



Title	1. 登別温泉大湯沼の水収支および熱収支
Author(s)	福富, 孝治; FUKUTOMI, Takaharu; 中尾, 欣四郎 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 19, 1-19
Issue Date	1968-03-13
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.19.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13935
Type	departmental bulletin paper
File Information	19_p1-19.pdf



1. 登別温泉大湯沼の水収支および熱収支

福 富 孝 治 ・ 中 尾 欣 四 郎

三 好 日 出 夫 ・ 田 上 龍 一

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和 42 年 11 月 受 理 —

I. 序 言

登別温泉の大湯沼は、日和山南麓の爆裂火口に湛えられた面積 17,320 m² の湯沼である。

この地域には、大湯沼の東方約 100 m に奥湯沼 (面積約 900 m²)、西南約 120 m に大正地獄 (面積約 250 m²) があり、大湯沼にくらべて規模は小さいが、いずれも爆裂火口にできた湯沼である。

大湯沼地域に関する調査は、田中館¹⁾ 次いで、鈴木・石川・石橋²⁾ によって行なわれ、一般的記載がなされている。

その後、福富・藤木・須川³⁾ により登別温泉調査の一環として、湧出量および湧出熱量の概略が求められている。短期間の調査による概値であり、しかも年月も経過しているので、今回、大湯沼、奥湯沼について調査する機会が与えられたので、水収支及び熱収支を主目的として調査を行なったのである。調査は昭和 41 年 10 月 19~22 日および、湯沼の水位が低下していると考えられる昭和 42 年 3 月 7~10 日の期間に行なった。

これらの調査は函館営林局室蘭営林署の依頼によって行なったが、現地調査において多大の御協力を得たことをここに記して感謝の意を表する。

II. 大湯沼の地形および調査の概要

大湯沼は登別温泉から北北東に入りこんだ谷の北端に存在し、沼の北東部および西南部を除いて周囲はほとんど切り立った崖よりなっており、特に西部は日和山山頂付近から 100 m あまりの急峻な崖をなしている。

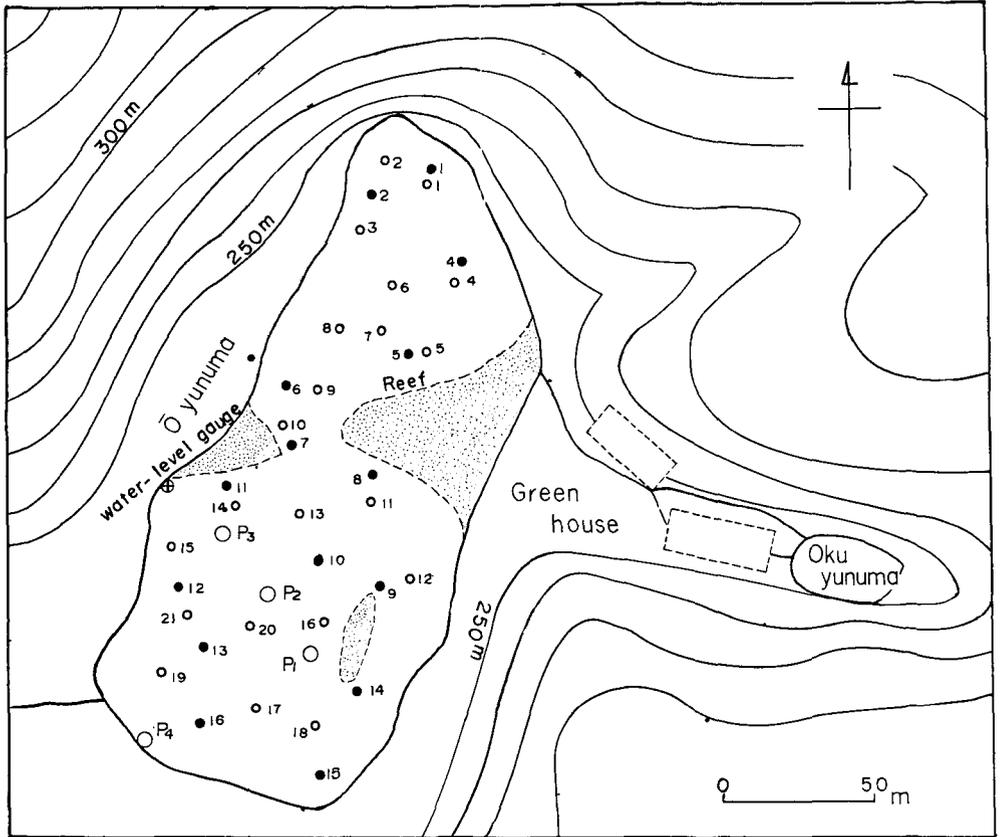
第 1 図は室蘭営林署によって作られた大湯沼付近の千分の 1 地形図である。大湯沼の面積については今回の調査の際にプリズマテックコンパスを用いて測量し前記の結果を得た。

奥湯沼は、図から判るように、大湯沼の存在する主な谷の東側に切りこんでいる側面の急な小谷の奥に位置する。奥湯沼付近では主として小谷の北側の数カ所に地下水の湧泉があり、

1) 田中館秀三；北海道登別温泉，地質雑誌，36 (1924)，660.

2) 鈴木 静・石川俊夫・石橋正夫；登別温泉及び倶多楽湖，北大理学部地質見学案内書，2 (1943).

3) 福富孝治・藤木忠美・須川 明；登別温泉調査報告，北海道衛生部編，北海道温泉調査報告，15 (昭 33)，51.



第1図 大湯沼付近地形図

Fig. 1. Topographic map in the neighborhood of Ōyunuma hot lake in Noboribetsu, Hokkaido.

奥湯沼から自然に溢出する約 80°C の湯は一旦熱帯植物園温室を通過して流れ、前に述べた冷地下水の湧泉水と合流して、大湯沼に流入している。奥湯沼からはこの外に、登別温泉町にある国立病院に $230\text{ m}^3/\text{day}$ の湯が自然流下で引湯されており、昭和42年3月から新たにほぼ同量の湯が同じ登別温泉町に引湯されている。

一方、大湯沼からは、沼の南端から流出している湯の川の外に新登別温泉への引湯がある。引湯は湯の川にそって400 m 下流の貯湯槽まで自然に流下させ、貯湯槽からポンプで毎日15時から16時30分の間に、 100 m^3 の湯を揚水している。沼の水面と貯湯槽との落差は測量の結果16.2 m であり、揚水中と停止中とで大湯沼からの流下流量は落差が大きいので測定誤差の範囲の差異しか認められなかった。すなわち、昭和42年3月揚水中の流下流量は $1987\text{ m}^3/\text{day}$ 、揚水停止期間の測定では $1966\text{ m}^3/\text{day}$ でかなり一致した値を得た。

III. 大湯沼の水収支

1. 水収支の概要

大湯沼における流入，流出の状態を第2図に模式的に示した。

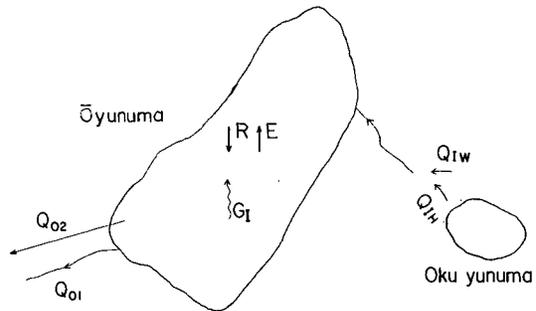
Q_{IW} は奥湯沼付近で自然湧出している地下水量で， Q_{IM} と合して小川となって大湯沼へ流している。 Q_{IM} は奥湯沼から溢出温泉量であるが，奥湯沼からはこの外に国立病院および登別温泉町に自然流下で引湯されている。

Q_{O1} を大湯沼から湯の川となって流出する湯の量， Q_{O2} を新登別温泉への自然流下による引湯量とし， R ， E をそれぞれ降水量，蒸発量とする。 G_I は湯沼の底から湧出している温泉量で，直接測定することはできないが，水収支を調べることによって求めることができる。地表流入と底からの湧出と降水から地表流出と蒸発を差引いた量が湯沼に貯溜され，水位 h の変化として示される理であるから水収支の式として，次式を得る。

$$A \Delta h = (Q_{IM} + Q_{IW} - Q_{O1} - Q_{O2} + G_I) \Delta t + A(R - E) \quad (1)$$

ここで， A は湯沼表面積， Δh は収支の期間 Δt での水位の増加分をあらわし， Q_{IM} ， Q_{IW} ， Q_{O1} ， Q_{O2} ， G_I はそれぞれ単位時間の流量であり， R および E は収支の期間の降水量および蒸発量である。

一般的にはこの外に，沼への自由水面地下水の流入および湯沼の出口付近での地下水流出が考えられるが，大湯沼の場合は沼の周囲はほとんど熔岩或いは温泉作用をうけた粘土質の土壌であり，自由水面地下水の流入および流出は無視した。



第2図 大湯沼における水収支の状況を示す説明図

Fig. 2. Schematic representation of water budget at Ōyunuma hot lake.

昭和41年10月，昭和42年3月ともに，1日毎に水収支を解析した。

(1)式の測定値の中で，奥湯沼の溢出量 Q_{IM} ，地下水の流入量 Q_{IW} は短期間では，それぞれ一定と考えてもよい。また，自然流下量 Q_{O2} は湯沼水面と貯湯槽との落差が大きく，湯沼水位の微小な変化に無関係に一定である。

(1)式の中で特に問題となる測定値は，湯沼水位 h ，湯の川の流出量 Q_{O1} および湯沼表面からの蒸発量 E である。

2. 水位の測定

短期間の水収支では，貯溜量の変化も小さく，微少な水位変化を測定しなければならない。水位は精度 1/20 mm の精密水位計を用いて測定した。水位測定に際しては，水面が風波・静振などによる短周期の水面変動をふせぐために，水位測定円筒（直径 14.8 cm）と湯沼とは，直

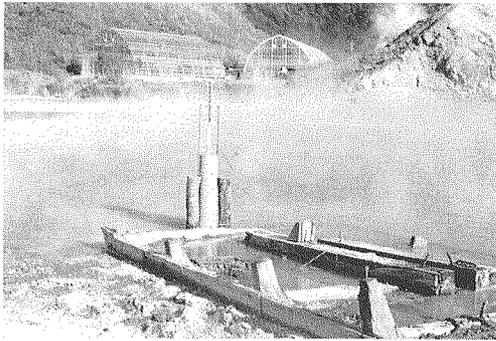


写真 1. 大湯沼に設置した水位計
Photo. 1. Water-level gauge.



写真 2. 大湯沼からの流出量を測定するための堰
Photo. 2. Weir to measure discharge from Ōyunuma.

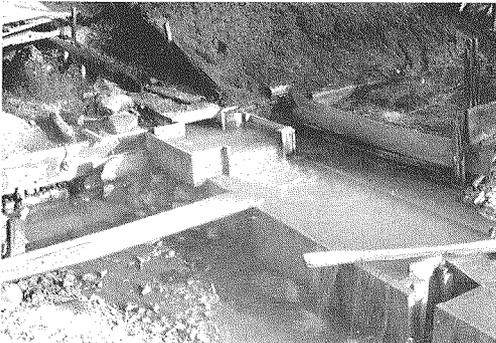


写真 3. 大湯沼の流出口の状況
Photo. 3. Outlet of Ōyunuma.

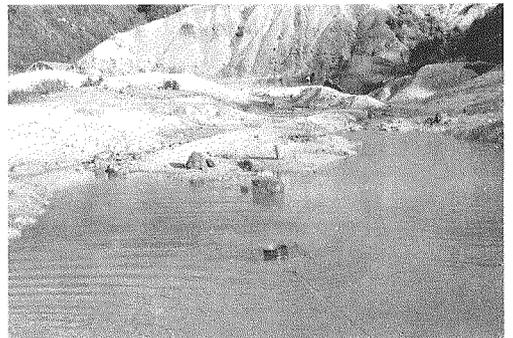


写真 4. 流出量測定堰の上手に浮べた蒸発計
Photo. 4. Floating Pan (No. 5) in upstream of the weir.

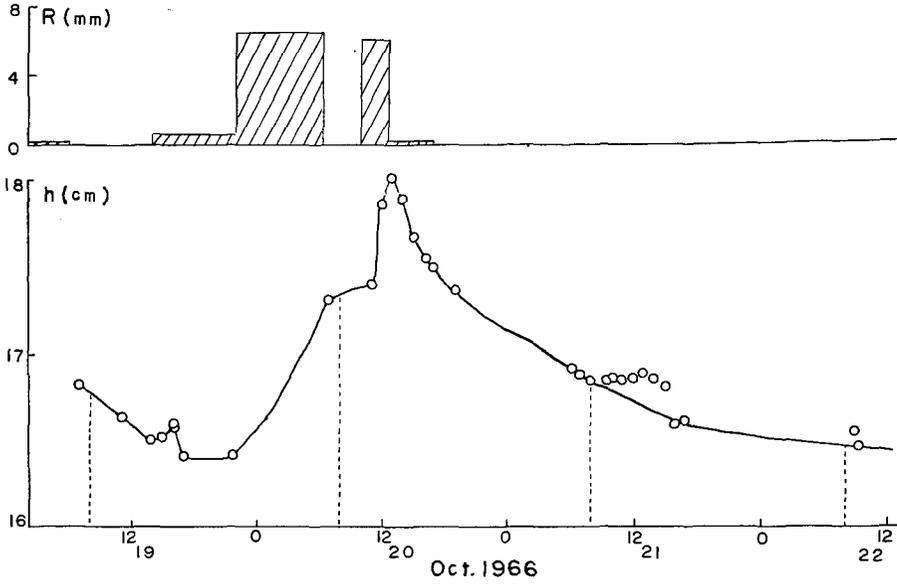
径 0.8 cm, 長さ 100 cm のビニール管によって連絡した⁴⁾。

第 3 図に、昭和 41 年 10 月 19 日から 22 日までの水位変化を示した。水位は 19 日から 22 日にかけて降った約 13 mm の降雨により、一旦上昇した後、22 日にかけて下降を続けている。21 日の 8 時以後に 0.4 mm の水位上昇がみられるが、これは調査に使った舟によって、一時的に流出口の堰き上げが起きたためと考えられる。

第 4 図は昭和 42 年 3 月 7 日から 10 日までの水位の変化を示した。このときは、調査の開始前に、湯沼の流出口が人工的に堰き止められていたが、それを取り去った後水位は調査期間中下降している。この期間約 4 mm の降雪があった。なお、第 3 図、第 4 図に図示した降水量は、測定間隔は不同であるが、その間の降水量である。

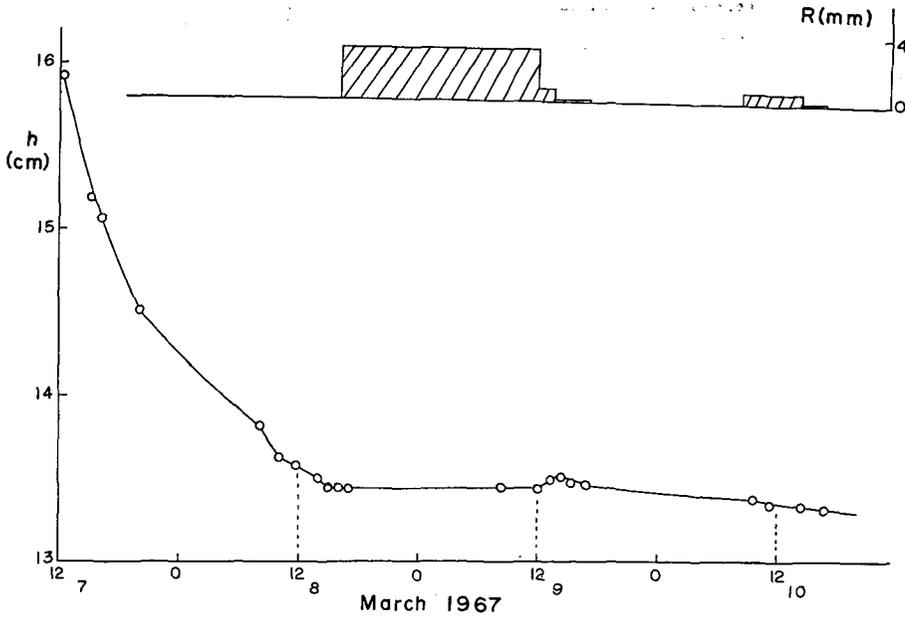
解析した収支の期間は、第 1 回の調査では、午前 8 時から 1 日間毎にとり、第 2 回目の

4) 中尾欣四郎・大槻 栄・田上龍一・成瀬廉二；閉塞湖からの分水界漏出、一俱多楽湖一、北大地球物理学研究報告, 17 (1967), 49.



第3図 大湯沼の水位変化および降雨量 (昭和41年10月)

Fig. 3. Changes of water-level and of rainfall at Ōyunuma (October in 1966).



第4図 大湯沼の水位変化および降雪量 (昭和42年3月)

Fig. 4. Changes of water-level and of snowfall at Ōyunuma (March in 1967).

調査では 12 時から 1 日間毎とし、第 3 図、第 4 図にそれぞれ点線で示した。また、両調査とも、水位は同一基準から測った値である。

3. 大湯沼から流出する湯の川の流量

大湯沼の南端から流出する湯の川の流出口の状態は、最近まで硫黄を採取していた関係で樋が設けられているが(写真 3 参照)、この樋は一旦地下にもぐり小川となって流れ出している。

流出量は、湯沼の出口の下流約 30 m に堰を作り、流れを 3 つにわけて、容量 88.5 l の枡に受けて測定した。

流量の測定は、両回の調査期間中に 7 回行なったが、第 5 図に示したように、大湯沼からの流出量 Q_{01} は、湯沼水位の変化に応じて変化することがわかった。

最少二乗法で求めた、水位と流出量との関係を示す水位流出量曲線は、流出量 Q_{01} を l/min, 水位 h を cm の単位にとれば

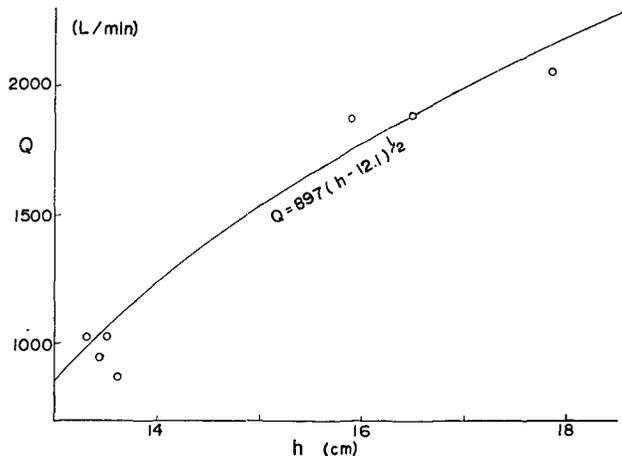
$$Q = 897 (h - 12.1)^{1/2} \quad (2)$$

となる。

水理学的にみれば、水位と流出量との関係が $1/2$ 乗となるのは、圧力トンネルあるいは管路から流出する場合で、(2) 式の括弧内の値 ($h - \text{const.}$) は管軸から測った水位に相当する。

従って、樋が一旦地下にもぐって、小川に流れ出している大湯沼の流出口の状況は、圧力トンネルからの流出と考えればよいであろう。

水収支の期間 (1 日間) の総流出量は、水位変化が直線と近似できる期間に分けて、(2) 式から流出量を求め積算した。



第 5 図 大湯沼の水位と流出量との関係

Fig. 5. Relation between water-level at Ōyunuma and outflow rate from Ōyunuma.

4. 蒸 発 量

昭和41年10月20日に、第1図中に白丸で示した21カ所の測点について、大湯沼の表面水温、沼の底の温度、深度を測定した。湯沼の底の水温は北部の測点No.8で、最高108.0°Cであった。測点No.8は水深も最深で15.7mあった。表面水温の分布は、最高51.5°C、最低49.0°Cで、湯沼の底の水温が49.0°Cから108.0°Cと場所による差が大きいのと比較して、表面水温は場所による差が小さく、その平均水温は50.2°Cであった。

昭和42年3月8日に再び第1図中黒丸で示した17カ所について表面水温を測定したが平均水温は44.2°Cであった。これらの測点の位置は、セクスタントで決定した。第1回および第2回調査における水温の測定結果は第1表に示した。

大湯沼の場合のように表面水温が40°Cから50°Cもあるような高温な水面からは、蒸発が非常に大きく水収支で大きな役割をすることが予想される。高温な水面からの蒸発については、すでに須川⁵⁾によって研究され、蒸発量が表面水温の三乗に比例することが報告されている。

筆者らは、このような高温水面からの蒸発が、よく知られているDALTONの法則⁶⁾に適合するかどうかを調べ、もし適合するならば、この法則を用いて湯沼の平均表面水温に応じた蒸発量を求めようと考えたのである。

蒸発量は、直径20cm、深さ12.5cmのステンレス製の蒸発計を湯沼に浮べて測定した。

第1表 大湯沼の水温分布

Table 1. Horizontal distribution of water temperature at Ōyunuma.

昭和41.10.20 (10:15~12:15)				昭和42.3.8 14:15~ 15:30	昭和41.10.20 (10:15~12:50)				昭和42.3.8 14:15~ 15:30
測点 Observation Site	表面水温 Surface temp. (°C)	底水温 Bottom temp. (°C)	深さ Depth (m)	表面水温 Surface temp. (°C)	測点 Observation Site	表面水温 Surface temp. (°C)	底水温 Bottom temp. (°C)	深さ Depth (m)	表面水温 Surface temp. (°C)
1	51.2	51.2	2.8	45.1	12	50.0	49.0	7.9	43.4
2	51.0	51.0	—	45.8	13	50.5	59.0	12	43.6
3	51.5	53.0	2.6	45.1	14	51.0	60.8	11	42.2
4	50.5	66.0	5.8	44.7	15	49.0	51.7	2.8	42.9
5	50.2	50.1	2.0	45.1	16	40.5	49.3	5	42.9
6	51.0	86.0	15	44.9	17	49.0	48.7	6	平均 44.2
7	50.5	90.2	11.7	44.9	18	48.5	63.7	7.7	
8	51.0	108.0	15.7	44.4	19	49.0	50.5	9.1	
9	51.0	74.0	11	43.7	20	49.5	60.0	12	
10	50.5	50.0	7.5	44.2	21	49.0	49.0	14	
11	50.5	49.0	5.8	43.7		平均 50.2			

5) 須川 明; 高温な水面からの蒸発量, 北大地球物理学研究報告, 7 (1960), 63.

6) O. E. MEINZER; Hydrology (1942), 56. Evaporation from free water Surfaces の章.

ステンレスの肉厚は 0.4 mm であったが、蒸発計内の水温と湯沼の表面水温との差は予想外に大きかった。第 6 図には No. 4 の蒸発 Pan 内の水温および Pan を浮べた場所での湯沼の表面水温とを黒丸で示し、No. 5 の蒸発 Pan の内と外との水温を白丸で示したが、Pan の内と外とで約 4°C 温度差があることがわかった。

DALTON の式は

$$E = \alpha(e_w - e_a) \quad (3)$$

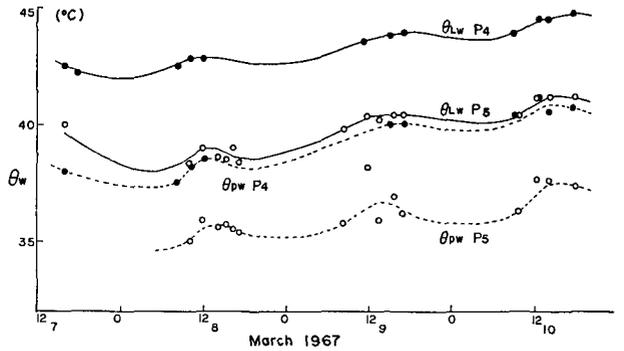
であらわされる。 E は蒸発量、 α は常数、 e_w は水面に接した空気の蒸気圧であるが、表面水温に対する飽和蒸気圧とみなしてよい。 e_a はある高さでの空気の蒸気圧である。今回は水面から 8.8 m の高さで、アスマン通風乾湿計によって、相対湿度 $H(\%)$ を測定し

$$e_a = e_s \times H/100 \quad (4)$$

によって e_a を求めた。但し、 e_s は気温に対する飽和蒸気圧である。

蒸発計の位置は第 1 図に大きな白丸で示したごとく、湯沼の南部に、Pan 1. 2. 3. 4 を浮べ、Pan 5 は流出量測定用の堰のところに浮べた。

これら 5 個の蒸発計を浮べた目的は DALTON の法則の適合性を調べることに外に、湯沼



第 6 図 蒸発計内の水温 θ_{PW} とその場所での湯沼の表面水温 θ_{LW} (蒸発計 No. 4, No. 5).

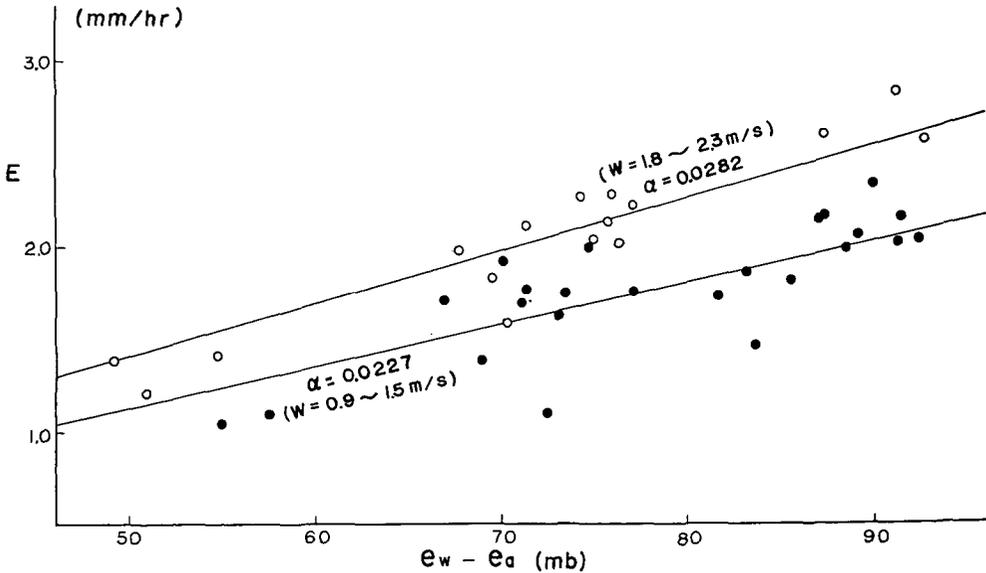
Fig. 6. Change of surface water temperature in evaporimeter and that of the lake surface in the vicinity of the instrument (No. 4, No. 5).

第 2 表 大湯沼における蒸発量と蒸気圧勾配の測定結果 (E は測定期間の平均時間蒸発量)

Table 2. Observed evaporation and the corresponding vapor pressure difference.

期間 (日・時)	昭和 41 年 10 月	E (mm/hr)				風速 Wind velocity (m/s)	雨量 Rainfall (m/m)	$e_w - e_a$ (mb)			
	Pan. No.	1	2	3	4			1	2	3	4
18. 16~19. 12	1.93	1.97	2.06	—	—	0.17	—	—	—	—	
19. 7~19. 12	—	—	—	2.15	2.1	0.00	—	—	—	—	
19. 12~20. 7	—	—	—	1.57	1.0	7.00	—	—	—	—	
19. 12~20. 10	1.84	2.01	2.06	—	1.1	7.00	(88.0)	(93.2)	(92.2)	—	
20. 7~20. 15	—	—	—	2.06	2.0	6.10	—	—	—	(85.7)	
20. 10~20. 16	2.60	2.83	2.58	—	2.3	6.10	87.3	91.2	92.7	—	
20. 16~21. 7	1.82	2.07	2.15	1.72	1.1	0.07	85.6	89.1	91.4	81.6	
21. 7~21. 16	2.17	2.33	2.04	1.87	1.3	0.00	87.3	90.0	92.4	83.2	
21. 16~22. 9	2.00	2.15	2.04	1.47	1.3	0.00	88.6	87.1	91.2	83.7	

期間 (日.時)	昭和42年 3月 Pan. No.	E (mm/hr)					風速 Wind velocity (m/s)	雨量 Rainfall (m/m)	$e_w - e_a$ (mb)				
		1	2	3	4	5			1	2	3	4	5
7.15~8.11		1.63	1.48	1.46	1.05	1.17	1.5	0.00	(66.1)	—	(70.6)	(64.5)	(55.6)
8.11~8.17		1.98	2.10	2.11	—	1.41	1.8	0.00	67.7	(65.9)	71.4	—	54.7
8.17~9.11		1.70	1.71	1.10	—	1.10	0.9	3.10	71.1	66.9	72.5	—	57.6
9.11~9.18		1.78	1.93	2.00	1.43	—	1.3	0.85	71.4	70.1	74.7	(68.7)	58.1
9.18~10.9		1.63	1.74	1.75	1.39	1.05	0.9	0.00	73.1	73.5	77.1	69.0	55.0
10.9~10.14		2.28	2.27	2.22	1.83	1.39	2.2	0.65	76.0	74.3	77.1	69.6	49.1
10.14~10.17		2.13	2.04	2.02	1.59	1.21	2.2	0.05	75.8	75.0	76.3	70.4	50.9
10.17~11.9		—	—	—	—	1.29	—	0.00	—	—	—	—	—



第7図 平均時間蒸発量と $(e_w - e_a)$ との関係

Fig. 7. Relation between mean hourly evaporation and the corresponding vapour pressure difference $(e_w - e_a)$.

の岸から中心に向って、蒸発に場所的な相違が認められるかどうかをみるためである。

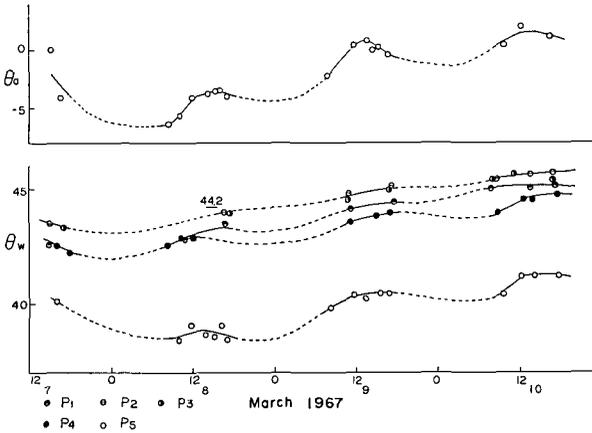
第2表に、ある期間の平均的な1時間の蒸発量、その期間の平均風速、雨量および蒸発Pan内の水温に対応する平均の飽和蒸気圧と水面上高度8.8mの空気平均蒸気圧との差を示した。なお、平均値 \bar{e}_w 、 \bar{e}_a はそれぞれ蒸発量を測定した期間の始めと、終りの値を平均した。表中、 $\bar{e}_w - \bar{e}_a$ の欄で括弧した値は、一方が欠測していて平均値がとれなかった場合である。

第2表に示した蒸発計からの蒸発量と蒸気圧の勾配との関係が、DALTONの式のごとく、直線的関係にあるかどうかをみるために、第7図に、時間蒸発量 E (mm/hr) と $e_w - e_a$ (mb) との関係を図示した。

第7図によれば、点はかなりばらついているが、蒸発測定期間の平均風速が1.8~2.3 m/s

の測定値を白丸でとり、0.9~1.5 m/s の場合を黒丸で示すと、それぞれ、ほぼ原点を通る正の直線関係があり、すなわち、DALTON の法則が近似的に成立していることが判る。なお、風速の大きい白丸はほとんど黒丸の上側になっていて、風速が大きくなると蒸発量が増加する傾向にある。

(3) 式の係数 α は、 $e_w - e_a$ を mb、 E を時間蒸発量 mm/hr の単位としたとき、風速が



第 8 図 大湯沼の表面水温および気温の変化

Fig. 8. Change of surface water temperature and of air temperature at Ōyunuma.

の気温 θ_a および蒸発計を浮べた 5 地点の表面水温の変化を示したが、調査の期間中気温は徐々に上っており、それに伴って各地点の表面水温もやや上昇している。

先に述べたように、3月8日に測定した表面水温分布から求めた湯沼の平均表面水温は 44.2°C であるが、蒸発計を浮べた各地点で、調査期間中ほぼ一様に水温変化をしていることから考え、各収支の期間ごとに、湯沼の平均水温は、水温変化に応じて 44.2°C を補正した値をとった。なお、昭和 41 年 10 月の調査期間でも、同様の水温変化がみられたので、10 月 20 日に測定した平均水温 50.2°C を各収支期間ごとで補正して、湯沼の平均表面水温とした。

5. 大湯沼に流入する奥湯沼溢出量および湧出地下水量

奥湯沼から自然溢出する流量 Q_{IH} は、前後 2 回の測定で、1428 m³/day から 480 m³/day と、3 月の測定時には、約 1/3 減少している。なお、3 月には、奥湯沼から登別温泉町に新たに、236 m³/day の流量を自然流下で引湯しており、10 月と 3 月の奥湯沼からの総流出量を比較すると 1657 m³/day と 942 m³/day で、10 月に較べて 3 月の総

1.8~2.3 m/s の場合に 0.0282 で、風速が 0.9~1.5 m/s の場合には、0.0227 であった。

しかし、蒸発計の位置による系統的な差異はみられず、又風速の影響も、上記のように、きわめて大まかな差異しか認められなかった。すなわち、大湯沼からの蒸発は、収支の期間の湯沼の平均表面水温から (3) 式によって計算される。

第 8 図は、昭和 42 年 3 月における湯沼の表面から 8.8 m 高で

第 3 表 奥湯沼から流出する温泉量
Table 3. Flow-rate of hot water from Okuyunuma.

測定月日	昭和 41 年	昭和 42 年
	10 月 20 日	3 月 7 日
	m ³ /day (l/min)	m ³ /day (l/min)
自然溢出 (Q_{IH})	1428 (992)	480 (333)
国立病院引湯	229 (159)	226 (157)
登別温泉町引湯	0 0	236 (164)
総 量	1657 (1151)	942 (654)

第4表 大湯沼に流入する地下水流量

Table 4. Ground-water discharges into Ōyunuma.

測定月日	昭和41年10月20日		水温	昭和42年3月7日		水温
	m ³ /day	(l/min)	(°C)	m ³ /day	(l/min)	(°C)
飲料水	17.6	(12.2)	9.5	19.2	(13.3)	9.4
飲料水横流水	547	(380)	15.0	562	(390)	13.7
温室下手地下水 1	26.1	(18.1)	28.5	23.5	(16.3)	28.3
" 2	939	(652)	12.0	706	(490)	11.5
" 3	144	(100)	13.0	128	(89.2)	12.0
" 4	47.8	(33.2)	14.5	8.4	(5.8)	13.4
奥湯沼横の湧水	41.8	(29.0)	16.5	10.5	(7.3)	—
総量 (Q_{TW})	1746	(1225)		1457	(1012)	

流出量が著しく減少している。

奥湯沼から流出する温泉量を第3表に示した。

奥湯沼の周囲には、第4表に示したごとく、多くの地下水湧泉があり、これらは奥湯沼から自然溢出した温泉水と合して、大湯沼に流入している。大湯沼に流入する湧泉地下水の総量は第4表に示したように10月に1764 m³/dayで、3月には1457 m³/dayとやや減少している。

6. 大湯沼における水収支の結果

昭和41年10月19日から22日までと、昭和42年3月7日から10日までの期間について、24時間毎に、第5表に示した第1欄から第12欄までの値を使って、(1)式から、大湯沼の底から湧出する温泉量 G_T を求めて、第13欄に示した。

表中、第1欄の日降水量は、10月の調査時は雨であったが、3月の調査期間には雪であった。第7欄の日蒸発量は、(3)式を用い、 $\alpha=0.0227$ (第6欄の日平均風速 \bar{w} がどの収支期間でも1.8 m/sec以下であった) と第5欄の日平均蒸気圧勾配 $\bar{e}_w - \bar{e}_a$ から計算した。第3欄に示した大湯沼の平均表面水温は10月の調査時に比べて、3月の調査時には約5°C低くなっており、湯沼の温度低下にともない、第7欄に示した日蒸発量は10月の調査時に比べて、11 mm程度減少している。

第9欄の湯の川による流出流量 Q_{01} は、収支の期間の大湯沼の水位変化に応じて、24時間の総流出量を計算した。

第10, 11, 12欄の Q_{02} , Q_{IH} , Q_{IW} は短い収支の期間では変化を無視できると考えられるので、第1回および第2回の調査時については、それぞれ一定と考えた。

以上の各欄の値から、水収支を計算した結果、第13欄に示したように、 G_T の値は昭和41年10月の調査では、3日間の平均2130 m³/day、昭和42年3月は2337 m³/dayで、10月の調査時に比べて、3月は奥湯沼の底からの温泉湧出量はやや増加している。

第1回および第2回の調査について、おのおの3回(1回が24時間)の収支を計算した

第5表 大湯沼における水収支の結果

Table 5. Result of water budget at Ōyunuma.

		水収支の期間 Period of water budget					
		昭和41年10月 19日8時～ 20日8時	昭和41年10月 20日8時～ 21日8時	昭和41年10月 21日8時～ 22日8時	昭和42年3月 7日12時30分 ～8日12時	昭和42年3月 8日12時～ 9日12時	昭和42年3月 9日12時～ 10日12時
1	R (mm/day)	7.00	6.17	0.00	0.00	3.10	1.50
2	e_a (mb)	10.9	9.7	9.3	3.3	4.0	5.6
3	$\bar{\theta}_w$ (°C)	50.2	49.6	49.4	43.9	44.5	45.5
4	e_w (mb)	124.6	121.0	119.8	90.6	93.4	98.3
5	$e_w - e_a$ (mb)	113.7	111.3	110.5	87.3	89.4	92.7
6	\bar{W} (m/s)	1.1	1.5	1.3	1.6	1.1	1.0
7	E (mm/day)	61.68	60.72	60.24	46.53	48.72	50.40
8	Δh (mm/day)	5.5	-4.9	-3.7	-23.4	-1.4	-1.0
9	Q_{01} (m ³ /day)	2769	2952	2750	1898	1503	1478
10	Q_{02} (m ³ /day)	1538	1538	1538	1966	1966	1966
11	Q_{IR} (m ³ /day)	1428	1428	1428	480	480	480
12	Q_{RW} (m ³ /day)	1764	1764	1764	1457	1457	1457
13	G_I (m ³ /day)	2157	2159	2075	2376	2298	2337

が、同一時期ではほとんど相違がなく、水収支の計算が妥当であったことを示していると考えられる。

IV. 奥湯沼の水収支の概算

奥湯沼表面からの蒸発量は、大湯沼に用いた蒸発計と同一のものを浮べて測定した。昭和41年10月の調査時の蒸発量の測定結果を第6表に示した。10月の湯沼の表面水温は81.5°Cであり、蒸発計内の水温は74°Cであった。したがって、湯沼の表面からの蒸発量は81.5°Cに対応する蒸発量を計算する必要がある。

先に述べた須川⁷⁾の測定から $e_w - e_a$ を計算して、第7表に示した。須川は直径19.5 cmのブリキ製円筒形のPanを水面に浮べて測定した。第9図には須川の調査結果と今回の調査結果を合わせて蒸発量と蒸気圧勾配との関係を示した。第9図で、須川の測定値を白丸、今回の測定値は黒丸で図示した。

昭和41年10月の調査時には、 e_a の平均値は10.0 mbで、表面水温81.5°Cに

第6表 奥湯沼における蒸発量(測定期間の平均時間蒸発量と蒸気圧勾配の配観測)

Table 6. Observation of mean hourly evaporation and of the corresponding vapor pressure difference.

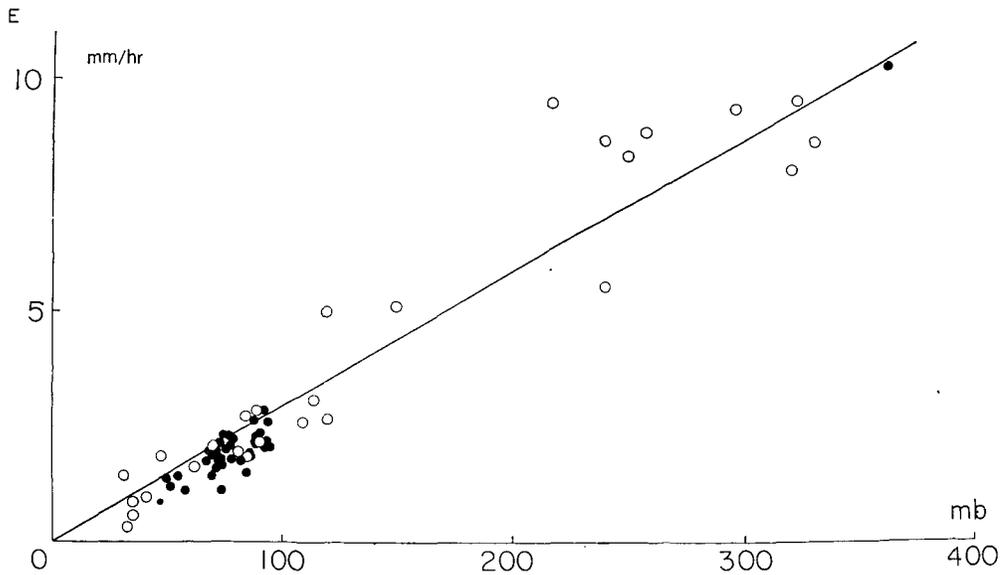
期 間 (日・時)	昭和41 年10月	E (mm/hr)	風 速 Wind velocity (m/s)	雨 量 Rainfall (mm)	$e_w - e_a$ (mb)
19.10~19.16		9.53	2.1	0.60	—
19.16~19.22		9.06	0.8	0.00	—
20.8~20.12		12.21	2.1	6.00	—
20.12~20.17		10.98	2.0	0.10	(329)
21.6~21.10		11.09	1.1	0.00	—
21.10~21.15		10.83	1.5	0.00	360

7) 前掲 5)

第7表 須川の測定結果

Table 7. Result of observation by A. Sugawa.

測定年月	$e_w - e_a$ (mb)	W (m/s)	E (mm/hr)	測定年月	$e_w - e_a$ (mb)	W (m/s)	E (mm/hr)
Jan. 1958	237.9	0.7	8.68	Apr. 1959	293.5	1.7	9.42
	88.4	—	2.80		83.9	0.9	1.85
	—	—	3.37		118.6	1.0	2.69
1959	80.6	1.4	1.91	216.3	2.3	9.48	
	317.8	1.5	8.16	61.4	2.7	1.61	
	112.4	1.1	3.10	Aug. 1959	326.6	3.0	8.76
	34.5	2.4	0.56		67.7	3.5	2.00
	256.5	2.3	8.94		119.0	—	5.04
Apr. 1958	—	—	5.66	1958	247.4	0.7	8.40
	319.9	—	9.60	82.5	0	2.66	
	88.9	—	2.15	31.9	0	0.35	
	107.5	—	2.57	39.3	0.8	0.99	
	238.5	—	5.57	1959	148.2	1.9	5.12
	30.4	—	1.38		32.9	1.6	0.85
1959	47.6	3.5	1.85	—	1.7	0.91	



第9図 平均時間蒸発量と $(e_w - e_a)$ との関係

Fig. 9. Relation between mean hourly evaporation and the corresponding vapour pressure difference $(e_w - e_a)$.

対応する e_w は 503 mb である。したがって、 $e_w - e_a = 493$ mb に対する蒸発量は、第 9 図 ($\alpha = 0.0293$) から、14.4 mm/hr である。

また、昭和 42 年 3 月の調査時には、湯沼の表面水温は 79.5°C ($e_w = 464$ mb) で、 e_a は平均 4.3 mb であった。 $e_w - e_a = 460$ mb に相当する蒸発量は 13.5 mm/hr となった。

奥湯沼は水位変化を測定しなかったため、水位変化として貯溜される量を無視して、概算値を計算することとし、奥湯沼からの総流出量と蒸発量の和が、奥湯沼の底から湧出する温泉量と考えた。

この結果奥湯沼からの湧出量は、昭和 41 年 10 月の調査時には、総流出量 (1657 m³/day) + 蒸発量 (311 m³/day) = 1968 m³/day となった。

また、昭和 42 年 3 月の湧出量は、総流出量 (942 m³/day) + 蒸発量 (292 m³/day) = 1234 m³/day となり、3 月の湧出量は、前年 10 月に比べて著しく減少している。大湯沼の場合には湧出量は 3 月がやや増加していることからみて、注目すべきことである。

V. 大湯沼の熱収支

大湯沼の水収支の章で述べたように、奥湯沼を溢出した湯は温室を通る間にかなり冷却されて、湧出する地下水と合して大湯沼へ流入している。また、湯の川への流出および新登別温泉への引湯は、大湯沼から熱量運び出している。この外に、蒸発、輻射、湖底の熱伝導等で失われる熱量がある。

1 日程度の短い熱収支の期間では、湯沼水温の垂直および水平分布の変化による大湯沼内部の熱貯溜量の変化は無視できるものと考えれば、大湯沼の底から供給される熱量 H_I の概値をこの土地の地下水の温度 θ_0 を基準として求める近似式は熱収支の関係から

$$H_I = \rho c \left\{ Q_{01}(\theta_{01} - \theta_0) + Q_{02}(\theta_{02} - \theta_0) - Q_{11}(\theta_{11} - \theta_0) - Q_{12}(\theta_{12} - \theta_0) \right\} - \rho c AR(\theta_a - \theta_0) + A \left\{ E \rho l (1 + R_b) + H_R \right\} \quad (5)$$

となる。但し、奥湯沼からの溢出と冷地下水との混合した 2 つの小川の水量 Q_{11} および Q_{12} の水温を大湯沼への流入口付近で測定した値を θ_{11} および θ_{12} 、湯の川への出口および新登別への引湯口付近の水温をそれぞれ θ_{01} および θ_{02} 、降水の温度を θ_a 、 ρ および c は水の密度および比熱、 l は気化熱、 R_b は BOWEN ratio、 H_R は湯沼表面から輻射によって失われる熱量である。また、収支の期間は昭和 41 年 10 月 20 日 8 時より 21 日 8 時までの 24 時間とした。

(5) 式右辺第 1 項は、流出、流入水量による熱の出入で、第 2 項は降水による熱量の授受である。なお、降水の温度は気温と等しいとした。第 3 項は、蒸発によって費される潜熱、熱伝達および輻射によって水面から失われる熱量である。

(5) 式の計算には次の数値を採用した。

$$\rho = 1 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}, \quad c = 1 \text{ g/cm}^3, \quad \theta_{01} = \theta_{02} = 48.0^\circ\text{C}, \quad Q_{01} = 2952 \text{ m}^3/\text{day}, \quad Q_{02} = 1538 \text{ m}^3/\text{day}, \quad \theta_{11} =$$

32.5°C, $\theta_{T2}=37.0^\circ\text{C}$, $Q_{T1}=2035 \text{ m}^3/\text{day}$, $Q_{T2}=1157 \text{ m}^3/\text{day}$, $\theta_0=10.0^\circ\text{C}$, $A=17320 \text{ m}^2$, $\theta_w=49.6^\circ\text{C}$, $R=0.62 \text{ cm/day}$, $\theta_a=9.0^\circ\text{C}$, $E=6.07 \text{ cm/day}$, $l=568 \text{ cal (}50^\circ\text{C)}$

熱伝達によって水面から失われる熱量と蒸発に費される潜熱との比 R_b は BOWEN によって決められた次の BOWEN ratio の式⁸⁾で示され、湖沼の熱収支の計算につかわれている。

$$R_b = 61 \times 10^{-5} P \left(\frac{\theta_w - \theta_a}{e_w - e_a} \right) \quad (6)$$

但し、 P は気圧で、 e_w , e_a と同一単位であらわし、表面水温 θ_w および気温 θ_a はそれぞれ $^\circ\text{C}$ の単位である。

収支の期間で

$$e_w = 121 \text{ mb}, \quad e_a = 9.7 \text{ mb}, \quad P = 1 \text{ 気圧} = 1013 \text{ mb}$$

であるので、(6) 式から R_b を計算すると 0.23 となり、蒸発による熱量損失の約 2 割が熱伝達によって失われることになる。

湯沼表面から失われる輻射熱量の算定には、次の RICHARDSON および MONTGOMERY の式⁹⁾によった。

湯沼表面からの単位面積あたりの輻射量 H_R は

$$H_R = 0.906 \sigma \theta_w'^4 - 0.796 \sigma \theta_a'^4 \quad (7)$$

但し、 σ : STEFAN's constant = $5.73 \times 10^{-5} \text{ ergs cm}^{-2} \text{ deg}^{-4} \text{ sec}^{-1}$ で、 θ_w' , θ_a' はそれぞれ湯沼の表面水温および気温を絶対温度で示したものである。

(5) 式の右辺各項を計算すると、第 8 表に示したごとくなり、なかでも蒸発によって失われる熱量が最も多い。(5) 式の計算の結果、大湯沼の底から供給される総熱量 H_T は $6.44 \times 10^5 \text{ kcal/min}$ であった。

第 8 表 大湯沼における熱収支の結果

Table 8. Result of heat budget at Ōyunuma.

20~21. Oct. 1966	熱 量 flow rate of heat (kcal/min)
$\rho C\{Q_{T1}(\theta_{T1} - \theta_0) + Q_{T2}(\theta_{T2} - \theta_0)\}$	535×10^2
$\rho CAR(\theta_a - \theta_0)$	-0.7×10^2
$\rho C\{Q_{O1}(\theta_{O1} - \theta_0) + Q_{O2}(\theta_{O2} - \theta_0)\}$	1184×10^2
$AE\rho l(1 + R_b)$	5107×10^2
AH_R	682×10^2
H_T	6439×10^2

VI. BOWEN ratio の検討

(6) 式から求めた BOWEN ratio が大湯沼のような高温な水面からの熱量損失についても成り立っているかどうかを調べるために、大湯沼から流出している湯の川の温度低下を、流下方向 x にそって測定した。

第 10 図で模式的に示したごとく、湯の川の Δx の区間で失われる熱量は、 Δx 区間で流

8) G. E. HUTCHINSON; A Treatise on Limnology. Volume I (1957), 514.

9) 野満隆治・瀬野錦蔵; 新河川学 (1961), 37.

量に変化がないとすれば

$$Q_0 \Delta \theta_w \rho c = -El\rho(1+R_b)B\Delta x - H_R B\Delta x - kgB\Delta x \quad (8)$$

となる。但し、 $\Delta \theta_w$ は Δx だけ流下する間の水温変化、 B は川幅で、 k および g は、それぞれ川底の土の熱伝導係数および川底の地温勾配で、右辺第 3 項は川底から熱伝導で失われる熱量である。

(8) 式について、 $x=0$ で $\theta_w = \theta_{w0}$ 、温度低下を測定した短い区間では、蒸発量および放射量は、近似的に区間の平均水温 $\bar{\theta}_w$ を使って計算することになると、流下方向にそっての水温変化は (9) 式で示すごとく、直線的な温度低下であらわされる。

$$\theta_w - \theta_{w0} = \frac{-B}{Q_0 \rho c} \left\{ El\rho(1+R_b) + H_R \right\} x \quad (9)$$

但し、(8) 式の右辺第 3 項は、概算の結果他の項にくらべて小さいので無視した。

R_b を (6) 式を使って求め、(9) 式の温度低下の勾配 (x の係数) を計算し、湯の川での実測の水温低下の勾配と比較し、逆に R_b 算出の妥当性を検討した。

大湯沼の流出口から湯の川は 2 筋にわかれているので、それぞれについて、2 m 間隔で水温と川幅とを測定し、この区間を区間 I および区間 II とした。また、2 筋の湯の川が合流した後の区間を区間 III とし同様の測定を行なった。

区間 I, II の流量は測定しておらず、合流後の区間 III の流量 (Q_{01}) が、流量測定堰で測られている。区間 I, II の流量は、2 筋の湯の川の合流直前の水温 (θ_{w1} および θ_{w2}) と合流直後の水温 (θ_{w3}) とから、熱量の連続を考えきめられる。

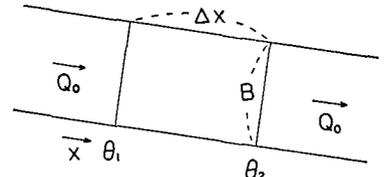
Q_{01} の区間 I における流量配分比を β とすれば

$$Q_{01} \theta_{w3} = \beta Q_{01} \theta_{w1} + (1-\beta) Q_{01} \theta_{w2} \\ \beta = \frac{\theta_{w3} - \theta_{w2}}{\theta_{w1} - \theta_{w2}} \quad (10)$$

水温はそれぞれ、 $\theta_{w1} = 47.8^\circ\text{C}$ 、 $\theta_{w2} = 45.0^\circ\text{C}$ 、 $\theta_{w3} = 47.3^\circ\text{C}$ で、 $\beta = 0.82$ となる。区間 I では区間 III の流量の約 8 割が流れていることになる。

各区分ごとで、(9) 式の x の係数 K を求めた結果を第 9 表に示した。表中、 R_b は各区分ごとに、(6) 式の BOWEN ratio を求める式で計算した。

第 11 図は湯の川の区間 I, II, III における流下方向にそっての温度低下を示している。白丸は実測値、実線は (9) 式から計算した温度低下の勾配を示していて、多少のばらつきはあるが、実測値と計算値は比較的よく一致している。したがって、BOWEN ratio 算出式はほぼ妥当な式と考えてよい。



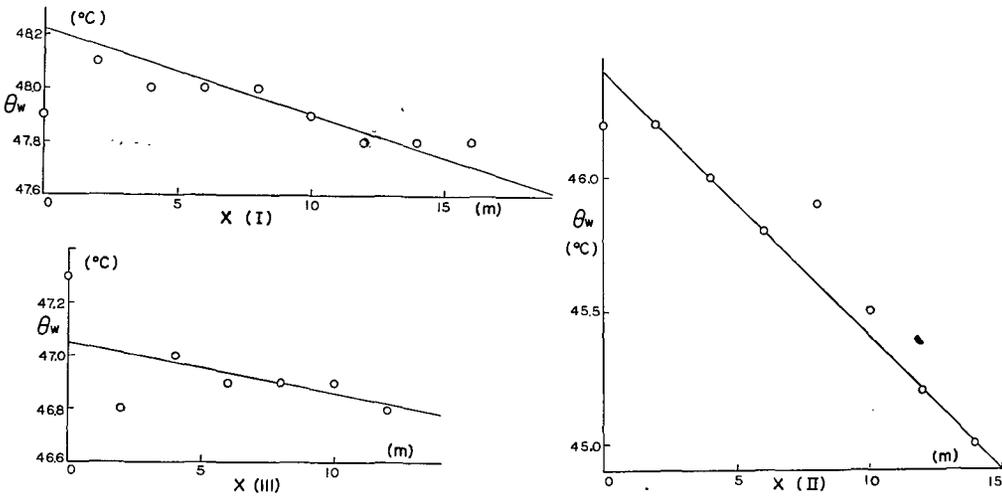
第 10 図 湯の川における水温低下の説明図

Fig. 10. Schematic representation of water temperature decrease along a hot stream.

第9表 湯の川の流下方向にそつての水温度低下

Table 9. Decrease of water temperature along hot streams.

区 間	I	II	III	区 間	I	II	III
\bar{B} (m)	1.74	1.28	1.30	e_w (mb)	111	111	111
Q (m ³ /day)	2290	503	2794	e_a (mb)	9.4	9.4	9.4
E (mm/hr)	2.31	2.04	2.18	R_b	0.20	0.21	0.21
$\bar{\theta}_w$ (°C)	47.9	45.7	46.9	K	-3.18×10^{-4}	-9.95×10^{-4}	-1.90×10^{-4}
θ_a (°C)	14.2	14.2	14.2				



第11図 湯の川の区間 I, II, III の流下方向にそつての水温度低下

Fig. 11. Decrease of water temperature measured along hot streams.

VII. 大湯沼における水収支および熱収支の結果の検討

大湯沼の底から、 6.44×10^5 kcal/min の熱量が供給されていることが熱収支の結果わかつたが、この熱量の供給は地下深くから上昇する高温な熱水に原因すると考えられる。地下高圧の下で高温な熱水は上昇による圧力低下のために、温度 θ_H の熱水と水蒸気に分離して大湯沼の底から、たえず供給されているとしよう。

この場合、 SO_2 , H_2S 等のガスによる熱輸送が考えられるが、通常火山発散ガス中の 99% 以上は水蒸気であることが知られているので、この影響は無視した。

大湯沼の底の水温は最高 $108.0^\circ C$ が測定されたが、熔融硫黄が生成されていることからみて、 θ_H は $120^\circ C$ 程度と考えられる。

いま、大湯沼の底から供給される総水量 G_I の中での水蒸気含有率を γ (重量比) とすれば

$$H_I = G_I(\theta_H - \theta_0) \rho c + G_I \gamma \rho l \tag{11}$$

となり、 $\theta_H=120^\circ\text{C}$ 、 $l=525\text{ cal}$ (120°C に対する潜熱) として r を計算すると、 $r=0.61$ を得る。

太秦・室住¹⁰⁾は大湯沼に隣接する地獄谷の地球化学的研究の結果、地下の熱水溶液の温度を $200^\circ\sim 240^\circ\text{C}$ と推定している。

吉川¹¹⁾によれば、地下で $200^\circ\sim 250^\circ\text{C}$ の熱水が断熱的に沸騰上昇すれば、地表での r の値は 200°C で 0.164、 250°C で 0.233 となり、これ以上にはなり得ないとしている。

大湯沼での水収支、熱収支の結果から得られた r は 0.61 であり、地下では過熱水蒸気として存在するか、或いは上昇の過程で熱水の一部が他の通路から逃げ、水蒸気に富むものとなったと考えるかである。

地獄谷について、 r を算定した福富¹²⁾の研究によれば、地獄谷全体として $r=0.2\sim 0.3$ 、大地獄・昭和地獄では 0.10~0.15 で、吉川の結果からみても、明らかに地下では熱水状態にあることを示している。しかし、大地獄・昭和地獄を除いた地獄谷の部分では、 $r=0.5$ 以上となり、この地域では温泉水の大部分が対象地域外に他の通路より逃げていることは明らかである。

大湯沼の場合も地下の熱水が上昇の過程で、熱水と水蒸気に分離し、熱水の一部が他の通路に分かれた結果、大湯沼の底に湧出した混合流体は水蒸気に富むようになったと考えられる。

1. Studies of Water Balance and Heat Budget at Öyunuma Hot Lake in Noboribetsu, Hokkaido

By Takaharu FUKUTOMI, Kinshiro NAKAO,
Hideo MIYOSHI and Ryuichi TANOUE

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Öyunuma, situated in the immediate neighbourhood of the Noboribetsu hot spring, is a hot lake formed in an old explosion crater which has an area of $17,320\text{ m}^2$ and the maximum depth of 16 m, and the surface water-temperature of $40^\circ\text{C}\sim 50^\circ\text{C}$.

Another small hot lake (900 m^2 in area) called as Okuyunuma exists in the vicinity of Öyunuma.

Hot water overflows from Okuyunuma, as a small stream.

The purpose of this study was to estimate respectively the flow-rate of hot water and heat discharged from the bottom of the lake by the results of water- and heat-budget.

Investigations of water- and heat-budget at Öyunuma were carried out during two periods from Oct. 19 to Oct. 22, 1966 and from March 7 to March 10, 1967, measuring the rate of evaporation from water surface, the change of water-level of the lake, the rate of inflow to the lake and that of outflow.

The results of measurement are shown in the Tables 2, 3, 4 and in the Figures 3, 4, 5.

10) 太秦康光・室住正也；北海道登別温泉，日本化学会誌，76 (1955).

11) 吉川恭三；山岳地の温泉開発に関する基礎的研究，温泉工学会誌，4 (1966)，142.

12) 福富孝治；登別温泉の地球物理学的研究の概要，温泉科学，16 (1966)，51.

From the result, it is ascertained that the evaporation from the lake surface is nearly followed with DALTON's law (Fig. 7), and a relation indicated by equation (2) exists between the out-flow rate from the hot lake and the water-level of the lake.

Result of calculation of water-budget is shown by Table 5, and the discharge rate from the bottom of the hot lake G_r is estimated as 2075~2159 m³/day for the first period and as 2298~2376 m³/day for the second period.

From the result of calculation of heat-budget for the period from Oct. 20 to Oct. 21 in 1966, the heat-flow from the bottom of the lake H_r is, also, estimated as 6.44×10^5 Kcal/min as shown by Table 8.

These values of discharge rate of water-mass and of heat quantity from the bottom of the hot lake, indicate that the bottom discharge is a mixed fluid between vapor and liquid of the same boiling temperature under the bottom pressure.

The vapor percentage to the total fluid mass γ is expressed by equation (11).

$\gamma=0.61$ is obtained by the equation for the case of Ōyunuma. The value is very large in comparison with the known values at Jigokudani (Noboribetsu) and Atosanupuri (Kawayu hot spring).