



Title	12. リヤウシ湖および付近地下水の地球物理学的調査
Author(s)	福富, 孝治; FUKUTOMI, Takaharu; 藤木, 忠美 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 12, 137-162
Issue Date	1964-08-25
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.12.137">https://doi.org/10.14943/gbhu.12.137</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/13881">https://hdl.handle.net/2115/13881</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	12_p137-162.pdf



## 12. リヤウシ湖および付近地下水の 地球物理学的調査

福富孝治・藤木忠美・須川 明・中尾欣四郎

和田昭夫・小林大二・北原義章

(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和 39 年 4 月受理 —

### I. 序 言

リヤウシ湖は行政上は網走市に属しているが、北海道オホーツク海岸の網走湖と能取湖とを分ける幅凡そ 3 km の低地帯中に網走湖岸から 0.5 km 位の所に位置し、北西方向に長軸を有し、長径約 1 km、短径凡そ 0.5 km、面積 0.416 km<sup>2</sup> の小湖で、最大水深約 4.5 m、湖面の高さは海拔凡そ 2.3 m である。

網走市の依頼で筆者らは昭和 37 年 7 月 24 日から 8 月 1 日に至る期間に、リヤウシ湖の一般的湖水調査、水理学的調査と能取湖南岸卯原内における表層地下水の調査を行なった。その結果と多少の考察を以下に報告する。

### II. 湖 水 調 査

7 月 26 日、27 日の 2 日間にわたり湖沼学的一般調査を行なった。調査した項目は湖盆形態、水温、pH、Cl<sup>-</sup> 含有量、透明度および底質である。

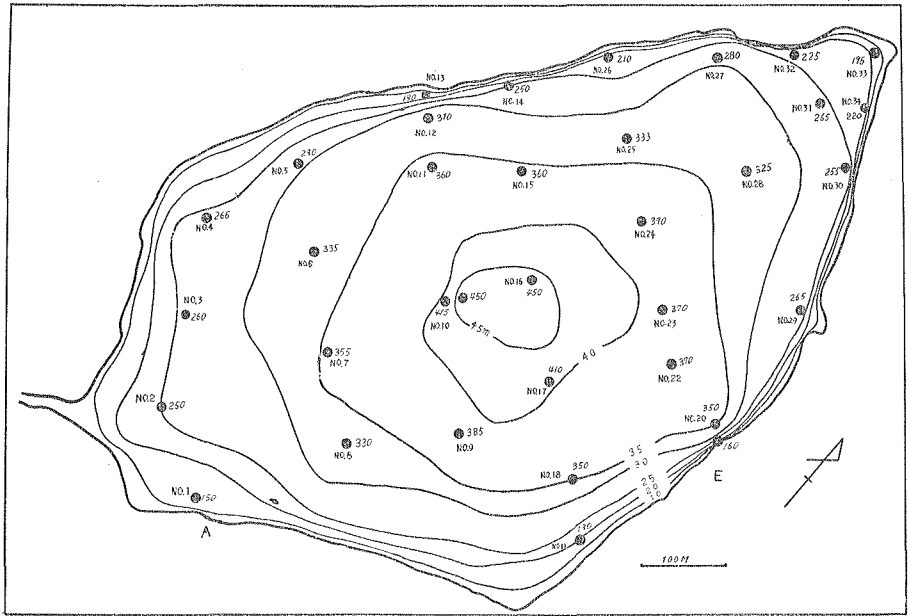
既往の調査<sup>1),2)</sup>を参考として筆者等の行なった結果について述べる。

#### 1. 湖 盆 形 態

平面形態は航空写真 (1/10000) により、深度は湖底水温の観測および採泥をかねて行なった。測点数は 34 点であり、測点番号は観測順位を示す。測点位置は第 1 図に示した湖の東岸の 2 点 A, E よりトランシットにて交会法により船の位置を求めて決めた。湖盆形態については前記北川らの報告に 138 測点による深度図が発表されているので、今回はそれをチェックする意味で行なったが若干異なる結果を得た。北川らの平面図は航空写真による平面図に比し、長径に対し短径がやや小に出ている。つまり全体として細長くなっている。湖岸の形態は地形的に明瞭で水位の経年変化、あるいはよし等の植生の発達、衰退によって変化したものとは考えられない。北川らの結果を航空写真の平面図によって修正し、筆者らの補測点を加えて第 1 図のごとき結果を得た。最深部は北川らと同じで 4.5 m (北海道湖沼誌<sup>1)</sup>では 4.9 m の最深値を

1) 水産孵化場試験報告; (湖沼特輯号), 5, 昭和 25, No. 1.

2) 北川芳男・熊野純男・杉山清蔵; リヤウシ湖の湖沼学的研究, 北海道地質要報, 21 (1953).



第1図 リヤウシ湖附近地形略図

Fig. 1. Configuration of the bottom of Lake Riyaushi. Black circles in the figure are observed stations and numerals attached to those are number of station and depth in cm.

載せている), 4 m 等深線は円形に近い形で北川らの結果とは若干異なっていた。全体として深い部分が湖の中心部に位置している。細部にわたっての形態決定には再測の必要があると思われる。参考のために観測時における総水量を Simpson の式によって求めた。

$$V = \frac{z}{3} \left\{ S_1 + S_{2n+1} + 4(S_2 + S_4 + \dots + S_{2n}) + 2(S_3 + S_5 + \dots + S_{2n-1}) \right\} \quad (1)$$

ここで V: 総水量

z: 等深線間の垂直距離 (0.5 m)

$S_1 \dots S_{2n+1}$ : 等深線で囲まれた面積

(1) 式によって求めた V は  $1240 \times 10^3 \text{ m}^3$  であった。第1表に湖面低下水位と積算水量を示す。

湖盆形態からは残存河谷のごときものは見当らず、泥炭による埋積が進行しつつある湖の形態を示している様である。

## 2. 水温

水温はサーミスター温度計により全測点の表面水温, 湖底水温を観測し, 数ヶ所の測点において, 0.5 m 間隔で垂直分布を観測した。測点 No. 5 に

第1表 低下水位と積算水量

Table 1. Total volume of lake water corresponding to depletion of water level.

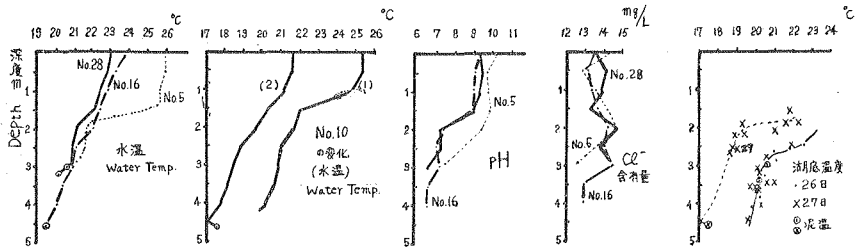
湖面低下量 Depletion of water-level (m)	水量 V ( $\times 10^3 \text{ m}^3$ )	積算水量 Total volume of lake water ( $\times 10^3 \text{ m}^3$ )
0.5	205	
1.0	197	402
1.5	191	593
2.0	184	777
2.5	170	947
3.0	138	1085
3.5	93	1178
4.0	42	1220
4.5	11	1231

但し  $V = \frac{0.5}{3} (S_n + S_{n+1} + \sqrt{S_n S_{n+1}})$

第2表 観測結果

Table 2. Hydrographic observation of the lake.

測点番号 St. No.	深度 Depth (m)	水温 Temp. (°C)	pH	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	気温 Air temp. (°C)	測定時刻 Time of measurement	備考 Note
No. 5	0.0	25.9	10.1	14.4		26.15 <sup>h</sup> 00 <sup>m</sup>	
	0.5	25.9	9.6	12.9			
	1.0	25.6	9.6	13.6			
	1.5	24.8	9.8	14.2			
	2.0	21.7	9.4	14.8			
	2.5	21.6	—	—			
	2.9	21.1	7.4	12.6			
	泥温	20.6					
No. 10	0.0	25.4 (21.6)			24.5 (22.0)	26.16 <sup>h</sup> 20 <sup>m</sup> (27.16 <sup>h</sup> 58 <sup>m</sup> )	( )内は27日の再測時。第2図ではそれぞれ(1), (2)で示す。
	0.5	25.4 (21.6)					
	1.0	24.8 (21.2)					
	1.5	22.0 (20.3)					
	2.0	21.7 (19.7)					
	2.5	21.0 (18.9)					
	3.0	20.9 (18.5)					
	3.5	20.7 (18.2)					
	4.0	20.2 (17.9)					
	4.15	19.8 —					
	4.5	— (17.0)					
	泥温	— (17.5)					
No. 16	0.0	24.0	9.4	13.5	27.4~26.3	27.11 <sup>h</sup> 36 <sup>m</sup>	
	0.5	23.3	9.2	13.1			
	1.0	22.9	9.1	13.3			
	1.5	22.5	9.1	13.6			
	2.0	22.0	7.4	14.2			
	2.5	21.2	7.1	14.0			
	3.0	21.0	7.3	14.4			
	3.5	20.5	6.7	12.9			
	4.0	20.2	6.7	12.9			
	4.5	19.6					
No. 28	0.0	23.0	9.4	13.4	22.7	27.15 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	
	0.5	22.9	9.5	14.1			
	1.0	22.5	9.3	13.9			
	1.5	22.2	9.0	13.3			
	2.0	21.2	7.3	14.7			
	2.5	21.0	7.3	13.8			
	3.0	20.8	7.3	14.5			
	3.25	20.2	6.7				

第2図 水温・pH・Cl<sup>-</sup>含有量の垂直分布Fig. 2. Vertical distribution of water temperature, pH and Cl<sup>-</sup> in Lake Riyaushi.

おいては躍層付近を 0.1 m 間隔で観測した。No. 1~No. 10 を 26 日に、No. 11~No. 34 を 27 日に行ない、No. 10 では 27 日の最後に再測を行なった。観測中風速は 0~3 m/sec の範囲で変化し、27 日は後半から風向きが南より北に転じた。泥温は湖底下ほぼ 10 cm の泥中の温度とし、表面水温は波浪のため正確に観測できず、ほぼ表面下 0.1 m の深さの水温をもってした。代表点の観測結果を第 1 表および第 2 図に示す。第 2 図右端の全測点湖底温度分布図に於て、●印は 26 日、×印は 27 日の観測値で測点 No. 29 より水温低下し、この頃風向き南より北に転じ気温も低下しはじめた。観測値としては北部の湖底水温は南部に比し約 2.5°C 低いが、これは北部の湖底より低温の地下水が多量に湧出しているためではなく、気温の低下 (平均 4°C) により放熱が起ったためと考えられる。それは 27 日の最後に行なった測点 No. 10 に於ても前 26 日に比し同程度の水温低下が起っているからである。全体として深度の小なる割には上、下層の温度差は概して大きく No. 10 測点で 5.6°C/4.15 m の max を示し、静穏、受熱時には日射により躍層の発達が顕著であり、その深度は pH と同じく 1.5~2 m の付近にある。躍層は放熱時には消失し温度の深度に対する低下は直線的となるが、測点 No. 10 の再測値および付近で同深度の測点 No. 16 の値より見ると (第 2 図)、躍層消失後の放熱は全層同程度に行なわれる様である。この事は乱流拡散による水温変化は深部までおよぶ事を意味し、躍層の夏季における形成は必ずしも安定なものではなく、秋季放熱時には水温の低下も急速なることを予想させる。全層攪拌される事は過去の夏季における調査でも水温の上、下層差 0.8°C, pH, 表層 7.0, 湖底で 6.4, 酸素、表面で 5.3 cc/l, 深さ 4.5 m で 4.52 cc/l と殆んど上、下層の差がない観測結果<sup>1)</sup>が報告されている事からも明らかである。深部水の停滞による無酸素層の形成およびそれに関係すると思われる底泥の硫化水素臭が前回の調査<sup>2)</sup>で報告されているが恒常的のものではないと考えられる。湖底水温の最低 17°C はもし被圧地下水が深部に大量湧出しているためと考え、温度が高過ぎかつ No. 10 の再測時のごとく泥温の方が底水温より高いのは説明できず、底水温の変化も又大きすぎるので都合が悪い。

浅い湖沼における躍層の形成、消失に関しては満足な理論的研究は少なく<sup>3)</sup>、溜池の躍層についての理論的研究によれば<sup>4)</sup>、表層の放熱による水温低下による水の密度変化のため、対

3) G. E. Hutchinson; A Treatise on Limnology, Vol. 1 (1957).

4) 川原琢磨; 灌漑水温上昇に関する基礎的研究, 農土研, 21, No. 4, 22, No. 1.

流が形成されるのが躍層の成因とされているが、今回の測定結果で得た放熱時の下層の温度の低下が深度に対し平行に近い事 (No. 10 の変化) に対しては今の所十分な機構の説明ができないが、湖沼の熱収支に関して興味ある問題である。

### 3. $\text{Cl}^-$ 含有量および pH

エクマン採水器により数測点において 0.5 m 間隔で採水し  $\text{Cl}^-$  含有量および pH を測定した。 $\text{Cl}^-$  含有量は硝酸銀滴定法によりマイクロビュレットで、pH は比色法によった。

$\text{Cl}^-$  含有量は湖水の代表点、すなわち中心の最深部および南、北部の No. 5, No. 16, No. 28 測点で行なった結果は第 2 表および第 2 図に示したごとく成層せず、含有量も 13~14 mg/l で少なく、全域殆んど同一であり、北川らの場合と同様であった。この含有量は近隣の能取湖の 16~17 g/l、水深 20 m；網走湖の 9.7 g/l、水深 15 m<sup>1)</sup> に比し極めて少なく全く淡水であり、海水の影響は全く見られないことがわかる。

pH は No. 5, No. 9, No. 10, No. 16, No. 28 の 5 測点で測定した。第 1 表および第 2 図に示したごとく表層で 9.4~10.4 の強アルカリ性を示し、下層で 8.8~6.7 で泥炭地の酸性~強酸性を示さない。成層を形成し躍層は 1.5~2 m にあり、北川らの測定と同様で表層の高い値はプランクトンの作用による。ただし躍層の存否は水温分布と密接な関係ある様であるが、No. 16 測点のごとく必ずしも一致した分布を示さない。

### 4. 透明度および底質

セッキ-透明度板により全測点において行なったが、明瞭な地域差は認められず 47~60 cm の値である。北部端は南部に比しわずかに透明度が小であった。表層はプランクトンによって一面に緑色を呈している。これも前回と同様である。エクマン・バーチ採泥器によって全測点の採泥を行なった。周辺部は砂および植物遺体が占め、3 m 付近までは植物遺体を含む腐泥、3 m 以深は泥のみとなり、深度と共に細粒化および黒色化し、北川らの 8 月の調査時におけるがごとき硫化水素臭の悪臭はなかった。酸素の分析は行なわなかったが前回では深部で無酸素状態がみとめられ、おそらく悪臭の発生原因となったことと思われるが、今回の調査時には深部まで攪拌されて酸素も存在していたためと思われる。

## III. リヤウシ湖の水収支

### 1. 目的

リヤウシ湖の周囲はヤチダモ・ハンノキ・水バセウ等の繁茂する湿原で、その外側に比高 10~15 m 位の洪積世の段丘がある。リヤウシ湖に段丘から流入する川は全くない。湿地帯にはやや細流状をなす部分も認められるが、その流量は 2~50 m<sup>3</sup>/day の少量であり、その湖への流入については明瞭でない。湖からの流出は湖の南端から南南東へ向って湿地帯伝いに 1.5 km 流れて網走湖に注ぐ小川があるのみである。北川・熊野・杉山<sup>5)</sup>はこの湖水の涵養には地下水の

5) 北川・熊野・杉山；前出 2)

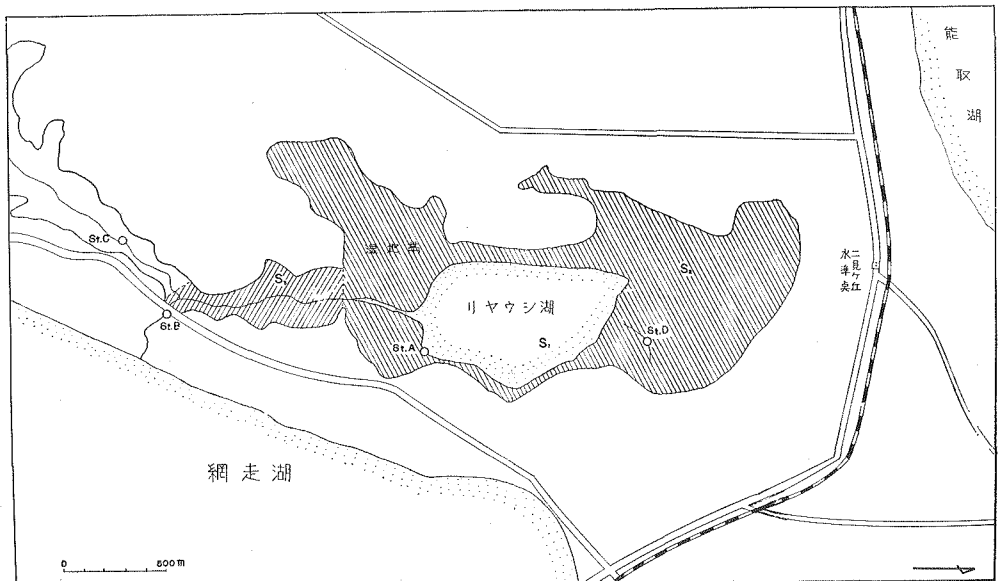
影響が多分にあるのではないかと考えている。

筆者らはリヤウシ湖の水の収支、特に流入する地下水の有無とその量を確かめる目的で、昭和37年7月24日～8月1日の期間次の調査を行なったのである。

## 2. 測定方法

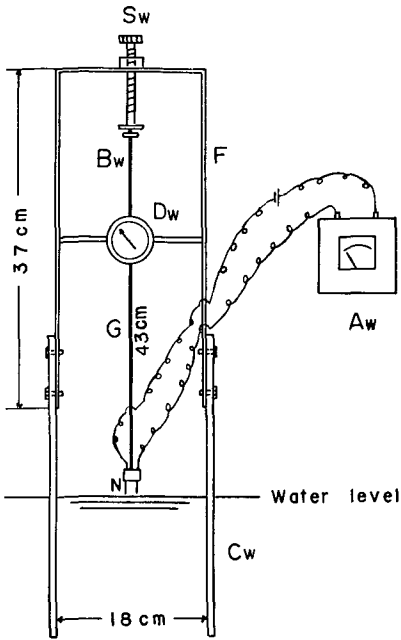
地盤がやや堅固で交通の便のよい湖尻近くのA測点において湖水位、湖からの蒸発量などの測定を行なった(第3図参照)。湖からの流出量を測る場所を湖尻に近い流出河川の部分で探したが湿地で交通が困難なため適当な場所なく、かなり下流で網走湖沿いの道路と交差する場所に流量の測点Bをおいた。測点Bの上流には横の沢から支流が1つ流入しており、この量を差引くためC測点において支流の流量を測定した。湖北方の湿原の中で細流状をなす部分にも測点Dをもうけときどき測定を行なった。B測点における流量は道路の地下を横切る直径約1.5mのコンクリート管の出口付近で測定を行ない数個の断面に分け、各断面ごとにプライス型微流速計を用いて流速を測定し、その断面積と流速とから流量を算出した。C及びD測点にはそれぞれ四角堰および三角堰をもうけ、それから溢流する水量を容器にうけて流量を求めた。

湖の水位については、観測期間が1週間程度の短期間であったので、精密測定を必要とするため第4図に示した装置を工作して用いた。図中 $D_W$ はダイヤルゲージで最小目盛0.001cm、測定範囲は3cmである。これを塩化ビニール円筒 $C_W$ (直径18cm)の上部に枠 $F$ により固定し、ダイヤルゲージの可動棒 $B_W$ の下には真鍮細棒 $G$ (長さ43cm、この下端には2本のわずかに長さの違う銀針 $N$ がとりつけてある)を固定し、可動棒の頭を螺旋 $S_W$ を廻して押下げ、銀針の2先端が円筒 $C_W$ 中の水面に接触すると電流が流れて電流計 $A_W$ の針が動くようにしたも



第3図 リヤウシ湖付近地形略図

Fig. 3. Topography in the neighborhood of Lake Riyaushi.



第4図 水位計の説明図

Fig. 4. Schematic diagram of water-level gauge.

のである。湖面の風波による攪乱をさけるため湖の縁から5 m内陸に直径30 cm位、深さ0.5 m位の水溜をつくり、直径5 cm位の円管を土中に埋めて湖と水溜とを連絡し水溜の中央に杵を打って水位計の円筒C<sub>W</sub>をそれに固定した。円筒の下部には細孔を多くあけ、水溜と円筒内の水を連絡させた。実測してみると、銀針の先端が水面に接触する際、水の表面張力のために0.003 cm程度の測定誤差があることが判った。

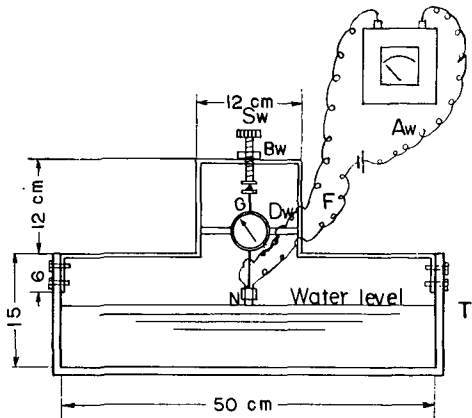
用いた蒸発計は、第5図にその略図を示したように、直径50 cm、深さ15 cmの鉄製の底のある円筒Tで灰白色に塗装したものであるが、水位計の場合と全く同様な水位測定装置を円筒の中央上部にとりつけたものである。湖水の水ぎわに直径1 m位の水溜をつくってその中に蒸発計を固定し、蒸発計の水面と水溜中の水位が大體一致するようにし、1日に数回蒸発計水位を測定し、その減少から蒸発量を算出してこれを湖面からの蒸発量とみなした。水の流通をよくし、風波

によって蒸発計中に水が外部から侵入しないため、水溜と湖との境界には水草を幅30 cm位積みあげてその空隙伝いの連絡とした。

測点A付近の空地に自記雨量計を設置したが、時計の具合が悪く、残念ながら連続的記録が得られなかったので、致方なく此処から10.0 km隔った網走地方気象台の毎時降水量の値を網走地方気象台長齋藤博英博士の御好意により借用し、前日の15時から当日の15時迄の降水量を当日の降水量  $\frac{\Delta p}{\Delta t}$  として用いた。

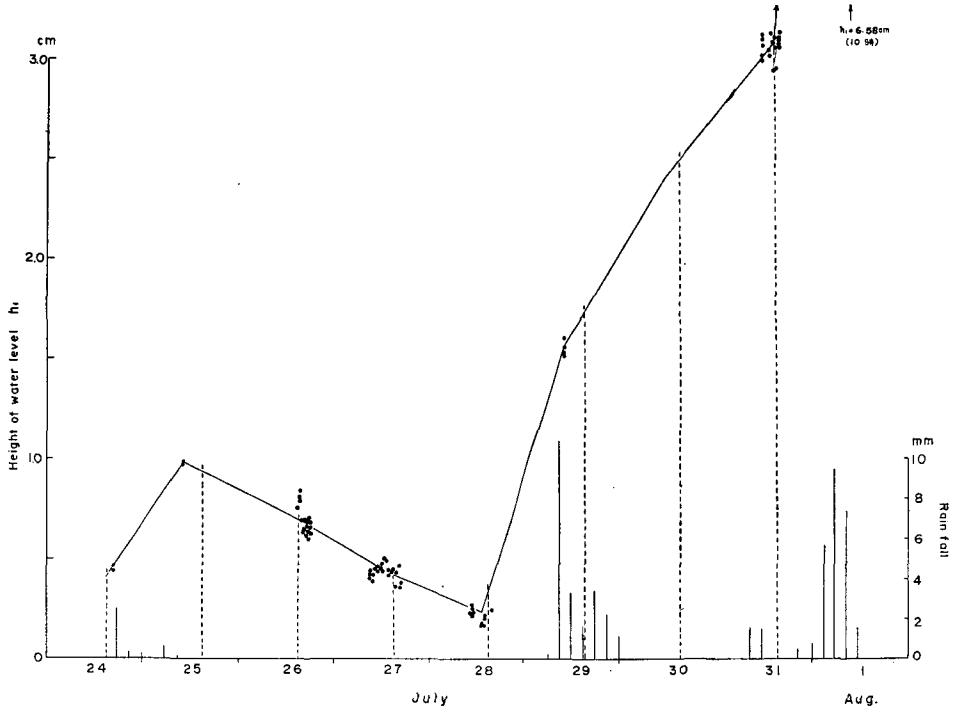
### 3. 測定結果

第6図は測点Aにおける湖の水位の時間的変化を示したものである。点線は毎日の15時を示している。黒点は水位の観測値であるが、ほとんど同時刻でも点が散乱している。第7図は7月31日13時50分から15時30分頃まで3分おきに測定した風向風速および水位であるが、風速1~2 m/secの変化に対し1~2 mmに達する水位変化が起っている。この原因については後章に述べるが、風速や風向の変化による湖水の静振や吹寄せの影響であると思われる。

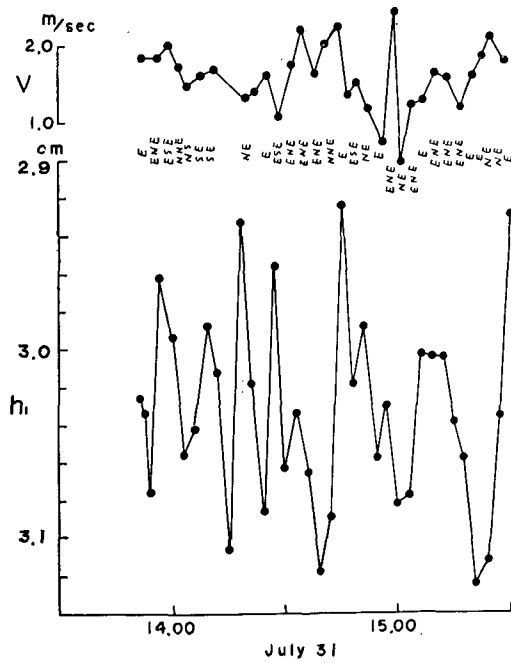


第5図 蒸発計の説明図

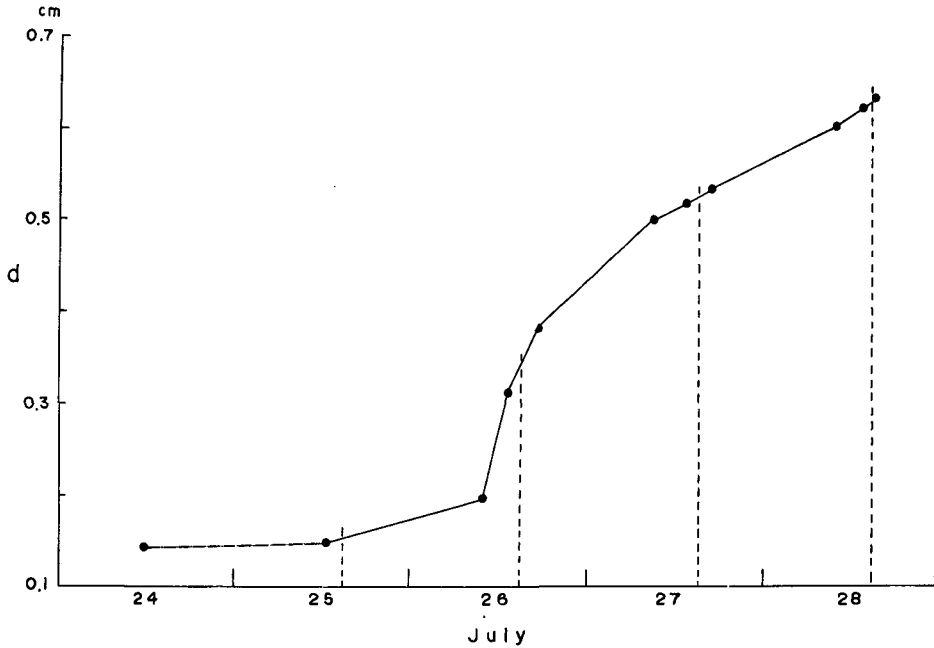
Fig. 5. Schematic diagram of evaporimeter.



第 6 図 リヤウシ湖水位の時間的変化 (点線は毎日の 15 時を示す)  
 Fig. 6. Change of water level of Lake Riyaushi.



第 7 図 7 月 31 日 13 時 30 分 ~ 15 時 30 分における風速 (上図), 風向 (中間の記号), と湖水位 (下図) の変化  
 Fig. 7. Changes of wind velocity (upper), wind direction (middle) and water level of the lake during 13 h 30 m ~ 15 h 30 m, July 31, 1962.



第 8 図 蒸発計水位の読取値  $d$  の時間的变化  
( $d$  の増加は水位の低下を示す。点線は毎日 15 時を示す。)

Fig. 8. Change of reading value  $d$  of water level in the evaporimeter. Increase of  $d$  means depletion of water level. Doted lines show every 15 h 00 m.

第 3 表 測点 A における蒸発計水位変化と湿度の観測

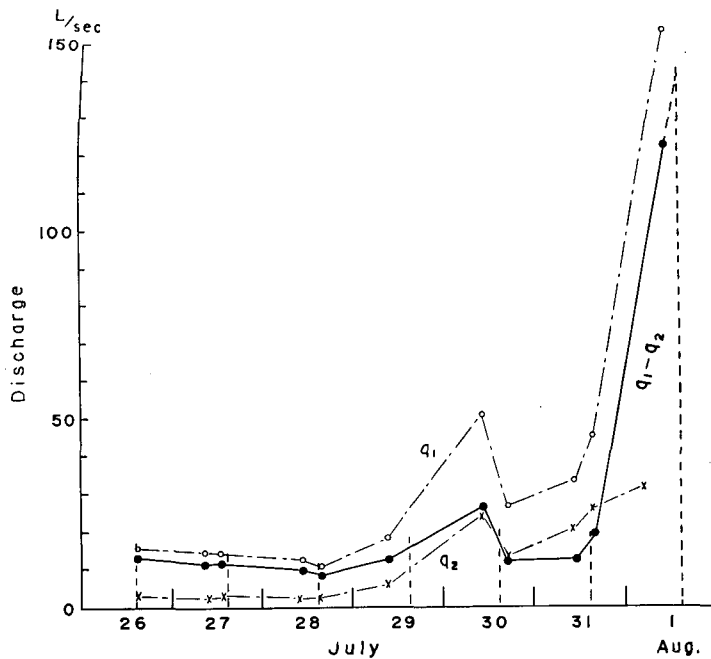
Table 3. Observation of change of water-level in evaporimeter and of relative humidity of air.

日 時 Time	蒸発計水位の読み Change of water level in evaporimeter (cm)	通風乾湿計示度 Assman hygrometer		相対湿度 Relative humidity (%)	風 速 Wind vel. (m/sec)	風 向 Wind dir.	記 事 Note
		乾 球 Dry bulb (°C)	湿 球 Wet bulb (°C)				
July 24, 11h 50m	0.144	—	—	—	—	—	24日から 25日午前 中まで小 雨あり。
25, 12 55	0.151	19.6	17.8	84	1.7	N ?	
26, 9 45	0.198	—	—	—	—	—	
26, 13 30	0.314	24.5	17.96	53	1.8	N~NNW	
26, 17 29	0.383	21.7	17.4	65	0	—	
27, 9 15	0.501	22.1	19.0	76	0.3	SE	
27, 13 47	0.519	23.0	19.9	76	0.8	N	
27, 17 07	0.535	—	—	—	—	—	
28, 10 15	0.602	22.1	20.1	83	0	—	
28, 14 00	0.624	21.7	19.6	82	0	—	
28, 15 30	0.632	22.4	20.1	81	0	—	

第 4 表 測点 B, C, D における流量 (単位  $\ell/\text{sec}$ )  
 Table 4. Discharges at St. B, C, D in  $10^3 \text{ cc}/\text{sec}$  unit.

観測日時 Time of measurement	流 量 (Discharge)				水温 (Temp.) ( $^{\circ}\text{C}$ )	
	$q_1$	$q_2$	$q_1 - q_2$	$q_3^*$	B	C
July 26, 11 <sup>h</sup> 05 <sup>m</sup>	18.0	—	—	—	—	—
16 35	16.1	2.5	13.6	0.14	—	—
27, 10 30	14.4	2.3	12.1	0.06	—	—
14 50	14.2	2.0	12.2	—	—	—
28, 11 10	12.3	2.3	10.0	0.03	19.0	17.8
16 20	10.5	2.0	8.5	—	—	—
29, 9 35	18.6	6.3	12.3	—	18.4	17.1
30, 10 50	51.4	25.7	25.7	0.5	17.4	—
17 10	26.4	13.8	12.6	—	17.0	16.3
31, 11 10	33.7	20.8	12.9	0.9	15.2	—
16 10	45.3	26.1	19.2	—	15.5	15.2
Aug. 1, 10 10	154.2	31.5	122.7	—	15.4	15.0

NB. \* 測点 D における  $q_3$  の測定時刻は 7 月 26 日は 14 時 50 分, 他は 11 時 30 分~12 時である。



第 9 図 測点 B における流量測定値  $q_1$ , 測点 C における流量測定値  $q_2$  及び  $(q_1 - q_2)$  の時間的変化

Fig. 9. Changes of river discharge  $q_1$  at St. B,  $q_2$  at St. C and that of  $(q_1 - q_2)$ .

このような短周期変化を除去するため、観測は日中に集中しているのでその平均水位と観測時の平均とを日毎に求め、その点を連ねた平均水位曲線（第6図中実線）を引いて毎日15時の水位をこの曲線から読み取りそれを  $h_1$  とした。 $h_1$  の基準面すなわち  $h_1=0$  は7月31日12時45分において湖の平均水面下3.0 cm にあり、網走市役所土木課の水準測量によればウバラナイ二見ヶ岡水準点を基準にすれば海拔2.31 m の高さである。

第6図には網走における3時間毎の降水量を棒グラフで示した。

第8図および第3表は観測した蒸発計水位の時間的変化を示したもので、前日の15時から当日の15時までの水位の減少すなわち日蒸発量  $\frac{\Delta E_1}{\Delta t}$  をこの図から求めた。降雨があれば蒸発計に水が加わって使用できないが、降雨の日には蒸発は少ないと考えられるので降雨の日には  $\frac{\Delta E_1}{\Delta t} \approx 0$  とみなした。

第4表および第9図はB測点における流量  $q_1$  およびC測点における流量  $q_2$  とそれらの差 ( $q_1 - q_2$ ) の時間的変化などを示したものである。この図によって前日15時から当日15時までの ( $q_1 - q_2$ ) の積算を求め、当日の流量  $Q_2'$  とした。

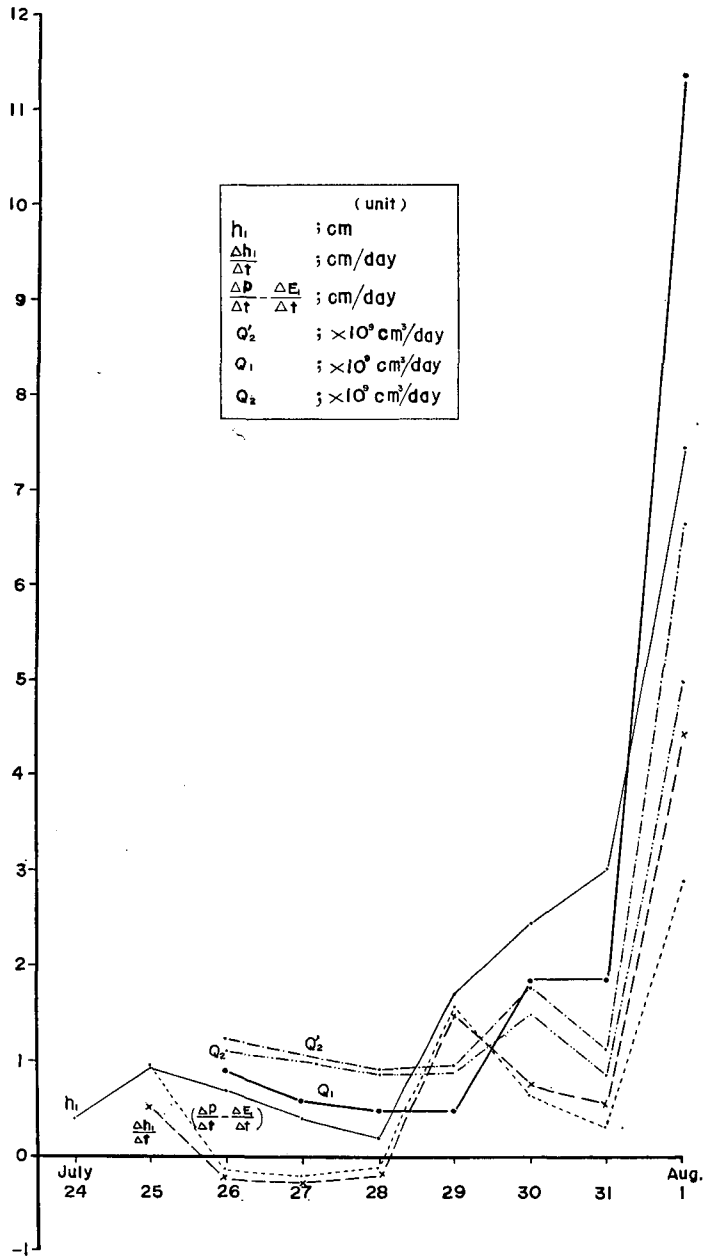
第5表は上記のようにして求めた7月25日～8月1日の毎日15時における湖の水位  $h_1$ 、前日15時と当日15時の水位の平均値  $\bar{h}_1$ 、当日15時と前日15時との水位差  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$ 、降水量  $\frac{\Delta p}{\Delta t}$ 、蒸発量  $\frac{\Delta E_1}{\Delta t}$  及び流出量  $Q_2'$  を示したもので、第10図は横軸に日をとってこれらを縦軸にとり図示したものである。

第10図から判るように、1日間の  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$  と  $\left(\frac{\Delta p}{\Delta t} - \frac{\Delta E_1}{\Delta t}\right)$  とは略々一致した値を示している。すなわち、湖の水位変化には湖面への降水量と蒸発量との差がかなり影響していることが

**第5表** 観測期間中の毎日15時の湖水位、水位の日上昇量、日降水量、日蒸発量、日平均水位、Bにおける流量の観測値と湖底の湧出量、湖からの流出量の計算値

**Table 5.** Observed values of water-level  $h_1$  of the lake at every 15<sup>h</sup> 00<sup>m</sup>, daily rise of the water-level  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$ , daily precipitation  $\frac{\Delta p}{\Delta t}$ , daily evaporation  $\frac{\Delta E_1}{\Delta t}$ , daily mean height  $\bar{h}_1$  of the water-level at St. A, those of river discharge  $Q_2'$  at St. B, and calculated values of ground water discharge  $Q_1$  at the bottom of the lake and those of discharge from the lake  $Q_2$ .

月 日 Time	$h_1$ (cm)	$\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$ (cm/day)	$\frac{\Delta p}{\Delta t}$ (cm/day)	$\frac{\Delta E_1}{\Delta t}$ (cm/day)	$Q_2'$ ( $\times 10^9$ cm <sup>3</sup> /day)	$Q_1$ ( $\times 10^9$ cm <sup>3</sup> /day)	$Q_2$ ( $\times 10^9$ cm <sup>3</sup> /day)	$\bar{h}_1$ (cm)
July 25, 15 <sup>h</sup>	0.930	0.530	0.97	—	—	—	—	
26, 15	0.696	-0.234	0.00	0.184	1.245	0.903	1.111	0.813
27, 15	0.416	-0.280	0.00	0.187	1.089	0.611	0.999	0.556
28, 15	0.225	-0.191	0.00	0.103	0.933	0.494	0.860	0.320
29, 15	1.722	1.497	1.59	—	0.959	0.502	0.885	0.973
30, 15	2.473	0.751	0.66	—	1.788	1.887	1.509	2.098
31, 15	3.056	0.583	0.34	—	1.153	1.885	0.874	2.765
Aug. 1, 15	7.512	4.456	2.92	—	6.700	11.40	5.010	5.284



第10図 毎日15時の湖水位  $h_1$ , 水位日上昇量  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$ , 日降水量と日蒸発量との差  $\left(\frac{\Delta p}{\Delta t} - \frac{\Delta E_1}{\Delta t}\right)$ , 測点Bにおける日流出量  $Q_2$ , 湖の日流出量  $Q_2$ , 湖底からの湧水量  $Q_1$  の変化

Fig. 10. Changes of water-level of the lake  $h$  at every 15<sup>h</sup> 00<sup>m</sup>, daily rise of the water level  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$ , difference between daily precipitation and daily evaporation  $\left(\frac{\Delta p}{\Delta t} - \frac{\Delta E_1}{\Delta t}\right)$ , daily river discharge  $Q_2$  at St. B, daily discharge from the lake  $Q_2$  and daily volume output  $Q_1$  at the bottom of the lake.

判る。しかし、湖からの流出があり、また未知ではあるが、湖底への湧水も考えられる。湖からの流出は近似的には  $Q_2'$  であると仮定すれば、その量は  $0.9 \times 10^9 \sim 6.7 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{day}$  であり湖の表面積  $S_1 = 4.16 \times 10^9 \text{ cm}^2$  として、流出による湖水位低下は 1 日に  $0.2 \sim 1.6 \text{ cm}$  の割合になり  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$  の測定値に対し無視できる量ではない。故に  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$  と  $\left(\frac{\Delta p}{\Delta t} - \frac{\Delta E_1}{\Delta t}\right)$  とが近い値を示すためには湖の流出量と湖底からの湧水量とがやや等しいことを意味する。これらの検討のためには定量的取扱いが必要である。

#### 4. 湖の水収支

従って、湖の水収支について理論的考察を試みた。

湖の表面積を  $S_1$ 、当日 15 時における湖の水位を  $h_1$ 、前日 15 時から当日 15 時までに周囲の湿原から地下水として湖底へ流入する水量を  $Q_1$ 、同じ時間に湖尻から流出する水量を  $Q_2$ 、同じ時間の降水量および湖面からの蒸発量をそれぞれ  $\frac{\Delta p}{\Delta t}$  および  $\frac{\Delta E_1}{\Delta t}$ 、同じ時間の湖水位の上昇量を  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$  とすれば、前日 15 時から当日 15 時までに湖の増加した水量  $S_1 \frac{\Delta h_1}{\Delta t}$  は次式で表わされる。

$$S_1 \frac{\Delta h_1}{\Delta t} = Q_1 - Q_2 + S_1 \left( \frac{\Delta p}{\Delta t} - \frac{\Delta E_1}{\Delta t} \right) \quad (2)$$

ここに  $Q_1$  は未知量である。 $Q_2$  も正確には未知量であるが、測点 B で測定された  $Q_2'$  に近い量であり、第 3 図において湖尻と測点 B との間の湿地帯から流出河川の途中に地下水として流入する水量  $\Delta q$  だけ  $Q_2'$  が  $Q_2$  より大きくなっているはずである。 $\Delta q$  は  $Q_2$  に比較して小さい量であると考えられるので近似的に次のように仮定する。すなわち、湖尻と測点 B との間の湿地帯 (面積  $S_3$ ) から地下水として流出河川に流入する水量  $\Delta q$  と湖へ周囲の湿地帯 (面積  $S_2$ ) から地下水として流入する水量  $Q_1$  との比はそれぞれの湿地帯の面積の比に等しいと仮定する。

$$\therefore \frac{\Delta q}{Q_1} = \frac{S_3}{S_2} \quad (3)$$

従って

$$Q_2 = Q_2' - Q_1 \frac{S_3}{S_2} \quad (4)$$

となる。(4) 式を (2) 式に代入すれば次式を得る。

$$S_1 \frac{\Delta h_1}{\Delta t} = Q_1 \left( 1 + \frac{S_3}{S_2} \right) - Q_2' + S_1 \left( \frac{\Delta p}{\Delta t} - \frac{\Delta E_1}{\Delta t} \right) \quad (5)$$

この式においては  $Q_1$  を除き他は既知の量であるから、第 5 表の各量をこの式に代入すれば、観測期間中の毎日の  $Q_1$  の値を求めることができる。ここに  $S_1$ 、 $S_2$ 、 $S_3$  は主として 1 万分の 1 航空写真により一部は 5 万分の 1 地形図によって求め、 $S_1 = 4.16 \times 10^9 \text{ cm}^2$ 、 $S_2 = 11.49 \times 10^9 \text{ cm}^2$ 、 $S_3 = 1.7 \times 10^9 \text{ cm}^2$  として代入した。 $Q_1$  が得られれば  $Q_2$  も (4) 式から求められる。このようにして得られた  $Q_1$  及び  $Q_2$  の値を第 5 表及び第 10 図に示した。

第 5 表から判るように、湖底には  $Q_1 = 500 \sim 11400 \text{ tons/day}$  の湧水が観測期間中存在した

ことになる。また、第10図から判るように、僅かに時間の遅れがあるようであるが、 $Q_1$ は近似的には湖の水位と相似的に変化し、従って降雨とも密接な関連がある。第11図中、白丸は $Q_1$ と湖水位 $\bar{h}_1$ との関係を第5表の資料によって図示したものであるが、

$$Q_1 = a\bar{h}_1^2 + b\bar{h}_1 + c \quad (6)$$

なる形の実験式を用いると、この関係を近似的に表わすことができる。図中実線は $a=0.316 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{day}$ 、 $b=0.35 \times 10^9 \text{ cm}^2/\text{day}$ 、 $c=0.08 \times 10^9 \text{ cm}^3/\text{day}$ とおいたときの(6)式の関係である。

### 5. 湿地帯からの蒸発量の推定

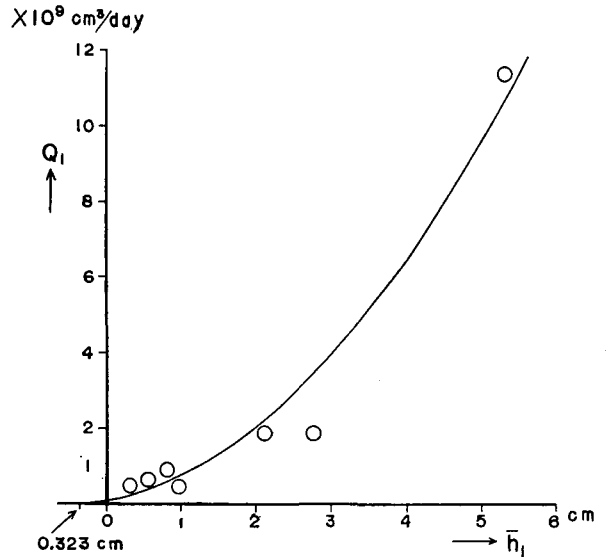
降雨によって湖水位が上昇したときには、湖周囲の湿地帯の水位も高まり、湿地帯中に見られる細流の流量が増加することが認められる(第4表)。また湿地帯表面の湖水位に対する高さは僅かに高いのに表面すれすれに地下水の水面が存在することから湿地帯中の水位 $h_2$ は $h_1$ よりいくらか高いと考えられる。従って、湖の湧水量 $Q_1$ のほとんど全部は周辺湿地帯 $S_2$ からの地下水流出と考えるのが適当であろう。このように考えて議論をもう少し進めてみる。

湖周辺の湿地帯の面積を $S_2$ 、湿地帯表層の空隙率(porosity)を $\sigma$ 、湿地の地下水は自由水面地下水と考えられるが、その水位を $h_2$ ( $h_2$ を測る基準面は $h_1$ と同じとする)、湿地帯表面よりの蒸発は樹木・草等よりの蒸散(transpiration)を含めて単位面積当たり $\frac{\Delta E_2}{\Delta t}$ とすれば、湿地帯の水収支の方程式として近似的に次式を得る。

$$\sigma S_2 \frac{\Delta h_2}{\Delta t} = S_2 \left( \frac{\Delta p}{\Delta t} - \frac{\Delta E_2}{\Delta t} \right) - Q_1 \quad (7)$$

但し、湿地帯周囲の段丘よりの地表及び地下の流入はないとした。筆者らの踏査の結果では少くとも地表の流入は認められなかった。また、 $h_2$ は湖に極めて近い部分では湖からの距離によって多少変化するが、湖からある程度の距離を隔てると $h_2$ は場所には関係なく一様と考えられるので湖辺の小部分は除いて考えた。

湖面からの蒸発の多いような天候の日には湿地帯からの蒸発も多いと考えられるので



第11図 湖底からの湧水量 $Q_1$ と湖水位 $\bar{h}_1$ との関係 (実線は実験式(6)による計算値)

Fig. 11. Relation between volume output from the bottom of the lake  $Q_1$  and the level of lake water  $\bar{h}_1$ . (Full line indicates the relation calculated by equation (6)).

$$\frac{\Delta E_2}{\Delta t} = K \frac{\Delta E_1}{\Delta t} \quad (8)$$

と仮定する。すなわち、 $K$  は湖面の単位面積からの蒸発量に対する湿地帯の単位面積からの蒸発量の割合を示す常数である。

次に、

$$h_2 + \delta = \zeta (h_1 + \delta) \quad (9)$$

なる関係式をおく。ここに  $\zeta$ ,  $\delta$  はこの場合正の常数であるが、 $\zeta > 1$  である。 $h_1$ ,  $h_2$  は任意に定めた面から測った水位であるが、 $h_1 > -\delta$  であれば  $h_2 > h_1$  で地下水流出が存在するが、 $h_1 = -\delta$  では  $h_2 = h_1$  で地下水流出は停止することを意味する。(9) 式が近似的に成立することは後に証明する。

(9) 式から  $h_2$ ,  $h_1$  の時間に対する変化は

$$\frac{\Delta h_2}{\Delta t} = \zeta \frac{\Delta h_1}{\Delta t} \quad (10)$$

となる。

(8) 式, (10) 式を (7) 式に代入し  $\sigma\zeta \equiv \beta$  とおけば、次式を得る。

$$\beta \frac{\Delta h_1}{\Delta t} = \left( \frac{\Delta p}{\Delta t} - K \frac{\Delta E_1}{\Delta t} \right) - \frac{Q_1}{S_2} \quad (11)$$

(11) 式において  $\frac{\Delta h_1}{\Delta t}$ ,  $\frac{\Delta p}{\Delta t}$ ,  $\frac{\Delta E_1}{\Delta t}$  は測定され、 $Q_1$  も既に求められた。 $S_2$  も既知の常数であるから、若し降雨日には蒸発はないと仮定すれば常数  $\beta$  の値がきまり、次に降雨のない日の蒸発量を用いて常数  $K$  が求められる。このようにして求められた  $\beta$  の値は 7 月 29 日～8 月 1 日の各日に対し 1.03, 0.66, 0.30, 0.43 となり、かなりばらついているがその平均値  $\beta = 0.61$  を採用すれば、 $K$  の値は 7 月 26～28 日に対し 0.35, 0.63, 0.72 となり、平均して  $K = 0.57$  となる。すなわち、リヤウシ湖周辺の湿地帯の単位面積からの蒸発(土地、樹木、草からの蒸発を含む)は湖面の単位面積からの蒸発の約 6 割であることが推察された。

次に (9) 式がリヤウシ湖の場合には近似的に成立していることについて述べる。リヤウシ湖の周辺には第 3 図に示したように湿地帯が圍繞して、しかも湖に流入する川はほとんどない。湿地帯表層から湖への水の流出は、掘井戸への周囲の帯水層からの自由水面地下水の流出に似ている。従って、極めて概略ではあるが湖の形を円筒とし、その半径を  $r_0$ 、湿地帯表層の透水係数を  $k$ 、湿地から湖への水の定常的流出に伴う湖辺における水位低下の影響圏半径を湖心から  $R$ 、影響圏外側において表層地下水の地下水面の基盤かから測った高さを  $H_2$ 、同じ基盤から測った湖水面の高さを  $H_1$  とすれば、定常状態における湖への流出量  $Q_1$  は THIEHM の公式により

$$Q_1 = \frac{\pi k}{\log \frac{R}{r_0}} (H_2^2 - H_1^2) \quad (12)$$

である。但し、 $H_2=h_2+h_0$ 、 $H_1=h_1+h_0$ で、 $h_0$ は湿地帯の表層地下水の基盤から水位 $h_1$ 、 $h_2$ の基準面までの高さである。

いま、 $\frac{\pi k}{\log \frac{R}{r_0}} \equiv \mu$ とおき、(9)式の関係が成立すると仮定して(12)式に代入すると

$$Q_1 = \mu(\zeta-1) [(\zeta+1)h_1^2 + 2(\zeta\delta+h_0)h_1 + \delta\{(\zeta-1)\delta + 2h_0\}] \quad (13)$$

となる。 $\mu(\zeta^2-1) \equiv a$ 、 $2\mu(\zeta-1)(\zeta\delta+h_0) \equiv b$ 、 $\delta\mu(\zeta-1)\{(\zeta-1)\delta + 2h_0\} \equiv c$ とおけば $Q_1$ と $h_1$ との関係は

$$Q_1 = ah_1^2 + bh_1 + c \quad (14)$$

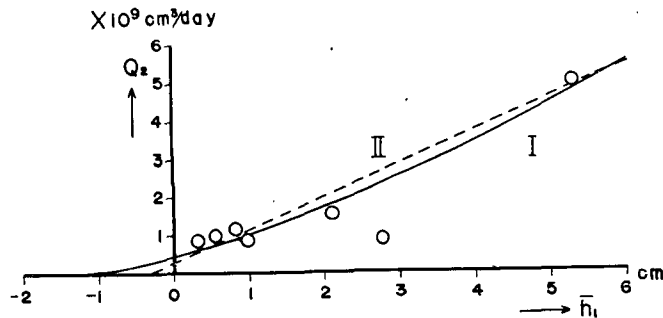
となって前に述べた湖への流入量と湖の水位との関係を示す実験式(6)と同形である。リヤウシ湖の場合 $\delta$ 、 $h_0$ はそれぞれ正の値と考えられ、 $\zeta > 1$ 、 $\mu$ も正であるから(14)式の $a$ 、 $b$ 、 $c$ はいずれも正の値でなければならない。(6)式の $a$ 、 $b$ 、 $c$ の値も正であった。すなわち、(14)式の関係はリヤウシ湖の場合に大体成立っているの、逆に(9)式の関係も近似的に成立っていると言える。

(13)式において $Q_1=0$ とおけば $h_1$ の2根のうち大きい方は $h_1=-\delta$ となる。(6)式と第11図からリヤウシ湖の場合 $\delta=0.32$  cmであり、 $h_1=-0.32$  cmになると地下水流出はなくなる。

すなわち、リヤウシ湖周辺の湿地帯から湖への流出は湿地帯の最も表層の自由水面地下水の流出であると考えて矛盾しない。

## 6. リヤウシ湖からの流出量と湖水位との関係

前日15時から当日15時までのリヤウシ湖の流出水量 $Q_2$ と平均水位 $\bar{h}_1$ が第5表に求められているのでそれらの関係を第12図に白丸で示した。すなわち、湖水位 $\bar{h}_1$ が高ければ流出量 $Q_2$ は大きい。この関係を実験式



第12図 リヤウシ湖からの日流出量 $Q_2$ と平均湖水位 $\bar{h}_1$ との関係  
(実線 I は(16)式による計算値、点線 II は(17)式による計算値)

Fig. 12. Relation between daily discharge from the lake  $Q_2$  and daily mean height of water level of the lake  $\bar{h}_1$ . (Full line and dotted lines indicate respectively the calculated values by equations (16) and (17).)

$$Q_2 = g(\bar{h}_1 + f)^n \quad (15)$$

で表わし、 $n$  は  $\frac{1}{2}$ , 1,  $\frac{3}{2}$ , 2,  $\frac{5}{2}$  とし、 $g, f$  はそれぞれ常数として実測値に最も適合する  $n, g, f$  の値をきめると、 $n$  の値は  $\frac{3}{2}$  (第 12 図中実線 I) または 1 (図中点線 II) ぐらいが適當であることが判った。常数の値は次式のようなになる。

$$Q_2 = 0.272 \times 10^9 (\bar{h}_1 + 1.50)^{\frac{3}{2}} \quad (16)$$

または

$$Q_2 = 0.864 \times 10^9 (\bar{h}_1 + 0.32) \quad (17)$$

ただし、 $Q_2$  の単位は  $\text{cm}^3/\text{day}$ 、 $\bar{h}_1$  の単位は  $\text{cm}$  である。

(15) 式において、 $n = \frac{1}{2}$  とすれば海峡の潮流またはタンクの壁の小孔からの流出を示す式に当り、 $n=1$  とすれば掘抜井戸から被圧地下水の流出と水位低下との関係式、 $n = \frac{3}{2}$  は川の流量を求める場合の矩形堰の流量と堰上流の水面と堰の底辺との高さの差との関係、 $n = \frac{5}{2}$  は同様に三角堰の場合の関係と同じ形の式となる。

いま、リヤウシ湖の流出を矩形堰の場合と同じとみなすと、堰の底辺の水深すなわち出口の川底の最も浅い部分の水深は湖水位測定の基準面下 1.5 cm ということになる。また矩形堰の幅を  $B$  とおけば c.g.s 単位で  $g = 18.4 B$  という値が普通用いられているから

$$18.4 B = \frac{0.272 \times 10^9}{24 \times 60 \times 60}$$

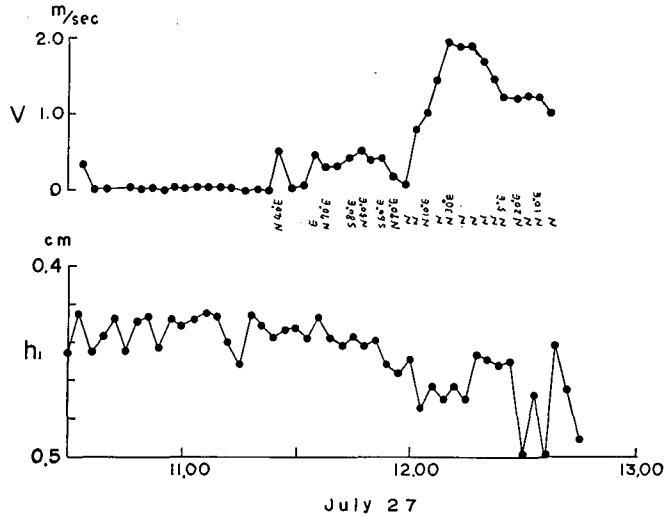
とにおいて  $B$  の値を求めると、 $B = 1.71 \times 10^2 \text{ cm}$  となり、流出河川の幅はおよそ 1.7 m であることになるが実際とほぼ合致する値である。

すなわち、リヤウシ湖の出口には人工の堰はないが、それからの流出は近似的には矩形堰の流出式によって示されるといえる。

## 7. 風によるリヤウシ湖水位の変動

7月27日10時30分～12時40分と7月31日13時30分～15時30分に測点Aの沖凡そ100mの湖上に舟を浮べて風向風速計により3分毎に風向風速を測り、それに対応する測点Aの湖水位を3分毎に読みとって夫々第13図と第7図に示した。7月31日の場合は風向はE～NE、風速は1～2 m/secであったが、水位は幅が最高0.18 cmで短周期の振動を行なった。7月27日の場合は最初約1時間はほとんど無風であったが、12時05分～12時40分には風向N、風速平均1.50 m/secとなった。これに対応し水位が平均して0.030 cm上昇した。風向Nは丁度湖の長軸方向に当り、湖の長さ凡そ900 mを吹き渡った風の摩擦によって水面の傾斜がおこり、測点Aは、第3図から判るように、丁度湖の風下側にあったため水位上昇が生じたものと思われる。EKMANによれば風が水面を吹く場合に生ずる水面傾斜 $\theta$ は次式で与えられる。

$$\sin \theta = \frac{3}{2} \frac{\eta \rho_a W^2}{\rho g d} \quad (18)$$



第13図 7月27日10時30分~12時40分における風速(上図), 風向(中間の記号), と湖水位(下図)の変化

Fig. 13. Changes of wind velocity (upper), wind direction (middle) and water level of the lake in 10<sup>h</sup> 30<sup>m</sup>~12<sup>h</sup> 40<sup>m</sup>, July 27, 1962.

ここに,  $\eta$  は常数で 0.0025,  $\rho_a$  は空気密度,  $W$  は風速,  $\rho$  は水の密度,  $g$  は重力加速度,  $d$  は平均水深である。湖の長軸の長さを  $L$  とすれば, 無風時の水位からの水位上昇  $\Delta h$  は水面傾斜は小さいから

$$\Delta h \simeq \frac{L}{2} \theta \simeq \frac{3}{4} \frac{\eta \rho_a W^2 L}{\rho g d} \quad (19)$$

で与えられる。 $W=150$  cm/sec,  $L=9 \times 10^4$  cm,  $\rho_a=0.00129$ ,  $g=980$  cm/sec<sup>2</sup>,  $d=300$  cm (湖全水量と表面積から算出) を (19) 式に代入すると  $\Delta h=0.017$  cm を得る。実測された水位上昇は 0.030 cm でその数値はやや異なるが, その桁は理論値と一致している。

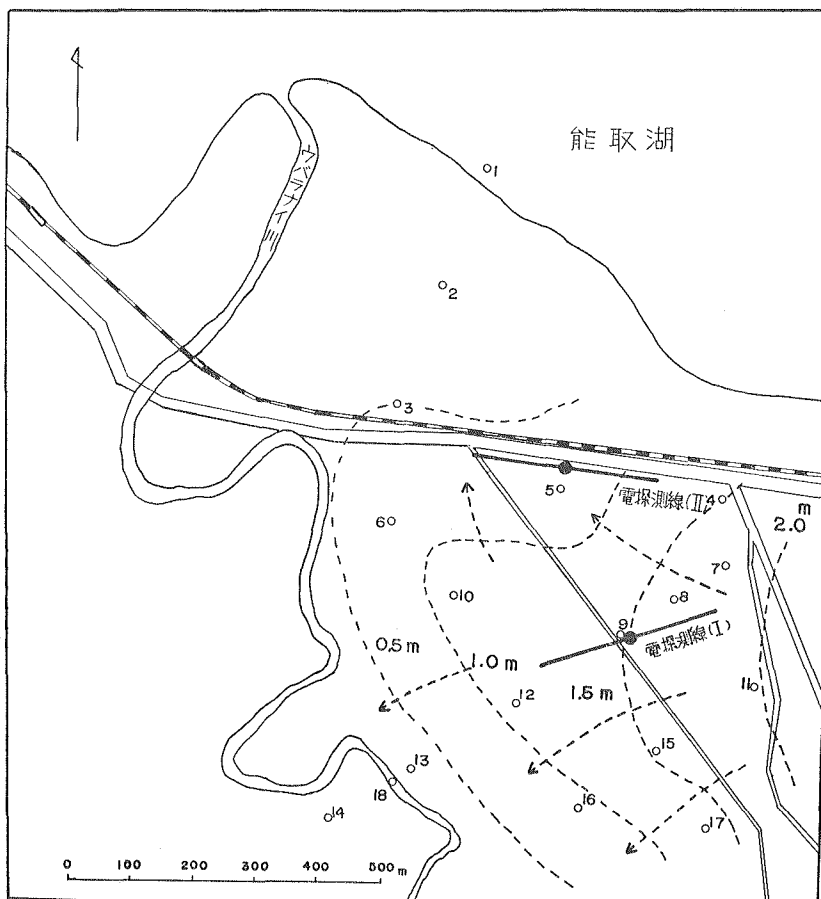
水位の短周期振動は静振と思われるが, 湖の長軸方向の静振の基本振動の周期は理論的には 5.7 分であるが, 観測の方は 3 分間隔であるので詳しいことは判らない。

#### IV. 卯原内の地下水

##### 1. 地下水の水頭調査

調査したのは, 第14図に示した卯原内川と標高約 20 m の丘陵に挟まれた能取湖南岸の地域である。

図に示した 18 個の測点のうちで, 測点 No. 1 は能取湖, No. 18 は卯原内川の水面であり, No. 12, No. 15, No. 16 はそれぞれ既設の浅井戸, その他は, ハンドオーガーによって, 直径約 10 cm で深さ約 2 m の穿孔をしたものである。地形は測点 No. 4~No. 18 の地域は東方の丘陵から卯原内川方向にゆるく傾斜した畠地である。能取湖々岸の測点 No. 1~3 は葦の生えた平



第14図 卯原内浅層地下水の水頭分布図  
 (点線は0.5 m ごとの地下水の等水頭線, 数字は測水点  
 の番号, 矢印は地下水の流動方向, 太線は電探測線。)

Fig. 14. Geographical distribution of height of ground water table at Ubaranai. (Circles are measurement points, numerals attached to those are station numbers in Table 6, dotted lines are contour lines of water table, arrow shows direction of ground water flow and thick line indicates the resistivity line.)

担な砂質地で、畠地とは鉄道線路及び道路で境され、畠地より1~2 m低い。

ハンドオーガーによる採土によれば、表層土壤は測点 No. 13, 14 をのぞいては、測点の多くは、30~50 cm の深さまで黒土、それ以下はビスケットバラスを含む砂層或いは白砂層であった。従って地下水面までの表層土壤は透水層で、測水した地下水は自由水面地下水である。

しかし測点 No. 13, 14 は表層に粘土、地下水面の深さでは砂質粘土であった。

18 個所の測点について、地下水面の海拔高度、Cl<sup>-</sup> 含有量、水温及び水面までの土層の柱状の状態等の測定の結果を第6表に示した。

第14図に地下水面の海拔高度を50 cm ごとの等地下水水位線で示してあるが、これによれ

第 6 表 地下水調査結果

Table 6. Results of investigation of ground water at Ubaranai.

測点番号 St. No.	地下水面海拔高度 Height of ground water table above mean sea level (m)	地面海拔高度 Ground height above mean sea level (m)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	水 温 Water temp. (°C)	表層土壌の状態 Construction of surface soil layer	備 考 Note
1	0.00		8790	21.0		能取湖水面
2	0.16					
3	0.42	0.57			地表下の深度 0~15 cm 砂	
4	1.49	1.79			0~30 cm 黒土	
5	0.85	2.25			0~30 cm 20~50 cm 50 cm~ 黒土 ビスケットバラス 白砂	
6	0.94	1.07				
7	1.86					
8	1.65				0~30 cm 30~90 cm 90 cm~ 黒土 ビスケットバラス 粗砂	
9	1.49	3.26	15		0~50 cm 50~70 cm 70 cm~ 黒土 ビスケットバラス 白砂	
10	1.11				0~20 cm 20 cm~ 黒土 砂	
11	1.99		12	9.3		採水, 測温は附近の 既設井戸のもの
12	1.02					既設井戸 水深 67 cm
13	0.14		13		0 cm~ 粘土	
14	-0.24	0.96			0~60 cm 60 cm~ 粘土 砂交り粘土	
15	1.53	2.32		9.7		既設井戸
16	—		10	12.3		既設井戸 水深 70 cm
17	1.30				0~44 cm 44~64 cm 64 cm~ 黒土 赤土交り砂 砂, 粘土	
18	-0.17		16			卯原内川水面

ば、自由水面地下水の流動方向は、図に矢印で示したごとく、ほとんど地面傾斜にそって、丘陵の方向から卯原内川及び能取湖岸の低地帯に向っており、その平均の勾配は、約 300 分の 1 であった。測点 No.1 の能取湖岸で採水した湖水の  $Cl^-$  含有量は海水の混入のため、8790 mg/l であったが、地下水の  $Cl^-$  含有量は 10~16 mg/l で浅層の自由水面地下水に全く海水の混入は認められなかった。

2. 透水係数の測定

透水係数の測定は当初揚水試験による方法を予定していたが、現地の土層が砂質で、ハンドオーガーによっては予定の深度の揚水井戸を掘ることができず、やむを得ずこの地域の帯水層を代表すると思われる、測点 No.9 からサンプリングした試料を持ち帰り、粒度分析及び簡単な測定装置により、透水係数を推定した。

a) 粒度分析

試料の粒度分析の結果を第 7 表に、その粒子加積曲線を第 15 図に示した。

HAZEN の実験公式によれば、透水係数は

$$k = c(0.7 + 0.03\theta) de^2 \tag{20}$$

$k$ : 透水係数 (cm/sec)

$\theta$ : 温度 ( $^{\circ}C$ )

$de$ : 有効粒径 (cm)

$c$ : 50~150 の常数、

普通は 116 をとる。

で求めることができる。

第 15 図から  $de = 0.24$  mm, 地下水水温  $\theta = 10^{\circ}C$ ,  $c = 116$  にとれば、

(20) 式から

$$k = 0.0668 \text{ (cm/sec)}$$

で、粒度分析から求めた、水温  $10^{\circ}C$  のときの透水係数は、

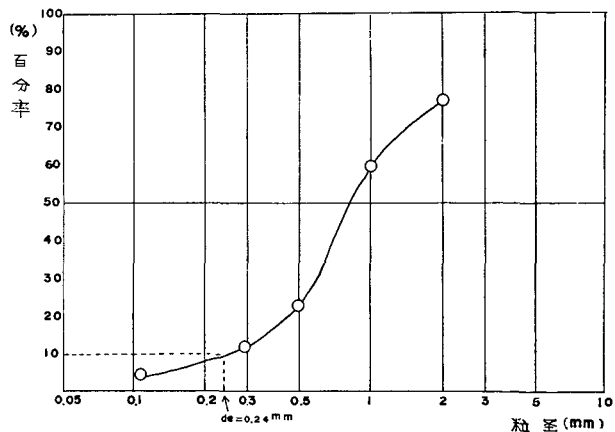
$$k = 7 \times 10^{-2} \text{ (cm/sec)}$$

であった。

第 7 表 砂質試料の粒度分析  
Table 7. Grain size distribution.

粒 径 Grain dia. (mm)	重 量 Weight (g)	累 加 重 量 Integrated weight (g)	百 分 率 (%)
<0.105	4.50	4.50	5
0.105~0.297	6.93	11.43	12
0.297~0.500	11.45	22.88	23
0.500~1.000	35.36	58.24	60
1.000~2.000	16.57	74.81	77
>2.000	22.76	97.57	100
合 計	97.57		

節分前の試料の総重量 98.51 g 誤差 1%, 礫は除く



第 15 図 粒子加積曲線  
Fig. 15. Fuller's grading graph.

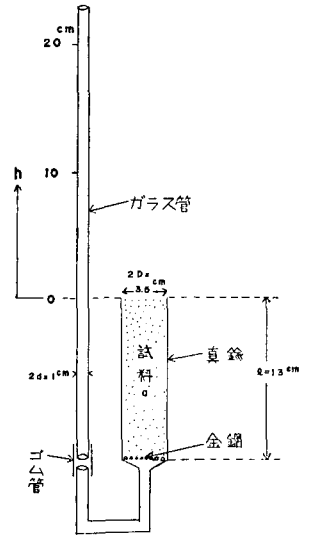
b) 透水係数測定

透水係数の測定には THEIS の考案した装置を用いた、装置の概要は第 16 図に示した。

測定は、a の部分に試料をつめ、水をみたし、b のガラス管に水を注ぎ、円筒 a の上端から溢流させて、b の部分の水位降下を各時間ごとに読みとれば、次式によって透水係数を計算できる。

$$k = 2.30 \frac{d^2}{D^2} \frac{l}{t} \log_{10} \frac{h_0}{h} \quad (21)$$

- k: 透水係数 (cm/sec)
- D: a の円筒の半径 (cm)
- d: b のガラス管の半径 (cm)
- t: 時間 (sec)
- l: 試料の長さ (cm)
- h: 浸透の起る水頭 (cm)
- h<sub>0</sub>: t=0 のときの、h=h<sub>0</sub> (cm)



第 16 図 透水係数測定装置 (タイスの装置)

Fig. 16. Permeability measuring device by THEIS.

測定は 3 回行ない、水は水道の水をビーカーにしばらく取って置いて用いた。測定時の水温は 24°C であった。

第 8 表に示した測定値について、t を普通目盛に、h を対数目盛の半対数方眼紙上にプロットすると、その 1 例を第 17 図に示したように直線関係を得た。

第 8 表 透水係数を求める実験  
Table 8. Measurement of permeability.

第 1 回目の測定		第 2 回目の測定		第 3 回目の測定	
h (cm)	t (sec)	h (cm)	t (sec)	h (cm)	t (sec)
14	0	22	0	16	0
12	8	20	3.5	12	12
10	20	18	9	10	20
8	36	16	15	8	30.8
6	55	14	23	6	44
4	81	12	32	4	62
2	128	10	42	2	92
		8	55		
		6	72		
		4	95		
		2	130		

その直線の勾配から

$$\begin{cases} d = 0.5 \text{ cm} \\ D = 1.75 \text{ cm} \\ l = 13 \text{ cm} \end{cases}$$

を与え、(21) 式から下記の透水係数を得た。

第 1 回目の測定  $k = 0.0159 \text{ (cm/sec)}$

第 2 回目の測定  $k = 0.0188 \text{ (cm/sec)}$

第 3 回目の測定  $k = 0.0239 \text{ (cm/sec)}$

平均  $k = 0.0195 \text{ (cm/sec)}$

$k$  の測定値が、第 2 回目の測定、第 3 回目の測定と段々大きくなっているのは、測定ごとに試料がガラス管に注水した水圧のためふくらみ、透水性が良くなった結果と考えられる。事実、第 3 回目の測定後、試料は真鍮円筒の上端より約 1 mm 程度盛り上っていた。

この測定で得た透水係数(平均値 0.0195 cm/sec)は水温が 24°C のときの  $k$  の値であるので、現地の地下水温 10°C のときの  $k$  の値に換算した。

換算の式は、それぞれの温度のときの  $k, \eta, \rho$  の値を示すのに、温度の suffix をつければ、

$$\frac{k_{10}}{k_{24}} = \frac{\eta_{24}}{\eta_{10}} \cdot \frac{\rho_{10}}{\rho_{24}} \tag{22}$$

$\eta, \rho$ : 粘性係数および密度

のごとくなる。

今(22)式で

$$\begin{cases} \eta_{10} = 0.0131 \text{ (gr/cm}\cdot\text{sec)}, \rho_{10} = 1.000, k_{24} = 0.0195 \text{ (cm/sec)} \\ \eta_{24} = 0.0093 \text{ (gr/cm}\cdot\text{sec)}, \rho_{24} = 0.997 \end{cases}$$

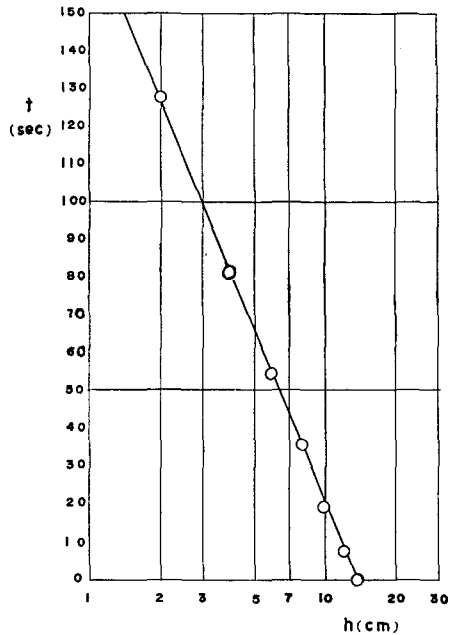
を与え、10°C の水温の透水係数  $k_{10}$  を求むれば、

$$k = 0.0138 \text{ (cm/sec)}$$

であった。

c) HAZEN の実験公式と THEIS の変水頭法とから得た透水係数の比較

HAZEN の実験公式から得た  $k$  は  $7 \times 10^{-2} \text{ (cm/sec)}$  で、THEIS の変水頭法で得た  $k$  の値  $1 \times 10^{-2} \text{ (cm/sec)}$  とくらべて 7 倍である。



第 17 図 透水係数測定値水位の時間的变化 (第 1 回目の測定)

Fig. 17. Relation between height of water-level in the permeability measuring device and lapse of time (Measurement No. 1).

後者の方法は、試料を円筒につめるパッキングの程度により測定値はばらつく、又前者の方法にしても、常数  $c$  が 50 から 150 の範囲があり、 $k=7 \times 10^{-2}$  (cm/sec) の値は普通に用いられる  $c = 116$  を用いたのでいちがいに信頼することはできない。

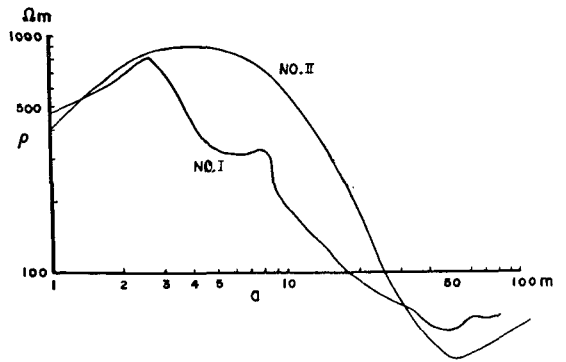
従って今回の測定で得た  $k$  の値は

$$k = 1 \times 10^{-2} \sim 10 \times 10^{-2} \text{ (cm/sec)}$$

の範囲にあると考えた。

### 3. 基盤調査

基盤調査のため L-10 型大地比抵抗測定器にて垂直探査を行なった、測線の位置方向は第 14 図に示してある。測定結果として第 18 図の  $\rho-a$  曲線を得た。測定点 No. I に於ては不規則な曲線が得られたが 2 測定とも同様の傾向を示している。周辺の地質・地形の調査の機会を持ち得なかつたので、 $\rho-a$  曲線の解析・解釈は推定の域を出ないが解析の結果次の如き値を得た。



第 18 図  $\rho-a$  曲線

Fig. 18.  $\rho-a$  curve in the resistivity measurement.

測点 No. I	層厚 (m)	比抵抗 ( $\Omega m$ )	層底深度 (m)	測点 No. II	層厚 (m)	比抵抗 ( $\Omega m$ )	層底深度 (m)
第 1 層	1.7	465	1.7	第 1 層	0.8	250	0.8
第 2 層	2.8	2300	4.5	第 2 層	8	2500	9
第 3 層	50	50	55	第 3 層	60	50	70
第 4 層	—	170	—	第 4 層	—	130	—

此等の値は勿論厳密なものではないが両測定点で大略同一の値を得たので若干の考察を試みれば、第 1 層は地表で観察されるごとく礫交り砂、第 2 層は砂礫層で礫質、第 3 層は粘土を主とする層、第 4 層は判断に苦しむも、古期砂礫層ないし基盤堆積岩層と考えられる。上部砂礫層、粘土層共に下流海寄り(能取湖寄り)が層厚も深度も大きいのは、此の附近の地形発達史の予想から埋積河谷を意味するものあろう。第 3 層の比抵抗  $50 \Omega m$  は前述の如く粘土層と考えられるが、不透水あるいは難透水性の地層と考えた方が安全である。能取湖からの距離を考えると海水の浸入によるものではないと思われる。第 4 層の透水性に関しては断言するには資料が不足である。地下水利用の立場から浅層の有力な滞水層と考えられる上部礫層の厚さは薄く、深部地下水の調査の為には少くとも 70 m 以上のテストボーリングが必要である。

### V. 総括および結語

以上の結果を総括すれば次の様である。

1. 湖水調査は既往の調査もあり、概略に止まったが、水利用の立場からは全水量が  $1240 \times 10^3$

m<sup>3</sup>であり、湖盆形態が単純であること、水温躍層が形成され高温な表層水が生ずるが容易に攪拌されて躍層が消失すること、深部に特殊な多量の湧水があるとは考えられないこと、底泥の硫化水素臭の様な悪臭は恒常的に存在するものではないらしいこと、泥炭地に囲まれているが水素イオン濃度は下層でもわずかに酸性であるに過ぎないことが判った。

2. リヤウシ湖には地表からの流入水はほとんど認められないが流出河川は1つあり、日によって900~5000 m<sup>3</sup>/dayの流出があるので、湖底からの湧水の存在が考えられる。これを確かめるため、湖の水位、湖面からの蒸発、流出、降水等を観測して湖の水収支を検討した。その結果、浅い湖底から日によって500~11000 m<sup>3</sup>/dayの湧水があることが判り、この湧水は湖周囲の湿地帯の最表層からの自由水面地下水の流出であることが推定された。また湿地帯の単位面積からの蒸発(蒸散を含む)は湖面のその6割程度であることも判った。

リヤウシ湖からの流出量と湖水位との関係は河川流量の測定に使用される矩形堰からの流出量と堰上流の水位との関係に近似的には相似であることを指摘した。

3. 卯原内における地下水の流動の性質およびその賦存状態を調べるため、表層地下水の水頭の高さの分布、地下水のCl<sup>-</sup>含有量の調査、比抵抗法による電気探査を行ない、また帯水層の資料により透水係数の測定等を行なった。その結果、この地域では7月下旬の調査時には2.7~7.6 m、平均して約5 mの厚さの海水の混入が全く認められない自由水面地下水の帯水層が表層にあり、地下水面までの深さは2 m以下であった。

終りに臨み、本調査に当り網走市商工部土木課の三上主事を始め多くの方々のお協力を得た。ここに記して厚く謝意を表す。また、降雨の資料の利用をお許し下さった網走地方気象台長斎藤博英博士に厚く謝意を表す。

## 12. Hydrologic Study on Lake Riyaushi and Ground Water in the Neighborhood

By Takaharu FUKUTOMI, Tadaharu FUJIKI, Akira SUGAWA,  
Kinshiro NAKAO, Akio WADA, Daiji KOBAYASHI,  
and Yoshiaki KITAHARA

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

Lake Riyaushi, situated at a narrow low land between Lake Abashiri and Lake Notoro in the western part of Hokkaido, is a small lake of 1 km in length in north-western direction and of 0.42 km<sup>2</sup> in area, and its water surface is 2.3 m above mean sea-level. Marshy land of 13.2 km<sup>2</sup> in area is surrounding the lake as shown in Fig. 3. The lake has no inlet and has only one outlet, from which 900~5000 m<sup>3</sup>/day of lake water is discharging.

Hydrologic investigations of the lake and ground water were carried out by the writers during the period from July 24 to August 1, 1962. The results of investigation are summarized as follows:

1. Configuration of the lake bed (Fig. 1), vertical distribution of water temperature, Cl<sup>-</sup>, etc. were investigated (Fig. 2).

2. Change of water level and evaporation were precisely observed at St. A using apparatus shown in Figs. 4 and 5. Outflow from the lake was calculated from the observed data obtained at St. B by a current meter for weak current and by a weir at St. C (Fig. 9). Ground water discharge of 500~11,000 m<sup>3</sup>/day from the surrounding marshy land to the lake was estimated by the investigation of water incomings and water outgoings (Table. 5). Evapo-transpiration from unit surface area of the marshy land was also estimated as 60% of the evaporation from unit area of the free surface of the lake. It is noted that relation between the outflow from lake Riyaushi and the height of water level of the lake is similar to that between the discharge through a rectangular weir and the height of water level at the upper stream side of the weir.

3. Horizontal distributions of height of water head, Cl<sup>-</sup>-content of ground water in the uppermost layer were investigated at Ubaranai (Fig. 14). Resistivity measurement of the layer was also carried out. It is recognized that an aquifer of 2.7~7.6 m in thickness containing ground water free from sea water exists at the uppermost layer in this locality. Depth of the ground water table below ground surface is less than 2 m.