

## 日本国内の閉塞湖の立地条件について\*

濱田(岡田)浩美\*\*

### I はじめに

湖沼の水位は、流入量と蒸発を含む損失量によって決定される。流出量は、それぞれの湖沼が保有している水位、水量の自己調節機能に支配される。湖水の損失は、一般に湖水面からの蒸発、湖盆からの漏水、そして表流水としての流出に大別される。このうち湖盆からの漏水は、定量的な把握が困難であり、水収支計算においては地下水の流入量と同じように、しばしば未知数として扱われてきた。

そこで、本報では過去に調査・研究が行われ、湖盆形態の明らかになっている湖沼を選定し、水収支計算を行って漏水量の概算値の推定を試みた。

### II 研究方法

日本のような湿潤地域では、降水量が蒸発量を上回っており、湖が一定水位を維持するためには流出が不可欠である。開放湖の流出は、河川による表流水として行われるが、閉塞湖の流出は地下水流出に限定される。したがって、閉塞湖では流域を含んだ水収支計算を行うことによって、漏水量の近似値を算出することが可能である。

自然状態では湖沼への流入とは、湖水面への降水と流域からの流入である。湖水の損失とは湖水面からの蒸発、湖盆からの漏水、表流水としての流出である。集水域を含めた湖についての水収支式は湖によって異なるが(市川, 1973)<sup>1)</sup>、一般的にそれらの関係は次式で表すことができる。

$$\Delta V = (P - E_A) S_A \cdot f + (P - E_L) \cdot S_L - (D + G_0) \dots\dots\dots(1)$$

ここで、単位時間を一年とすると、

- $\Delta V$ : 湖の貯水量変化 (m<sup>3</sup>)
- $P$ : 湖と集水域への降水量 (m<sup>3</sup>・year<sup>-1</sup>)
- $E_A$ : 集水域からの蒸発散量 (m<sup>3</sup>・year<sup>-1</sup>)
- $E_L$ : 湖からの蒸発量 (m<sup>3</sup>・year<sup>-1</sup>)
- $S_A$ : 集水域面積 (m<sup>2</sup>)
- $S_L$ : 湖水面積 (m<sup>2</sup>)
- $D$ : 湖からの平均表面流出量 (m<sup>3</sup>・year<sup>-1</sup>)
- $G_0$ : 湖からの平均地下水流出量 (m<sup>3</sup>・year<sup>-1</sup>)
- $f$ : 係数

である。閉塞湖の場合には表面流出量Dを除いた次式が考えられる。

$$\Delta V = (P - E_A) \cdot S_A \cdot f + (P - E_L) \cdot S_L - G_0 \dots\dots(2)$$

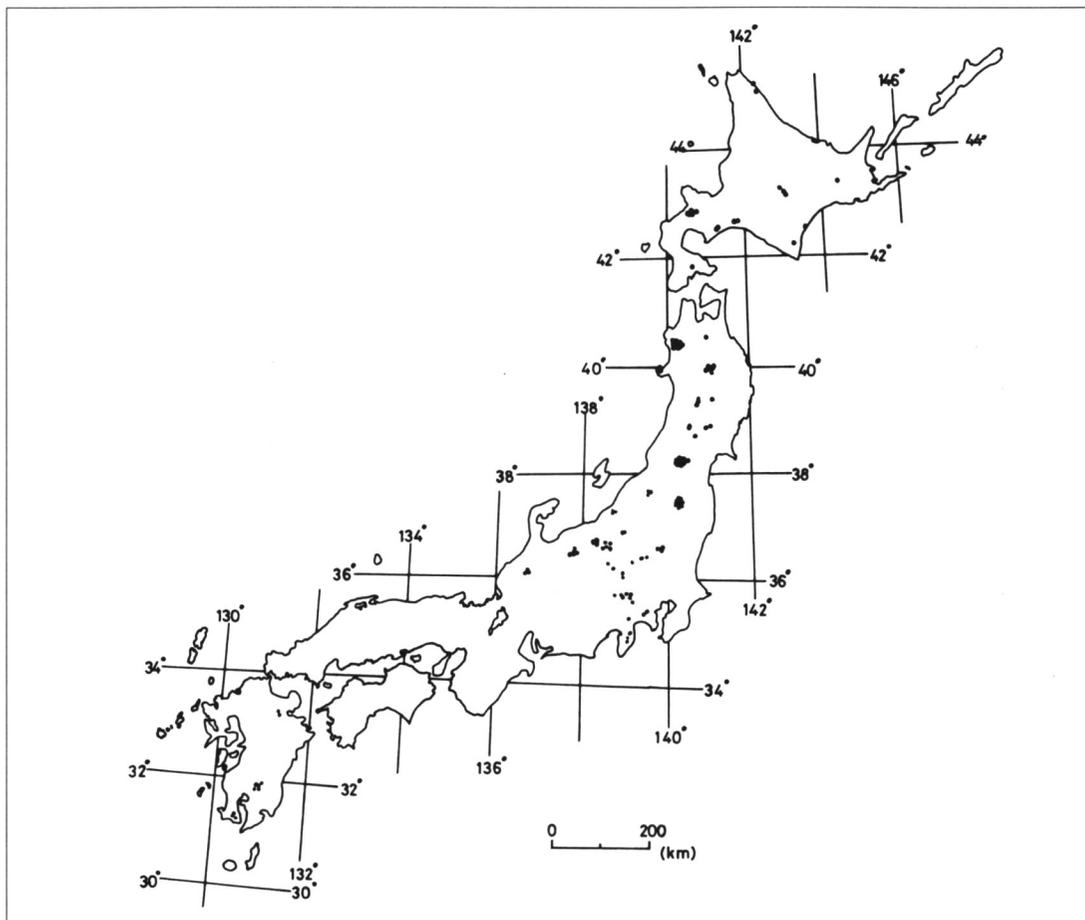
短期間の水収支算定を行う場合、 $\Delta V$ は重要な意味を持つが、本報では年平均値の気象資料を使用するため $\Delta V = 0$ と仮定した。この仮定から閉塞湖では、(2)式は下記のように書き換えることができ、漏水量の近似値を算出することが可能である。

$$G_0 = (P - E_A) \cdot S_A \cdot f + (P - E_L) \cdot S_L \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 $f$ は地質による地下水・地表水流出に關与するファクターで、もし $f = 1.0$ であれば流域への全降水量が湖を通過することを表わす。

降水量及び蒸発量の推定を行なう上での気象観測資料は、対象湖沼に最も近い測候所の値を使用することを原則とした。集水域からの蒸発散量( $E_A$ )はThornthwaite法を用いて算出した。また湖水面か

\* 1988年度日本陸水学会第53回大会で発表したものに加筆・修正したものである。  
 \*\* 立正大学大学院



第1図 過去に研究・調査された湖沼の分布

らの蒸発量 ( $E_L$ ) は Penman 法によって可能蒸発量を求めた。

しかし、山間の湖沼で近傍に観測所が無い場合や、相当量の補正が必要とされる湖沼の降水量や蒸発量は、Fukui, E. (ed.) (1977) や気象庁 (1971) の値を用いた<sup>2)3)</sup>。

本報では、過去に調査研究が行われ、湖盆形態等の明らかになっている国内約 150 の湖沼を選定し、その分布は第1表に示した。分布は、東日本が中心である。各湖沼の緒元は文献中 (例えば、堀江, 1956<sup>4)</sup>, Horie, 1962<sup>5)</sup>)にあるものはそれを使用した。集水域面積は、五万分の1地形図を使用して地形分

水界を設定し計測した。Horie (1962) は、当時の国土地理院発行の 20 万分の1 または 5 万分の1 地形図から 626 の湖沼を選定し、そのうち 234 湖沼を閉塞湖としている。本報では、最新版の 5 万分の1 地形図を用いて流出河川の確認し、閉塞湖を選定した。その結果、選定された日本国内の閉塞湖は、約 70 湖沼である<sup>6)</sup>。

### III 結果 及び 考察

#### 1 推定漏水量

(3)式を用いて行なった水収支計算の結果は、第1, 2表に示した。第1表は火山性地域の閉塞湖の水収

支計算結果であり、第2表は非火山性地域の結果である。各湖沼の配列は、最右列の単位面積当りの漏水深を基準にし、昇順とした。第1表で(3)式によって得られた $G_0$ の値を見るとV-7池田湖を除いて富士五湖が大きな値を示している。富士五湖ではV-31河口湖の $99.0 \times 10^6 \text{m}^3$ を最大に、V-27山中湖 $84.5 \times 10^6 \text{m}^3$ 、V-18本栖湖 $27.6 \times 10^6 \text{m}^3$ 、V-30西湖 $30.4 \times 10^6 \text{m}^3$ 、V-39精進湖 $22.3 \times 10^6 \text{m}^3$ が得られた。これは、集水域面積の測定上の問題が反映しており、ここでは富士の山体を含んだ集水域を設定したため比較的大きな値を示したと考えられる。この値は一般に湖沼の湖水面積( $S_L$ )および集水域面積( $S_A$ )に対応し、湖水面積や集水域面積の大きな湖沼では漏水量も大きく、逆に双方の面積の小さな湖沼では漏水量も小さくなっている。しかし、規模の異なる湖沼を比較する場合は単位面積当りの漏水深で検討する必要がある。

単位面積当りの漏水深をみると最小値のV-1摩周湖の $0.58 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ と比較してV-44葦沼の $87.47 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ では、約150倍の極端な相違が認められる。しかし、第1表の43湖沼中V-36木戸池より下のV-44葦沼までの8湖沼を除外すると漏水深は、いずれも $20 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ 以下の小さな値を示している。

第2表で(3)式によって得られた $G_0$ の値は、N-21日光西ノ湖の $7.5 \times 10^6 \text{m}^3$ を除くといずれも $2 \times 10^6 \text{m}^3$ 以下の値を示している。単位面積当りの漏水深をみると最小値のN-1面子坂ノ池の $3.77 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ と最大値を示すN-25若畑沼の $129.38 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ では34倍程度の差に留まっている。また一方では、第2表の26湖沼中、N-1面子坂ノ池からN-7板戸沼までの7湖沼を除外するといずれも $10 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ 以上の大きな値を示している。

次に、以上のように推定された各湖沼の漏水深をV-2北海道倶多楽湖の実測値との比較から検討を行なった。中尾ら(1966)は1964年7月17~8月3

日にわたって倶多楽湖において湖水位、蒸発量、降雨量などを測定し、湖の水収支を算定した<sup>7)</sup>。これによれば、同湖は地下流出のため日平均 $4.9 \text{mm}$ 水位低下しており、最小でも $2.9 \text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$ 、最大では $6.3 \text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$ の水位低下を示すことがわかった。これを年間値として漏水深に換算すると、最小で $1.06 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、最大では $2.30 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ に達する。この値は、本報で算出された第1表中のV-2倶多楽湖の $0.64 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ の値を大幅に上回っている。これは、単位面積当りの漏水深の推定時に総湖水面積で計算された $G_0$ を除いており、湖盆壁全体から均一に漏水が生じている場合のみに有効な値である。実際に同湖の場合は、漏水面積を最大限に見積ったとしても湖盆壁の約1/2と推定され、漏水深は2倍となり $1.28 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ の値が算出され実測値と一致する。

また、オーストラリアの火口湖Blue LakeにおいてRamamurthy *et al.* (1985)は、漏水量が年間 $1 \times 10^6 \text{m}^3$ になることを示した<sup>8)</sup>。単位面積当りの漏水深に換算された値は、 $1.67 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ となり、V-3沼沢沼等の火口湖の値に近似し、推定された漏水深が適切な値であることを暗示している。

このように流域の状態をある程度考慮することによって、推定漏水深は実測値と良い一致を示すことがわかった。

## 2 火山性地域と非火山性地域の漏水深

第1表は成因が火山活動に関わり、火山性地域に存在している閉塞湖の水収支計算結果である。これをみると成因によって漏水深に大きな差が認められる。すなわち、V-1摩周湖・V-2倶多楽湖・V-3沼沢沼・V-5一ノ目潟などのカルデラまたは火口湖・マールなどでは、単位面積当りの漏水深が非常に小さく $0.58 \sim 2.66 \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ を示している。一方、富士五湖をはじめとして志賀高原湖沼群、V-42切込湖・刈込湖、V-41大沼・V-44葦沼などの溶岩流や火砕流、泥石流による堰止め湖ではこの値が極端に大きく、

第1表 火山性地域の閉塞湖の水収支計算結果

NO.	湖沼名	都道府県名	(P-E <sub>A</sub> ) (mm)	(P-E <sub>L</sub> ) (mm)	S <sub>A</sub> (km <sup>2</sup> )	S <sub>L</sub> (km <sup>2</sup> )	G <sub>O</sub> (×10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ・y <sup>-1</sup> )	S <sub>L</sub> /S <sub>A</sub> k	漏水深 (m・y <sup>-1</sup> )
V-1	摩周湖	北海道	470	320	10.9200	20.1022	11.5651	1.8365	0.58
V-2	倶多楽湖	北海道	475	310	3.3102	4.7211	3.0359	1.4364	0.64
V-3	沼沢沼	福島	1320	1125	0.2548	0.8923	1.3402	3.4929	1.50
V-4	三本木沼	山形	720	525	0.1542	0.0731	0.1494	0.4764	2.04
V-5	一ノ目潟	秋田	930	810	0.5210	0.2580	0.6935	0.5016	2.66
V-6	橋湖	北海道	680	520	0.4110	0.1231	0.3435	0.3003	2.78
V-7	池田湖	鹿児島	1530	1300	11.2105	11.0000	31.4521	0.9857	2.85
V-8	白駒池	長野	650	605	0.4118	0.1098	0.3341	0.2783	2.94
V-9	大沼(白鷹)	山形	1220	1030	0.3151	0.1942	0.5844	0.6264	2.98
V-10	ハリユウ沼	山形	720	535	0.3105	0.0862	0.2697	0.2769	3.14
V-11	皿沼	山形	720	520	0.0461	0.0121	0.0395	0.2514	3.38
V-12	苔沼(白鷹)	山形	1220	1035	0.1514	0.0671	0.2542	0.4595	3.69
V-13	鱒沼	鹿児島	1530	1300	1.9910	1.2022	4.6091	0.6027	3.84
V-14	沼の池	長野	1130	1045	0.4278	0.1603	0.6509	0.3727	4.08
V-15	蘭牟田池	鹿児島	1935	1700	0.9130	0.6300	2.8377	0.6942	4.49
V-16	住吉池	鹿児島	1930	1700	0.3525	0.2401	1.0886	0.6724	4.57
V-17	三ノ目潟	秋田	930	810	0.4690	0.1105	0.5257	0.2263	4.92
V-18	本栖湖	山梨	1030	750	22.9250	4.9000	27.2878	0.2108	5.64
V-19	桂池	長野	1120	1040	0.1515	0.0331	0.2041	0.2287	5.94
V-20	二ノ目潟	秋田	930	810	0.4541	0.0770	0.4847	0.1758	6.10
V-21	田螺沼	秋田	890	780	0.6268	0.1000	0.6359	0.1584	6.40
V-22	浮布池	島根	1250	1105	0.7284	0.1387	1.0637	0.1905	7.67
V-23	曲沼(白鷹)	山形	1220	1030	0.3501	0.0529	0.4817	0.1534	8.98
V-24	半月湖	北海道	855	690	0.4703	0.0450	0.4331	0.0963	9.57
V-25	白紫池	宮崎	2365	2160	0.1604	0.0381	0.4616	0.2399	12.02
V-26	御池	宮崎	1945	1750	3.7022	0.6483	8.3352	0.1760	12.80
V-27	山中湖	山梨	1330	1050	59.8000	6.5000	86.3590	0.1113	13.00
V-28	男沼	福島	910	830	0.5660	0.0381	0.5467	0.0679	14.23
V-29	志高湖	大分	1160	1000	0.9410	0.0812	1.1728	0.0875	14.25
V-30	西湖	山梨	1030	750	28.8250	2.1000	31.2648	0.0749	14.50
V-31	河口湖	山梨	1025	750	95.2355	6.1000	102.1914	0.0662	16.24
V-32	桑沼	宮城	680	590	0.9542	0.0432	0.6743	0.0430	16.39
V-33	一碧湖	静岡	1205	900	3.1006	0.2300	3.9432	0.0739	17.21
V-34	雨池	長野	950	900	0.8125	0.0473	0.8144	0.0581	17.24
V-35	中古池	長野	1120	1035	0.2201	0.0137	0.2607	0.0621	19.08
V-36	木戸池	長野	840	780	0.4320	0.0170	0.3762	0.0382	22.76
V-37	蓮池	長野	790	725	0.3432	0.0108	0.2789	0.0345	23.64
V-38	鶴間池	山形	1430	1240	0.4425	0.0198	0.6573	0.0454	32.76
V-39	精進湖	山梨	1030	750	22.0022	0.6481	23.1483	0.0307	34.26
V-40	片貝沼	山形	840	720	0.2510	0.0059	0.2151	0.0237	36.19
V-41	大沼	岩手	1540	1430	1.3285	0.0484	2.1151	0.0363	43.90
V-42	切込・刈込湖	栃木	1130	1080	5.3940	0.1392	6.2455	0.0256	45.24
V-43	ドッコ沼	山形	890	765	0.3902	0.0070	0.3526	0.0180	50.23
V-44	藪沼	岩手	1540	1430	0.5848	0.0105	0.9156	0.0179	87.47

※ f=1.0

22.76~87.47 m・year<sup>-1</sup>の値が得られた。

第2表は成因が非火山性であると推定される閉塞湖の水収支計算結果である。これらの湖沼の成因は、津軽十二湖湖沼群等のような山崩れによる岩石流が谷を堰止めてできたものやN-9震生湖のように山崩れによる泥流が谷の水を堰止めてできたもの、N-

5四尾連湖のように断層運動によって地すべりが生じてできたもの、N-21西ノ湖のように川の主流が多くの土砂を運び、支流の出口を塞いだために支流の水がそこにたまってできたものなど様々である。

津軽十二湖湖沼群の場合は、いずれもほぼ同時に同様な成因で形成されたと推定されるにも関わら

第2表 非火山性地域の閉塞湖の水収支計算結果

NO.	湖沼名	都道府県名	(P-E <sub>A</sub> ) (mm)	(P-E <sub>L</sub> ) (mm)	S <sub>A</sub> (km <sup>2</sup> )	S <sub>L</sub> (km <sup>2</sup> )	G <sub>0</sub> (×10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ・y <sup>-1</sup> )	S <sub>L</sub> /S <sub>A</sub> k	漏水深 (m・y <sup>-1</sup> )
N-1	面子坂ノ池	青森	955	810	0.0951	0.0312	0.1161	0.3228	3.77
N-2	貝沼	秋田	890	770	0.4300	0.0900	0.4520	0.2069	5.07
N-3	玉虫沼	山形	1220	1025	0.4250	0.1125	0.6338	0.2682	5.57
N-4	桁倉沼	秋田	890	780	1.8402	0.3000	1.8718	0.1638	6.21
N-5	四尾連湖	山梨	925	650	0.4780	0.0782	0.4930	0.1636	6.30
N-6	細沼	秋田	890	770	0.2150	0.0300	0.2145	0.1403	7.11
N-7	板戸沼	秋田	890	780	0.6801	0.0900	0.6755	0.1326	7.49
N-8	牛蒡ノ池	青森	955	810	0.0922	0.0087	0.0951	0.0935	11.02
N-9	震生湖	神奈川	1050	810	0.1300	0.0113	0.1457	0.0859	13.03
N-10	大沼(赤沼)	山形	1220	1015	0.1771	0.0178	0.2341	0.0999	13.23
N-11	鎌池	長野	1330	1260	0.3101	0.0279	0.4476	0.0922	15.68
N-12	長池	長野	955	810	0.1588	0.0099	0.1597	0.0616	16.30
N-13	夜叉ヶ池	福井	1870	1760	0.0339	0.0040	0.0704	0.1153	17.97
N-14	日暮ノ池	青森	955	810	0.2080	0.0121	0.2084	0.0532	18.76
N-15	高浪池	新潟	1800	1625	0.4515	0.0432	0.8829	0.0965	20.29
N-16	仙人池	長野	1390	1315	0.1450	0.0113	0.2164	0.0730	20.36
N-17	千鳥池	青森	955	810	0.0420	0.0023	0.0420	0.0479	20.75
N-18	金山ノ池	青森	955	810	0.7801	0.0341	0.7726	0.0425	23.30
N-19	鍋越沼	山形	1320	1120	1.1001	0.0571	1.5161	0.0518	26.62
N-20	糸畑ノ池	青森	1005	860	0.9830	0.0301	1.0138	0.0304	33.96
N-21	西ノ湖	栃木	1025	965	7.0900	0.2195	7.4791	0.0310	34.07
N-22	三蔵ノ池	青森	955	810	0.0126	0.0003	0.0123	0.0256	38.06
N-23	平ヶ倉沼	岩手	1345	1240	1.0025	0.0351	1.3919	0.0353	39.35
N-24	片貝ノ池	新潟	1520	1440	1.1231	0.0196	1.7353	0.0175	88.23
N-25	若畑沼	山形	1320	1120	1.3811	0.0141	1.8388	0.0103	129.38

\*  $f=1.0$ 

ず、漏水深はN-1 面子坂ノ池の  $3.77 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、N-8 牛蒡ノ池  $11.02 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、N-14 日暮ノ池  $18.76 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、N-18 金山ノ池  $23.30 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、N-20 糸畑ノ池  $33.96 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、三蔵ノ池  $38.06 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  と10倍以上の差が認められる。このことは、非火山性地域の場合漏水深の値の差は、直接的に成因には関係せず、各湖沼周辺の地質構造に支配されることを示している。

しかし、N-5 四尾連湖をはじめとする成因が地滑りに関わる湖沼では、湖底に強固な難透水層が存在すると推定されることから、漏水深の値は小さくなっている。

以上のように、火山性地域の閉塞湖のうちカルデラまたは火口湖、マールなどの成因の湖沼は、漏水深が非常に小さかった。一方、溶岩流・泥流等によって堰止められた湖沼は漏水深が極端に大きな値を示した。しかし、非火山性地域の湖沼では、成因と

漏水深の間には良好な関係は認められなかった。

### 3 流域の流出に関する $f$ 値の検討

水収支式(3)式の  $f$  は、地質による地下水・地表水流出に関するファクターであることは前述した。これまでは、この  $f$  値が1.0であるものとして漏水深の推定を行なった。 $f=1.0$ であれば流域への全降水量が湖を通過することを表わしており、漏水深は実際の値よりも過大に見積られる可能性が大きい。

筆者は、これまでに日光西ノ湖<sup>9)</sup>、日光切込湖・刈込湖<sup>10)</sup>、四尾連湖<sup>11)</sup>において水収支に関する調査を行なった。それによるとN-21 西ノ湖での漏水深は、実測値で  $14.24 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  が得られ、(3)式を用いて推定された  $34.07 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  の値は、約2.4倍に見積られた。また、切込湖・刈込湖での漏水深は実測値が  $9.13 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、推定値が  $45.24 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、四尾連湖では、それぞれ  $5.11 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ 、 $6.30 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  であった。いずれも推定値が実測値を上回っており、切

込湖・刈込湖で約 5.00 倍, 四尾連湖で約 1.23 倍に達している。

ここで(3)式を変形して  $f$  値を求める。実測値から求められた  $f$  値は, 西ノ湖で 0.40, 切込湖・刈込湖で 0.18, 四尾連湖で 0.79 であった。 $f$  値の差は, 流域の成因や地質の状態の相違に起因していると考えられる。

$f$  値の決定要素には, Anderson and Munter (1981) が指摘している湖沼を通過しない地下水系の存在<sup>12)</sup> や他流域からの地下水流入などが考えられる。 $f$  値は, 流域の地形・地質条件を多分に反映すると予想され, 現時点で決定することは困難である。しかし, 流域の地形条件として湖水/流域面積比  $k$  と  $f$  値の比較を試みた結果, 比較的良好な関係が認められたことは注目すべきことであるといえる。

#### IV おわりに

湖沼からの漏水は湖盆全体から均等に行われるのではなく, 垂直的には水位の関数であり水平的には漏水地域が限定されると考えられる。閉塞湖の立地条件はその湖の成因を反映した漏水深に現われる漏水機構に深く関わっていることが明らかになった。

本方法は漏水量の概算値を求める手法としてある程度有効であることがわかった。今後は, 各湖沼内部で漏水地域の限定に着目した観測を行なうことによって,  $f$  値の定量化が可能になると考えられる。

本研究を進めるにあたり終始懸篤なご指導を賜った立正大学新井 正教授に深く感謝致します。

(1989 年 1 月 14 日 受付)

(1989 年 1 月 30 日 受理)

#### 参考文献および注

- 1) 市川正巳 (1973): 『水文学の基礎』古今書院, 310 ページ。
- 2) Fukui, E. (ed) (1977): *The climate of Japan*. 317p., Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- 3) 気象庁 (1971): 『日本気候図』地人書館。
- 4) 堀江正治 (1956): 本邦主要湖沼の湖盆形態. 陸水雑, 18-1, 1-27.
- 5) Shoji Horie (1962): Morphometric feature and the classification of all the lakes in Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, (B), 29-3, 2, 191-262.
- 6) 収集できた文献中に流出河川の存在の記載が無い湖沼は, 5 万分の 1 図幅上に流出河川が表示されていない場合に閉塞湖と判断した。Horie (1962) による閉塞湖の分類以後, 人工的な利水等によって流出河川が与えられた湖沼に関しては, 湖盆緒元に変化がない場合に閉塞湖に加えた。なお, 現地において閉塞湖の確認は行なっていないため, 図幅上に表示されていない程度の流出河川の存在は否定できない。
- 7) 中尾欣四郎・愛沢行三・大槻 栄 (1966): 倶多楽湖の水収支, 北海道大学地球物理学研究報告, NO. 15, 21-31.
- 8) Ramamurthy, L.M., Veeh, H.H. and Holmes, J.W., (1985): Geochemical mass balance of a volcanic crater lake in Australia. *J. Hydrol.*, 79, 127-139.
- 9) 岡田浩美 (1987): 日光西の湖における水収支および循環. 陸水雑, 48-1, 25-32.
- 10) 岡田浩美 (1985): 日光切込湖・刈込湖における水収支と水質. 陸水学会予, 50, p40.
- 11) 岡田浩美 (1987): 閉塞湖の水収支—第 2 報—. 陸水学会予, 52, p6.
- 12) Anderson, Mary P. and Munter James A. (1981): Seasonal reversals of groundwater flow around lakes and the relevance to stagnation points and lake budgets. *Water Resour. Res.*, 17-4, 1139-1150.

# Conditions of Location on Closed Lakes in Japan

**Hiromi HAMADA (OKADA)\***

The number of lakes in Japan is about 600, which are recognized on the 1/50,000 map published by the Geographical Survey Institute of Japan<sup>9)</sup>. About 150 lakes among 600 were investigated and their lake basins were reported (Fig. 1). The author selected so called “closed (without outlet) lake” from these lakes.

The annual water balance of selected lakes are given by :

$$G_0 = (P - E_A) \cdot S_A \cdot f + (P - E_L) \cdot S_L$$

where  $G_0$  is groundwater outflow from the lake ( $\text{m}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ ),  $P$  is precipitation ( $\text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ ),  $E_A$  is evapo-transpiration from the catchment area ( $\text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ ),  $S_A$  is catchment area ( $\text{m}^2$ ),  $E_L$  is evaporation of water from lake surface ( $\text{m} \cdot \text{year}^{-1}$ ) and  $S_L$  is area of lake ( $\text{m}^2$ ). In this paper, the author make the assumption that  $G_0$  is equal to the water depth of leakage of the closed lake. The results of calculated water balance are shown in Tables 1 and 2. The lakes in Table 1 are crater lakes, caldera lakes and maars by volcanic activity. The lakes in Table 2 are in non-volcanic region.

The purpose of this paper is clarify conditions of location of closed lake in Japan through water balance consideration.

The results are summarized as follows ;

- 1) In volcanic region, caldera lakes show lower value of leakage. For example, the depth of leakage in Lake Mashu-ko (V-1) is  $0.58 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ . Maximum value is  $87.47 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  on Lake Hiki-numa (V-44). In non-volcanic region, the depth of leakage is comparatively high. This values ranges  $3.77 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  to  $129.38 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ . Minimum value is Lake Menkozaka-no-ike (N-1) and maximum is Lake Wakahata-numa (N-25).
- 2) The depth of leakage can be derived from field observations (e.g. Okada, 1985, 1987, 1988)<sup>9)10)11)</sup>. These values are  $14.24 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  in Lake Sai-no-ko,  $9.13 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  in Lake Kiri-gome-ko Karigome-ko and  $5.11 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$  in Lake Shibire-ko. The calculated values for these lakes are 34.07, 45.24,  $6.30 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ , respectively. However, these may be overestimated, because the geological structure around the lakes is not taken into consideration. The condition of location of closed lake is closely related to the origin of lake to some extent.

---

\* Graduate student, Risho University