

1. 湖と流域の概況

中禪寺湖は日光火山群のうち最もおそく噴出した男体山により旧大谷川の上流地域が閉塞されて生成した火山せき止湖で、湖面標高1271m、周囲24km、水面積11.4km²、最大深度は172mである。湖の流域面積は125.0km²で、これを流域構成から五分すると次のようになる。(図-1)

- ②地域川(湯川)流域 58.0km²(46.4%)
- ④外山沢・柳沢川流域 34.5km²(27.6%)
- ③湖岸流域 21.0km²(16.8%)
- ①湖面水域 11.5km²(9.2%)

2. 流入流出関係と湖水位変化

湖の流入河川はわきを名のばかりであるが流量等の実測資料が極めて乏しい。湖の排水は大谷川への表面流出(25ヶ年平均流量2.11m³/s)と湖底からの湧水(年間平均均等4.16m³/s)とでなされ、長期的には年排水量の2/3が地下流出であり、このため大谷川下流の流況は非常に良い。大谷川への流水位は年により違うが、+0.4m~+0.5m(中宮祠水量 水位は以下同じ)で、例年水位の高まる夏から秋にかけての多雨期に流出し、雨が雪に変わる冬から春にかけて水位は低下し大谷川への流出は大概この間に止まる。(図-2) 湖の水位はこのように季節を逐って週期的な昇降を繰返しているが全般印に見ると高水位を継続し、近年ほど冬季の減水が少いような傾向がある。調査の対象期間である大6~昭16の25年間の最高水位は大6・9月出水の+2.18mで、このときの大谷川流出量は75.0m³/s、水位上昇から計算される湖の最大流入量は252.8m³/sであった。また最低水位は昭16.5.1の-0.63mである。

3. 降水量と流出高との関係

湖の流入量は実測資料がほとんどないため湖水位変化と大谷川流量および湧水量とで各月ごとに流出高(m)として計算した。これに用いた資料は湖の人工調整開始前の大6~昭16の25ヶ年である。降水量は湯元の資料のある大13~昭10の12ヶ年を用い、これと中宮祠の観測値の算術平均と流域の代表降水量とした。降水量と流出高との関係を見るには、流域の気象的条件と構成流域の流出特性を考慮し図-3および図-4に示すような両者の対応関係をとった。これらの図から次のことが言える。ケース(a)の冬季の流出高は冬季の降水量とはほとんど無関係である。ケース(b),(c),(d)の流出率はいずれも降水量が小さい年ほど大きくなるが、それぞれの対応期間のとり方による差異が表われている。このうち(d)の年流出高は年降水量と“水年”としても一応対応するが、年降水量が小さ

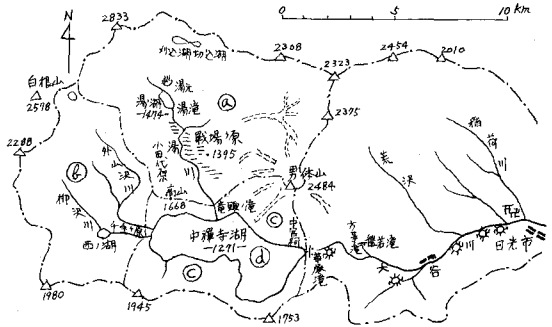


図-1 中禪寺湖(大谷川)流域図

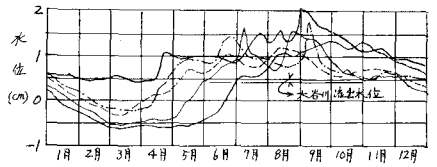


図-2 湖水位曲線

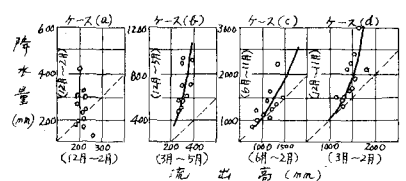


図-3 降水量と流出高との関係

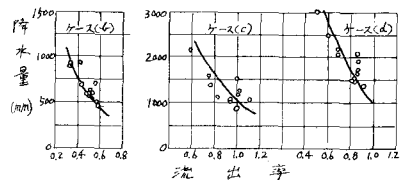


図-4 降水量と流出率との関係

く残り1000m程度にすれば年流出率はほぼ1に達する傾向を示す。一般に河川の年降水量と年流出高との関係は図-5に示すような傾向をもつものが多いが、これに対して中禪寺湖流域の場合が上記のような関係を示すのは、一にその流出の「遅滞性」(retarding)に因るものと思ふことが出来る。

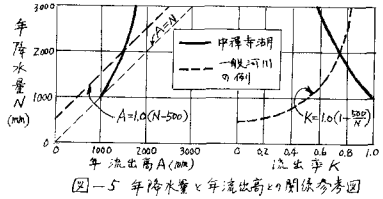


図-5 年降水量と年流出高との関係参考図

4. 冬季流出量の減衰(遅減)

(1) 湖水位曲線から見た減衰過程 冬季にかける大谷川流出停止後の湖水位の低下曲線(図-6)を見ると、水位は脈動的・波動的な変化や時には不規則な暴降を空之倉から低下しているのど短い期間の水位曲線からは冬季間を通じての減衰の大半は掴みがない。水位の低下する割合もその起時が早いかに遅いかとは関係はないようである。

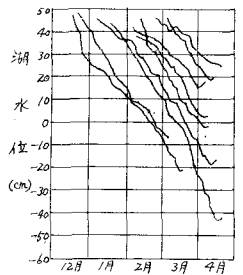


図-6 湖水位低下曲線

(2) 月流出高の減衰 大谷川への流出期間をも含めて、大体減水期間に入ると見られる11月以降の各月の流出高の変化を25ヶ年について見ると、冬季減水期間としては大体12月~2月の3ヶ月に限定される。しかしこの3ヶ月も各月間の減衰率には相当不規則な乱れがあるし、全かには減衰率が1以上になる月も3ヶ年ある。一方、この冬季間の月最小流出高は約50m³/s、平均流量で2.40 m³/s(流域100km²当り0.96 m³/s)で、これは流入河川の数少ない寒測による湧き流量とほぼ近似している。このことから冬季間の月流出高の上記のような乱れは、その小さな原因としては湖水位そのものがセイシュ・風の吹寄せ・湖面への降雪・融雪・湧水量の微小変動などの影響を受けていることも考えられるが、より大きな原因としては、この期間がまだ表面流出が終っていない「不安定」な流出過程内にあるためと考えられる。

5. 水年流況と冬季流出量との関係

前節までに述べたところを要約すると、湖への流出量の水年間の変化は次のような流量構成の推移として見る事が出来る。i 冬季間の次第に減少する流量は11月までに流域内に蓄積された地表面水・地下水によって養われ、一般河川の無降雨日の流量のような指数関数的な遅減はしない。ii 春になって増大する流量は冬季流量の延長の上に融雪と降雨出水が加わったもので、湖面および湖岸からの直接流出は余り含まれない。iii 夏秋季の流量は春の出水の遅滞流出分に降雨出水が加わったもので、特に著しい増水を来すことが多い。iv 晩秋から初冬にかける流量は夏秋の多雨期から冬季の減水期に移行する過渡的な流量構成をもち流況は次第に安定に向う。以上のような季節的な流況状況の動きから、これと冬季流出量との関係については、図-7のような流出のモデルと対応期間を想定して考察した。その結果次のような関係式を得た。

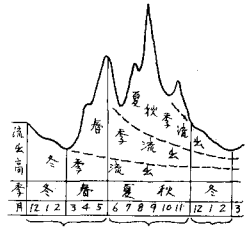


図-7 流出のモデル

$$\begin{aligned} a_1 &= 1.5 A_2^{0.6} \dots\dots\dots (1) \\ a_2 &= 3.5 \times 10^{-5} A_1^2 + 1.05 A_2^{0.6} \dots\dots\dots (2) \\ a_3 &= 7.5 \times 10^{-5} A_1^2 + 0.625 A_2^{0.6} \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

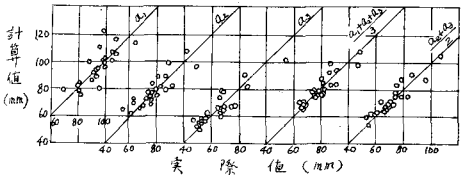


図-8 冬季流出量の計算値と実値との比較

ただし上式中 a_1, a_2, a_3 は図-7において12月, 1月, 2月の各冬季流出高, A_1, A_2 は同じく前期・後期各流出高である。この式による計算値と実値との比較は図-8に、また $A_2^{0.6}/A_1^2$ と冬季各月量間の減衰率との関係は図-9に示す。これによると前者では冬季の期間を長くすれば計算値のブレは小さくなり、後者の減衰率の関係は1月量を折半して12月量・2月量に加えるとその乱れは幾分か少くなるようである。

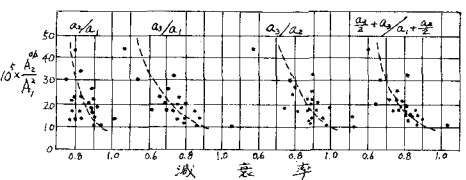


図-9 $A_2^{0.6}/A_1^2$ と減衰率との関係