

土浦市宍塚大池における降雨に伴う 水収支変化を用いた集水面積の解析

The Evaluation of the Catchment Area by using Water Balance Variation
for Different Rainfall Events at Shishituka Oike, Tsuchiura city.

山中 勤*・嶋田 純**・田瀬 則雄***

Tsutomu YAMANAKA, Jun SHIMADA and Norio TASE

I はじめに

1) 研究目的

本研究が対象とする茨城県土浦市の宍塚大池は人工のため池である。本邦におけるため池は、灌漑用水の供給を主たる目的として造築されたものが大半を占めるが、昭和40年代以降の急速な宅地開発とそれに伴う農地の縮小によって、その数は減少の一途を辿っている。名古屋市の例を引くと、かつては300を超えて存在したため池の63%が、民有ため池に限ればその83%が、1965年から1991年までの約四半世紀の間に姿を消している(伊藤, 1992)。しかしながら、これを保全しようとする動きが、近年、市民団体のみならず地元自治体など行政サイドにおいても活発になってきた。これは、水辺環境資源(すなわちレクリエーションの場)としてのため池の価値が再評価されているためであり、特に“身近さ”、“手軽さ”という点において、その価値は天然の湖沼にも勝ると言える。

ため池は元来、人の手が加わることによって始めて存在し得るものであるため、天然の湖沼と比較して、より周辺環境の変化に対する応答はシビアで

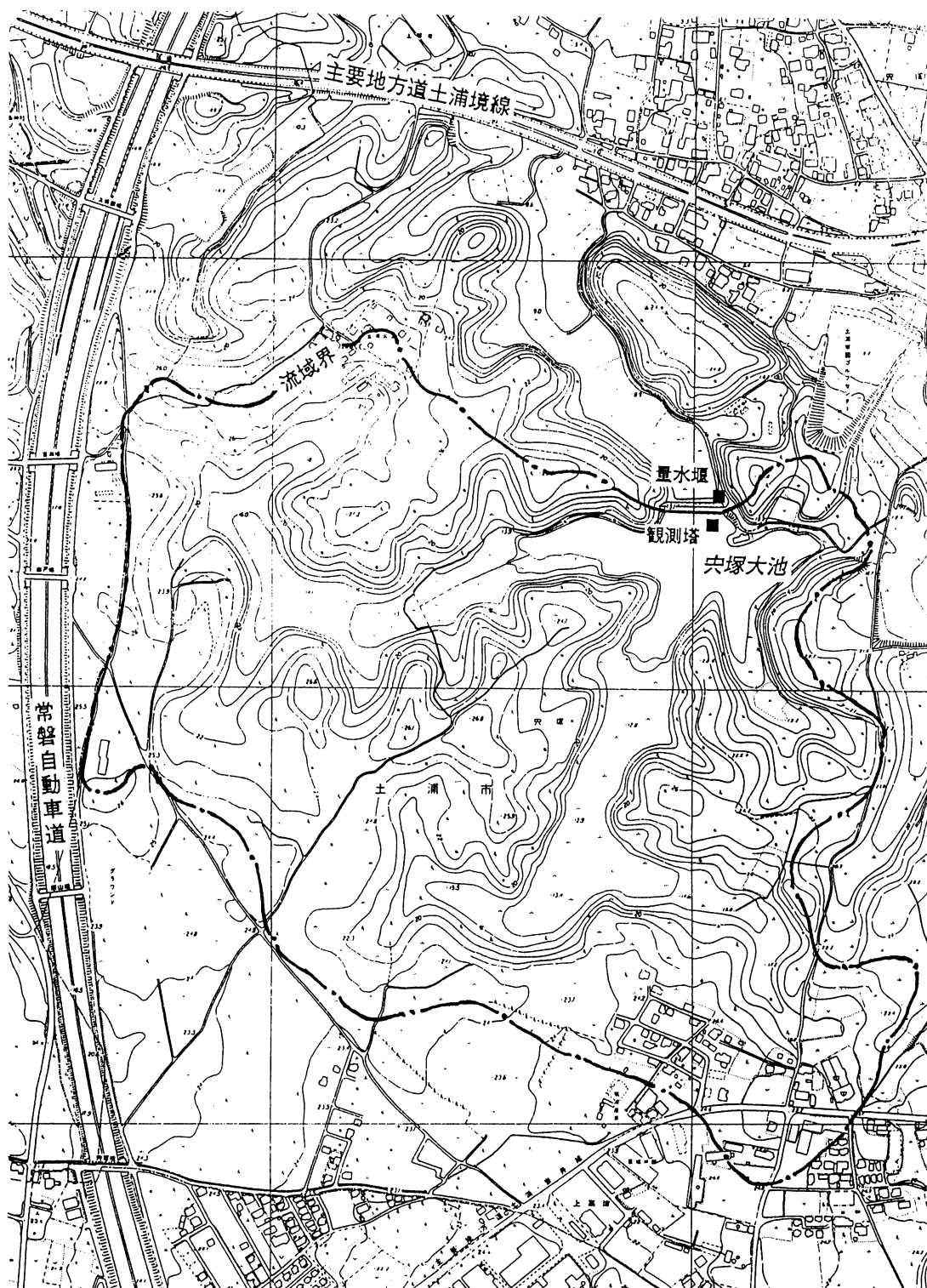
あると考えられる。それゆえ、ため池の保全とその周辺地域での開発とを持続的に両立させるためには、ため池が存在するための場の条件として、まず流域の水収支、および水循環の実態に関する情報が不可欠なものとなる。

宍塚大池流域については既に、田瀬ら(1996)が1994-95の2ヶ年における水収支解析を行っており、その概要が明らかにされているが、流出率が低い、あるいは貯留変化量が大きすぎる原因として、地形上の流域界と実際の集水域界とが一致していない可能性が指摘されている。そこで、本研究では、主に大池そのものの水収支に焦点をあて、降雨直後の短い時間スケールの変動について詳細な検討を加えることにより、上記可能性を検証することを目的とする。

2) 調査地域概要

宍塚大池は、桜川と小貝川に挟まれた筑波台地の東端、桜川低地と花室川が開析した低地の間に位置するため池で、桜川に続く谷地の谷頭部をせき止めて江戸期に造築されたものである。大池周辺地域の地形図を第1図に示す。流域標高は約13~27mであ

*筑波大学大学院地球科学研究科 **筑波大学地球科学系



第1図 調査地域 (1/5000土浦市都市計画図に加筆, 格子線は緯線・経線に平行でその間隔は500m)

り、大池近辺はよく開析され、入りくんだ谷津を形成している。流域西側は、台地を深く刻み南北に縦走する常磐高速道路によって、近隣の天王池流域と遮断されている。図中には地形から判断される流域界を記してあるが、このときの流域面積は58.2haである。

筑波台地を構成する地質層序は上位から、関東ローム層、常総層、木下層、上岩橋層、上泉層、藪層、地蔵堂層となっており、筑波大学構内のボーリング記録によれば、深度約477mでホルンフェルスからなる基盤岩類に達する（宇野沢，1988）。各層の層厚は、概ね数mから数十mであるが、場所による違いはかなり大きい。厚さ最大3m程度の関東ローム層に覆われた常総層は、最上位の海成層である木下層堆積後の淡水環境下で形成された氾濫原～湿原堆積物であり、上部と中・下部の2層に細分される。上部は乳白色もしくは青白色を呈する粘土で構成され、中・下部は砂礫から成る（それぞれ、常総粘土層、竜ヶ崎砂礫層とも呼ばれる）。常総粘土層は、上位の関東ローム層あるいは下位の砂礫層と比較して、透水性が数オーダー低い（安原ほか，1991）。それゆえ、地下水面は通常関東ローム層中に存在する（安原・丸井，1991）。

桜・花室両河川による下刻は上岩橋層に及び、常磐高速道路もまた上岩橋層に達している。大池周辺での詳細な地質調査はなされていないが、宇野沢ら（1988）による近隣の地質断面図を参照すると、大池の底は上岩橋層に達しておらず、木下層内にあると考えられる。

3) 大池の排水システム

池からの取水あるいは放水は、堰堤より5m程離れたところにある取水塔の2つの栓を開閉することにより調節することができる。上の栓は通常解放されており、水面標高が12.930mを超えると自然に放流される。灌漑時などは下の栓を解放することによって低水位時の取水に対処している。また、取水塔の天端（13.315m）は解放状態にあり、水位が上昇した場合にはここからも放出する仕組みになっている。さらに水位が上昇した場合には、余水吐（13.330m）

からも自然放水される。従って、大池の水位変動は、このような排水システムの特異性ならびに人為的操作により、不自然な傾向を示す場合があり、解釈を行う際には注意が必要である。

II 研究方法

1) 観測項目

観測は1994年春より継続的に行われており、自記測定しているものに降水量、池水位、量水堰水位、気温、水温、および池周辺での地下水位、テンションがある。また、毎月2～3回程度表層水のpHおよび電気伝導度と土壤水分の測定をマニュアルで行っている。本研究では、このうち降水量と池水位および量水堰水位の3項目についての連続記録を用いて解析を行った。

降水量は0.5mm転倒マス型雨量計（KADEC-PLS）によって、池水位は水圧センサー式水位計（KADEC-MIZU）によって、それぞれ測定した。測器はともに、岸から15m程沖合いの池上に構築した観測塔（第1図参照）に設置されている。量水堰は大池唯一の排水路下端に設置されており、Vノッチの角度は90°である。堰水位は池水位測定と同種の水位計によって測定した。水位の測定間隔は10分であるが、降水量はパルス出力を1時間当たりの降水量に変換した。

なお、降水量が欠測となった際には、大池の北西7.1kmに位置する筑波大学水理実験センターのルーチンデータを利用した。両地点での降水量には局地的な降水分布の不均質性によって若干の差異があるが、概ね一致するものとみなせる範囲にある。

2) 解析方法

大池の水収支は、次式で表わされる。

$$P_{lake} + Q_{c>l} = E_{lake} + R_{out} + \Delta S_{lake} \quad (1)$$

ここで、 P_{lake} は水面への降水量、 $Q_{c>l}$ は集水域から大池への正味流入量、 E_{lake} は水面からの蒸発量、 R_{out} は量水堰を経由する大池からの流出量、 ΔS_{lake} は大池内の貯留変化量である。 $Q_{c>l}$ は具体的には、表面流の形態をとる流出入および池底での浸漏の形

態をとる流出入を含む。

P_{lake} および E_{lake} はそれぞれ、雨量計による地点観測値、Makkink 式による地点推定値、に水面面積を乗じることによって算出される。Makkink 式は次式で与えられる (Makkink, 1957 ; Brutsaert, 1982)。

$$E = a \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} - \frac{R_s}{l} + b \quad (2)$$

ここで、 Δ は気温に対する飽和水蒸気圧曲線の傾き、 r は乾湿計定数、 R_s は日射量、 l は水の潜熱である。 a 、 b は経験的定数であり、一般に $a=0.61$ 、 $b=-0.12$ (mm/day) という値が用いられる。日射量および気温については、水理実験センターのルーチンデータを使用した。Winter et al. (1995) による種々の蒸発量推定式の比較研究によれば、Makkink 式は近隣の気象ステーションにおける観測値によって湖面蒸発量を評価する際に最も有効な式の一つである。加えてその推定精度は、湖沼上での測定値を用いた、より厳密な手法による推定値と比較して、遜色がない。これは、Makkink 式が広域代表性を有する日射量と気温のみを用いており、かつ湖面蒸発の本質を良く押さえているためであろうと考えられる。ただし、短い時間スケールでの変動に関しては十分に表現できていない傾向があり、日変化を正確に算出し得るとは考え難い。そこで、日射量、気温ともに日平均値を与え、日平均の蒸発量として算出した。

R_{out} (m²/s) は以下に示す式により、量水堰水位の実測値から変換される。

$$R_{out} = 30.757h^{2.243} \times 10^{-6} \quad (3)$$

ここで、 h (cm) は V ノッチ頂点からの水位である。(3) 式は、取水塔の栓を部分的に開閉することで、人為的に様々な流量状態を作り出し、作成した実験式である。

ΔS_{lake} は、まず次式で示される水位-湖盆容積曲線 (以下 H-V 曲線と称す) を用いて池水位の実測値から池内の貯留水量を求め、その時間変化率として算出される。

$$V = 4743.509 (H-11.13)^{2.788} \quad (4)$$

ここで、 V (m³) は湖盆容積、 H (m) は水面標高である。(4) 式作成の詳細については、次節で述べる。

最後に、 $Q_{>l}$ は (1) 式の残差として求められる。前述したように、 $Q_{>l}$ は種々の形態での流出入を含むが、正の値をとれば正味で流入があることを、負の値をとれば流出が勝っていることを意味する。

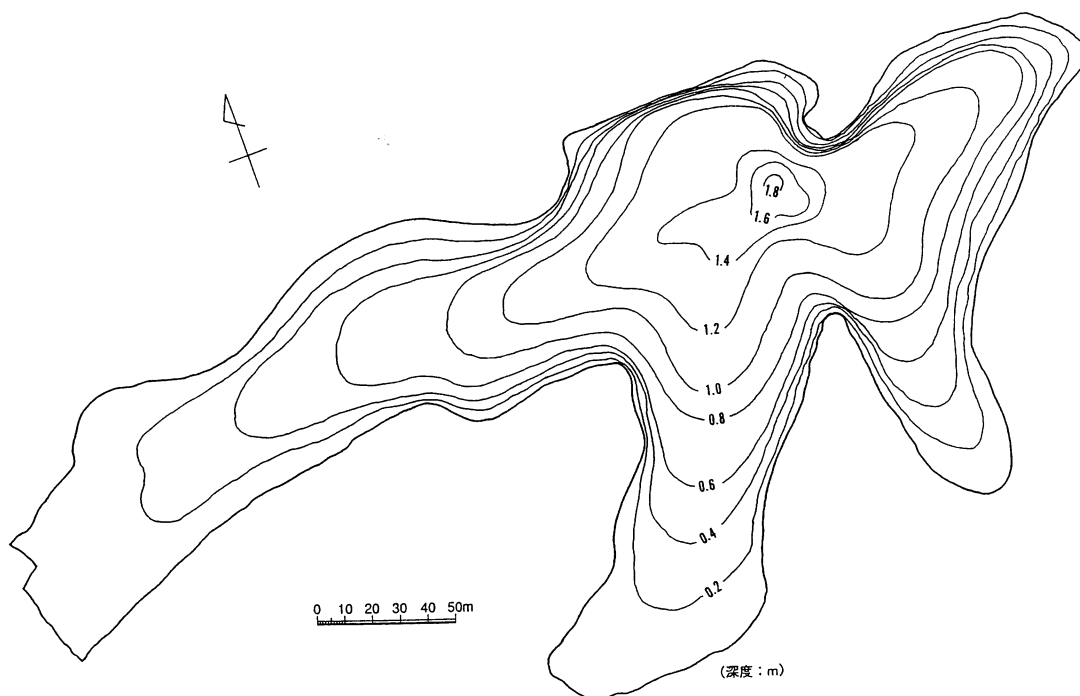
なお、解析の時間単位は便宜上 1 時間とした。

3) H-V 曲線の作成

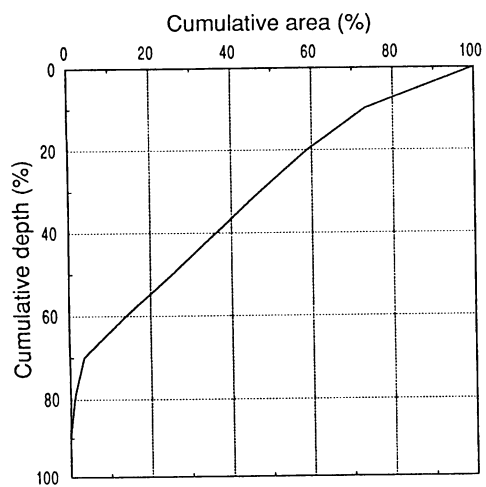
H-V 曲線を得るにあたり、湖盆図作成のための現地調査を行った。以下に、その概要と H-V 曲線の作成方法について述べる。

まず、池のほぼ中央から湖岸線に伸びる 7 本の測線を設定し、その端点の位置をトランシットを用いて測量する。次に、測線上に間縄を張り、それに沿ってゴムボートで移動しながら、5 m 間隔で水深を計測する。こうして得られた深度分布データと湖岸線の形状を考慮して、湖盆図 (第 2 図) を作成した。概ね元来の谷地形を反映し、4 本の肢節で緩やかなかけあがりとなっているが、中央部付近で若干の落ち込みが認められる。また北岸は、堰堤の造築と小高い山が接近していることにより、傾斜がややきつくなっている。なお、湖岸線については、土浦市企画部特命対策室による 1/1000 土浦市大池周辺土地区画整理事業現況図 (以下現況図と略す) を参照したが、南西に伸びる肢節 (五斗蔭谷津) では特に、湖岸線付近での傾斜が極めて緩いため、わずかな水位変化で湖岸線が大幅に移動する可能性がある。現況図における水面標高は 12.9 ~ 13.0 m 程度であり、現地調査実施時の水面標高が 12.9 m であるので、湖岸線の位置・形状に大差はないものと思われるが、若干の不確定性を有することを断わっておく。

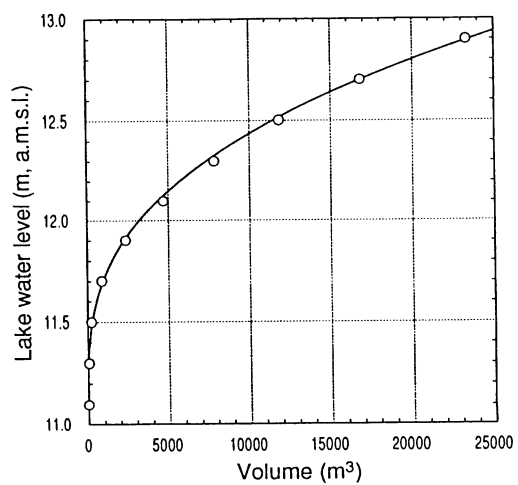
第 3 図にヒブソグラフを示す。これは、湖盆図に基づき、各深度帯の面積を求めることによって得られる。肢節での傾斜が緩やかで中心付近に落ち込みがあることを反映して、若干 Convex な形状となっているが、中深度領域はほぼ直線的である。H-V 曲



第2図 湖盆図



第3図 ヒプソグラフ



第4図 水面標高と湖盆容積の関係(実線は(4)式によって表わされる近似曲線)

線はこのヒブソグラフをもとに、2つの深度間の面積が直線的に変化していることを仮定して作成される。こうして得られたH-V曲線を第4図に示す。図中には、カーブフィッティングによって得られた近似曲線が記入されており、これが(4)式である。かなり高い精度で近似できていることが認識される。

今回の現地調査に基づく、大池の形態諸元を第1表に示す。

第1表 穴塚大池の形態諸元
(水面標高を12.9mとした場合)

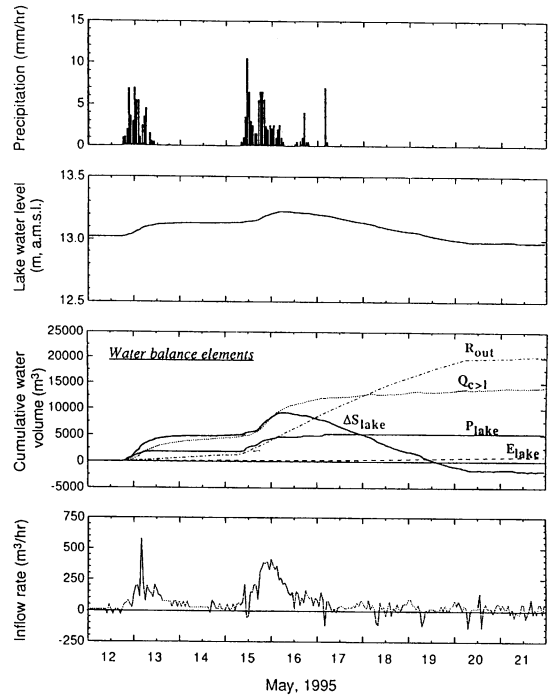
水面面積	37525	m ²
湖盆容量	23297.5	m ³
最大水深	2.01	m
平均水深	0.62	m

Ⅲ 結 果

1) 湿潤期の降雨に対する応答

まず、湿潤期の例として、1995年5/12-21の10日間についての水収支算定結果を第5図に示す。1995年の春は比較的多雨であり、3、4、5月の月雨量はそれぞれ118.0、33.5、92.0mmである。また、5/4-5に総雨量35mmの降雨があり、対象とした期間の流域は全体的に十分湿潤な状態であったと推測される。対象期間中の降雨イベントは2度あり、5/12-13には総雨量49.9mm、5/15-17には87.7mmが記録されている。

各水収支項の積算値の時間変化を見てみると、まず最初の降雨イベントに対応して池内貯留量が増加しており、その応答は極めて速い。しかも、その増加量は水面に与えられた降水総量の2倍以上であり、集水域からの速やかな流入があったことを示す。この間、流出量はかなり少ないが、2度目の降雨イベントが起こる直前から急激に増加している。確証はないが、取水塔の栓を人為的に操作した結果と思われる。



第5図 湿潤期における大池の短期水収支

2度目の降雨イベント時には、降水量と流出量がほぼバランスし、集水域からの流入があった分だけ水位が上昇するという傾向が見られるが、降雨の鎮静化とともに集水域からの流入も緩やかに減少し、池水位が徐々に低下するという結果となっている。このあと、流出量の減少が見られないために、池水位は2度の降雨イベント以前の水位レベルを下回るようになるが、5/20に流出量が急減してからはほぼ一定のレベルを維持するようになっている。この流出量の急変もまた、取水塔の人為的操作によるものと思われる。なお、先にも断わったが、大池の水位は自然の水収支をそのまま反映したものではなく、このように人為的な操作にかなり依存していることがわかる。

蒸発量は他の水収支項と比較してかなり微小で、降雨イベント終了後の晴天日に若干の増加傾向が認められるが、10日間の積算値で降水量の2割程度でしかない。これに対し、集水域から池への流入量は大きく、降水量の3倍近くに及んでいる。このことから、大池の維持における集水域からの流入の重要

性は非常に大きなものといえる。そこで次に、流入量の時間変化について詳細に見てみることにする。

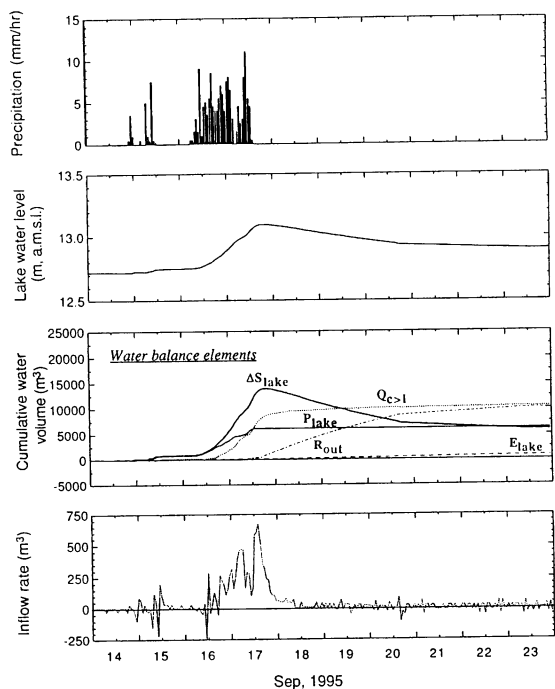
第5図最下段に1時間当たりの流入量の時間変化が示されている。残差項として算出されているため、他の水収支項に見られるノイズを含んでしまっているが、降雨イベントに伴う流入量の変化がかなり明確に現われている。これを見ると、降雨発生から流入の開始までの間に、ほとんどタイムラグが存在していないことに気付く。また、ピークの時期に若干の遅れが認められるものの、降雨終了後1～2日で流入量もほぼゼロとなってしまう。以上のことから、流域全体が湿潤状態にあるため降雨は余剰水分として速やかに排水され、また元の水分量レベルに回復したものと推測される。

なお、5/17以降微小ながら日周期の変動が認められる。これが真の現象であるのか、あるいは蒸発量の日変化を考慮していないことに起因する見かけの変動であるのか、ここでは限定できないが、本稿の論旨には直接関係しないのでこれ以上の議論は避ける。

2) 乾燥期の降雨に対する応答

次に、乾燥期の例として、1995年9/14-23の10日間についての水収支算定結果を第6図に示す。対象期間以前1ヶ月間の降雨日数は4日で、その総雨量は8mmでしかない。そのため流域は、年間で最も乾燥した状態にあったといえる。対象期間中の降雨イベントとしては、9/14-15(20mm)と9/16-17(149mm)の2つがある。なお、2度目の降雨イベントは、年間を通じて最大のものであった。

まず、最初の降雨イベントに対する各水収支項の応答を見てみると、水面に与えられた降水量の分だけ池内貯留水量が増加しているのみで、積算流入量はゼロのままである。この傾向は、2度目の降雨イベント開始後(9/16)も引き続いて認められるが、約11時間のタイムラグをもって17:00頃に流入量が急激に増加し始め、これによって池水位の上昇も顕著となっている。流出は降雨イベント終了時まで起っておらず、終了直後から増加し始めている。これもまた、人為的な放流操作によるものと思われる。し



第6図 乾燥期における大池の短期水収支

かし、9/20における変化は、池水位が12.93m付近に低下した時期と一致することから考えて、排水システムの構造による制御と考えられる。このような流出量調節を通じて、年間を通して最低レベルであった対象期間初期の池水位が一時増加し、その後通常のレベルに回復したといえる。

対象期間の終期には、全ての水収支項の変化がほぼなくなったとみなせるが、このときの積算流入量の値は水面への降水総量の2倍に満たない。これは湿潤期の降雨に対するものと比較して著しく小さい。この差異は、流域の乾湿状態を示す指標として重要なものと考えられる。

1時間当たりの流入量で見えてみると、1度目の降雨イベントおよび2度目の降雨イベント初期において、正負に大きく振れているのが見てとれる。しかし、積算値の変化からもわかるように、平均化するとほぼゼロになってしまう。しかし、その後の経時変化の様相は降水量のそれに酷似しており、降雨イベント後期における一時的な鎮静化が1時間当たり流入量の経時変化にも現われている。この一時的な

落ち込みの時期あるいはその後のピークの時期などは数時間程度の遅れを伴っているが、これは湿潤期の降雨に対するものとはほぼ同等で、積算流入量の立ち上がりの時期が降雨イベント開始から約11時間の遅れを有していたことと比較してかなり縮小されている。また、降雨終息後速やかに流出量がゼロとなってしまうことも、湿潤期の降雨と共通している。以上のことから、初め乾燥していた流域に与えられた降雨は流域の貯留変化に寄与するのみで、貯留容量の限界に達した時点から、余剰水分が速やかに排水されたのであろうことが予想される。

Ⅳ 考 察

1) 集水面積

流域面積として地形図から判断される値を用い、大池流域の水収支を算定した場合、流出率が日本の平均的な値と比較してかなり小さくなってしまうことが、田瀬ら(1996)によって報告されている。彼らはその原因として、地形上の流域内に降った雨が地下水として系外に流出している、すなわち実質上の流域が地形上の流域よりも狭い可能性を指摘している。そこで、実際に与えられた降水がすべて大池に流入する地域として集水域を定義し、集水域の水収支から逆に集水面積の推定を試みる。

集水域の水収支は次式で与えられる。

$$P_{catch} = E_{catch} + Q_{c>l} + \Delta S_{catch} \quad (5)$$

ここで、 P_{catch} は集水域への降水量、 E_{catch} は集水域からの蒸発散量、 $Q_{c>l}$ は集水域から大池への正味流入量であり、 ΔS_{catch} は集水域内の貯留変化量である。

P_{catch} および E_{catch} は地点観測値あるいは推定値に集水面積を乗じることによって求められるので、集水面積(A_{catch})は次式で推定することが可能となる。

$$A_{catch} = (Q_{c>l} + \Delta S_{catch}) / (P - E) \quad (6)$$

ここで、 P は降水量の地点観測値、 E は蒸発散量の地点推定値である。

地点蒸発散量の推定は、水面からの蒸発量同様(2)式によって行う。Makkink式が林地の蒸発散量推定にも有効であるという根拠はないが、降雨後

数日間の蒸発散量は大きめに見積もっても他の水収支項と比較して1オーダー小さいので、集水面積の推定における大きな誤差要因とはなりえないであろうと思われる。

$Q_{c>l}$ は大池水収支の残差として得られた値を用いる。

ΔS_{catch} は、湿潤期については無視し得るものと仮定する。これは、湿潤期においては、降雨発生から流入開始までの間にタイムラグが存在せず、かつ降雨終了後も速やかに流入が停止するという事実に基づくものである。乾燥期については、降雨発生から流入開始までに約半日のタイムラグを有することから、この仮定は成り立たないであろうと考える。

湿潤期における2つの降雨イベントそれぞれに対する集水面積の推定結果を第2表に示す。両降雨イ

第2表 短期水収支による集水面積の推定

期間	地点降水量 (mm)	地点蒸発量 (mm)	大池への流入量 (m^3)	集水面積 (ha)
5/12-5/14, 1995	49.9	5.17	4364.77	9.76
5/15-5/17, 1995	87.7	3.88	8315.87	9.92

イベントに対する集水面積の推定結果は非常によく一致しており、相対誤差は数%以内である。これは、 $\Delta S_{catch} = 0$ とする仮定の妥当性を支持しており、ここで用いた集水面積の推定手法は妥当なものであると判断される。本推定手法に基づく穴塚大池の集水面積は、概ね10ha程度であると算定され、この値は地形上の流域面積(58.2ha)の1/6程度であるが、前掲の田瀬ら(1996)の指摘を支持するものである。

2) 集水域の貯留変化量

次に、前述の結果をもとに集水面積を10haであると仮定し、乾燥期における集水域内の貯留変化量を見積もる。

第3表に乾燥期の2つの降雨イベントをあわせた9/14-18の集水域水収支算定結果を示す。この計算によれば、集水域内に降った雨の約6割が大池に流入し、4割が集水域内の貯留変化に費やされたこ

第3表 乾燥期における集水域水収支

期間	降水量 (m^3)	蒸発量 (m^3)	大池への流入量 (m^3)	貯留変化量 (m^3)
9/14-9/18, 1995	16500	567	9725.4	6207.6

とになる。ちなみに、貯留変化量を集水面積で除し、単位面積あたりの貯留変化量を求めてみると、約62 mmとなる。もちろんこの値は、その時の集水域の乾湿状態によって変化するものであるが、対象期間は年間を通じて最も乾燥していた時期に相当するため、この値を集水域の最大貯留変化量とみなすことができる。

さて、乾燥期の降雨に対する大池水収支の応答から、「乾燥していた流域に与えられた降雨は、初め流域の貯留変化に寄与するのみで、貯留容量の限界に達した時点から余剰水分が速やかに排水される」というプロセスが予想されたが、興味深いことに、降り始めからの積算降水量が62mmを超える時刻（9/16 17:00）と大池への流入が顕著になる時刻とは見事に一致する（第6図参照）。これは、上記予想を支持すると同時に、前述の集水面積の推定結果を別の側面から支持するものである。

V 結 論

土浦市宍塚大池における水収支の降雨イベントに対する応答は、流域の乾湿状態によって異なる。すなわち、湿潤期の降雨に対しては速やかに流入が始まり速やかに終わるが、乾燥期の降雨に対する流入の開始には数時間以上のタイムラグが生じる。また、湿潤期においては水面に与えられた降水量の3倍ちかい流入が認められるが、乾燥期においては初期降水が流域の土湿不足の補充に消費されるため、流入量は水面降水量の2倍未満に減少する。

湿潤期の集水域における貯留変化が無視し得ると仮定した場合、集水面積はおおよそ10ha程度と推定される。これは地形図から判断される流域面積の1/6に満たない。これは、地形上の流域界を越えて系外へ失われる水量がかなり多いことを示唆する。流域面積を10haと仮定した場合、対象期間（乾燥期）における集水域の貯留変化量は約62mmと見積も

られる。降り始めからの積算降水量がこれを超える時刻と大池への流入が顕著になる時刻とが非常によく一致することから、これらの推定値は妥当なものであると考えられる。

なお、本研究では、降雨の影響が明確に現われるような比較的短い期間を対象としているため、推定結果の一般性には若干の問題が残されている。例えば、対象期間を長くとした場合に、流動の遅い流入水の寄与により集水面積が拡大する可能性なども否定できない。この点については、さらに多時期の事例解析を積み重ねる必要があろう。また、谷地での湖岸線の決定が困難なため、今後の詳細な調査によりH-V曲線が変更される可能性がある。その場合、集水面積の評価も若干異なったものになる可能性があることを付け加えておく。

謝 辞

池水位等の定期観測に当たっては、自然学類の福田正敏君始め多くの方々のご協力を頂いた。また、堰水位-流量曲線、H-V曲線および湖盆図の作成とそれに伴う現地調査は、自然学類水文学実験の一環として行われた。参加された学生諸氏に謝意を表する。

文 献

- 伊藤 溥 (1992): 「ため池保全要綱」について。雨水技術資料, 5, 119-124.
- 宇野沢昭・磯部一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井 茂・石井武政・相原輝雄・岡 重文 (1988): 2万5千分の1筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図説明書。特殊地質図No.23-2, 地質調査所, 139p.
- 田瀬則雄・福田正敏・小島 健・辻村真貴 (1996): 土浦市宍塚大池の水文観測結果について。筑波の環境研究, (印刷中).
- 安原正也・丸井敦尚 (1993): 筑波台地の地下水涵養と常総粘土層。筑波応用地学談話会誌, 5, 39-48.
- 安原正也・丸井敦尚・布施谷正人・石井武政 (1991): 筑波台地における常総粘土層の水文学的物理

- 特性. 地理学評論, **64A** (10), 719-727.
- Brutsaert, W. (1982) : *Evaporation into the Atmosphere : Theory, History and Applications*. Kluwer Academic Pub., Dordrecht, 299 pp.
- Makkink, G.F. (1957) : Ekzamenen de la formulo de Penman., *Netherl. J. Agric. Sci.*, **5**, 290-305.
- Winter, T. C., Rosenberry, D. O. and Sturrock, A. M. (1995) : Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resour. Res.*, **31**(4), 983-993.