

人造淡水湖（児島湖）における塩分の 収支推定について（その3）

—湖内における各種拡散現象 付 山陰豪雨による中海の塩分低下—

奥 田 節 夫

SALT BALANCE IN KOJIMA LAKE (PART 3)

Diffusion phenomena in lake water and bottom mud:

Supplement ; Salinity decrease in Nakaroumi after heavy rainfall

By Setsuo OKUDA

Synopsis

The salinity distribution in Kojima lake is determined by fresh water inflow from rivers and salt supply originating from sea water and underground water.

In order to estimate these salt supply, the field surveys were carried out on the diffusion processes in lake water and bottom mud.

In lake water, diffusion process is not isotropic and the ratio of horizontal and vertical diffusion coefficients is about 10^4 .

In bottom mud, the upward transport rate of salt is so large that its effect on salinity distribution in lake water is not negligible.

An extraordinary decrease of salinity in Nakano Umi caused by San'in heavy rainfall and the slow recovery to its normal salinity distribution were shown in supplement, for an example of stable density stratification in a closed lake with narrow mouth.

1. ま え が き

既報論文^{1,2)} によって示されているように、児島湖において樋門、閘門を通して湖内に流入する海水量は貯水量に比して無視出来ない割合に達しているが、その高い密度のために堤塘近くの「くぼみ」下方に堆積し、直接に湖内の塩分濃度に影響を及ぼさないことが認められている。

したがって締切後10年近くを経過した現在において湖内の塩分濃度を支配する要素としては、堤塘近くの「くぼみ」から上層に拡散してくる“海水塩分”と上流側の浅い領域の湖底泥から直接に湖水に放出される“地下水塩分”とがあげられる。

この海水塩分と地下水塩分とが湖内塩分濃度分布に及ぼす影響についても既に二、三の半定量的な解析を試みているが^{1,2)} 特に塩分の拡散現象に着目して遂行した現場観測について、その方法、解析結果を報告する。

2. 湖内概況

湖内塩分濃度分布については39年度も中国四国農政局、児島湾土地改良区堤防管理事務所によって定期的な観測が行なわれているが、特に各地点の層化の現況を理解するために、我々が直接に行なった観測結果の一部を Fig. 1 に示す。なお観測点の位置は Fig. 2 に示す通りである。

我々の観測は電気水質計(東邦電探製)による水温、電気伝導度の測定と、水中濁度計(研究室にて製作)による濁度の測定を行なったが、その結果より別の換算表にしたがって水温、電気伝導度から塩分濃度を求め、また濁度は採取資料による検定曲線から懸濁シルトの濃度に換算して示している。

特に本年度は6, 7, 8月にわたって降水が少なく河川流入量が小さかったが、採水場に近い笹ヶ瀬川、倉敷川河口付近でも表面濃度は2%以下であり、半年度の0.3~0.5%の値より高いとは云え、かんがい水限度3%に較べればまだ余裕があり、かなりの早ばつ年にも農業用水としては使用可能であることが認められた。なおシルト濃度の方は湖内では海に比して数倍高く、児島湖内の水が次第に濁ってくると言われる傾向を裏づけている。

特にシルト濃度の鉛直分布については河川部では下方にゆくにつれて濃度が増大しているのに樋門近くで

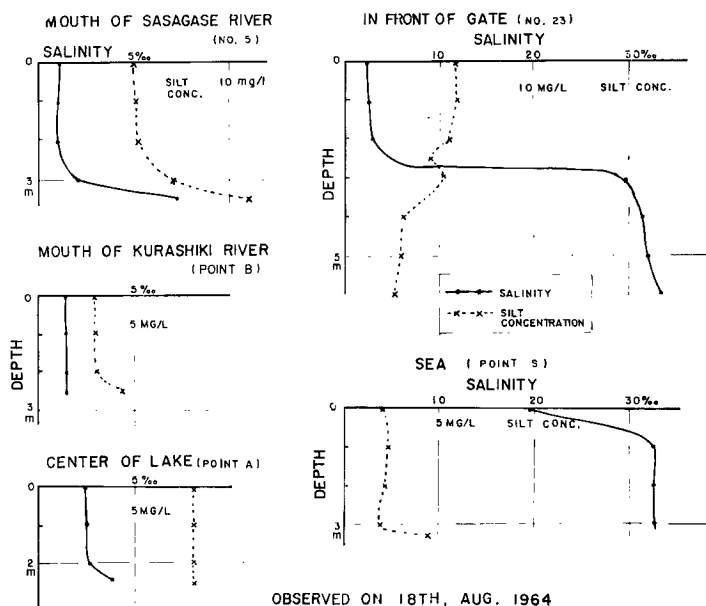


Fig. 1. Vertical distribution of salinity and silt concentration.

は (Fig. 1 No. 23) かえって上層部の濃度が高く、塩分濃度分布からも認められる顕著な層化の存在と、上層水の懸濁能力(乱れの大きさ)の大きさを示している。

3. 湖水内の乱流拡散

堤塘近くの「くぼみ」下方に堆積している海水塩分が上層に輸送される過程を調べるためには、塩分濃度分布変化の正確な測定を試みればよいが、実際には水平流速の複雑な分布のために鉛直方向の拡散の強さを塩分に着目して調べることは困難である。

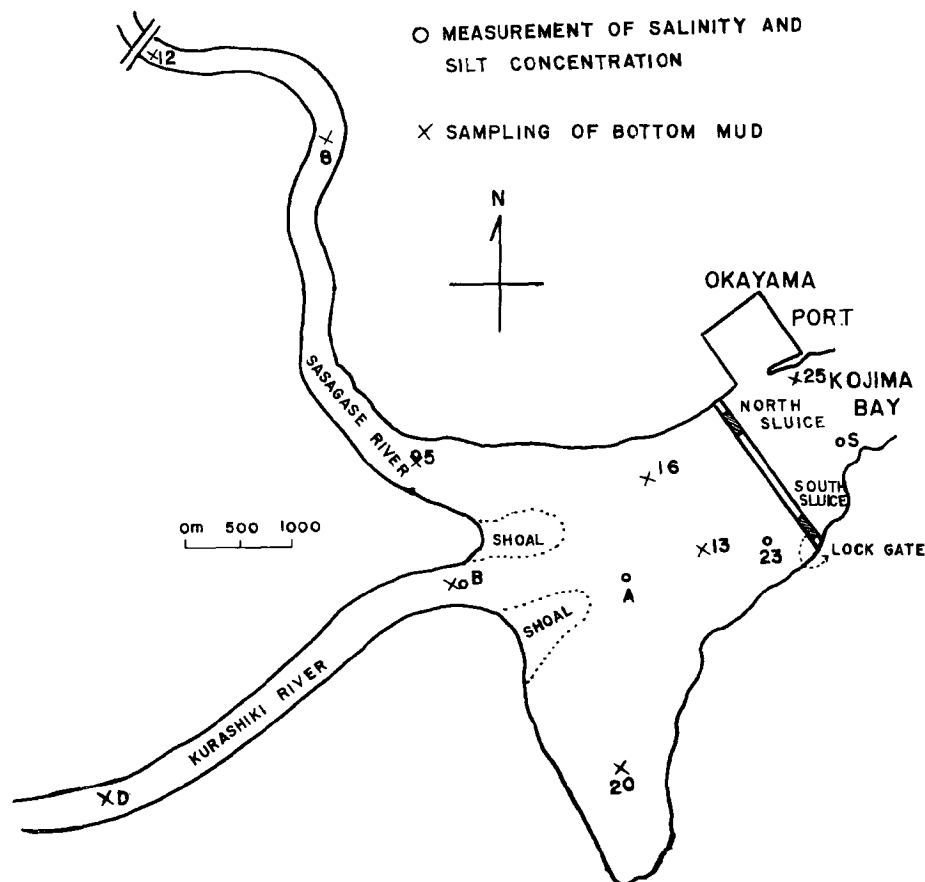


Fig. 2. Positions of observation points in Kojima lake.

そこで自然には湖に存在しない物質を投入してその広がりから拡散現象の解析をすすめることが考えられる。

その投入物質として我々はフルオレッセンソーダ(別称ウラニン)をえらんだ。その理由は(i)容易に入手され、(ii)魚介類に悪影響をもたらさず、(iii)微量の検出と定量が容易であることによる。

投入の方法は陸上からパイプを用いて注入する場合と舟から直接に投入する場合と考えられるが、いずれの場合も投入時の溶液の密度が注入点付近の水の密度と変わらないようにして注入液の急激な浮上又は沈降を防がねばならない。

最初の実験は陸上からパイプを用いて北樋門前の「くぼみ」下層にウラニン約1kgを注入して上層の水を度々採水して蛍光分析(携帯型蛍光光度計使用)をこころみたが、注入点付近の表層で一度もウラニンが検出されなかった。これは淡塩水界面付近では密度勾配が顕著で乱れが抑制されて乱流輸送が微弱であることを裏がきするものであるが、下層に注入した場合には湖底地形の複雑さのために注入液が注入点付近に堆積しないで意外に他方に流動して検出されないとも考えられる。そこで注入液の存在が直接に観察でき、特にその付近のウラニンの濃度分布が測定できる点を考慮して改めて南樋門前方で小舟から水面にウラニンを投入する実験を試みた。

投入後の採水地点を指示したり、また水平方向の拡散範囲を観察したりするために樋門側壁の頂上に一名

観測員が上って投入後の状況をカラー写真撮影しながら小舟に採水時期、採水点を連絡した。

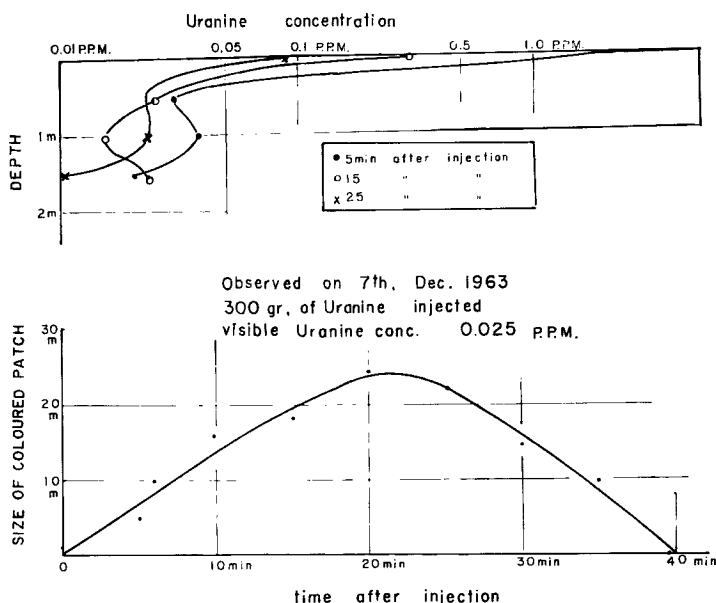


Fig. 3. Vertical and horizontal diffusion of dye (Uranine) in lake water near the south sluice.

測定結果は Fig. 3 に示されているが、これによって数十分の間に水平方向には数十 m にわたって広がるのに、鉛直方向には 2 m までも広がらないことが認められる。

なお観測当時は風速 1 m/sec 以下で、表面にはゆるやかに (2~3 cm/sec 程度) 堤塘に近づくような流れがあった。

(i) 鉛直方向の拡散

Fig. 3 によればウラニンの拡散範囲は表面から 1.5 m 以浅にとどまっており、それより下層では検出されなかった。実際の拡散は後に述べる水平方向の拡散を同時にともなった三次元的現象であるが、現象を簡易化して拡散係数の概略値を求めるために次のような概算を試みた。

すなわち、水深 1.5 m の濃度を平均して 0.02 P.P.M. の値を一時間保たせても水深 2 m のところで濃度は蛍光光度計の検出感度 0.001 P.P.M. に達しなかったものとし、一次元の拡散方程式の解

$$C = C_0 \operatorname{erfc} \frac{Z}{2\sqrt{Dt}}, \quad \operatorname{erfc} \eta \equiv 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\eta} e^{-p^2} dp$$

(ただし C は $Z=0$ の濃度を C_0 に保つとき、時間 t だけ経過したとき Z の位置における濃度で、 D は一定拡散係数とする)

を利用して $C/C_0 = 0.001/0.02$, $Z = 2 \text{ m} - 1.5 \text{ m} = 50 \text{ cm}$, $t = 1 \text{ hour} = 3600 \text{ sec}$ の値を用いると、

$$D = 0.090 \text{ cm}^2/\text{sec} \text{ となり}$$

鉛直方向の拡散係数は $10^{-1} \text{ cm}^2/\text{sec}$ 以下である。風速 1 m/sec 付近では水面近くの鉛直拡散係数は $1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 程度とされているが密度勾配による安定性のために小さい値をとるように思われる。

特に下層の海水塩分が上層に輸送される量を算定するためには、最も密度勾配の急峻な水深 2~3 m 付近の拡散現象を観察しなければならないが、水深 1~2 m 付近ですでに拡散係数が小さくて色素の広がりが測定され難い状態であり、かなり大量の色素を投入して長時間にわたる観測を行なうか、あるいは塩分濃度分布の変化より間接的に推定するか、調査を改めて行なう必要がある。

(ii) 水平方向の拡散

塩分の鉛直方向の輸送には直接に関係ないが、湖内の水質汚染(農業、工場排水等による)の検討の目安ともなり、また安定成層水域の拡散の異方性を確認する目的もあって、水平方向の拡散現象の簡単な解析を試みた。

他の観測の例³⁾からもわかるように投入後数十分、流下距離 100 m 以内程度の拡散は水平拡散の規模からみて初期拡散の段階にあり、Fig. 3 下方に示された着色領域の時間的変化を初期拡散の理論に従って解析する

(i) で調べたように鉛直方向の広がりはきわめて弱いので水平方向の広がりにのみ着目し、伊藤氏³⁾の記号にしたがって Diffusion Velocity σ_r が一般流速 U に比例するとし、 $\sigma_r = cU$ とおけば、着色領域の最大半径 r_m と投入点から着色領域が消失するまでの流下距離 x_l との間には $r_m = 0.858 cx_l$ の関係が成立する。

なお初期拡散の理論にしたがえば着色領域が最大になる時刻は消失するまでの時間の61%に当る筈であるが、実測では55%で多少のずれが認められる。しかしながら現場での観測精度や、風の状態が一定しないことからみてこの程度の差は無視して係数の概算を行なう他はない。上述の関係式に $r_m = 12\text{m}$, $x_l = 60\text{m}$ を入れると、 $c = 0.233$ となり、 $U \approx 2.5\text{cm/sec}$ であるから $\sigma_r = 0.58\text{cm/sec}$ となる。

乱流拡散係数 D は

$$D = \frac{1}{2} \frac{d\sigma_r^2}{dt} \text{ で与えられ、初期拡散の段階では } \sigma_r^2 \approx \sigma_v^2 t^2 \text{ であるから } D \approx \sigma_v^2 t \text{ で与えられる。したがって}$$

現在の実測の末期では

$$\sigma_v = 0.58\text{ cm/sec}, t = 40\text{ min} \text{ の値を用いると } D \approx 0.8 \times 10^3\text{ cm}^2/\text{sec} \text{ となる。}$$

この値は東海村沖の伊藤氏のデータから求めた平均的な値($\sigma_v = 0.7\text{ cm/sec}$, $t = 38\text{ min}$ として計算) $D \approx 1.1 \times 10^3\text{ cm}^2/\text{sec}$ に較べて近い値をとり外海に比して潮流等の影響のない湖水としては高い値のように思われる。

以上の計算は鉛直方向の拡散が水平方向の拡散に比してはるかに弱いことを利用して別々に独立して粗い算定を試みたものであるが、鉛直方向は 10^{-1} 程度、水平方向は $10^3(\text{C.G.S})$ 程度できわめて異方性の強い拡散の場であることは認められる。

4. 湖底泥内の拡散

湖底泥より湖水に放出される「地下水塩分」の湖内塩分濃度に及ぼす影響については、すでに別報^{2,4)}で半定量的な検討を加えているが、上流河川領域部では「地下水塩分」はきわめて重要な役割を演ずる。「地下水塩分」の起源としては直接に湖水にもちこまれる「湖底塩分」と河川領域の両岸に存在する広い干拓地より地下水流入あるいは水平方向の拡散によって湖水にもちこまれる「干拓地塩分」とが考えられる。

「干拓地塩分」については別に中国四国農政局および岡山大学によって調査が進められているので対象を「湖底塩分」に限ると、その調査法は湖底泥内の塩分濃度分布を直接に測定する方法と、湖水塩分濃度の流下方向の分布から間接に算定する方法とがあげられる。

後者は観測は容易であるが「海水塩分」「干拓地塩分」の影響を分離することが困難である。

今回は「湖底塩分」の拡散状況を直接に求めるために以下に述べるような調査を試みた。

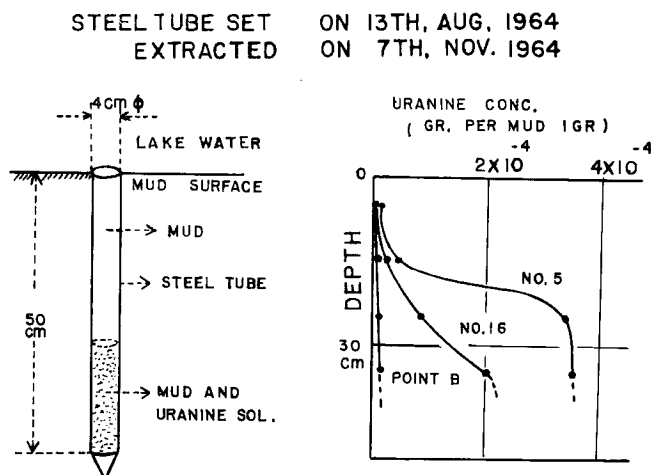


Fig. 4. Diffusion test in bottom mud by the use of steel pipes.

(i) 色素の拡散測定

湖底表面近くの泥層内の拡散現象を測定する目的のためにFig. 4に示すような直径4 cm 長さ50 cmの鋼製パイプに現地湖底で採取した泥をつめ、管底近くに一定濃度のウラニン溶液を注入しておいて、湖底にうずめておき、長時間経過した後にひきあげて管内泥水中のウラニン濃度分布を測定した。泥の採取はオーガーを用い、パイプ上端を湖底面まで埋める作業はアクアリングを利用して行なった。

なお水平方向に密閉された管内と、ある程度水平方向の地下水流動のできる状態とを比較するために、B点(倉敷川河口)では普通の密閉管(上端開放)と5 cm おきに1 cmφの穴をあけた管とを併置したが、B点では二本とも不明時期にぬきとって倒されていたので比較検討は出来なかった。

86日間(1964年8月13日～11月7日)湖底に設置してからひき上げて測定した泥水(遊離水)のウラニン濃度分布はFig. 4に示されている。点16に設置した管内の分布から3(i)で述べたと同様な方法で拡散係数を概算してみると

$10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}$ 程度の値が得られ、他の見積り値⁴⁾ $10^{-2} \sim 10^{-4}$ に比してかなり小さい。これは水平方向の流動が全く許されない密閉管中の拡散であるために実際の湖底での地下水流動を伴う場合に比べて拡散速度が小さく現われたものであろう。

(ii) 湖底泥内の塩分濃度実測

(i)で述べたような不自然な状態でなく、実際の湖底泥内で自然に行なわれている拡散の状況を知るためには湖底泥内の塩分濃度分布を直接に調べてその時間的変化を調べる必要がある。しかしながら従来数回にわたって行われた採泥調査では表層から20～30 cm程度の泥について平均的な資料が得られるのみで^{5,6)}、泥内の塩分濃度の鉛直分布を求めることは出来なかった。

そこでオランダのアイゼル湖の調査結果⁷⁾(ゾイデル海 締切後20年位で表層より2 m位の深さまで塩分濃度低下が及んでいる。その一例はFig. 5に示されている)を参考にして湖底表面より2 mまでの泥を湖内8点、湖外(海)1点で鉛直に採取してその中に含まれる水の塩分測定を試みた。底泥採取は中国四国農政局技術課の協力によって行なわれ、泥の土質的分析は中国四国農政局付属試験室で、また泥内の水の

分析は岡山大学農学部土壌肥料研究室で行なわれた。土質分析、化学分析の結果はそれぞれの分析者より報告される予定であるが、特に泥内の塩分移動に直接に関係の深い塩素イオン濃度の鉛直分布の一部を示すと Fig. 5 の曲線が得られる。

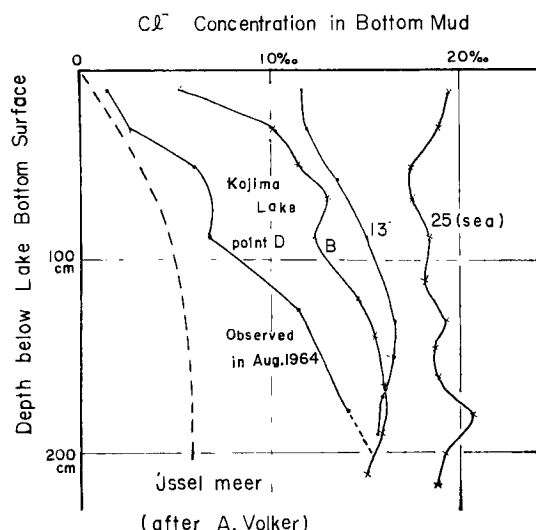


Fig. 5. Vertical distribution of Cl^- concentration in bottom ground water observed 8 years after the closing of bay mouth. (Chemical analysis was carried out by Prof. Yoneda, Okayama University)

この図より海点(25)ではほぼ18~20%の範囲内で一様な濃度分布が認められるが、湖内ではいずれも表層より塩分が脱け出ていることがうかがわれる。点13は堤塘に近い「くぼみ」の周縁にあり、度々濃塩水が貯留するから塩分の脱去は少なく、上流の点 B (倉敷川河口) および点 D (倉敷川中流) にくらべて上層近くまで10%を越える塩素イオンが残留している。一方調査範囲内では上流端に属するD点では塩分脱去の影響は2m近くの深さまで及び、表層は濃度も非常に低下している。

なお参考のために同図中に載せたアイゼル湖の例では非常に脱塩が進んでいるように見えるが、アイゼル湖では近い過去に陸水の影響の強い時代があって湖底から2m以深ではかえって下方に行く程塩分の少ない傾向があり⁷⁾、2m付近では下方への塩分拡散もあるので、塩分減少を直接に締切淡水湖造成の影響のみに結びつけることは出来ない。

児島湖底の塩素量分布から塩分の拡散状況を詳しく解析するためには、さらにかなり期間をおいて同様の観測を行なう必要があり、また土質分析(特に空隙率の測定)の結果をまたねばならないので、拡散係数の算定は別の機会にゆずる。しかしながら「海水塩分」の影響が現在ではほとんど及ばないで、脱塩が顕著に進んでいる点Dの塩素量分布に基いて、平均的な脱塩速度とその湖水塩分濃度に及ぼす影響を推定することはある程度可能なので、その算定結果を簡単に説明する。

Fig. 5 の分布曲線より点Dでは脱塩作用は表面から2m深さまで達しており、表面から2mまでの分布曲線を簡単のために直線とみなせば塩素イオンの脱去は深さ2mまで平均して8%程度とみなし得る。そこで泥層内の空隙率を平均70% (表層近くの実測値より推定) とすれば湖底の水平面積 1 cm^2 当りの塩素イオン脱出量は

$$200\text{ cm}^3 \times 0.70 \times 1\text{ gr/cm}^3 \times \frac{8}{1000} = 1.12\text{ gr.} \quad \text{とみなされる。}$$

児島湖の締切は1956年7月に行なわれ、底泥の採取は1964年8月に行なわれたから、脱塩の期間はほぼ8年とみて1日当りにすると、

$$1.12 \text{ gr}/365 \text{ day} \times 8 = 3.8 \times 10^{-4} \text{ gr/day.}$$

湖底上の水深は河川部では平均2m以下であるから湖底から放出された塩素イオンが湖水に一ようにひろがるものとすれば、塩素イオン濃度の上昇は

$$(3.8 \times 10^{-4} \text{ gr/day}) / (200 \text{ cm}^2) = 1.9 \times 10^{-6} \text{ gr/cm}^2 \text{ day} \\ = 1.9 \text{ P.P.M./day} \quad = 1.9 \times 10^{-3} \text{ ‰/day}$$

湖底泥内では土壌化学的な反応によって各種イオン濃度の比は海水よりかなり異なって来ることが認められているが⁶⁾、従来の報告と比較する便宜上、海水と同一組成をもつとして

Salinity = 0.030 + 1.8050 Chlorinity の換算公式を用いると、

塩分濃度の上昇は $3.4 \text{ P.P.M./day} = 3.4 \times 10^{-3} \text{ ‰/day}$ となる。

児島湖で降雨の少ない時期には河川流入水が湖内に貯溜する期間が30日を越えることは珍しくないから(1964年3月、5月流入水量データより算定)、「湖底塩分」の影響のみで

$$3.4 \times 10^{-3} \text{ ‰/day} \times 30 \text{ day} \approx 0.1 \text{ ‰} \quad \text{を越える塩分濃度の上昇が可能である。}$$

以上の計算は8年間の平均について概算したもので実際には拡散現象の一般的傾向として初期にはさらに湖底泥内の塩分の放出が速いから上述の値よりもかなり大きい塩分濃度上昇を予想しなければならない。

塩分放出速度の時間的変化については別に解析中であり、さらに児島湖の河川領域部における「干拓地塩分」の影響についても調査が進められているので、総合的な塩分収支は別に報告する予定である。

(付) 山陰豪雨による中海の塩分低下

1964年7月18日に北陸、山陰地方を襲った豪雨は各地に洪水、山崩れ等の被害をもたらしたが、特に島根県宍道湖周辺地域、鳥取県米子市附近でも浸水、崩壊の災害が頻出した。

それぞれの具体的な災害については関連諸部門の研究が進められているが、中海における「もがい採苗事業」に関連して島根県水産試験場中海分場で行なわれている中海海況調査によって、豪雨によってもたらされた著しい塩分濃度低下が観測されている。

中海は狭い境水道を通じて美保湾に連なる閉鎖的な入海で潮汐混合の影響が弱いから締切湖に近い水理特性を有するはずであり、その塩分濃度分布変化の調査は淡塩水接触領域の研究対象としてきわめて興味深いものであり、同時に魚介類への影響を検討する資料ともなりうると思われるので関連データを整理した結果を簡単に報告する。

塩分濃度は島根県水産試験場中海分場によって意東鼻沖でなされた水温、比重の観測値より、海洋観測常用表(日本海洋学会編)に基いて算定し、また山陰豪雨前後の宍道湖(白潟)、中海(荒島、木庄)、美保湾(美保ヶ関)の水位は農林省中海干拓事務所より提供された記録を用いた。

各観測点の位置および観測結果は Fig. 6 に示されている。

豪雨によって宍道湖は 90 cm、中海は 50cm 程度の水位上昇がもたらされたが、水位は7月25日以後は大体普通の状況に復している。

しかしながら塩分濃度分布の方は7月21日に観測された急激な低下による急峻な塩分濃度勾配を保ったままで7月30日(洪水流入後13日経過)になってもほとんど同じ状況を呈している。

さらに10日以上経過した8月11日になっても上層の低塩分領域はかなり顕著に維持されている。

この現象を正確に解析するためには、塩分観測点付近の流速分布、他地点における塩分濃度分布等が必要であるが、豪雨当時の他資料はほとんど期待できないので定量的な検討は困難である。

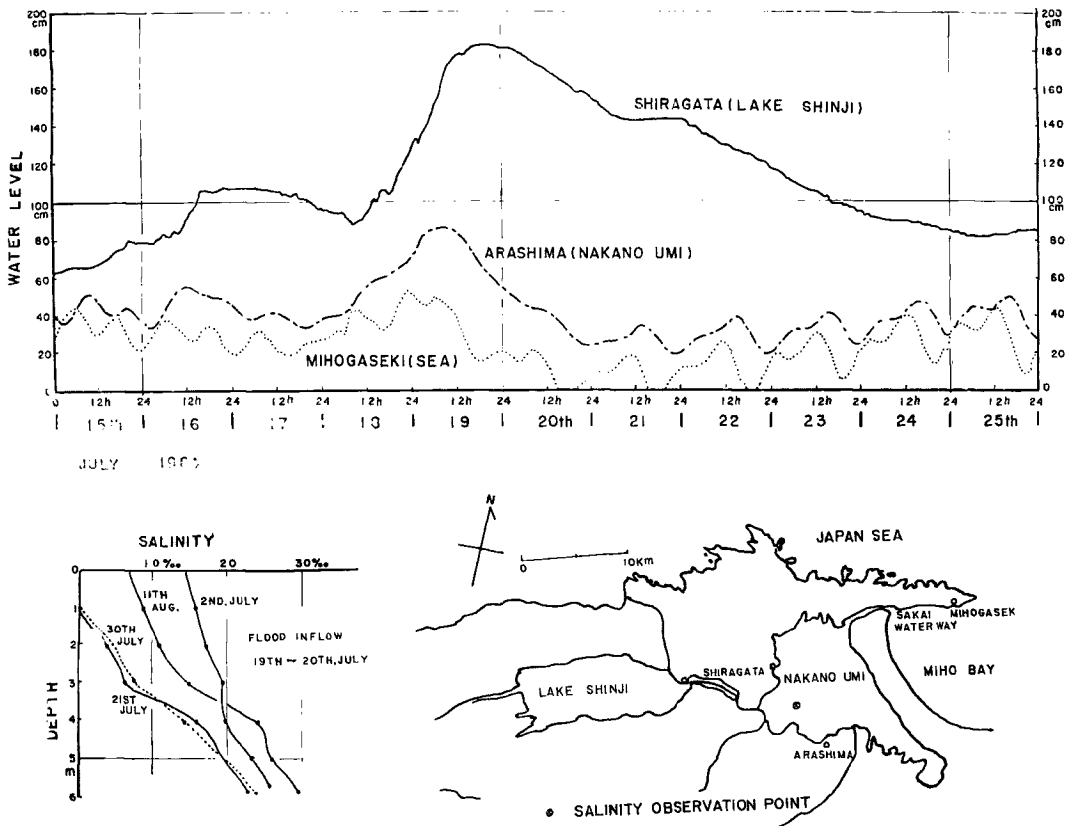


Fig. 6. Extraordinary decrease of salinity in Nakano Umi after San'in heavy rainfall.

しかしながらかなり急峻な塩分濃度勾配が数十日にわたって維持されたことは密度成層(最大密度勾配 $0.005 \text{ gr/cm}^2/\text{m}$) 領域がきわめて安定に存在する締切淡水湖的な特色を明瞭に現わしている。

む す び

今回の主として拡散現象を中心とした現場観測より導かれる結論は次の通りである。

1. 湖水内の拡散はきわめて異方性の強い現象であり、特に淡塩水界面付近では拡散速度が遅く、色素投入法でも直接観測が困難である。
2. 湖底泥内の塩分拡散は水平方向の地下水移動のない状態ではきわめて弱いから、地下水の移動が可能な自然の湖底内拡散の状況を知るためには、調査法に充分注意しなければならない。
3. 締切後8年間経過した状況で湖底面より2mの深さまで採泥し、遊離水の塩素イオン濃度を測定してその鉛直分布結果を調べてみると、上流部ほど脱塩が進んでいる。8年間平均の脱塩速度から湖水の塩分濃度に及ぼす影響を算定すると、一ヶ月貯留で0.1%程度の塩分濃度上昇をもたらし得る。
4. 湖底泥から放出される塩分の影響は締切直後にはさらに大きく、また周辺干拓地の地下水塩分の流入、拡散も加わるから上述の値よりもさらに大きな影響を予想しなければならないが、具体的な算定

法は研究中である。

謝 辞

本研究を進めるに当って現地調査ならびに資料分析に特別の援助をいただいた中国四国農政局技術課および児島湾土地改良区堤防管理事務所の諸氏に深く感謝する。なお現場観測に助力いただいた助手金成誠一、技術員横山康二の諸君に謝意を表する。

引 用 文 献

- 1) 奥田節夫：人造淡水湖（児島湖）における塩分の収支推定について（その1）
京大防災研年報 第6号，昭和38年7月 189～199
- 2) 同 上 （その2）
京大防災研年報 第7号，昭和39年3月 290～298
- 3) Naoji Ito : On the Small-Scale Horizontal Diffusion near the Coast. Jour. Oceanogr. Soc. Japan Vol. 19 (1964) No. 4 pp. 132-186.
- 4) Okuda S. : The Effect of Released Salt from the Lake Bottom on the Salinity Distribution in an Estuary after the Closing of Outlet. Jour. Oceanogr. Soc. Japan Vol. 18 (1962) No. 3, pp. 107-110.
- 5) 岡山農地事務局：昭和37年度感潮河川対策（児島湾地区）報告書，昭和38年4月
- 6) 中国四国農政局：昭和38年度感潮河川対策（児島湾地区）報告書，昭和39年4月
- 7) Volker A. : Source of Brakish Ground Water in Pleistocene Formations beneath the Dutch Polderland. Economic Geology Vol. 56 (1961) pp. 1045-1057.