

流域における水文現象と湖沼の水理現象に関する研究

Basin-Scale Hydrological Processes and Hydraulic Processes in a Lake

山田 正

中央大学理工学部土木工学科

Tadashi Yamada

Department of Civil Engineering, Chuo University

E-mail: yamada@civil.chuo-u.ac.jp

1. はじめに

本論文は筆者の研究室で近年行ってきた研究を中心に、上記標題の研究の動向から、解明すべき問題点の所在や今後の研究のあるべき方向性を探ることを目的に取りまとめたものである。

2. レーダ雨量計を用いた降雨解析

以下に著者が研究室で所有しているレーダによる降雨観測の結果を述べる。使用しているレーダは、周波数 9445MHz、波長約 3.2cm の X-band ドップラーレーダである。

2.1 雷雨発生地点と地形の関係

Fig.2-1 は 1997 年から 2001 年までに観測した約 200 の雷雨性降雨のうち、62 降雨における雨域の発生位置(時間降雨強度 32mm 以上の雨域が発生した地点と定義した)を示したものである。雷雨は、図中の A(栃木県と群馬県境の山岳部)、B(東京都西部の山岳部)、D(埼玉県北部)、E(東京都と埼玉県の県境)で多発している。この図より山岳地域前面と都市郊外で発生頻度が高いことがわかる。

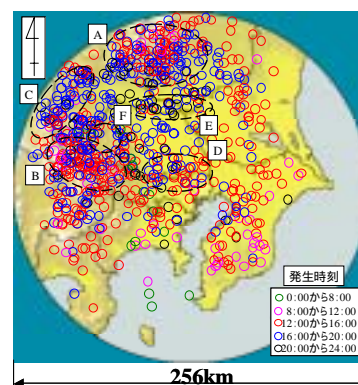


Fig.2-1 Point of Occurrence of Thunder Storm(Total:62)
(From 1997 to 2001)

2.2 関東平野におけるメソ-スケール降雨の分類

メソ-スケール(20km~200km)の降雨において、雨域の移動形態に着目したレーダ動画像解析から降雨の形態を分類すると、()前線組織型、()複数セル移動型、()単一セル型の3つのタイプに分類できることがわかった。()では、Fig.2-2で示すように海風が群馬県北部、栃木県北部や秩父、奥多摩山系の山地における上昇風により雨域が形成される。前線面を成した雨域は南東方向に移動する。()では、降水セルの移動方向と同じ方向に雨域を帯状に延ばし、降雨をもたらす。帯状雨域が長軸方向に移動するため狭い地域に長時間にわたり非

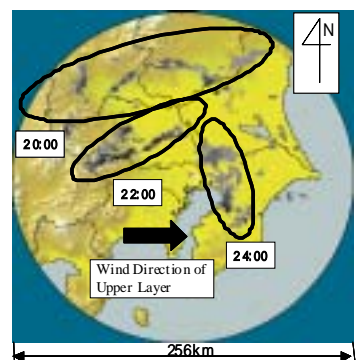


Fig.2-2 Movement of Front Formation-Type Rainfall

常に強い降水量をもたらす可能性がある．以上のように降雨分類を行った結果，上記の 3 つの降雨形態は，エクマン境界層内の風速と降雨継続時間との間に Fig.2-3 に示すような関係があることがわかった．

2.3 地形性降雨

気象庁所管の地上雨量計の多くは標高 200m 以下に設置されており，山地流域における降雨データが少なくその特性は十分に解明されていない．そこで著者らは北海道夕張岳周辺，三重県御在所山及び尾鷲に雨量計を合計 60 台設置し山地斜面における降雨観測を行っている．

2.3.1 地形の形状と降雨量分布

Fig.2-1 は山地流域における降雨量分布を示している．この図より降雨量分布は山の断面形状と相似形をなし，風上側斜面では降雨量は標高に比

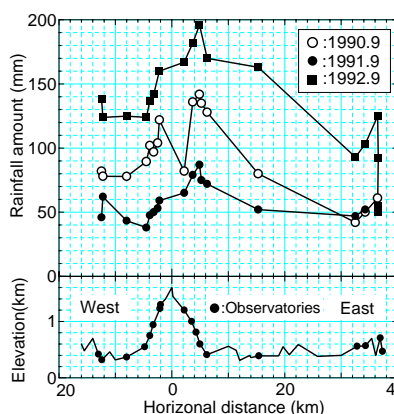


Fig.2-4(a) Mt. Yubari.

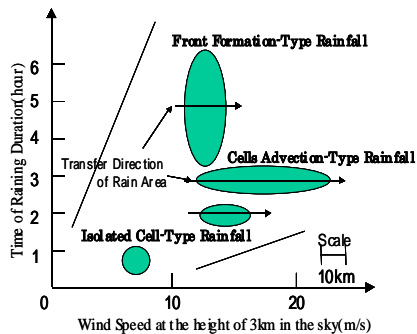


Fig.2-3 Wind Speed at the height of 3km in the sky and Time of Raining

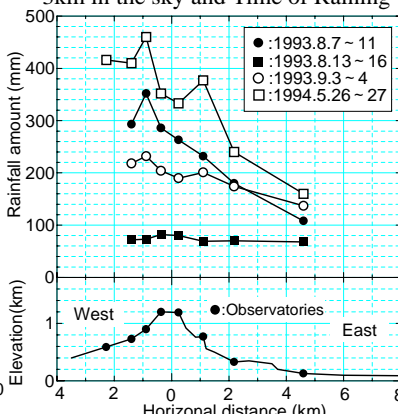


Fig.2-4(b) Mt. Gozaisho

Variation of the total rainfall amount of a rain event over the profile of a mountain.

例して増加している．Fig2-2 は風上側における標高と降雨量の関係である．この図より降雨量と標高には線形の関係があり，降雨量が多いほど地形が降雨量に与える影響が大きくなる．

3. 実スケール雲物理実験を用いた雲形成過程の解明

エアロゾルの種類と量が雲の発生に及ぼす影響を明らかにすることは降雨過程の解明に重要な意味を持つ．ここでは実スケール雲物理実験と数値計算の両面からエアロゾルが雲形成に及ぼす影響を明らかにする．

3.1 雲物理実験の概要

著者らは鉱山内の立坑を使い北海道上砂川と岩手県釜石に実スケールの雲物理実験施設を建設してきた．Fig.3-1 は釜石の雲物理実験施設の概略図である．上砂川立坑は鉛直方向に全長 730[m]，釜石立坑は全長 425.5[m]である．ここでは立坑下端において溶液を噴霧し，人工的にエアロゾルの種類と量を調整している．坑内のエアロゾルは上端に設置した大型ファンで発生させた常時一定の上昇気流により上端に運ばれ，その過程で雲粒に変わる．

3.2 実験結果

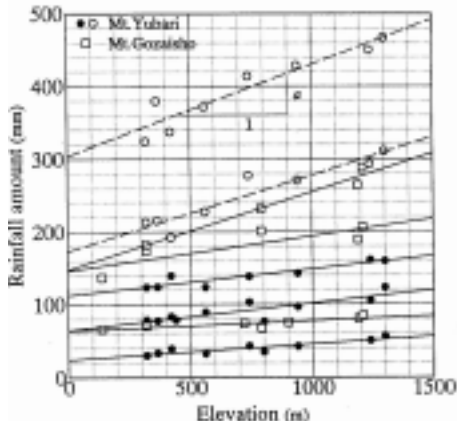


Fig.2-5 Relation of rainfall amount and elevation.

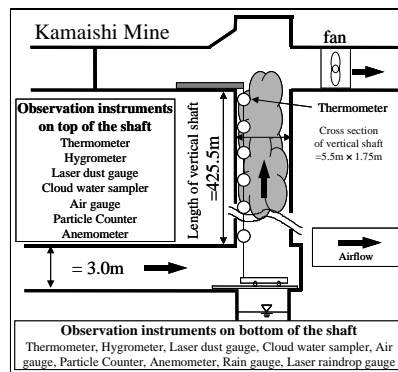


Fig.3-1 Cross section of experimental facility in a vertical shaft

Fig.3-2, 3-3 は上砂川と釜石の立坑実験で得た気温，相対湿度の鉛直分布である．雲底高度以上では凝結により潜熱が大気中に放出され，気温減率が減少する．雲底高度以上では水蒸気が凝結し，相対湿度の増加率が減少する Fig. 3-4 に立坑の上端と下端で計測したエアロゾルの時系列を示す．下

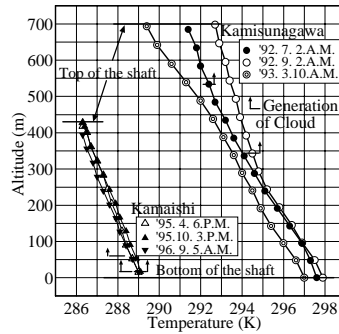


Fig.3-2 Vertical profiles of the temperature

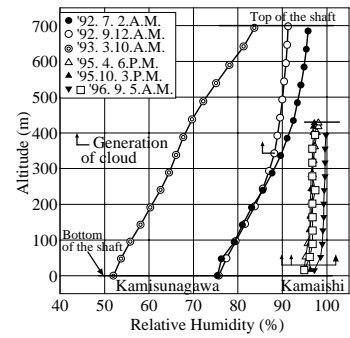


Fig.3-3 Vertical profiles of the relative humidity

端で噴霧した塩化ナトリウムエアロゾルに水蒸気が凝結し粒径が増大し，上端では下端に比べ 1.0[μ m]以上の雲粒の数濃度が増加している．Fig.3-5 は立坑下端とヨーロッパの対流圏で計測されたエアロゾルの粒径分布を示す．立坑内のエアロゾル

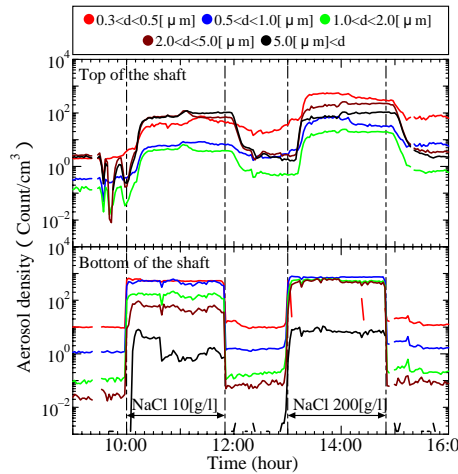


Fig.3-4 Time series of aerosols observed in the cloud experiment

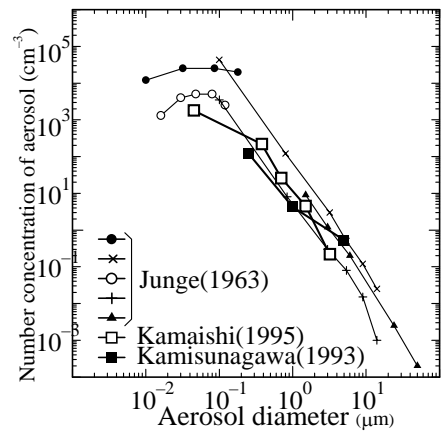


Fig.3-5 Aerosols distribution observed in Europe and the cloud experiment

粒径分布は実大気に近いことがわかる．Fig.3-6 は雲底で採集された硫酸塩の凝結核の電子顕微鏡写真である．図中に示した矢印 1 は凝結核が融けた状態，矢印 2 は凝結核に水滴が付着したが融けずに残っている状態である．

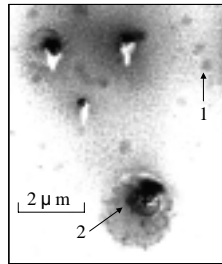


Fig.3-6 Photograph of aerosols sampled in the cloud

3.3 雲の微物理過程に関する数値シミュレーション

本研究においては Table.3 に示す Rutledge and Hobbs モデルを基礎とし，これにエアロゾルの効果を加えた著者らのモデルを用いる．ここで水蒸気の凝結項に関しては水滴周囲の大気の過飽和度に，水滴の曲率による効果を表す Kelvin の式と水滴が純水でなく溶解性不純物質を含む効果を表す Raul 効果の二つの項を加えて修正している．

Fig.3-7 に示したように Case1 ~ 3 の順に 0.02[μ m]の粒径を持つエアロゾル数濃度を増加さ

Table.3 Rutledge and Hobbes Model

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{s}{\rho} \quad (q \quad q_v, q_c, q_i, S \quad S_v, S_c, S_i)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - (w + \bar{V}) \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{q}{\rho} \frac{\partial(\rho \bar{V})}{\partial z} + \frac{S}{\rho} \quad (q \quad q_v, q_r, S \quad S_s, S_r)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) + \frac{S_h}{\rho}$$

where

$$S_v = \text{PCOMD} + \text{PREVP} + \text{PSDEP} + \text{PMLTEV} + \text{PDEPI} + \text{PINT}(T < 0)$$

$$S_c = \text{PCOMD} + \text{PSMLTI}(T < 0) - \text{PRAUT} - \text{PRACW} - \text{PSACW}$$

$$S_v = \text{PDEPI} - \text{PSMLTI}(T < 0) - \text{PSACI} - \text{PCONV} + \text{PINT}(T < 0)$$

$$S_s = \text{PSDEP} + \text{PMLTEV}(T < 0) + \text{PSACI} + \text{PSMLTI}(T < 0) + \text{PSACW}(T < 0) + \text{PCONV}$$

$$S_r = \text{PREVP} + \text{PRAUT} + \text{PRACW} - \text{PSMLT}(T < 0) + \text{PSACW}(T < 0)$$

$$S_h = (\text{PCOND} + \text{PREVP} + \text{PMLTEV}) + (\text{PINT} + \text{PDEPI} + \text{PSDEP}) + (\text{PSMLT} - \text{PSMLTI} + \text{PSACW})(T < 0)$$

q_v : Mixing ratio of vapor. q_i : Mixing ratio of ice.
 q_r : Mixing ratio of rain. V : Falling velocity.
 q_s : Mixing ratio of snow. w : Updraft wind velocity.
 Γ_d : Dry adiabatic lapse rate.

せ、下端に湿度 97%の相対湿度と上昇風を与え、鉛直一次元計算を行った。

3.4 観測値と計算結果の比較

Fig.3-8 は本モデルによる気温の計算結果と実験より得られた気温の鉛直分布を示している。エアロゾルの効果を考慮した本モデルによる計算結果より 0.02[μm]のエアロゾルの数濃度が多いほど雲の発生高度以上における気温の減率は低下する。Case3 による計算結果は全高度にわたり観測値の気温の高度変化を良く表現している。

3.5 雲の発生に寄与するエアロゾルの粒径

Fig.3-9 は Case3 と Case4 の雲水混合比の鉛直分布を示す。Case3 の 0.02[μm]の最小粒径が小さいエアロゾルを核とした雲水混合比は全粒径の雲水混合比の総和にほぼ等しいのに対し、Case4 では雲水混合比の総和の約 2/3 を 0.02[μm]

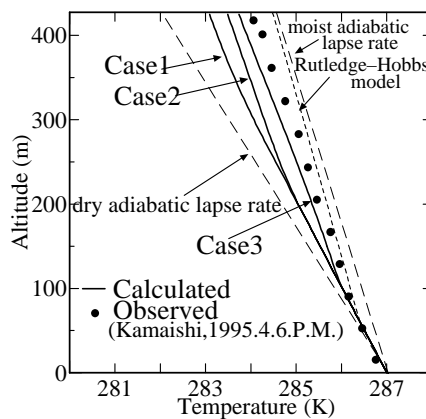


Fig.3-8 Observed and computed vertical profiles of temperature

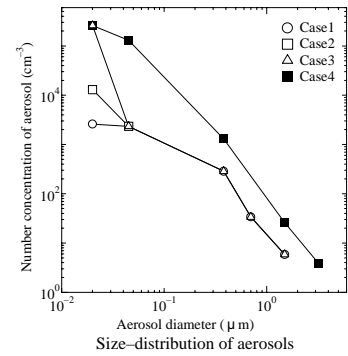


Fig.3-7 Aerosol distribution used for the calculation

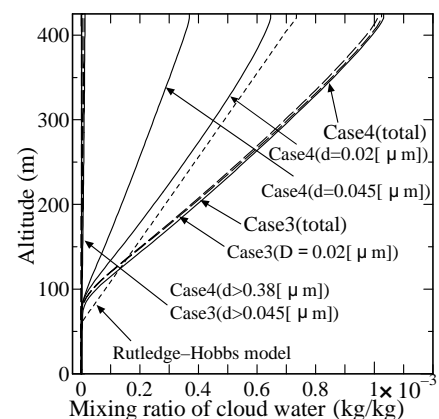


Fig.3-9 Computed vertical profiles of mixing ratio of cloud water

の雲水混合比が約 1/3 を 0.03[μm]の雲水混合比が占めている。この結果、エアロゾル数濃度の総数よりも 0.02[μm]程度の大きさを持つエアロゾルの数濃度が発生する雲水量を決定する大きな要因であることが分かった。

4 地形性降雨の数値シミュレーション

本節では上述の降雨モデルを用い、実地形における地形性降雨のシミュレーションを行い、エアロゾルの数濃度及び粒径を変化させ計算をした。

4.1 Potential flow モデルと風の場の計算

風の場の計算には、著者の提案する Potential flow モデルを用いている。成層状態における風の場を表わす Score 方程式において、内部波の位相速度より十分に大きい風速をもつ supercritical flow の状態において基本式はラプラスの式となる。地形を微小振幅波とし、その波数成分ごとに鉛直構造を計算し、それぞれをたし合わせることで任意形状の地形に適用する。対象地形は夕張岳を含む 32km × 32km の流域である Fig4-1 は地衡風として西風を与えた場合における鉛直方向の風速が地衡風の 2%以上となる範囲をプロットしたものである。地形の風の場に対する影響は地形の FFT データの高周

Table.4-1 Solution of wind-speed from Laplace eq.

$$\begin{aligned}
 u(m,n) &= U + \frac{U}{N^2} \sum_{p=0}^{N-1} \sum_{q=0}^{N-1} F(p,q) \frac{k^2 \cosh(\beta \cdot z)}{\beta \sinh(\beta \cdot h)} \exp\left(\frac{2\pi i}{N}(mp+nq)\right) \\
 v(m,n) &= \frac{U}{N^2} \sum_{p=0}^{N-1} \sum_{q=0}^{N-1} F(p,q) \frac{kl \cosh(\beta \cdot z)}{\beta \sinh(\beta \cdot h)} \exp\left(\frac{2\pi i}{N}(mp+nq)\right) \\
 w(m,n) &= -i \frac{U}{N^2} \sum_{p=0}^{N-1} \sum_{q=0}^{N-1} F(p,q) \frac{k \cdot \cosh(\beta \cdot z)}{\beta \sinh(\beta \cdot h)} \exp\left(\frac{2\pi i}{N}(mp+nq)\right)
 \end{aligned}$$

波成分を取り除くこと
によって再現され
得る . Fig4-2 は, 夕張
岳頂上を含む鉛直断
面での風ベクトル図
である . この結果, ス
ケール 5km 程度以下
の地形の起伏は雲の
発生する高度 3km 以
上の風の場に大きな
影響を与えていない



Fig.4-1 Area of strong ascending wind calculated by potential flow model

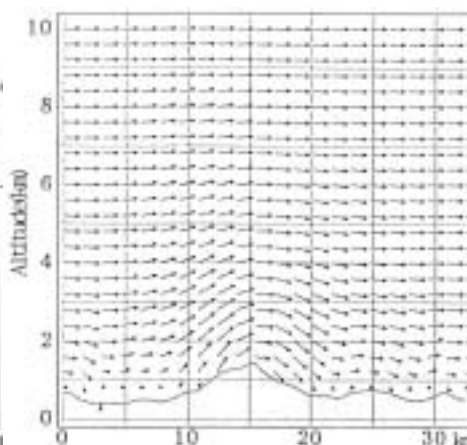


Fig.4-2 Wind vectors in vertical cross section. (w × 8 times)

ことがわかった . 上記の風の場を既出の Table.3 に示す式に代
入し実地形場における降雨のシミュレーションを行った .

4.2 計算結果

4.2.1 エアロゾルの効果 Fig.4-3 はエアロゾルの数濃度及び
粒径を変化させたときの計算結果である . この図よりエアロ
ゾルの粒径が小さく, 数濃度が大きいとき降雨量は大きくな
っていることがわかる .

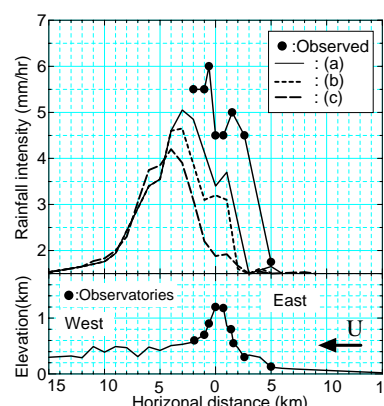


Fig.4-3 Comparison between observed data and calculated result by the present model in Mt. Gozaisho

また流入する大気の湿度を地上から上空まで 100%にするよ
りも, 流入大気に低湿度域がある方が降雨強度が大きくなる
という興味ある結果が得られた .

4.2.2 地形の効果 Fig.4-4 は, 標高一定で斜面勾配及び主流
風速を変化させたときの地上最大降雨強度の分布を示した
ものである . この図より主流風速が 10(m/s)のときは, 斜面勾
配が急になるにつれ地上最大降雨強度は強くなり, ピークを
むかえた後地上最大降雨強度は弱くなる . これに対し主流風
速が 30(m/s)のときには斜面が急になるにつれ地上最大降雨
強度は弱くなる . これは上昇風が強くなりすぎると, 雲水が
成長しきらない間に雲水の成長領域を通過してしまうこと
によるためである . 以上をまとめると, 風の場の計算手法と
降雨の発生シミュレーションは, 山地流域における地形性降
雨を定性的にも定量的にも合理的に算出していることがわ
かる .

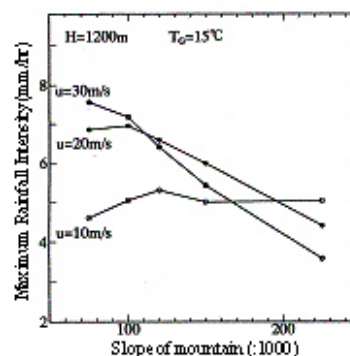


Fig.4-4 Relation of maximum rainfall intensity and slope of mountain

5. 山地流域における流出解析

本章では前章までで得られた降雨解析結果を入力データとし, 物理性を損なわない範囲で
実用的な流出モデルを提案する .

5.1 山地小流域における降雨流出機構のモデル化

洪水波にもっとも大きく寄与する直接流出の主成分である中間流を対象に降雨流出機構を

モデル化する．直接流出は流出寄与域のみから発生するという仮定の下に，斜面の流下過程に対し山田（1981）が提案するモデルを用いる．また，有効降雨の算定には一般性の高い山田ら（1981,1983,1985）が提案する保水能の分布を利用した以下に示す理論を用いる．

5.2 保水能の理論

累積降雨量がその土壌特性によって決まるある値に達するまで，雨水は土壌の毛細管力に支えられることで保水されるか，窪地に貯留されることにより直接流出には寄与しない．このときの累積降雨量を保水能と定義する．本モデルでは t 時刻までの累積降雨量のうち，保水能を超過した分だけが流出するとしたものであり，ある保水能を持つ土壌の流域全体に占める割合を保水能分布と定義する．保水能分布の算出には降雨量 - 損失量曲線を用いる．

5.3 山地流出モデルの基礎式の導出

山地斜面における降雨流出のモデル化は直接流出の主成分である中間流(表層土中の側方浸透流)を対象とする．幅，勾配 i_s ，等価粗度係数 n とも一様な斜面における流れに対する連続式，斜面の断面平均流速式として Manning 型の式を用いた単位幅流量 $q(\text{mm}^2/\text{hr})$ ，保水能分布を用いた有効雨量を考える．降雨流出が流出寄与域(河道及び河道近傍の湿潤領域)からの斜面流出と考えると，斜面長は地形学上の斜面長に比べ十分短いものと考えられる．この条件のもとでは，流量を $q(x,t) \approx xq_*(t)$ 型の変数分離形の近似式が成立し得る．ここに q_* : 流出高 (mm/hr)， x : 斜面の任意の座標 (mm) とし，斜面長 L_s の末端で考えると $x=L_s$ とおけ，山地小流域における基礎式は 1 階移流型変微分方程式が(5.1)式のように常微分方程式に変形される．

$$\frac{dq_*}{dt} = (m+1)\gamma^{\frac{1}{m+1}} q_*^{\frac{m}{m+1}} (r(t) - q_*) \quad \text{ただし, } \gamma = \frac{i_s^P}{nL_s} \quad (5.1)$$

5.4 等価粗度係数の導出

擬似表面流モデルでは Manning 型で表した断面平均流速式(5.3)を連続式(5.2)に代入することにより式(5.4)が導かれる．

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = u(t) \quad (5.2) \quad , \quad v = \frac{1}{n} i_s^P h^m \quad (5.3) \quad , \quad n^{\frac{1}{m+1}} i_s^{\frac{P}{m+1}} \frac{\partial}{\partial t} q^{\frac{1}{m+1}} + \frac{\partial q}{\partial x} = u(t) \quad (5.4)$$

一方，不飽和領域における土中水の浸透は Richards の式で表される(鈴木(1984)，窪田ら(1988))．

$$D \frac{\partial}{\partial x} \left(w k_s \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial q}{\partial t} = -E \cos \quad (5.5)$$

ここに， D : 表層土層厚 (m)， w : 有効空隙率， θ : 斜面勾配， q : x 方向の単位幅流量 (m^2/s) である．式(5.4)，(5.5)は同一の現象を異なる二つの観点から見た等価な式であり，両式を等置する

$$\beta = m+1 \quad (5.6) \quad , \quad p=1 \quad (5.7) \quad , \quad n = \frac{D^{\beta-1} w^\beta}{k_s} \quad (5.8)$$

と等価粗度係数 n が以下のように導かれる．

従来実測に合うように決定されてきた等価粗度係数 n が(5.8)

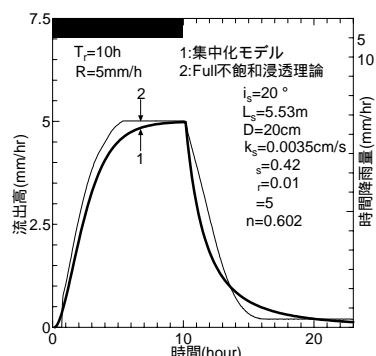


Fig.5-1 Comparison between the results of simulation based on the unsaturated theory and the present runoff model

式に示すように土壌特性から表現され，山地流出モデルが全て物理パラメータで表現されるようになった．

5.5 理論の適用範囲

Fig.5-1 は上流の結果と不飽和浸透理論との比較を示すものであるが，本研究で提案した集中化したモデルの解析結果は full 不飽和浸透理論の数値解析結果と良く一致していることがわかる．

6. 水理計算に基づく大規模河道網の洪水流出特性

6.1 物理モデルによる洪水追跡

従来の洪水追跡は単位図法，タンクモデル法，貯留関数法などの，概念モデルが用いられてきた．しかし水文資料の少ない流域では，パラメータの不確実性がつきまとう．そこで現在最も実用的な物理モデル(分布型流出モデル)である一次元不定流解析を大規模河道網に適用し，運動方程式と連続式のみで洪水追跡を行った．

6.2 基礎方程式

洪水の再現計算には式(6.1)と(6.2)に示すように不定流の基本式であるサン・ヴナンの式を用いた．ここに，記号は慣用のものを用いる．

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{n^2 g Q |Q|}{AR^{4/3}} = 0 \quad (6.2)$$

6.3 対象とした河道網

Fig.6-1 は不定流解析の対象とした利根川河道網である(支川数 52)．

6.4 下流端境界条件

下流端にあたる江戸川河口と利根川河口のそれぞれに，芝浦 鹿島の実測された潮位の時系列を与えた．

6.5 河床粗度の設定

解析にあたっては，標準ケースの場合と河床粗度を全川にわたり 20%,40%,60%増加させた場合の各観測地点におけるピーク流量・水深を比較した．

6.6 解析結果とその考察

6.6.1 流入流量のピーク発生時間の違いによるハイドログラフの変化

Fig.6-2 は，河口から 130km 地点(栗橋)において流入流量のピーク発生時間が異なる場合の流量ハイドログラフを比較した

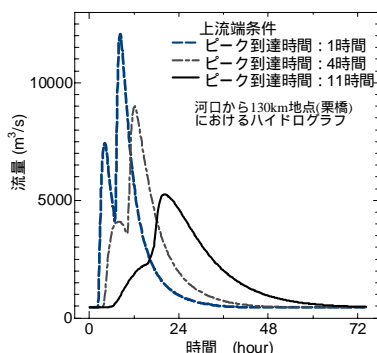


Fig.6-2 The hydrograph at 130km (Kurihashi) from the river mouth for the various inflows at the upstream ends



Fig.6-1 Channel network of Tone River for the present unsteady flow analysis

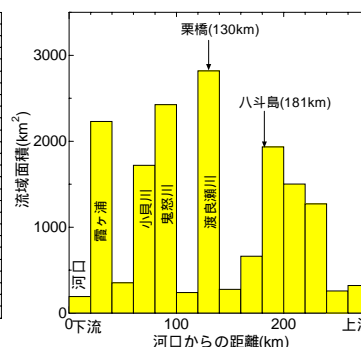


Fig.6-3 Area of sub-basins along Tone River from the river mouth

ものである。流入ハイドログラフのピーク発生時間が1時間の場合、栗橋におけるハイドログラフは顕著な二つのピークを有しているのが分かる。河道網の分布を合理的に表現できる不定流解析は概念モデルでは捉えることができなかった現象を的確に捉えている。

6.6.2 洪水波形と集中面積図の関係 Fig.6-3 は利根川流域における集中面積図である。この図からハイドログラフの形状は流域面積がある程度大きくなると集中面積の分布形に似てくることが分かる。

6.6.3 河床粗度の違いが水深に及ぼす影響

Fig.6-4 は、河口から130km地点(栗橋)において河床粗度を割増したときの水深ハイドログラフである。河床粗度 n の違いに対して水位の変化が大きいことがわかる。このことは逆に河川計画でなく実施計画を立案するときには流量のみでなく水位、水深を精度よく求めるべき量として扱わなければならないことを意味している。

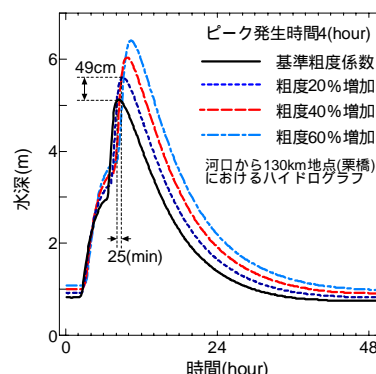


Fig.6-4 Comparison of the depth-hydrograph for change of the roughness coefficients of river bed

6.7 氾濫解析への適用

上記の流出解析から求まる洪水に対して二次元の氾濫解析を行った。基礎式は式(6.3) (6.4)に示す二次元不定流の基本式と連続式(6.5)である。解析結果を Fig-6.5 に示す。

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial(uM)}{\partial x} + \frac{\partial(vM)}{\partial y} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gn^2 |M| \sqrt{M^2 + N^2}}{h^{7/3}} \quad (6.3)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial(uN)}{\partial x} + \frac{\partial(vN)}{\partial y} = -gh \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{gn^2 |N| \sqrt{M^2 + N^2}}{h^{7/3}} \quad (6.4)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (6.5)$$

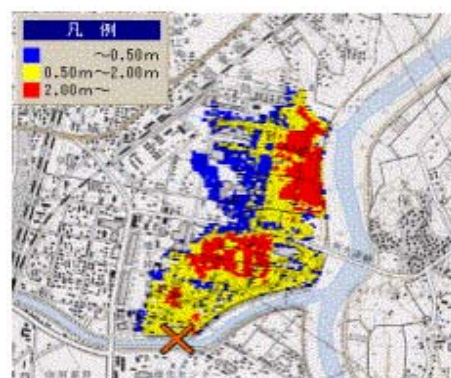


Fig.6-5 Simulation of flood and inundation

図中の赤い部分は湛水深が2m以上の部分である。この数値計算の結果は現地観測とよく合っており、かつ表示を動画で示すことでその実用性が確認され、現地に応用されている。

7. 管路網水理モデルによる都市流出解析

7.1 流出モデルの構造

本章では都市中小河川について流出解析を行う。Fig.7-1 は都市流出解析のモデル構造の概念図である。

7.2 地表面流出解析

地表面流出解析は、下水管渠を有する都市流域を複数の集水域に分割し土地利用形態を考慮した地表面流出解析を行い、各集水域のマンホールに流入する地表面流出量を算定する。有効降雨量

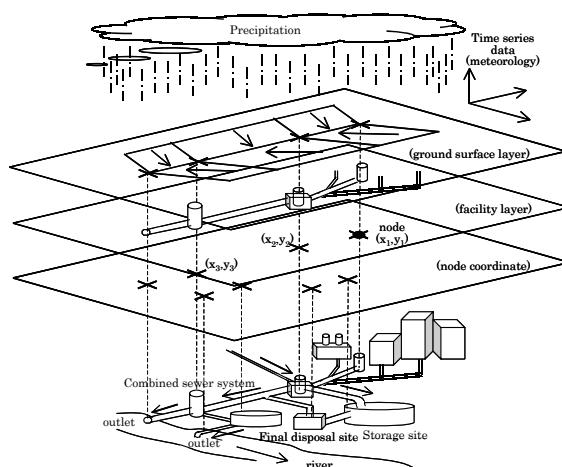


Fig.7-1 Structure of the present runoff model (MIKE-11)

の算定は降雨量からいくつかの損失量を差引く。各マンホールに流入する地表面流出量の基礎式は前述の山田のモデル化より得られる式(7.1), (7.2) である。

$$Q(t) = \frac{1}{n} \cdot B \cdot I^{\frac{1}{2}} \cdot y^{\frac{5}{3}} \quad (7.1) \quad , \quad R_{eff}(t) \cdot A - Q(t) = \frac{dy}{dx} \cdot A \quad (7.2)$$

ここで、記号は慣用のものを用いている。

7.3 管路流出解析

管路流出解析では、上流からの流量は既述の地表面流出解析した各集水域のマンホールへの地表面流出量を計算し、下流端の境界条件は水位を与えている。サン・ヴナン式を用い、管の天端に微小幅のスリットを設け、自由表面を持つようにして計算を行った。

7.4 対象流域概要

本解析に用いた下水管路網は流域面積 15.79ha の合流管区域である。この管路網の下流端の流出口において水位、流量を約 10 ヶ月間にわたり観測し、計算との比較検証を行った。Fig.7-2 は対象流域内における商業地域(上段)と住居地域(下段)の 1 時間平均晴天時流出量(普段の流量)を示している。Fig.7-3, 4 は都市流出解析の結果を示している。これらの図より、

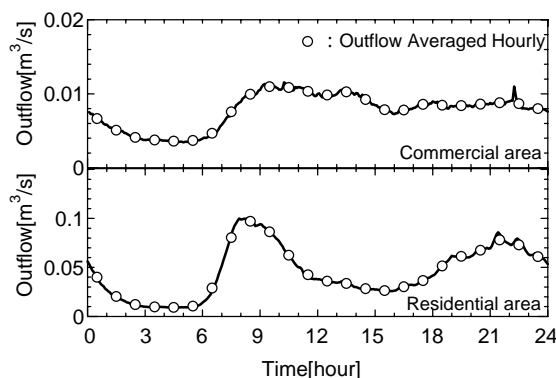


Fig.7-2 Outflow in clear weather

標準値として与えた各種パラメータを大きく変動させることなく、国内の都市流出を精度良く再現し得ることが確認された。

8. 都市部を流れる河川の水質変動特性

著者は 1996 年以降、Fig.8-1 に示す荒川感潮域を対象に、水質諸量の分布・変動特性を調査してきた。本研究では現地観測と数値解析により、都市域からの汚濁負荷が本川の水質に与える影響と河川底質が水質に与える影響の把握を目的としている。

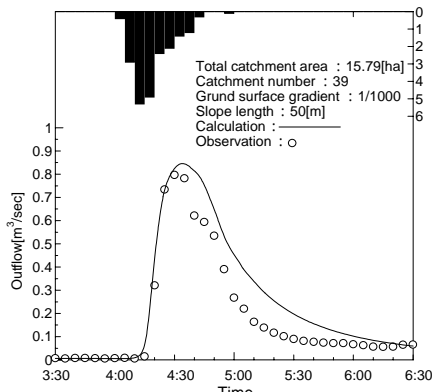


Fig.7-3 Comparison of numerical result and observed data(1998/6/29)

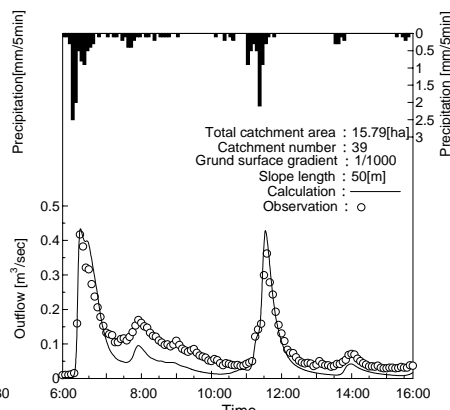


Fig.7-4 Comparison of numerical result and observed data(1998/9/21)

8.1 観測結果とその考察

Fig.8-2 は水温、溶存酸素飽和度、総リン、総窒素、濁度及び塩分濃度の縦断分布を示す。

8.2.1 溶存酸素飽和度の縦断分布と底泥の関係

2 つの観測時の溶存酸素飽和度を比べると、河床に底泥があった観測時の値は、底泥が無かった観測時の値

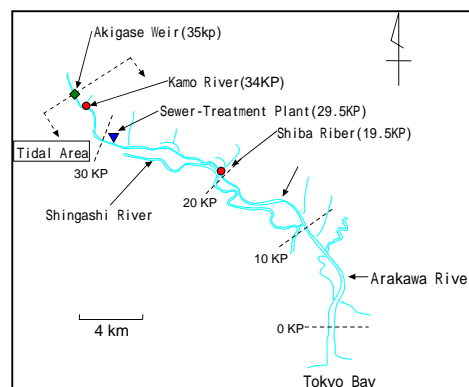


Fig.8-1 Tidal area of the Arakawa River

よりも約40%低くなっている。この原因は底泥が酸素を消費したためと考えられる。

8.2.2 総リンと総窒素の縦断分布

総リン，総窒素濃度の縦断分布に着目する。2つの観測結果を比較すると，底泥が有る'00/10/20の総リン，総窒素濃度は底泥（ヘドロ）が無い99/12/27に比べて総リンが約0.5mg/l，総窒素が約5mg/l低くなっていた。これより一概に底泥の存在が水質を悪化させているわけではないといえる。

8.3 水質の縦断分布に関する数値解析

数値解析により，荒川感潮域の水質の縦断分布を再現し，さらには水質の将来予測を行うことを目的とする。本解析モデルを Table.8-1 に示す。水理解析には連続式(1)と不定流の運動方程式(2)を用いる。

8.3.1 解析区域と境界条件及び結果

解析区域は Fig.8-1 に示す荒川の0~35KPの区間とした。支川の流入については荒川への流入汚濁負荷量大きい鴨川(34KP)，荒川左岸南部下水場(29.5KP)，芝川(19.5KP)を考慮している。Fig.8-3は，1994年11月の荒川感潮域におけるBODとDOの縦断分布の実測値と計算結果の比較である。支川からの排水の流入によりDOは値が低下し，BODは値が増加する。河口付近では水質濃度の低い海水の遡上によりDOは値が増加し，BODは低下する。本モデルはその傾向をよく再現している。

9 閉鎖性水域における流動特性

本節では塩水・淡水の2成層を構成している汽水湖の一つである北海道網走湖の水理現象を明らかにする。Fig.9-1に網走湖の位置，Fig.9-2に魚群探知機で捉えた塩淡水成層界面を示す。

9.1 網走湖の履歴

Fig.9-3は，1920年~1996年間の網走市の年平均降水量，塩淡水境界面水深の時系列を示している。網走湖は1925年頃から汽水化（塩水化）が始まり，現在では上層の6mが淡水，下層部（10m）が塩水の強固な密度2成層を形成している。この70年間の汽水化の進行は網走地方における年平均降水量の減少が主要因と考えられる。

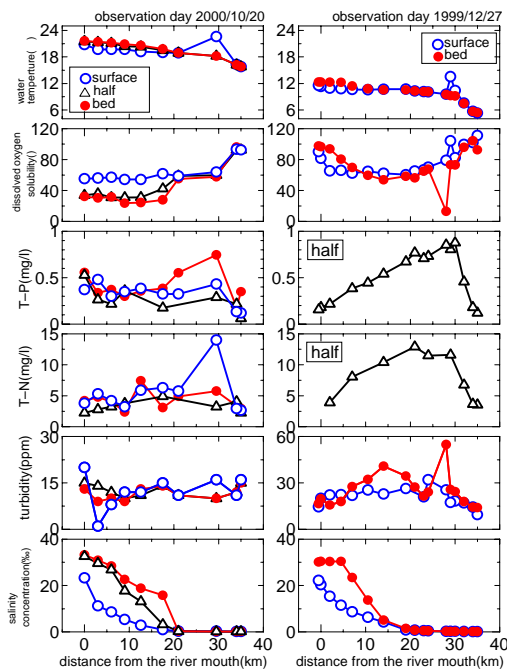


Fig.8-2 Longitudinal distribution of water quality in tidal areas of Arakawa River

Table.8-1 Equations of numerical analysis

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (1) \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{n^2 Q |Q|}{AR^{4/3}} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial AC}{\partial t} + \frac{\partial QC}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(AD \frac{\partial C}{\partial x} \right) = -AKC + C_2 q \quad (3)$$

$$\frac{dDO}{dt} = K_2 (C_s(T) - DO) - K_3 \cdot BOD \cdot \theta_3^{(T-20)} - R_{20} \theta_2^{(T-20)} + P \quad (4)$$

$$\frac{dBOD}{dt} = -K_3 \cdot BOD \cdot \theta_3^{(T-20)} \quad (5) \quad \frac{dT}{dt} = \begin{cases} ins. - rad. (Daylight) \\ -rad. (Midnight) \end{cases} \quad (6)$$

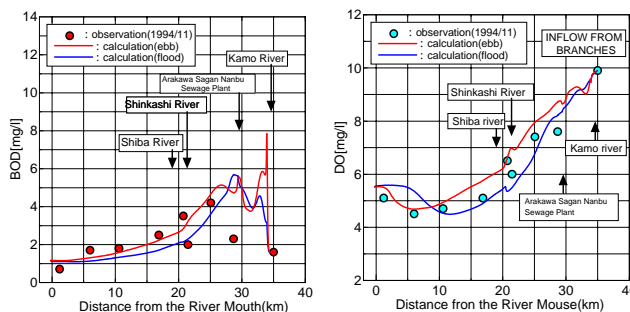


Fig.8-3 Comparison between numerical and observed results of BOD and DO

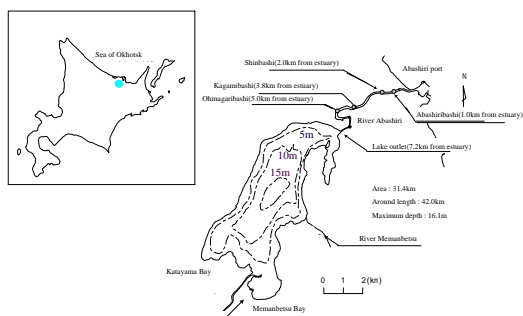


Fig.9-1 Lake Abashiri

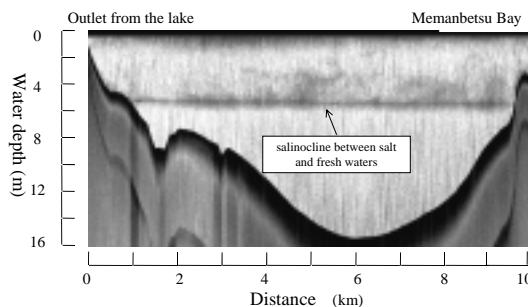


Fig.9-2 The reflectivities of the supersonic wave from the fish detector

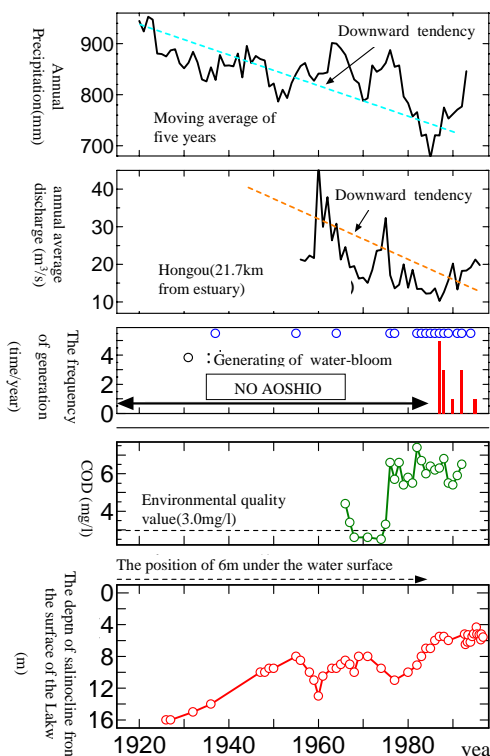


Fig.9-3 Time-series of several hydrological quantities

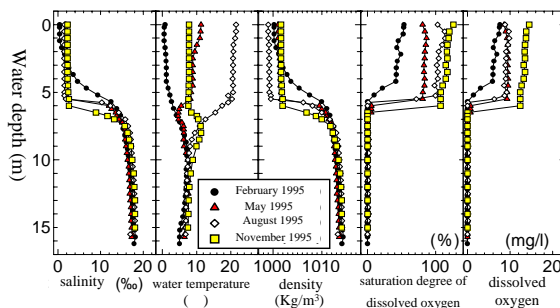


Fig.9-4 Vertical distribution of salinity, water temperature, density, and dissolved oxygen

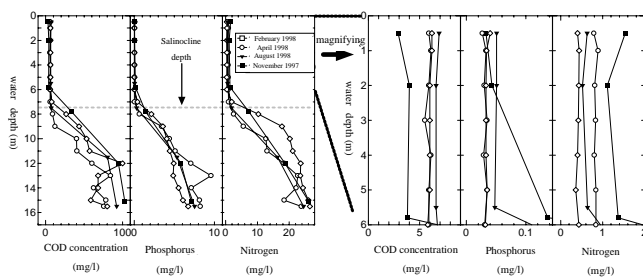


Fig.9-5 Vertical distributions of COD, T-P and T-N

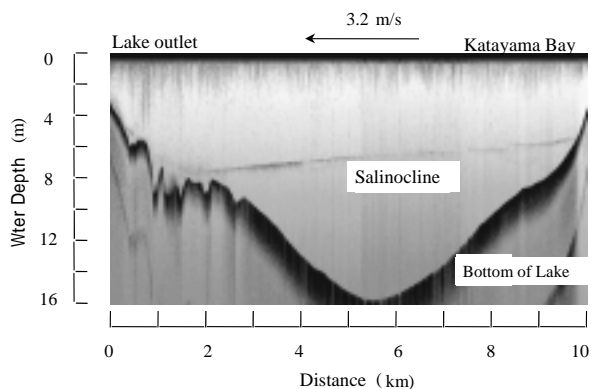


Fig.9-6 Salinocline under the continuous wind

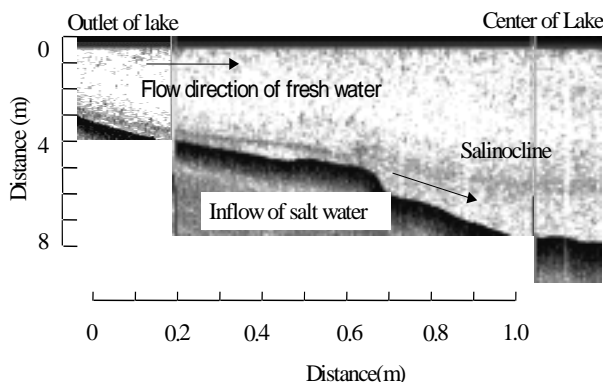


Fig.9-7 Image of the salt water entering the Lake by the fish detector

9.2 塩淡水境界面の季節的変動特性

Fig.9-4 は、年間の季節ごとの塩分濃度、溶存酸素量、水温及び密度の鉛直分布を示す Fig.9-5、

は湖心における COD 濃度 ,全リン ,全窒素の鉛直分布の季節変化を示す .下層の塩水層では , COD 濃度 ,全リン ,全窒素の濃度が非常に高い値 (生下水と同程度) を示している . 冬期の上層水温の低下は , レーレー不安定を引き起こし , 上下層間の混合が促進され , 界面付近の分布形状は鉛直方向にほぼ一様であるが , これは風による混合作用も起因している .

9.3 青潮発生機構

Fig.9-3 は塩淡水境界面上昇に伴う青潮の発生を示している . 青潮は貧酸素化した下層水が湖表面まで湧昇する現象である . Fig.9-6 に風が連吹したときの界面変動の様子を示す . 下層水の風上側への湧昇に伴い , 基本モードの形態を示している .

9.3.1 湖内への塩水遡上 Fig.9-7 は外海からの塩水流入時の湖出口付近の魚群探知機による映像を示す . Fig.9-8 は ADCP 観測による塩水流入時の湖出口付近の流速分布を示す . 湖内へ流入してきた塩水は淡水と混合することなく湖底に沿うように流下する .

9.3.2 融雪出水による流域からの濁水の流入

融雪期に網走川上流から網走湖内へ流入してくる淡水を魚群探知機と ADCP により捉えた . Fig.9-9(a),(b)はそれぞれ魚群探知機と ADCP による湖内への融雪による淡水流入の画像を示す . 融雪出水による上流河川からの流入水が , 界面に到達するまでは湖底に沿って , また界面に到達してからは界面上を沿うように楔状に侵入している .

9.3.3 湖内塩水の流出

Fig.9-10 は湖出口付近における界面挙動を魚群探知機により撮影した映像を示す . 下層塩水が湖出口方向に吸い上げられるように吐き出されている .

9.4 数値解析

現地観測により得られた結果からは , 青潮現象そのものの定量的な動態についてはほとんど明らかにされていない . 実測データの不足を補い , 青潮の性状を把握するために数値解析を行った .

9.4.1 連成振動型モデルと多層モデル 青潮が発生しない程度の風の連吹による界面の挙動

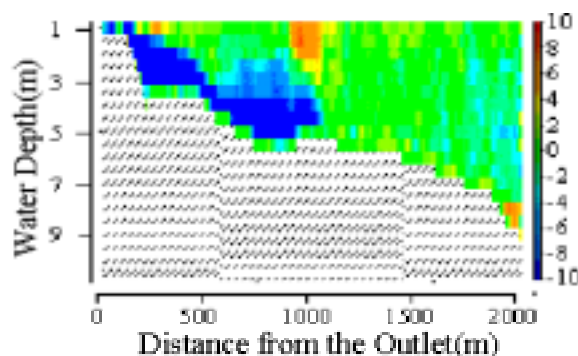


Fig.9-8 Flow velocity distribution by ADCP

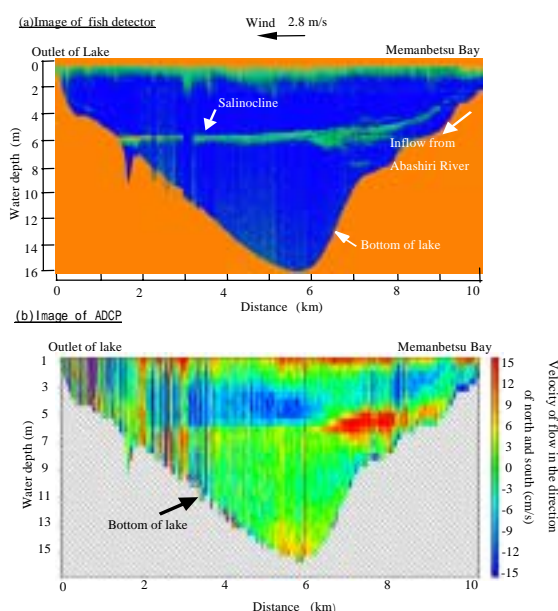


Fig.9-9 The image by fish detector and ADCP

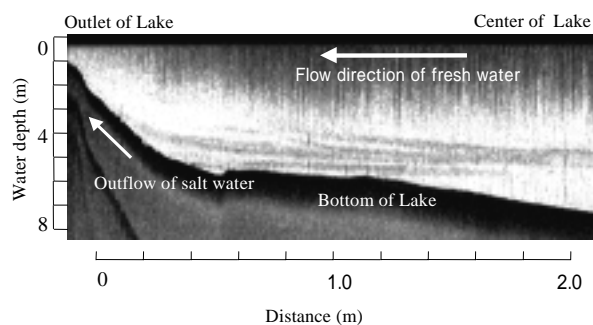


Fig.9-10 Outflow of salt water from Lake Abashiri

から連成振動型モデルを構成した．このモデルの解析解より界面は単純な基本モードで振動せず，非定常解は定常解より大きい界面変動をしていることがわかる．青潮発生時の流動・密度場の時空間構造を詳細に検討するために多層レベルモデルを用いた解析を行い，青潮の発生条件を求めた (Fig.9-14)．これより現在の密度成層の状態は，網走地域に発生する風速条件の下では青潮が発生するか否かの限界線上に位置することがわかる．

Table.9-1 Basic eqs. of coupled oscillation

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_1}{\partial t} &= -g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho_1 h_1} \tau_0 \\ \frac{\partial u_2}{\partial t} &= -g \left(\frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2} \right) \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \\ \frac{\partial \xi}{\partial t} + h_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} &= \frac{\partial \eta}{\partial t} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + h_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} &= 0 \end{aligned}$$

Table.9-2 Basic eqs. of multi-layered model

<p>・各層のx方向の運動方程式</p> $\frac{\partial M_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} (M_k U_k) + \frac{\partial}{\partial y} (N_k U_k) + [wu]_{k-1} - [wu]_k$ $= -\frac{gH_k}{\rho k} \left(\rho_1 \frac{\partial \xi}{\partial x} + \sum_{a=1}^{k-1} H_a \frac{\partial \rho_a}{\partial x} + \frac{H_k}{2} \frac{\partial \rho_k}{\partial x} \right)$ $+ A_M \left(\frac{\partial^2 M_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_k}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{x,k-1}}{\rho} - \frac{\tau_{x,k}}{\rho} + fN_k$ <p>・各層におけるy方向の運動方程式</p> $\frac{\partial N_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (M_k V_k) + \frac{\partial}{\partial y} (N_k V_k) + [wv]_{k-1} - [wv]_k$ $= -\frac{gH_k}{\rho k} \left(\rho_1 \frac{\partial \xi}{\partial y} + \sum_{a=1}^{k-1} H_a \frac{\partial \rho_a}{\partial y} + \frac{H_k}{2} \frac{\partial \rho_k}{\partial y} \right)$ $+ A_N \left(\frac{\partial^2 N_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_k}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{y,k-1}}{\rho} - \frac{\tau_{y,k}}{\rho} + fM_k$	<p>・連続式</p> $\frac{\partial M_k}{\partial x} + \frac{\partial N_k}{\partial y} + w_{k-1} - w_k = 0$ $\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} - w_1 = 0$ <p>・密度拡散の式</p> $\frac{\partial}{\partial t} (H_k \rho_k) + \frac{\partial}{\partial x} (M_k \rho_k) + \frac{\partial}{\partial y} (N_k \rho_k)$ $+ [w\rho]_{k-1} - [w\rho]_k$ $= K_H \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial y} \right) \right\}$ $+ \left[K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right]_{k-1} - \left[K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right]_k$
--	--

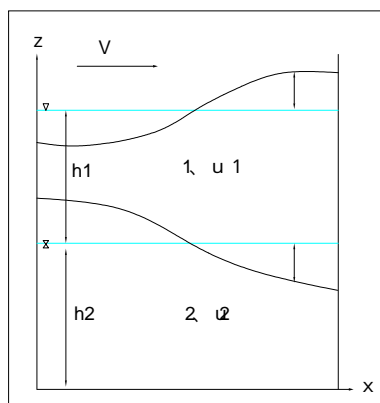


Fig.9-12 Definition of notations and calculation field

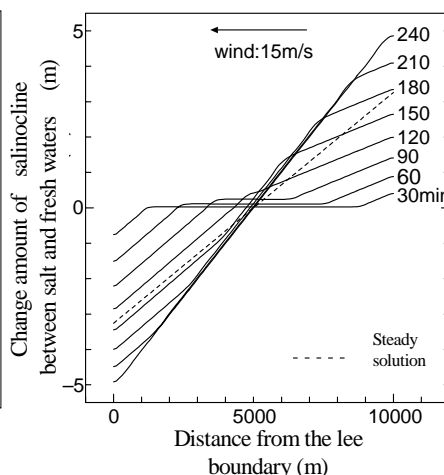


Fig.9-13 Calculation result of the coupled oscillation model

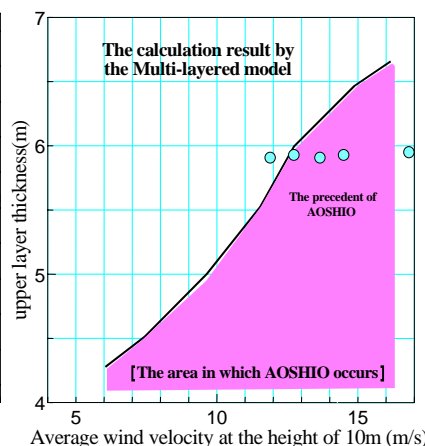


Fig.9-14 Diagram related to the occurrence of Aoshio in terms of wind vel. and the upper layer thickness

10. おわりに

本論文は著者の近年の研究成果をもとに降雨観測・実験から流出解析，河川水質及び河川の水利特性を中心にまとめたものである．河川の部分に関しては 2 次元，3 次元計算，移動床としての河川水利等も残されているが，これは別の機会に譲りたい．

末尾に，本論文の 6，7 章に関しては，山田の研究室に無償提供して頂いているデンマーク水利研究所の MIKE-11 を使用して計算している．ここに紙面を借りて感謝の意を表す．

参考文献**第2章：**

[1]山田正，日比野忠史，中津川誠，藤沢充哲，森永博史：レーダ雨量計情報の動画像解析による降雨予測手法の提案と流域平均降雨量の推定法に関する研究，土木学会論文集，No.558,II-38,pp.13-30,1997.

[2]志村光一，原久弥，山田正：レーダ雨量計を用いた関東平野における降雨形態の分類と発生メカニズムに関する考察，水工学論文集第44巻，pp.97-102,1998.

第3章：

[3]山田正，日比野忠史，深和岳人，松浦正典，藤吉康志，播磨屋敏生，稲毛正昭，中津川誠：実スケールの雲物理実験と降雨モデルによる雲の微物理過程の考察，土木学会論文集，No.509,II-30,pp.1-13,1995.

[4]山田正，池永均，松浦正，萬矢敦啓，志村光一：大気中のエアロゾルが降雨現象に及ぼす影響に関する研究，土木学会論文集，No.614,II-46,pp.1-20,1999.

第4章：

[5]山田正，日比野忠史，中津川誠：流域スケールの風の場の計算法に関する研究，土木学会論文集，No.503,II-29,pp.49-58,1994.

第5章：

[6]山田正：時定数スペクトルを用いた山地小流域の洪水流出解析，土木学会論文報告集 314，pp.87-98,1981.

[7]山田正，山崎幸二：流域における保水能の分布が流出に与える影響について，土木学会水理講演会論文集，27，pp.385-392，1983.

[8]山田正，石井文雄，山崎幸二，岩谷要：小流域における保水能の分布と流出特性の関係について，土木学会水理講演会論文集，29，pp.25-30，1985.

[9]窪田順平，福嶋義弘，鈴木雅一：山腹斜面における土壤水分変動の観測とモデル化()—水収支および地下水発生域の検討—，日林誌，70(9)，pp.381-389，1988.

[10]鈴木雅一：山地流域の基底流出逓減特性()，日林誌，66，pp.174-182，1984.

[11]鈴木雅一：山地流域の基底流出逓減特性()，日林誌，66，pp.211-219，1984.

第6章：

[12]志村光一，大原憲明，松木浩志，山田正：水理計算に基づく大規模河道網の洪水流出特性に関する研究，水文・水資源学会誌第14巻3号，pp.217-228，2001.

第8章：

[13]土肥学，志村光一，布村明彦，山田正，吉川秀夫：荒川感潮域における水質の縦断分布とその時空間変動特性に関する現地観測，河川技術に関する論文集，第5巻，1999.

第9章：

[14]池永均，山田正，向山公人，大島伸介，内島邦秀：網走湖の塩水化の機構と塩淡二成層の長期変動特性に関する研究，土木学会論文集，No.600，II-44，pp.85-104，1998.

[15]池永均，向山公人，大島伸介，山田正：塩淡二成層を形成する汽水湖沼の長期的な界面変動予測手法の開発，土木学会論文集，No.628，II-48，pp.77-96，1999.