

◆ 報 文 ◆

栃木県北部を中心とした1998年8月末豪雨の大気モデルによる再現計算

中島隆信* 吉谷純一** 金木 誠***

1. はじめに

河川の洪水流量は、流域内に降った降雨に支配される。そのため、豪雨災害発生時の気象条件が実際と多少異なり、降雨域が実際と少しずれ当該河川流域に完全に重なっていたなら、もっと大きな洪水が発生した可能性は十分に考えられるはずである。しかしながら、雨域を単に平行移動させてその可能性を示すことは気象学的に正しくない。なぜなら、降雨は地形の影響を強く受けるからである。

流出モデルにより過去に経験したことのない任意の強度、波形の豪雨によりもたらされる流量が計算できるように、気象学的なモデルを用いて、仮想の気象条件を与えることにより、過去に経験していないが気象学的には生起しうる豪雨の分布や降水量を、さらには可能最大洪水をもたらす降雨をも推定できるはずである。

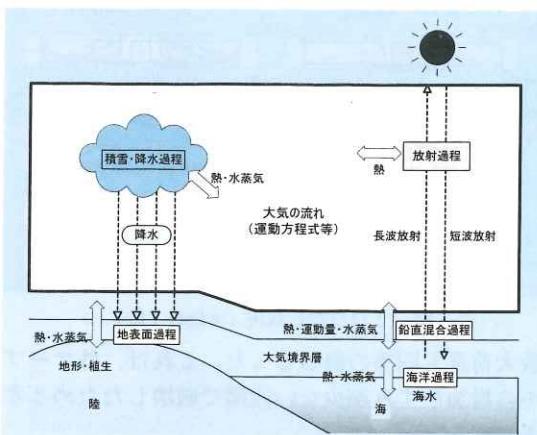
本稿では、上述した目標の最初のステップとして、気象条件を入力し出力として降雨を計算する大気モデルを開発し、那珂川、阿武隈川を氾濫させた1998年8月末豪雨の再現計算を試みた結果を紹介する。

2. 大気モデルの概要

2.1 大気モデルの現状

大気の状態は、風速ベクトル、気温、湿度という物理量で表現でき、これらの物理量の時間変化は、いくつかの基本的な物理法則によって支配される。そのため、この大気の状態を支配する物理法則、即ち、流体の運動方程式、熱力学方程式、連続方程式、気体の状態方程式、水蒸気保存式の5つの支配方程式に基づいて、これらの物理量の時間変化を定量的に求めることにより、将来の大気の物理的な状態を推定することができる（付録参照）。これらの支配方程式は解析的には解けない

ため、時空間的に連続した大気現象を有限個の数値の集まりで表現し、支配方程式を離散化して数値的に解く。この支配方程式を数値的に解くための手法が「大気モデル」（「気象モデル」とも呼ばれる）と呼ばれるもので、その中では、図-1に示す様々な過程が取り扱われる。



図中の「大気の流れ」が大気モデルで予測される主要な部分。それ以外の過程は予測変数などから別途計算され、与えられる。

図-1 大気モデルで取り扱われる様々な過程

我々が最も興味のある予測変数は降水量であるが、降水量は前述した5つの支配方程式で追跡する予測変数ではなく、別途表現される。つまり、降水量は、大気中の水蒸気量と安定性等の大気の状態で決定され、これらは支配方程式の数値解から計算される。これを「パラメタリゼーション」と呼ぶ。

パラメタリゼーションの基本的考え方は、河床変動計算における水理計算と土砂輸送量計算の関係に類似している。つまり、河床変動計算が水の流れの状態（水理量）の計算結果から土砂輸送量を算出しているように、大気モデルでは、大気の状態の計算結果から降水量を算出している。しかしながら、大気モデルでは、河床変動計算において顕著ではないパラメタリゼーション上の問題が生じる。これは、計算グリッドが降水量を計算するのに十分小さくすることができないことに起因する。大気の計算グリッド中には、大気モデルの

時空間分解能以下（「サブグリッドスケール」と呼ばれる）の現象（乱流、雲等）やその条件（地形、地表面状態等）が含まれる（図-2）。降雨はこれらのサブグリッドスケールの現象あるいは条件に無視することができない程影響を受ける。例えば、グリッド内的一部分だけで大気が不安定になり降水が発生する現象があったとき、大気モデルではグリッド内の平均的な安定度しか計算できないので、計算上降雨が発生しないことになる。これを補正するため、大気モデルでは分解能に応じたパラメタリゼーションを行うことにより、このような不都合を修正している。

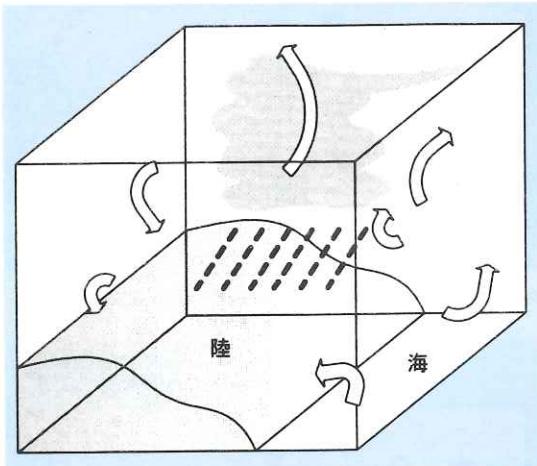


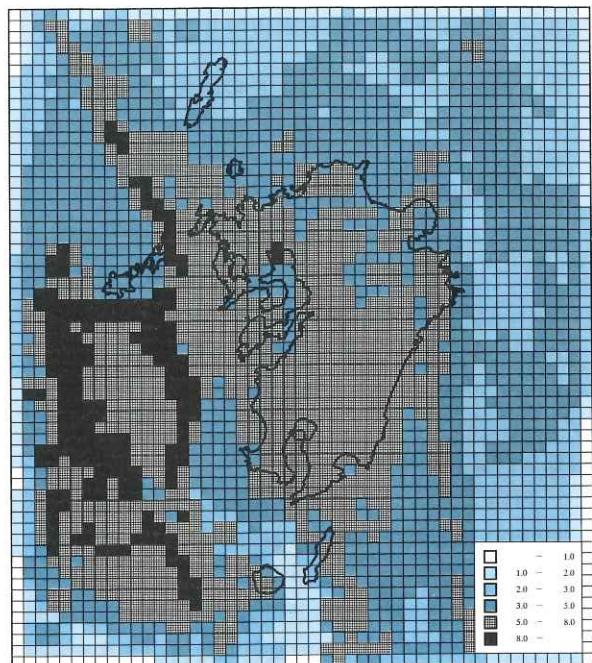
図-2 サブグリッドスケールの現象

以上に加えて、取り扱う変数が多く、データ不足から初期条件や境界条件を正確に与えられない等の理由により、降水の再現計算精度は高くない。現業の天気予報は同種の数値モデルで行われているが、河川流域スケールでの降雨予測精度が高くないのも同様の理由による。

2.2 昭和 57 年長崎豪雨再現計算の精度

土木研究所河川部水文研究室は、短時間の降雨予測を目的としたメソスケール大気モデル（水平解像度 $10 \times 10\text{km}$ 、鉛直 21 層のプリミティブモデル）を開発し、昭和 57 年 7 月 23 日の長崎豪雨を対象とした再現計算を過去に実施した。しかしながら、計算降水は、広範囲に分布し、長崎地方だけに発生した局地的な集中豪雨は表現できていない等、その再現性は、降水域、降水量ともに非常に悪かった（図-3¹⁾）。

用いた大気モデルは現モデルとさほど相違がないため、低精度の計算結果の主原因は、初期値と

図-3 既往メソスケール大気モデルによる再現計算結果
(30 分間降水量)¹⁾

して使用する気象情報の精度（いわゆる「初期値問題」）であると考えられる。大気モデルにおける初期値は、日本全土では 20箇所しかない数少ない観測値をもとに、客観解析や初期値化（インシャリゼーション）を通して数 100km 間隔程度の格子点上に配置された格子点値を、何らかの方法で必要な解像度まで内挿（「ネスティング」と呼ばれる）して作成しているに過ぎず、その精度には問題が残されている。上述した長崎豪雨の再現計算を行った時点では、ヨーロッパ中規模気象予測センター（European Center for Medium Range Weather Forecasts: ECMWF）による、全球を対象とした水平解像度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ （約 $300 \times 300\text{km}$ ）と集中豪雨の計算用にはあまりにも粗すぎる分解能のデータのみが一般に利用可能であった。長崎豪雨の再現計算には、雨域を表現するために少なくとも $10 \times 10\text{km}$ の格子点で表す必要があるが、 300km スケールデータを無理に 10km スケールに内挿し初期値に使用していた。

しかし、平成 6 年以降、気象業務法の改正に伴い、日本域を高解像度でカバーする初期値を誰もが比較的容易に入手できるような環境が整い、大気モデルの精度向上に期待が寄せられている状況になった。

3. 大気モデルによる再現計算

3.1 メソスケール大気モデルの開発

メソスケール大気水文統合モデル (Integrated Regional Scale Hydrology / Atmospheric Model: IRSHAM) は、地球温暖化の影響予測の目的で開発された²⁾。今回開発したメソスケール大気モデルは、このIRSHAMから短期的な気象現象にはほとんど影響ないと考えられる地表面水文過程を取り除いて簡略化した、水平解像度 $20 \times 20\text{km}$ 、鉛直 10 層 (σ 座標系) のプリミティブモデルである。

3.2 再現計算条件

開発したメソスケール大気モデルを用いて、1998年8月26日から31日にかけて北日本・東日本を中心に発生した集中豪雨（気象庁命名：平成10年8月末豪雨、栃木県那須町において総降水量1,254mmを記録³⁾）を対象とした再現計算を実施した。本計算の初期値は、気象庁の現業領域数値予報モデル (Regional Spectral Model: RSM) の初期場として作成されている領域客観解析値 (Grid Point Value: GPV、水平解像度 $20 \times 20\text{km}$) を使用した。また、図-4に示す本州域を水平格子間隔 $20 \times 20\text{km}$ で 64×64 メッシュに分割して計算対象領域とした。なお GPV の作成は、0900JST と 2100JST の 1 日 2 回、12 時間毎であるため、本計算においても 0900JST と 2100JST の 12 時間毎に初期化を行った。

3.3 再現計算結果

3.3.1 地表面気圧

8月27日2100JSTにおける地表面気圧分布を

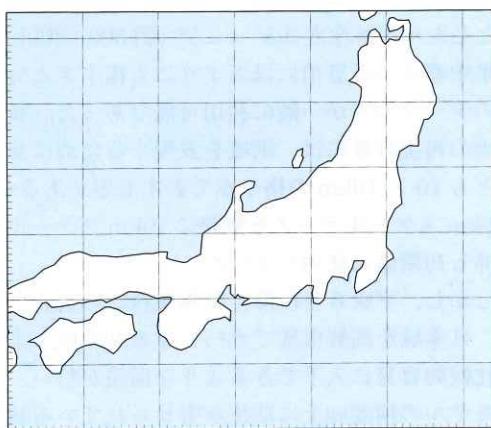


図-4 計算対象領域

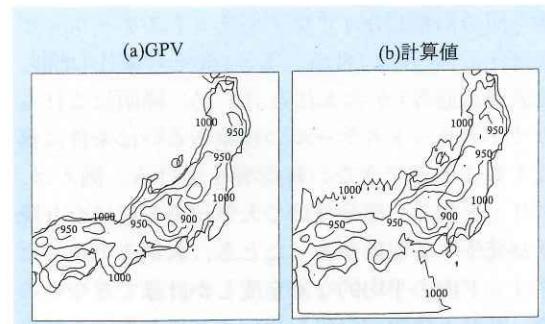


図-5 地表面気圧分布 (1998.8.27 2100JST) 単位:hPa

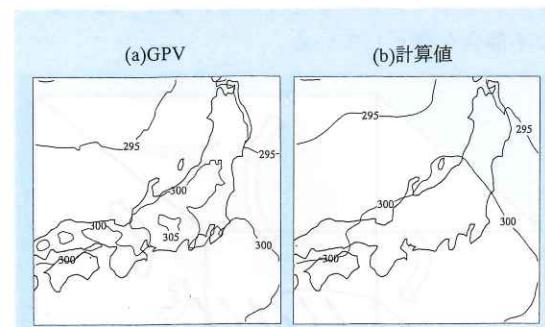


図-6 溫度分布 (1998.8.27 2100JST, $\sigma = 1$ 層) 単位:K

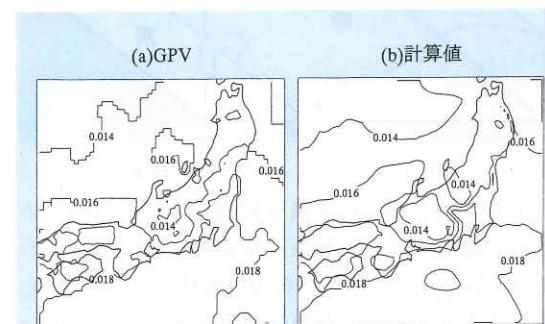


図-7 水蒸気混合比分布 (1998.8.27 2100JST, $\sigma = 1$ 層)
単位:kg/kg

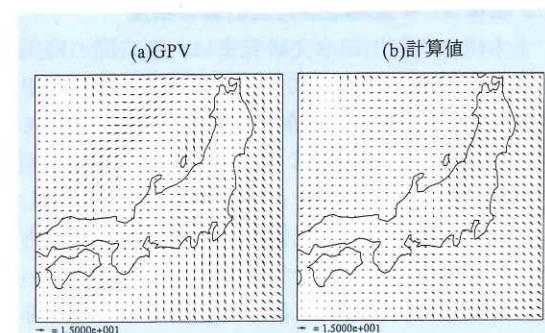


図-8 風速ベクトル分布 (1998.8.27 2100JST, $\sigma = 1$ 層)
単位:m/sec

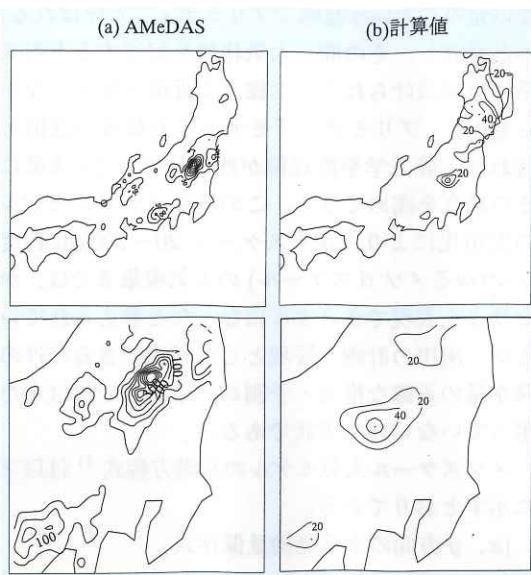


図-9 日降水量分布 (1998.8.27) 単位:mm/day



図-10 時間降水量分布 (1998.8.27 2200JST) 単位:mm/hr

図-5 に示す。(a) GPV(ほぼ実測とみなせる)と比較して、大気モデルにより計算された(b)地表面気圧は南西海洋上で若干小さめの値を示しているものの、全体的にはほぼ同様の分布を示している。

3.3.2 溫位

同時刻における $\sigma = 1$ 層(最下層)の温位(気温を気圧で補正した値)分布を図-6に示す。(a) GPVと比較して、(b)計算値の高温位域(標高の高い山岳部)での再現性が若干悪いものの、全体的には概ね同様の分布を示している。特に太平洋上の高

温位域については、その存在をよく表現している。

3.3.3 水蒸気混合比

同時刻における $\sigma = 1$ 層(最下層)の水蒸気混合比分布を図-7に示す。(a) GPVと比較して、(b)計算値の方が若干小さめとなっているものの、全体的な分布については概ね再現できており、特に太平洋上の湿った(かつ暖かい)空気の存在についてはよく表現できている。

3.3.4 風向・風速

同時刻における $\sigma = 1$ 層(最下層)の風速ベクトル分布を図-8に示す。(b)計算値は、(a)GPVの70~80%程度と、全体的に小さめであるが、風向については、日本の南海上にある台風第4号の東進に伴う南東風を比較的よく表現しており、このことと前述した温位並びに水蒸気混合比の分布とあわせて考えると、“南からの暖かい湿った空気の流入”という今回の集中豪雨の原因とされる気象状況³⁾は概ね再現できているものと判断される。

3.3.5 降水量

1) 日降水量

8月27日における日降水量分布を図-9に示す。大気モデルによる(b)計算値は、(a)AMeDASによる実測に比べて小さく見積もられているものの、降水域については、前述した過去の研究¹⁾と比較して正確に再現できており、特に記録的な豪雨を観測した栃木県那須地方の降水域については、南西方向に80km程度(南方、西方にそれぞれ3メッシュ程度)のずれにとどまっている。

2) 時間降水量

8月27日2200JSTにおける時間降水量分布を図-10に示す。日降水量と同様、大気モデルにより計算された時間降水量は、(a)AMeDASによる実測と比較して小さく見積もられているものの、降水域については比較的よく再現できている。

4. おわりに

本稿では、豪雨を定量的にシミュレートできるメソスケール大気モデルを開発し、既往の主要降雨を対象とした再現計算を試みた。

その結果、対象降雨時の気象状況を概ね再現することができ、特に降水域の再現性については、過去の研究と比較して格段に精度が向上した。

今回開発した大気モデルは、計算手法等の細部

では異なるものの、基礎式そのものは過去の研究で開発された大気モデルや天気予想で用いられている数値予報モデルと同じである。それにも関わらず、降水現象の再現性を格段に向上させることができたのは、以前より高解像度で大気情報の初期値の入手が可能となったことによるところが大きいものと思われる。

降雨域の再現精度が大幅に向上したものの、定量的な降雨予測に用いるだけの精度はまだ達成されていない。一方、複雑な地形等の影響を表現できる高解像度の大気モデル（最後の仮定と呼ばれる静力学平衡近似をもしない非静力学モデル）の利用研究と、より詳細な大気の状態の観測と評価の両面が気象分野で進められている。しかしながら、気象分野の主な利用目的は、全般的な天気の予報精度の向上であり、洪水防御計画の参考となるような事後の評価がなされることはほとんどない。

我々の研究の最終的な目標は、仮想の条件を含むさまざまな気象条件下での解析を行うことにより、平成10年8月末豪雨で“なぜ利根川上流域でなく那須地方で豪雨が発生したか”あるいは、平成12年9月の東海豪雨で“三重県南部、愛知県東部山間部と比べ、地形の影響で豪雨が発生しづらい名古屋市周辺でなぜ豪雨が生じたか”といった降水現象に関する気象学的な知識を得て、防災計画、河川計画等に役立てることである。そのためにはまだ多くの解決すべき技術的課題が残されているが、このような大気モデルで暴雨の再現計算を習得しておくことは、目標に向けての第一歩であると考える。

付 錄

メソスケール大気モデルの歴史、基礎方程式、数值解法

流体力学や熱力学等の物理法則に基づいて、つまり大気モデルを用いて将来の大気の状態を定量的に予測しようとする試みは、1922年のL. F. Richardsonに始まり、1950年のJ. Charneyによって最初の成功を収めた。この大気モデルは、その後の気象学的な知識と計算機能力の飛躍的な向上に伴い、パロトロピックモデル、準地衡風モデル、そして現在ほとんどすべての大気モデルで用いられているプリミティブモデル（簡略化をし

ない元の式という意味でプリミティブと呼ばれる）へと発展し、その間、大気状態を記述する方程式系に当初設けられていた様々な近似を除去しながら（但し、プリミティブモデルでも最後の近似と言われる静力学平衡近似が残されている）次第にその精度を高めてきた。このプリミティブモデルの実用化により、水平スケール20~200km程度（いわゆるメソβスケール）の大気現象までは、かなりよく表現できるようになったと考えられているが、河川の計画・管理として利用できるだけの降水量の正確な推定・予測ができるまでには未だ至っていないのが実状である。

メソスケール大気モデルの基礎方程式⁴⁾は以下に示すとおりである。

(x, y 方向の水平運動量保存式)

$$\frac{Du}{Dt} = \left(f - v \frac{\partial m}{\partial x} + u \frac{\partial m}{\partial y} \right) v - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \left(m \frac{\partial \Phi}{\partial x} + mc_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial x} \right) + F_{u\sigma} \quad (1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = \left(f - v \frac{\partial m}{\partial x} + u \frac{\partial m}{\partial y} \right) v - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \left(m \frac{\partial \Phi}{\partial y} + mc_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial y} \right) + F_{v\sigma} \quad (2)$$

(熱エネルギー保存式)

$$\frac{D\theta}{Dt} = -\dot{\sigma} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + \frac{\theta}{c_p T} H + F_{\theta\sigma} \quad (3)$$

(水蒸気量保存式)

$$\frac{Dq}{Dt} = -\dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + M + F_{q\sigma} \quad (4)$$

(質量保存式)

$$\frac{D \ln P_{sfc}}{Dt} = V_\sigma \bar{V} - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (5)$$

(静力学方程式)

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma} = -c_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial \sigma} \quad (6)$$

なお鉛直方向には、気圧の無次元表示であるσ座標系を用いている。

$$\sigma = \frac{P}{P_{sfc}} \quad (7)$$

ここに、 D/Dt : 水平方向の実体の間にに関する導関数 = $\partial/\partial t + \bar{v} \cdot \nabla$ 、 f : コリオリのパラメータ = $2\Omega \sin \phi$ 、 Ω : 地球の角速度、 ϕ : 緯度、 u 、

v : x 、 y 方向の水平風速 ($msec^{-1}$)、 $\dot{\sigma}$: σ - 座標系における鉛直風速 = $d\sigma/dt = w$ ($m sec^{-1}$)、 Φ : ジオポテンシャル高度 ($m^2 sec^{-2}$)、 $d\Phi(z) = gdz$ 、 c_p : 空気の定圧比熱 = 1,004 ($Kjg^{-1}K^{-1}$)、 T : 気温 (K)、 θ : 温位 (K)、 Π : 無次元圧力 = $T/\theta = (P/1,000)^{0.286}$ 、 m : 極座標立体投射のための地図係数 = $(1 + \sin \phi_0)/(1 + \sin \phi)$ 、 $\phi_0 = 60^\circ N$ 、 $F_{u\sigma}$ 、 $F_{v\sigma}$: x 、 y 方向運動量乱流フラックスの鉛直方向発散、 H : 加熱または冷却率、 $F_{\theta\sigma}$: 熱乱流フラックスの鉛直方向発散、 Q : 水蒸気混合比 (kg/kg^{-1})、 M : 鉛直方向の対流による水蒸気混合比の変化量、 $F_{q\sigma}$: 水分乱流フラックスの鉛直方向発散、 R : 乾燥空気の気体定数 = 287 ($Jkg^{-1}K^{-1}$)、 P_{sfc} : 地表面気圧 (hPa) である。

本モデルの数値解法には疑似ラグランジェ移流法が用いられている。このラグランジェ法は、通常用いられる差分法、有限要素法、スペクトル法等のオイラー法(オイラー法は、 Δt 時刻後の各格子点における変数値の変化量を、 t 時刻の各格子点値により推定する手法であり、各格子点における変数値の時間的変化のみを見る手法である)と異なり、ある格子点の変数値が Δt 時刻前にどの地点にあり、その値がいくらであったかを定め、それが移流するものとして今後の格子点値を求める手法である。

また、基礎方程式中で大気、熱、及び水蒸気の運動量の変化を表す F 、 H 、 M は、本来何らかの微分形で表現されるものであるが、本モデルの水平分解能は高々 20×20 km であり、例えば 1 つの大きさが概ね 10 km 弱の対流セルのような降水現象は、20 km 間隔の格子点では直接微分形として表現できない。そのため本モデルでは、降水現象を表現する降水過程に、20 km 間隔の格子点値の違いを経験的に対流性降雨に結びつけることによりモデル化する、パラメタリゼーションという手法を用いている。

参考文献

- 1) 是枝伸和、益倉克成、藤兼雅和、沖大幹: 気象力学的手法による短時間降雨予測モデルの開発、水文・水資源学会 1992 年研究発表会要旨集, pp.88-91, 1992.
- 2) 建設省土木研究所河川部水文研究室: 地球温暖化が日本域における水文循環に及ぼす影響の予測に関する研究報告書、土木研究所資料第 3432 号, 1996.
- 3) 気象庁: 前線による平成 10 年 8 月 26 日から 8 月 31 日にかけての北日本・東日本を中心とする大雨 - 平成 10 年 8 月末豪雨 -, 災害時気象速報, 1998.
- 4) 朝倉正、関口理郎、新田尚(編集): 新版 気象ハンドブック、朝倉書店, 1995.

中島隆信*



(前 国土交通省土木研究所
河川部水文研究室交流研究員)
Takanobu NAKAJIMA

吉谷純一**



独立行政法人土木研究所
水工研究グループ水理水文
チーム上席研究員
Junichi YOSHITANI

金木 誠***



国土交通省国土技術政策
総合研究所危機管理技術
研究センター水害研究室長
Makoto KANEKI