

技術研究開発テーマ名	メソ気象モデルを用いた仮想現実降雨の生成とこれを用いた河川流況予測
------------	-----------------------------------

研究代表者

氏名	所属・役職
石川 裕彦	京都大学防災研究所・教授

共同研究者

氏名	所属・役職
間瀬肇	京都大学防災研究所・教授
竹見哲也	京都大学防災研究所・准教授
小林健一郎	京都大学学際融合研究推進センター・特定准教授

背景・課題

地球温暖化による海面上昇、大雨や強い台風の増加などの外力の増加により、洪水の増大など水災害の激化が懸念されている。気象外力の増加により、河川流況がどのように変化するか、あるいはどのような極端事象が発生しうるかを予測し、これを見据えた多様な対応策を準備する必要がある。この目的には、適切な気象外力を設定することが第1義的に必要であり、統計的手法に基づく手法が主に用いられる。近畿地方整備局が平成21年度より進めている「地球温暖化に伴う大規模水害対策検討会」においても統計的手法に基づく外力設定が主たる方法として採用されている。一方、最悪事例として高潮と洪水の複合効果や、複数流域の同時氾濫など地域性や時間的タイミングが生起の鍵となるような極端事象を評価する為には、時間空間分解能の高い「現実的」な外力設定が必要になる。

この研究では、地球温暖化が進んだ環境下で、どのような極端な降水が生じるかを調べることを目的としている。しかし、温暖化による影響を調べる前に、まず現在気候の中で最悪ケースはどうかを考えておく必要がある。図-1-1に、1951年から2009年までの台風の発生数、接近数、上陸数を示す。過去30年間でみると、年平均の接近数は11.5個、上陸数は2.9個である。現在気候で経験された過去事例が少ないために、現在気候においてもこれまで経験されている以上に甚大な被害をもたらす台風が発生する可能性がある。温暖化の影響を調べる前に現在気候におけるばらつきを把握しておく必要がある(図1)。

年発生数・接近数・上陸数

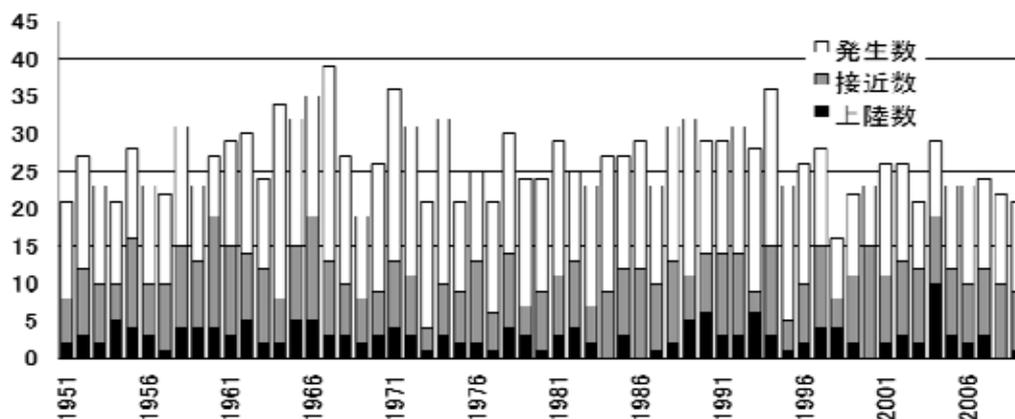


図1 過去の台風発生数、接近数、上陸数

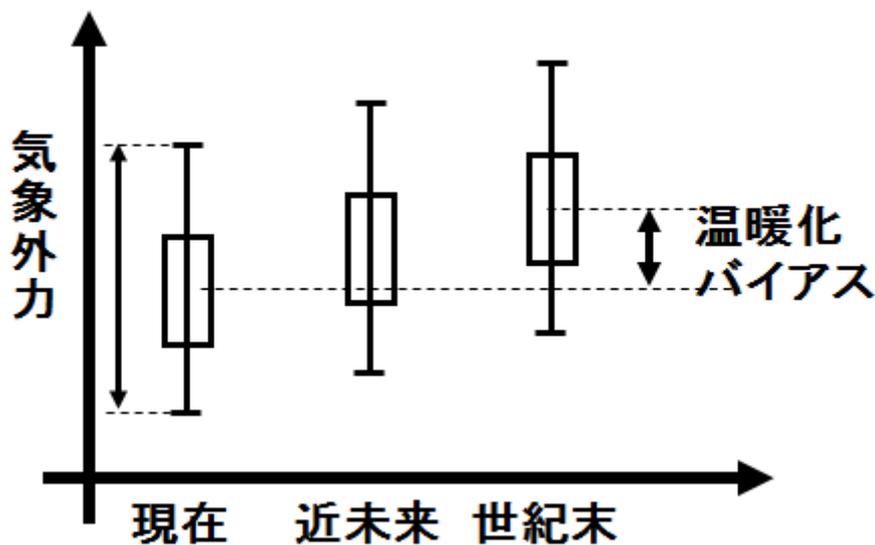


図 -1-2 ある気候状態の中で実現される台風には限りがあるため、箱ひげ図で示されている最悪ケースがどのようなものであるかを調べておく必要がある。得られた最悪ケースに温暖化バイアスを加えた仮想実験を行う。

台風に伴う降水や強風、これらに伴う被害発生は、台風のコースに大きく左右される。降水量は山地の影響を大きく受けるし、高潮は対象となる地域の西側を台風が北上するとき顕著に生じる。現実に発生し被害をもたらす台風が極めて少ないため、シミュレーションにより沢山の台風を発生させて被害を評価し、最悪ケースを同定しなくてはならない。

このような考察を行うための一つの手法として、確率台風を用いる方法がある。光田（1997，日本風工学会誌、第72号、73-91）は標準計画台風と呼ばれる確率台風を考案し、これを用いて風災害を評価する方法を提案してきた。過去の台風の性質を調べそれらの統計的性質を明らかにした上で、この統計に従うような台風をモンテカルロ法を用いて多数生成することにより、極端なケースをつくりだすことができる。台風の位置や移動速度だけで評価が可能な強風災害に関してはこの方法は有効であるが、気温や水蒸気分布、地形との影響が複雑に絡み合って生じる降水分布を確率台風の手法を用いて作成することは難しい。降水を現実的に計算するためには、数値気象予報に用いられるのと同様なメソ気象モデルを用いたシミュレーションにより降水を計算する必要がある。

一方、メソ気象モデルを用いると、台風の経路や強度をはじめ全ての現象がモデルを構成する物理法則と初期値、境界値で決まるため、様々な経路を造り出すためには、初期値や境界値を細工しなければならない（物理法則の細工はできない）。そこで、本研究では着目した事例について、台風が日本に接近した時点で台風の位置を少しずらすことにより異なる台風経路を創り出し、台風がそれぞれの経路をとった場合にどのような降水や強風が生じるか、その結果被害発生状況がどう変化するかを多数の事例について調べ、それらの中から最大被害をもたらすケース（最悪ケース）を見つける方法を用いる。

#### 技術研究開発の目的

本研究では、統計的手法による外力設定を補うものとして、メソ気象モデルを用いて温暖化が進んだ将来における「仮想現実降雨」を、淀川流域を対象として生成し、これを用いた河川流出、洪水計算を行う。具体的には、まず1979年の16号台風を対象に、過去事例の詳細な再現計算、環境場に様々な温暖化バイアスを加えた疑似温暖化実験を行い、台風に伴う降水量分布を求め、流出状況を算出、比較する。また、台風経路を摂動させて、高潮発生の顕著となる仮想事例を生成し、河川流出と高潮との相乗効果を考察する。さらに、1961年の第2室戸台風についても、再現と疑似温暖化実験を試みる。

技術研究開発の内容・成果

[平成22年度の成果]

(1) 1976年16号台風に関する最悪ケース探索

1979年16号台風(以下 T7916)は、1979年9月23日にフィリピンの東海上で発生し、26日には沖縄の南海上で中心気圧 920hPa まで発達した。30日夕刻に室戸市に上陸、同日夜半に大阪市に再上陸したのち、彦根市、岐阜市などを通過し本州を縦断し根室沖で温帯低気圧化した(図中破線)。この経路は、京阪神地区に大きな災害をもたらす所謂「室戸コース」と呼ばれるものである。

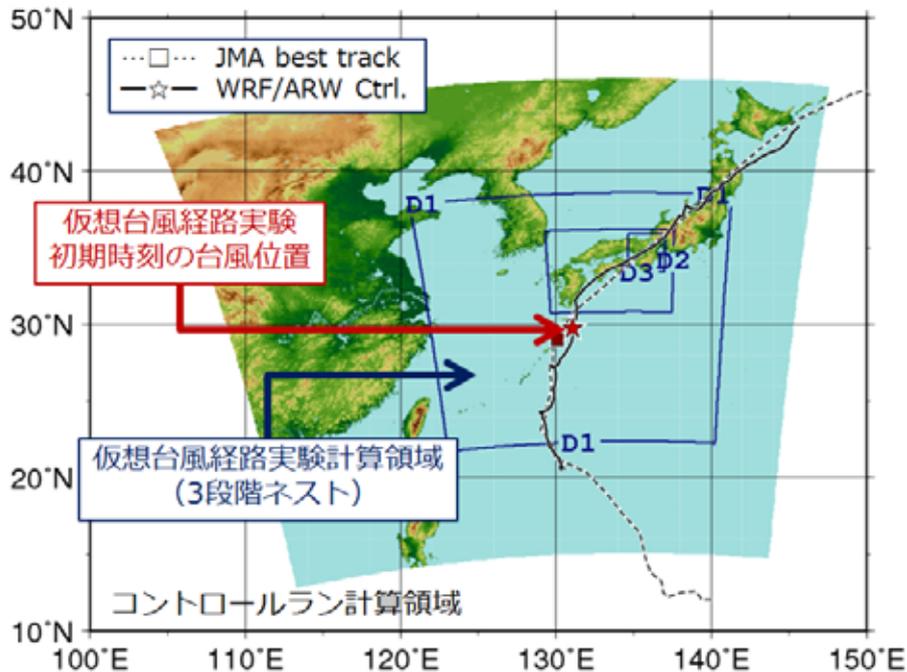


図3 T7916号の経路とコントロールランの結果、及び計算領域。地図の描かれている範囲が再現実験(コントロールラン)を行った領域、D1, D2, D3は仮想台風実験を行った領域を示し、それぞれの領域での解像度は10km, 5km, 1kmとした。赤い星印が台風位置を移動させる基準位置である。

まず、この台風の再現実験(コントロールラン)を行った。コントロールランの結果は図中に実線で示してある。破線で示した気象庁の解析結果と比べると経路に若干のずれはあるが、ほぼ解析された経路に沿って移動している。

次に、図中に赤い星印で示した位置に台風が到達した時刻(1979年9月29日12UTC)で渦位逆変換法を適用し、台風位置を10km間隔で移動させた仮想台風実験を行った。これらの結果は、図4にまとめて示す。

図4には、全部で509例実施した仮想台風実験の全ての経路を示してある。赤い星印で示した地点に中心を持つ台風を、赤枠で示した範囲で移動させたものを初期値として計算を行った。509例のそれぞれのケースについて、台風が日本の東海上に抜けるまで計算を行っているが、この図では近畿地方を通り過ぎるまでの結果を拡大して示してある。

それぞれの経路は、台風中心がその地点に合ったときの中心気圧(海面校正気圧)で色分けしてある。台風中心が海上を移動している間は比較的強い強度が保持されているのに対して、台風が上陸すると急速に弱まる(中心気圧が高くなる)様子が、きれいに現れている。

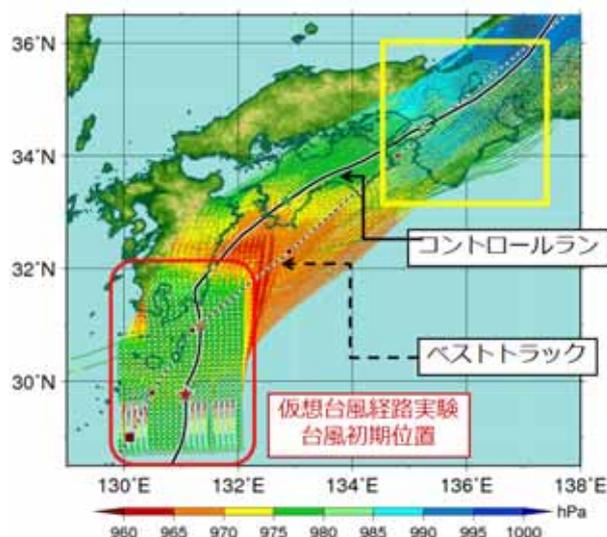


図4 仮想台風経路計算で得られた経路と中心気圧

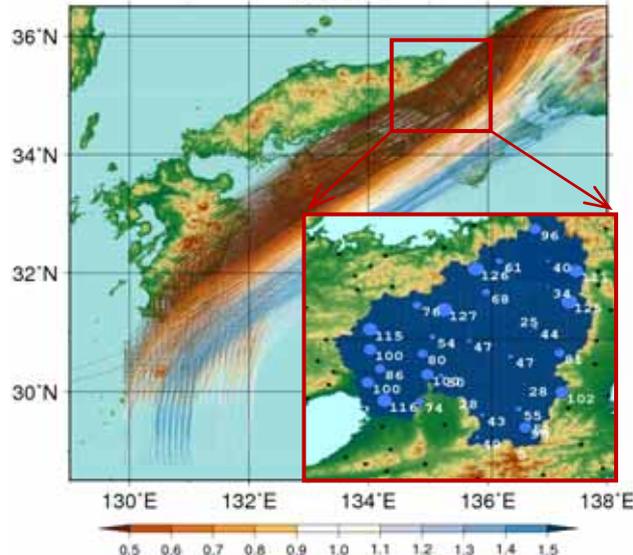


図5 台風進路とRとの関係。右下図は淀川水系流域（青色の地域）の観測地点における積算降水量。

さて、このようにして得られた509ケースのそれぞれについて淀川水系への影響を次に調べていく。まず、淀川水系における積算降水量を調べてみよう。淀川水系に於ける任意の観測地点における積算降水量を  $P_{obs}$ 、仮想台風実験の格子点の値から逆距離加重平均で求めた観測地点での積算降水量を  $P$  として、

$$R = \sum_n \frac{P}{P_{obs}}$$

を求める。ここで、 $n$  は流域内にある観測点を表す。 $R$  が1に近ければ観測値とシミュレーションが良く合っていることを示し、 $R$  の値を最大とするような台風の進路が「最悪のルート」となる。

図5に仮想台風計算による台風進路とRの関係を示す。ベストトラックよりも南東側を北東心する進路を境に、それよりも北西側を通る進路で  $R < 1$  であり、逆に南東側を通る進路で  $R > 1$  となっている。前者では台風が九州や四国に上陸するため勢力が弱まった状態で近畿地方に接近するのに対して、後者では海上を進むことにより強い勢力を維持したまま近畿地方に接近し、また海上のより湿潤な空気を近畿地方へもたすためと考えられる。

次に積算降水量を最大とする事例 ( $R = 1.51$ ) について、少し詳しく調べる。 $R_{max}$  は1.51であった。 $R \sim 1$  と  $R_{max}$  の事例における積算降水量の空間分布を図6に示す。 $R \sim 1$  の進路はベストトラックと比べて50kmほど南にシフトした進路であった。また  $R_{max}$  の進路、すなわち最悪のルートはさらに南にシフトした進路であり、紀伊半島に上陸して熊野灘を北東進した。両者を比較すると、積算降水量の分布は単に台風の進路を基準にして移動させた分布にはならず領域気象モデルにおける物理的整合性を介して得られたものであることがよくわかる。また、観測地点毎で計算値と観測値との差をとると、 $R \sim 1$  の場合でも  $R_{max}$  の場合でも、流域内で観測値よりも多い地点もあれば少ない地点もあることがわかる。

積算降水量と同様に最大時間降水量と最大地上風速について調べてみた結果を図7に示す。 $R_{max}$  はどれも1.5程度であり、降水だけでなく風についてもおおむね妥当であることが確認できた。一方、 $R_{max}$  を与える最悪のルートは、積算降水量、最大時間降水量、最大地上風速の3者において、それぞれ少しずつ異なることが確認できた。

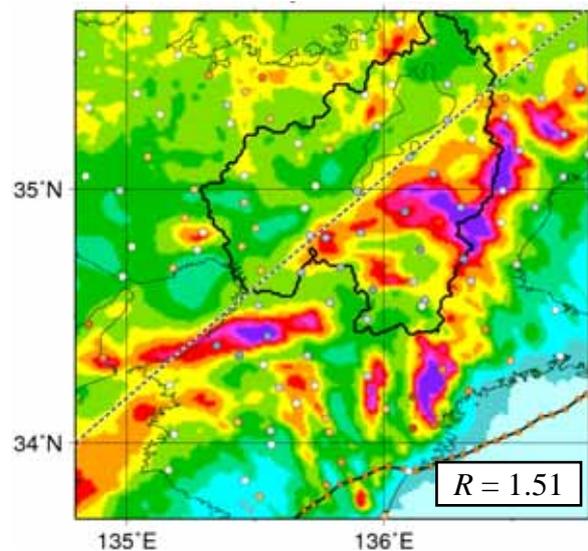
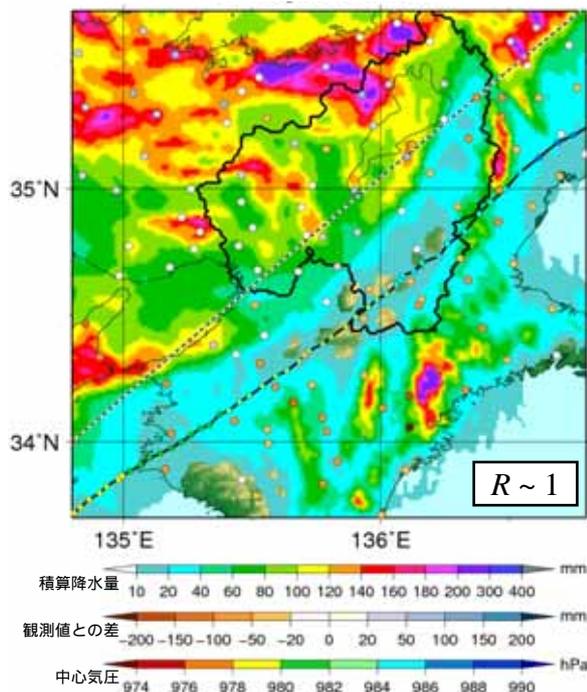


図6  $R$ が最大(右図)と $R \sim 1$ (左図)の台風の進路(実線) ベストトラック(破線) 積算降水量の空間分布(カラーシェード)。印は観測地点を示し、その色は計算結果 - 観測値の大きさを示す。太実線で囲まれた地域が淀川水系の流域。

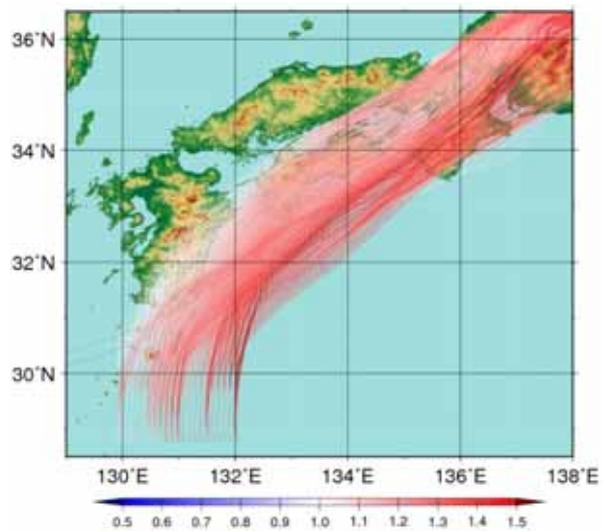
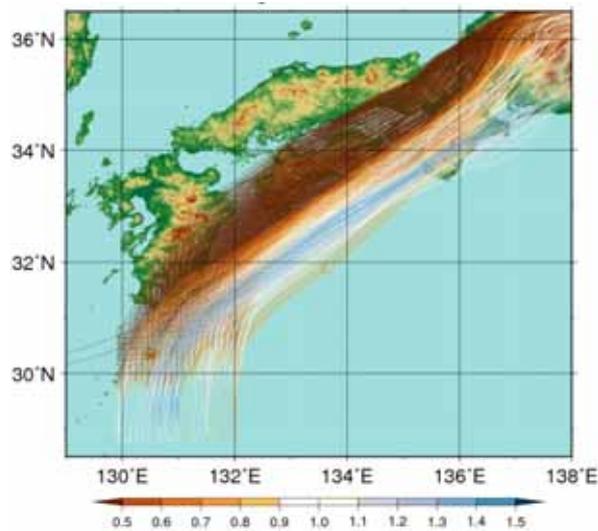


図7 図 -4-3 と同じ。ただし最大時間降水量(左図)と最大地上風速(右図)。

## (2) 海面温度に温暖化バイアス加えた時の最悪ケース

温暖化バイアスを加えた結果について報告する。台風の強さは、エネルギー供給源である海面温度に大きく影響される。そこで、温暖化時のシミュレーションでは、海面温度に温暖化バイアス(現在気候の海面温度と温暖化環境化での海面温度の差を上乗せした海面温度を与え、前節と同じように多数の仮想台風を計算し、最悪ケースを求める。

温暖化バイアス算出では、IPCC4 に用いられた世界各国の温暖化予測モデルの結果(CMIP3 データ・アーカイブ)から、A1B シナリオにおけるモデル平均の値を用いた。

図8 に温暖化実験で得られた積算降雨の最悪ケースと1時間降雨の最悪ケースを示す。これらの最悪値を与える時の台風経路はよく似ており、いずれも紀伊半島の南東側をほぼ海岸に沿うように北東ないし東北東進するコースとなっている。総降水量では、T7916の2倍以上、最大時間降水量では1.7倍が計算されている。

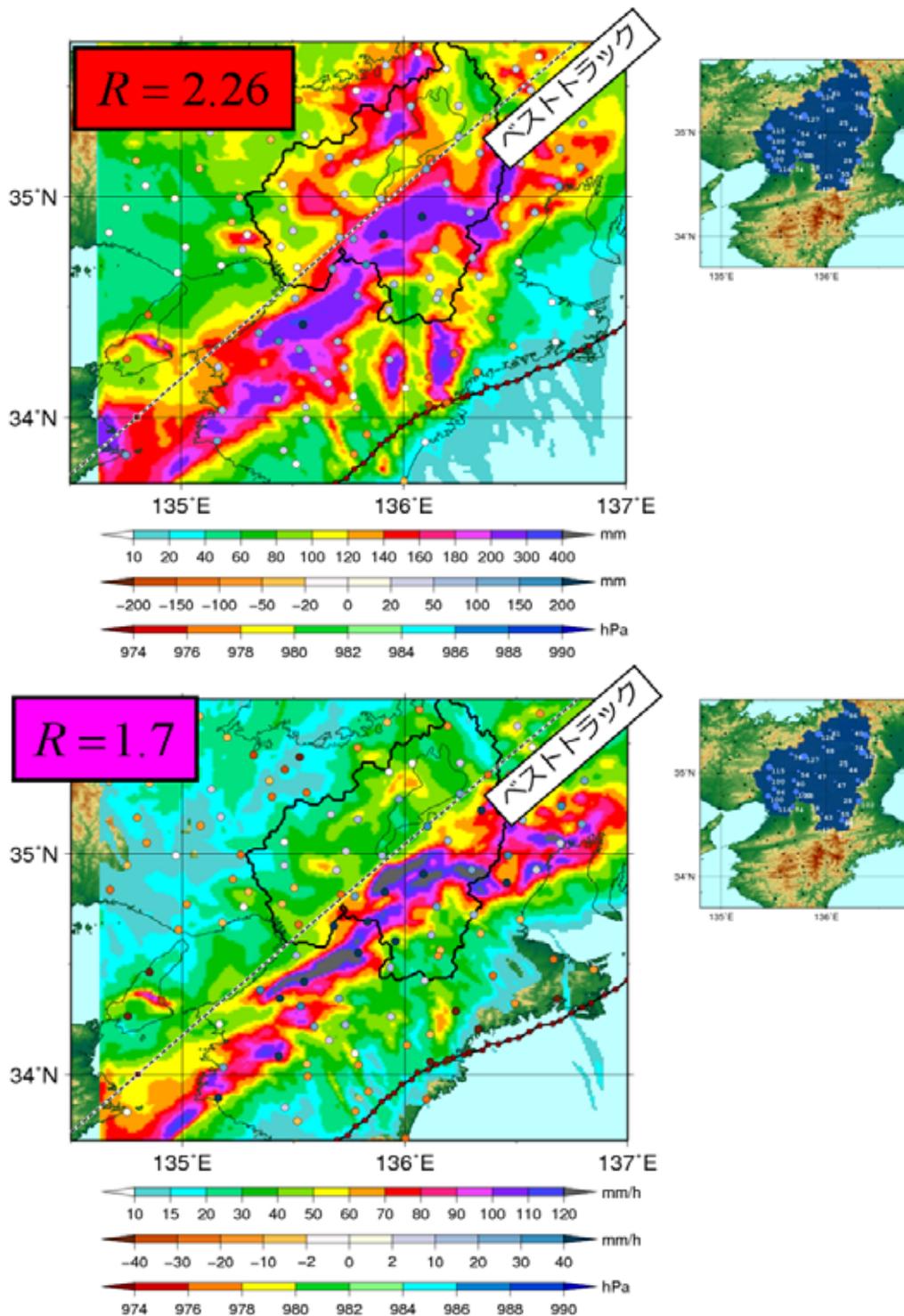


図8 疑似温暖化実験で得られた積算雨量に関する最悪ケース(上図)及び1時間雨量に関する最悪ケース(下図)。

[平成23年度の成果]

## T7916 号の極端事例に関する河川流出・洪水計算、及び淀川流域で発生する集中豪雨の極端事例計算

広域流域レベル（例えば、淀川流域 8240 km<sup>2</sup> 程度）で、降雨流出過程、内水・外水氾濫過程を区別なく統一的に追跡できるモデル（以後、分布型降雨流出・洪水氾濫（DRR/FI）モデルと呼ぶ）を開発した。前年度実施した T7916 の極端事例とその温暖化極端事例の降水を入力とした数値計算を行った結果、枚方での流量最大値は現在最悪で 4107m<sup>3</sup>/s、将来最悪で 25322 m<sup>3</sup>/s となる、また最大水位は、現在最悪降雨で 7.55m、将来最悪降雨で 15.0m になる、という結果を得た。

### (1) 淀川流域流出・氾濫モデル

分布型降雨流出・洪水氾濫モデル（DRR/FI モデル）を淀川流域に適用する（図-9）。この分布型モデルでは流域内堤内地の水流動は二次元浅水流方程式で追跡し、河道流は一次元不定流方程式で追跡する。堤内地と河道網の間では流入・溢水などにより水が交換する。ダム位置（赤丸）で洪水防御のための操作ルールをモデルに組み込み、ダム位置及び水位・流量観測所（青三角）において観測水位・流量を計算値と比較しモデルの検証を行った。

#### a. 河道網と堤内地の結合

河道網と堤内地の結合手順の模式図を図-10 に示す。国土数値情報からダウンロードした「流路（線）」は、緑線で図-1 に示されている。これが実際の河道網である。ここで開発する DRR/FI モデルではまずこのベクトルデータを GIS によりラスタ化する（図-10 灰色部）。この際、座標系には世界測地系ユニバーサルメルカトル図法（UTM）を用いる。この座標系では淀川流域は第 53 帯で定義される。モデルでは実際にはラスタ河道網の中心点を結んだ図中白色河道網（白丸を結んだ白線）で一次元不定流解析を実施する。

堤内地では、黒色節点（黒丸）を標高・土地利用などの定義点とする直交格子で図-9 の淀川流域全体を覆い二次元直交格子とし、各節点で二次元浅水流方程式により水流動を追跡する。河道網の中心節点（白丸）と二次元格子の節点（黒丸）は同じ位置で定義され、二つの節点が重なる位置で堤内地から河道網、河道網から堤内地へ越流公式に基づいて水の交換が行われる。越流公式では潜り越流と完全越流を区別し、本稿については第一段階として、淀川本川については堤防高を考慮した形でこの越流公式を用いる。本川以外では今回は堤防高は考慮していない。今後、データが存在する場合には徐々に改善していく予定である。また、本稿の検証例では破堤は生じていないので、氾濫流の戻り流れについて

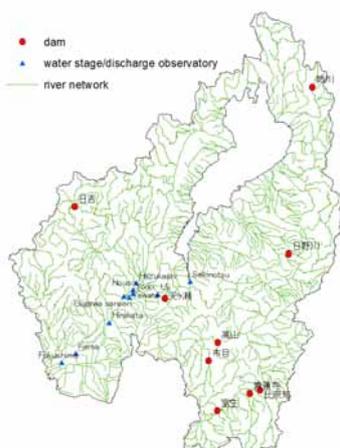


図-9 淀川流域河道網と洪水調節ダム及び水位・流量観測所位置

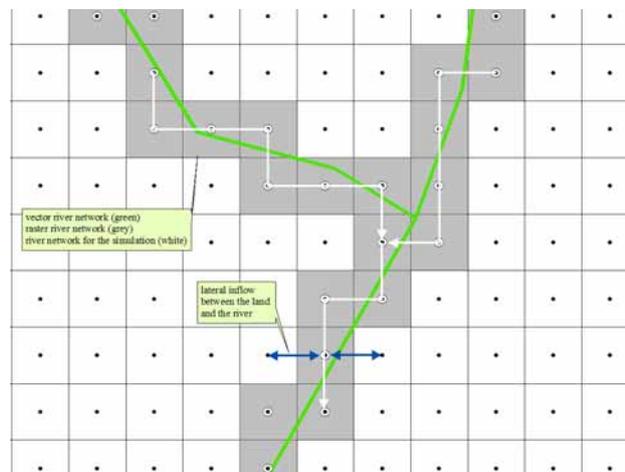


図-10 1次元河道網と二次元堤内地直交格子結合関係の模式図

は考慮していない。本稿のモデルでは、二次元格子節点数が  $427 \times 565 = 241255$ 、一次元河道網の節点数が 23977 である。

#### b. 河床標高の設定

河道網の各節点で河床標高を設定するために、国土地理院が作成した基盤地図情報（数値標高モデル）の 10 m メッシュ標高データを用いる。250 m 河道メッシュに含まれる 10 m メッシュ標高データを抽出し、それらの平均値を算出して、そのメッシュの標高値とした。なお、本研究では河道端点ごと（それぞれの河道区分の上流端，下流端）に河床標高を算定し、それ以外の端点間の河床標高は、上流端，下流端標高値を用いて線形内挿値で定義した。観測値がないにも関わらず河床標高を複雑に設定すると計算が不安定になるためこの処理を実施する。

#### c. 河道幅の設定

川幅は、河道合流点間を一区間として、この区間ごとで河道の占有面積に基づき算定した。この算定方法は、川幅を直接的に評価するものではないが、平均的な川幅を算定するには十分であると考えられる。具体的には

国土数値情報の流路（線）を河道中心線とし、この線に沿って 20 m 間隔でポイントを作成する。

これらのポイントごとに半径 125 m の円を作成し、その円に含まれる河岸ポリゴン（国土地理院基盤地図情報：縮尺レベル 25000 の水涯線）の左右両岸距離（ $L_1$ ， $L_2$ ）の平均  $L_{mean}$  を算定する。さらに、その円に含まれる河川ポリゴンの面積  $S$  を算出する。これらを用い、 $w = S / L_{mean}$  によりポイントごとの平均川幅  $w$  を算定する。

合流点で区切られる河道区分（ID1, ID2, ..., ID<sub>i</sub>, ...）それぞれに対して、その河道区分の平均川幅を  $\bar{w}_i = \text{mean}(w_{i1}, w_{i2}, \dots, w_{in})$  で算定する。

さらに、この方式で計算できない河道区分（例：山地などにおいて、水涯線ポリゴンが無いエリア）の平均川幅については、すべて 10 m として川幅を与える。

ただし、淀川本川については木津川，桂川，宇治川 3 川合流地点から河口まで、実測複断面河道データから水深と径深，通水断面積，川幅の関数を作成しこれをモデルに組み込んだ。今回は枚方地点の河道断面を試行的に代表断面として、全区間について組み込んでいる。

#### d. 河道網の一次元不定流計算

河道流は一次元不定流解析により追跡する。連続式と、抵抗則に Manning 公式を用いた St. Venant 式を適用する。

連続式：

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_{in/out}^{Dike} \quad (1)$$

運動量方程式：

$$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} = s_0 - \frac{n^2 u |u|}{R^{4/3}} \quad (2)$$

$$q_{in/out}^{Dike} = 0.35 h_1 \sqrt{2gh_1} \text{ or } 0.91 h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} \quad (3)$$

ここに  $A$  は河道での流水断面積， $Q$  は河道内流量， $q_{in/out}^{Dike}$  は  $x$  方向の単位長さあたり横流入出量（流入が正）， $g$  は重力加速度， $u = Q/A$  は断面平均流速， $s_0$  は水路床勾配， $n$  はマンニングの粗度係数， $R$  は径深である。式(3) は越流公式で， $h_1$ ,  $h_2$  は，河道水深あるいは河道

位置堤内地水深から，河道水深の場合は堤防高，堤内地水深の場合は堤内地地盤高から堤防天端までの鉛直距離を指し引いた値で， $h_1$ の方が大きい方の値である．本稿では，淀川本川については堤防高を考慮した．式(3)の第一式が完全越流，第二式が潜り越流となる．越流公式については3)を参照されたい．数値計算には特性曲線法を用いる．

e. 堤内地の二次元氾濫計算

堤内地の氾濫解析には2次元浅水流方程式を用いる．

連続式：

$$(1-\phi)\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = \sum \frac{q_{in/out}^{Dike} \cdot Dx^{Dike}}{A^{Cell}} + (rain - rainLoss) + q_{add} \quad (4)$$

$$\text{運動量方程式：} \quad \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial uM}{\partial x} + \frac{\partial vM}{\partial y} = -gh\frac{\partial H}{\partial x} - gn^2u\frac{\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1/3}} \quad (5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial uN}{\partial x} + \frac{\partial vN}{\partial y} = -gh\frac{\partial H}{\partial y} - gn^2v\frac{\sqrt{u^2+v^2}}{h^{1/3}} \quad (6)$$

ここに  $h$  は水深， $\phi$  は建物占有率で2次元格子セル面積  $A_{Cell}$  (250m × 250m) 中の建物の割合， $M = uh$ ,  $N = vh$  で  $M$ ,  $N$  は流量フラックス， $u$ ,  $v$  はそれぞれ  $x$  方向， $y$  方向の流速， $H$  は水位である． $DxDike$  は一次元河道計算の節点間距離 (250m) で，式(4) 右辺第一項は，2次元格子セルと対応河道節点での水交換の総和を記述している， $rain$  はレーダ・アメダス解析雨量 (mm/hr から m/s に変換: 解像度 1km を 250m に内挿)， $rainLoss$ ,  $q_{add}$  については、以下本節の f. g. で説明する． $h$ ,  $M$ ,  $N$  を千鳥格子状に配置し (staggered grid)，時間方向差分には陽的解法の Leap frog 法を用いる．

上記の定式化は，従来，流量でキャリブレーションしてきた分布型降雨流出モデルを直接観測値である水位でキャリブレーションすることを可能とするモデル構成である．水位観測の方が流量観測より容易であること，行政の整備する流量は水位 流量曲線から得られた換算値であることが多いこと，また一般には水位ピークと流量ピーク時刻は異なることなどが常識的に知られていることから，最終的には水位でモデルパラメタを同定することを目指す．

DRR/FI モデルで入力とした地盤標高，河道網河道幅 (淀川本川については 2.(3) ~ によるものである)，土地利用分布，建物占有率分布を図-11 ~ 図-14 に示す．

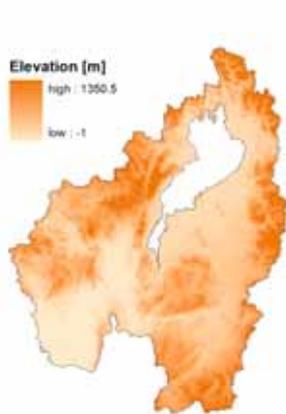


図-11 淀川流域土地標高

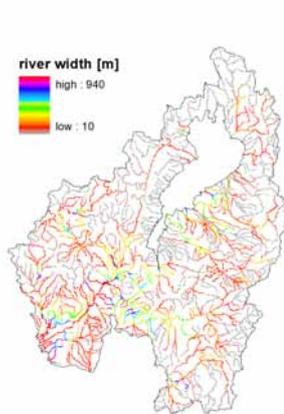


図-12 淀川河道幅

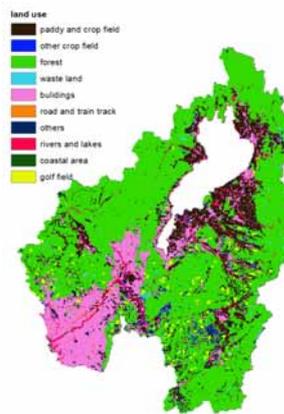


図-13 土地利用分布

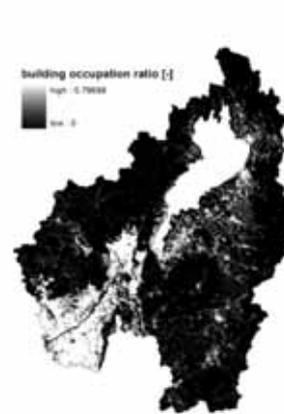


図-14 建物占有率の分布

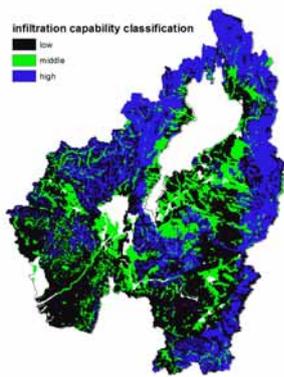


図-15 土壌浸透能分類

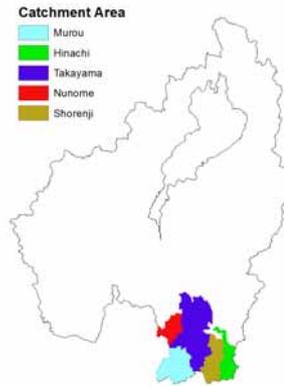


図-16 木津川流域界

#### f. 表面流の発生条件

「樹幹遮断等 + 浸透能 =  $rainLoss$ 」を  $rain$  から差し引き入力降雨とした (式(4)).  $rainLoss$  はパラメタとして観測値が存在する地点で計算・観測流量が合致するように与える. ここでは, 特に国土交通省<sup>10)</sup>を参考に土壌の種類に従い, 浸透能を高・中・低に分類した (図-15). データ欠測の場合, 浸透能を中とした. 土地利用形態により  $rainLoss$  を与え, 次に土壌浸透能 (3 分類) に従い空間分布を与える.

#### g. 雨水で地下浸透するが最終的に河道に戻る分の扱い

降雨の一部は地下へ浸透し, 地表面に再流出したり, 河道に直接流出したり, 下水道網を通じて河道に排水される. これらの現象を物理的に追跡しようとする, 解像度 250m では再現できないことも多いと考えられる. したがって, 地下現象についてはタンクモデル的取扱いをする. 具体的には各計算節点で降雨強度に線形比例する  $q_{add}$  を算定し, これを式(4)右辺に追加する. 地下構造の把握が容易でないことに加え, 地下空間や亀裂などがあると地下での水流動形態が変化するため, このように河道に戻る全量を表流水計算空間で空間平均的に割り振って考えることにする. 定式化は以下のものである.

$$\text{If } (rain < rainLoss) \quad q_{add} = a * (rain / rainLoss)$$

$$\text{If } (rain > rainLoss) \quad q_{add} = a * (rainLoss / rainLoss) = a$$

ここに  $a$  と  $rainLoss$  は同定が必要なパラメタで  $a$  は係数である. シミュレーションで用いた  $a$ ,  $rainLoss$  の値を表-1 に示す. 今回は, 木津川流域以外は統一的な値で比較的良い再現性を示したが, 木津川流域では流量が過大になったため, 比奈知, 青連寺, 室生, 布目, 高山ダム流域で別々のパラメタ値を与えることとした (図-16).

#### h. ダムモデル

比奈知, 青連寺, 室生, 布目, 高山, 日吉, 天ヶ瀬, 日野川, 姉川ダムの位置にそれぞれのダムによる洪水調節操作を組み込んだ. 具体的には, 各ダムでの制御開始洪水流量を設定しこれを超えた場合, 余剰流量をダムで貯留し (ピークカットを実施し), 流入流量が洪水流量を下回った後は, 余剰流量が放流完了されるまでは一定量 (洪水流量相当) の放流を継続するとしてモデル化を行った. 各ダムのパラメタを表 1 に示す.

流域名	森林	都市	その他	$a$ [mm/hr]
全体	57, 59, 60	30, 35, 40	40, 45, 50	8.5
高山ダム	59, 61, 63	20, 30, 40,	59, 61, 63	8.5
室生ダム	59, 61, 63	57, 59, 61	60, 61, 63	8.5
比奈知ダム	61, 63, 66	59, 61, 63	59, 61, 63	8.5
布目ダム	61, 63, 66	61, 63, 66	61, 63, 66	8.5
青連寺ダム	63, 65, 68	63, 65, 68	61, 63, 66	8.5

これらのモデルは, 2009年10月8~9日に淀川流域で発生した洪水時のデータを用いて検証を行った.

### (3) 疑似温暖化実験による極端台風例に基づく最悪洪水被害推定

分布型モデルに仮想台風実験により推定された最悪降雨場を入力し、淀川本川枚方地点での水位・流量および淀川流域堤内地における内水浸水を推定した。前年度に石川らが実施した1979年台風16号を対象とした現在最悪ケース、前節で示した将来最悪ケースで得られた時間雨量を分布型モデルに入力して計算を実行した。推定された淀川計画基準点である枚方での流量・水位計算結果をそれぞれ図-19、図-20に示す。なお、図-17には本稿で定義した枚方上流域、また図-18にはこの降雨場の枚方上流域での流域平均雨量を示す。

図-15からわかるように、現在最悪降雨場での最大時間雨量は28.8mm/hr、将来最悪降雨場では44.8mm/hrである。これらの降雨を入力して推定した枚方での流量最大値は図-19に示すように現在最悪で4107m<sup>3</sup>/s、将来最悪で25322 m<sup>3</sup>/sとなった。枚方地点での基本高水流量は17000 m<sup>3</sup>/s、計画高水流量は12000 m<sup>3</sup>/sである。ただし、ここではダムの貯水量に上限はなく、したがってただし書き操作は実施されない設定としている。また、淀川本川以外に溢水は発生させない。つまり、実際には淀川本川で計算された状況になる前に、上流のダムや、他の主要河川で何らかの水災害が生じる可能性は十分にあることに留意されたい。水位を計算した結果(図-20)、現在最悪降雨で最大水位は7.55m、将来最悪降雨で15.0mとなった。計画高水位は13.23mである。一般的には計画高水位を超えた時点で破堤が発生するという想定をする場合が多いが、本稿では破堤はさせていない。

瞬間最大内水浸水深の分布を現在最悪降雨については図-18に、将来最悪降雨については図-22に示した。図-21では10cm以下の内水浸水が主だがこれらは実際には1cm～3cm程度であり、この内水による浸水深が将来最悪降雨では20cm～1mになることが推定された。

実地においては、最悪状況の予測計算だけでなく、上流下流の河川整備の状況なども踏まえた最悪の災害発生シナリオを複数考える必要があると思われる。シナリオ作成については行政や地域住民との協力が不可欠であると思われる。本稿の成果はこうした検討の基礎になると考える。



図-17：本稿での枚方上流域(水色部)

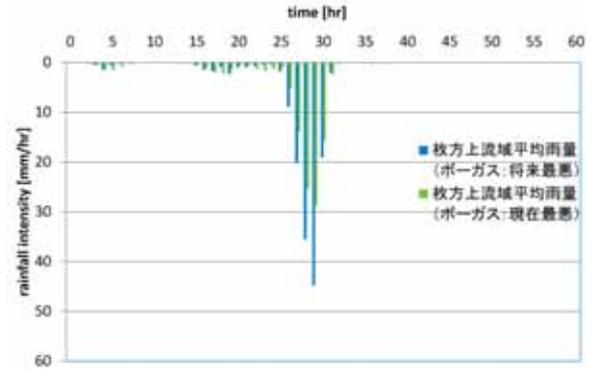


図-18：枚方上流域での流域平均雨量ハイトグラフ

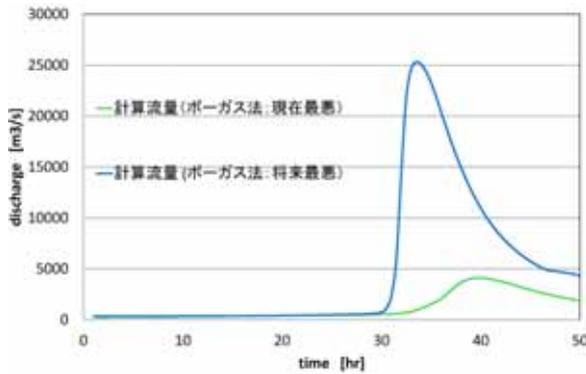


図-19：枚方での流量ハイドログラフ

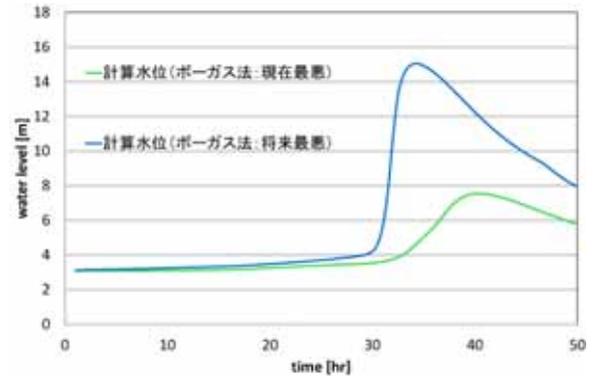


図-20：枚方での水位ハイドログラフ

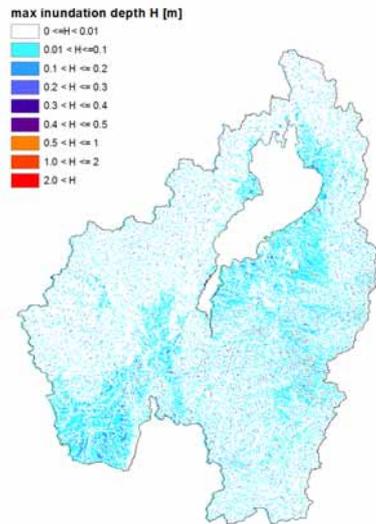


図-21：降雨（現在最悪）での内水浸水深分布

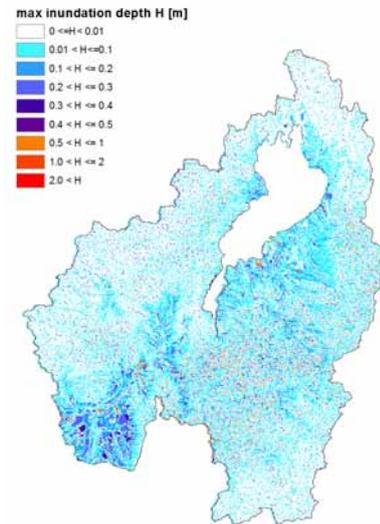


図-22：降雨（最悪将来）での内水浸水深分布

## 今後の課題・展望

本研究では、当初目的の中に、降水と高潮との相乗効果が生まれるような台風事例仮想現実降雨の作成、ジェーン台風や第2室戸台風を例題とした最悪事例の作成、集中豪雨を例題とした最悪事例の作成なども、行うこととなっていた。高潮との相乗効果に関してはT7916の事例では台風コースが高潮をもたらしやすい西側へシフトすると淀川の流域降水量が減少するため、高潮と洪水の複合災害を発生させるような事例はみつからなかったが、逆にこのような事例が生じにくいことが示唆された（平成22年度成果）。

平成23年度には、ジェーン台風、第2室戸台風の再現を試みたが、うまく再現できなかった。これは、メソスケールモデルを実行するのに用いる客観解析データに関して、空間解像度が高いデータを用いることができなかったためである。気象庁では、JRA55というプロジェクトで、1958年以降に関しては空間解像度およそ60kmの再解析データを作成中である。これを用いれば、少なくとも狩野川台風以降の事例に関しては最悪ケースの探索や、温暖化バイアスの算出、これを用いた流出計算を行うことが出来るようになる。

この研究では、科学的根拠（数値モデル）に基づき「このようなことも起こりうる」という仮想事例を作成した。しかし、「ここでいう可能最悪事例の生起確率は？」と問われると、個々の事例発生の再現期間は算出できないというしかない。したがって、本研究の成果を、そのまま河川整備計画に反映すべきものではない。しかし、統計的手法で見積もられる流域雨量に関して、それをもたらすような事例の仮想現実事例を知っておくことは、対応を考える上で重要なことである。特に、ハードウェア面での河川整備を越えるような洪水が発生した場合の対応を考える場合には、仮想現実に基づいて必要なソフトウェア的な対応を考えていく必要があり、本研究で開発した手法はこのような目的にも貢献できる。