

# 水田灌漑卓越流域の水循環モデル開発に関する研究

吉田 武郎

# 目次

要旨	xii
Summary	xv
変数・定数名の一覧	xx
<b>第 1 章 序章</b>	<b>1</b>
1.1 研究の背景	1
1.2 既往の研究	1
1.2.1 分布型流出モデルの開発・応用に関する研究	1
1.2.2 水田水利用と流域水循環の相互関係評価に関する研究	2
1.2.3 水田の管理状況と流出特性に関する研究	3
1.2.4 積雪・融雪過程のモデル化に関する研究	4
1.2.5 低平地の氾濫湛水過程のモデル化	4
1.3 目的と方法	5
1.4 論文の構成	5
<b>第 2 章 流域水循環モデルの基本構造と開発のポイント</b>	<b>6</b>
2.1 はじめに	6
2.2 流域水循環モデルの基本構造	6
2.2.1 流出モデル	6
2.2.1.1 グリッドセル単位の貯留や水移動	6
2.2.1.2 地表流発生量の算定	8
2.2.1.3 斜面・河道流の追跡法	9
2.2.2 作付時期・面積推定モデル	9
2.2.3 実蒸発散量推定モデル	10
2.2.4 水田水利用モデル	10
2.3 流域水循環モデルの開発ポイント	12
2.4 小括	12
付録：基準蒸発散量の計算	13

<b>第 3 章</b>	<b>広域水田灌漑地区の用水配分・管理モデルの実装による流域水循環のモデル化</b>	<b>14</b>
3.1	はじめに	14
3.2	用水配分・管理モデルの構造	14
3.2.1	貯水池からの放流量の推定方法	14
3.2.1.1	利水放流量	15
3.2.1.2	満水放流量	16
3.2.2	広域灌漑地区における用水配分過程のモデル化	16
3.2.2.1	水利施設データベースを用いた用水系統の抽出	16
3.2.2.2	取水量の推定と用水配分過程のモデル化	17
3.3	対象流域の概要	18
3.3.1	流域の地形・地質と気候	18
3.3.2	流域内の水利施設と農業水利用	18
3.3.3	必要な入力データの収集と処理	19
3.4	結果と考察	22
3.4.1	河川流量を用いたモデルの検証	22
3.4.2	貯水池運用モデルの組み込みによる流況の変化	23
3.4.3	用水配分・管理モデルによる農地水循環の推定	24
3.4.4	広域水田灌漑地区からの河川還元率の推定	25
3.5	小括	28
付録	流域水循環モデルによる解析結果	30
	高田地点のハイドログラフ	30
	取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点）	32
	灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点）	35
<b>第 4 章</b>	<b>暖地積雪流域における積雪・融雪モデルの構築と流域水循環モデルへの統合</b>	<b>38</b>
4.1	はじめに	38
4.2	熱収支に基づく分布型積雪・融雪推定モデルの構築	38
4.2.1	熱収支法による融雪量の推定	38
4.2.1.1	地形を考慮した短波放射量の推定	39
4.2.1.2	日照率を用いた長波放射収支の推定式	41
4.2.1.3	顕熱・潜熱輸送量の推定	41
4.2.2	衛星画像を用いた顕熱・潜熱輸送パラメータの空間分布の推定	41
4.3	対象流域における冬季降水量の特徴	42
4.3.1	関川流域の概要	42
4.3.2	冬季降水量に関する資料の収集	44
4.3.2.1	降雪量の広域分布の推定	44
4.3.2.2	積雪水当量実測データの収集	45
4.3.2.3	衛星画像からの雪線の抽出	45
4.4	結果と考察	46

4.4.1	顕熱・潜熱輸送パラメータの空間分布の推定結果	46
4.4.2	積雪水当量の実測値と計算値の比較	47
4.4.3	積雪・融雪モデルの組み込みによる河川流量の推定	51
4.5	小括	51
付録		53
	全観測地点での解析結果（池の平地区）	53
	全観測地点での解析結果（頸城地区）	56
	全観測地点での解析結果（妙高地区）	61
	全観測地点での解析結果（飯山地区）	64
	積雪・融雪期のハイドログラフ	66
<b>第5章</b>	<b>流域水循環のモデル化における低平河川からの氾濫過程の導入</b>	<b>68</b>
5.1	はじめに	68
5.2	低平地氾濫現象のモデル化と流域水循環モデルへの組み込み	68
5.2.1	低平地氾濫過程のモデル化	68
5.2.1.1	遊水池型氾濫モデルによる氾濫域の推定	68
5.2.1.2	氾濫域からの排水の定式化	69
5.2.2	分布型水循環モデルへの氾濫過程の導入	69
5.3	流域の概要	70
5.3.1	対象流域における氾濫の特徴	70
5.3.2	資料の収集	71
5.3.2.1	水文・気象資料の収集と処理	71
5.3.2.2	地形データの収集	72
5.3.2.3	衛星画像を用いた氾濫域の推定	73
5.4	結果と考察	74
5.4.1	実流域への適用条件	74
5.4.2	氾濫過程導入前の河川流量の推定	75
5.4.3	氾濫を考慮したモデルによる水循環過程の再現	75
5.5	小括	79
付録		80
	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点）	80
	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋地点）	82
<b>第6章</b>	<b>中山間水田が卓越した流域における短期流出過程のモデル化</b>	<b>84</b>
6.1	はじめに	84
6.2	試験流域の選定と水文観測	84
6.2.1	試験対象地域の概要	84
6.2.2	耕作放棄の進行度合いからみた試験流域の選定	85
6.2.3	水文観測およびデータ解析方法	90



6.2.3.1	試験流域における水文観測	90
6.2.3.2	ピーク流出係数の算出	90
6.2.3.3	直接流出量の分離	91
6.3	水田管理の違いに着目した流出特性の比較	92
6.3.1	直接流出率の比較	92
6.3.2	ピーク流出係数の比較	92
6.3.3	流域保留量の比較	94
6.3.4	耕作放棄に伴うピーク流出係数・直接流出率の変化	95
6.4	中山間水田卓越流域の流出現象のモデル化	96
6.4.1	耕作・放棄水田の流出過程のモデル化	97
6.4.1.1	耕作水田の流出過程	97
6.4.1.2	耕作放棄水田の流出過程	97
6.4.1.3	耕作・放棄水田でのパラメータ設定	97
6.4.2	短期流出計算における初期値の設定	98
6.4.3	試験流域における適用方法	98
6.5	試験流域へのモデル適用結果とその考察	100
6.5.1	異なる計算時間単位による計算結果の比較	100
6.5.2	短期流出事象の計算結果とその特徴	100
6.5.3	長期流出計算から抽出した短期流出計算用の初期条件	105
6.5.4	初期乾湿条件の違いから見た短期流出特性	110
6.6	小括	110
	付録：イベントごとのハイドログラフ	112
<b>第7章</b>	<b>終章</b>	<b>121</b>
7.1	結果のまとめ	121
7.2	結論と今後の展開	122
	参考文献	124
	謝辞	130

# 目次

2.1	グリッドセル内の雨水貯留・流出構造	7
2.2	用水配分・管理モデルを統合した流域水循環モデルの構造（図中の数字は本論文の章番号を表す）	11
3.1	用水配分・管理モデルを構成する要素とモデルの概念図	15
3.2	灌漑地区内での用水配分過程と河道への流出成分の関係	18
3.3	関川流域のグリッドセル分割と水文・気象データ観測地点	19
3.4	関川下流域における主要水利施設と土地改良区の受益地の関係	20
3.5	関川下流域における灌漑地区と水利施設群の関係	20
3.6	笹ヶ峰ダム	21
3.7	板倉頭首工	21
3.8	高田地点における計算・実測流量の比較（2006年）	23
3.9	用水配分モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2006年5～9月）	23
3.10	笹ヶ峰ダム貯水量の計算値・実測値の比較（2002～2003年）	24
3.11	笹ヶ峰ダムの流入量・放流量の計算値と貯水池運用モデルの有無による板倉頭首工地点の計算流量の変化（2005年）	25
3.12	板倉頭首工から取水する灌漑地区における農地水循環を構成する諸量の推定	26
3.13	板倉地区における流入・還元地点	27
3.14	灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2006年5～9月）	27
3.15	板倉地区の河川還元率の年変化	28
3.16	高田地点における計算・実測流量の比較（2003年）	30
3.17	高田地点における計算・実測流量の比較（2004年）	30
3.18	高田地点における計算・実測流量の比較（2005年）	31
3.19	高田地点における計算・実測流量の比較（2006年）	31
3.20	高田地点における計算・実測流量の比較（2007年）	31
3.21	取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2002年5～9月）	32
3.22	取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2003年5～9月）	32
3.23	取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2004年5～9月）	33
3.24	取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2005年5～9月）	33
3.25	取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2006年5～9月）	33

3.26	取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2007年5～9月）	34
3.27	（高田地点，2002年5～9月）	35
3.28	灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2003年5～9月）	35
3.29	灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2004年5～9月）	36
3.30	灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2005年5～9月）	36
3.31	灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2006年5～9月）	36
3.32	灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2007年5～9月）	37
4.1	関川流域における1月1日の受光係数の分布	40
4.2	関川流域の概略と積雪水当量の定期観測点の位置	43
4.3	神室型スノーサンプラーによる積雪調査	43
4.4	分割した地帯ごとの積雪水当量の高度分布（2006年2月）	45
4.5	標高に対する $k_{sl}$ の分布と最大・最小値（白丸は除外したデータ）	46
4.6	衛星画像の冠雪域から推定された $k_{sl}$ の空間分布（白く囲まれているグリッドセルが衛星画像から消雪日を得た地点）	47
4.7	頸城地区における積雪水当量の観測値と計算値の比較	48
4.8	池の平地区の全観測地点の積雪水当量の計算値・観測値の比較	49
4.9	池の平要地点（Fig.4.15中の2410）の積雪水当量，累加融雪量の時間変化	49
4.10	妙高地区における積雪水当量の観測値と計算値の比較	50
4.11	関温泉地点（Fig.4.15中の2813）の積雪水当量，累加融雪量の時間変化	50
4.12	飯山地区における積雪水当量の観測値と計算値の比較	51
4.13	積雪・融雪期における観測・計算流量の比較（2004年12月～2005年5月）	52
4.14	積雪・融雪期における観測・計算流量の比較（2005年12月～2006年5月）	52
4.15	積雪水当量の定期観測点の位置と地点番号	53
4.16	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点2411）	53
4.17	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点2412）	54
4.18	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点2313）	54
4.19	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点2314）	54
4.20	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点2616）	55
4.21	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点4742）	56
4.22	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点4638）	56
4.23	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点4939）	56
4.24	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点5137）	57
4.25	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点5042）	57
4.26	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点5640）	57
4.27	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点5644）	58
4.28	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点5843）	58
4.29	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点5839）	58
4.30	積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点5435）	59

4.31	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5433)	59
4.32	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5832)	59
4.33	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5530)	60
4.34	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 2917)	61
4.35	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 3116)	61
4.36	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 3417)	62
4.37	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 3917)	62
4.38	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 4218)	62
4.39	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 4721)	63
4.40	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 2524)	64
4.41	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 2525)	64
4.42	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 2726)	64
4.43	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 2924)	65
4.44	積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 3621)	65
4.45	積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2002年12月～2003年5月)	66
4.46	積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2003年12月～2004年5月)	66
4.47	積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2004年12月～2005年5月)	67
4.48	積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2005年12月～2006年5月)	67
4.49	積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2006年12月～2007年5月)	67
5.1	メコン川下流域とセバンファイ川流域の位置関係	71
5.2	セバンファイ川流域の地形と水文・気象観測地点 (図中の点線枠と実線枠はそれぞれ <b>Fig.5.5, Fig.5.13</b> の範囲を表す)	72
5.3	氾濫原の調査	72
5.4	気象観測点の標高を利用した Aster GDEM の精度検証	73
5.5	支流河川における NGD DEM (a) と Aster GDEM (b) の地形再現性の比較 (黒い部分は標高 141m 以下の領域を示す)	74
5.6	セバンファイ川下流端の河道断面および氾濫計算方法の概念図	75
5.7	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較 (マハサイ地点, 2005年6～10月)	76
5.8	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較 (セバンファイ橋地点, 2005年6～10月)	76
5.9	マハサイ地点における計算・実測流量の比較 (2006年6～10月)	76
5.10	水位観測点における計算・実測流量の比較 (マハサイ地点)	77
5.11	水位観測点における計算・実測流量の比較 (セバンファイ橋地点)	77
5.12	セバンファイ川下流氾濫域の時系列変化 (2008年)	78
5.13	モデルによる計算氾濫域 (a) と衛星画像によってとらえられた氾濫域 (b) の比較 (2008年8月12日)	78
5.14	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較 (マハサイ地点, 2004年6～10月)	80
5.15	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較 (マハサイ地点, 2005年6～10月)	80

5.16	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2006年6～10月）	81
5.17	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2007年6～10月）	81
5.18	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2008年6～10月）	81
5.19	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2004年6～10月）	82
5.20	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2005年6～10月）	82
5.21	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2006年6～10月）	83
5.22	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2007年6～10月）	83
5.23	氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2008年6～10月）	83
6.1	東頸城丘陵地区の概要と試験流域の位置	85
6.2	耕作型流域の様子（耕作期）	86
6.3	耕作型流域の様子（秋代かき後）	86
6.4	溪流から耕作水田への取水状況	87
6.5	放棄型流域における畦畔の崩壊と急斜面の形成	87
6.6	放棄型流域の様子（融雪直後）	88
6.7	流域選定のために抽出した小流域内の土地利用構成	88
6.8	耕作型流域の概要	89
6.9	放棄型流域の概要	89
6.10	森林流域の概要	90
6.11	試験流域間の地形指標の相対度数分布の比較	91
6.12	ハイドログラフを利用した直接流出量の分離方法	92
6.13	降雨前7日間の先行降雨量に対する各試験流域の直接流出率の関係	94
6.14	耕作・放棄型流域の保留量の比較	95
6.15	降雨15による耕作・放棄型流域の観測ハイドログラフ	96
6.16	降雨16による耕作・放棄型流域の観測ハイドログラフ	96
6.17	耕作型流域のグリッドセルにおける水田面積率の比較（耕作水田の面積率による昇順表示）	99
6.18	放棄型流域のグリッドセルにおける水田面積率の比較（放棄水田の面積率による昇順表示）	99
6.19	異なる計算時間単位による流量および飽和域・不飽和域貯留量の比較（(a)の10分単位の計算流量は日単位の積算して表示）	101
6.20	降雨13の計算結果（耕作型流域）	102
6.21	降雨13の計算結果（放棄型流域）	102
6.22	降雨14の計算結果（耕作型流域）	102
6.23	降雨14の計算結果（放棄型流域）	102
6.24	降雨15の計算結果（耕作型流域）	102
6.25	降雨15の計算結果（放棄型流域）	102
6.26	降雨16の計算結果（耕作型流域）	104
6.27	降雨16の計算結果（放棄型流域）	104

6.28	長期流出計算結果と観測流量の比較（耕作型流域，2008年）	106
6.29	長期流出計算結果と観測流量の比較（放棄型流域，2008年）	106
6.30	長期流出計算結果と観測流量の比較（森林流域，2008年）	106
6.31	長期流出計算結果と観測流量の比較（耕作型流域，2009年）	107
6.32	長期流出計算結果と観測流量の比較（放棄型流域，2009年）	107
6.33	長期流出計算結果と観測流量の比較（森林流域，2009年）	107
6.34	試験流域の飽和域貯留空き容量の時系列変化の比較（図中の Average は水田が存在する グリッドセルの平均を表す，2008年）	108
6.35	試験流域の飽和域貯留空き容量の時系列変化の比較（図中の Average は水田が存在する グリッドセルの平均を表す，2009年）	108
6.36	試験流域の平均水田湛水深の時系列変化の比較（2008年）	109
6.37	試験流域の平均水田湛水深の時系列変化の比較（2009年）	109
6.38	降雨 1 の計算結果（耕作型流域）	112
6.39	降雨 1 の計算結果（放棄型流域）	112
6.40	降雨 2 の計算結果（耕作型流域）	112
6.41	降雨 2 の計算結果（放棄型流域）	112
6.42	降雨 3 の計算結果（耕作型流域）	113
6.43	降雨 3 の計算結果（放棄型流域）	113
6.44	降雨 4 の計算結果（放棄型流域）	113
6.45	降雨 5 の計算結果（耕作型流域）	113
6.46	降雨 5 の計算結果（放棄型流域）	113
6.47	降雨 6 の計算結果（耕作型流域）	114
6.48	降雨 7 の計算結果（耕作型流域）	114
6.49	降雨 7 の計算結果（放棄型流域）	114
6.50	降雨 8 の計算結果（耕作型流域）	114
6.51	降雨 8 の計算結果（放棄型流域）	114
6.52	降雨 9 の計算結果（耕作型流域）	115
6.53	降雨 9 の計算結果（放棄型流域）	115
6.54	降雨 10 の計算結果（耕作型流域）	115
6.55	降雨 11 の計算結果（耕作型流域）	115
6.56	降雨 11 の計算結果（放棄型流域）	115
6.57	降雨 12 の計算結果（耕作型流域）	116
6.58	降雨 12 の計算結果（放棄型流域）	116
6.59	降雨 13 の計算結果（耕作型流域）	116
6.60	降雨 13 の計算結果（放棄型流域）	116
6.61	降雨 14 の計算結果（耕作型流域）	116
6.62	降雨 14 の計算結果（放棄型流域）	116
6.63	降雨 15 の計算結果（耕作型流域）	117

6.64	降雨 15 の計算結果 (放棄型流域)	117
6.65	降雨 16 の計算結果 (耕作型流域)	117
6.66	降雨 16 の計算結果 (放棄型流域)	117
6.67	降雨 17 の計算結果 (耕作型流域)	117
6.68	降雨 17 の計算結果 (放棄型流域)	117
6.69	降雨 18 の計算結果 (耕作型流域)	118
6.70	降雨 18 の計算結果 (放棄型流域)	118
6.71	降雨 19 の計算結果 (耕作型流域)	118
6.72	降雨 19 の計算結果 (放棄型流域)	118
6.73	降雨 20 の計算結果 (耕作型流域)	118
6.74	降雨 20 の計算結果 (放棄型流域)	118
6.75	降雨 21 の計算結果 (耕作型流域)	119
6.76	降雨 21 の計算結果 (放棄型流域)	119
6.77	降雨 22 の計算結果 (耕作型流域)	119
6.78	降雨 22 の計算結果 (放棄型流域)	119
6.79	降雨 23 の計算結果 (耕作型流域)	119
6.80	降雨 23 の計算結果 (放棄型流域)	119
6.81	降雨 24 の計算結果 (耕作型流域)	120
6.82	降雨 24 の計算結果 (放棄型流域)	120
6.83	降雨 25 の計算結果 (耕作型流域)	120
6.84	降雨 25 の計算結果 (放棄型流域)	120
6.85	降雨 26 の計算結果 (耕作型流域)	120
6.86	降雨 26 の計算結果 (放棄型流域)	120

# 表目次

1	流出モデルに関する変数・定数	xx
2	作付に関する変数	xxi
3	水田水利用に関する変数・定数	xxi
4	貯水池管理に関する変数・定数	xxi
5	氾濫・湛水モデルに関する変数	xxii
6	積雪・融雪モデルに関する変数・定数	xxii
7	実蒸発散量推定に関する変数	xxiii
3.1	板倉地区における灌漑期間の降水量・実蒸発散量 (mm) と河川還元率	29
6.1	試験流域の土地利用面積 (km <sup>2</sup> ) とその流域面積に対する比率	88
6.2	試験流域における短期流出特性	93
6.3	耕作・放棄型流域における洪水到達時間およびピーク流出係数	93
6.4	短期流出事象の計算結果とその観測値との比較	103



# 要旨

## はじめに

日本における農業用取水量は河川からの全取水量の約 7 割，平水年の水資源賦存量の約 1 割に相当し，河川の流況を決定づける要因の一つに挙げられる．取水量が多いことに加え，用水の取水・還元は河川の複数地点で繰り返されることから，水田灌漑が卓越した流域（水田灌漑卓越流域）の水循環は複雑な様相を呈する．

近年，水田灌漑卓越流域を取り巻く自然的・社会的条件が変化し，洪水や渇水のリスクが高まることが危惧されている．このような流域の変化に対する水資源の脆弱性，持続性の評価が分布型流出モデルにより行われている．しかし，水田灌漑に係わる水循環系が複雑であるために，流域の変化が水田灌漑用の水資源に及ぼす影響の予測やその影響を緩和するような水利施設の運用方法の提案には至っていない．

水田灌漑卓越流域での水資源を評価するためには，水田灌漑に係わる人為的な水循環系を表現するとともに，それを自然的な水循環系を一体的に解析する手法が必要となる．特に，高度に開発された大規模な水田灌漑システムを有する流域では，貯水池による放流や複数地点での取水量の推定，さらには灌漑地区からの還元量などの人為的な用水配分過程のモデル化が必要となってくる．

そこで本研究では，水田灌漑卓越流域における水田地帯の人為的な水循環系と流域スケールの水循環の相互関係を明らかにすることを目的に，自然的・人為的な水移動過程を分布型流出モデルで一体的に解析する手法を構築する．モデル開発にあたっては，日本のように水田灌漑が古くから行われ，高度に開発された流域を念頭に置く．ただし，水田が広く分布する東南アジア，東アジアの多様な水文特性をもつ流域へのモデル適用のため，積雪・融雪，氾濫・湛水といった過程を同時に計算する手法を開発する．

## 結果のまとめ

第 1 章では，研究の背景と既往の研究成果を踏まえ，本研究の目的を「水田灌漑卓越流域における人為的な水循環系を表現し，流域の自然的水循環過程と一体的に解析するモデルの開発を行う」こととした．本論文では，以下の過程を経ることでその目的を達成した．

まず第 2 章では，本研究で開発する「流域水循環モデル」の原型となる，多様な水田水利用を考慮した分布型水循環モデル（「基本モデル」）について，それを構成するサブモデルの概念や計算方法について述べた．さらに，流域水循環モデルの開発ポイントを「高度に開発された河川流域における，貯水池運用，取水・用水配分・還元といった人為的な水循環系を表現するとともに，それを自然的な水循環と統合して解析する手法の開発」と明確にした．

これを受けて第 3 章では，本研究の開発ポイントの中心となる，水田灌漑に起因する人為的な水循環系を表現する「用水配分・管理モデル」を開発した．用水配分・管理モデルは，用水配分モデルと貯水池管

理モデルから構成される。用水配分モデルは河川から灌漑地区への取水、水田への灌漑供給量の推定、河道への還元過程を定式化したアルゴリズムを有し、灌漑地区ごとに適用できる。用水配分モデルの実装のために、農業水利施設データベースから灌漑受益地および施設諸元を抽出し、灌漑地区の水利系統をモデル上で表現する手順を示した。加えて、日本の灌漑用放流の特性を考慮した貯水池管理モデルにより、取水地点の要求水量と河川流況から放流量を決定できる。用水配分・管理モデルを実装した「流域水循環モデル」により、ダム貯水量、各施設の取水量を推定できることや、取水・還元の影響を強く受ける地点での流量を特に低水部でよく表現できることを明らかにした。

第3章で確立した流域水循環モデルを多様な自然条件下の流域に適用するため、第4章ではグリッドセル単位での積雪融雪を熱収支に基づいて表現するモデルを開発し、流域水循環モデルに組み込んだ。特に、データが少ない地域に熱収支法を適用するために、衛星画像から抽出した冠雪域の境界線からパラメータを推定する方法を提案した。構築したモデルにより各グリッドセルの積雪水当量および河川の流量を良好に再現できることを示した。

さらに第5章では、低平地の氾濫モデルを構築するとともに、それを導入した流域水循環モデルを提案した。提案したモデルを低平な水田地帯での湛水被害が頻発する流域に適用し、大規模かつ長期間におよぶ低平地帯の氾濫現象が把握できることや、大出水時のピーク流量とその発生時期の再現性が向上することを示した。

最後に第6章では、流域水循環モデルで土地利用・耕作状況が異なる地目から流出過程を表現するとともに、それを耕作水田・耕作放棄水田が卓越した中山間小流域に適用して、流域水循環と水田管理状態の相互関係を評価した。

まず、土地利用や水田の管理状況が異なる複数の試験流域（耕作型・放棄型・森林各流域）を設定し、降雨・流出量の観測値から推定した直接流出率、ピーク流出係数、流域保留量を比較した。その結果、降雨開始前7日間の先行降雨が150mmを超える湿潤時に、放棄型流域の直接流出率およびピーク流出係数が耕作型流域のそれを上回ることを明らかにした。次に、耕作放棄に伴う耕作放棄水田の物理特性の変化を反映した流域水循環モデルを各試験流域に適用した結果、湿潤時に放棄型流域のピーク流出係数が増大する傾向をモデルでも再現できることを明らかにした。さらに、モデルの状態量からの考察から、湿潤時に放棄水田周辺の地下水面が上昇して発生した地表流が、試験流域間の短期流出特性の違いに寄与した可能性を示した。

## 結論と今後の展開

本論文では、水田灌漑卓越流域における水田地帯の人為的な水循環系と流域スケールの水循環の相互関係を明らかにすることを目的に、自然的・人為的な水移動過程を分布型流出モデルで一体的に解析する手法を構築した。構築したモデルにより、ダム貯水量や河川からの取水量を推定できることや、取水・還元の影響を強く受ける地点での流量を特に低水部で高い精度で表現できることを明らかにした。また、同モデルで土地利用・耕作状況が異なる地目から流出過程を表現することにより、流域水循環と水田管理状態の相互関係を評価できることを示した。

提案した流域水循環モデルには、大きく二つの展開の可能性がある。一つは気候変動による影響評価および対応策の検討である。気候変動に関連して関心が大きい課題の一つは、自然的条件の変化が我々の生活にどのような影響を及ぼすかという点である。自然的・人為的な水循環を一体として解析する流域水循環モデルにより、単に自然的条件の変化による流況の変化を予測するだけでなく、それが農業用の取水

量、灌漑用貯水池の貯水量等に現れる変化の見通しに活用できる。

ただし、本論文で開発した流域水循環モデルは水田灌漑に係わる人為的な水循環過程を表現できるものの、その表現は「通常時の」水管理に留まっている。すなわち、極端な渇水や洪水に対する水管理者の対応の表現や、許容しうる気候値の変動を明らかにするまでには至っておらず、これらの点は今後のモデル開発・改良に関する課題となろう。自然的変化に対する流域の潜在的な脆弱性や万が一の事態に対する対応力は流域ごとに異なると考えられ、それらを過去の水文・水利用の情報に基づいて明らかにする研究も重要といえる。

他方の展開として、流域を取りまく社会的環境の変化に対する水資源予測や運用方法の提案が挙げられる。本論文で取り上げた耕作放棄水田の増加に加え、日本では農業経営の規模拡大や作付品種の多様化により、水管理の粗放化や灌漑期間の長期化が懸念されている。本論文で提案した流域水循環モデルはモザイク状に混在する複数の地目からの流出過程の違いを表現でき、土地利用や水田管理の変化が流域の水需給に対する影響を評価できる。さらに、モンスーンアジア地域に目を向ければ、水田灌漑用水需要の伸びは非常に大きく、日本より遙かに速いスピードで開発が進められている。流域水循環モデルは、こうした社会変化が大きい流域において、その変化が流域水循環へ及ぼす影響や水利施設の望ましい運用方法の提案等にきわめて有効である。

以上をまとめると、流域を取り巻く自然的・社会的条件が変化していく中で、それらが水資源の脆弱性、持続可能性に及ぼす影響の評価や、その変化による負の影響を抑えるための対応策の検討等に流域水循環モデルは大いに貢献できる。特に近年、新たな利水・治水施設の建設が困難な状況下では、既存の施設を柔軟に利用することも対応策の一つとなり得る。こうした観点から、従来の計画立案手法のような単独の灌漑地区を対象とした解析モデルでなく、開発した流域水循環モデルのように、複数の施設、灌漑地区を含む流域を一体的に解析する手法には意義がある。

# Summary

## Development of a catchment-scale water circulation model for irrigated-paddy-dominant watersheds

### Introduction

Irrigation in Japan accounts for 70% of total water diversion and is predominantly used for rice cultivation. Water movement within irrigated areas is complicated not only by the substantial volumes involved but also by repeated cycles of diversion and return flow, by which diverted water gradually drains from irrigated areas. Thus, understanding water use and its management is crucial for characterizing flow regimes in watersheds where irrigated paddies predominate.

Recent changes in our natural and social environments are increasing the vulnerability of the water resources used for rice irrigation, which has been designed and operated under the assumption of stationarity. Distributed hydrological models have often been used to assess the vulnerability of water resources. However, although the importance of such assessments in analyzing anthropogenic water use in catchment-scale hydrological systems is being increasingly recognized, few models have attempted to incorporate the dynamics of water circulation associated with rice paddy irrigation.

A model suitable for assessing water resources for rice irrigation must have the following capabilities. First, it must simulate water movements within irrigated rice fields, including water diversion from rivers, allocation through channels, and return flow from irrigated areas. Second, it should represent natural hydrological cycles in the whole watershed and should integrate natural and anthropogenic water movement within the watershed.

In this thesis, the author presents an integrated model that couples catchment-scale natural hydrological cycles and human-related water cycles in irrigated paddy areas; hereafter the catchment-scale water circulation model. The main objective of model development is to assess the interaction between human-related and natural water cycles, especially in watersheds where densely irrigated paddies are dominant. In addition, to extend the applicability of the model to a broad range of hydrological conditions, several sub-models are developed for representing flood inundation and snow-melting processes. These sub-models are subsequently integrated into the catchment-scale water circulation model.

## Thesis Outline

Chapter 2 introduces the base model for this study. The base model simulates the interaction between catchment-scale hydrological cycles and paddy water uses. The author also traces some of the shortcomings of the base model and outlines the concept of the new model. In Chapter 3 presents the core issue of this thesis to be addressed: the representation of water circulation in densely developed irrigated paddy areas, and the integration of this model with natural hydrological cycles. The newly developed model is applied to a typical watershed in which irrigated paddies are dominant in Japan, and the interaction between natural and anthropogenic water cycles are evaluated. In Chapters 4 and 5, for extend the applicability of the new model, sub-models for snowmelt and flood inundation processes are introduced and validated. Finally, in Chapter 6, the catchment-scale water circulation model is applied to three experimental watersheds, each of which is dominated by different land uses and cultivation statuses: namely cultivated paddies, abandoned paddies, and forest. We then discuss the ability of the new model to reproduce the hydrological changes associated with physical changes in paddy conditions.

## Results

### Chapter 2: Base model structure and explanation of new model

The new model consists of five modules: water allocation and management, cropping pattern and area, paddy water use, actual evaporation, and runoff. The model simulates both natural and anthropogenic water flow on a grid-cell basis. In each grid cell there are three conceptual soil layers: root zone, unsaturated zone, and saturated zone storage. Each grid cell is associated with mixture of various land uses, and for each land use the model simulates the generation of surface runoff and actual evapotranspiration. The generated surface runoff is routed by using a one-dimensional kinematic wave for channel flow.

The model explicitly represents water cycles in paddy areas as well as representing natural hydrological cycles, thus enabling assessment of water management for irrigated paddies. To represent water management in paddy fields, two modules were employed from the base model, namely cropping pattern and area, and paddy water use models. These sub-models simulate the spatial and temporal variation in cropping areas and water use in watersheds dominated by rain-fed paddies. In contrast, a new part of my approach is the representation of water fluxes over multiple grid cells. Here, water fluxes include reservoir management for irrigation, allocation of diverted water to large irrigated paddies, and return flow from irrigated paddies to rivers. Representation of water flux over multiple grid cells is the core theme of this thesis.

### Chapter 3: Modeling water circulation in irrigated paddy areas and its integration to catchment-scale hydrological model

The water allocation and management model is based on two major algorithms, namely, a reservoir operation scheme and a water allocation scheme. The reservoir operation scheme is used to estimate releases from the reservoir to irrigation weirs downstream. Typical water releases from a reservoir, such as releases

for hydropower generation or releases of excess water via a spillway, are calculated simply by evaluating the inflow and storage capacity of the reservoir. In contrast, irrigation releases need to consider the flow rates at diversion points downstream. In other words, the amount of water released should meet the water demand at the downstream diversion point.

The lack of precise data describing water-use facilities and channel networks inhibits the modeling of water flux over multiple grid-cells. Therefore, a recently configured GIS database of water-use facilities throughout Japan was used. The database contains specifications for each facility, as well as for irrigation channel networks and irrigation block polygons; these last two criteria have rarely been used for hydrological modeling. Instead of calculating detailed water flows with hydraulics, the model simulated water allocation according to priority orders of grid-cells in each irrigated block. Thus, we first determined the priority order by assuming paddies in upper part in the irrigation block with channel have higher priority compared with those in lower part without channel. The priority order was determined by using the following attributes of each grid cell: 1) distance from weir, 2) distance from irrigation channels, and 3) elevation. We then allocated water on the basis of the water demand in each grid cell, following the priority order in each irrigation block. The modeled river networks were used to route the drainage from irrigated paddies.

As a case study, the catchment-scale water circulation model was applied to the Seki River Basin in Japan. The grid cell size was approximately  $1\text{km}^2$ , and the catchment area was  $1140\text{ km}^2$ . Three irrigated paddy areas extended along the sides of the main river; the total area of these paddies was 9200 ha. The model performance was first investigated by comparing the calculated discharges with those observed at two observation stations along the main river. One was located just downstream of the largest diversion weir, and the other was located at the outlet of the watershed. When the results from application of the water allocation schemes were incorporated, the calculated discharges during irrigation periods closely agreed with the observed data at both points. The results indicated that both of the observation points were strongly influenced by diversion and return flow processes, and that the water allocation and management model that we developed was highly capable of representing the interaction between water circulation in irrigated paddy areas and river flow systems. The results also suggested that a large portion of the diverted water was returned to the river and thus could contribute to stable flows for downstream water uses.

#### Chapters 4 and 5: Extending applicability of the catchment-scale water circulation model

Two sub-models were developed and integrated into the main model to extend its applicability to a broad range of hydrological conditions. First, Chapter 4 presented a grid-cell-based snowfall/snowmelt model in which daily snow accumulation and snowmelt are calculated by using a simplified energy balance. Satellite images of snow-capped areas were used to estimate the spatial distribution of model parameters in regions where the observed meteorological data were sparse. The model was applied to the Seki River Basin, a representative snowy basin in an area with a relatively warm winter climate in Japan. Comparison of the calculated and observed snow water equivalent revealed that the model successfully represented the spatial distributions of snowfall/snowmelt within a range of 200 mm, except in areas where locally intensive snowfalls occurred. In addition, the discharges during snow-melt periods, as calculated by using the catchment-scale water circu-

lation model, represented flow peaks and flow regressions with high accuracy.

In Chapter 5, an inundation process model was also developed and integrated into the catchment-scale water circulation model. To assess flood hazard we employed a simple model that assumes that the inundated area is a reservoir and the water levels in the reservoir and the surrounding area are equivalent. In other words, no active water movement is assumed in the inundated area because the whole area is flat. In this model, the inundation volume is calculated by using a continuous equation with the relation between inundation depth and volume, or H-V relations, for the area: the excess rate of surface flow above the maximum conveyance capacity of the rivers is input by using a distributed water circulation model. To apply the inundation model, the high-resolution digital elevation model ASTER GDEM was used to extract detailed topographic features. High-resolution raster digital elevation models, which are becoming available at global scale, provide useful information on detailed topographical features within the grid cells of distributed hydrological models.

The model was applied to the Xebanfai River in the Laos PDR and performed daily calculations for 2004 through 2008. The Xebanfai River, a tributary of the Mekong River, drains an area of 10,330 km<sup>2</sup>. Paddy fields, which account for 23% of the total catchment area, are found predominantly in the lower part of the watershed. Thus, prolonged flooding causes damage to extensive paddy areas. Incorporation of the inundation process model, markedly improved the performance of the catchment-scale water circulation model in terms of calculated discharges, including the timing of peak discharges. In addition, the model was rigorously validated by using the maximum area inundated in 2008, as determined from ALOS/PALSAR images. The comparison confirmed that the large-scale inundation processes in the lower reaches of the watershed were precisely represented by the model; hence, the model enables the agricultural damage caused by flooding to be evaluated.

#### Chapter 6: Application of model to experimental watersheds

The integrated model's ability to reproduce differences in runoff characteristics among watersheds was investigated. To assess the interaction between hydrological characteristics and paddy conditions, three experimental watersheds were set, each of which is dominated by either cultivated paddies, or abandoned paddies, or forest: namely cultivated-paddy-dominant watershed (CPW), abandoned-paddy-dominant watershed (APW), and forest watershed. Each of the watersheds was approximately 1 km<sup>2</sup> in area. Rainfall and discharge were observed at 10-min intervals in each watershed. The short-term rainfall-runoff characteristics were analyzed in the case of rainfall events exceeding a daily precipitation of 20 mm and a rainfall intensity of 5 mm/h. The analysis revealed that the runoff ratios of APW were significantly higher than those of CPW under wet conditions, whereas no significant difference between the watersheds was observed under dry conditions. These results indicate that abandonment of paddies leads to larger peak discharges, suggesting that the presence of abandoned paddies increase the flood risk in a watershed.

Next, a sub-model representing land-surface process in abandoned paddies was developed and incorporated it into the catchment-scale water circulation model. The model was applied to the three experimental watersheds. Before the calculation of the short-term runoff events, long-term calculations at 1-day intervals were performed to estimate the initial conditions, or wetness, in each experimental watershed. We then per-

formed short-term runoff calculations at 10-min intervals using the extracted state variables for CPW and APW. The discharge calculations revealed higher flow peaks for APW than for CPW in wet conditions, whereas the flow peaks were equivalent in dry conditions. These results were in accordance with the observed runoff characteristics. Comparison of the initial conditions between the watersheds revealed that the storage volumes of the saturated zones were higher in the abandoned paddies than in the cultivated paddies, suggesting that the water table was higher under the abandoned paddies. The model experiments showed that differences in groundwater storage may affect the short-term runoff characteristics of small watersheds.

## Conclusion and Outlook

In this thesis, the author presents a novel approach for assessing the interaction between natural and anthropogenic water cycles in irrigated-paddy-dominant watersheds. In addition to assessing this interaction, the proposed model is able to reproduce the changes in water circulation in watersheds by accounting for differences in paddy field management schemes. The concepts in the model should contribute to ongoing discussions on how to incorporate anthropogenic impacts into distributed hydrological models.

There are two potential beneficiaries of this model: the climate-change impact-assessment community and managers of water resources in paddy-dominant watersheds. A number of studies have examined the impacts of climate change on water resources. However, the effects of anthropogenic water cycles in paddy-dominant watersheds have not yet been examined explicitly, and thus the impact of climate change on paddy water-use systems is not fully understood. The proposed model calculates both natural and anthropogenic water cycles in watersheds. It thus provides not only stream flow changes, but also the potential effects of climate change on reservoir storages and the amounts of water diverted for paddy irrigation.

Also, the model has the potential to contribute to water resources management, especially in watersheds undergoing rapid societal change. The expected societal changes in paddy-dominant watersheds in Japan will lead not only to an increase in the number of abandoned paddies, but also to increases in the number of crop varieties used and the length of irrigation periods, or increases in water demand due to changes in field water management. Moreover, in developing countries in the Asian Monsoon region, the area under irrigation and the number of reservoirs being developed are increasing at a tremendous rate. This model should be highly useful in the planning for optimum management of such watersheds.

Assessing the potential impacts of changes in the natural and social environments of watersheds on water resources is one of the main areas of study to which hydrological models can contribute. If such impacts on water resources are found to be negative, then it will be important to propose effective countermeasures. The model presented here, which represents multiple water uses in an integrated manner, is suitable for addressing these issues and for optimizing water-use regulations for whole watersheds and water sharing among water-use sectors.



# 変数・定数名の一覧

**Table 1** 流出モデルに関する変数・定数

変数名	説明	単位
$S_r$	根群域貯留量	mm
$I$	土壌浸入量	mm/dt
$I_{abn}$	水田浸透能（耕作放棄水田）	mm/dt
$E_a$	実蒸発散量	mm/dt
$Q_v$	飽和域貯留への浸透量	mm/dt
$S_u$	不飽和域貯留量	mm
$D_s$	飽和域貯留の空き容量	mm
$Q_b$	飽和域貯留間の移動量	m <sup>3</sup> /dt
$R_c$	基底流出量	m <sup>3</sup> /dt
$S_c$	流下方向への地表勾配	-
$L_s$	グリッドセルの辺長	m
$L_c$	グリッドセルの河道長	m
$p$	降雨強度	mm/dt
$f$	地表浸入能	mm/dt
$K_{sat}$	飽和透水係数	cm/dt
$\psi$	浸入前線のサクション水頭	cm
$r_e$	表面流出量	m/s
$F_t$	累積浸入量	mm
$h$	水深（斜面流モデル）	m
$q$	単位幅流量（斜面流モデル）	m/s
$A$	河道断面積（河道流モデル）	m <sup>2</sup>
$Q$	単位幅流量（河道流モデル）	m <sup>2</sup> /s
定数名	説明	単位
$S_{rmax}$	根群域最大貯留量	mm
$T_d$	浸透流の時間遅れ係数	dt/mm
$Q_{b0}$	地下水移動量の定数	m <sup>3</sup> /dt
$f_b$	地下水移動量の逓減係数	mm
$R_{c0}$	基底流出量の定数	m <sup>2</sup> /dt
$f_r$	基底流出の逓減係数	mm
$k, p$	斜面流モデルの定数	-
$K, P$	河道流モデルの定数	-

**Table 2** 作付に関する変数

変数名	内容	単位
$A_{ia}$	灌漑水田面積	$m^2$
$D_f$	圃場単位用水量	$mm/dt$
$I_p$	水田浸透量	$mm/dt$
$P_{cum}$	作付可能積算降水量	$mm$
$A_c$	作付面積	$m^2$
$A_p$	作付可能面積	$m^2$
$D$	植え付け開始からの日数	$day$
$T_{tra}$	植え付け期間	$day$

**Table 3** 水田水利用に関する変数・定数

変数名	内容	単位
$Q_i$	河川からの取水量	$m^3/dt$
$Q_{gw}$	粗用水量	$m^3/dt$
$Q_{ch}$	河川流量	$m^3/dt$
$Q_{if}$	灌漑施設の容量	$m^3/dt$
$Q_{nw}$	純用水量	$m^3/dt$
$Q_a$	水田供給水量	$m^3/dt$
$Q_{dr}$	送水損失水量	$m^3/dt$
$Q_{net}$	灌漑地区からの純流出量	$m^3/dt$
$Q_{ret}$	灌漑地区からの河川還元量	$m^3/dt$
$Q_{inf}$	後背地から灌漑地区への流入量	$m^3/dt$
$P_{area}$	灌漑地区の平均降水量	$mm$
$F_r$	河川還元率	-
$R_{RI}$	降雨・灌漑水比	-
定数名	内容	単位
$I_e$	灌漑効率	-

**Table 4** 貯水池管理に関する変数・定数

変数名	内容	単位
$Q_{rin}$	貯水池流入量	$m^3/dt$
$Q_{rout}$	貯水池放流量	$m^3/dt$
$V_r$	ダム貯水量	$m^3$
$Q_{ru}$	利水放流量	$m^3/dt$
$Q_{spill}$	満水放流量	$m^3/dt$
$Q_{rf}$	維持流量	$m^3/dt$
$Q_{ri}$	灌漑用水放流量	$m^3/dt$
$Q_{rd}$	都市用水放流量	$m^3/dt$
$Q_{rp}$	発電放流量	$m^3/dt$
$Q_{rsf}$	貯水池下流流出量	$m^3/dt$
$Q_{cin}$	放流対象地点の河道流量	$m^3/dt$
定数名	内容	単位
$Q_{rpmax}$	最大発電放流量	$m^3/dt$
$v_{rmax}$	有効貯水量	$m^3$

**Table 5** 氾濫・湛水モデルに関する変数

変数名	内容	単位
$Q_{out}$	氾濫域からの流出量	$m^3/s$
$Q_{in}$	氾濫域への流入量	$m^3/s$
$W$	氾濫域面積	$m^2$
$H_{in}$	氾濫水位	$m$

**Table 6** 積雪・融雪モデルに関する変数・定数

変数名	内容	単位
$Q_m$	融雪に使われるエネルギー	$W/m^2$
$R_n$	正味放射量	$W/m^2$
$H$	顕熱輸送量	$W/m^2$
$Q_g$	地中伝導熱	$W/m^2$
$Q_r$	雨による伝達熱	$W/m^2$
$\alpha$	積雪面のアルベド	-
$S^\downarrow$	下向き短波放射量	$W/m^2$
$L^\downarrow$	下向き長波放射量	$W/m^2$
$\epsilon$	積雪面の射出率	-
$T_s$	積雪表面の温度	$^\circ C$
$S_d$	全天日射量の日平均値	$W/m^2$
$S_{0d}$	大気上端水平面の日平均日射量	$W/m^2$
$N$	日照時間	$h$
$N_0$	可照時間	$h$
$H_r$	日の出から南中までの時角	$rad$
$\phi$	緯度	$rad$
$\delta$	太陽の赤緯	$rad$
$d_0$	太陽・地球間の距離	$m$
$f$	任意斜面の受光係数	-
$f_0$	平坦面の受光係数	-
$\theta$	斜面勾配	$rad$
$\beta$	斜面方向	$rad$
$CR$	降雪の補足率	-
$k_{sl}$	潜熱・顕熱輸送パラメータ	$mm/(Kd)$
定数名	説明	単位
$I_{00}$	太陽定数	$1,365 (W/m^2)$
$\sigma$	ステファン・ボルツマン定数	$5.67 \times 10^{-8} (W/(m^2 K^4))$
$\iota_f$	氷の融解熱	$0.33 \times 10^6 (J/kg)$
$\rho_w$	水の密度	$1.0 \times 10^3 (kg/m^3)$

**Table 7** 実蒸発散量推定に関する変数

変数名	内容	単位
$E_{T0}$	基準蒸発散量	mm/d
$G$	地熱フラックス	MJ/m <sup>2</sup> /d
$T_a$	日平均気温	°C
$U$	日平均風速	m/s
$P_{atm}$	大気圧	kPa
$H$	相対湿度	%
$e_s$	飽和水蒸気圧	kPa
$e_a$	水蒸気圧	kPa
$K_c$	作物係数	-
$\gamma$	乾湿計定数	kPa/°C

# 第 1 章

## 序章

### 1.1 研究の背景

日本における農業用取水量は河川からの全取水量の約 7 割，平水年の水資源賦存量の約 1 割に相当し，河川の流況を決定づける要因の一つに挙げられる．取水量が多いことに加え，用水の取水・還元は河川の複数地点で繰り返されることから，水田灌漑が卓越した流域（水田灌漑卓越流域）の水循環は複雑な様相を呈する．

近年，水田灌漑卓越流域を取り巻く自然的・社会的条件が変化し，洪水や渇水のリスクが高まることが危惧されている（Milly et al., 2007）<sup>[26]</sup>．このような流域の変化に対する水資源の脆弱性，持続性の評価が分布型流出モデルにより行われている．しかし，水田灌漑に係わる水循環系が複雑であるために，流域の変化が水田灌漑用の水資源に及ぼす影響の予測やその影響を緩和するような水利施設の運用方法の提案には至っていない．

水田灌漑卓越流域での水資源を評価するためには，水田灌漑に係わる人為的な水循環系を表現するとともに，それを自然的な水循環系を一体的に解析する手法が必要となる．特に，高度に開発された大規模な水田灌漑システムを有する流域では，貯水池による放流や複数地点での取水量の推定，さらには灌漑地区からの還元量などの人為的な用水配分過程のモデル化が必要となってくる．

そこで本研究では，水田灌漑卓越流域における水田地帯の人為的な水循環系と流域スケールの水循環の相互関係を明らかにすることを目的に，自然的・人為的な水移動過程を分布型流出モデルで一体的に解析する手法を構築する．モデル開発にあたっては，日本のように水田灌漑が古くから行われ，高度に開発された流域を念頭に置く．ただし，水田が広く分布する東南アジア，東アジアの多様な水文特性をもつ流域へのモデル適用のため，積雪・融雪，氾濫・湛水といった過程を同時に計算する手法を開発する．

### 1.2 既往の研究

#### 1.2.1 分布型流出モデルの開発・応用に関する研究

流出モデルはその空間構造により，集中型モデルと分布型モデルに二分される．集中型モデルは，主にある地点の河川流量を知ることとして河川の治水・利水計画や実時間の洪水予測のために構築・利用されてきた．一方の流域内の水移動を物理過程に基づいて計算するモデルであり，Freeze and Harlan

(1969)<sup>[13]</sup>の提案に端を発する。この提案は実験室内で確かめられるような厳密な物理的方程式に基づいて水移動の計算を行うものであり、これに基づいて多数のモデル（例えば SHE (Abbot, 1986)<sup>[11]</sup> ; IHDM (Calver, 1995)<sup>[10]</sup>）が開発されてきた。しかし、これらのモデルは物理的方程式を解くために計算負荷が非常に高いことに加え、多数のパラメータを実測することが難しく、結局は流量から同定した「有効」パラメータを与えることが多い。また、複数の物理過程を組み込むことによりモデルの構造やパラメータと得られる流出との因果関係が分かりづらくなり、流域の流出現象の理解には繋がってこなかったとの指摘もある (Beven, 2011)<sup>[8]</sup>。

それに対し、比較的単純な構造により浸透や流出過程を概念化した分布型流出モデルも数多く提案されている。例えば、流域を分割した各グリッドにおける地形指標を地表勾配と集水面積、浸透能により定義し、流域の地形に起因する不均一性の取り扱いを考慮したモデルは広く世界に適用されている (Beven and Kirkby, 1979)<sup>[6]</sup>。また、全英国土を 1km 四方のグリッドで分割し、地形と土壤分類データ (Boorman et al., 1995)<sup>[9]</sup> を利用した流出モデル構築の取り組みは、計算負荷が比較的小さいことに加え、計算精度も高いことから、レーダー雨量を利用した実時間洪水予測、気候変動への影響評価等への幅広い展開を見せている (Bell and Moore, 1998 ; Bell et al., 2009)<sup>[4,5]</sup>。

これらのモデルが広く適用されるようになった背景には、コンピュータの処理能力の向上に加え、数値地図やリモートセンシングによって得られる地形や土壌、土地利用といった地表面付近の空間的情報の整備が進んだことによる。分布型流出モデルを応用した研究方向のひとつとして、気候変動時による農業用水資源の変化予測 (Fujihara et al., 2008<sup>[14]</sup>) や気候変動や人口増加等の複合的要因による水ストレスや水資源の流域・全球スケールでの脆弱性や持続性の評価研究がある (Hanasaki et al., 2008a, 2008b ; Rost et al., 2008)<sup>[17,18,29]</sup>。しかし、このような研究では乾燥地の畑地農業が中心に扱われており、次項で述べるような水田灌漑地区の水利用や循環特性を十分に考慮したモデルの検討には至っていない。

### 1.2.2 水田水利用と流域水循環の相互関係評価に関する研究

広域の水田灌漑地区の水循環に関する基礎的な情報の把握のため、水収支法が従来から用いられてきた。この方法は水利用や流況の安定している時期を選んで流域ごとの流入量・流出量を測定し、区域内の消費水量、還元水量などを求める方法である。水収支法を体系的に取りまとめ、広域水田用水量を求める方法のひとつとして CB 法 (岡本, 1973)<sup>[39]</sup> が提案、実用化されているものの、時間的に変化する水循環量の把握は困難である。また、複数の水田灌漑地区が存在する流域において、隣接する 2 地点の流量の相関関係を利用した反復還元水量の推定や広域水収支解析が提案されている (白石ら, 1976 ; 丹治・大西, 1986)<sup>[57,70]</sup>。この手法は時間的に変化する状態の推定や現状の分析ツールとしては有用だが、水循環の物理的な構造に考察を加えるものではないため、土地利用や水利用の変化に対する予測には用いることはできない。

集中型流出モデルを利用した広域水収支解析として、複合タンクモデルによる方法が提案されている (丸山ら, 1979 ; 富田ら, 1979)<sup>[72,88]</sup>。これは流域をいくつか分割して小流域ごとにタンクモデルを適用し、その内部の土地利用に応じた流出過程を想定して地点の流量を算出するものである。中桐ら (1998, 2000)<sup>[73,74]</sup> は複合タンクモデルを応用し、広域水収支の評価を行った。しかし、タンクモデルの特性上、観測流量が得られない流域におけるパラメータの合理的な推定法や、複雑な用水系統の空間的情報を取り込む手法などの解決すべき問題が残っている。

一方、分布型流出モデルによる水田灌漑の表現を試みた研究として、後藤(1983)<sup>[53]</sup>は人間活動(水田農業)の影響を大きく受ける日本の河川において、農業取水を考慮したメッシュ型の分布モデルにより長期流出解析を行った。しかし、計算能力や入力データに制限があったためメッシュには単一の土地利用が割り当てられており、モザイク状の土地利用形態の表現や土地利用・水利用の変化などの表現には至っていない。また、水田水利用の多様性を分布型流出モデル上で表現する研究として、モンスーンアジアの代表河川流域としてメコン河流域を対象とし、多様な水田水利用や作付体系に着目したモデル化を行って農業活動と流域水循環の解明が試みられている(谷口・吉田ら, 2009; Masumoto, Yoshida et al., 2009)<sup>[23,67-69]</sup>。ただし、対象とした流域は天水田や小規模の貯水施設での灌漑が大部分を占め、ダム等の大規模な貯水池による水循環の変化は表現されていない。加えて、灌漑水田があるとしてもモデルの単一メッシュ(約10km)内に収まるものであったため、広域の人為的な水循環系の表現には至っていない。これらの研究の他にも分布型流出モデルに水田水利用を組み込む試みはあるが、取水・還元が流域末端で集中型的に表現されたり(石塚・江種, 2008)<sup>[34]</sup>、圃場への用水配分が簡易に扱われており(陸ら, 2002)<sup>[97]</sup>、水田灌漑の表現には課題が残されている。

上記のように、高度に開発された水田灌漑地区を有する河川流域に分布型流出モデルを適用する場合には、貯水池の放流量、頭首工の取水量の推定、さらには灌漑地区からの還元などの過程のモデル化が必要となる。

### 1.2.3 水田の管理状況と流出特性に関する研究

水田地帯は、洪水緩和機能、斜面崩壊防止、水資源涵養等の流域保全機能を有するとされる。例えば、中山間水田の持つ洪水緩和機能は豪雨の一部を水田に貯留し、徐々に放流することにより発揮される機能であるが、近年進行する耕作放棄によりこれらの機能の低下が危惧されている(早瀬, 1994)<sup>[81]</sup>。

このような状況の下、耕作放棄された中山間水田の水文流出特性の変化は、水田の土壌の粗間隙や土層構造といった土壌物理性の変化に着目した調査(吉田ら, 1997; 増本ら, 1997; 古賀ら, 1997)<sup>[50,86,95]</sup>や、水田の欠口の位置や畦畔の高さといった物理特性の変化に着目した流出観測結果の比較(早瀬, 1992)<sup>[80]</sup>によって明らかにされ、これらの流出過程のモデル化も行われてきた(千葉ら, 1997; 増本ら, 2003)<sup>[71,87]</sup>。ただし、これらの調査・解析は主に水田一筆から数筆を調査単位として行われ、圃場スケールでの流出特性の変化が流域スケールの流出特性にどのような影響を持つかという点については依然明らかでない点が多い。

このような水田の耕作放棄と流域スケールの流出特性の関係を表現するモデルが構築できれば、他の流域で同様の検討を行う場合や、土地利用・管理の変化を想定した将来の流況予測を行う場合に有用である。しかし、これまでの検討の多くでは土地利用形態が異なる複数の流域に集中型流出モデルを適用し、得られたモデルのパラメータの違いから土地利用の変化と流出特性についての定性的な関係を論じるものが中心であった(例えば田中丸・角屋, 1994a, 1994b)<sup>[65,66]</sup>。これに対し分布型流出モデルは流域内の複数の土地利用からの流出プロセスを表現できるため、水田の管理状態の違いによる流域間の流出特性の差異を物理的に考察できる可能性を秘めている。

### 1.2.4 積雪・融雪過程のモデル化に関する研究

日本は人工稠密地としては世界に類をみない多積雪地帯であるが、地球規模で見ると雪氷圏の縁辺分に位置する。特に、北陸地方は季節風と日本海から供給される水蒸気により冬季降水量が非常に多く、しかも冬季の平均気温が $3^{\circ}\text{C}$ 前後と高いため、降雪と降雨がぎりぎりの気象条件下に存在する豪雪地帯である(横山, 2000)<sup>[91]</sup>。北陸地方を中心とする日本の暖地積雪地域は、気温上昇に対して敏感で、土壌や積雪層の凍結が融雪時期・量に与える影響が小さいという特徴があり、その融雪流出特性の把握は現在のみならず、地球温暖化時における流域水資源の評価という観点からも重要である。

流域スケールの融雪量推定には、集中型流出モデルに対しては気温と融雪量の関係を用いたディグリーデイ法が広く用いられ、地球温暖化シナリオによる主要河川の積雪・融雪期の流況変化予測を行った応用的研究(井上・横山, 1998; 井上ら, 2001)<sup>[35,36]</sup>も見られる。しかし、流域内の融雪特性が標高や斜面勾配・方向により異なるため、分布型流出モデルにディグリーデイ法を適用するには限界があり(小池ら, 1985a)<sup>[48]</sup>、熱収支に基づく積雪・融雪量の推定(例えば小池ら, 1985b; Kondo and Yamazaki, 1990)<sup>[19,47]</sup>が必要となる。これらの熱収支による融雪量推定法は、衛星画像による広域積雪量の推定(高橋ら, 1987; 風間・澤本, 1994)<sup>[41,63]</sup>や、熱収支各項の推定方法の改良(Motoya et al., 2001)<sup>[27]</sup>等による高度化が図られているが、流域に適用する場合には短波・長波放射量等の観測値の少ない気象データに対しても広域での推定が必要となる。

一方で、水津(2001)<sup>[59]</sup>は気象庁 AMeDAS のルーチン気象観測データのみを用いて積雪面の熱収支を簡易に推定するモデルを開発した。さらに、同モデルを広域に適用するため、重回帰分析により同モデル中のパラメータを広域で推定する手法を提案し、全国7流域への適用を行った(水津, 2002)<sup>[60]</sup>。しかし、説明変数の地形因子と目的変数のパラメータの関係が必ずしも明確ではないことから、気象・積雪深等のデータが少ない地域への適用のためには、より合理的な手法によりパラメータの広域分布の推定が課題となっている。

### 1.2.5 低平地の氾濫湛水過程のモデル化

水田の多くは氾濫に対して脆弱な低平地帯に位置しているが、氾濫は被害をもたらすと同時に農業にとっての重要な水資源として位置づけられ、そのモデル化や評価が行われてきた(Hai et al., 2008)<sup>[16]</sup>。しかし、氾濫解析を行うための詳細な河道断面、堤防高、勾配等のデータは、Alcántara-Ayala(2002)<sup>[2]</sup>が指摘する通り、特に発展途上国の低平地河川においてはその量、質ともに限られ、氾濫解析モデル適用のための大きな障害であった。例えば、流域スケールでの氾濫現象のモデル化を行うために、Yamazaki et al.(2011)<sup>[31]</sup>は分布型流出モデルのメッシュ内に地形データを取り込むことでサブメッシュスケールの氾濫・洪水追跡を行っているが、河道幅、堤防高さ等の情報は経験的パラメータとして設定している。

これに対し、早瀬・角屋(1977)<sup>[79]</sup>や増本・角屋(1995)<sup>[85]</sup>は、低平河川周辺の水田地帯における氾濫域が河道に比べて広大で緩慢な流水域を形成することに着目し、氾濫域全体を貯水池と見なしてその水位が一樣に変化するとした解析手法を提案している。この方法は、氾濫原の地形データのみを準備することで実用的な精度で簡便に解析が行える。しかしながら、分布型流出モデルにおいて河道からメッシュへの氾濫現象は表現できず、湛水による農地被害の推定やその水資源としての評価等を行うための残された課



題となっている。

### 1.3 目的と方法

上記のような背景とこれまでの研究成果を踏まえ、本研究の目的を

水田灌漑卓越流域における人為的な水循環系を表現し、流域水循環と一体的に解析するモデルの開発と検証を行う

こととする。

上記の目的を達するため、以下のような方法により研究を進める。

- 1) 本研究で開発するモデルのプロトタイプとして、多様な水田水利用を考慮した分布型水循環モデル(谷口・吉田ら, 2009)<sup>[67-69]</sup>を位置づけ、同モデルを以下本論文中では「基本モデル」とよぶ。
- 2) 本研究の核となる、水田灌漑卓越流域における人為的な水流動過程を表現する「用水配分・管理モデル」を構築し、基本モデルに実装する。さらに、提案したモデルを水田灌漑卓越流域に適用してその適合性を確認するとともに、水田灌漑が流況に与える影響について定量的に考察する。なお、開発するモデルを以下本論文中では「流域水循環モデル」とよぶ。
- 3) 流域水循環モデルに「耕作状態が異なる水田からの流出」過程を組み込み、土地利用や水田の管理状態が異なる複数の試験流域にモデルを適用する。適用したモデルの流出の再現性について精査するとともに、中山間地域の流域水循環と流出場である水田の管理状態との相互関係を評価する。
- 4) 流域水循環モデルを幅広い水文環境の流域へ適用するために、「積雪・融雪」および「低平地の氾濫湛水」過程を表現するサブモデルを開発する。各サブモデルを流域水循環モデルに組み込むとともにこれらの諸過程が卓越した流域に適用し、モデル適用性と精度を検証する。

### 1.4 論文の構成

この章では、本研究の背景と目的および方法について述べてきた。次章以降は、まず第2章で本研究の開発する流域水循環モデルの基本構造を提示するとともに、モデル開発のポイントを記して基本モデルとの違いを明確にする。第3章では、本論文の核となる用水配分・管理モデルの開発方法および流域水循環モデルへの実装方法について述べ、実河川への適用結果からモデルの適合性を明らかにする。次いで第4章、5章では、流域水循環モデルの多様な気候帯、地形の流域へモデルの適用範囲を拡張するためのサブモデルの開発を行う。第4章では積雪・融雪過程、第5章では低平地の氾濫湛水過程の表現方法を示すとともに、それぞれの過程が卓越した流域においてサブモデルの検証を行う。さらに第6章では流域水循環モデルに耕作状態が異なる水田からの流出過程を組み込み、土地利用や水田の管理状態が異なる複数の試験流域にモデルを適用する。適用したモデルによる流出の再現性について精査するとともに、中山間地域の流域水循環と流出場である水田の管理状態との相互関係を評価する。最後に第7章では結論と今後の展開について述べ、本論文を締めくくる。

## 第 2 章

# 流域水循環モデルの基本構造と開発のポイント

### 2.1 はじめに

本章では、「基本モデル」(多様な農地水利用を考慮した分布型水循環モデル(谷口・吉田ら, 2009))<sup>[67-69]</sup>を構成する 4 つのサブモデル(流出モデル, 実蒸発散量推定モデル, 作付時期・作付面積推定モデル, 水田水利用モデル)について, その概念と計算方法を述べる. さらに, 本研究で取り組む「流域水循環モデル」の開発ポイントについて述べる.

本章で示した計算の時間単位  $dt$  は基本的に日単位である. ただし, 地表流発生量の算定(2.2.1.2), 斜面・河道流の追跡法(2.2.1.3)では短時間に変更できる. また, モデル中の全ての変数は時間, 空間の次元を持つが, 本章中で示した計算は同一の時間, 空間内で完結するものであるため, 特に断らない限り時間, 空間の次元は表示しない.

### 2.2 流域水循環モデルの基本構造

#### 2.2.1 流出モデル

##### 2.2.1.1 グリッドセル単位の貯留や水移動

流域水循環モデルは, 上層の根群域(Root Zone Storage), 中層の不飽和域(Unsaturated Zone Storage), 下層の飽和域(Saturated Zone Storage)という 3 層の貯留から成るグリッドセルに分割する(Fig.2.1). このグリッドセルにより降雨による地表流出, 鉛直降下による時間遅れ, グリッドセル間の地表・地下の水移動といった各水文過程を表現する.

各グリッドセルでは, 森林, 天水田, 灌漑水田, 畑地, 水域の土地利用区分を与え, その根群域の最大貯留量  $S_{\max}$  (mm) は土地利用ごとの根群域最大貯留量を各面積率により重み付け平均し, グリッドセルに均一な値とする. 根群域貯留量  $S_r$  (mm) は, 土壌浸入力  $I$  (mm/dt), 実蒸発散量  $E_a$  (mm/dt) の収支から計算する.

$$\frac{dS_r}{dt} = I - E_a - Q_v \quad (2.1)$$

土壌浸入力  $I$  は 2.2.1.2 で後述する方法により地目ごとの浸入量を計算し, 各土地利用の面積率で重み付

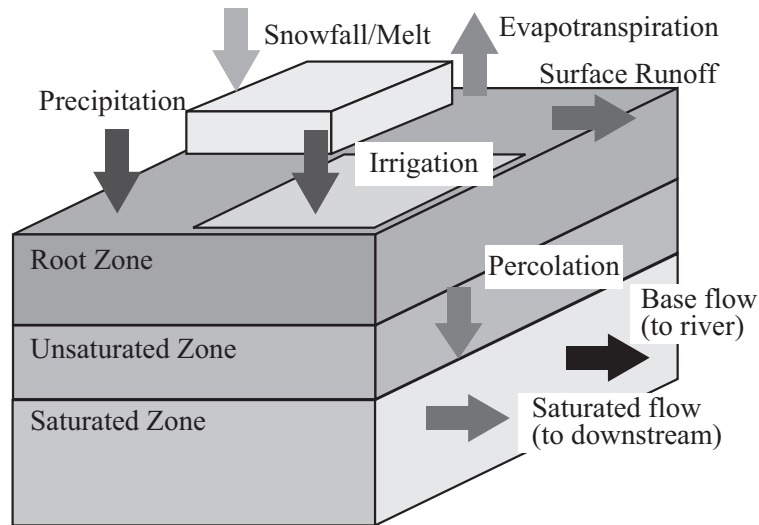


Fig.2.1 グリッドセル内の雨水貯留・流出構造

け平均して算定する。また、 $E_a$  は 2.2.3 で述べる方法により求める。

根群域貯留量  $S_r$  がその最大値  $S_{rmax}$  を超えると、鉛直方向の鉛直降下流が発生する。基本モデルでは、発生した鉛直降下流の全量が同時間ステップのうちに飽和域貯留に到達する構造であったが、ここではその時間遅れを考慮するために、飽和域貯留への流下量  $Q_v$  (mm/dt) を不飽和域の貯留量  $S_u$  (mm)、飽和域貯留空き容量  $D_s$  (mm) と時間遅れパラメータ  $T_d$  (dt/mm) から式 (2.2) により求める方式に改良する (Beven and Wood, 1983<sup>[7]</sup>)。

$$Q_v = \begin{cases} \frac{S_u}{D_s T_d} & (D_s > 0) \\ \frac{1}{T_d} & (D_s = 0) \end{cases} \quad (2.2)$$

ここで、 $S_u$  は不飽和域貯留量 (mm)、 $D_s$  は飽和域貯留空き容量 (mm)、 $T_d$  は時間遅れパラメータ (dt/mm) である。なお、根群域の超過分のうち飽和域に流下しなかった量は  $S_u$  として不飽和域にとどまる。

$$\frac{dS_u}{dt} = \begin{cases} S_r - S_{rmax} - Q_v & (S_r > S_{rmax}) \\ -Q_v & (S_r < S_{rmax}) \end{cases} \quad (2.3)$$

飽和域からの水移動は、隣接する下流グリッドセルの飽和域への水平方向の移動  $Q_b$  と河道へ湧出する基底流出  $R_c$  により表され、飽和域の収支は式 (2.4) で計算される。

$$\frac{dD_s}{dt} = Q_v - Q_b - R_c \quad (2.4)$$

グリッドセル間の地下水移動は地表面の流下方向に従うものとし、その移動量  $Q_b$  は式 (2.5) より計算する。

$$Q_b = Q_{b0} \exp(-D_s/f_b) S_c L_s \quad (2.5)$$

ここで、 $Q_{b0}$  は地下水移動量のパラメータ ( $m^2/dt$ )、 $S_c$  は流下方向の地表勾配、 $L_s$  はグリッドセルの辺長 (m)、 $f_b$  は飽和域移動量の逓減パラメータ (mm) である。

基本モデルでは、基底流出量  $R_c$  は飽和域貯留量が閾値を超えた場合に、その超過分全てが河道に流出する不連続的な構造であった（谷口・吉田ら，2009）<sup>[69]</sup>。しかしここでは式（2.6）でグリッドセルの飽和域貯留量に応じて連続的に変化するものとした。

$$R_c = R_{c0} \exp(-D_s/f_r) L_c \quad (2.6)$$

ここで、 $R_{c0}$  は単位河道長あたりの湧出量 ( $m^2/dt$ )、 $f_r$  は流出の逓減パラメータ (mm)、 $L_c$  は河道長 (m) である。

なお、上記の  $Q_{b0}$ 、 $f_b$ 、 $R_{c0}$ 、 $f_r$  は土壌の透水性と基盤までの土層の厚さを反映したパラメータであり、全グリッドセルに一律の値を与える。 $Q_{b0}$  と  $f_b$  は飽和域貯留量の空間的な分布に変化を与え、結果として降雨時の飽和地表流の発生量を支配するため、観測流量の出水ピークと逓減を再現するように決定する。一方、 $R_{c0}$  と  $f_r$  は主に低水流量に関係するため、流量観測地点の低水流量から求める。

### 2.2.1.2 地表流発生量の算定

本モデルで表す地表流の発生過程は、降雨強度が浸透能を超えた場合に生じる地表流（浸透余剰地表流）と、土壌が飽和したグリッドセルへの降雨によって生じる地表流（飽和余剰地表流）の二つである。

前者は、計算時間  $dt$  中に一定強度で降雨  $p$  (mm/dt) が継続したときの浸入能  $f$  (mm/dt) の時間変化を Green Ampt モデル (Green and Ampt, 1911)<sup>[15]</sup> により計算し、 $f$  が  $p$  を下回ったときに発生するものとする。計算時間  $t$  から  $t+dt$  中の浸透余剰地表流の発生は以下のように求める (Chow et al., 1988)<sup>[11]</sup>。

まず、時刻  $t$  の累積浸透量  $F_t$  (mm) から浸入能  $f_t$  を求める。

$$f_t = K_{\text{sat}} \left( \frac{\psi \Delta \theta}{F_t} + 1 \right) \quad (2.7)$$

ここで飽和透水係数  $K_{\text{sat}}$  (cm/dt)、濡れ前線のサクション水頭  $\psi$  (mm)、計算開始時の根群域初期貯留率  $\Delta \theta = 1 - S_r/S_{\text{rmax}}$  である。算定した  $f_t$  が降雨強度  $p$  を下回る場合には  $t$  から  $t+dt$  まで継続的に浸透余剰地表流が生じる。

他方、 $f_t$  が  $p$  を上回る場合には、降雨が全て地中に浸入したと仮定したときの累積浸透量を  $F'_{t+dt} = F_t + p dt$  と置き、そのときの浸入能  $f'_{t+dt}$  を算出する。このとき、 $f'_{t+dt}$  が  $p$  を上回る場合にはその期間には浸透余剰地表流は生じない。他方、もし  $f'_{t+dt}$  が  $p$  を下回るときには、期間  $dt$  のうちに浸透余剰地表流が生じる。浸透余剰地表流が生じる時刻  $t+dt'$  には、 $f_{t+dt'} = p$  および  $F_{t+dt'} = F_p$  が成り立つので、累積浸入量  $F_p$  は

$$F_p = \frac{K \psi \Delta \theta}{p - K} \quad (2.8)$$

となる。最後に、 $t$  から  $t+dt$  までの降雨量から時刻  $dt'$  までの累積浸入量を差し引いて浸透余剰地表流を得る。

一方、後者の飽和余剰地表流は完全に飽和した状態 ( $S_r = S_{\text{rmax}}$  かつ  $D_s = 0$ ) のグリッドセルにおいて生じる。すなわち、時刻  $t$  においてこの条件を満たすグリッドセルに降った雨の全量が飽和余剰地表となる。また、計算時間  $t$  から  $t+dt$  の中にこの条件が満たされた場合には、飽和となった時点以降の降雨量を飽和余剰地表流とする。

### 2.2.1.3 斜面・河道流の追跡法

発生した地表流は、全てグリッドセルの河道を通じて流下するものとし、地表流出を河道モデルに流入させる際には遅れ時間を考慮する。基本モデル（谷口・吉田ら，2009）<sup>[69]</sup>では、10km四方のグリッドセルで発生した地表流が河道に流入するまでの時間遅れを5日間の移動平均により表現している。ただし、移動平均をとる期間はグリッドセルの大きさや地形に依存するため、その決定は容易ではない。

そこでここでは、発生した地表流出が河道に流入するまでの時間遅れを表現するため、グリッドセルの地表面を一本の河道とその両側の二つの仮想的な斜面としてモデル化する。地表流出量  $r_e$  (m/s) を斜面流として以下のように扱う。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r_e \quad (2.9)$$

$$h = kq^p \quad (2.10)$$

ここで、 $h$ ：水深 (m)， $q$ ：単位幅流量 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )， $k$ ， $p$ ：定数である。斜面流定数  $k$ ， $p$  は、等価粗度  $N$  と斜面勾配  $s$  を用いて、 $k = (N/\sqrt{s})^p$ ， $p = 0.6$  と表される。各グリッドセルの等価粗度  $N$  は標準値（角屋，1980）<sup>[44]</sup>を参考に、森林 ( $1.5 (\text{s m}^{-1/3})$ )，畑地 ( $0.4 (\text{s m}^{-1/3})$ )，水田 ( $2.5 (\text{s m}^{-1/3})$ ) とし、グリッドセル内の土地利用面積率で重み付け平均した値を用いた。また、斜面勾配  $s$  はグリッドセル内に含まれる 50m 間隔の標高データの標準偏差を斜面長で除した値とした。

河道流は、上流端からの流入量  $Q$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ )，上述の計算により算出した単位幅あたりの横流入量  $q$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) をキネマティックウェーブで計算する。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (2.11)$$

$$A = KQ^P \quad (2.12)$$

ここで、 $A$ ：流水断面積 ( $\text{m}^2$ )， $K$ ， $P$ ：定数である。河道の定数  $K$ ， $P$  は、流域を小流域に分割し、それらの河道幅とグリッドセルの平均標高から算出した勾配により決定した。

斜面流，河道流の差分法には Li et al. (1975)<sup>[21]</sup> によって提案された nonlinear scheme を用いる。同法は無条件安定で計算時間刻みの制約が小さく、広い範囲の時間刻み，空間刻みに適用可能である。ここでは河道流を例にその計算方法を示す。時間刻みを  $j$ ，空間刻みを  $i$  とすると，nonlinear scheme では式 (2.13) のように時間，空間ともに前進差分により離散化する。

$$\frac{A_{i+1}^{j+1} - A_{i+1}^j}{dt} + \frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}}{dx} = \frac{q_{i+1}^{j+1} + q_{i+1}^j}{2} \quad (2.13)$$

これを  $Q_{i+1}^{j+1}$  について整理し、ニュートン法により解を求める。

## 2.2.2 作付時期・面積推定モデル

作付時期・作付面積推定モデル（谷口・吉田ら，2009）<sup>[67]</sup> は、天水田と灌漑水田の作付体系の違いや、降水や灌漑水量に応じた水田の作付時期ならびに作付面積の変化を推定するモデルである。基本モデルの開発では、モンスーンアジア地帯の水田の多様性を考慮するため、水田体系や灌漑方式を詳細に分類している。すなわち、水田体系は4種類（「天水田（完全天水依存型）」，「天水田（補助水源利用型）」，「灌漑水

田]、「洪水利用水田」)であり、灌漑方式は6種類(「重力灌漑」,「ポンプ灌漑」,「貯水池灌漑」,「コルマタージュ灌漑」,「潮汐灌漑」,「地下水灌漑」)のようである。また、水稻の品種についても感光性イネ、非感光性イネの2種類を考慮している。ただしここでは、水田の詳細な分類やそれらに応じたパラメータの設定には触れず、モデルの基本的な考え方を述べる。

水稻の植え付けは、植え付けに必要な水量が確保できた水田から開始されるものとし、水田に供給された水量に応じて開始日が変動する。具体的には、積算開始日からの積算降水量が植え付け可能積算降水量  $P_{cum}$  (mm) を超えたグリッドセルから植え付けを開始するものとする。植え付け期間中における水田作付面積は式 (2.14) で算出する。

$$A_c = A_p \frac{D}{T_{tra}} \quad (2.14)$$

ここで、 $A_c$  は作付面積 ( $m^2$ )、 $D$  は植え付け開始からの日数、 $T_{tra}$  は植え付け期間 (日)、 $A_p$  はあるグリッドセルにおいて植え付け可能な水田面積 ( $m^2$ ) である。

### 2.2.3 実蒸発散量推定モデル

実蒸発散量推定モデルは、FAOのPenman Monteth式(Allen et al., 1998)<sup>[3]</sup>により推定した基準蒸発散量  $E_{T0}$  (mm/dt)、流出モデルで計算された根群域貯留量  $S_r$  を用いて実蒸発散量を推定するサブモデルである。基準蒸発散量はFAOのPenman-Monteith式(式2.15)から推定する。基準蒸発散量  $E_{T0}$  の算出方法の詳細は本章の付録に示す。

$$E_{T0} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_a + 273} U(e_s - e_a(T_a))}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U)} \quad (2.15)$$

ここで、 $R_n$  は正味放射量 ( $MJ/m^2/dt$ )、 $G$  は地熱フラックス (= 0) ( $MJ/m^2/dt$ )、 $U$  は風速 (m/s)、 $e_s$  は飽和蒸気圧 (kPa)、 $e_a(T_a)$  は気温  $T_a$  における蒸気圧 (kPa)、 $\Delta$  は温度-飽和蒸気圧曲線の勾配 ( $kPa/^\circ C$ )、 $T_a$  は平均気温 ( $^\circ C$ )、 $\gamma$  は乾湿計定数 ( $kPa/^\circ C$ ) である。式 (2.15) のそれぞれ項の計算方法は、2.4に付録として記す。

$$E_a = \frac{E_l A_l + E_w A_w}{A_c} \quad (2.16)$$

ここで、 $A_c$ 、 $A_w$ 、 $A_l$  はそれぞれグリッドセル、水域、陸域の面積 ( $m^2$ )、 $E_w$  は水域からの蒸発量 (=  $E_{T0}$ ) である。なお、陸域からの蒸発散量  $E_l$  (mm/d) は、土地利用  $i$  ごとの実蒸発散量  $E_a$  (mm/dt) を面積平均して式 (2.17) から求める。

$$E_l = \sum_i K_c(i, t) \frac{A(i)}{A_c} \frac{S_r}{S_{rmax}} E_{T0} \quad (2.17)$$

ここで、作物係数  $K_c(i, t)$  は土地利用  $i$ 、時刻  $t$  の作付状況に応じて変化し、水稻作付期と森林は 1.1、畑地は 0.6、非作付期の水田は 0.3 とする (Allen et al., 1998)<sup>[3]</sup>。

### 2.2.4 水田水利用モデル

水田水利用モデルは水田への取水量や湛水深の推定を行い、さらに湛水深に応じた灌漑管理や水田からの流出を表現するモデルである。このモデルでは、上述した作付時期・作付面積推定モデル、流出モデ

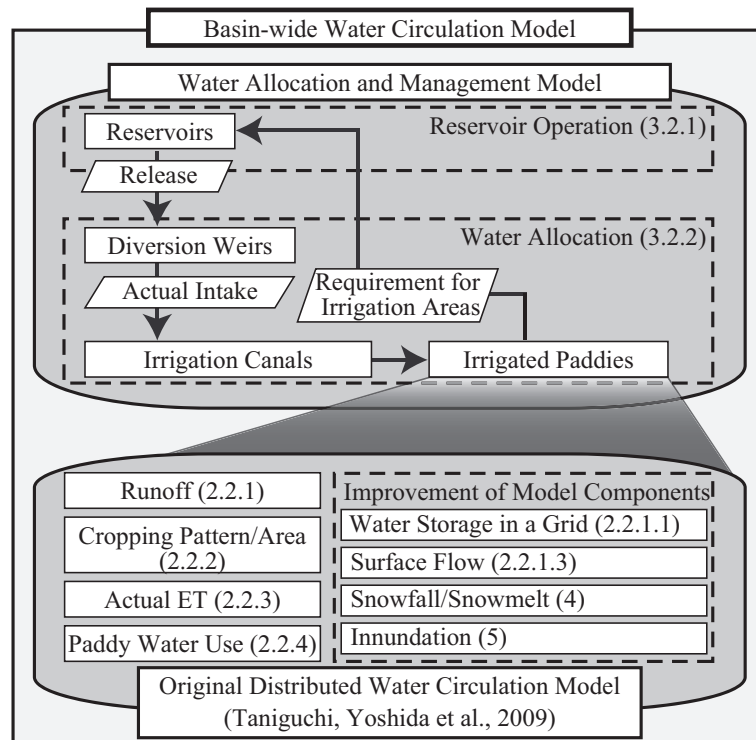


Fig.2.2 用水配分・管理モデルを統合した流域水循環モデルの構造（図中の数字は本論文の章番号を表す）

ル，実蒸発散量推定モデルを用いて推定した作付面積，取水可能量（河川流量），実蒸発散量を利用して計算を行う。

水田への実取水量  $Q_i$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) は粗用水量  $Q_{\text{gw}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) に基づいて推定する。ただし，取水するグリッドセルでの河川流量  $Q_{\text{ch}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) および灌漑施設の施設容量  $Q_{\text{if}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) が制限要因となる。すなわち， $Q_{\text{ch}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ )， $Q_{\text{if}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ )， $Q_{\text{gw}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) との大小関係から式 (2.18) により算定する。

$$Q_i = \min(Q_{\text{gw}}, Q_{\text{ch}}, Q_{\text{if}}) \tag{2.18}$$

実取水量算定に必要な，粗用水量  $Q_{\text{gw}}$  は灌漑効率  $I_e$  と純用水量  $Q_{\text{nw}}$  ( $\text{m}^3/\text{d}$ ) から求める。

$$Q_{\text{gw}} = \frac{Q_{\text{nw}}}{I_e} \tag{2.19}$$

なお， $Q_{\text{gw}}$  と  $Q_{\text{nw}}$  との差は送水損失水量とし，降雨と合わせてグリッドセルの表面に与える。また，純用水量  $Q_{\text{nw}}$  は圃場単位用水量  $D_f$  ( $\text{mm}/\text{dt}$ )，作付け中の灌漑水田面積  $A_{\text{ia}}$  ( $\text{m}^2$ ) から以下により算出する。

$$Q_{\text{nw}} = A_{\text{ia}} D_f \times 10^3 \tag{2.20}$$

$$D_f = ET_a + I_p - p \tag{2.21}$$

ここで， $p$  は降水量 ( $\text{mm}/\text{dt}$ )， $I_p$  は水田浸透量 ( $\text{mm}/\text{dt}$ )， $E_a$  は蒸発散量 ( $\text{mm}/\text{dt}$ ) である。

これらの諸量から，水田貯留水位  $H_p$  ( $\text{mm}$ ) は水田水尻からの流出量  $H_{\text{pout}}$  ( $\text{mm}/\text{dt}$ ) の水収支から算出する。

$$\frac{dH_p}{dt} = p - I_p - E_{\text{Tpad}} - H_{\text{pout}} + Q_i/A_{\text{ia}} \times 10^{-3} \tag{2.22}$$

なお、水田からの表面流出量  $H_{\text{pout}}$  は完全越流を仮定し、堰の越流公式から求める。

## 2.3 流域水循環モデルの開発ポイント

基本モデルは、必要水量、利用可能水量、取水施設容量からグリッドセルごとの水田水利用や多様な作付体系を表現する (**Fig.2.2** 中の **Original Distributed Water Circulation Model**)。ただし、基本モデルは前述したようにメコン河において開発してきたものであり、そこでは天水田や小規模の貯水施設での灌漑が大部分を占めるため、ダム等の大規模な貯水池による水循環の変化は表現されていない。また、灌漑水田があるとしてもモデルの単一グリッドセル (約 10km) 内に収まるものであった。

一方で、新たに開発する用水配分・管理モデルは日本のような高度に開発された河川流域への適用を目的とし、貯水池運用、河川から灌漑地区への取水やその配分といった複数グリッドセル間に跨る広域の水田灌漑地区における人為的な水循環過程をモデル化したものである (用水配分・管理モデル, 同図中の **Water Allocation and Management Model**)。同モデルを基本モデルの基幹部分として組み込むことにより、広域な灌漑水田主体流域の水循環を表す流域水循環モデルを構築できる (同図中の **Basin-wide Water Circulation Model**)。

## 2.4 小括

本章では、本研究で開発する「流域水循環モデル」の原型となる「基本モデル」について、モデルを構成する4つのサブモデル (流出モデル, 実蒸発散量推定モデル, 作付時期・作付面積推定モデル, 水田水利用モデル) の概念と計算方法を述べた。さらに、本研究で取り組む流域水循環モデルの開発ポイントについて述べた。本章は、以下のようにまとめられる。

- 1) 基本モデルは流出モデル, 実蒸発散量推定モデル, 作付時期・作付面積推定モデル, 水田水利用モデルから構成される。同モデルは、日単位の気象データを利用してそれぞれのグリッドセルで流出量, 蒸発散量とともに水田の作付面積, 取水量を計算するものである。
- 2) グリッドセル単位で完結する水田の取水・水利用を表現する基本モデルに対し、開発する流域水循環モデルは日本のような高度に開発された河川流域への適用を目的とし、グリッドセルを跨る広域の水循環, すなわち貯水池運用, 取水・配分・還元といった水循環過程のモデル開発を行うものである。



## 付録：基準蒸発散量の計算

基準蒸発散量  $E_{T0}$  (mm/d) 算出のための諸量は, Allen et al. (1998) に基づき, 以下から算出する.

$$\Delta = \frac{4098 \times 0.6108 \exp(17.27T_a/(T_a + 237.3))}{(T_a + 237.3)^2} \quad (2.23)$$

$$\gamma = 0.065 \times 10^{-3} P_{\text{atm}} \quad (2.24)$$

$$P_{\text{atm}} = 101.3 \left( \frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (2.25)$$

$$e_a = \frac{e^0(T_n)(H_n/100) + e^0(T_x)(H_x/100)}{2} \quad (2.26)$$

$$e_s = \frac{e^0(T_x) + e^0(T_n)}{2} \quad (2.27)$$

ここで,  $P$  は大気圧 (kPa),  $z$  は標高 m,  $H_x$  は最高湿度 (%),  $H_n$  は最低湿度 (%),  $T_x$  は最高気温 (°C),  $T_n$  は最低気温 (°C) である. 気温  $T$  における飽和蒸気圧 (kPa) は  $e^0(T) = 0.6108 \exp((17.27T)/(T + 237.3))$  により得られる.

また, 正味放射量  $R_n$  は以下の式から算出する.

$$R_n = R_{\text{ns}} - R_{\text{nl}} \quad (2.28)$$

$$R_{\text{ns}} = (1 - \alpha)R_s \quad (2.29)$$

$$R_{\text{nl}} = \sigma \left( \frac{TK_n^4 + TK_x^4}{2} \right) (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (1.35R_s/R_{s0} - 0.35) \quad (2.30)$$

ここで,  $R_{\text{ns}}$  は短波放射量 (MJ/m<sup>2</sup>/d),  $R_{\text{nl}}$  は長波放射量 (MJ/m<sup>2</sup>/d),  $\alpha$  はアルベド (= 0.23),  $R_s$  は全天日射量 (MJ/m<sup>2</sup>/d),  $R_{s0}$  は快晴時の全天日射量 (MJ/m<sup>2</sup>/d),  $TK_n$  は最低気温 (K),  $TK_x$  は最高気温 (K),  $\sigma$  は Stefan-Boltzmann 定数 (=  $4.903 \times 10^{-9}$  (MJ/K<sup>4</sup>/m<sup>2</sup>/d)) である.

正味放射量算出のための諸量は, 各値は以下の式で算出する.

$$R_{s0} = (0.75 + 2 \times 10^{-5}z) R_a \quad (2.31)$$

$$R_s = 0.16 \sqrt{T_x - T_n} R_a \quad (2.32)$$

$$R_a = \frac{24 \times 60}{\pi} 0.082 \frac{d_0}{d} (\omega \sin \phi \sin \sigma + \cos \phi \cos \sigma \sin \omega) \quad (2.33)$$

$$\frac{d_0}{d} = 1 + 0.033 \cos \left( \frac{2\pi}{365} D \right) \quad (2.34)$$

$$\delta = 0.409 \sin \left( \frac{2\pi}{365} D - 1.39 \right) \quad (2.35)$$

$$\omega = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \quad (2.36)$$

ここで,  $R_a$  は大気上端の水平面日射量 (日平均) (MJ/m<sup>2</sup>/d),  $d$  と  $d_0$  は地球・太陽間の距離とその平均値,  $\omega$  は時角 (rad),  $\phi$  は緯度 (rad),  $\delta$  は太陽の赤緯 (rad),  $D$  は1月1日からの日数である.

## 第 3 章

# 広域水田灌漑地区の用水配分・管理モデルの実装による流域水循環のモデル化

### 3.1 はじめに

本章では、農業用水の特性を考慮した貯水池運用と、灌漑水田地区における取水、用水配分、還元等の水循環過程を表す「用水配分・管理モデル」の開発手法を示す。次いで、用水配分・管理モデルを基本モデルに統合した流域水循環モデルを提案する。さらに、水田灌漑卓越流域に提案したモデルを適用してその適用性を検証するとともに、広域の水田水利用が流域水循環に与える影響について定量的に考察する。

本章で示した計算の時間単位  $dt$  は基本的に日単位とする。また、モデル中の全ての変数は時間、空間の次元を持つが、3.2.1 節以外ではそれらの次元は表示しない。

### 3.2 用水配分・管理モデルの構造

流域水循環モデルの全体像および本章で開発する用水配分・管理モデルの構成要素である貯水池および広域の水田灌漑地区を **Fig.3.1** に示す。同図中の貯水池があるグリッドセルでは、本章で詳述する貯水池管理モデルにより日単位で放流量及び貯留量を算出する。また、取水施設があるグリッドセルでの河川からの実取水量や、広域水田への用水配分量を用水配分モデルにより推定する。

#### 3.2.1 貯水池からの放流量の推定方法

貯水池管理モデルは、貯水池の水利用目的に応じて放流量を決定し、流域水循環モデルで計算される貯水池流入量と放流量から貯水池の水収支から貯水量を日単位で算定するモデルである（堀川・吉田ら，2011）<sup>[84]</sup>。

同モデルでは、貯水池流入量  $Q_{rin}(t)$  ( $m^3/dt$ ) と以下の手順により算定する貯水池放流量  $Q_{rout}(t)$  ( $m^3/dt$ ) を貯水池の水収支式 (3.1) に代入し、当日のダム貯水量  $V_r(t)$  ( $m^3$ ) を算定する。

$$V_r(t) = V_r(t-1) + Q_{rin}(t) - Q_{rout}(t) \quad (3.1)$$

ここで、 $t$  は計算日、 $V_r(t-1)$  は前日の貯水量 ( $m^3$ )、推定する貯水池放流量  $Q_{rout}(t)$  ( $m^3/dt$ ) は、利水放

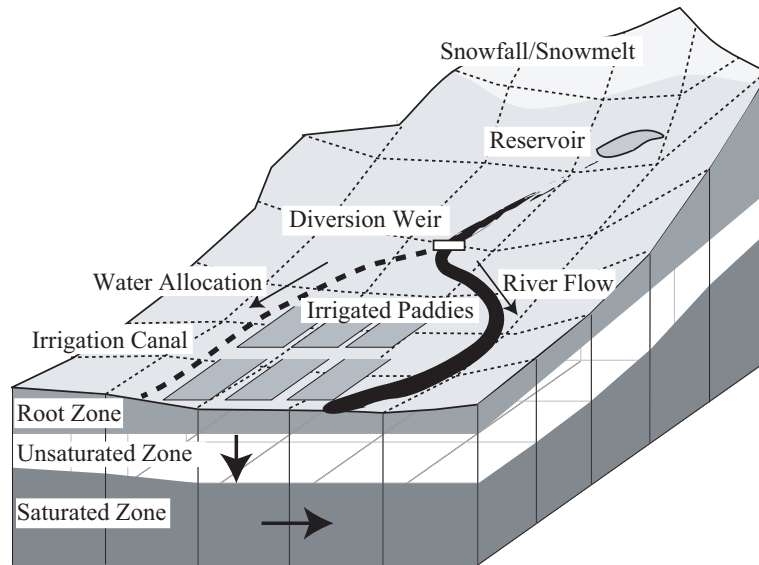


Fig.3.1 用水配分・管理モデルを構成する要素とモデルの概念図

流量  $Q_{ru}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ), 満水放流量  $Q_{spill}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ), 維持流量  $Q_{rf}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) の総和である.

$$Q_{rout}(t) = Q_{ru}(t) + Q_{spill}(t) + Q_{rf}(t) \quad (3.2)$$

### 3.2.1.1 利水放流量

利水放流量  $Q_{ru}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) は, 灌漑用水放流量  $Q_{ri}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ), 都市用水放流量  $Q_{rd}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ), 発電放流量  $Q_{rp}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) から構成される. 以下, 利水放流量を構成する各放流量の推定法を述べる.

$$Q_{ru}(t) = Q_{ri}(t) + Q_{rd}(t) + Q_{rp}(t) \quad (3.3)$$

#### 灌漑用水放流量

日本の貯水池灌漑地区における灌漑用水放流は, 取水量に占める河川自流量の割合が大きい地区が多い. これは, 国土面積に占める平野が狭く貯水池と取水地点が離れており, この間の流域面積が貯水池の面積と比較して大きいこと, 無降雨継続期間においても比較的安定した基底流量が期待できることによっている. そのため, 灌漑用の放流量は取水地点の河川流量を考慮した取水を確保するための放流であり, 前日の貯水池下流流出量  $Q_{rsf}(t-1)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) と, 灌漑地区の必要取水量の差を補給する. ここで,  $Q_{rsf}(t-1)$  は, 放流の対象である地点における前日の河道の流量  $Q_{cin}(t-1)$  と貯水池放流量  $Q_{rout}(t-1)$  から次式により求める.

$$Q_{rsf}(t-1) = Q_{cin}(t-1) - Q_{rout}(t-1) \quad (3.4)$$

ここで, 必要取水量を取水施設の施設容量  $Q_{wr}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) とおくと, 必要灌漑放流量  $Q_{ri}(t)$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) は,  $Q_{wr} > Q_{rsf}(t-1)$  の時, 次式 (3.5) で表せる.

$$Q_{ri}(t) = Q_{wr} - Q_{rsf}(t-1) \quad (3.5)$$

なお,  $Q_{wr} < Q_{rsf}(t-1)$  の時は河川の自流量のみで取水が充分出来る状況であり, この場合には  $Q_{ri}(t)$  は生じない.

### 都市用水放流量

都市用水放流量は統計資料における計画給水量とする。

### 発電放流量

発電放流は時期にかかわらず前日の貯水量  $V_r(t-1)$  ( $\text{m}^3$ ) に応じて放流することとし、最大発電放流量  $Q_{\text{rpm}}(\text{m}^3/\text{dt})$ 、常時満水位と最低水位における貯水量の差である有効貯水量  $V_{\text{rmax}}(\text{m}^3)$  から式 (3.6) で求める。なお、最低水位における貯水量  $V_r(t)$  を 0 とする。

$$Q_{\text{rp}}(t) = Q_{\text{rpm}} \frac{V_r(t-1)}{V_{\text{rmax}}(t)} \quad (3.6)$$

#### 3.2.1.2 満水放流量

満水放流量  $Q_{\text{spill}}(t)$  は、前日の貯水量  $V_r(t-1)$  とダム流入量  $Q_{\text{rin}}(t)$  ( $\text{m}^3$ ) の和が  $V_{\text{rmax}}$  を超える場合に発生し、式 (3.7) から求める。

$$Q_{\text{spill}}(t) = Q_{\text{rin}}(t) + \frac{V_r(t-1) - V_{\text{rmax}}}{dt} \quad (3.7)$$

ここで、 $Q_{\text{rin}}(t)$  は上流グリッドセルからの計算流入量  $Q_{\text{cin}}(\text{m}^3/\text{dt})$  とする。

### 3.2.2 広域灌漑地区における用水配分過程のモデル化

用水配分モデルは取水地点での取水量  $Q_i$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) とともに、灌漑地区内の水田供給水量を推定するモデルである。推定した実取水量は対象となる「灌漑地区」(3.2.2.1 で後述する方法で作成) 内で配分するが、モデル中の河道および斜面の流出過程とは独立して扱う。基本モデル(水田水利用モデル)ではグリッドセルで完結する水田水利用を扱っていたため、水田への実取水量と供給水量は同じグリッドで発生する量であった。一方の用水配分・管理モデル中では、取水地点で算定する実取水量  $Q_i$  と灌漑地区内の水田供給水量  $Q_a$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) は異なる地点で生じることに注意したい。

灌漑地区の用水配分過程のモデル化に必要な農業水利施設や灌漑地区に関するデータとして、日本水土図鑑(日本水土総合研究所, 参照 2010.5.13)<sup>[77]</sup> を活用する。日本水土図鑑は、全国の農業水利施設の位置、規模、用途等と、土地改良区の受益地や水田圃区の位置・面積、圃区レベルでの灌漑排水施設の整備状況等が登録された GIS データベースである。しかし、農業水利施設の点・線情報と、灌漑受益地区の面情報を直接関連付ける属性が無いため、用水配分過程のモデル化のためには、現在の限られた情報から取水した水を配分する用水システムやそのアルゴリズムを独自に作成する必要がある。

ここでは広域灌漑地区における用水配分モデル構築のために必要な、農業水利施設および土地改良区受益地の空間情報を用いて取水施設とそれらの受益地を表す用水システムを発生させる方法と、各用水システムでの取水量の推定と地区内の用水配分の過程をモデル化する方法を順に述べる。

#### 3.2.2.1 水利施設データベースを用いた用水システムの抽出

まず、日本水土図鑑から、100ha 以上の受益地を有するダム等の貯水施設、揚排水機場、頭首工を表す「基幹水利施設(施設)」、および 100ha 以上の受益地を有する用排水路を表す「基幹水利施設(水路)」を抽出する。データベース上の各施設には基幹水利施設を表す属性値として「水利系統」が与えられてお

り、同一の「水利系統」を持つ施設を選択することで、河川に接続する取水施設を起点とする一連の水利施設群をグループ化する。

次に、各水利施設群において河川から取水された用水の配分をモデル化するために、水利施設群とその受益地を関連付ける。ただし、抽出された水利施設群は施設の空間的な配置を示すのみで、その受益範囲を直接的に関連付ける属性値を有していない。そこで、土地改良区の受益地は単一の水利施設群から用水供給を受けるものと仮定し、水利施設群と土地改良区の受益地の空間的な重なりから両者を関係付ける。このとき、土地改良区の受益地に複数の水利系統が含まれた場合には、受益地のグリッドセルと重なる数が最も大きい水利施設群をその用水供給源として選択する。この方法により水利施設群と関連付けられた受益地を表すグリッドセル群を、モデル上での「灌漑地区」と定義する。

### 3.2.2.2 取水量の推定と用水配分過程のモデル化

用水配分・管理モデルでの灌漑地区への実取水量  $Q_i$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) は地区内の粗用水量  $Q_{\text{gw}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) の総和に基づいて推定する。推定する実取水量は、基本モデル中の水田水利用モデルと同様、取水するグリッドセルでの河川流量  $Q_{\text{ch}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) および灌漑施設の施設容量  $Q_{\text{if}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) を制限要因とする。すなわち、 $Q_{\text{ch}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ )、 $Q_{\text{if}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ )、 $Q_{\text{gw}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) との大小関係から式 (3.8) により算定する。

$$Q_i = \min(Q_{\text{gw}}, Q_{\text{ch}}, Q_{\text{if}}) \quad (3.8)$$

取水した用水を配分する灌漑地区は、その支配面積が複数のグリッドセルに跨るものと、ひとつのグリッドセルで完結するものとに分けられる。

前者では、灌漑地区内の利水条件から以下の手順によって定められた配水順序に従って、実取水量  $Q_i$  を水田に配分する。

- 1) 取水地点からの距離が短いグリッドセルから順に行い、その距離が同じグリッドセル間では幹線用水路が存在するグリッドセルを優先する。
- 2) 取水地点から同距離で幹線用水路が存在しない場合には、標高が高いグリッドセルから配水を行う。

上述の配分順序に則り、水田湛水深が管理水位を下回ったグリッドセルに対して灌漑地区に属する各グリッドセル内の水田への用水供給を行う。グリッドセルへの配分量は粗用水量  $Q_{\text{gw}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) に基づいて決定し、圃場単位用水量  $D_f$  ( $\text{mm}/\text{dt}$ )、作付け中の灌漑水田面積  $A_{\text{ia}}$  ( $\text{m}^2$ )、灌漑効率  $I_e$  から次式により求める。

$$Q_{\text{gw}} = \frac{Q_{\text{rq}} A_{\text{ir}}}{1,000 \times I_e} \quad (3.9)$$

ただし、ここでは地区内での反復利用を考慮しないため、各グリッドセルへの配分量  $Q_{\text{gw}}$  の総和が灌漑地区の実取水量  $Q_i$  を超える場合がある。その場合には、配水順序が下位のグリッドセルへの配水は行わない。

グリッドセルへの配分量  $Q_{\text{gw}}$  は、水田供給水量  $Q_a$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) ( $= Q_{\text{rq}} A_{\text{ir}} / 1,000$ ) と、送水損失水量  $Q_{\text{dr}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) ( $= Q_{\text{gw}} - Q_a$ ) に二分される (Fig.3.2)。水田地帯へ供給される用水のうち、蒸発散以外に相当する水量の大半は1日程度で排水路に流出すること (佐藤ら, 1998)<sup>[54]</sup> から、送水損失水量  $Q_{\text{dr}}$  は各グリッドセルの河道に翌日の横流入量として与える。また、各グリッドセルへの配分量  $Q_{\text{gw}}$  の総和が実取

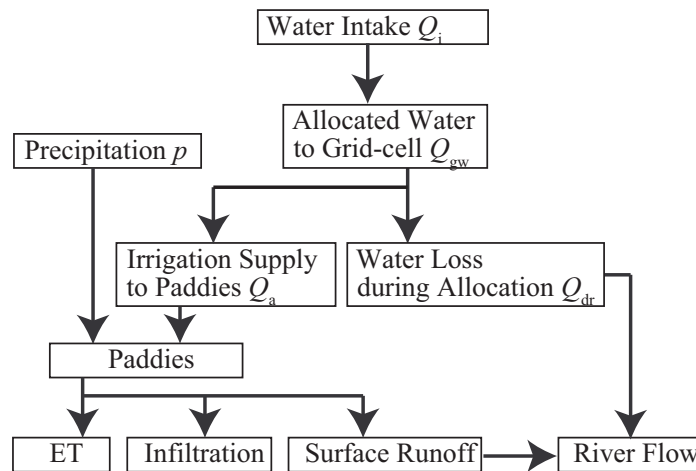


Fig.3.2 灌漑地区内での用水配分過程と河道への流出成分の関係

水量  $Q_i$  を下回った場合、その差分は送水損失水量  $Q_{dr}$  として灌漑地区の全グリッドセルに均等に配分し、同様に翌日の河川の横流入量とする。

他方、後者の灌漑地区がひとつのグリッドセル内で完結する地区では、基本モデル（水田水利用モデル）と同様に、河道流量  $Q_{ch}$ 、取水施設容量  $Q_{if}$ 、粗用水量  $Q_{gw}$  を比較して、その最も小さいものを水田供給水量  $Q_a$  とする。また、グリッドセルに灌漑水田が存在するものの、モデル上で取水施設の情報がない場合には、河道流量  $Q_{ch}$ 、粗用水量  $Q_{gw}$  を比較して、小さい方を水田供給水量  $Q_a$  とする。

### 3.3 対象流域の概要

#### 3.3.1 流域の地形・地質と気候

対象とした関川流域は、新潟県南西部および長野県に位置する流域面積  $1,140\text{km}^2$ 、河川延長  $64\text{km}$  の一級河川である。流域の土地利用は、山林原野が約  $79\%$ 、水田や畑地等の農地が約  $17\%$ 、宅地等市街地が約  $4\%$  である。関川は妙高山（標高  $2,454\text{m}$ ）に代表される妙高火山群を水源に持ち、矢代川、別所川、飯田川、保倉川等を合流して日本海に注ぐ（Figs.3.3, 3.4）。新第三紀層により構成される上流部は有数の地滑り地として知られ、下流の高田平野には関川と各支川の堆積作用により沖積層が形作られ、東西の山麓部付近には砂礫層を主とする段丘地形が発達している。

また、当流域は気候帯としては日本海型気候に属し、年降水量は  $3,000\text{mm}$  を超えるが、そのおよそ半分が冬の北北西の季節風によりもたらされる降雪量である。

#### 3.3.2 流域内の水利施設と農業水利用

関川水系の下流部高田平野には、古くからそれぞれ特徴のある用水路が拓かれ、水田の灌漑面積は約  $9,000\text{ha}$  に及ぶ。代表的なものとして関川から右岸取水する上江用水（灌漑面積約  $2,000\text{ha}$ ）、中江用水（同約  $3,000\text{ha}$ ）がある（Fig.3.4）。上江用水は関川が山地から扇状地に出る地点で、中江用水はその約  $3\text{km}$  下流で取水が行われていた。下流に位置する中江用水が水源のひとつである野尻湖（灌漑用貯水量

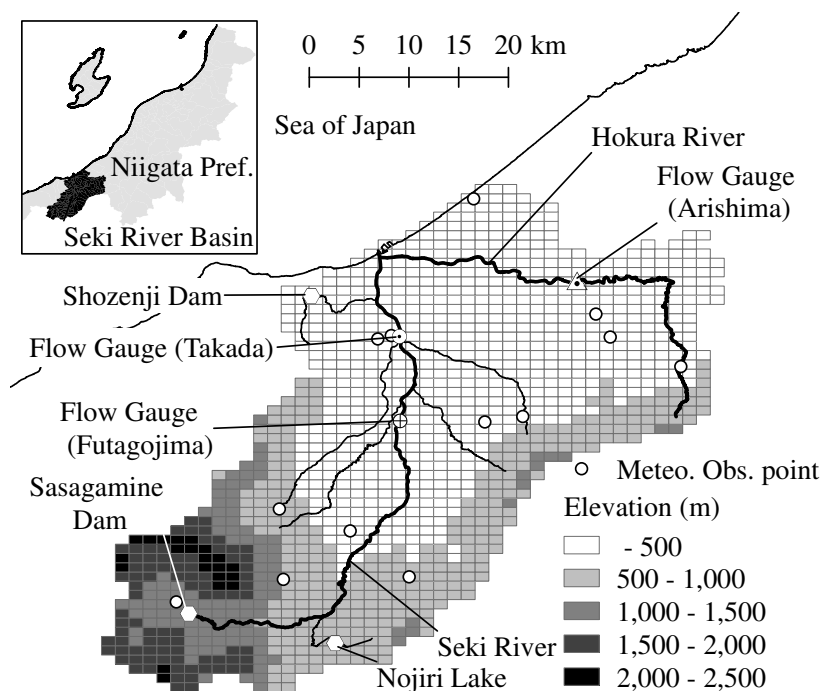


Fig.3.3 関川流域のグリッドセル分割と水文・気象データ観測地点

$9.8 \times 10^6 \text{m}^3$  の管理権を有するという慣行により、水利用を巡っての上下流の対立が見られたが（新沢, 1962)<sup>[58]</sup>, 現在では、笹ヶ峰ダム（有効貯水量  $9.2 \times 10^6 \text{m}^3$ , Fig.3.6）により関川本川の渇水流量が増強されたことに加え、両用水は板倉頭首工（Fig.3.7）に合口され、板倉発電所で発電に利用された放流水を分配していることから、比較的安定した取水が行われている。これらの他、板倉頭首工の下流にある関川頭首工で左岸取水する稲荷中江用水（灌漑面積約 600ha）、保倉川の取水する大瀧用水（同約 1,600ha）が主要なものとしてあげられる（Fig.3.4）。

また、正善寺ダム（有効貯水量  $4 \times 10^6 \text{m}^3$ ）の水は下流都市部への水道水等として供給されている。

### 3.3.3 必要な入力データの収集と処理

分布型水循環モデルを適用する流域分割には国土数値情報標準地域メッシュ体系の3次メッシュを用いた。同メッシュの大きさは経度差 45 秒、緯度差 30 秒であり、日本の中央部においては約 1km 四方の領域に相当する。各メッシュには国土数値情報の 50m メッシュ標高から求めた平均標高を与え、土地利用は国土数値情報、日本水土図鑑の圃区データから読み取った。

なお、地表流のグリッドセル間の移動をになう河道網の発生にはグリッドセルごとの平均標高を用いて周囲の最急勾配方向を流下方向とする方法を適用した。ただし、灌漑施設の位置と河道の位置を一致させるため、本川および本川に接続する支川があるグリッドセルでは、そのグリッドセルの河道の流下方向を国土数値情報の河道網により与えた。

降水量は、Fig.3.3 に示す気象庁アメダス、国土交通省河川局、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター妙高笹ヶ峰地点の日降水量の日データを収集した。任意グリッドセル  $x$  での降水量  $p(x)$  (mm/d) を

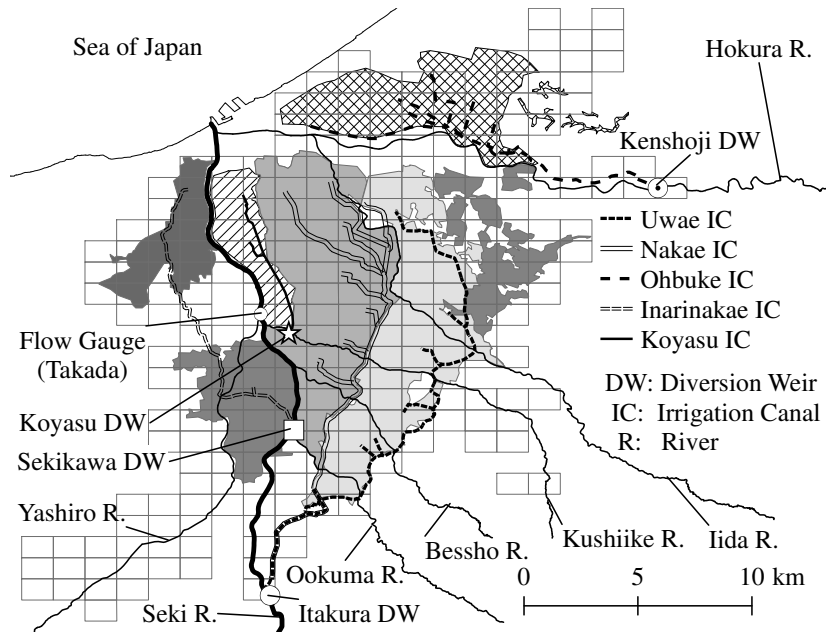


Fig.3.4 関川下流域における主要水利施設と土地改良区の受益地の関係

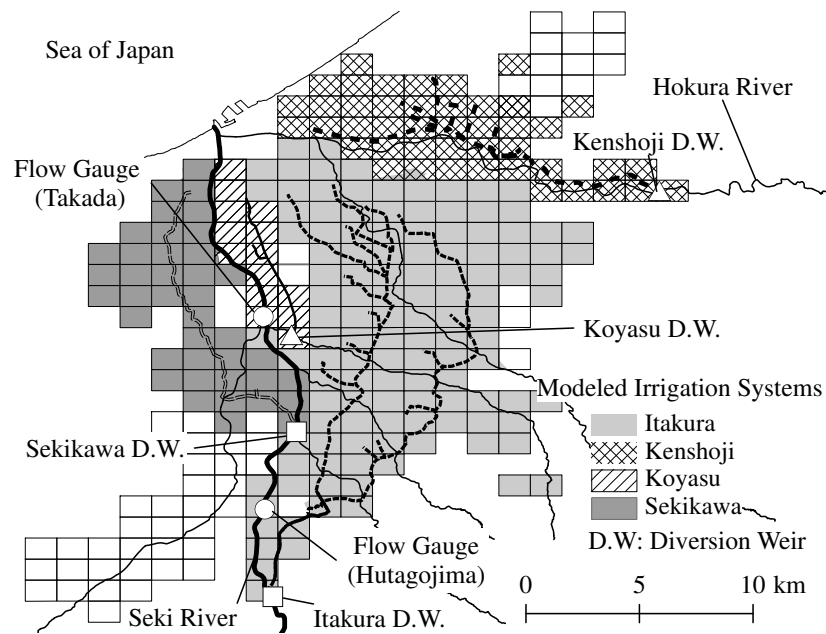


Fig.3.5 関川下流域における灌漑地区と水利施設群の関係





Fig.3.6 笹ヶ峰ダム



Fig.3.7 板倉頭首工

推定するために、まず、グリッドセル  $x$  の重心からの距離が短い順に 3 つの観測点を選択し、観測点  $i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) の降水量  $p_o(i)$  (mm/d) と同地点のメッシュ気候値 2000 の降水量  $p_m(i)$  (mm/d) の比  $r(i)$  を式 (3.10) により計算した。メッシュ気候値 2000 は 1971~2000 年の観測データと緯度・経度・標高・勾配などの地形因子との統計的関係を用いて作成された気候値で、月ごとに気候値の空間的分布を表す (気象庁観測部, 2003)<sup>[45]</sup>。

$$r(i) = p_o(i)/p_m(i) \quad (3.10)$$

次に、3地点の比  $r(i)$  を逆距離加重法（式 (3.11)）によりグリッドセル  $x$  に内挿した。

$$r(x) = \sum_{i=1}^3 \frac{w(i)r(i)}{\sum_{j=1}^3 w(j)} \quad (3.11)$$

$$w(i) = \frac{1}{d(x, i)^2} \quad (3.12)$$

ここで、 $d(x, i)$  はグリッドセル  $x$  の重心と観測点  $i$  の距離である。最後に、任意のグリッドセル  $x$  で得られた比  $r(x)$  と同地点でのメッシュ気候値 2000 の降水量  $p_m(x)$  を乗じて、日降水量  $p(x)$  を推定した。なお、当該グリッドセルが近傍の3観測点を頂点とする三角形の外側に位置する場合についても、同様の補間法により推定した。さらに、対象流域では積雪・融雪が流出特性に大きく影響するため、熱収支法に基づいた積雪・融雪モデル（4章で詳述）を各グリッドセルに組み込み、算定した日融雪量を降雨量と共にグリッドセルへの入力値として与えた。また、その他蒸発散量推定に必要な要素（気温（日平均、最高、最低）、日平均風速、日照時間）を収集し、各グリッドセルに近傍3地点の観測データの内挿値を与えた。

他方、国土交通省所管の関川流域高田地点、二子島地点（**Fig.3.3**）の日流量データを入手する。さらに、大槻ら（1984）<sup>[37]</sup> の方法により推定した実蒸発散量を用いて 2002 年から 2007 年までの高田地点での流域水収支を算出し、流域への入力と出力が等しくなるよう降水量の高度補正を行った。

同時に、式 (2.16) で得られる流域からの実蒸発散量が、大槻ら（1984）<sup>[37]</sup> の方法による値と一致するように、各土地利用の根群域貯留量の最大値  $S_{\max}$  を森林、畑地、水田の値をそれぞれ 600, 300, 150mm と設定した。このとき、各土地利用の  $S_{\max}$  の大小関係は、谷口・吉田ら（2009）<sup>[67]</sup> で示されたものを参考とした。

用水配分・管理モデルの関川流域への適用に当たり、第2章で述べた方法を全ての灌漑施設および土地改良区に適用し、大小 16 の灌漑地区を抽出した。**Fig.3.5** に、板倉、関川、顕聖寺各頭首工を起点とする3つの主要な灌漑地区と、それらを構成する水利施設群を示す。

笹ヶ峰ダムからの灌漑放流量推定には板倉頭首工地点の河道流量を用いた。また、同ダムの最大発電放流量は笹ヶ峰ダム管理規程（新潟県、1985）<sup>[75]</sup> により  $3.28\text{m}^3/\text{s}$ 、維持流量は  $0\text{m}^3/\text{s}$  とした。他方、野尻湖からの灌漑放流は笹ヶ峰ダムと同じく主に板倉頭首工地点の取水を確保するために行われるが、現行のモデル上の管理方式では1地点の水需要に対して2カ所からの放流を配分できないので、板倉頭首工の下流にある関川頭首工地点の水需要に対して放流を行うこととした。

なお、水田水尻の堰板の高さは田面から 30mm、水田浸透量は水田土性、時期ごとの日減水深の観測値（北陸農政局関川農業水利事業所、1984）<sup>[82]</sup> と蒸発散量を参考に  $5\text{mm}/\text{d}$  とし、湛水深が 5mm に満たない場合にはその湛水深全てが浸透するものとする。なお、植え付けは水田への供給量が用水計画上の代かき用水量 120mm を超えた時に開始されるとし、生育期間は 100 日とした。

## 3.4 結果と考察

### 3.4.1 河川流量を用いたモデルの検証

用水配分・管理モデルを実装した分布型水循環モデルにより 1976 年から 2007 年までの日単位での連続計算を行い、本川上の水位観測点において検証した。関川本川高田地点（流域面積  $703\text{km}^2$ , **Fig.3.3**）のハイドログラフの一部を **Fig.3.8** に示す。2003～2007 年の観測流量に対する計算流量の相対誤差は 27.0%，

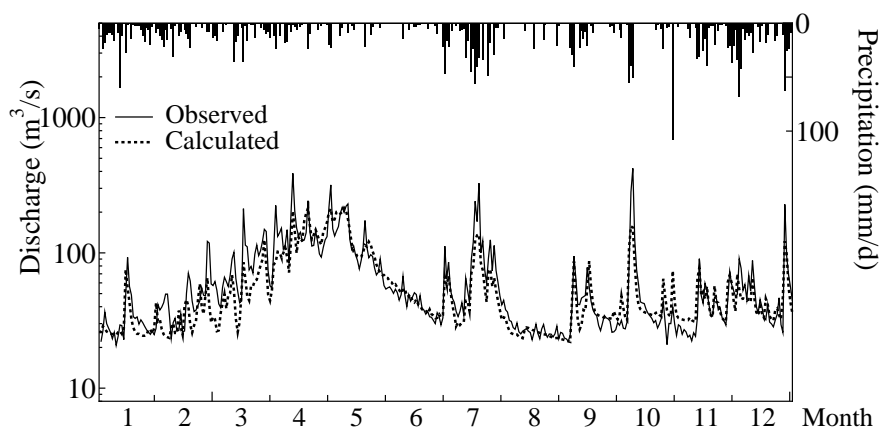


Fig.3.8 高田地点における計算・実測流量の比較（2006年）

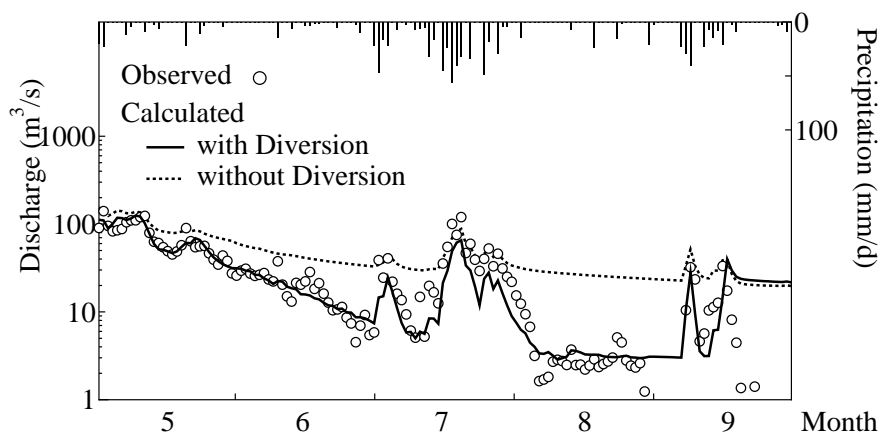


Fig.3.9 用水配分モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2006年5～9月）

カイ2乗誤差は  $7.2\text{m}^3/\text{s}$  であった。全ての年のハイドログラフは本章の付録（Fig.3.16～Fig.3.20）に示す。

次に、板倉頭首工から4kmほど下流に位置している二子島地点（流域面積  $397\text{km}^2$ ，Fig.3.3）における観測流量を用いて、板倉頭首工地点における実取水量に対する検証を行った。Fig.3.9は、2006年5月から9月上旬の観測流量および板倉頭首工の取水を考慮した場合としない場合の計算日流量を表す（他の年は本章付録 Fig.3.21～Fig.3.26）。取水を考慮しなかった場合、実測流量よりも計算流量が過大になるのに対し、取水を考慮することで計算流量が実測流量に近づく。板倉頭首工の取水量の実測値は入手できていないが、これらの結果は用水配分モデルによる取水量推定の妥当性を間接的に示していることになる。

### 3.4.2 貯水池運用モデルの組み込みによる流況の変化

笹ヶ峰ダムの流入量および放流量は、ダム管理年報によりその実測値が公表されている。ただし、これらの実測値では貯水池の水収支を満足しないため、データの精度が低いと判断し、ここでは貯水量の計算

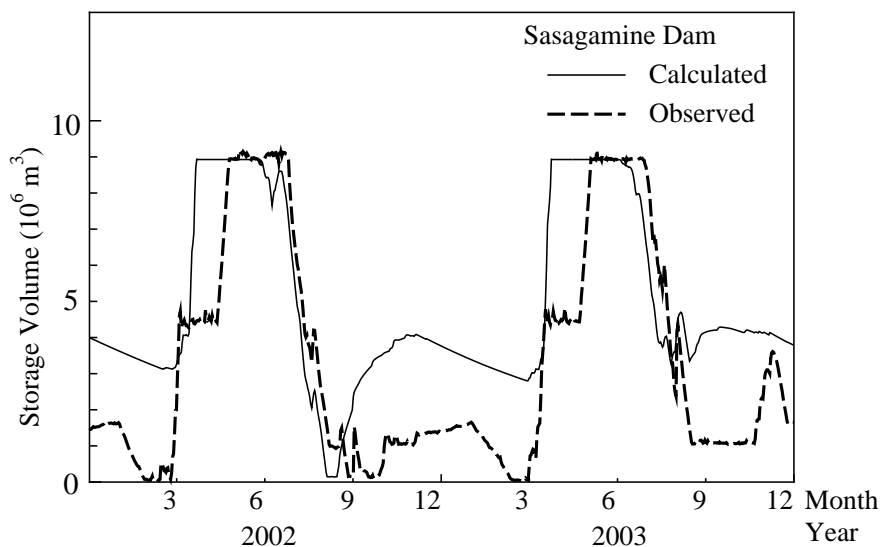


Fig.3.10 笹ヶ峰ダム貯水量の計算値・実測値の比較（2002～2003年）

値と実測値を比較した（Fig.3.10）。

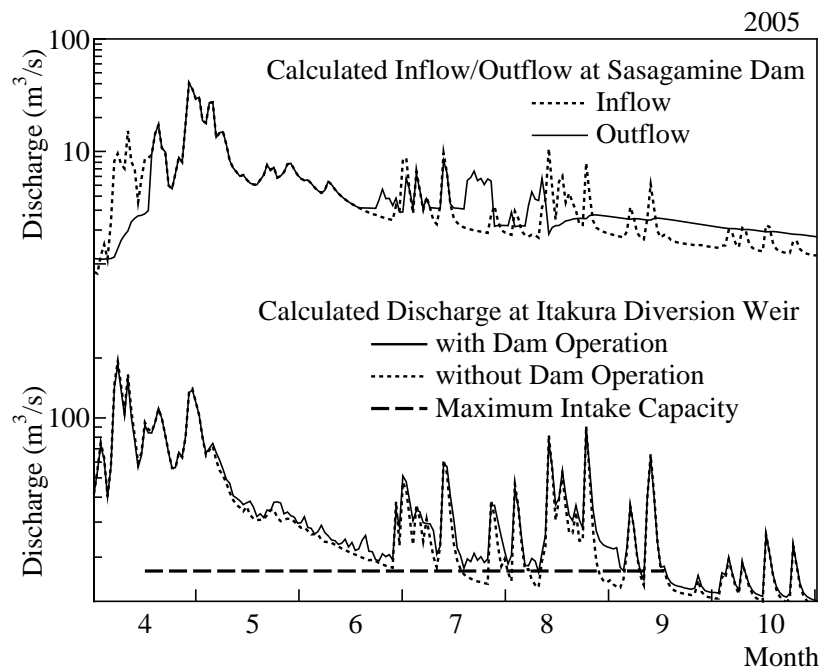
貯水量の実測値が入手できた2002年および2003年における笹ヶ峰ダムの貯水量の計算値は、3月下旬から4月中旬にかけての融雪出水により増加し始め、満水後は灌漑用の運用開始日である6月1日まで大きな変化はみられない。貯水量は7月中旬まではほぼ満水位に保たれているが、放流量の増加にともない8月に大きく減少し、9月の灌漑終了とともに緩やかに回復する。ただし、灌漑期以外の貯水量では計算値と実測値に差異が見られる。3.2.1で述べたように、ここでの発電放流量は計算貯留量に応じて時期によらず決定していることから、再現性を高めるには笹ヶ峰ダム管理規定（新潟県，1985）等を参照して期別の発電放流量、上限管理水位等をモデルに組み込む必要がある。

次に、笹ヶ峰ダムとその灌漑放流の対象地点である板倉頭首工地点の関係に着目し、貯水池運用モデルの各種推定結果を示す。2005年4～10月における笹ヶ峰ダムの流入量・放流量の計算値（Fig.3.11上段）および、貯水池運用モデルの有無による板倉頭首工地点の計算流量の変化と同頭首工の最大施設容量を示す（同図下段）。貯水池運用モデルが無い場合の計算流量は、7月中旬、8月下旬から9月上旬において最大施設容量を下回ることがあるが、貯水池運用モデル導入により、同時期においても計算流量は最大施設容量以上に保たれていることが見て取れ、本モデルにより灌漑地区への補給的な灌漑が表現できていることが確認できる。

### 3.4.3 用水配分・管理モデルによる農地水循環の推定

灌漑地区内に取り込まれた用水が地区内の水田間で配分され、その一部が河川へ再び流入する循環過程を、板倉頭首工から取水する灌漑地区における水需給の推定値を例にして示す。Fig.3.12の上段には同灌漑地区への供給量である降水量および取水施設から灌漑地区への実取水量、同図中段には地区平均の水田湛水深、さらに下段には水田への灌漑供給水量をそれぞれ単位面積あたりの水量として表している。

板倉頭首工から取水する灌漑地区では必要水量を安定的に取水しており（Fig.3.11）、これは地区平均で



**Fig.3.11** 笹ヶ峰ダムの流入量・放流量の計算値と貯水池運用モデルの有無による板倉頭首工地点の計算流量の変化 (2005年)

は  $22\text{mm/d}$  に相当する (Fig.3.12 上段). 同灌漑地区は開水路地区 (灌漑効率  $I_e = 0.6$ ) であるため, 同地区の実取水量  $22\text{mm}$  に対して地区平均の水田への供給水量は, 代かき時期を除いて約  $12\text{mm/d}$  を上限として推移する (同図下段). また, 水田湛水深の地区平均は設定した管理水位である  $20\text{mm}$  前後に保たれている (同図中段).

他方, 降雨時に水田湛水深が管理水位を上回れば水田への供給水量は減少し, それに対応して送水損失水量が増加する. また, 8月中下旬には実取水量の大半が無効放流となるが, これは収穫を開始した水田グリッドセルへの灌漑供給がモデル上で停止されるためである.

### 3.4.4 広域水田灌漑地区からの河川還元率の推定

流域水循環モデルを利用し, 広域の水田灌漑地区の取水・還元と河川の流況との関係を評価する. ここで, 河川還元量は灌漑地区の実取水量  $Q_i$  のうち表面流として河道へ再流入する量, 河川還元率  $F_r$  は  $Q_i$  に対する河川還元量の割合と定義する. なお, 河川還元率は灌漑計画等で用いられる還元率 (水田浸透量に対する近傍の河川への流出量の割合) と区別して用いる.

まず, 灌漑地区から水が流出する地点 (還元地点) と灌漑地区外から流入する地点 (流入地点) を特定した. Fig.3.13 に板倉頭首工から用水供給を受ける灌漑地区 (以下板倉地区) における流入および還元地点を示す. 特定した流入・還元地点を用い, 時刻  $t$  における灌漑地区からの純流出量  $Q_{\text{net}}(t)$  を, 還元地点からの総流出量  $Q_{\text{ret}}(t)$  と流入地点からの総流入量  $Q_{\text{inf}}(t)$  (背後地からの流入量) の差として式 (3.13) から算出した.

$$Q_{\text{net}}(t) = Q_{\text{ret}}(t) - Q_{\text{inf}}(t) \quad (3.13)$$

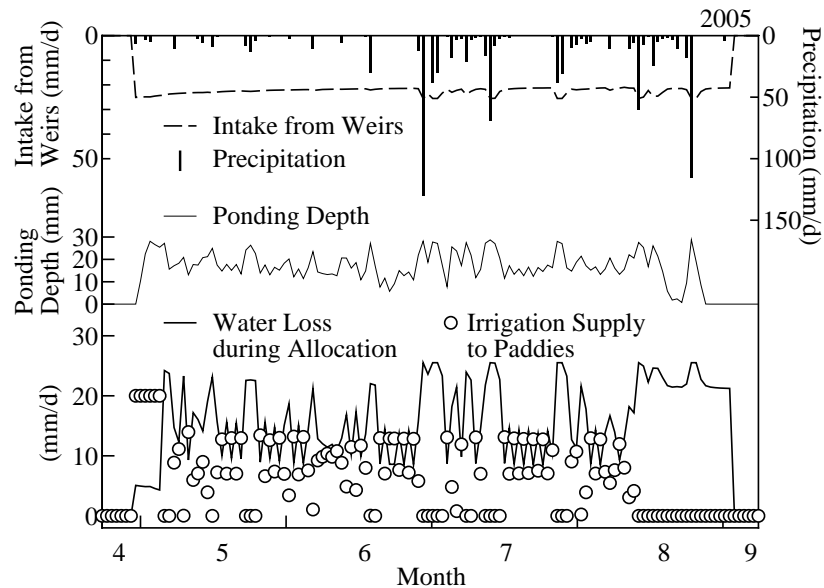


Fig.3.12 板倉頭首工から取水する灌漑地区における農地水循環を構成する諸量の推定

$$Q_{ret}(t) = \sum_{i=1}^{N_r} Q_{ch}(i, t) \quad (3.14)$$

$$Q_{inf}(t) = \sum_{i=1}^{N_i} Q_{ch}(i, t) \quad (3.15)$$

ここで  $Q_{ch}(i, t)$  はグリッドセル  $i$ , 時刻  $t$  における河道流量,  $N_r, N_i$  はそれぞれ還元地点数, 流入地点数である.

灌漑地区からの純流出量  $Q_{net}$  は, 河川からの取水は行いが, 水田からの表面流出および送水損失水量  $Q_{dr}$  をモデル上でゼロにする仮想的な条件での計算から示すことができる. Fig.3.14 は, この計算により示した高田地点における河川還元量の流況への影響を表し,  $Q_{net}$  は同図中の実線と点線の差として表される (全ての年の結果は本章付録 Fig.3.27~Fig.3.32 に掲載). 同地点での観測流量との比較から, 河川への還元過程の表現により, 特に低水部の流出を高い精度で再現することが確認できた. ただし,  $Q_{net}$  には灌漑水に起因する水だけでなく, 降水に起因する水も含まれていることに注意する必要がある.

そこで次に, 灌漑地区からの純流出量  $Q_{net}(t)$  に含まれる降雨・灌漑水のうち, 灌漑に起因する成分を分離した. 降雨・灌漑水の混合度合いは, 降雨の間隔や流出経路ごとに異なる滞留時間によって短期的に変化し, その分離は容易でない. そのため, 河川還元率の算定期間を灌漑期全体 (4月25日~9月10日) とし, 降雨・灌漑水の混合度の短期的な変動を平均化して評価した. すなわち, 算定期間内に灌漑地区に投入された降雨・灌漑水比  $R_{RI}$  を式 (3.16) で表すと,  $Q_{net}(t)$  中の灌漑水量の比が  $R_{RI}$  に比例するものとした.

$$R_{RI} = \sum_t \left( \frac{Q_i(t)}{Q_i(t) + P_{area}(t)} \right) \quad (3.16)$$

ここで,  $Q_i(t)$  は時刻  $t$  における灌漑地区の実取水量,  $P_{area}(t)$  は灌漑地区の平均降水量である. 最後に,

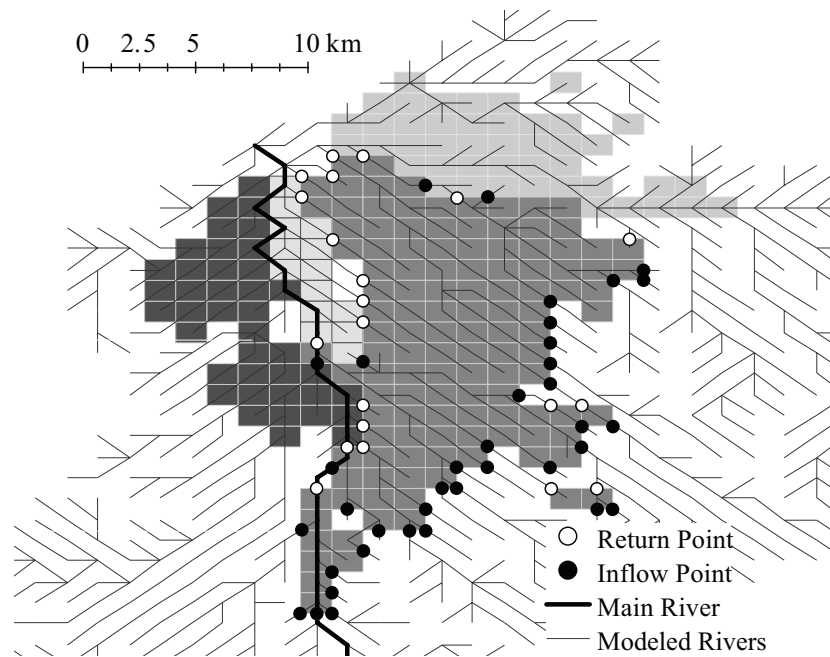


Fig.3.13 板倉地区における流入・還元地点

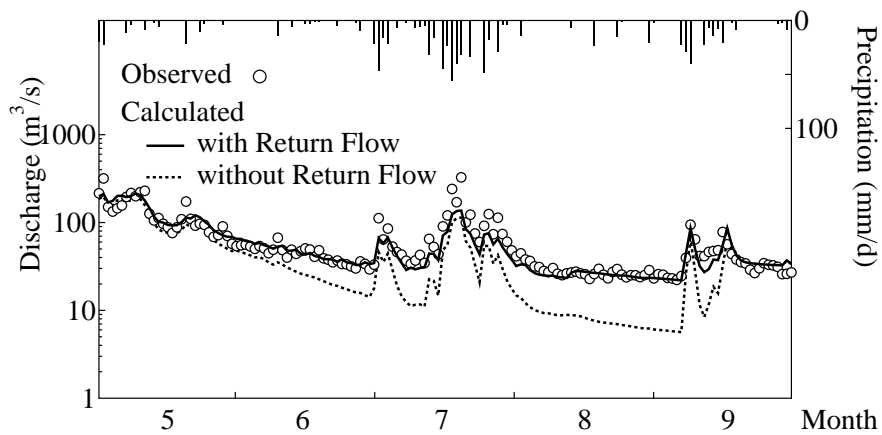


Fig.3.14 灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2006年5～9月）

式 (3.17) より灌漑地区の河川還元率を算定する.

$$F_r = \sum_t \left( \frac{Q_{\text{net}}(t)}{Q_i(t)} \right) R_{RI} \tag{3.17}$$

上記の方法により，板倉地区で算出した河川還元率の年変化を Fig.3.15, Table 3.1 に示す. 河川還元率の33年平均（1976～2008年）は69.6%となった. 河川還元率の年々変動に着目すると，灌漑期間中の降水量が最も少なかった1994年に最小値（0.632），降水量が最大となった1985年に最大値（0.769）となった. 特に1994年は灌漑期間中の降水量が246mmと極端に少なく，実取水量のうち無効に放流される量が少なかったことや灌漑された水の多くが蒸発散によって失われ，河川還元率が小さくなったと考え

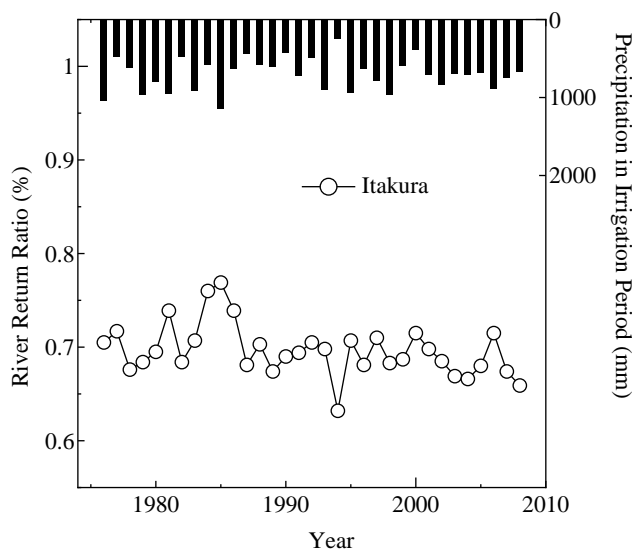


Fig.3.15 板倉地区の河川還元率の年変化

られる。一方の多雨年に関しては、灌漑期間降水量が最大の1985年で河川還元率が高いものの、降水量が比較的多くても河川還元率が小さい年もみられる（例えば1998年）。これは、河川還元率の算定期間を灌漑期間全体としているために、降雨の時間的な偏在性が平均化されたためと推察できる。

### 3.5 小括

本章では、水田灌漑が卓越した流域における貯水池の放流量および河川からの取水量の推定、灌漑地区内における用水の配分過程を組み込み、流域水循環を表現するモデルを構築した。得られた結果は以下のようにまとめられる。

- 1) 既存の農業水利施設データベースから農地の空間情報および施設諸元を抽出し、流域水循環モデルの河道網と取水施設を関連づけるとともに、取水された用水を配分する灌漑受益地のグリッドセルを作成する手順とその手法を提案した。
- 2) 広域水田灌漑地区の用水配分・管理過程を表現するアルゴリズムを用水配分・管理モデルとして開発し、流域水循環モデルの基幹部分として実装した。提案したモデルにより、下流の流況を考慮した貯水池放流量の推定、河川から灌漑地区への取水、用水配分、河道への還元量等の広域水循環を一体的に扱うことができる。
- 3) 用水配分・管理モデルを組み込んだ流域水循環モデルによる計算流量は、取水・還元の影響を強く受ける流量観測地点において、灌漑期の低水流量をよく表現した。また、流域水循環モデルで表現する灌漑地区の水循環過程により推定した、河川還元量の33年平均は灌漑地区への取水量に対して約7割であった。



**Table 3.1** 板倉地区における灌漑期間の降水量・実蒸発散量 (mm) と河川還元率

Year	Precipitation	Actual ET	River Return Ratio
1976	1038	511	0.705
1977	484	495	0.717
1978	618	533	0.676
1979	964	522	0.684
1980	796	517	0.695
1981	956	503	0.739
1982	483	503	0.684
1983	913	498	0.707
1984	586	484	0.760
1985	1148	467	0.769
1986	638	475	0.739
1987	446	498	0.681
1988	583	485	0.703
1989	608	524	0.674
1990	424	505	0.690
1991	719	500	0.694
1992	497	488	0.705
1993	899	484	0.698
1994	246	534	0.632
1995	937	509	0.707
1996	634	525	0.681
1997	785	505	0.710
1998	966	515	0.683
1999	598	514	0.687
2000	394	482	0.715
2001	704	506	0.698
2002	839	519	0.685
2003	698	525	0.669
2004	716	555	0.666
2005	691	540	0.680
2006	890	508	0.715
2007	744	529	0.674
2008	673	563	0.659
Average	706	510	0.696

付録

高田地点のハイドログラフ

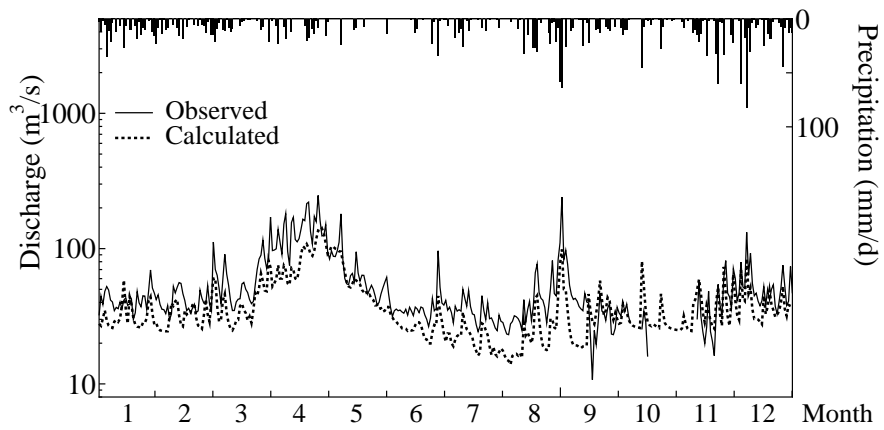


Fig.3.16 高田地点における計算・実測流量の比較 (2003年)

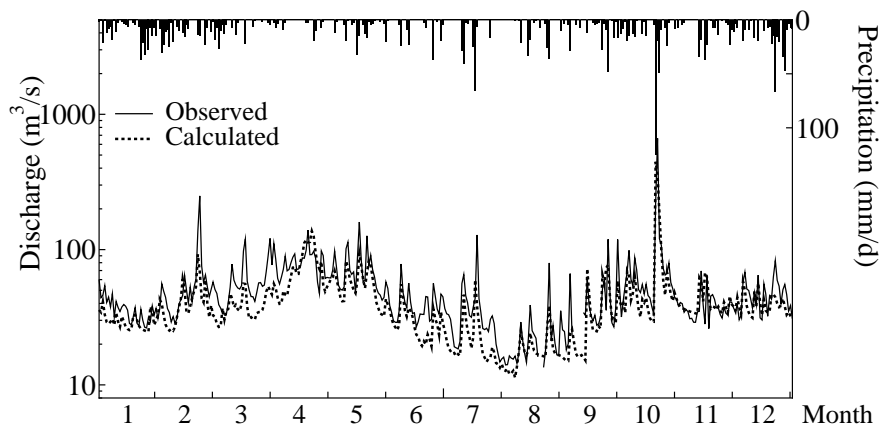


Fig.3.17 高田地点における計算・実測流量の比較 (2004年)

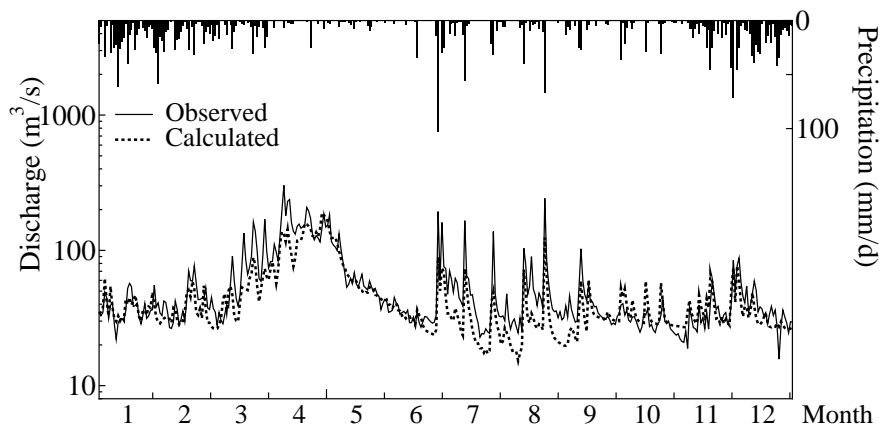


Fig.3.18 高田地点における計算・実測流量の比較 (2005年)

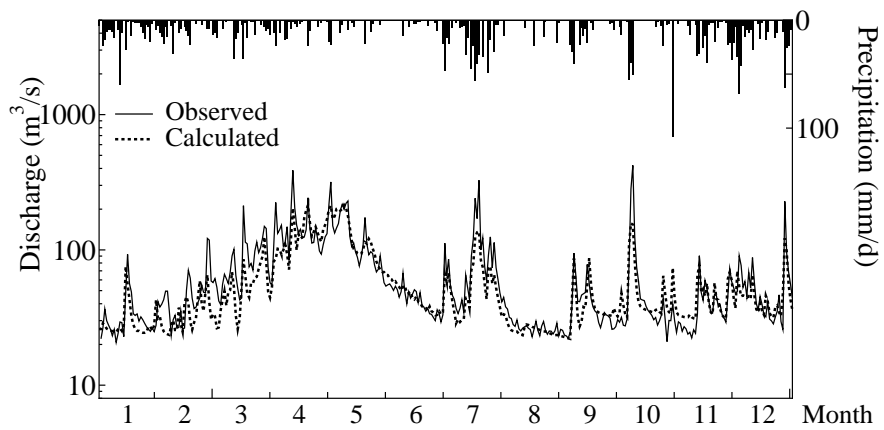


Fig.3.19 高田地点における計算・実測流量の比較 (2006年)

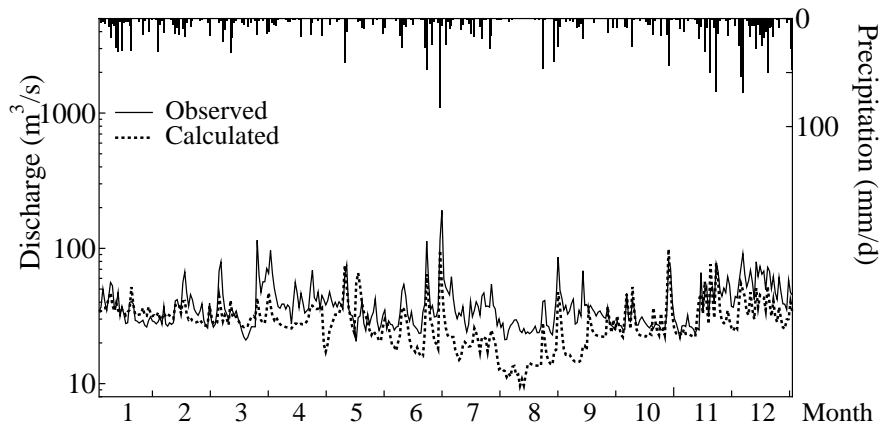


Fig.3.20 高田地点における計算・実測流量の比較 (2007年)

取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点）

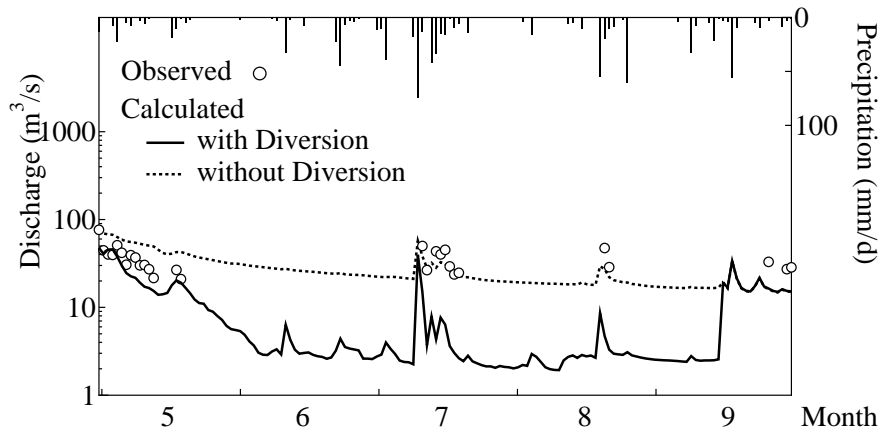


Fig.3.21 取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2002年5～9月）

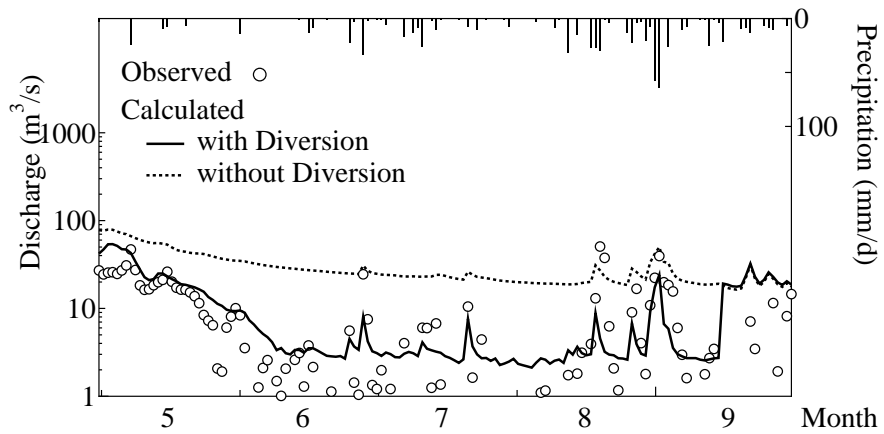


Fig.3.22 取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2003年5～9月）

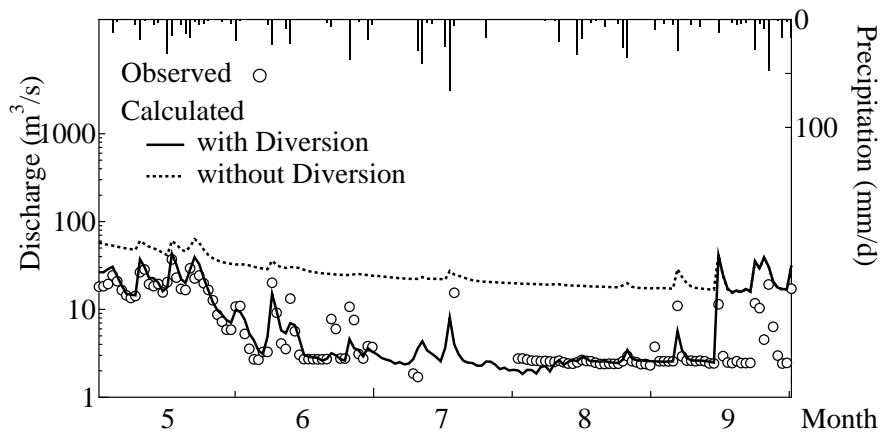


Fig.3.23 取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2004年5～9月）

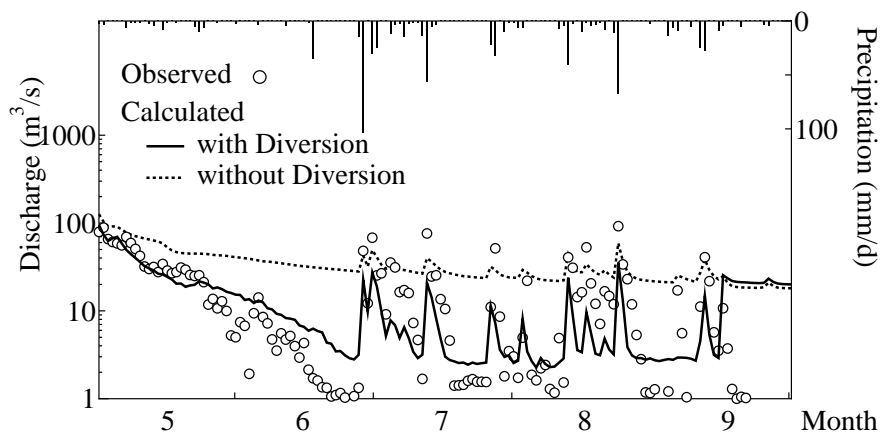


Fig.3.24 取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2005年5～9月）

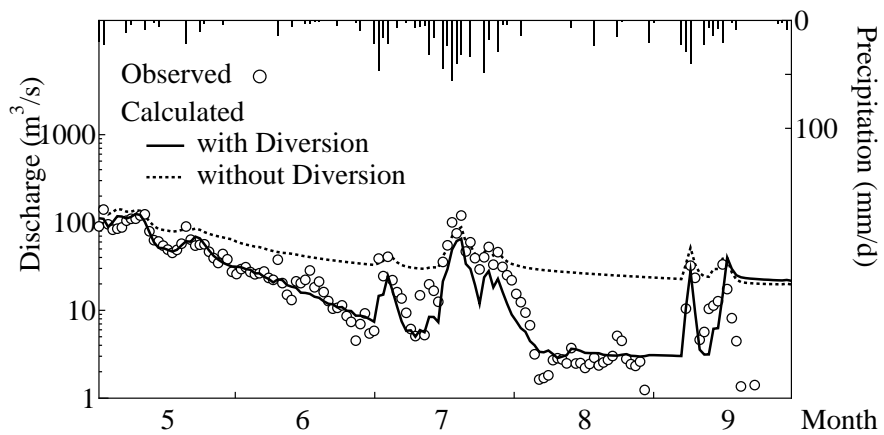


Fig.3.25 取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2006年5～9月）

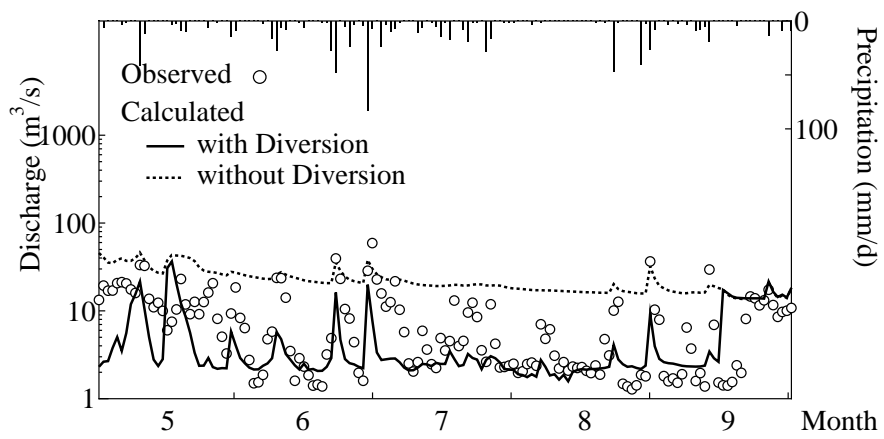


Fig.3.26 取水モデルの有無による計算流量の変化（二子島地点，2007年5～9月）

灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点）

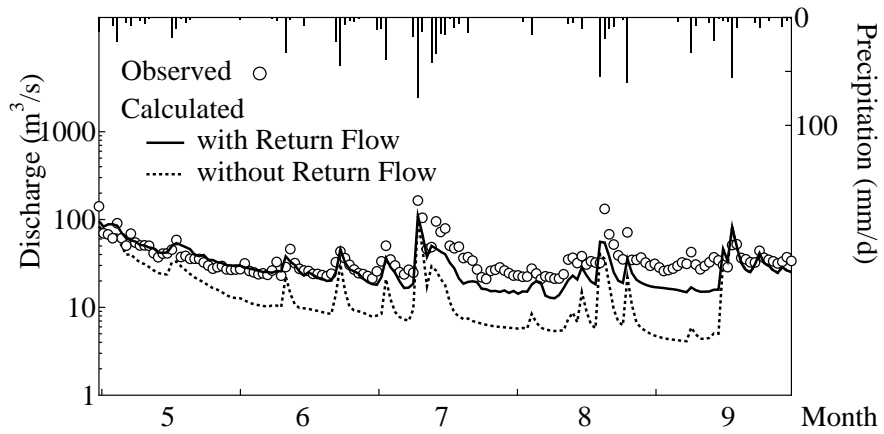


Fig.3.27 (高田地点, 2002年5~9月)

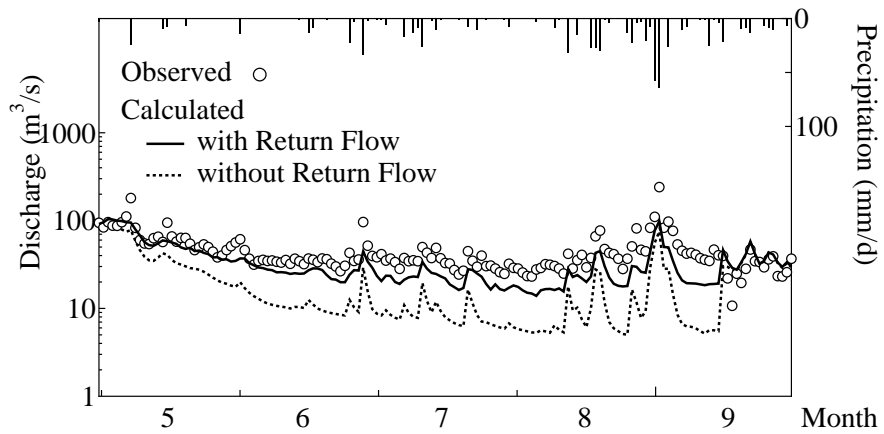


Fig.3.28 灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点, 2003年5~9月）

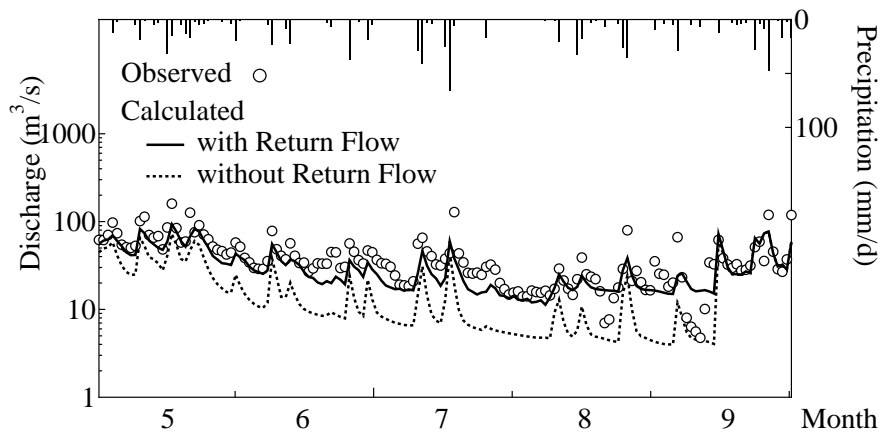


Fig.3.29 灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2004年5～9月）

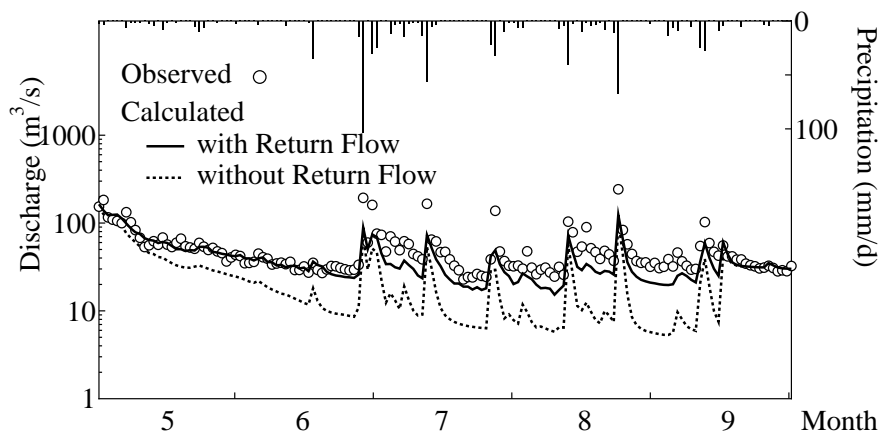


Fig.3.30 灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2005年5～9月）

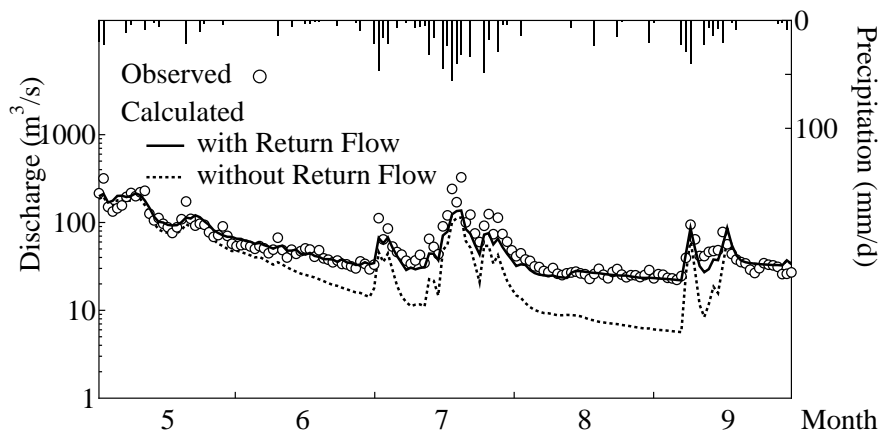


Fig.3.31 灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2006年5～9月）



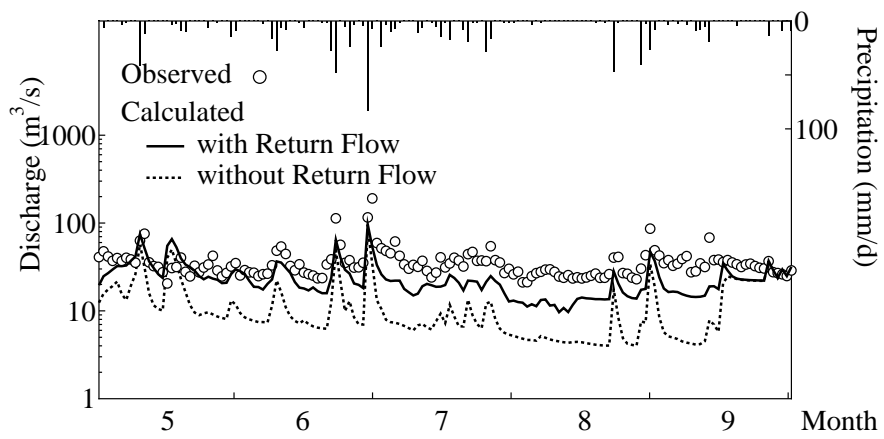


Fig.3.32 灌漑地区からの河川還元量が流況に及ぼす影響（高田地点，2007年5～9月）

## 第4章

# 暖地積雪流域における積雪・融雪モデルの構築と流域水循環モデルへの統合

### 4.1 はじめに

本章では、グリッドセル単位での積雪融雪現象を日単位で再現するモデルを構築し、第3章で構築した流域水循環モデルに組み込む。構築する積雪・融雪モデルは斜面方向・勾配を考慮した短波放射量、各放射フラックスおよび顕熱・潜熱輸送量をそれぞれ推定し、水津(2001)<sup>[59]</sup>の簡易熱収支法に基づいて融雪量を算定するものである。本章では特に、気象・積雪深等の観測データが少ない地域に熱収支法を適用する際の課題であるパラメータの広域分布を、衛星画像から抽出した雪線の情報から推定する方法を提案する。さらに、構築したモデルにより計算される各グリッドセルの積雪水当量および流量を観測値と比較し、積雪・融雪現象の再現性を検証する。

### 4.2 熱収支に基づく分布型積雪・融雪推定モデルの構築

#### 4.2.1 熱収支法による融雪量の推定

融雪に使われるエネルギー  $Q_m$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) は、積雪層の温度を上昇させるエネルギーを0とおけば、式(4.1)で表される。

$$Q_m = R_n + H + \iota E + Q_g + Q_r \quad (4.1)$$

$$R_n = (1 - \alpha)S^\downarrow + L^\downarrow - \epsilon\sigma(T_s + 273.15)^4 \quad (4.2)$$

ここで、 $R_n$ ：正味放射量、 $H$ 、 $\iota E$ ：顕熱、潜熱輸送量（ともに積雪面に入る向きを正）( $\text{W}/\text{m}^2$ )、 $S^\downarrow$ ：下向き短波放射量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )、 $L^\downarrow$ ：下向き長波放射量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )、 $\alpha$ ：積雪面のアルベド、 $\epsilon$ ：積雪面の射出率 (= 0.97)、 $\sigma$ ：ステファン・ボルツマン定数 (=  $5.67 \times 10^{-8} \text{ (W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4))$ )、 $T_s$ ：積雪表面の温度 ( $^\circ\text{C}$ )、 $Q_g$ ：地表面からの伝導熱 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )、 $Q_r$ ：雨による伝達熱 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) であり、降雨の温度が気温と等しいとし気温と降雨量から算出する。また、潜熱  $\iota$  は、積雪表面温度が  $0^\circ\text{C}$  で積雪粒子の表面が水で覆われているときには水の気化の潜熱 ( $2.50 \times 10^6 \text{ (J/kg)}$ )、 $0^\circ\text{C}$  以下の時には氷の昇華の潜熱 ( $2.83 \times 10^6 \text{ (J/kg)}$ ) である。

本モデルは暖地積雪地帯の融雪が卓越する時期の熱収支計算を目的とするため、積雪層から失われる顕熱  $H$ ・潜熱  $\iota E$ （氷点下時の負の顕熱伝達や積雪面からの蒸発潜熱）や融雪水の再凍結は考慮しない。そのため、実際の熱収支  $Q < 0$  ( $Q = R_n + H + \iota E + Q_r$ ) であっても、計算上  $R_n + Q_r > 0$  ならば常に融雪が発生することになる。そこで、積雪層で融雪が発生する気温の下限を  $-3^\circ\text{C}$  とし、 $Q > 0$  かつ日平均気温が  $-3^\circ\text{C}$  以上の時、式 (4.3) により日融雪量  $M$  (mm/d) を算定する (水津, 2001)<sup>[59]</sup>。

$$M = \begin{cases} \frac{Q}{\iota_f \rho_w} \times 86,400 & (T_a \geq 0) \\ \frac{Q}{\iota_f \rho_w} \frac{T_a + 3}{3} \times 86,400 & (0 > T_a > -3) \end{cases} \quad (4.3)$$

ここで、 $\iota_f$  は氷の融解熱 ( $0.33 \times 10^6$  (J/kg))、 $\rho_w$  は水の密度 ( $1.0 \times 10^3$  (kg/m<sup>3</sup>))、 $T_a$  は日平均気温 ( $^\circ\text{C}$ ) である。

なお、地中伝導熱による日融雪量  $M_b$  (mm/d) は、日本の平均的な値  $0.6 \sim 1.2$  mm (小野ら, 1986)<sup>[40]</sup> から、融雪期間中一定の  $M_b = 1.0$  とした。

#### 4.2.1.1 地形を考慮した短波放射量の推定

下向き短波放射量  $S^\downarrow$  は日平均全天日射量  $S_d$  から推定する。ただし、太陽高度が低い冬季には斜面の向き・勾配による差が大きくなるため、南中時の太陽高度、斜面勾配・方向によって傾斜地の受光量を補正する。

全天日射量の日平均値  $S_d$  (W/m<sup>2</sup>) は、日照率 (日照時間/可照時間) と大気上端水平面の日平均日射量  $S_{0d}$  (W/m<sup>2</sup>) から式 (4.4) により推定する (近藤ら, 1991)<sup>[52]</sup>。

$$S_d = \begin{cases} \left( a \frac{N}{N_0} + b \right) S_{0d} & (N > 0) \\ c S_{0d} & (N = 0) \end{cases} \quad (4.4)$$

ここで、 $N$  は日照時間 (h)、 $N_0$  は可照時間 (h)、 $a$ 、 $b$ 、 $c$  は日照計の係数であり、AMeDAS で用いられる新型太陽電池式日照計では、 $a = 0.244$ 、 $b = 0.511$ 、 $c = 0.118$  である (近藤ら, 1991)<sup>[52]</sup>。

大気上端の水平面の日平均日射量  $S_{0d}$  (W/m<sup>2</sup>) は式 (4.5)、可照時間  $N_0$  は式 (4.7) により求める。

$$S_{0d} = \frac{I_{00}}{\pi} \left( \frac{d_0}{d} \right)^2 (H \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin H) \quad (4.5)$$

$$H = \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta) \quad (4.6)$$

ここで、 $I_{00}$  は太陽定数 ( $= 1,365$  (W/m<sup>2</sup>))、 $H$  は日の出から南中までの時角 (rad)、 $\phi$  は緯度 (rad)、 $\delta$  は太陽の赤緯 (rad)、 $d$ 、 $d_0$  は太陽・地球間の距離とその平均値である。

$$N_0 = \frac{2H_0}{0.2618} \quad (4.7)$$

ここで、 $H_0$  は地平屈折度 ( $= 0.01$  (rad)) を考慮した日の出から南中までの時角である。

次に、任意斜面が受光する日射量  $S^\downarrow$  を、平坦地の日平均全天日射量  $S_d$  と、水平面の受光係数  $f_0$  に対する任意斜面の受光係数  $f$  の比により推定する。受光係数は太陽の方向ベクトルと斜面の法線ベクトルの内積で (陸ら, 1998)<sup>[96]</sup>、南中時には式 (4.8) で与えられる。受光係数を計算するグリッドセルの法線

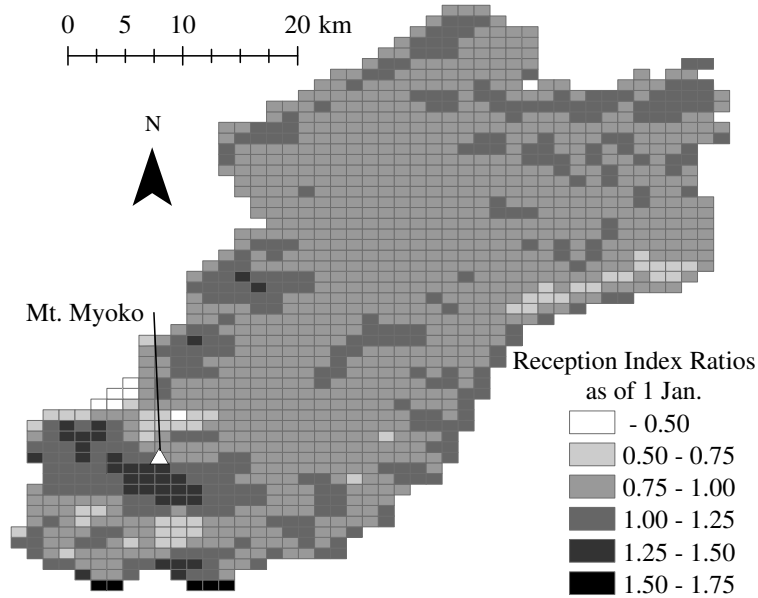


Fig.4.1 関川流域における1月1日の受光係数の分布

ベクトルは、当該グリッドセルを中心とする上下左右4カ所のグリッドセル標高から4つの三角形を作成し、それぞれの三角形の法線ベクトルの和とした。

$$f = \cos \delta \cos \phi + \sin \phi \sin \delta + \tan \theta (\cos \delta \cos \beta \sin \phi - \cos \delta \cos \beta \cos \phi) \tag{4.8}$$

ここで、斜面勾配  $\theta (0 < \theta < \pi/2)$ ，斜面方向  $\beta (-\pi < \beta < \pi$ ，南方向を0，反時計方向を正とする) である。また、 $f_0$  は  $\theta = 0$  とおいて式 (4.9) となる。

$$f_0 = \cos \delta \cos \phi + \sin \phi \sin \delta \tag{4.9}$$

以上をまとめ、任意斜面が受光する日平均日射量は、式 (4.10) となる。

$$S^\downarrow = \frac{f}{f_0} S_d \tag{4.10}$$

Fig.4.1 に、1月1日の流域内の受光係数比 ( $f/f_0$ ) の分布を示す。受光係数の比は平野部で1に近い値をとり、妙高山周辺の南向き斜面で1.25以上、北向き斜面で0.75以下となっていることが確認できる。

なお、降雪後  $n$  日の積雪面のアルベド  $\alpha_n$  は、式 (4.11) で求めた (山崎ら, 1994)<sup>[90]</sup>。

$$\alpha_n = \alpha_{\min} + (\alpha_{n-1} - \alpha_{\min}) \exp(-1/k) \tag{4.11}$$

$$\alpha_0 = \begin{cases} -0.12 T_a + 0.76 & (T_a \geq -1.0) \\ 0.88 & (T_a \leq -1.0) \end{cases} \tag{4.12}$$

$$k = \begin{cases} -4.9 T_a + 4.5 & (T_a \leq 0.1) \\ 4.0 & (T_a \geq 0.1) \end{cases} \tag{4.13}$$

ここで、 $\alpha_0$  は新雪のアルベド、 $\alpha_{\min}$  はアルベドの最小値 (= 0.4) である。

#### 4.2.1.2 日照率を用いた長波放射収支の推定式

長波放射収支  $L^\downarrow - \epsilon\sigma(T_s + 273.15)^4$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) は、水津 (2001)<sup>[59]</sup> が提示した経験式 (4.14) により日照率  $N/N_0$  から推定する。この式は母子里 (北海道北部)、札幌、長岡の長期観測データにより得られ、寒冷積雪地と暖候積雪地の特性を包含する。

$$L^\downarrow - \epsilon\sigma(T_s + 273.15)^4 = -53.01 \frac{N}{N_0} - 11.08 \quad (4.14)$$

#### 4.2.1.3 顕熱・潜熱輸送量の推定

前述したように、本モデルは暖地積雪地帯の融雪が卓越する時期の熱収支計算を目的とするため、積雪層から失われる顕熱  $H$ ・潜熱  $\iota E$  (氷点下時の負の顕熱伝達や積雪面からの蒸発潜熱) や融雪水の再凍結は考慮しない。すなわち、顕熱輸送は積雪表面温度  $T_s = 0^\circ\text{C}$  の仮定の下で、日平均気温  $0^\circ\text{C}$  以上の時のみ発生するものとする。また、潜熱輸送は水蒸気の積雪表面への凝結による下向きの熱輸送のみを考慮し、日平均気温  $7^\circ\text{C}$  以上で、かつ降雨日に発生するものとする。

積雪層表面への顕熱輸送量  $H$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ )、潜熱輸送量  $\iota E$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) は、バルク式 (4.15)、(4.16) で表される。

$$H = c_p \rho C_h U (T_a - T_s) \quad (4.15)$$

$$\iota E = \iota \rho C_e U (q - q_s) \quad (4.16)$$

ここで、 $c_p \rho$  は空気の体積熱容量 (1気圧、 $20^\circ\text{C}$  で  $1.21 \times 10^3 \text{J}/(\text{K m}^3)$ )、 $C_h$ 、 $C_e$  は顕熱・潜熱輸送のバルク係数、 $q$  は比湿 (hPa)、 $q_s$  は積雪表面の比湿 (hPa)、 $U$  は日平均風速 (m/s) である。また、ここでは  $E$  は凝結量 (mm) を表す。

ただし、気象観測地点以外のグリッドセルにおける日平均風速  $U$  の推定や、その日内変化の評価は困難である。そこで、水津 (2001)<sup>[59]</sup> の方法に基づいて式 (4.15)、(4.16) 中に含まれる日平均風速  $U$  とその日内変化、およびバルク係数  $C_h$ 、 $C_e$  を包括したパラメータ  $k_{sl}$  (mm/(Kd)) を式 (4.17) と置く。

$$k_{sl} = \frac{c_p \rho C_h U}{\iota \rho_w} \times 86,400 \quad (4.17)$$

積雪面のバルク係数は、ともに  $1.5 \sim 3 \times 10^{-3}$  の範囲に収まる (近藤, 1994)<sup>[51]</sup> ことから  $C_h = C_e$  とする。また、比湿  $q$  を、水蒸気圧  $e$  (hPa)、標高から求めた標準気圧  $p$  (hPa) を用いて  $q \doteq 0.622e/p$  と置換する。さらに、潜熱輸送は日平均気温  $7^\circ\text{C}$  以上で、かつ降雨日のみ計算することから、水蒸気圧  $e$  (hPa) は日平均気温に対する飽和水蒸気圧、積雪表面の水蒸気圧は気温  $0^\circ\text{C}$  に対する飽和水蒸気圧 ( $e_0 = 6.11\text{hPa}$ ) とする。

#### 4.2.2 衛星画像を用いた顕熱・潜熱輸送パラメータの空間分布の推定

パラメータ  $k_{sl}$  の推定に必要な融雪量の時系列データは量的にも質的にも充分得られないため、 $k_{sl}$  は積雪深の観測を行っている気象観測点においては、観測と計算の消雪日が一致するように推定する (水津, 2001)<sup>[59]</sup>。他方、気象観測地点以外での  $k_{sl}$  の推定法には、海岸からの距離、標高、傾斜の方向、曲率等

の地形因子を説明変数、 $k_{sl}$  を目的変数とした重回帰分析があるが（水津，2002）<sup>[60]</sup>，説明変数の地形因子は流域ごとに異なり，推定に用いる地形因子と  $k_{sl}$  の関係は必ずしも明確ではない．そのため，パラメータの推定には流域内の多くの観測データを必要とし，また，ある流域で得た重回帰係数を他の流域に適用できないことから，観測データが充分でない場合には少ない観測データで推定せざるを得ない．実際に関川流域内で積雪深データが得られた平地の AMeDAS 観測 3 地点のみで  $k_{sl}$  を推定し，流域の積雪・融雪計算を行ったところ，特に山間地で積雪水当量の計算値と観測値の差が大きくなった．

そこで，より汎用的な手法によりパラメータの空間分布を把握するため，ここでは衛星画像から抽出した雪線を用いた任意地点のパラメータ  $k_{sl}$  の推定手法について検討する．まず，前述した 2006，2007 年の MODIS の画像から雪線と重なるグリッドセルを抽出し，画像の撮影日とそのグリッドセルでの消雪日とする．次に，衛星画像から得られた消雪日（観測消雪日）とモデルによって計算した消雪日（計算消雪日）の差の絶対値を目的関数とし，パラメータ探索法により計算・観測の消雪日が一致するような  $k_{sl}$  を探索する．計算の消雪日は，長期積雪における消雪日の定義（日本雪氷学会，1990）<sup>[78]</sup> に従い，積雪が 30 日以上連続した後の消雪日とする．最適な  $k_{sl}$  の探索には大域的パラメータの自動探索法の一つである SCE-UA 法（Duan et al., 1992）<sup>[12]</sup> を用い，乱数の種を変えて 10 回の計算を行った結果の平均値を当該グリッドセルにおける  $k_{sl}$  の推定値とする．最後に，近傍 3 地点で推定された  $k_{sl}$  の値を逆距離加重法により内挿し，任意のグリッドセルにおける  $k_{sl}$  の値を得る．

## 4.3 対象流域における冬季降水量の特徴

### 4.3.1 関川流域の概要

新潟県，長野県に位置する関川流域は，標高 2,400m の焼山を源に妙高山麓を東流する本川（流路長 64km）に，保倉川（同 54km）を加えた流域面積 1,140km<sup>2</sup> からなる流域である（Fig.4.2）．流域は上流の急峻な山地部と高田平野や頸城平野からなる低平地を有し，土地利用は山林原野等が約 79% と中心であるが，下流の高田平野，頸城平野には野尻湖や笹ヶ峰ダムを水源とする灌漑水田が広がり，農地が約 17%，宅地等の市街地が約 4% を占める．

関川流域の気候は日本海型気候に属し，3,000mm 超の年降水量のおよそ半分が冬の北北西の季節風によりもたらされる降雪量であり，毎年海岸部を除く平野，山岳部に 1.5~3.0m の積雪がある．高田の最大積雪深は，1927 年に 372cm，1945 年には全国の気象官署の既往最大値である 377cm を記録した．また，1984~1986 年には豪雪年（最大積雪深はそれぞれ 292cm，298cm，324cm）が 3 年間続いた．一方で，流域内の高田気象官署（新潟県上越市）の年平均気温が 13.1 °C，特に冬季の平均気温は約 2 °C と降雪の限界温度に近く，世界の積雪地帯で最も温暖な地域の一つとして知られる．

2006 年に発生した「平成 18 年豪雪」では，積雪を観測している全国 339 地点のうち 23 地点でこれまでの積雪の最大記録が更新された（高橋，2007）<sup>[62]</sup> もの，一転，翌 2007 年は全国的に記録的な少雪年となった．両年を比較すると，2006 年の関川の流域平均積雪水当量の最大値は 2007 年の 3 倍であり（横山ら，2007）<sup>[93]</sup>，東北地方の 2 倍程度（本谷，2008）<sup>[89]</sup> と比較してその変動が大きいことも特徴である．

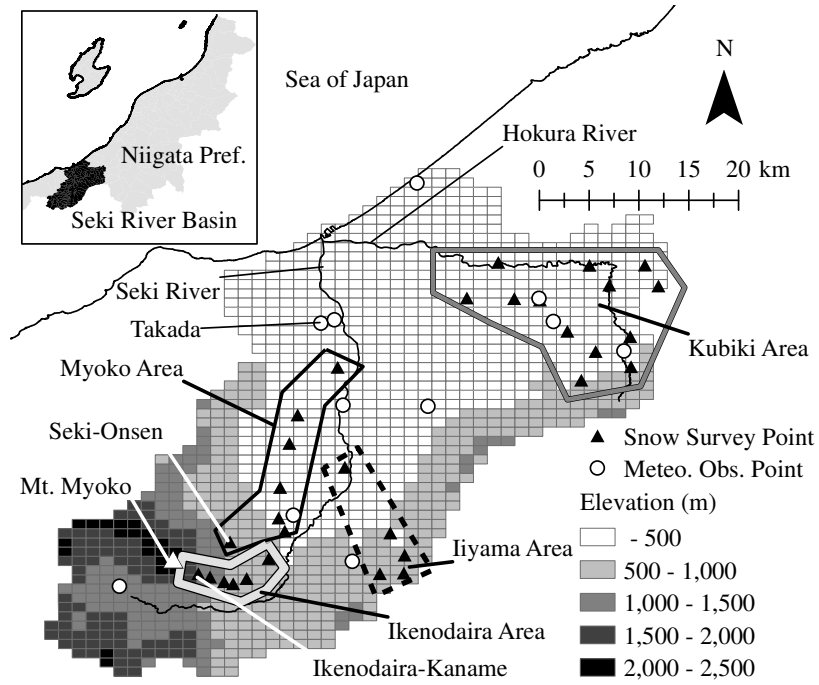


Fig.4.2 関川流域の概略と積雪水当量の定期観測点の位置



Fig.4.3 神室型スノーサンプラーによる積雪調査

### 4.3.2 冬季降水量に関する資料の収集

#### 4.3.2.1 降雪量の広域分布の推定

積雪・融雪解析の空間解像度は、国土数値情報標準地域メッシュ体系の3次メッシュを基本単位として決定した。同メッシュは経度差45秒、緯度差30秒であり、日本の中央部においては約1km四方の領域に相当する。これにより、関川流域は合計1,283のメッシュに分割される。解析期間は2002年から2007年とし、同期間の降水量、気温、風速、日照時間の各気象要素を日単位で収集し、以下の方法により各グリッドセルの値を推定した。

解析単位としたグリッドセルの日降水量の空間分布の推定には、観測日降水量とメッシュ気候値2000（気象庁観測部，2003）<sup>[45]</sup>を用いた。メッシュ気候値2000は、1971～2000年の30年間の観測値を月ごとに集計し、3次メッシュで推定したものである。収集した地点は、AMeDAS、気象官署、国土交通省所管および冬期間（12～5月）の防災科学研究所雪氷防災研究センター（笹ヶ峰地点、標高1,310m）の計10地点（Fig.4.2）である。

任意グリッドセル $x$ での降水量 $p(x)$  (mm/d)を推定するために、まず、グリッドセル $x$ の重心からの距離が短い順に3つの観測点を選択し、観測点 $i$  ( $i = 1, 2, 3$ )の降水量 $p_o(i)$  (mm/d)と同地点のメッシュ気候値2000の降水量 $p_m(i)$  (mm/d)の比 $r(i)$ を計算した。

$$r(i) = p_o(i)/p_m(i) \quad (4.18)$$

次に、3地点の比 $r(i)$ を逆距離加重法（式（4.19））によりグリッドセル $x$ に内挿した。

$$r(x) = \frac{\sum_{i=1}^3 w(i)r(i)}{\sum_{j=1}^3 w(j)} \quad (4.19)$$

$$w(i) = \frac{1}{d(x, i)^2} \quad (4.20)$$

ここで、 $d(x, i)$ はグリッドセル $x$ の重心と観測点 $i$ の距離である。最後に、得られた比 $r(x)$ とメッシュ気候値2000の降水量 $p_m(x)$ を乗じて、グリッドセル $x$ の推定日降水量 $p(x)$ とした。なお、当該グリッドセルが近傍の3観測点を頂点とする三角形の外側に位置する場合についても、同様の補間法により推定した。

各グリッドセルでの降雨と降雪の判別は地上気温により行う。その判別値は高田気象官署における10年間の降水形態と気温との関係に基づき、2.2°Cで降雨と降雪の存在確率を50%とし、その確率が線形的に変化する0.5～4.0°Cの気温領域を設けた（菅谷，1990）<sup>[61]</sup>。また、風による降雪の捕捉損失量は、式（4.21）で得られる降雪の捕捉率 $CR$ （観測降水量／実際の降水量）により補正した。

$$CR = \frac{1}{1 + mU} \quad (4.21)$$

ここで $U$ は日平均風速 (m/s)、 $m$ は測器ごとの係数 (s/m)で、AMeDASの温式降水量計 (RT-3)には $m = 0.346$ を適用した（横山ら，2003）<sup>[94]</sup>。

その他必要となる気象要素は、近傍3地点の観測点で得られた値を逆距離加重法により推定した。ただし、気温は各グリッドセルの標高による気温減率（= 0.65°C/100m）を考慮して算出した。



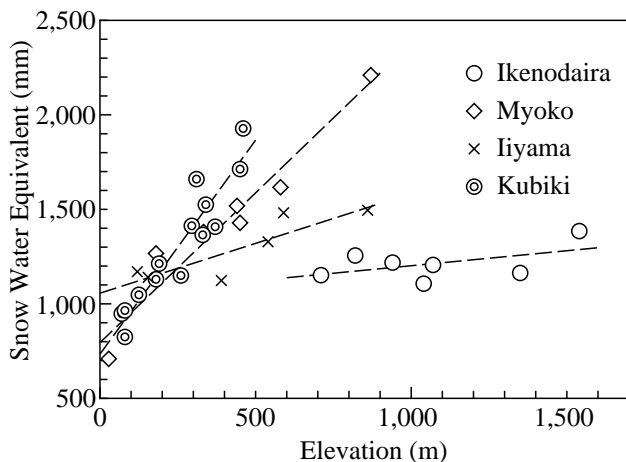


Fig.4.4 分割した地帯ごとの積雪水当量の高度分布（2006年2月）

#### 4.3.2.2 積雪水当量実測データの収集

積雪・融雪モデルの検証には、関川流域内 31 カ所 (Fig.4.2) の積雪水当量実測値 (農研機構北陸研究センターが観測) および関川本川高田地点の日流量データを用いた。積雪水当量の観測点は、見通しが良く、局地的な風の影響を受けづらく、地域の積雪融雪特性を代表する点とし、各観測地点では神室型スノーサンプラーにより積雪深、積雪重量を 3 回計測し、その平均をとった (Fig.4.3)。毎年 1 月、2 月、3 月下旬に行われる定期的な観測データのうち、豪雪の 2006 年、寡雪の 2007 年、両者の間で平均的な積雪量の 2003 年を対象年とした。

ここで、流域内の降雪分布の特徴を確認するため、Fig.4.2 の 4 地帯 (頸城、妙高、池の平、飯山) それぞれについて、2006 年 2 月の標高に対する積雪水当量の分布を示す (Fig.4.4)。標高に対する積雪水当量の増加率 (mm/m) は、池の平地帯は 0.159 (観測値が得られた 9 時期における平均 0.326)、飯山地帯は 0.527 (同 0.635)、妙高地帯は 1.585 (同 0.902)、頸城地帯は 2.265 (同 1.618) であり、関川流域内でも地帯によってその値が大きく異なることが分かる。

#### 4.3.2.3 衛星画像からの雪線の抽出

雲と雪の識別に有効な短波長赤外を有する衛星 MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) を用い、冠雪域の境界線 (雪線) を抽出する。MODIS の空間解像度は波長帯により異なるが、解析に用いた波長帯 (1.230~1.250 $\mu\text{m}$ , 1.628~1.652 $\mu\text{m}$ ) では 500m である (システム農学会, 2007)<sup>[56]</sup>。

MODIS のデータアーカイブから、対象領域全体に雲が少なく、さらに雪線が山間部に多く見られる融雪期の画像を、以下の通り合計 13 枚選択した。2006 年は 6 枚 (3 月 7 日, 同 24 日, 4 月 7 日, 同 28 日, 5 月 4 日, 同 21 日)、2007 年は 7 枚 (3 月 21 日, 同 23 日, 4 月 12 日, 同 29 日, 5 月 14 日, 同 21 日, 同 29 日) である。これらの画像から、積雪が確認できる山頂部等を教師データとして積雪部のスペクトル特性を把握し、閾値法により画像分類を行って積雪部を抽出した。

## 4.4 結果と考察

### 4.4.1 顕熱・潜熱輸送パラメータの空間分布の推定結果

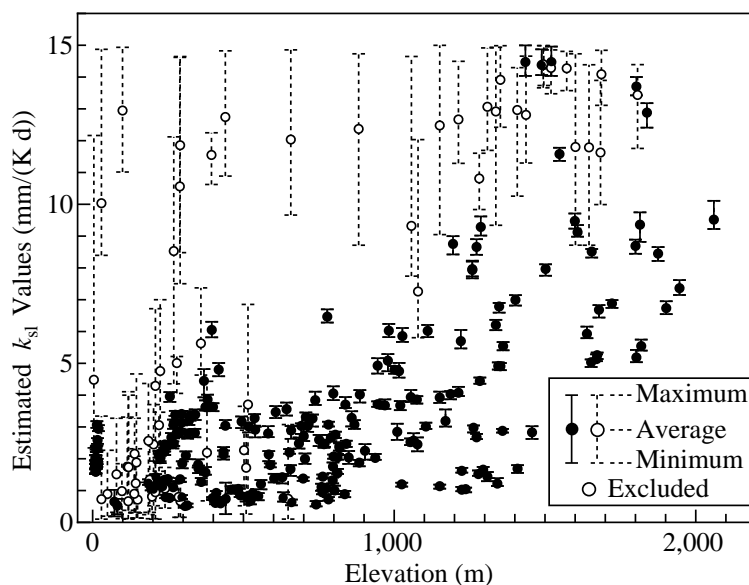


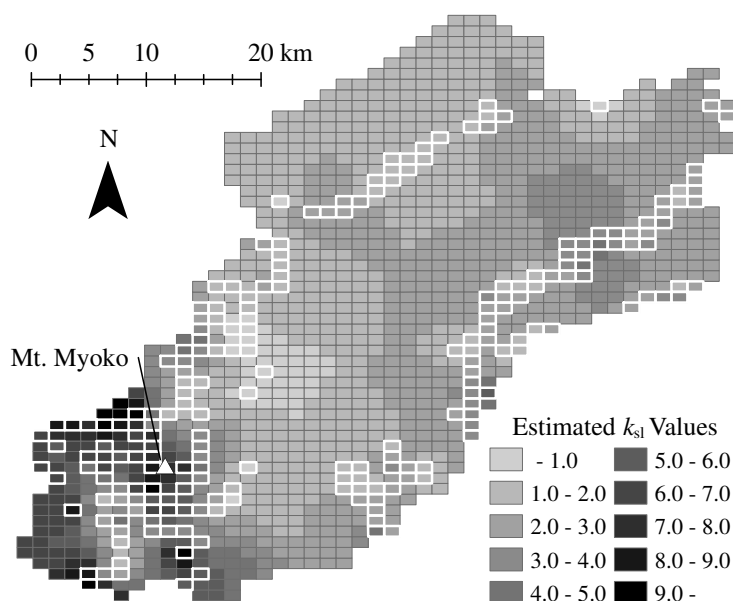
Fig.4.5 標高に対する  $k_{sl}$  の分布と最大・最小値（白丸は除外したデータ）

Fig.4.5 に、標高に対する  $k_{sl}$  の分布と、それぞれ 10 回の探索によって得られた  $k_{sl}$  の最大値、最小値を示す。その推定値の幅の大部分は 0.1~0.2 以内に収まるが（同図黒丸）、一部の推定結果はその幅が 5 程度と広がった（同図白丸）。

グリッドセルごとの最適な  $k_{sl}$  の値の探索に利用する計算上の消雪日は、積雪層が受ける顕熱・潜熱、放射収支、地熱の各熱量の総和により計算されるが、三者のうち放射収支および地熱による熱輸送量は気象条件のみで定まる。そのため、唯一の未知パラメータである  $k_{sl}$  をその最適値より大きくすれば計算上の消雪日は早く、逆に小さくすれば遅くなり、両者ともに目的関数の値を大きくする方向に働く。そこで、メッシュごとのパラメータ探索結果を、横軸にパラメータ  $k_{sl}$  の値、縦軸に目的関数をとったグラフ（応答面）に描いたとすれば、応答面の窪みは 1 つであることが予測できる。ただし、目的関数が整数値となるため窪みの底は平らになっており、一部の地点では最適化手法により  $k_{sl}$  の値を一意に決めることが困難であったものと推察している。

$k_{sl}$  の推定幅が広がった原因は、全体の融雪量の大部分を放射・地熱による融雪量が占め、顕熱・潜熱の融雪量への寄与が小さく、 $k_{sl}$  を多少変化させても消雪日が変わらないためと考えられる。また、放射量・地熱融雪量の過大評価や融雪モデルで考慮していない熱源（都市部の人工的排熱等）による融雪の早期化、降雪量の過小評価も、モデルによる顕熱・潜熱パラメータの推定幅を大きくする原因としてあげられる。

ここでは、 $k_{sl}$  の推定値の最大と最小の差が 1 以上のもの（消雪日が得られた 313 地点のうち 42 地点）は、上述した原因の影響が大きいと考えて除外した（Fig.4.5 の Excluded）。この処理を行った後に、逆距



**Fig.4.6** 衛星画像の冠雪域から推定された  $k_{sl}$  の空間分布（白く囲まれているグリッドセルが衛星画像から消雪日を得た地点）

離加重法によって推定した  $k_{sl}$  の空間分布を **Fig.4.6** に示す．同図中で白く囲まれているグリッドセルは、 $k_{sl}$  を推定したメッシュである．

日本海側の低地において推定した  $k_{sl}$  は 1.5 前後で、高田（標高 12m）で与えられている文献値  $k_{sl} = 1.7$ （水津，2001）<sup>[59]</sup> とほぼ一致する．また、標高が高くなるにつれて  $k_{sl}$  は大きくなり、妙高山山頂（標高 2,445m）周辺の、南向き斜面で  $k_{sl}$  の値はおよそ 10 にまで達する．特に  $k_{sl}$  が大きくなった地帯は、山間部で風が強く、かつ気温が上昇しやすい南向き斜面であり、顕熱輸送が活発に行われた地帯であると推察できる．

#### 4.4.2 積雪水当量の実測値と計算値の比較

検証データとして流域内の 31 地点で観測した積雪水当量を用い、**Fig.4.2** で分割した 4 地区ごとに観測値と計算値を比較した．

##### 頸城地区

まず、頸城地区内の全観測地点における全ての積雪水当量観測値・計算値をプロットすると、それらは同値線を対称軸としてほぼ均等に分布し、積雪水当量の観測・計算値の差は 2 点を除き、200mm 以内に収まった (**Fig.4.7**)．この積雪水当量の推定誤差 200mm は、融雪末期の最大融雪量約 30~50mm で融雪日数に換算すると、数日から 1 週間に相当する誤差である．これらは、グリッドセル内の融雪現象が不均一であることや、パラメータ推定に用いた衛星画像の空間解像度 (500m) を反映した誤差であり、許容範囲内にあると考えられる．頸城地区の積雪水当量計算値は 4 地区の中で最も高い精度であるが、これは同地区内に複数の降水量観測点が均等に分布していることに加え、この地帯は丘陵地帯で標高が低く、な

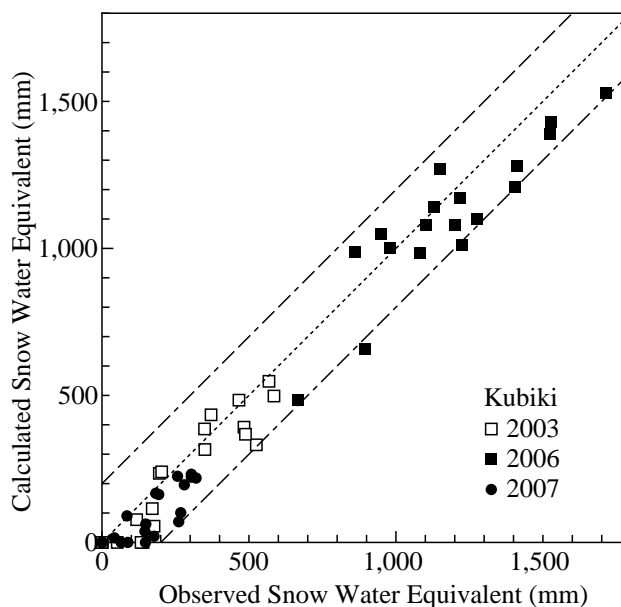


Fig.4.7 頸城地区における積雪水当量の観測値と計算値の比較

だらかであり、地形による局所的な降雪の影響が小さかったためと考えられる。なお、頸城地区内の全観測地点の積雪・融雪過程を本章付録 (Fig.4.21～Fig.4.33) に示す。

#### 池の平地区

次に、標高帯が最も高い池の平地区における積雪水当量の観測・計算値を Fig.4.8, Fig.4.9 に示す。なお、池の平地区内の全地点の解析結果は本章付録 (Fig.4.16～Fig.4.20) に示す。

Fig.4.8 に池の平地区内の積雪水当量の観測・計算値をプロットする。頸城地区と同様に同値線を対称軸として分布しているが、そのばらつきは頸城地区よりやや大きく、観測値と計算値の差が 200mm 以内のものは全観測値の 76% となった。ただし、池の平要地点 (標高 1,540m, Fig.4.2) の結果に見られるとおり、総融雪量と比較して 3 月末までの累加融雪量は 100mm 程度と小さい (Fig.4.9)。そのため、積雪水当量計算値のばらつきは、融雪モデルではなく主に降雪量の推定誤差によると推定できる。また、その原因としては降水量の観測点が少ないことに加え、標高が高く、風が強いことによる積雪の吹き寄せ・吹き払いの影響が挙げられる。

#### 妙高地区

妙高地区も同様に積雪水当量の全観測値 (Fig.4.10) および関温泉地点 (標高 870m, Fig.4.2) の積雪水当量、累加融雪量の時系列を示す (Fig.4.11)。妙高地区も他地区と同様に、全ての観測地点の解析結果を本章付録 (Fig.4.34～Fig.4.39) に示す。

同地区の積雪水当量計算値は観測値に比べてやや過小評価される傾向にあり、その差 200mm 以内に収まったデータは全体の 64% にとどまった。標高に対する積雪水当量の増加率は、本モデルではメッシュ気候値によって与えたが、メッシュ気候値での増加率は 0.310 で、観測値によって得られた増加率 0.902 (4.3.2.2 で既述) と比較すると小さく、積雪水当量の過小評価はこの影響を受けたものと考えられる。

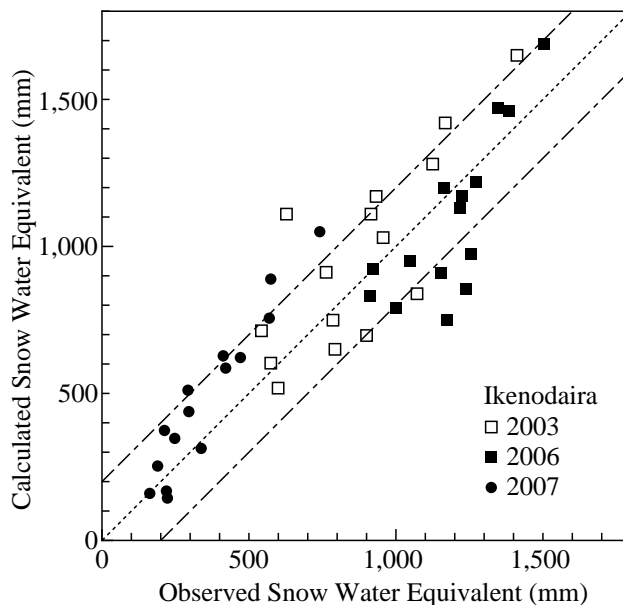


Fig.4.8 池の平地区の全観測地点の積雪水当量の計算値・観測値の比較

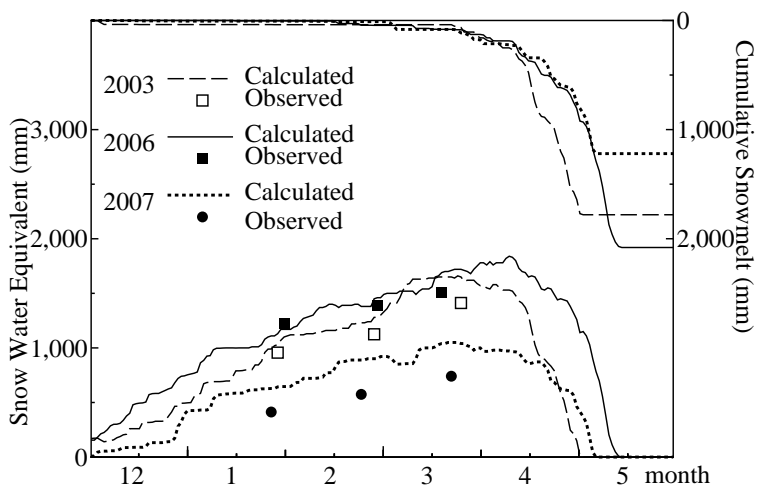


Fig.4.9 池の平要地点 (Fig.4.15 中の 2410) の積雪水当量, 累加融雪量の時間変化

また、関温泉地点における 2003, 2007 年の積雪水当量の計算値は観測値とよく一致したが、2006 年は観測値が大きく計算値を上回った。融雪量が少ない 1, 2 月にもこの差がみられることから、この差は主に降雪量の推定誤差に起因するものである。「平成 18 年豪雪」は中山間部に記録的な大雪をもたらし、特に、関温泉地点近傍の妙高山南東斜面での 3 月末の積雪相当水量が、1990~2005 年の最大値より約 2 割多かったという報告 (横山, 2006)<sup>[92]</sup> からも、同地点では局所的な降雪の影響が大きかったことが示唆される。

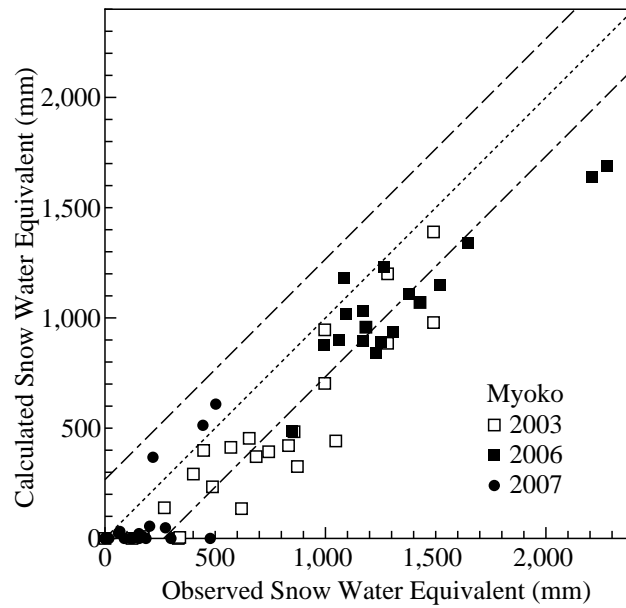


Fig.4.10 妙高地区における積雪水当量の観測値と計算値の比較

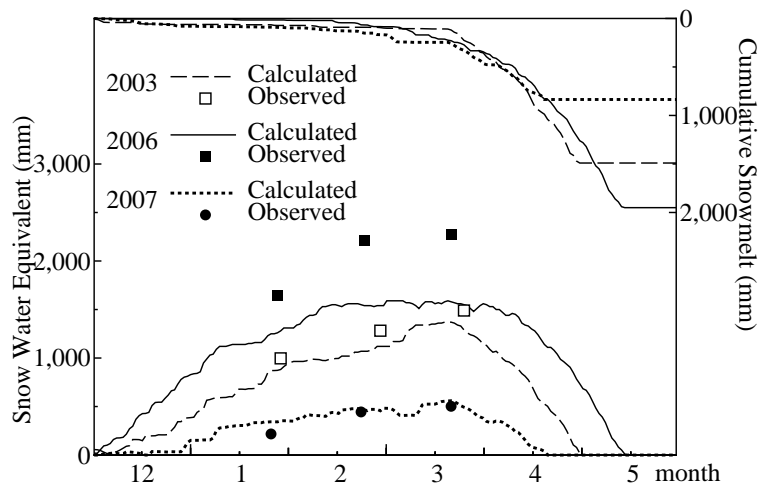


Fig.4.11 関温泉地点 (Fig.4.15 中の 2813) の積雪水当量, 累加融雪量の時間変化

### 飯山地区

飯山地区 (Fig.4.12) においても, 観測地点の 8 割以上が積雪水当量の観測値と計算値の差 200mm の範囲内に収まった. また, 積雪水当量の観測値が大きく計算値を上回った一部の地点は, 関温泉地点と同様に局所的な降雪量の影響によるものと考えられる. 飯山地区の全観測地点の解析結果を本章付録 (Fig.4.40~Fig.4.44) に示す.

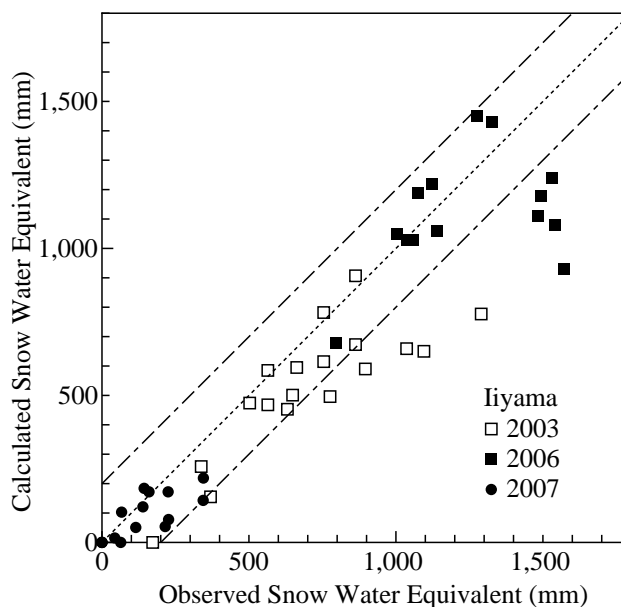


Fig.4.12 飯山地区における積雪水当量の観測値と計算値の比較

#### 4.4.3 積雪・融雪モデルの組み込みによる河川流量の推定

各グリッドセルで得られた日融雪量を流域水循環モデルに降水量とともに入力し、関川流域末端の高田地点の観測流量と比較した。高田地点での全解析期間（2003～2007年）の相対誤差27.0%、カイ2乗誤差 $7.2\text{m}^3/\text{s}$ に対して、2005年積雪・融雪期（2004年12月～2005年5月）の相対誤差は19.4%、カイ2乗誤差は $4.5\text{m}^3/\text{s}$ 、2006年積雪・融雪期（2005年12月～2006年5月）はそれぞれ24.6%、 $9.2\text{m}^3/\text{s}$ であった。また、高田地点の総流量に占める融雪量の割合は、2003～2007年の平均で、3月に52%、4月に79%、5月に60%と大きな割合であることが分かった。

さらに、積雪・融雪時期のハイドログラフ（Fig.4.13, Fig.4.14）からは、構築したモデルにより積雪時期の流量低下と融雪時期の流量の立ち上がりおよびピークが良く再現されていることが示された（全ての年の結果は本章付録 Fig.4.45～Fig.4.49）。特に、大きな降雨が無かった時期に発生した2005年、2006年の最大流量のピークが良く一致していることは、構築したモデルにより、流域全体の融雪量推定が高い精度で行えたことを表している。

## 4.5 小括

本章では AMeDAS 等のルーチン気象観測要素を用いた熱収支法に基づき、暖地積雪地帯における融雪量および積雪水当量を推定するモデルを構築し、豪雪地帯である関川流域に同モデルを適用した。得られた結果は以下のようにまとめられる。

- 1) 衛星画像から抽出した冠雪域の分布から、顕熱・潜熱輸送パラメータの空間分布を推定する手法を構築し、山間部等の気象観測地点が少ないグリッドセルのパラメータを詳細に推定した。

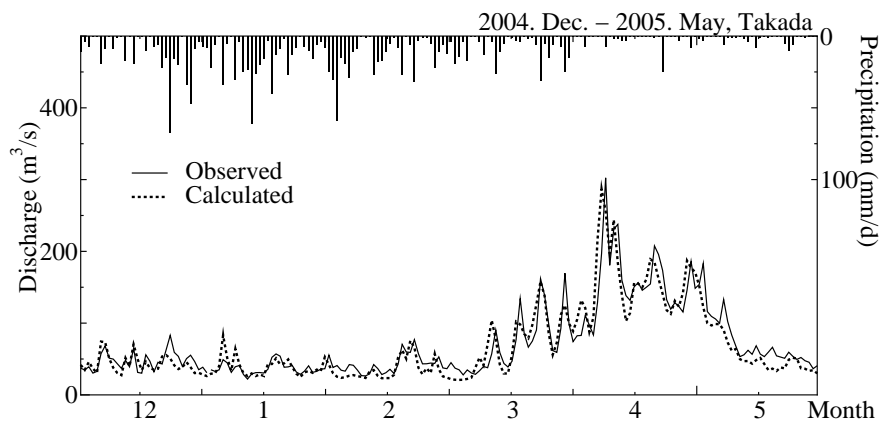


Fig.4.13 積雪・融雪期における観測・計算流量の比較（2004年12月～2005年5月）

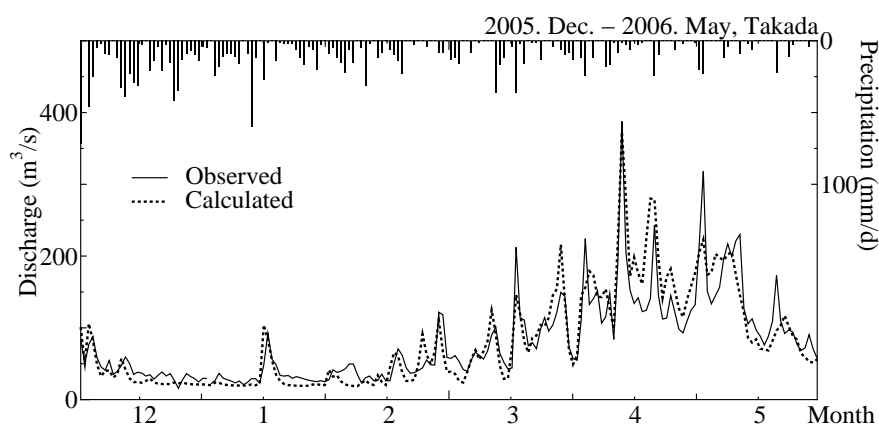


Fig.4.14 積雪・融雪期における観測・計算流量の比較（2005年12月～2006年5月）

- 2) 各グリッドセルの積雪水当量の計算値は、一部の局所的な降雪や、風の影響を受ける地点を除けば、流域内の観測値を推定誤差約 200mm の精度で再現した。この推定誤差は、グリッドセル内の融雪現象が不均一であることや、パラメータ推定に用いた衛星画像の空間解像度（500m）を考慮すれば、許容範囲内の誤差であった。
- 3) グリッドセルで得られた日融雪量計算値を流域水循環モデルに入力して得られた計算流量は、積雪・融雪時期の流量を高い精度で再現した。



付録

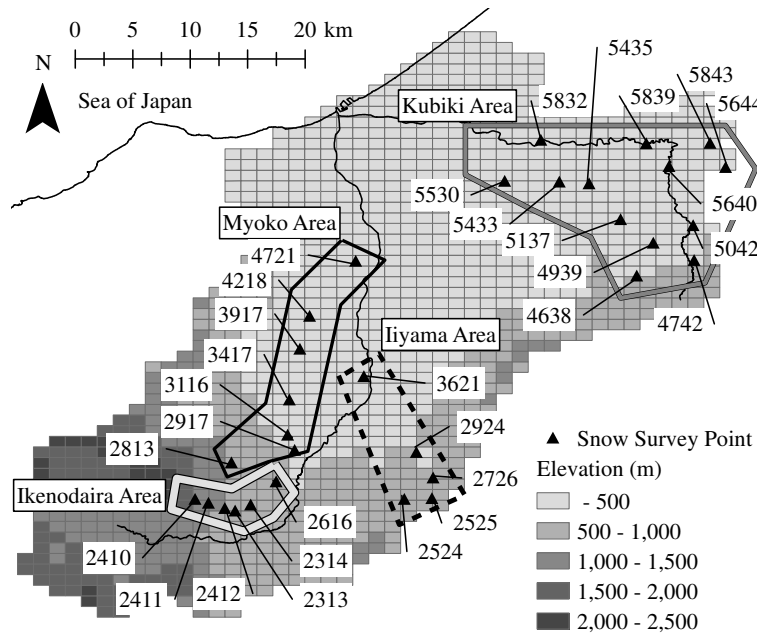


Fig.4.15 積雪水当量の定期観測点の位置と地点番号

全観測地点での解析結果（池の平地区）

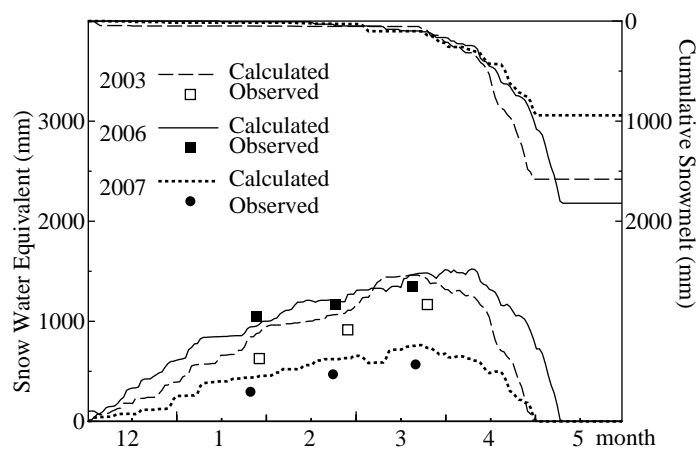


Fig.4.16 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2411）

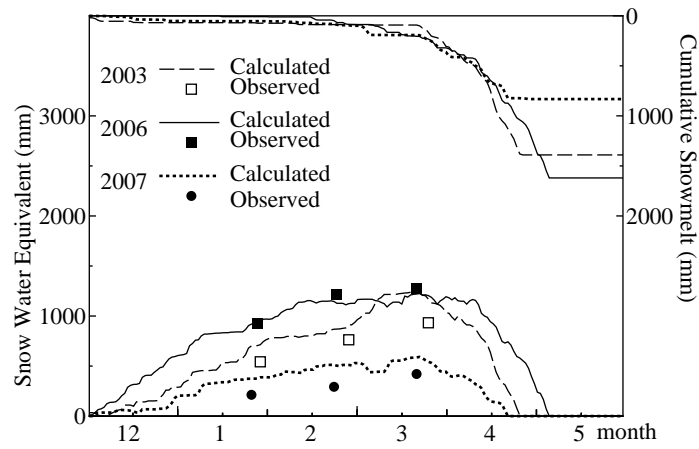


Fig.4.17 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2412）

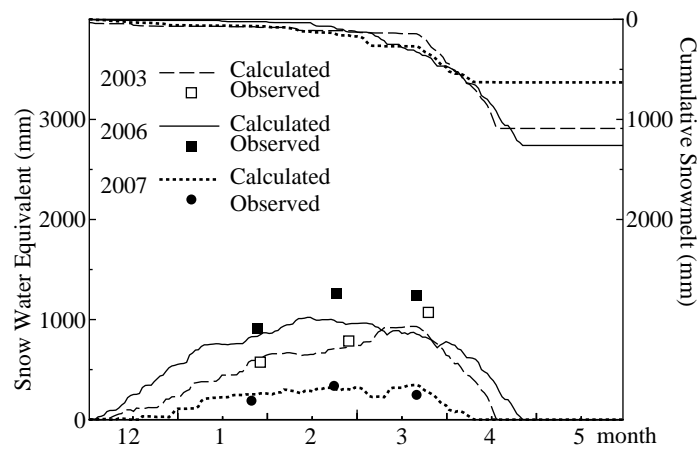


Fig.4.18 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2313）

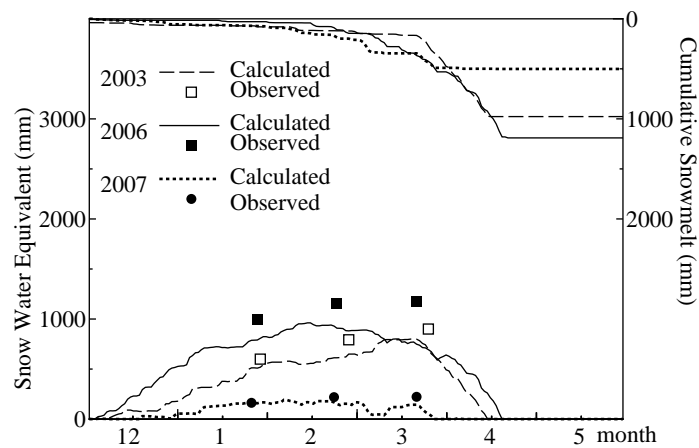


Fig.4.19 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2314）

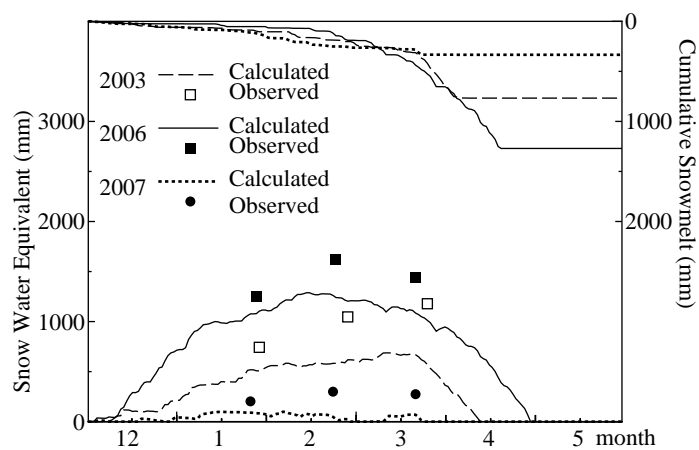


Fig.4.20 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 2616)

全観測地点での解析結果（頸城地区）

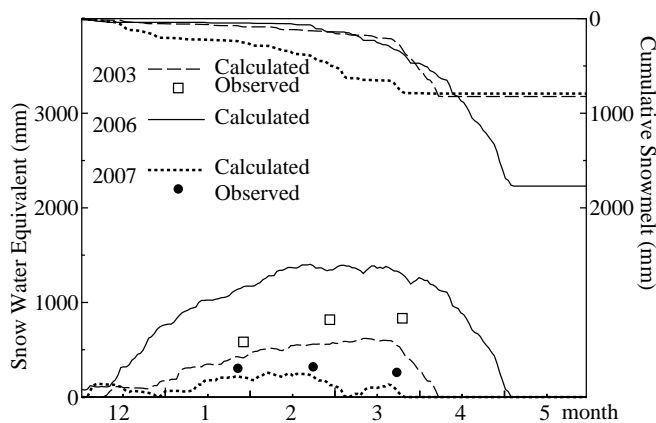


Fig.4.21 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 4742）

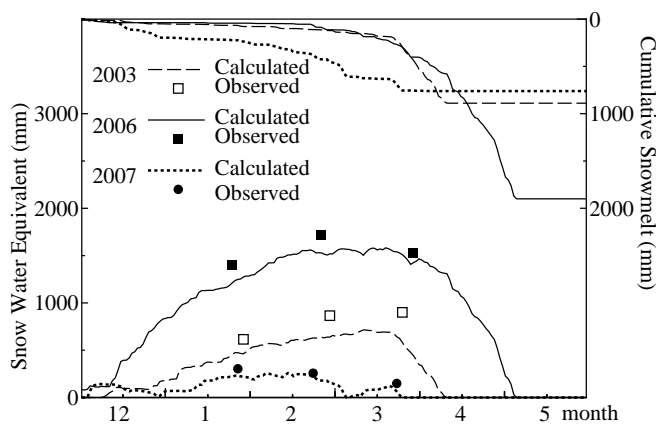


Fig.4.22 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 4638）

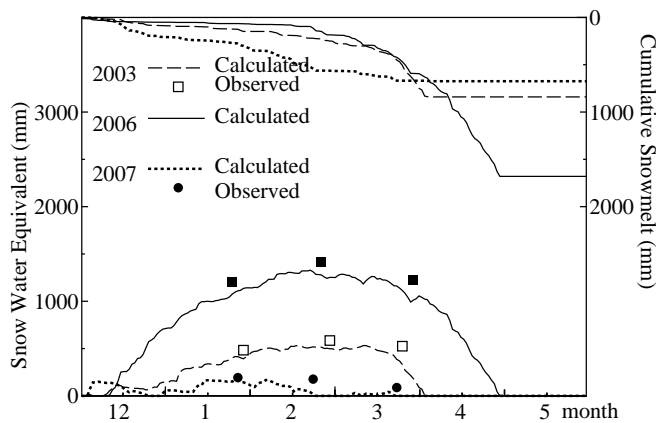


Fig.4.23 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 4939）

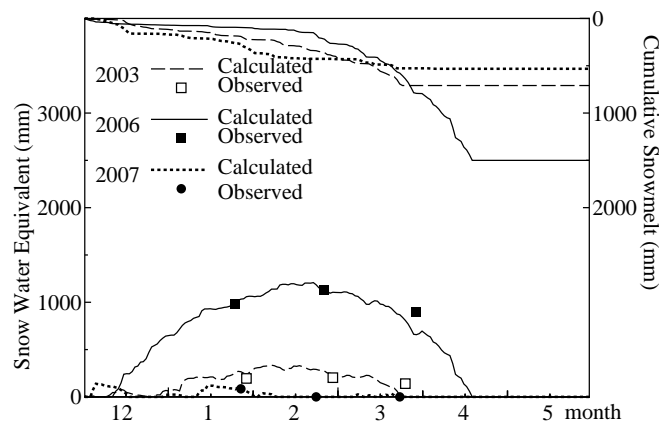


Fig.4.24 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5137)

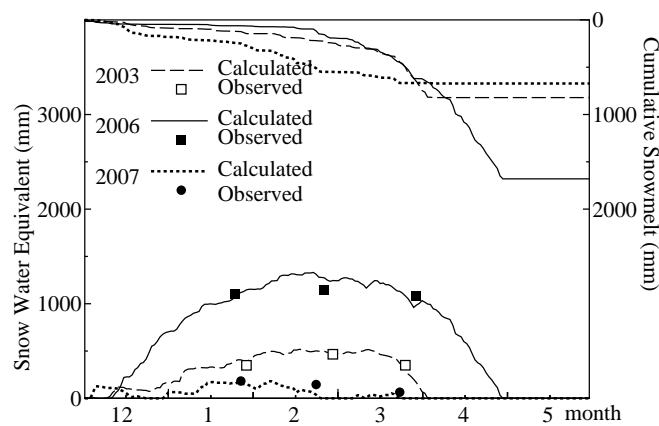


Fig.4.25 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5042)

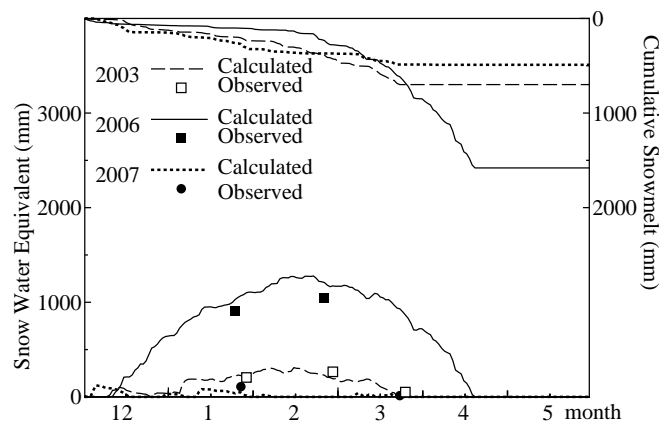


Fig.4.26 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5640)

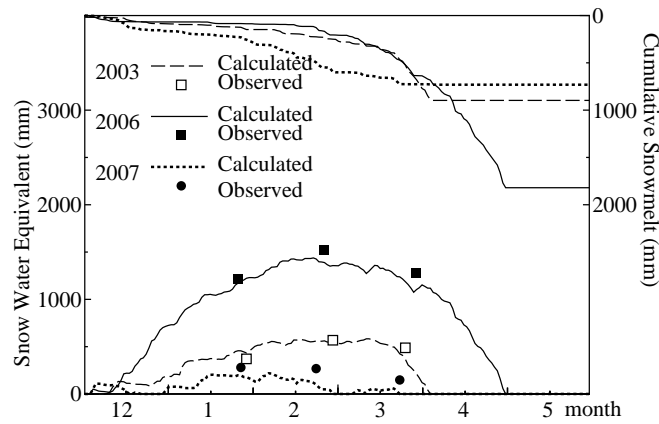


Fig.4.27 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 5644）

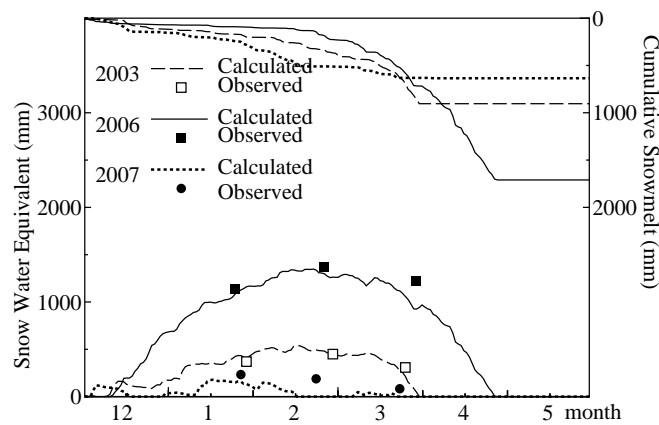


Fig.4.28 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 5843）

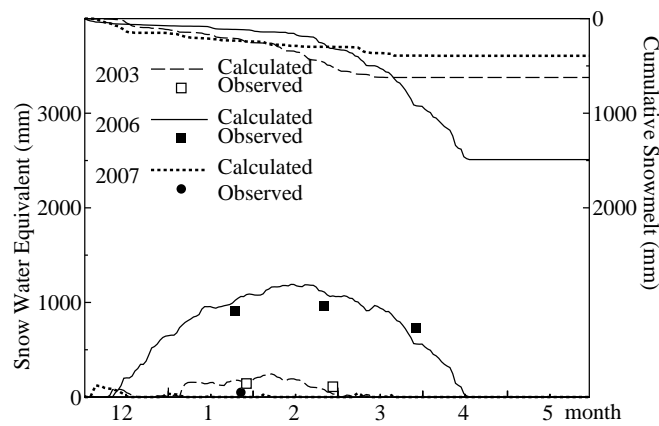


Fig.4.29 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 5839）

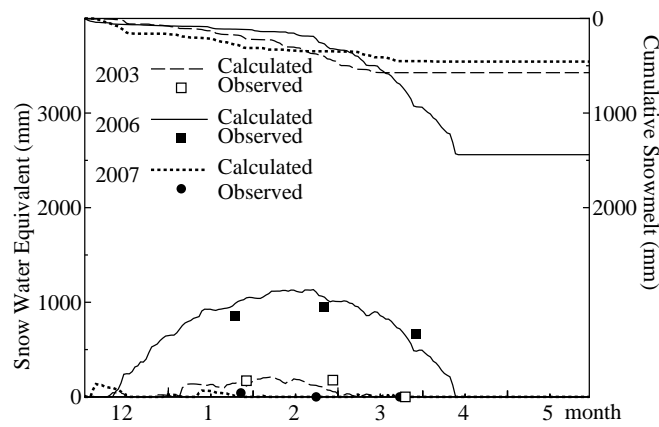


Fig.4.30 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5435)

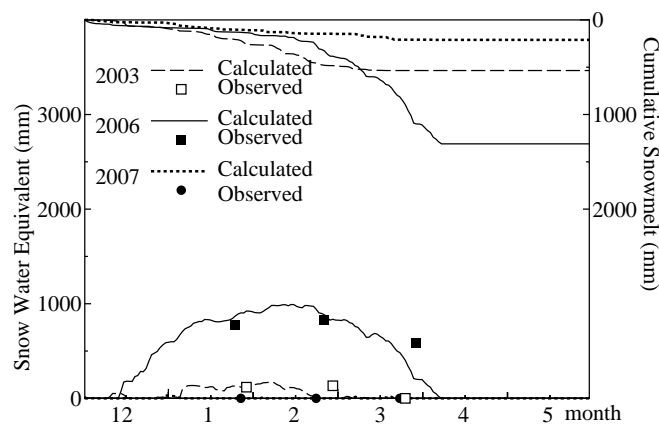


Fig.4.31 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5433)

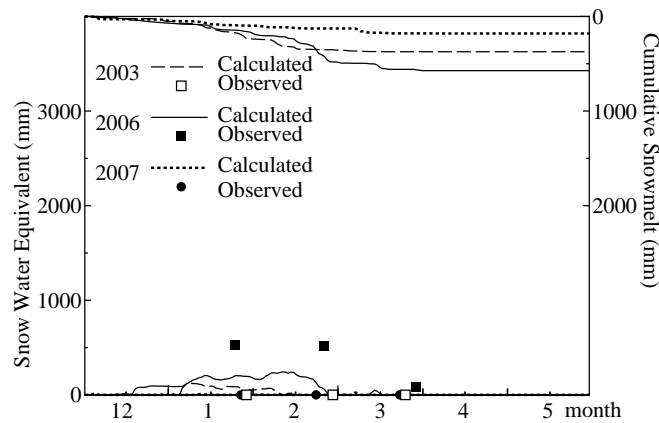


Fig.4.32 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5832)

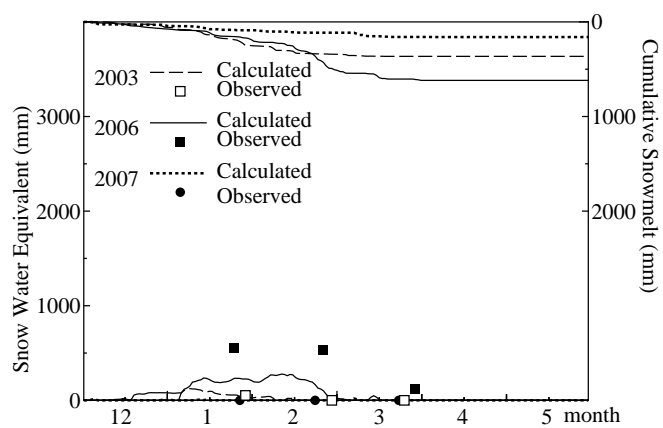


Fig.4.33 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 5530)



全観測地点での解析結果（妙高地区）

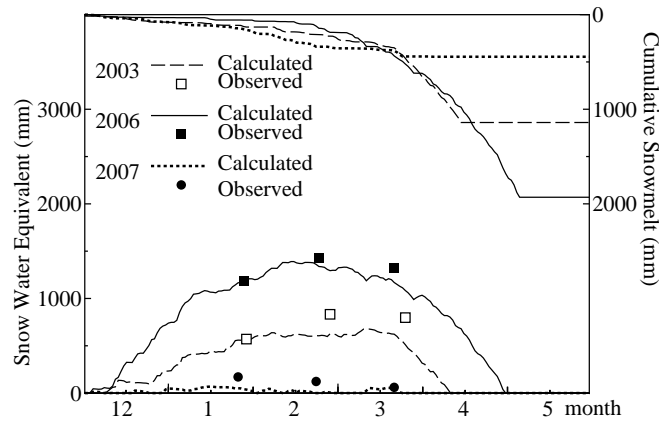


Fig.4.34 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2917）

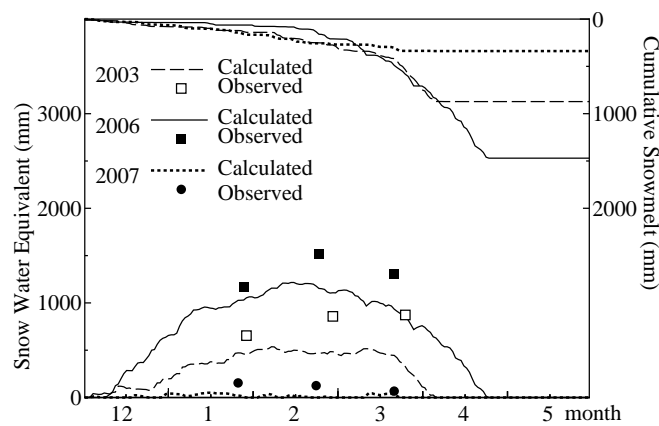


Fig.4.35 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 3116）

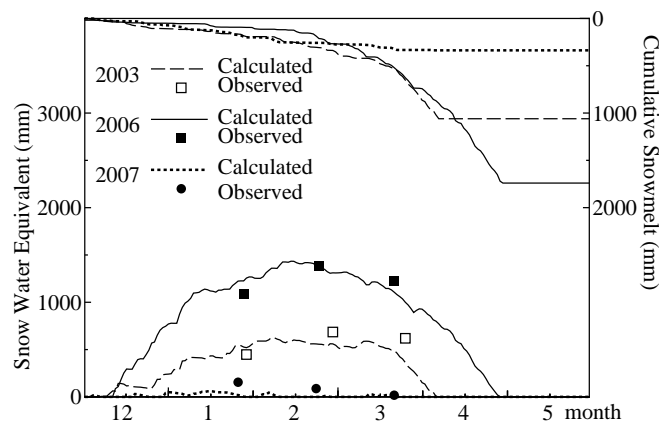


Fig.4.36 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 3417)

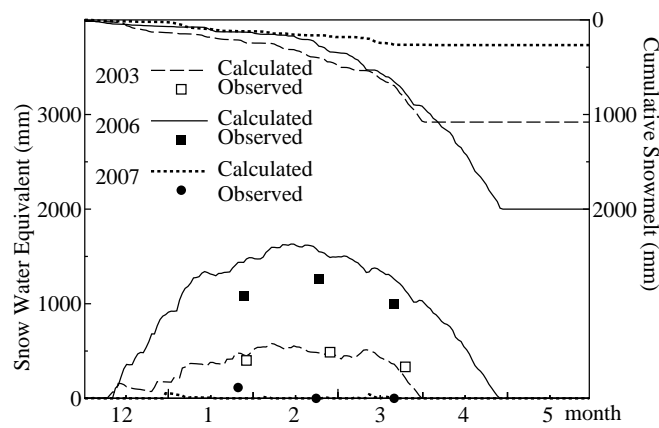


Fig.4.37 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 3917)

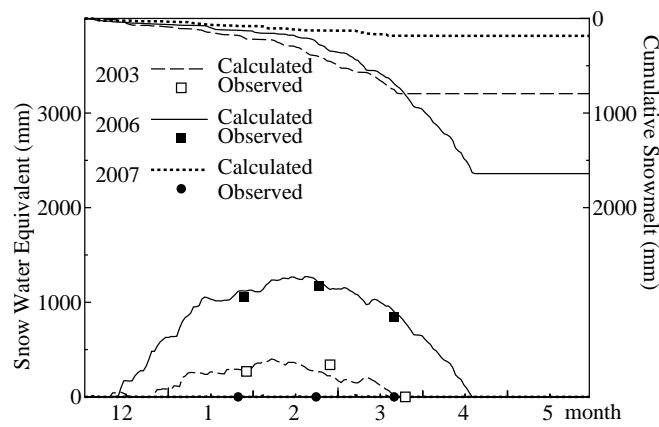


Fig.4.38 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 4218)

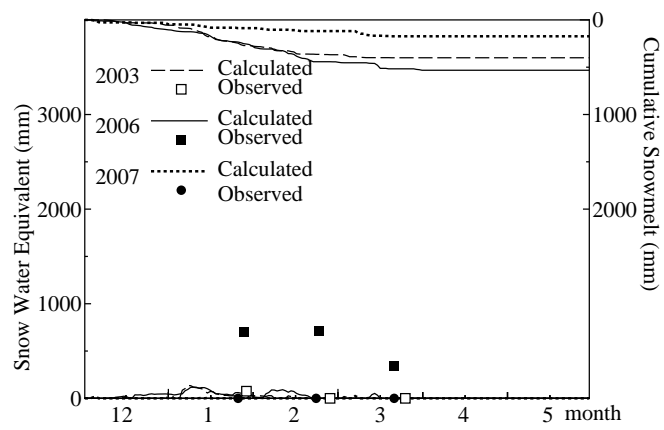


Fig.4.39 積雪水当量, 累加融雪量の時間変化 (地点 4721)

全観測地点での解析結果（飯山地区）

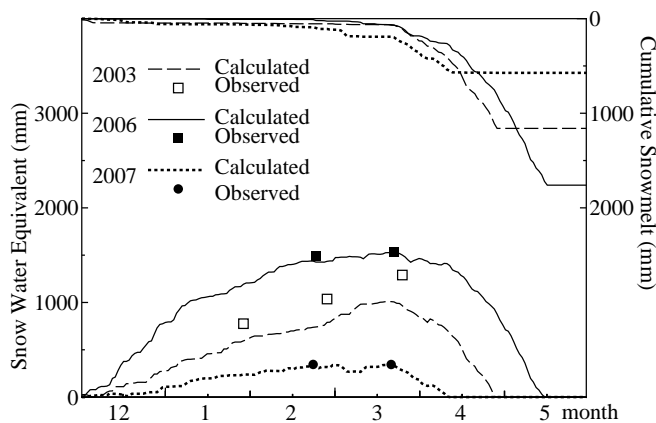


Fig.4.40 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2524）

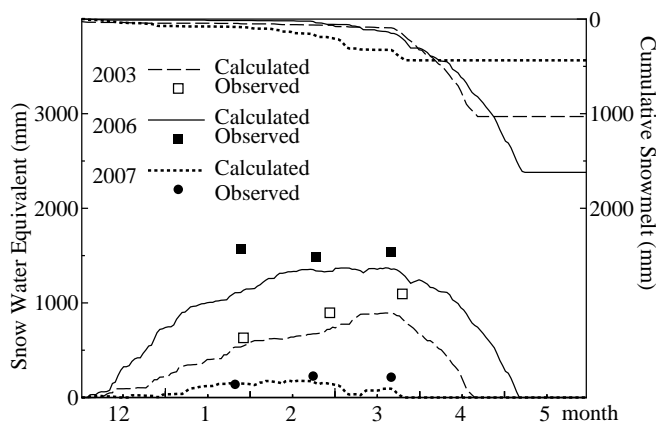


Fig.4.41 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2525）

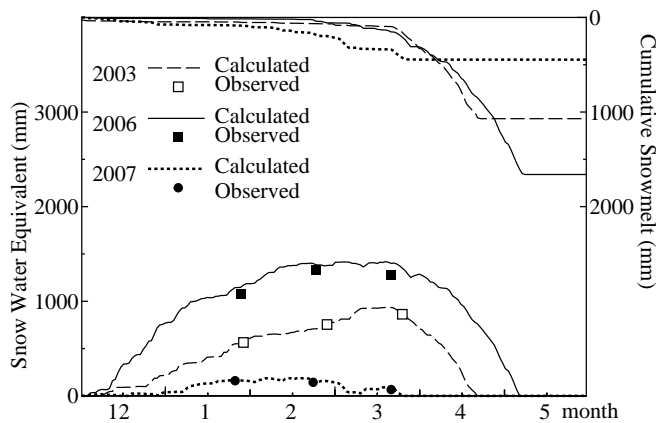


Fig.4.42 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2726）

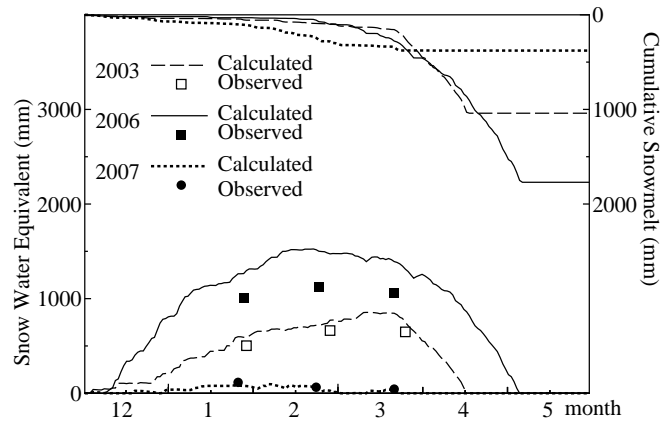


Fig.4.43 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 2924）

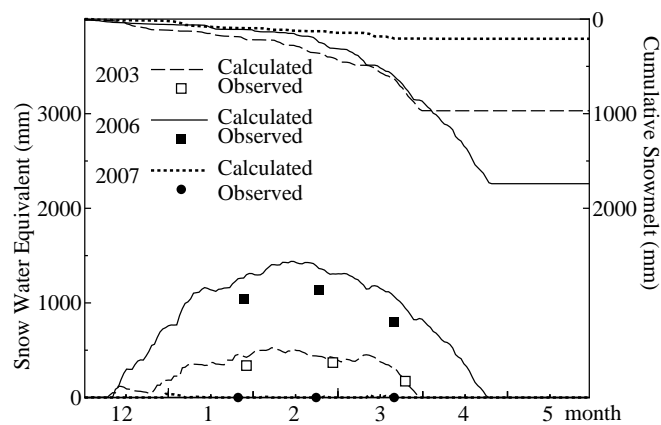


Fig.4.44 積雪水当量，累加融雪量の時間変化（地点 3621）

積雪・融雪期のハイドログラフ

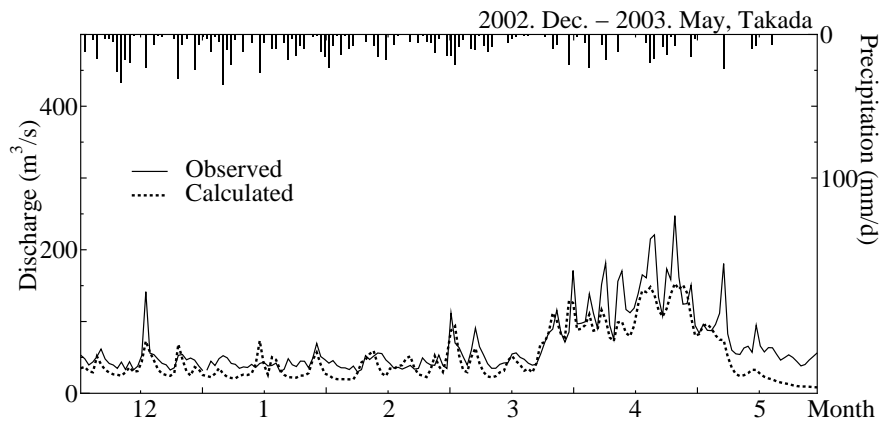


Fig.4.45 積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2002年12月～2003年5月)

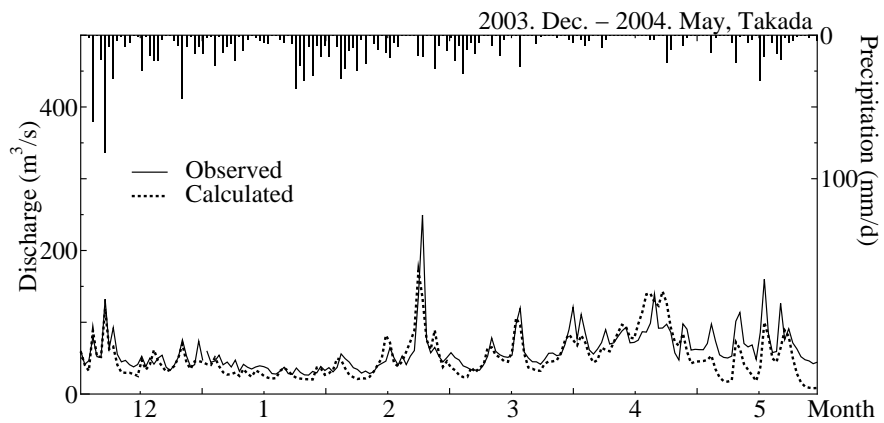


Fig.4.46 積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2003年12月～2004年5月)

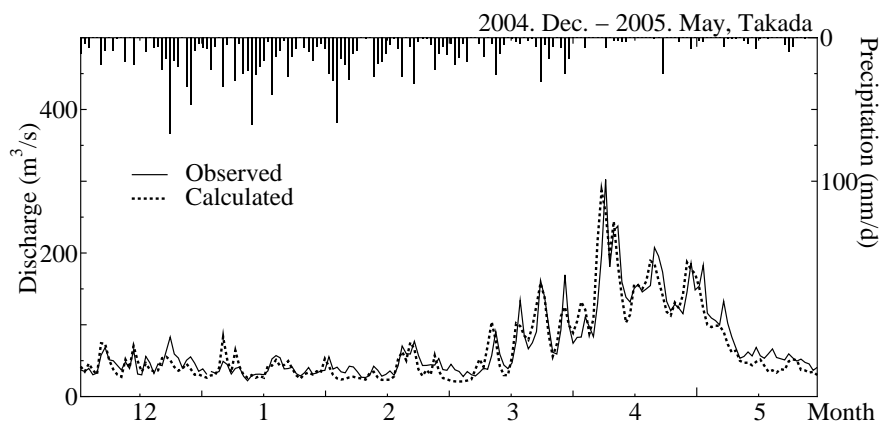


Fig.4.47 積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2004年12月～2005年5月)

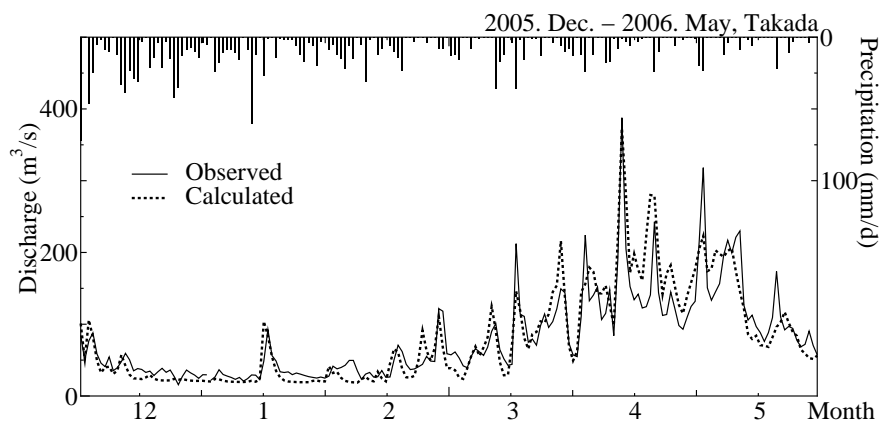


Fig.4.48 積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2005年12月～2006年5月)

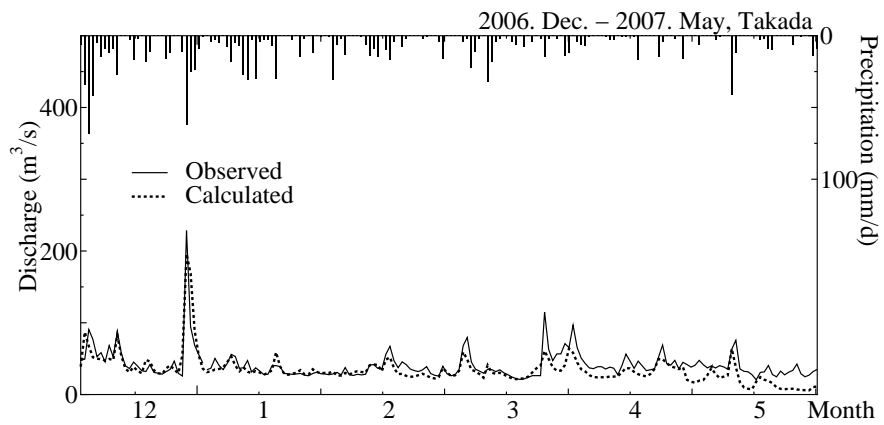


Fig.4.49 積雪・融雪期における観測・計算流量の比較 (2006年12月～2007年5月)

## 第 5 章

# 流域水循環のモデル化における低平河川からの氾濫過程の導入

### 5.1 はじめに

本章では氾濫域を一つの遊水池として扱う氾濫モデルを構築するとともに、それを第 3 章で提案した流域水循環モデルに導入する。続いて、提案したモデルを低平な水田地帯での湛水被害が頻発するラオス国セバンファイ（Xebanfai）川流域に適用する。この時、氾濫解析を行うために必要な数値標高データ（DEM）が量・質ともに限られる流域にモデルを適用するために、リモートセンシングを応用した DEM の有効性も検討する。

### 5.2 低平地氾濫現象のモデル化と流域水循環モデルへの組み込み

#### 5.2.1 低平地氾濫過程のモデル化

##### 5.2.1.1 遊水池型氾濫モデルによる氾濫域の推定

ある地点での河道流量がその地点の通水能力を超えれば、河道周辺に氾濫域が生じ、一帯は池のようになる。遊水池型氾濫モデルは、河川からの越流による氾濫、内水氾濫等のそれぞれの氾濫過程を、流速が緩慢な低平地においては一つの遊水池としてまとめ簡易に扱うものである（早瀬・角屋，1977；増本・角屋，1995）<sup>[79,85]</sup>。この氾濫域を水面が水平な一体の遊水池とみなすことにより、以下の水収支式（5.1）および後に示す運動方程式を基礎として氾濫水位を計算する。

$$Q_{\text{out}}^{n+1} = \frac{W^{n+1} + W^n}{\Delta t} (H_{\text{in}}^n - H_{\text{in}}^{n+1}) + Q_{\text{in}}^{n+1} + Q_{\text{in}}^n - Q_{\text{out}}^n \quad (5.1)$$

ここで、 $Q_{\text{in}}^n$ 、 $Q_{\text{out}}^n$  はそれぞれ氾濫域への流入量と流出量（ $\text{m}^3/\text{s}$ ）、 $W^n$  は氾濫域面積（ $\text{m}^2$ ）、 $H_{\text{in}}^n$  は氾濫水位（ $\text{m}$ ）、 $\Delta t$  は計算時間間隔 3,600（ $\text{s}$ ）である。なお、各変数の右肩に付した  $n$ 、 $n+1$  は計算時間刻みを表す。

解析に際しては、氾濫水位と氾濫域の貯水量および面積を関係づける曲線（それぞれ  $H$ - $V$  曲線、 $H$ - $A$  曲線）を事前に地形データより作成し、各計算ステップごとに計算される  $H_{\text{in}}$  から、氾濫域貯水量  $V$  および面積  $W$  を算出する。



### 5.2.1.2 氾濫域からの排水の定式化

氾濫域からの排水量  $Q_{out}$  (負の場合は外水河川から氾濫域への流入量) は, 等流, 不等流に場合分けして式 (5.2) により得られる (角屋・早瀬, 1981).

$$Q_{out} = \begin{cases} G\sqrt{F} & (\sqrt{F} < \sqrt{s}) \\ G\sqrt{s} & (\sqrt{F} > \sqrt{s}) \end{cases} \quad (5.2)$$

ここで,  $G = \frac{A_{in}R_{in}^{2/3}}{N}$ ,  $\sqrt{F} = \frac{H_{in} - H_{out}}{\sqrt{X}\sqrt{|H_{in} - H_{out}|}}$  を表し,  $H_{out}$  は氾濫域が接続する河川の水位,  $X$ ,  $s$  は排水河川の長さおよび河道勾配,  $A_{in}$ ,  $R_{in}$  は氾濫地点の河道断面積および径深,  $N$  は粗度係数である.

氾濫地点からの排水形態が不等流の場合 ( $\sqrt{F} < \sqrt{s}$ ), ある計算時刻  $n$  における氾濫水位  $H_{in}^n$ , 流入量  $Q_{in}^n$ , 流出量  $Q_{out}^n$  および次の時刻  $n+1$  の流入量  $Q_{in}^{n+1}$  から, 時刻  $n+1$  における氾濫水位  $H_{in}^{n+1}$  をニュートン法により求める. ここで, 時刻  $n+1$  の流入量  $Q_{in}^{n+1}$  は分布型水循環モデルの出力値として時々刻々推定でき, 既知の値として利用する.

- 1) 時刻  $n+1$  における流出量の  $m+1$  回目の近似解を  $Q_{out}^{m+1}$  と表すとき,  $Q_{out}^{m+1}$  は式 (5.3) により表される.

$$Q_{out}^{m+1} = Q_{out}^m + \left( \frac{\partial Q}{\partial G} \frac{dG}{dH_{in}} \right)^m dH_{in} + \left( \frac{\partial Q}{\partial F} \frac{dF}{dH_{in}} \right)^m dH_{in} \quad (5.3)$$

- 2) 氾濫域の水収支式 (5.1) と上式 (5.3) を連立し, 氾濫水位の  $m+1$  回目の近似解  $H_{in}^{m+1}$  を式 (5.4) により得る. ただし,  $W^{m+1} = W^m$  とする.

$$\left( \frac{W^m + W^n}{\Delta t} + D_G^m + D_F^m \right) H_{in}^{m+1} = \frac{W^m + W^n}{\Delta t} H_{in}^n + (D_G^m + D_F^m) H_{in}^n - Q_{out}^m - Q_{out}^n + Q_{in}^{n+1} + Q_{in}^n \quad (5.4)$$

ここで,  $D_G^m = \left( \frac{\partial Q}{\partial G} \frac{dG}{dh} \right)^m$ ,  $D_F^m = \left( \frac{\partial Q}{\partial F} \frac{dF}{dH_{in}} \right)^m$  である.

- 3)  $|H_{in}^{m+1} - H_{in}^m| > \epsilon$  の場合には得られた  $H_{in}^{m+1}$  を  $H_{in}^m$  とし, 1) に戻って収束するまで反復計算を行う. また,  $|H_{in}^{m+1} - H_{in}^m| < \epsilon$  となった時に  $H_{in}^{m+1}$  を  $H_{in}^{n+1}$  とし, 次の計算時刻へ進む. ここで, 収束判定のための  $\epsilon = 0.001$  (m) とする.

他方, 等流の場合には  $\sqrt{F} = \sqrt{s}$  とすることにより, 式 (5.4) 中の  $D_F^m = 0$  となり, 次式 (5.5) を不等流の場合と同様に収束計算を行って  $H_{in}^{n+1}$  を得る.

$$\left( \frac{W^m + W^n}{\Delta t} + D_G^m \right) H_{in}^{m+1} = \frac{W^m + W^n}{\Delta t} H_{in}^n + D_G^m H_{in}^n - Q_{out}^m - Q_{out}^n + Q_{in}^{n+1} + Q_{in}^n \quad (5.5)$$

## 5.2.2 分布型水循環モデルへの氾濫過程の導入

河川と氾濫域のつながりには以下のような仮定をおいて氾濫過程の計算アルゴリズムを分布型水循環モデルに導入し, 流出過程と氾濫過程を並行して計算する.

構築した分布型水循環モデルのメッシュ間に氾濫地点を設け, それぞれの氾濫地点で, 地形データ (ここでは前述した Aster GDEM) から  $H-V$  曲線,  $H-A$  曲線を作成する. 例えば後述するセバンファイ橋地

点では、氾濫域の最低標高から同地点の既往最大氾濫水位までを対象にそれらを作成した。なお、設定した氾濫域は分布型水循環モデルの複数の計算メッシュに跨がっているため、それらは同一の氾濫水位によって支配される一体の水面として扱う。

次に、氾濫地点の通水能力、河道流量および氾濫水位を用いて氾濫計算の開始、継続、終了を判断する。氾濫地点の通水能力は、堤防の天端高さ (**Fig.5.6 (c)**) に対する等流状態の流量とする。以下にそれぞれの計算方法を示す。

- 1) 氾濫地点への流入量が氾濫地点の通水能力以下であるときは氾濫は発生しない (例えば **Fig.5.6 (a)**)。なお、計算流量が氾濫地点の通水能力以下であっても堤内地に内水氾濫が生じる可能性がある (同図 (b))、ここでは氾濫は発生しないものと仮定する。
- 2) 計算流量が氾濫地点の通水能力を超えた時 (同図 (c))、氾濫計算を開始する。この時、河道と氾濫域の水位が等しくなるように、氾濫域の河道に貯留された水量が氾濫域に広がる。また、氾濫域末端からの排水量の計算は、最大河道幅を鉛直方向に延長した領域 (同図中の点線で囲まれた領域) を河道断面とし、5.2.1.2 に示した方法により行う。
- 3) 氾濫域および河道の水位が低下して自然堤防の天端標高を下回ったときも 5.2.1.2 に示した方法により氾濫域末端からの排水計算を継続する。この時、堤内地の氾濫域 (同図灰色部分) は小河川、排水路等により河川と連続していると仮定し、河川と氾濫域の水位は一体として変化させる。また、この場合も氾濫地点からの排水は河道断面のみを通して起こるとする。なお、氾濫計算は氾濫域の水位が堤内地の最低標高 (同図 (a)) を下回るまで行う。

最後に、上記の計算で得られた氾濫地点からの排水量を、氾濫地点から下流メッシュへの流下量としてモデルに与える。

## 5.3 流域の概要

### 5.3.1 対象流域における氾濫の特徴

対象とするセバンファイ川はメコン (Mekong) 川の支流のひとつであり、ラオス南東部に位置する (**Fig.5.1**)。流域面積は  $10,330\text{km}^2$ 、流路長  $375\text{km}$  であり、流域の標高は  $130\sim 1,657\text{m}$  に分布している。中流部のマハサイ (Mahaxay) までは河道勾配が  $1/2,000\sim 1/4,000$  (平均  $1/3,400$ ) であるが、マハサイより下流では  $1/7,000$  程度となる。特に下流の水位観測点セバンファイ橋地点 (Xebanfai Bridge) より下流では河道勾配は  $1/15,000$  と非常に緩やかになり、河道は大きく蛇行する (**Fig.5.2**)。

セバンファイ川流域内に位置するマハサイ気象観測地点での年平均降水量は約  $2,700\text{mm}$  と大きく、しかもその大部分が雨季である5月から10月に集中しているため、流域はしばしば洪水氾濫に見舞われる。セバンファイ川における氾濫は、中流域で生じる比較的継続時間が短い氾濫と、下流低平地において長期間継続する氾濫に大別できる。前者は山間部の集中的な降雨によって生じるのに対し、後者は上流部の豪雨と外水位であるメコン川本川の水位の上昇という2つの要因により生じ、これらの条件が重なる場合には湛水が長期化し、下流低平地の水田に大きな被害をもたらす (Mekong River Commission, 2009)<sup>[25]</sup>。

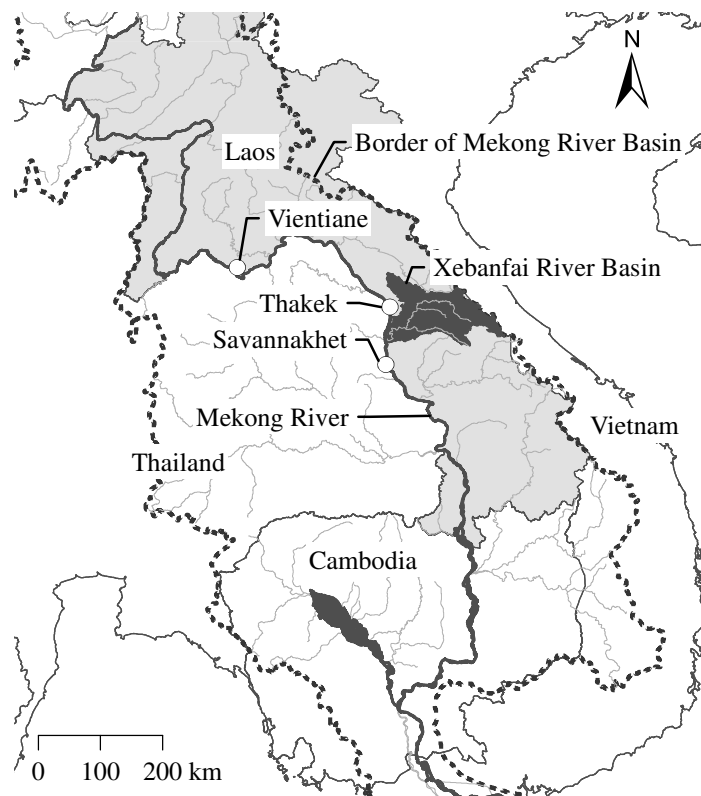


Fig.5.1 メコン川下流域とセバンファイ川流域の位置関係

## 5.3.2 資料の収集

### 5.3.2.1 水文・気象資料の収集と処理

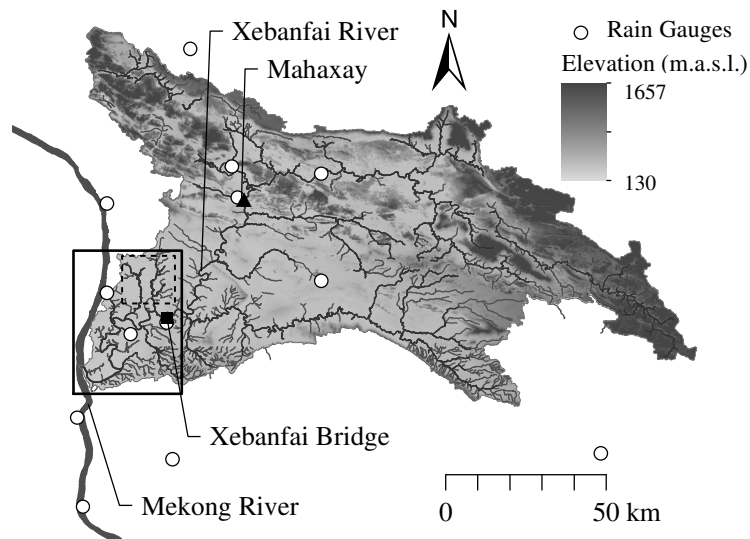
モデル構築および検証のために必要な水文・気象データおよび河道断面データは、全てラオス国水資源環境庁気象水文局（Department of Meteorology and Hydrology, Water Resources and Environmental Administration, Lao PDR）によるデータを用いた。グリッドサイズは2kmとした。

用いた水文データはマハサイ地点（流域面積4,520km<sup>2</sup>）、セバンファイ橋地点（同8,359km<sup>2</sup>）の水位・流量の日観測値である（Fig.5.2）。また、気象データにはFig.5.2に示す流域内外13地点の気象観測点の日データを利用し、以下の方法によりデータをメッシュサイズまで補間する。収集したデータは、降水量、気温（日平均、日最高、日最低）、相対湿度（日最高、日最低）、日平均風速である。任意メッシュ $x$ でのこれらの値 $p(x)$ を推定するために、まず、メッシュ $x$ の重心からの距離が短い順に3つの観測点を選択し、3地点の値 $p(i)$ を逆距離加重法（式(5.6)）によりメッシュ $x$ に内挿する。

$$p(x) = \sum_{i=1}^3 \frac{w(i)p(i)}{\sum_{j=1}^3 w(j)} \quad (5.6)$$

$$w(i) = \frac{1}{d(x, i)^2} \quad (5.7)$$

ここで、 $d(x, i)$ はメッシュ $x$ の重心と観測点 $i$ の距離である。なお、当該メッシュが近傍の3観測点を頂



**Fig.5.2** セバンファイ川流域の地形と水文・気象観測地点（図中の点線枠と実線枠はそれぞれ **Fig.5.5**, **Fig.5.13** の範囲を表す）



**Fig.5.3** 氾濫原の調査

点とする三角形の外側に位置する場合についても、三角形の内側にある場合と同様の補間法により推定する。

### 5.3.2.2 地形データの収集

流域の地形情報として、ラオス国立地理局による数値地図（NGD DEM）と、人工衛星に搭載したセンサを用いた全球の数値地形データ（Aster GDEM）を収集し、相互比較する。この NGD DEM は地表測量に基づいて作成された地形図を補間し、空間解像度 30m のデジタルデータとして公表されているもので

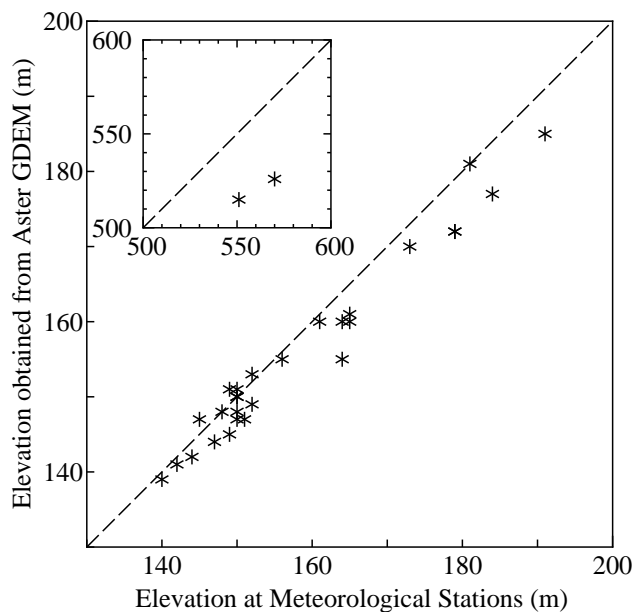


Fig.5.4 気象観測点の標高を利用した Aster GDEM の精度検証

ある。他方、Aster GDEM は衛星 Terra に搭載されたセンサ Aster の近赤外、可視光の波長帯を用い、立体視の原理により構築された地物高のデータセットである。Aster GDEM の空間解像度は 30m、標高解像度は 1m、標高値の標準偏差の公表値は 7~14m である（資源・環境観測解析センター，2009）<sup>[55]</sup>。

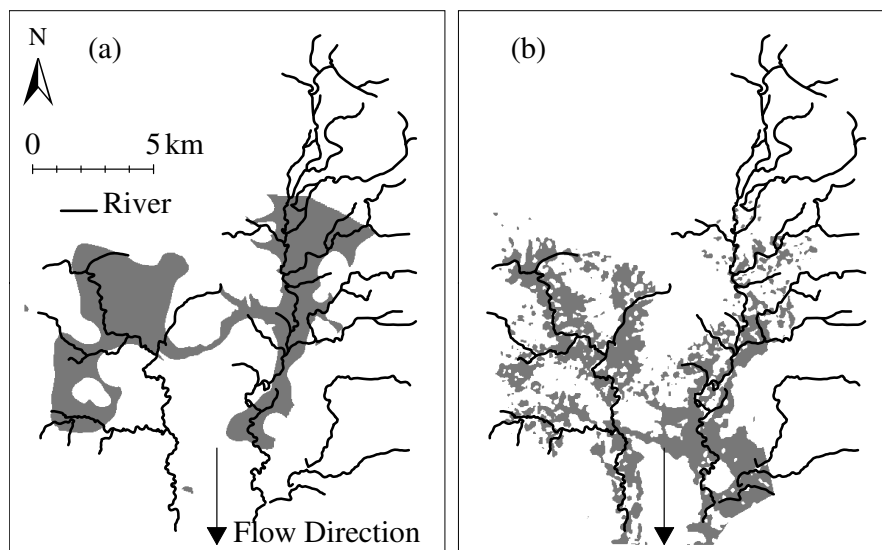
まず、Fig.5.2 に示した流域内外の気象観測点の標高と、同地点の Aster GDEM による標高を比較すると Fig.5.4 のようになる。両者の誤差は標高 140~160m の低地で小さく、高度が上昇するとともに徐々に大きくなる。最小二乗誤差 (RMSE) は 11.5m であった。なお、同図中の別枠内に併記した山間部の 2 地点で比較すると、気象観測点の標高が 551.2m, 570.8m であるのに対し、それぞれ 515m, 526m と 30m 以上 Aster GDEM の標高値が小さく、山間部で特に精度が低い結果となる。

次に、NGD DEM と Aster GDEM が表す氾濫原の地形を比較した。Fig.5.5 は、セバンファイ川下流付近の支流河川において、両地形データの標高 141m 以下の抽出領域を示したものである。NGD DEM によって示される領域は中流部では概ね河川周辺にあるが、その領域は流下方向には広がっていない（同図 (a)）。一方、Aster GDEM による領域の形状は河川の流下方向と整合しており、氾濫原の地形表現の精度が高いことが分かる（同図 (b)）。

リモートセンシングを応用した地形データは、レーダースペックルに起因するノイズ等により実際の地形との差異や不自然な窪地を生じる可能性もあるが (Sanders, 2007)<sup>[30]</sup>、以上に示した両データの特徴を考慮し、流域全体のモデル構築には NGD DEM を利用し、氾濫原の地形データ抽出には Aster GDEM を用いて、必要な標高データの算定を行うことにする。

### 5.3.2.3 衛星画像を用いた氾濫域の推定

氾濫モデル検証のため、ALOS (Advanced Land Observing Satellite) に搭載したフェーズドアレイ方式 L バンド合成開口レーダー Palsar (Phased Array L-Band Synthetic Aperture Radar) の画像を用い、2008



**Fig.5.5** 支流河川における NGD DEM (a) と Aster GDEM (b) の地形再現性の比較 (黒い部分は標高 141m 以下の領域を示す)

年の最大氾濫時の氾濫域を抽出する。取得した衛星画像は 2008 年の最大氾濫時に最も近い日に撮影された画像で (2008 年 8 月 12 日), 空間解像度は 12.5m である。

合成開口レーダー (以下, SAR) を用いたセンサは, マイクロ波を能動的に放射してその反射波を観測する機構であるため, 雲などの気象条件や昼夜の時間帯などの影響を受けない。また, SAR の受信するマイクロ波の強度 (後方散乱強度) は, 散乱面の表面粗度, 土壌水分等により異なるが, 水面では他の土地利用に比べ後方散乱強度が小さいため, 広域での湛水, 湿地帯の抽出に用いられている (加藤・山崎, 2010 ; Lowry et al., 2009)<sup>[22,42]</sup>。ただし, 湛水域の推定のための汎用的な閾値は得られていないため, SAR 画像の撮影原理に起因するスペckルノイズを  $5 \times 5$  画素の Lee filter (Lee, 1980)<sup>[20]</sup> により低減させた後, 閾値法により推定する。なお, この分類のためのサンプルとして, 8 月 12 日の画像からメコン川の水面および現地踏査によって得られたセバンファイ川流域内の湛水域を代表値として利用する。

## 5.4 結果と考察

### 5.4.1 実流域への適用条件

構築したモデルをセバンファイ川流域に適用し, 2004 年から 2008 年まで日単位の計算を行った。河道からの氾濫過程の導入は, マハサイ, セバンファイ橋両水位観測地点と流域最末端の合計 3 地点に対して行った。

ここで, マハサイ, セバンファイ橋の両水位観測地点では, 堤防の天端標高に相当する流量 (マハサイ地点  $1,822\text{m}^3/\text{s}$ , セバンファイ橋地点  $2,649\text{m}^3/\text{s}$ ) をそれぞれの氾濫地点の通水能力とした。また, 氾濫域からの排水形態は等流であるとした。

他方, セバンファイ川流域末端の通水能力は  $3,621\text{m}^3/\text{s}$  とし, 氾濫域からの排水量はメコン川と氾濫域の水位差から 5.2.1.2 で述べた方法により計算した。なお, セバンファイ川流域末端におけるメコン川の

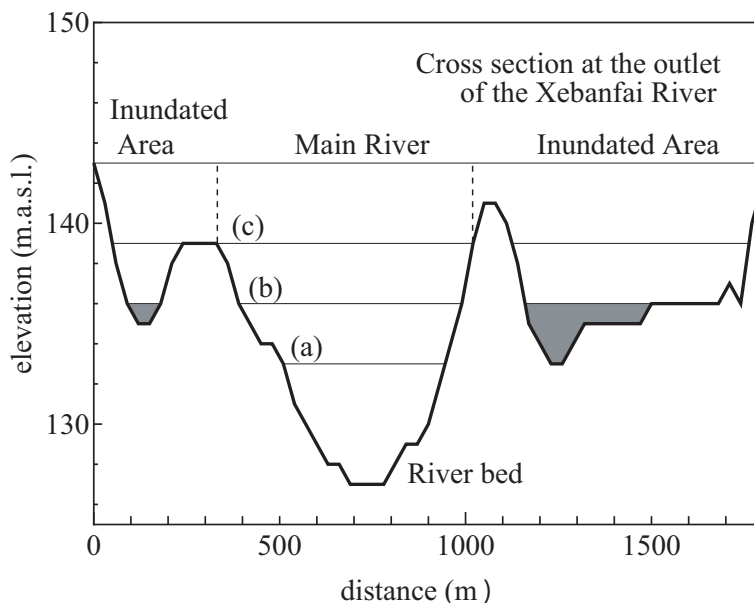


Fig.5.6 セバンファイ川下流端の河道断面および氾濫計算方法の概念図

観測水位は得られないため、メコン河本川で同地点から 50km 上流にある Thakek および下流 40km に位置する Savannakhet (Fig.5.1) の観測水位を内挿して与えた。

解析を行った期間のうち、セバンファイ川流域における最大の洪水年は 2005 年であった。その際には、マハサイ地点では 1989~2008 年の既往最大水位 156.46m (1991 年に発生) に匹敵する最高水位 156.18m が記録され、マハサイ郡内で 490ha の深刻な湛水被害が報告されている (Mekong River Commission, 2006)<sup>[24]</sup>。

#### 5.4.2 氾濫過程導入前の河川流量の推定

氾濫過程導入前の計算流量をマハサイ、セバンファイ橋両地点の観測流量と比較した。解析期間中で最大の洪水年であった 2005 年を対象にすると、氾濫過程導入前の計算結果 (Fig.5.7, Fig.5.8 中の点線) は、6 月下旬の出水ピークでは観測値 (同図中丸印) を良好に再現したが、流量が最大となる 8 月中旬には観測流量との差が  $500\sim 1,000\text{m}^3/\text{s}$  と大きくなった。また、流出ピークの時期ならびに通減を早めに推定する結果となった。

しかし、2005 年以外の比較的小規模な出水年 (例えば 2006 年) ではマハサイ、セバンファイ橋両地点とも計算値と観測値は概ね一致する (Fig.5.9)。ただし、同図中の 10 月初旬の降雨流出に見られるとおり流出を十分に再現できない場合もあるが、これは流域面積に対する雨量観測点数が不十分で、雨量の一部を捕捉できなかったためと判断している。

#### 5.4.3 氾濫を考慮したモデルによる水循環過程の再現

まず、マハサイ、セバンファイ橋両地点への氾濫過程の組み込みによる計算流量の変化を示す (Fig.5.7, Fig.5.8)。同図には両地点の通水能力を併記した。計算流量が河道の通水能力を超えると氾濫が発生し、

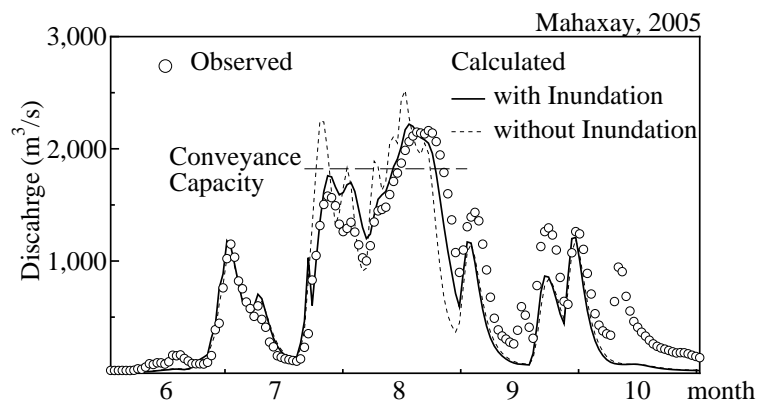


Fig.5.7 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2005年6～10月）

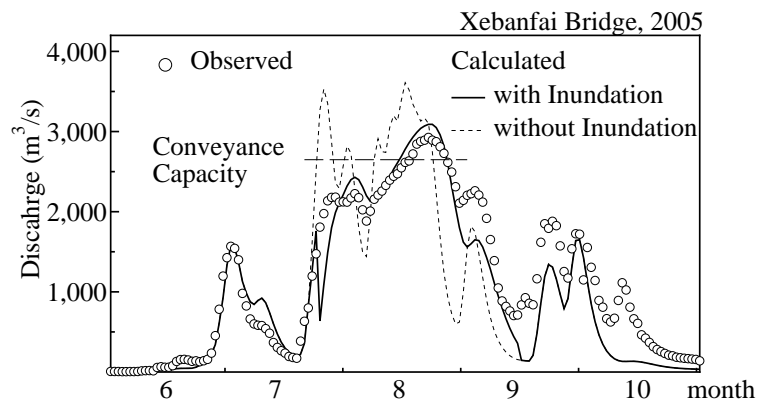


Fig.5.8 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋地点，2005年6～10月）

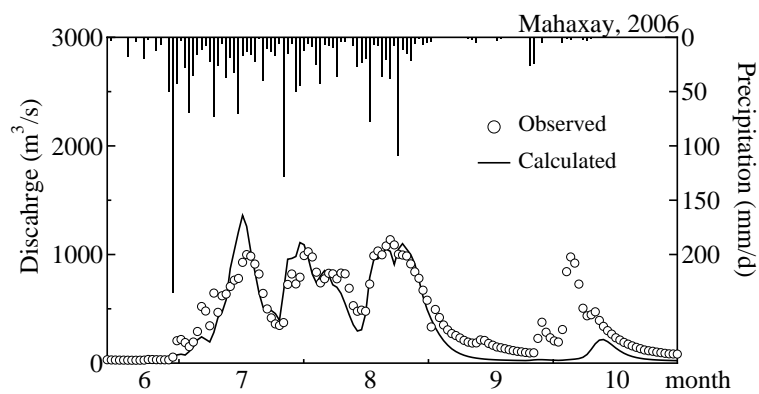


Fig.5.9 マハサイ地点における計算・実測流量の比較（2006年6～10月）



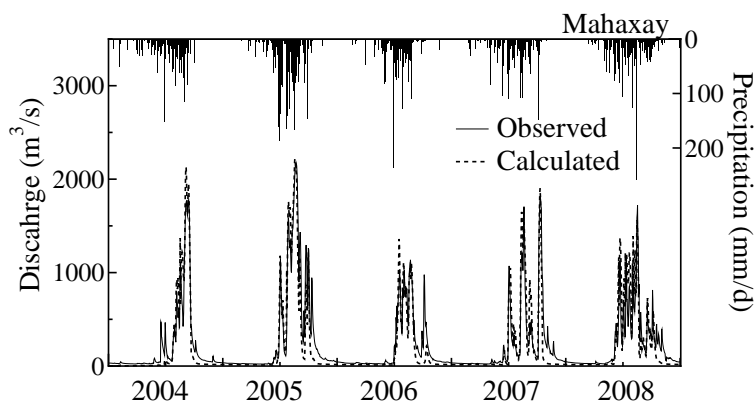


Fig.5.10 水位観測点における計算・実測流量の比較（マハサイ地点）

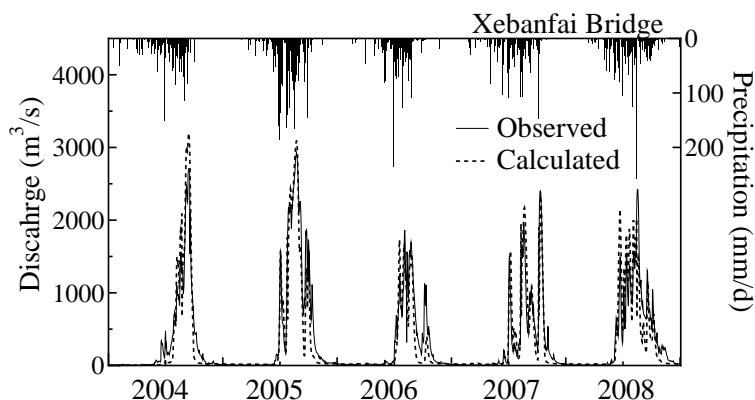


Fig.5.11 水位観測点における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋地点）

発生時の河道流量が氾濫域に広がるため計算流量（同図中実線）は氾濫発生直後に一時的に低下するが、その後上昇する。氾濫過程導入後の計算流量は、導入前の計算流量（同図中点線）に比べて観測流量に近い結果を示し、特にピーク流量とその発生時期の再現性が大きく向上した。マハサイ地点の流量が通水能力を超えた期間は8月16～25日、ピーク流量は $2,148\text{m}^3/\text{s}$ であったのに対し、モデル推定結果はそれぞれ8月13～23日、 $2,220\text{m}^3/\text{s}$ であった（Fig.5.7）。同様に、セバンファイ橋地点で実際に危険水位を超えた期間は8月16～27日、ピーク流量は $2,926\text{m}^3/\text{s}$ であったのに対し、モデルではそれぞれ8月15～26日、 $3,090\text{m}^3/\text{s}$ となった（Fig.5.8）。

次に、氾濫を考慮したモデルによる全解析期間の計算結果を示す。マハサイ（Fig.5.10）、セバンファイ橋（Fig.5.11）両地点とも、流出の立ち上がり、ピークともに良好な再現結果が得られた。ただし、流出の逡減が若干早く計算されることと低水時の計算精度が低いことから、流量 $100\text{m}^3$ 以上の期間のカイ2乗誤差はそれぞれ $154\text{m}^3/\text{s}$ 、 $226\text{m}^3/\text{s}$ 、同期間の相対誤差はそれぞれ48%、47%となった。なお、氾濫モデルを適用した河川中流域の2地点において、計算流量が氾濫発生の閾値を超えたケースは両地点とも上述の2005年と2004年の一時期のみであり、中流域に氾濫過程を導入する効果は大出水時に表れていることが分かった。

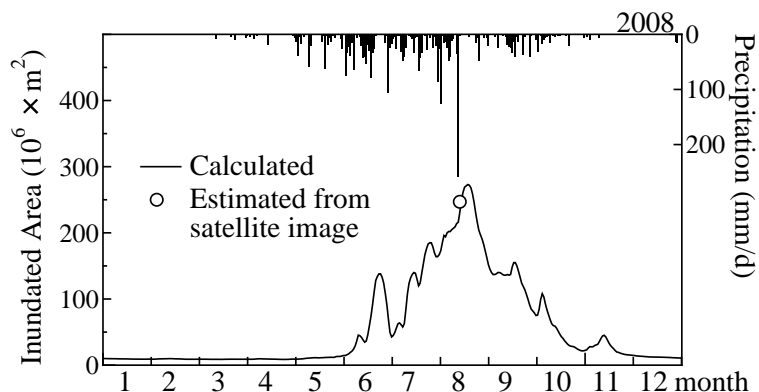


Fig.5.12 セバンファイ川下流氾濫域の時系列変化 (2008年)

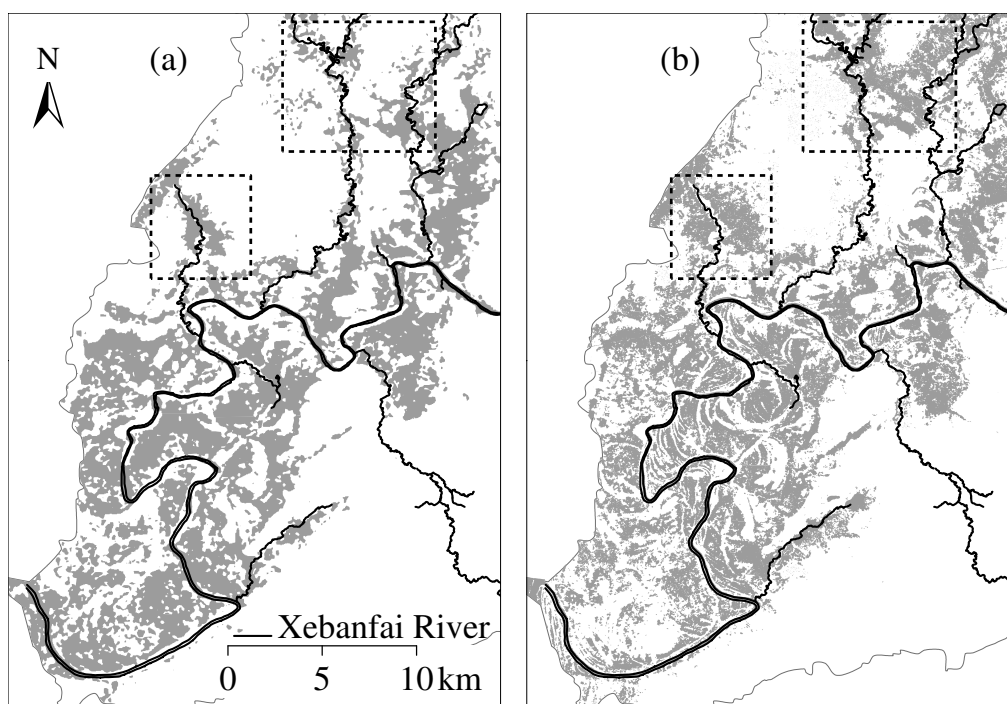


Fig.5.13 モデルによる計算氾濫域 (a) と衛星画像によってとらえられた氾濫域 (b) の比較 (2008年8月12日)

さらに、セバンファイ川流域最下流端に適用したモデルによる氾濫過程の再現について、衛星画像から把握した氾濫域とモデル推定の氾濫域の比較、検討を行った。流域最下流端における氾濫は、5年間の解析期間のうち中規模の出水であった2008年においても6月初旬から10月下旬まで継続し、その最大氾濫面積も約300km<sup>2</sup>に及ぶ大規模なものである (Fig.5.12)。衛星画像が撮影された2008年8月12日は、セバンファイ川流域に200mmを超える日降雨量をもたらした台風 Kammuri が通過した直後で、2008年の計算氾濫域面積が最大となった日 (8月17日) の直前に当たる。

モデルによって推定した氾濫域 (Fig.5.13 (a)) と衛星画像による氾濫域 (同図 (b)) を比較すると、衛

星画像による氾濫域の空間的分布をモデルによる計算結果がよく再現していることが見て取れた。衛星画像から推定した氾濫面積は  $265\text{km}^2$ 、モデルによる氾濫面積は  $250\text{km}^2$  であり、流域最下流端の一地点に導入したモデルにより大規模な氾濫現象の全体像が把握できることが分かった。

計算結果が若干過小であった原因として、例えば、**Fig.5.13** 中の破線枠で示した上流部分で、モデル推定による氾濫域が衛星画像でとらえた氾濫域より小さく推定されていることが挙げられる。破線枠で示した領域はセバンファイ川支流の一部で、地形が狭窄部を形成しているために河道の通水能力が小さく、その上流に氾濫を生じる箇所である。この結果は、さらなる再現性の向上を求める場合には、上流の支川流域では単独の氾濫域を作成し、別個の  $H-V$ 、 $H-A$  による解析が必要であることを意味している。

## 5.5 小括

本章では、河道からの越流を考慮した遊水池型氾濫モデルを構築するとともに、それを流域水循環モデルに導入する手順および低平水田地帯での氾濫が頻発するラオス国セバンファイ川流域へのその手法の適用結果を示した。得られた結果は以下の通りまとめられる。

- 1) 氾濫域を河道に接続した一つの遊水池とみなし、水収支計算、氾濫域下流端の運動方程式と地形データを用いて日単位で氾濫水位を計算するモデルを構築した。この氾濫過程を流域中流部の2地点と最下流端において分布型水循環モデルの一部として導入することにより、流域下流域における最大氾濫域の推定ができることや、流域中流部における出水時のピーク流量とその発生時期の再現性が向上することを示した。
- 2) 地表測量に基づく地形データとリモートセンシングを応用した地形データの特性や精度を比較検討した結果、適用流域の低平地においては後者の地形データの精度が高く、地形情報の抽出に有用であることが分かった。
- 3) 流域下流端での氾濫現象を捉えることにより、大規模かつ長期間におよぶ下流の低平水田地帯の氾濫現象の全体像を把握できた。また、中流域で発生する比較的継続時間が短い氾濫や支流河川における氾濫現象のモデル化には、それぞれの地点で別個の地形解析を行って氾濫モデルを適用する必要があることを示した。

付録

氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点）

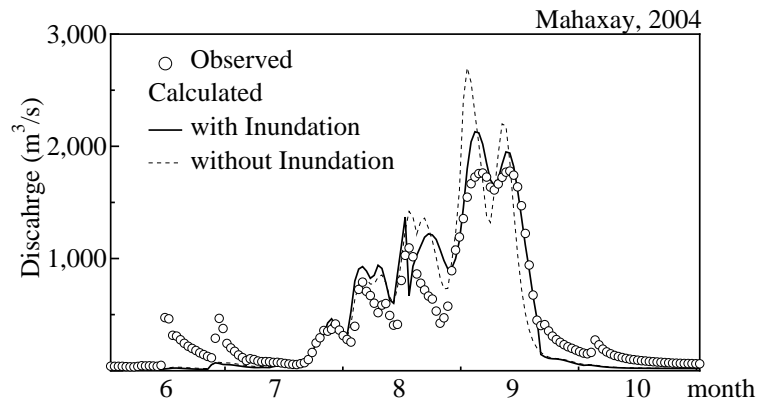


Fig.5.14 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2004年6～10月）

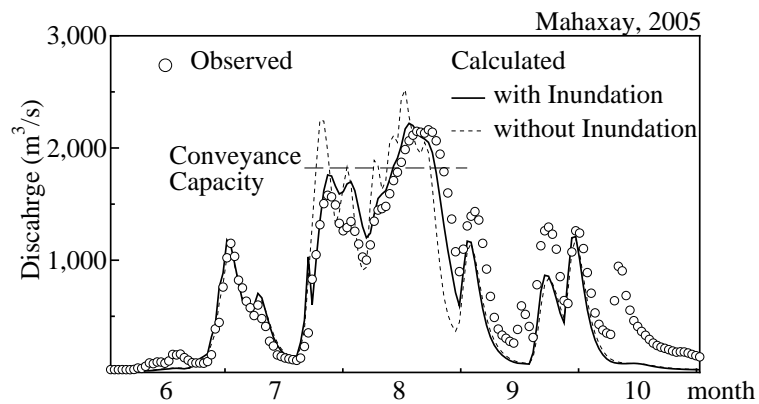


Fig.5.15 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2005年6～10月）

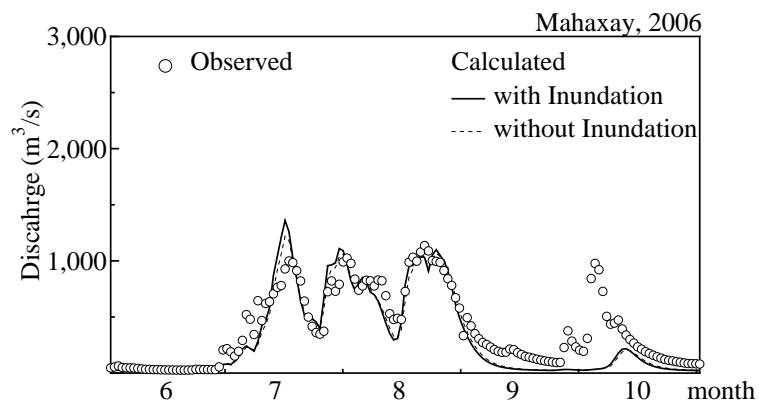


Fig.5.16 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2006年6～10月）

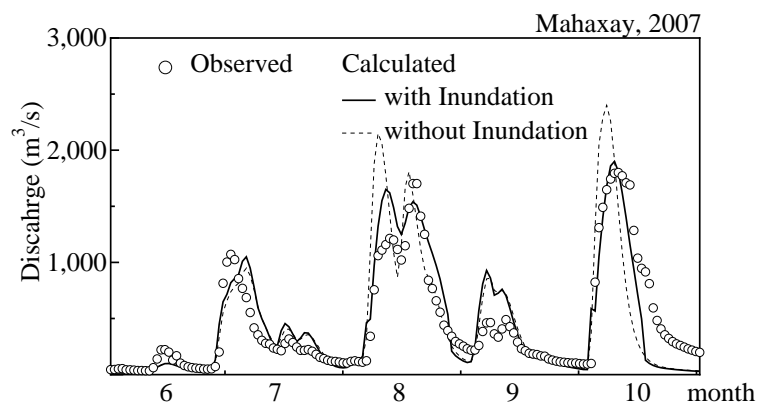


Fig.5.17 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2007年6～10月）

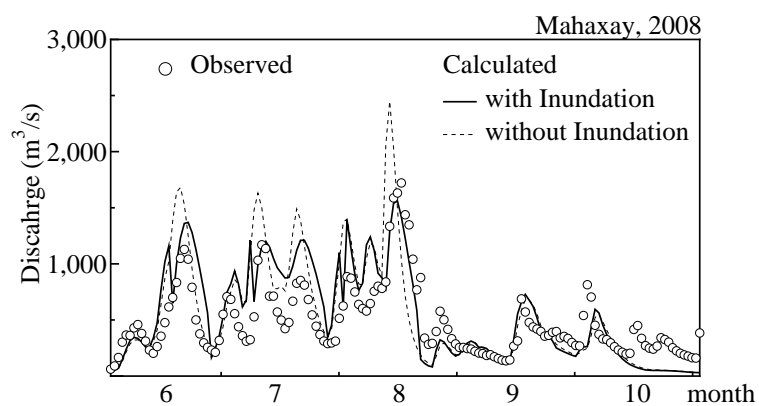


Fig.5.18 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（マハサイ地点，2008年6～10月）

氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋地点）

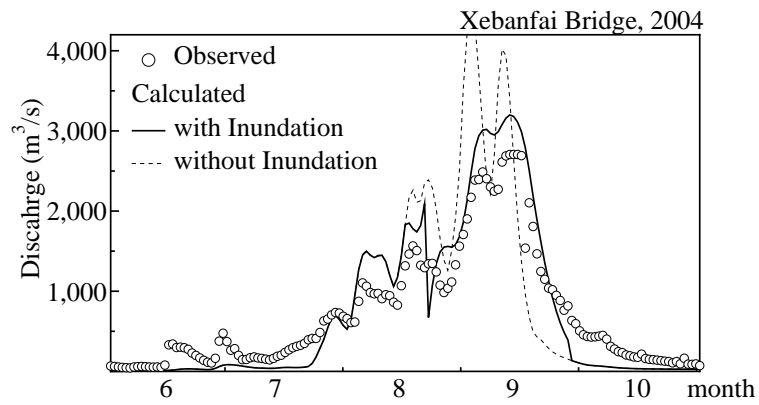


Fig.5.19 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2004年6～10月）

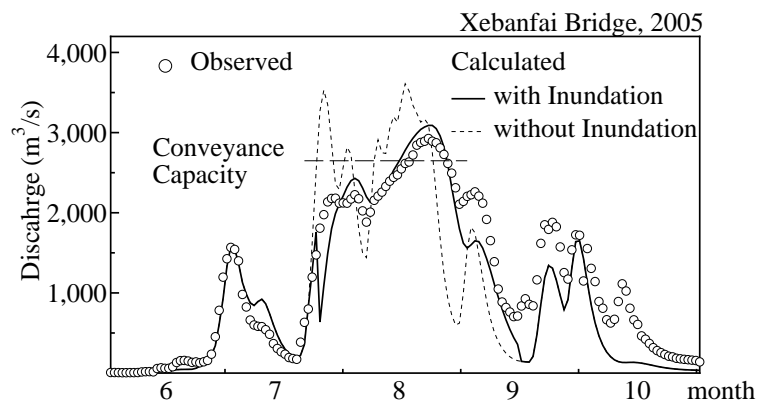


Fig.5.20 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2005年6～10月）

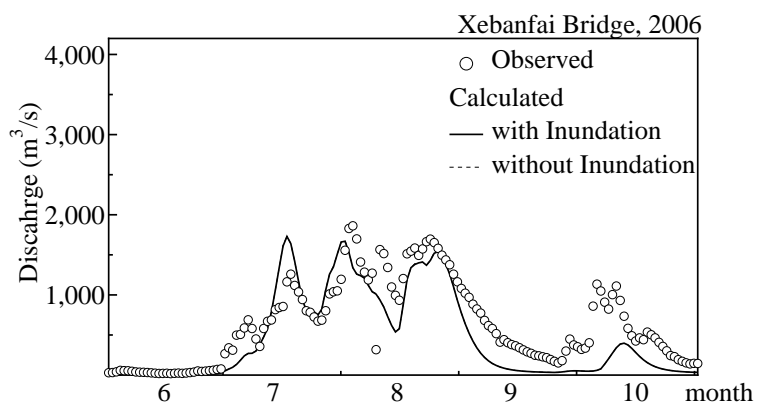


Fig.5.21 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2006年6～10月）

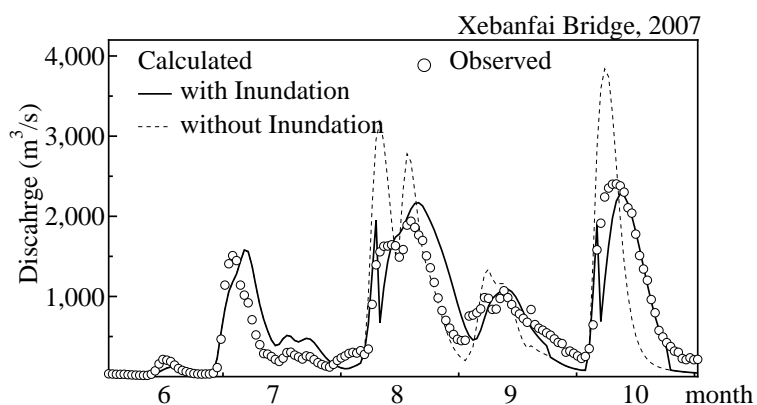


Fig.5.22 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2007年6～10月）

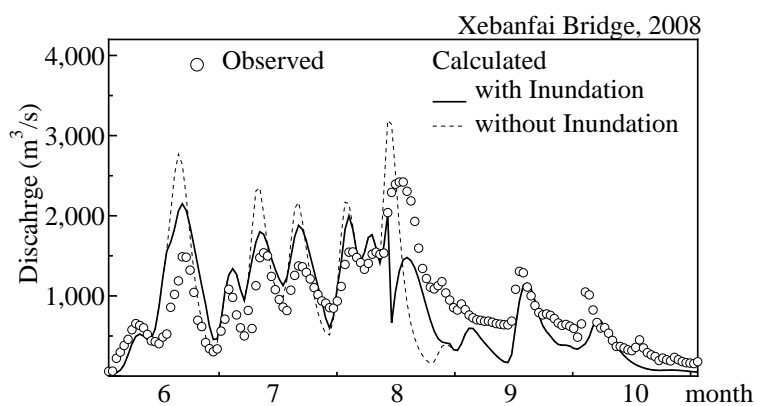


Fig.5.23 氾濫過程導入前後における計算・実測流量の比較（セバンファイ橋，2008年6～10月）

## 第 6 章

# 中山間水田が卓越した流域における短期流出過程のモデル化

### 6.1 はじめに

本章では、土地利用・耕作状況が異なる複数の地目からの水文流出過程を表現するモデルを構築するとともに、耕作・耕作放棄水田が卓越した試験流域に適用する。続いて、適用したモデルによる流出の再現性について精査するとともに、中山間地域の流域水循環と流出場である水田の管理状態との相互関係を評価する。

### 6.2 試験流域の選定と水文観測

#### 6.2.1 試験対象地域の概要

試験対象地域の東頸城丘陵は、新潟県上越市（旧東頸城郡安塚町、浦川原村、大島村、牧村）に位置し（Fig.6.1）、西を高田平野、北を米山と黒姫山、東を十日町盆地、南を関田山脈によって区切られる地域で、標高 200～600m の丘陵をなす。東頸城丘陵の地質は主として泥岩、砂岩泥岩互層からなり、砂岩、礫岩、および火山岩、火山砕屑岩を挟む、厚い新第三紀層が広く分布する（新潟大学東頸城地域地質調査グループ、1987）<sup>[76]</sup>。また、東頸城丘陵は我が国において最も広く、活発で激しい慢性型地滑り地帯で規模の大きい地滑り地が多く、棚田や集落が集中して分布している（小出、1973）<sup>[49]</sup>。

東頸城丘陵の水田では 5 月中下旬に田植えが行われ、7 月下旬から 8 月中旬に出穂期を迎え、9 月中下旬に収穫を行う。水田の灌漑方式は、溪流や横井戸から取水した水を下流水田に田越しで供給する方法である。ただし、作付期の用水は春先の融雪水を水田に貯留することにより確保され、この春先の用水を確保するため、収穫後、畦畔の内のり尻と田面を打ち固める田打ちおよび代かき（秋代かきと呼ばれる）が行われる（足立ら、1994）<sup>[32]</sup>。

同地域の水田畦畔は平地のそれに比べて厚く、その高さは田面から 40～50cm 程度であり、水田面や畦畔の浸透が小さく保水力が高いため、25～30cm の湛水があれば 1 ヶ月くらいの連続干天にでも耐えることができる（竹内、1974）<sup>[64]</sup>。さらに水が不足する場合には、下流の水田から再度上流の水田へ揚水して不足分を補うこともある。また、用水を溪流、地下水に大きく依存するため、最も水を必要とする出穂期



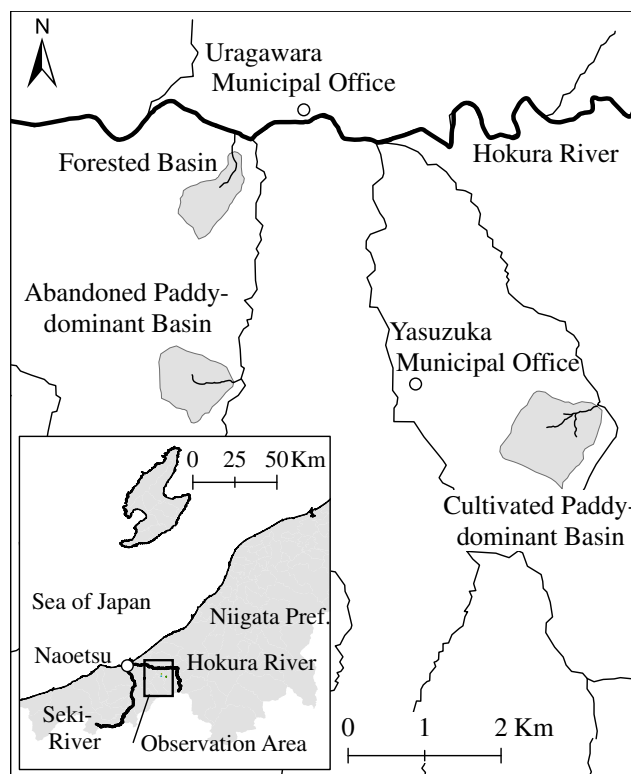


Fig.6.1 東頸城丘陵地区の概要と試験流域の位置

の用水確保のために中干しは行わず、出穂後に田面に初めて溝を切り、落水するという水田管理を行う。なお、流域内には小規模なため池が点在するが、出穂期の用水を確保するため、それより以前には極力ため池の水を使わないように管理されている。

### 6.2.2 耕作放棄の進行度合いからみた試験流域の選定

土地利用・管理状況が異なる複数の試験流域は、以下の方法によって選定した。まず、東頸城丘陵において約  $1\text{km}^2$  の流域面積を持つ 14 の小流域を抽出し、1989 年と 2002 年の航空写真の目視による比較および踏査により流域内の土地利用（森林・水田）、水田の管理状態（耕作・耕作放棄）およびそれぞれの面積率を調べた（Fig.6.7）。なお、これらの試験流域の詳細は農林水産省北陸農政局の調査結果を利用した（北陸農政局農村計画部資源課，2006）<sup>[83]</sup>。抽出された流域のうち、耕作水田、耕作放棄水田、森林それぞれの面積率が最大となるものを試験流域として選定し、以下それぞれを耕作型流域（Fig.6.7 の流域番号 1）、放棄型流域（同図の流域番号 6）、森林流域（同図の流域番号 14）と呼ぶ。以下に、選定された小流域の概要を記述し、各試験流域の流域諸元を Table 6.1 に示す。

耕作型流域（Fig.6.8）は、流域面積  $1.02\text{km}^2$ 、斜面の勾配は  $1/5 \sim 1/10$  である。流域の 36% が水田であり、特に上流部の緩勾配の斜面に耕作水田が集中している。航空写真の比較と踏査から耕作放棄状況を判別したところ、一部畑地への転用がみられた他は耕作放棄はみられなかった。また、後述する水文観測期間中にもこの状況に変化はなかった。東頸城丘陵の棚田は、棚田周辺の小規模なため池を補助水源として用いる天水田と、開鑿された用水路により流域外からの水供給を受ける灌漑水田に大別されるが、試験



Fig.6.2 耕作型流域の様子（耕作期）



Fig.6.3 耕作型流域の様子（秋代かき後）

対象とした流域内の水田は天水田に相当し、流域外からの用水供給は行われない。

放棄型流域は流域面積  $0.61\text{km}^2$ 、斜面の平均勾配は約  $1/7$  で、耕作型流域と比較するとやや勾配が急である (Fig.6.9)。また、同流域では耕作放棄の進行が激しく、流域の約 4 割を占めていた水田のうち、耕作水田は流域上流部と道路付近の一部にのみ存在し、耕作水田の面積率は 8.2% となっている。

Fig.6.10 に示す森林流域は流域面積が  $0.47\text{km}^2$  と前述の 2 流域と比較してやや小さく、平均勾配は  $1/5$  程度である。また、流域の最下流部に一部水田があるが、それ以外の流域の大部分は森林である。なお、東頸城丘陵の山林の林況は林齢約 30 年の杉の人工林が主体であり、試験流域間の山林部の植生や林齢な



Fig.6.4 溪流から耕作水田への取水状況



Fig.6.5 放棄型流域における畦畔の崩壊と急斜面の形成

どの差異は小さい。

試験流域の斜面の平均勾配は 1/7 程度で、後述する実測の流出データからは各試験流域の洪水到達時間には明瞭な差がみられない。また、地中に浸透した水の流動も考察の対象とするため、分布型流出モデルの一つである TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979)<sup>[6]</sup> の地形指標によって流域間の地形特性を評価してみる。地形指標 ( $= \ln(a/\tan\beta)$ ) は、グリッドセルの斜面の勾配  $\beta$  とそこでの集水面積  $a$  により定義され、地形による飽和域水分量の空間分布を推定するための指標として用いられている。なお、地形指標の計算アルゴリズムには Quinn et al. (1991)<sup>[28]</sup> の方法を用いた。得られた耕作水田・放棄型流域の地形





Fig.6.6 放棄型流域の様子（融雪直後）

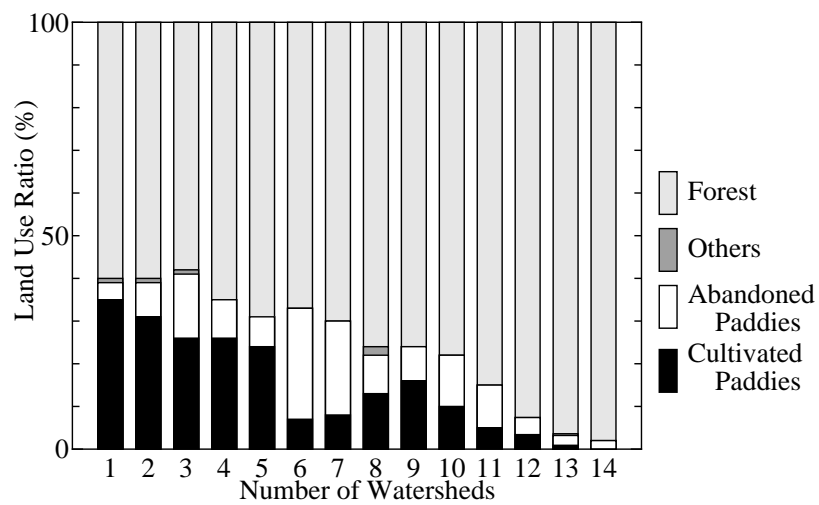


Fig.6.7 流域選定のために抽出した小流域内の土地利用構成

Table 6.1 試験流域の土地利用面積 (km<sup>2</sup>) とその流域面積に対する比率

	Cultivated	Abandoned	Forest
Catchment Area	1.02	0.61	0.47
Paddy Field	0.37 (36.3)	0.24 (39.3)	0.02 (4.2)
Cultivated	0.30 (29.4)	0.05 (8.2)	0.02 (4.2)
Abandoned	0.07 (6.9)	0.19 (31.1)	0.00 (0.0)
Forest	0.65 (63.7)	0.37 (60.6)	0.45 (95.7)

Abbreviations:

Cultivated: Cultivated Paddy-dominant Watershed,  
 Abandoned: Abandoned Paddy-dominant Watershed,  
 Forest: Forest Watershed

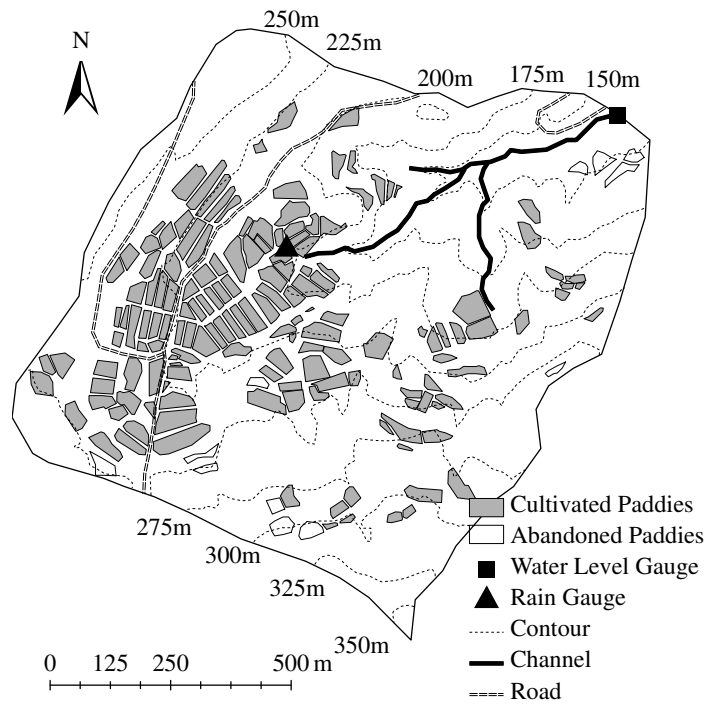


Fig.6.8 耕作型流域の概要

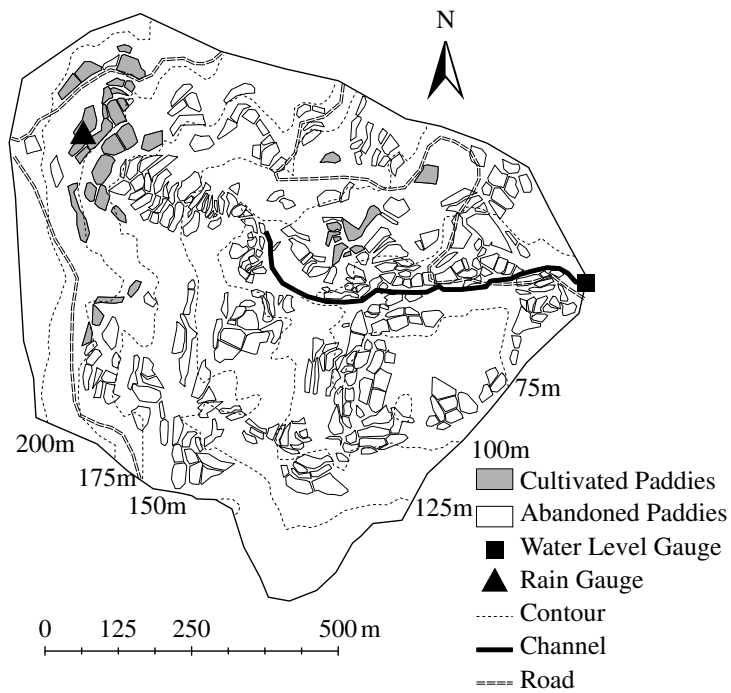


Fig.6.9 放棄型流域の概要

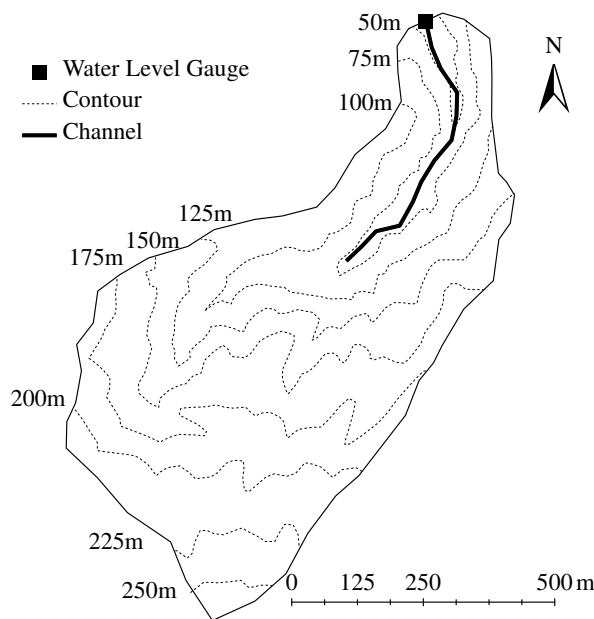


Fig.6.10 森林流域の概要

指標の相対度数分布を示す (Fig.6.11). 両試験流域の地形指標の度数分布はほぼ同じ形状をしており、地形によって生じる飽和域貯留量の空間分布における差は小さい。

### 6.2.3 水文観測およびデータ解析方法

#### 6.2.3.1 試験流域における水文観測

試験流域の末端において 10 分間隔 (積雪期は 1 時間) で水位の瞬間値を観測し、別途流量観測により作成した水位-流量曲線を用いて流量に変換した。放棄型流域、森林流域では 2007 年 6 月から、耕作型流域では同年 8 月から河川水位の観測を開始し、3 流域とも 2009 年 11 月まで観測を行った。

流域内の雨量は、放棄型流域および耕作型流域で 0.5mm 転倒マス式雨量計により 10 分間隔で観測し、森林流域の雨量には近傍の上越市浦川原区庁舎で観測された 1 時間雨量を援用した。なお、積雪期間中は観測機器が雪に埋まるため、耕作・放棄水田卓越両流域に設置した雨量計は撤去し、降水量は近傍のアメダス安塚のデータで補完した。

#### 6.2.3.2 ピーク流出係数の算出

短時間に集中度が高い降雨に対する解析を行うために、降雨波形が単峰形で、流出ピークが明瞭に現れる降雨事象を対象に、以下の方法により洪水到達時間  $T_p$  とピーク流出係数  $f_p$  の算定を行う (角屋・福島, 1976)<sup>[43]</sup>。

まず、実測されたハイドログラフから洪水到達時間を推定する。ここではピーク流量が得られる時刻と、その時刻と同じ降雨強度が得られる時刻をハイトグラフから読み取り、その間隔を洪水到達時間とする。次に、ピーク流出係数  $f_p$  (洪水到達時間内の平均降雨強度に対する有効降雨強度の比) を式 (6.1)

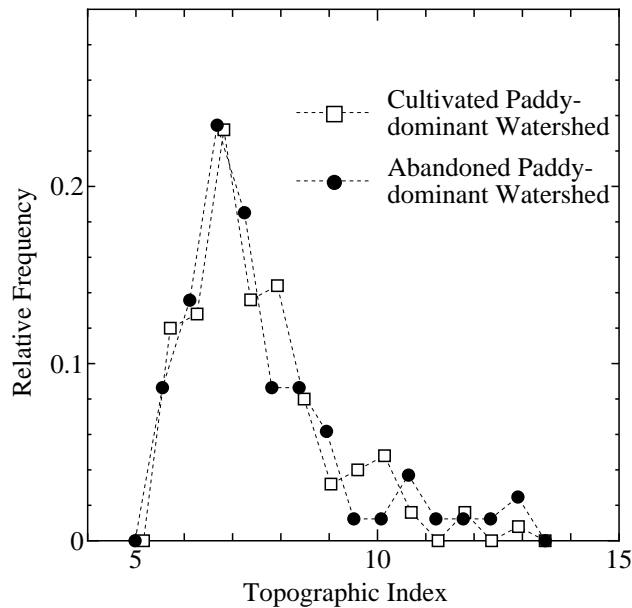


Fig.6.11 試験流域間の地形指標の相対度数分布の比較

により推定する.

$$f_p = R_e/R \quad (6.1)$$

ここで,  $R$  (mm/h) は洪水到達時間内の平均降雨強度であり実測降雨データから求める. 有効降雨強度  $R_e$  (mm/h) はピーク流量  $Q_p$  ( $m^3/s$ ), 流域面積  $A$  ( $km^2$ ) を用い式 (6.2) から算出する.

$$R_e = \frac{3.6 \times Q_p}{A} \quad (6.2)$$

### 6.2.3.3 直接流出量の分離

降雨量のうち短期流出に寄与する直接流出成分を把握するため, 以下の方法により直接流出量を推定した. 対数軸に描かれたハイドログラフの流出逡減部の直線を降雨終了時刻まで逆挿して流量の立ち上がり点と結び, その線分の上部に相当する量を直接流出量とする (Fig.6.12). ただし, 流出量が小さくその逡減部が明瞭に現れない場合には, 流量の立ち上がり部分からハイドログラフを水平に分離する方法により直接流出量を算出する.

本研究では, 流出ピークとその逡減が明瞭に表れる降雨流出イベントをハイドログラフから目視で抽出し, 流出の立ち上がりから逡減終了までの総降雨量を一雨雨量とする. また, 流域の短期流出特性を表現する指標として一雨雨量に対する直接流出量の割合を直接流出率, 一雨雨量のうち直接流出しなかった成分を流域保留量と定義する.

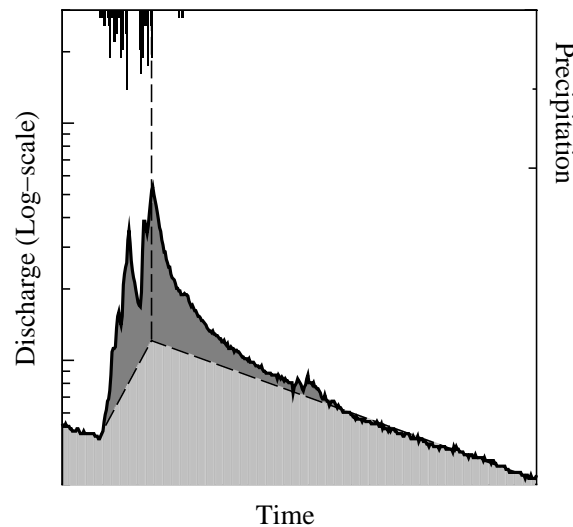


Fig.6.12 ハイドログラフを利用した直接流出量の分離方法

## 6.3 水田管理の違いに着目した流出特性の比較

### 6.3.1 直接流出率の比較

一雨雨量 20mm 以上、かつ降雨強度 5mm/h 以上の 26 回の降雨を対象とし、全降雨の発生日、総降雨量 (mm)、直接流出率 (%), 最大降雨強度 (mm/h)、ピーク流量 (mm/10min) を **Table 6.2** にまとめた。なお、以下では、**Table 6.2** 中の降雨番号  $x$  に対応する降雨事象を「降雨  $x$ 」と表記する。

各流域の乾湿状態の違いによる直接流出率の差異を表現するため、降雨前 7 日間の先行降雨量を指標として、それに対する直接流出率を **Fig.6.13** に示した。なお、各流域の先行降雨量が異なるため、同図では各流域の平均を横軸にとって整理した。同図から、流域が乾燥状態にある時には全般に直接流出率は小さく、流域間の差を読み取ることは難しいが、先行降雨量が 70mm を超えると徐々に流域間の差が大きくなる。放棄型流域の直接流出率が耕作型流域を上回り、その差は最大で 31.4% となった。また、森林流域の直接流出率はいずれの場合も 40% を超えなかった。

### 6.3.2 ピーク流出係数の比較

**Table 6.3** に洪水到達時間  $T_p$  (min)、洪水到達時間中の平均降雨強度  $R$  (mm/h) および有効降雨強度  $R_e$  (mm/h)、ピーク比流量  $Q_p$  ( $\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ )、ピーク流出係数  $f_p$  の関係を示す。洪水到達時間の推定には、流域比流量が  $1\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$  以上の資料を採用すべきとの注意があるが (角屋, 1980)<sup>[44]</sup>、ここではその基準以下でも全降雨流出のうちから、降雨波形が単峰形で流量ピークがはっきりしたものについて検討を行った。なお、検討した流出の流域比流量は耕作型流域では  $0.34 \sim 1.82\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$ 、放棄型流域では  $0.60 \sim 1.91\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$  となり、 $1\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$  という基準を満たすものは両流域の降雨 13 および 14 および放棄型流域の降雨 4 のみであった。



**Table 6.2** 試験流域における短期流出特性

No.	date	Cultivated Paddy-dominant					Abandoned Paddy-dominant				Forest			
		Ant.	Prc.	Rat.	Int.	Peak	Prc.	Rat.	Int.	Peak	Prc.	Rat.	Int.	Peak
2007														
1	22 Aug.	6.5	37.0	4.3	21.5	0.213	32.5	4.9	18.0	0.206	23.0	7.8	12.0	0.171
2	28 Aug.	32.5	42.5	15.5	8.5	0.142	48.0	5.6	9.5	0.078	51.5	9.7	13.5	0.125
3	30 Aug.	30.0	50.0	36.2	11.5	0.145	48.0	22.1	12.0	0.149	46.0	15.0	9.0	0.171
4	5 Sep.	60.0	-	-	-	-	48.0	24.8	31.0	0.721	46.0	14.9	21.0	0.563
5	8 Oct.	19.0	44.0	9.1	6.0	0.043	50.0	8.6	6.5	0.056	56.0	4.5	4.0	0.042
6	26 Oct.	20.0	84.5	30.2	6.0	0.133	-	-	-	-	73.5	16.7	9.0	0.142
2008														
7	20 May	4.5	22.5	2.4	6.0	0.008	22.5	1.6	6.5	0.014	-	-	-	-
8	23 Jun.	16.0	27.5	4.1	5.0	0.010	40.5	3.0	19.5	0.145	-	-	-	-
9	29 Jun.	40.0	82.5	24.1	9.5	0.239	82.5	36.2	9.5	0.267	78.0	18.5	6.5	0.204
10	8 Jul.	10.0	45.0	29.8	25.5	0.286	-	-	-	-	-	-	-	-
11	4 Aug.	5.0	27.5	1.4	20.0	0.055	27.5	7.6	20.0	0.406	-	-	-	-
12	15 Aug.	1.5	62.0	8.2	33.5	0.540	53.5	8.2	38.0	0.419	-	-	-	-
13	16 Aug.	55.0	64.5	25.1	34.0	0.967	70.0	29.1	38.0	1.017	94.5	27.2	35.5	1.895
14	19 Aug.	142.0	79.5	54.7	34.5	1.127	65.5	70.3	27.5	1.147	65.5	31.3	12.5	0.786
15	21 Aug.	223.5	51.0	45.5	13.5	0.540	54.5	76.9	16.0	0.780	51.0	35.5	9.5	0.622
16	25 Sep.	70.0	122.0	39.8	13.5	0.286	127.5	64.5	12.5	0.386	102.5	37.7	7.5	0.240
2009														
17	17 May	16.0	24.5	6.8	7.0	0.040	24.0	5.0	7.5	0.053	23.5	5.1	5.5	0.047
18	31 May	10.0	20.5	3.3	4.0	0.007	20.5	0.5	4.5	0.008	22.5	3.1	3.5	0.021
19	22 Jun.	0.5	42.0	17.0	24.5	0.431	43.0	20.8	27.0	0.461	40.0	19.0	22.5	0.764
20	1 Jul.	7.5	46.0	17.3	7.0	0.139	57.5	24.2	11.0	0.209	45.0	11.1	8.0	0.204
21	9 Jul.	55.5	90.0	51.7	12.0	0.427	88.5	48.5	11.0	0.465	81.5	33.1	9.0	0.448
22	18 Jul.	23.0	47.0	36.6	17.5	0.497	44.5	29.4	16.0	0.423	47.0	28.3	8.5	0.398
23	8 Aug.	38.5	22.0	17.3	11.5	0.272	31.5	23.2	11.0	0.262	35.5	13.0	10.0	0.403
24	29 Aug.	6.5	22.5	8.0	6.5	0.077	26.5	11.7	8.5	0.096	26.5	12.1	9.5	0.161
25	3 Nov.	68.5	42.0	35.7	6.0	0.218	46.5	27.9	5.5	0.172	44.0	18.9	6.0	0.164
26	11 Nov.	0.0	58.0	26.4	3.5	0.275	52.5	24.0	6.5	0.145	50.0	14.6	5.5	0.178

Abbreviations and units:

Ant.: Antecedent Precipitation for 7 days (mm/7d), Prc.: Total Precipitation (mm), Rat.: Direct Runoff Ratio (%),  
Int.: Maximum Rainfall Intensity (mm/h), Peak: Peak Discharge (mm/10min)

**Table 6.3** 耕作・放棄型流域における洪水到達時間およびピーク流出係数

No.	Cultivated Paddy-dominant					Abandoned Paddy-dominant				
	$T_p$	$R$	$Q_p$	$R_e$	$f_p$	$T_p$	$R$	$Q_p$	$R_e$	$f_p$
4	-	-	-	-	-	40	46.50	1.19	4.32	0.09
10	40	36.75	0.48	1.72	0.05	-	-	-	-	-
12	40	42.75	0.34	1.25	0.03	30	47.00	0.70	2.51	0.05
13	50	39.60	1.61	5.82	0.15	60	37.50	1.68	6.10	0.16
14	90	27.66	1.82	6.56	0.24	90	22.90	1.91	6.88	0.30
19	50	28.20	0.71	2.59	0.09	30	28.00	0.77	2.77	0.10
22	80	15.37	0.78	2.82	0.18	50	16.20	0.60	2.20	0.14

Abbreviations and units:

$T_p$ : Flood Concentration Time (min),  $Q_p$ : Peak Discharge ( $m^3/(s \cdot km^2)$ ),  $f_p$ : Peak Runoff Coefficient  
 $R, R_e$ : Average and Effective Rainfall Intensity within Flood Concentration Time (mm/h)

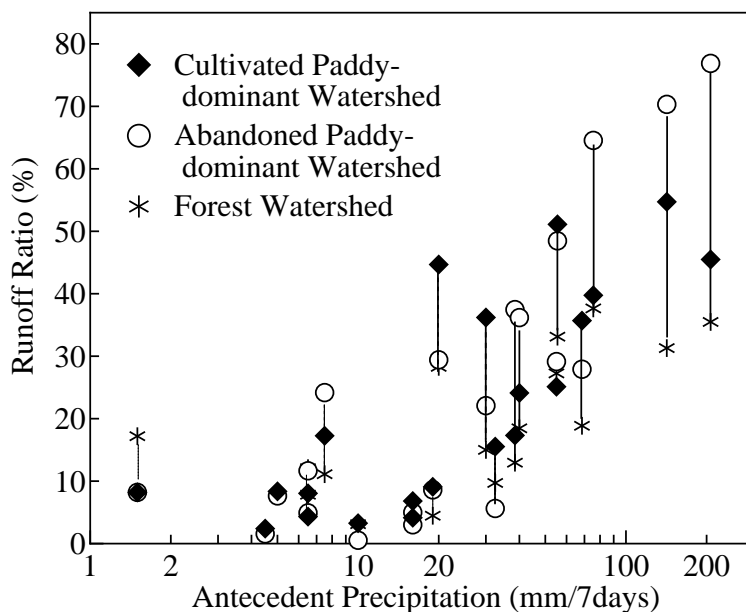


Fig.6.13 降雨前7日間の先行降雨量に対する各試験流域の直接流出率の関係

まずピーク流出係数を比較すると、流域の乾湿状態、地表被覆によってその大小関係は異なる。ピーク流出係数の最大値は耕作・放棄型両流域とも降雨14で生じ、その値は耕作型流域の0.24に対し、放棄型流域は0.30と1.25倍の値となった。なお、ピーク流出係数の最大値が得られた降雨14では、耕作型流域の最大降雨強度が放棄型流域のそれより大きい。仮に、耕作水田・放棄型流域の降雨強度が同一であった場合、両者のピーク比流量の差はさらに大きかった可能性がある。

上記に特徴を示した以外の降雨では両流域のピーク流出係数間に明瞭な違いは見られない。放棄型流域のピーク流出係数が耕作型流域のそれを上回る事象が多いものの、降雨22では耕作型流域のピーク流出係数が放棄型流域のそれを上回った。

次に洪水到達時間  $T_p$  を比較すると、降雨によってばらつきが大きく、耕作型流域では40～90分、放棄型流域では30～90分となった。また、洪水到達時間を耕作・放棄型流域間で比較しても、その差は10分程度で両者の間に明瞭な差は見られなかった。

### 6.3.3 流域保留量の比較

Fig.6.14 に耕作・放棄型流域の流域保留量の比較を示す。総降雨量が約40mmまでは降雨のほとんどが流域に保留されその差は小さいが、降雨量が大きくなるにつれ両者に差が生じる。両流域で得られた流域保留量の包絡線から最大流域保留量を推定したところ、放棄型流域52mm、耕作型流域61mm、森林流域64mmとなった。すなわち、耕作型流域の最大流域保留量は放棄型流域より約10mm大きく、これは森林流域とほぼ同等の値であった。

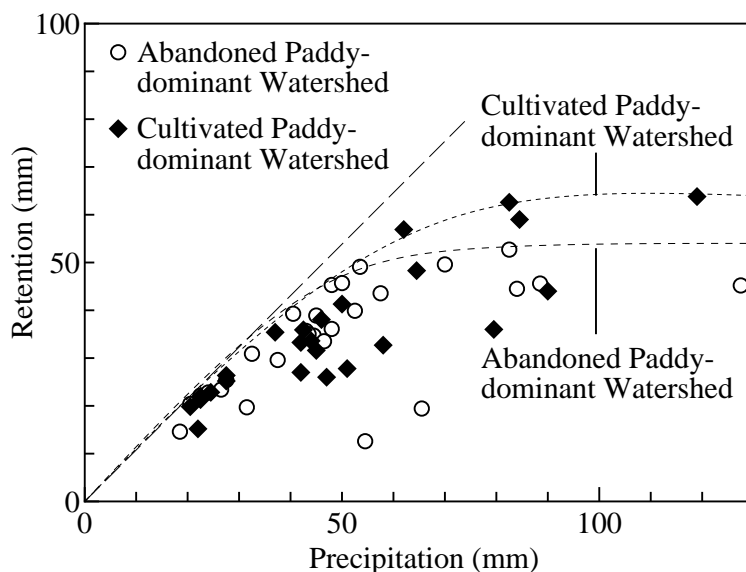


Fig.6.14 耕作・放棄型流域の保留量の比較

#### 6.3.4 耕作放棄に伴うピーク流出係数・直接流出率の変化

ピーク流出係数は降雨 22 の降雨以外で放棄型流域が耕作型流域のそれを上回り、放棄型流域の最大値は耕作型流域のその 1.25 倍となった (降雨 14)。また、放棄型流域の直接流出率は、降雨前 7 日間の先行降雨量の増加に伴って耕作型流域の値を上回る傾向があり、その差は最大で 31.4% であった (降雨 15)。

ここで、耕作・放棄型流域間の直接流出率の差が大きく表れた降雨 (降雨 15, 16) について、その特徴を比較した。両降雨に対する流出ハイドログラフ (Figs.6.15, 6.16) から、ピーク流量は降雨後半に発生し、この時、放棄型流域の流量が耕作型流域を上回ることが見て取れる。

まず、2008 年 8 月 21 日に発生した降雨 (降雨 15) による流出ハイドログラフを示す (Fig.6.15)。この降雨が発生する直前 7 日間の先行降雨量は両流域とも 200mm を超えており (耕作型流域 223.5mm, 放棄型流域 207.5mm)、特に 5 日前から降雨 12~14 による降雨が集中していたことに注目できる。

次に、2008 年 9 月 25~28 日に発生した降雨 (降雨 16) のハイドログラフを示す (Fig.6.16)。約 120mm の総降雨量を降雨波形から 9 月 26 日 12 時を境として分けると、前半の降雨量は約 70mm であった。この前半の降雨に降雨開始前 7 日間の先行降雨量 70mm を加えると、試験流域間の流量に差が生じた後半の降雨開始までに約 140mm の降雨があったことになる。

こうした湿潤状態の耕作放棄水田に高い強度の雨 (例えば降雨 14) が降ると耕作放棄水田から地表流が大量に発生し、それらが地表面の水みち、崩壊した畦畔を通して流出する。一方で、耕作水田の田面や畦畔の浸透量は小さく、試験流域では畦畔の高さが 40~50cm 程度であることから地表流が一時的に貯留され、ピーク流出係数に差を生じたと考えられる。ただし、観測期間中に得られた最大降雨強度 (38.0mm/h) は、近傍のアメダス安塚地点では 5 年確率程度の強度であり、これ以上の強度に対する応答には別の検討が必要と思われる。

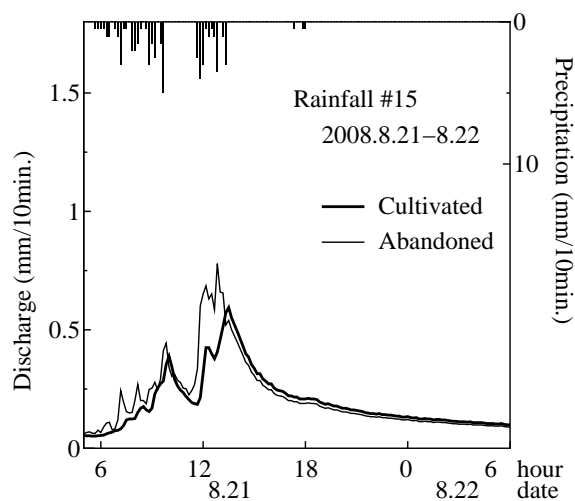


Fig.6.15 降雨 15 による耕作・放棄型流域の観測ハイドログラフ

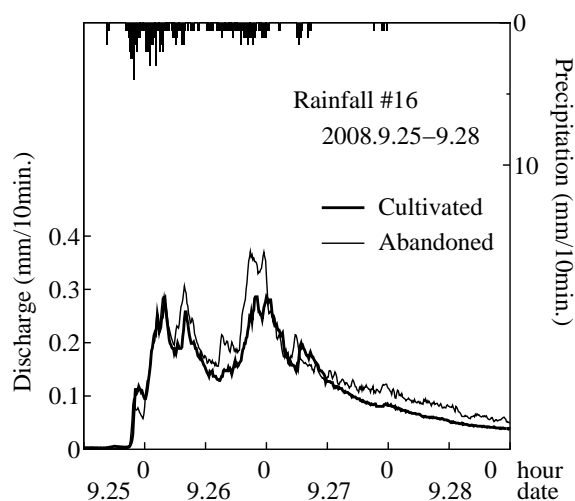


Fig.6.16 降雨 16 による耕作・放棄型流域の観測ハイドログラフ

また、直接流出率に大きな差を生じた降雨（降雨 15, 16）のピーク流量発生時の降雨強度を比較すると、降雨番号 15 は約 15mm/h、降雨 16 は数 mm/h で、対象流域における観測データの中では中小規模の降雨強度であった。このことから、湿潤状態における直接流出率の増大は降雨強度の大小に依らないともいえる。

#### 6.4 中山間水田卓越流域の流出現象のモデル化

流域間の直接流出率に差が生じる降雨前 7 日間の先行降雨量は 70~200mm、ピーク流出係数の最大値が生じた降雨前 7 日間の先行降雨量は 140mm と比較的降雨開始前が湿潤な状態であった。他方、流域が乾燥状態にある時には高い降雨強度であっても耕作・放棄型流域間の直接流出率の差は小さく、耕作放棄

の影響は流域スケールでは無視しうると考えて良さそうである。そのため、観測された短期流出特性の違いは湿潤な状態の耕作水田・放棄水田の水文特性を反映していると考えられる。

## 6.4.1 耕作・放棄水田の流出過程のモデル化

### 6.4.1.1 耕作水田の流出過程

水田湛水深は、降水量、後述する水田供給水量、水田浸透量から水収支により算出する。また、水田湛水深が水尻口の高さを超えた場合に水田からの流出が堰の公式に従って発生し、河道へ直接流出する。

耕作水田では近傍の溪流河川からの取水によって湛水を維持していることが、現地調査および聞き取りにより分かった。そこで、3.2で提示した取水量推定法のうち、取水施設の諸元が得られない灌漑水田での推定方法を利用して水田供給水量  $Q_a$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) を推定する。すなわち、グリッドセル内の耕作水田の湛水深が管理水深を下回ったときに、グリッドセル上流端の河川流量  $Q_{\text{cin}}$  ( $\text{m}^3/\text{dt}$ ) と、圃場必要水量（単位用水量  $Q_{\text{rq}}$  ( $\text{m}/\text{dt}$ ) とグリッドセル内の灌漑水田面積  $A_{\text{ir}}$  ( $\text{m}^2$ ) から計算) を比較し、そのうち小さい方を水田供給水量  $Q_a$  とする。なお、用水が不足する場合に下流の水田から上流の水田へ揚水して不足分を補うこともあるが、ここではその過程は取り扱わない。

### 6.4.1.2 耕作放棄水田の流出過程

耕作放棄水田の水文環境と乾湿状態の関係については多くの研究がある。例えば、吉田ら (1997)<sup>[95]</sup> は本研究の試験流域が含まれる東頸城丘陵の耕作放棄水田において、乾湿の繰り返しにより水田の土壌特性が時間的に変化し、乾燥によって粗間隙、透水性が増大しても湿潤時には再びそれらが減少することを明らかにした。また、千葉ら (1997)<sup>[71]</sup> は干天時と約 40mm の降雨後に放棄水田一筆でのインテークレート試験を行い、干天時の瞬時浸入量 19mm に対して降雨後のそれは 1mm にまで減少することを示している。

また、耕作放棄による水田の変化には畦畔の崩壊のほかに、代かき等の人為的な水田管理によって維持されてきた土壌物理性の変化があげられる。例えば、東頸城丘陵の耕作放棄水田では、深さ 25~30cm の耕盤層の飽和透水係数が極端な土壌の乾燥により  $10^{-4}\text{cm}/\text{s}$  程度まで増大する (吉田ら, 1997)<sup>[95]</sup>。

しかし、水田面で繰り返される亀裂や粗孔隙の容積の変化に応じて時間的・空間的に変動する圃場の浸透量を推定することは困難であることから (足立ら, 1997)<sup>[33]</sup>、ここでは水田浸透量の上限・下限値を設定し、日々の浸透量  $I_{\text{abn}}$  が根群域貯留量  $S_r$  に応じて線形的に変化するようにモデル化する。

$$I_{\text{abn}} = I_{\text{min}} + (I_{\text{max}} - I_{\text{min}}) \left( 1 - \frac{S_r}{S_{\text{rmax}}} \right) \quad (6.3)$$

ここで  $I_{\text{min}}$  は水田浸透量の下限值、 $I_{\text{max}}$  は上限値である。また、耕作放棄水田では河川からの取水は行われないものとする。

### 6.4.1.3 耕作・放棄水田でのパラメータ設定

東頸城丘陵の耕作水田の畦畔の高さは田面から 40~50cm 程度であり、水田面や畦畔の浸透量が小さいため 25~30cm の貯留があれば約 1 ヶ月の連続干天時でも湛水を維持することができる (竹内, 1974)<sup>[64]</sup>。現地調査に基づき、モデル中の耕作水田の畦畔高は 400mm、田面から水尻口までの高さは 300mm、一方の耕作放棄水田の田面から水尻口までの高さは 30mm とした。また、耕作水田の管理水深は 50mm、 $Q_{\text{rq}}$

は中山間水田の小規模な取水施設を考慮して 10mm/d とした。取水期間は現地での聞き取りから 5 月 1 日～8 月 15 日とした。

さらに、東頸城丘陵の耕作水田の土壌は重粘土質で下層土の透水係数はきわめて小さく、 $10^{-7}$ ～ $10^{-6}$ cm/s 程度であることから、耕作水田の水田浸透量は 5mm/d とした。一方の耕作放棄水田の水田浸透量は式 (6.3) により推定するが、ここでは下限値  $I_{\min}$  を 5mm/d、上限値  $I_{\max}$  を 25mm/d とした。これは、東頸城丘陵内の耕作放棄水田において、大規模な亀裂が深層まで達した干ばつ前後の一筆圃場の水収支から求めた水田浸透量の日平均値（干ばつ前に 5.7mm/d、干ばつ後に 25.6mm/d）を参考としたものである（吉田ら, 1997)<sup>[95]</sup>。

#### 6.4.2 短期流出計算における初期値の設定

6.3 で示したとおり、降雨開始時の水田の乾湿条件が短期流出特性に影響する可能性がある。集中型流出モデルでは初期値自体をパラメータとして推定することもできるが、分布型流出モデルでは、地形や浸透過程の違いを反映したモデル状態量の空間分布までを推定する必要がある。そこでここでは、日単位の長期流出計算から解析対象とする降雨開始時のモデル状態量を得て、これを初期値として短期流出計算を行う。具体的には以下の手順に従う。

- 1) モデルのパラメータ ( $Q_{b0}$ ,  $f_b$ ,  $R_{c0}$ ,  $f_r$ ,  $T_d$ ,  $K_{\text{sat}}$ ,  $\psi$ ) を、森林流域の長期流出計算から決定する。これらのうち、 $Q_{b0}$ ,  $f_b$ ,  $R_{c0}$ ,  $f_r$ ,  $T_d$  は流出逡減や基底流出の再現性、 $K_{\text{sat}}$ ,  $\psi$  は流出ピークの再現性をそれぞれ目視で判断しながら、試行錯誤的に決定する。
- 2) 地質・地形が類似する流域では地中のパラメータは同等の値となると仮定し、1) および 6.4.1.3 で設定したパラメータを耕作・放棄型流域に適用し、日単位の長期流出計算を行う。
- 3) 2) の計算期間中に閾値（日雨量 20mm 以上かつ降雨強度 5mm/h）以上の降雨が発生した場合、発生日の各グリッドセルにおける状態量の値を保存する。保存する状態量は、 $S_r$ ,  $S_u$ ,  $D_s$  および耕作水田・放棄水田の湛水深  $H_{\text{pad}}$  である。
- 4) 3) で保存した状態量を初期値とし、計算時間単位を変更した短期流出計算を行う。この時、長期・短期流出計算の流出過程は同じ物理過程によって支配されることとし、両者を表現するパラメータは同一のものをを用いる。また、短期流出計算の終了は、観測流量が十分に低減するまでを目視により判断して決定する。

#### 6.4.3 試験流域における適用方法

グリッドセルの一边長を 100m として流域水循環モデルを適用したところ、耕作水田・放棄型流域のグリッドセル数はそれぞれ 125, 81 となった。なお、流域界と重なるグリッドセルでは、そのグリッドセルに含まれる流域の面積をグリッドセルに与えた。また、各グリッドセルに含まれる数値地図 50m グリッドセルの平均をグリッドセル標高とし、最急勾配法に基づいて流向を決定した。

グリッドセルごとに耕作・放棄水田の面積率を示すと Fig.6.17, Fig.6.18 のようになる。耕作型、放棄型流域ともに耕作水田および耕作放棄水田が混在するグリッドセルが一部存在している。耕作型流域のグリッドセルに占める耕作水田の面積率は最大でも 59.8% である。

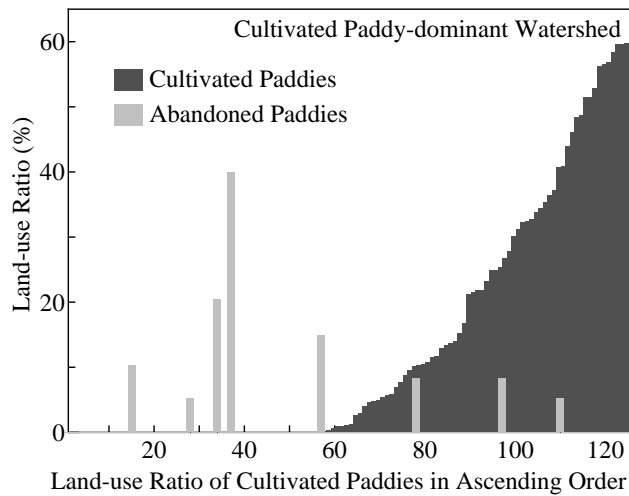


Fig.6.17 耕作型流域のグリッドセルにおける水田面積率の比較（耕作水田の面積率による昇順表示）

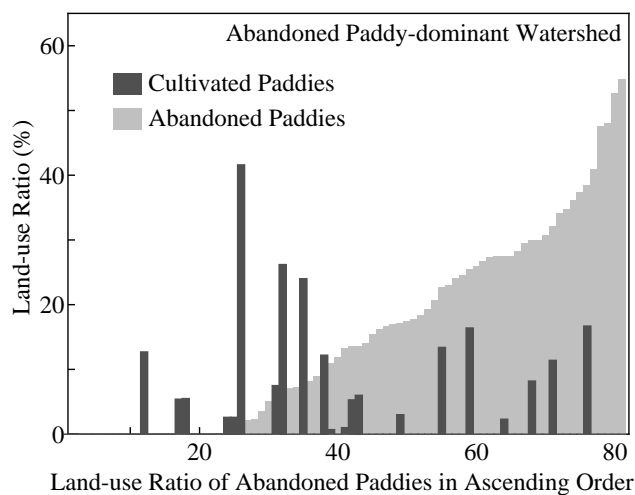


Fig.6.18 放棄型流域のグリッドセルにおける水田面積率の比較（放棄水田の面積率による昇順表示）

短期流出計算の時間単位は、各試験流域の洪水到達時間は最短で 30 分程度であることから、10 分とした。また、降雨時の蒸発散量は降雨量に比べて充分小さいとし、短期流出計算中は蒸発散量を 0mm とした。さらに、試験流域では積雪・融雪が流出特性に大きく影響するため、熱収支法に基づいた積雪・融雪モデル（4 章で詳述）を各グリッドセルに組み込み、算定した日融雪量を降雨量と共にグリッドセルへの入力値として与えた。

## 6.5 試験流域へのモデル適用結果とその考察

### 6.5.1 異なる計算時間単位による計算結果の比較

異なる計算時間単位による流量および不飽和域・飽和域貯留量の計算結果を、耕作型流域における降雨 (Table 6.2 中の降雨 9, 10) を例として比較した。降雨 9 の短期流出計算期間は 2008 年 6 月 29 日～7 月 7 日、降雨 10 のそれは翌 7 月 8 日～13 日である (Fig.6.19)。

流量の計算結果を比較すると、長期流出計算による降雨 9 のピーク流量が短期流出計算のピークよりやや大きかったものの、降雨 10 のピークや流出の逡減部分では両者とも観測値と概ね一致した (Fig.6.19 (a))。

次に、同期間の飽和域貯留空き容量  $D_s$  と不飽和域貯留量  $S_u$  の変化について比較した (同図 (b))。飽和域からの流出量  $Q_{\text{bout}}$ 、 $R_c$  は  $D_s$  に対する非線形関数で表されるため、異なる計算時間単位で行った計算結果は厳密には一致しない。ただし、降雨後に  $S_u$  の増加、 $D_s$  の減少が起こり、その後地中の水分貯留量が緩やかに減少していく過程は長期・短期の計算により同程度に表現されている。また、降雨 9 の計算終了時における  $D_s$  の長期・短期流出計算による差は 2.1mm、同時点での両者の  $S_u$  は同じ値となった。これらの結果は、長期・短期流出計算で同じパラメータを用いることや、長期流出計算から得られたモデル状態量を短期流出計算の初期値に引き継ぐことの妥当性を示している。

なお、豪雨時には長期流出計算での  $D_s$  の変化量は短期流出計算に比べやや過大となることから、長期流出計算では短期のものとは比べてピーク流量が増大することもあった。例えば降雨 9 に対し、長期流出計算では  $D_s$  の減少量が短期のそれより 10mm 程度多く、 $D_s = S_u$  となる飽和状態が生じた (同図 (b) の 6 月 29 日)。この時短期流出計算ではグリッドセルが飽和せず、この違いは降雨 9 の長期流出計算のピーク流量が短期のそれより大きくなる一因となった。ただし降雨 10 では同様の現象は起こらず、こうした違いは豪雨時に限定的であるといえる。

### 6.5.2 短期流出事象の計算結果とその特徴

6.4.2 で記した閾値を上回った降雨は Table 6.4 の 26 事象であった。同表にピーク流量、総流出量の観測値と短期流出計算の結果ならびに次式による相対誤差  $RE$  を示す。

$$RE = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \frac{|Q_{\text{obs}}(t) - Q_{\text{cal}}(t)|}{Q_{\text{obs}}(t)} \quad (6.4)$$

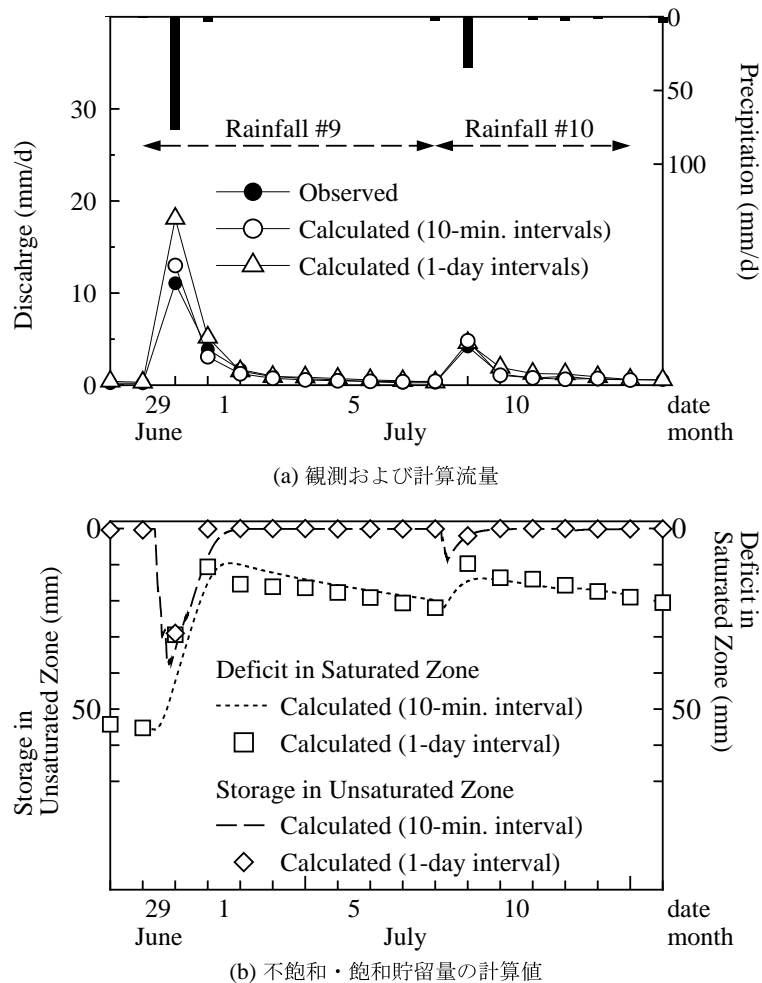
ここで、 $Q_{\text{obs}}(t)$  は観測流量、 $Q_{\text{cal}}(t)$  は計算流量、 $N$  はデータ数である。なお、短期流出計算での相対誤差は観測流量が 0.02mm/10min 以上の期間を対象として算出した。

短期流出計算で得られた相対誤差は、耕作型流域で 13.1～45.2 % (平均 25.7%)、放棄型流域で 11.5～42.3% (同 29.6%) であった。

降雨事象ごとに再現性を比較すると、観測ピーク流量が 0.5mm/10min 以上と比較的大きい降雨流出事象では耕作型流域で相対誤差 14.9%、放棄型流域で同 21.6% と高い再現結果が得られた (例えば Figs.6.20～6.25)。

一方、ピーク流量が 0.5mm/10min 以下の降雨流出事象での再現性はそれ以上のものと比較すると低く、





**Fig.6.19** 異なる計算時間単位による流量および飽和域・不飽和域貯留量の比較 ((a) の10分単位の計算流量は日単位に積算して表示)

相対誤差は耕作型流域で29.2%，放棄型流域で31.4%であり，特にピーク流量を過小評価する傾向にあった（例えば **Fig.6.26**, **Fig.6.27**）. 強度の小さい降雨が継続した降雨16（降雨事象の詳細は6.3.4に既述）に対する耕作型流域の計算結果を小規模な降雨流出事象の一例として示す（**Fig.6.26**）. 同図から，累積降雨が140mmを超える後半では流出現象がよく再現されたものの，降雨流出の初期段階では計算流量が過小となっていたことが分かる.

このような小規模出水時の再現性の低さの一因として，モデルの地表流の発生方法を挙げる事ができる. 本モデルでは飽和余剰地表流と浸透余剰地表流によって地表流を表現するため，浸透余剰地表流が発生しない弱い降雨による流出の大半は飽和余剰地表流が占める. この飽和余剰地表流は計算上ではグリッドセルが飽和するまで発生しないが，実際には降雨開始後の早い段階から河道周辺等に小スケールの飽和域が形成され，地表流が発生する. そのため，弱い降雨時や降雨流出の初期等にはモデルで表現する飽和域と実際の飽和域のスケールの違いが大きくなり，流出が過小評価されたものと類推した.

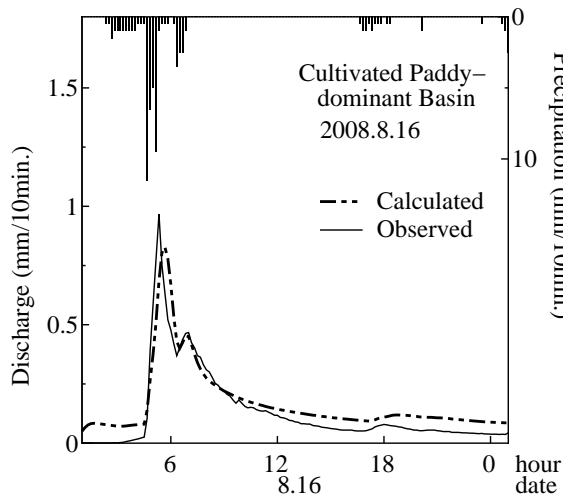


Fig.6.20 降雨 13 の計算結果 (耕作型流域)

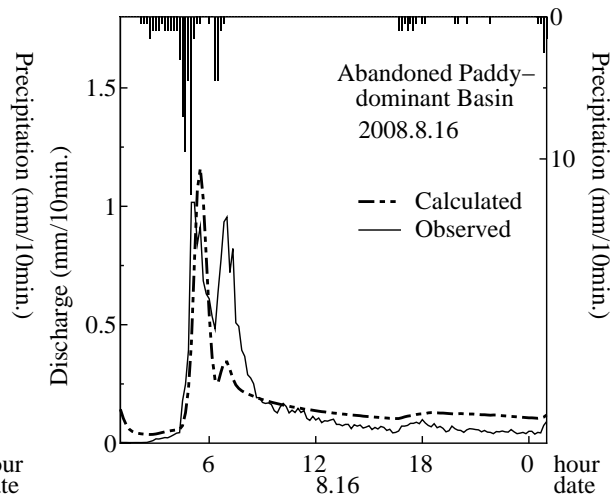


Fig.6.21 降雨 13 の計算結果 (放棄型流域)

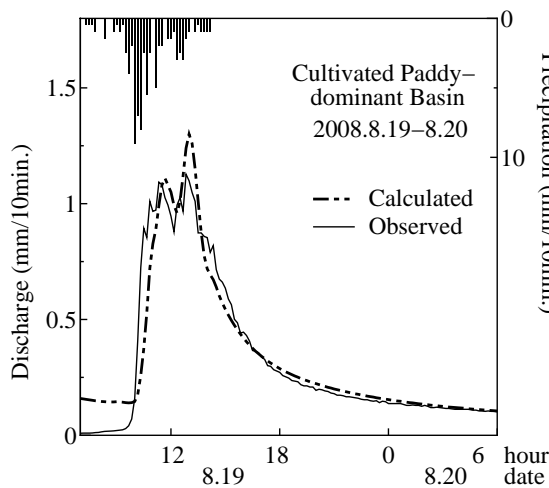


Fig.6.22 降雨 14 の計算結果 (耕作型流域)

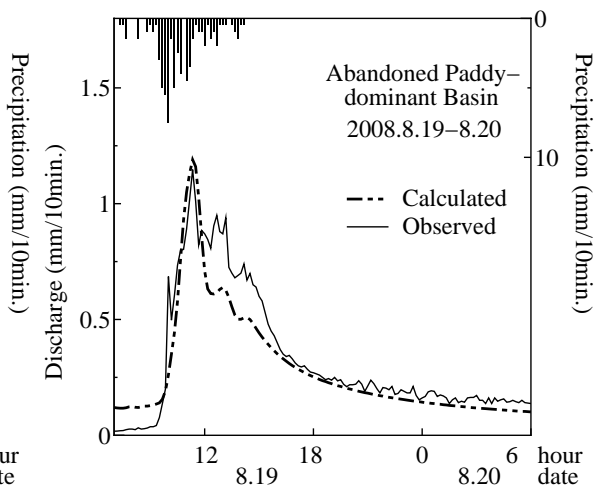


Fig.6.23 降雨 14 の計算結果 (放棄型流域)

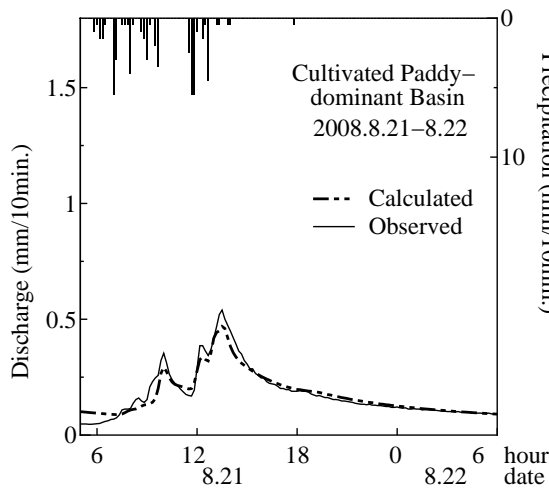


Fig.6.24 降雨 15 の計算結果 (耕作型流域)

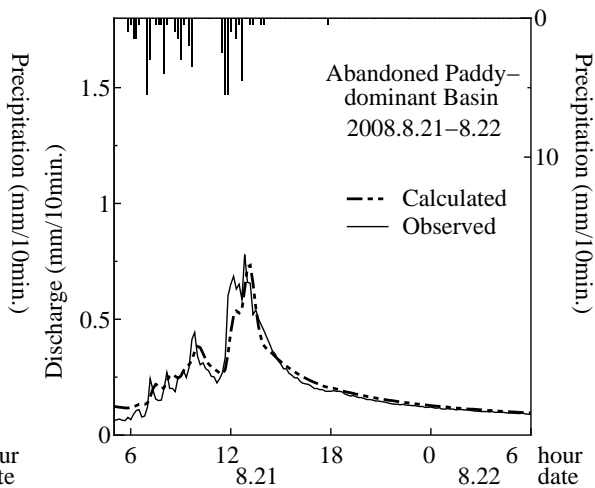


Fig.6.25 降雨 15 の計算結果 (放棄型流域)

Table 6.4 短期流出事象の計算結果とその観測値との比較

No.	date	Cultivated Paddy-dominant							Abandoned Paddy-dominant					
		Ant.	Observed			Calculated			Observed			Calculated		
			Prc.	Peak	Roff	Peak	Roff	RE	Prc.	Peak	Roff	Peak	Roff	RE
2007														
1	22 Aug.	6.5	37.0	0.213	3.2	0.015	1.8	25.1	32.5	0.206	3.1	0.050	2.3	33.2
2	28 Aug.	32.5	42.5	0.142	10.2	0.223	16.5	30.2	48.0	0.078	8.5	0.240	14.3	27.5
3	30 Aug.	30.0	48.0	0.145	16.2	0.054	11.1	28.4	48.0	0.149	10.8	0.053	9.5	25.3
4	5 Sep.	60.0	-	-	-	-	-	-	48.0	0.721	6.7	0.904	13.6	31.5
5	8 Oct.	19.0	44.0	0.043	5.2	0.034	5.1	25.4	50.0	0.056	12.3	0.036	6.2	29.3
6	26 Oct.	20.0	84.5	0.133	15.5	0.108	16.8	27.1	-	-	-	-	-	-
2008														
7	20 May	4.5	22.5	0.008	0.5	0.004	1.7	36.5	22.5	0.014	0.9	0.022	2.9	32.6
8	23 Jun.	16.0	27.5	0.010	0.5	0.003	0.6	31.2	40.5	0.145	1.3	0.061	2.0	20.5
9	29 Jun.	40.0	82.5	0.239	14.7	0.285	14.6	27.6	82.5	0.267	23.5	0.104	21.4	30.4
10	8 Jul.	10.0	45.0	0.286	5.2	0.270	5.4	22.3	-	-	-	-	-	-
11	4 Aug.	5.0	27.5	0.055	0.4	0.117	2.4	20.4	27.5	0.406	2.4	0.230	3.6	24.5
12	15 Aug.	1.5	62.0	0.540	5.3	0.565	5.7	16.4	53.5	0.419	4.5	0.586	5.2	36.1
13	16 Aug.	55.0	64.5	0.967	29.4	1.106	21.2	14.2	70.0	1.017	37.5	1.227	56.6	23.6
14	19 Aug.	142.0	79.5	1.127	53.8	1.301	62.9	13.1	65.5	1.147	61.2	1.190	56.1	11.5
15	21 Aug.	223.5	51.0	0.540	41.6	0.466	42.5	15.8	54.5	0.780	45.6	0.807	42.5	19.8
16	25 Sep.	70.0	122.0	0.286	64.8	0.308	64.7	26.2	127.5	0.386	89.9	0.374	80.7	27.2
2009														
17	17 May	16.0	24.5	0.040	0.8	0.015	0.7	35.3	24.0	0.053	0.9	0.002	0.3	21.3
18	31 May	10.0	20.5	0.007	4.3	0.003	1.5	45.2	20.5	0.008	2.5	0.026	2.0	36.2
19	22 Jun.	0.5	42.0	0.431	7.6	0.614	5.8	26.1	43.0	0.461	8.1	0.548	8.3	42.3
20	1 Jul.	7.5	46.0	0.139	7.8	0.036	8.3	23.9	57.5	0.209	13.4	0.063	15.4	36.1
21	9 Jul.	55.5	90.0	0.427	39.6	0.336	48.6	37.0	88.5	0.465	46.2	0.452	61.5	38.8
22	18 Jul.	23.0	47.0	0.497	30.0	0.438	43.1	33.9	44.5	0.423	29.1	0.301	33.6	27.5
23	8 Aug.	38.5	22.0	0.272	8.5	0.276	10.3	21.3	31.5	0.262	13.6	0.380	21.5	37.4
24	29 Aug.	6.5	22.5	0.077	2.5	0.114	5.9	34.9	26.5	0.096	1.8	0.124	6.5	34.2
25	3 Nov.	68.5	42.0	0.218	10.9	0.375	15.4	24.6	46.5	0.172	13.5	0.209	12.3	23.5
26	11 Nov.	0.0	58.0	0.275	15.9	0.453	35.1	30.8	52.5	0.145	13.8	0.119	20.5	43.5

Abbreviations and units:

Ant.: Antecedent Precipitation for 7 days (mm/7d), Prc.: Total Precipitation (mm),

Peak: Peak Discharge (mm/10min), Roff: Total Runoff (mm), RE: Relative Error (%)

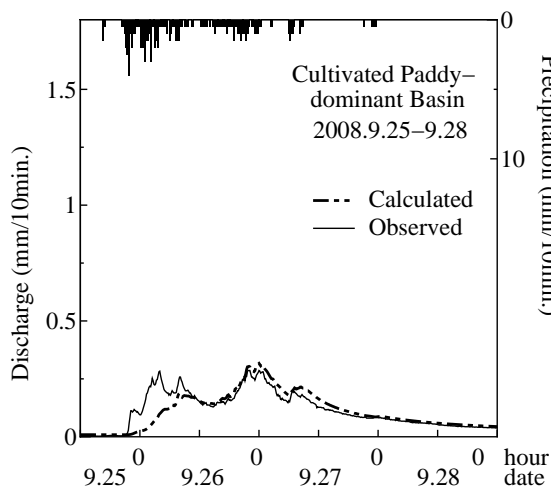


Fig.6.26 降雨 16 の計算結果 (耕作型流域)

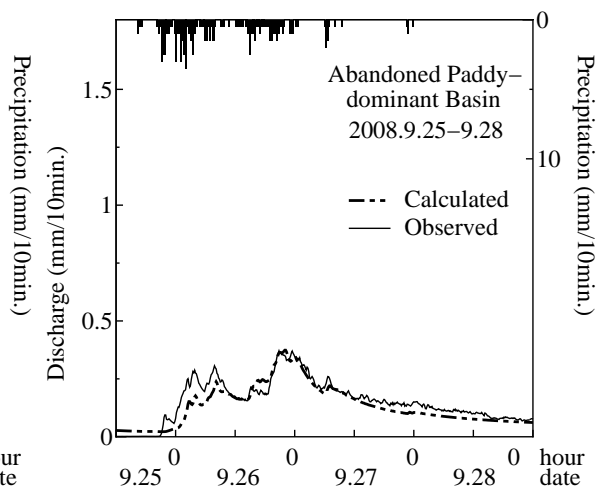


Fig.6.27 降雨 16 の計算結果 (放棄型流域)

### 6.5.3 長期流出計算から抽出した短期流出計算用の初期条件

各試験流域における長期流出計算結果を示す (Fig.6.28~Fig.6.5.3). 式 (6.4) で計算した全期間の相対誤差は耕作型流域で 54%, 放棄型流域で 39%, 森林流域で 38% であった. また, 積雪・融雪期 (12~4 月) を除いて算出した相対誤差は, 耕作型流域で 39%, 放棄型流域で 29%, 森林流域で 32% となった.

いずれにしても耕作型流域で相対誤差が大きい. これは, 他の 2 流域では水路に水位計を設置したのに対し, 耕作型流域では自然河川に水位計を設置したため, 流路が定まりづらい低水時に観測流量の誤差が大きかったためと判断している. 試みに, 低水部 (観測流量 0.5mm/d 以下) を除外して算出した耕作型流域の相対誤差は 31% となった. 上述の通り, 森林流域で決定したパラメータによって, 他の試験流域の流出を森林流域と同等の精度で再現できることは, 地質が類似した流域であれば同じパラメータを使えるという分布型流出モデルの前提を確認するものと言える.

各流域からの長期流出への流域水循環モデルの適用結果に基づき, 6.4.2 で述べた方法に従い, 上記の長期流出計算中のモデル状態量を短期流出計算の初期値として抽出した. ここでは, 抽出した状態量のうち試験流域間の差異が大きかった飽和域貯留空き容量  $D_s$ , 水田湛水深  $H_{\text{pad}}$  について試験流域間の比較結果を示す.

まず, 飽和域貯留空き容量の時系列変化について 2008 年夏季の例を Fig.6.34 に示す. 同図中に示した飽和域貯留空き容量は, 各試験流域内の最大値と水田が存在するグリッドセルの平均値である. 6 月下旬から放棄型流域全体の飽和域貯留空き容量が降雨ごとに低下した (地下水面が上昇した) のに対し, 耕作型流域のそれは一定もしくは微増しながら推移した. その後, 8 月中下旬の集中的な降雨により両流域とも飽和域貯留空き容量が減少し, 放棄型流域の飽和域貯留空き容量の平均値がゼロに近づいた.

次に, 水田湛水深の変化について, 同じく 2008 年夏季の例を Fig.6.36 に示す. 同図中の値は, 耕作型流域では耕作水田, 放棄型流域では放棄水田が存在するグリッドセルにおける水田湛水深の平均を表している. 耕作水田では湛水深が維持されているのに対し, 放棄型流域では降雨後に発生した湛水が流出ないしは浸透によりすぐに消失したことになる.

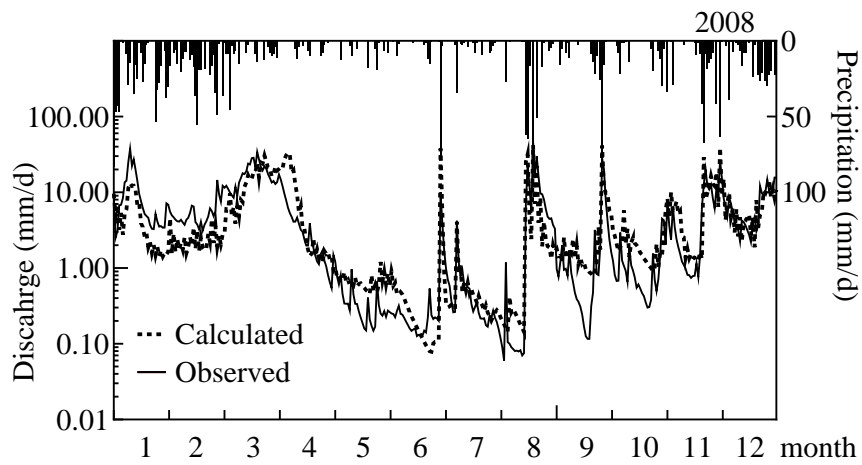


Fig.6.28 長期流出計算結果と観測流量の比較（耕作型流域，2008年）

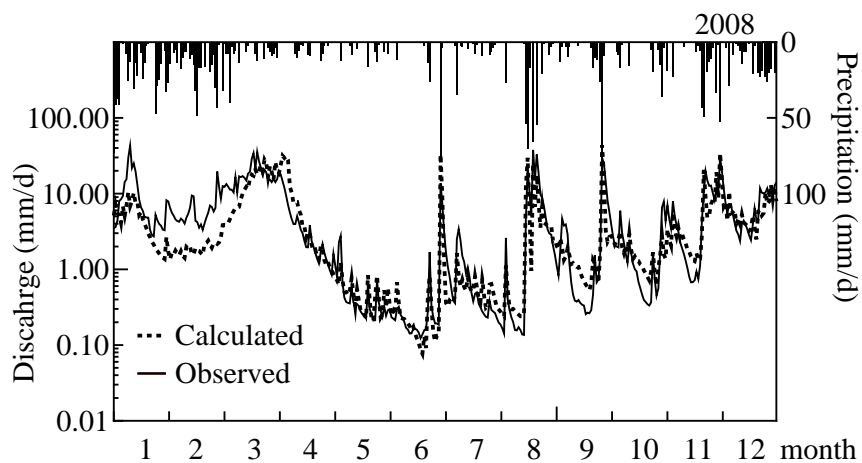


Fig.6.29 長期流出計算結果と観測流量の比較（放棄型流域，2008年）

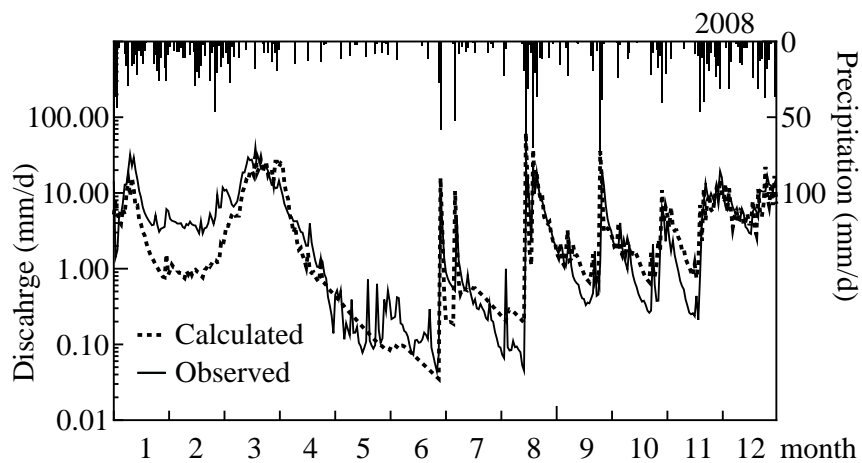


Fig.6.30 長期流出計算結果と観測流量の比較（森林流域，2008年）

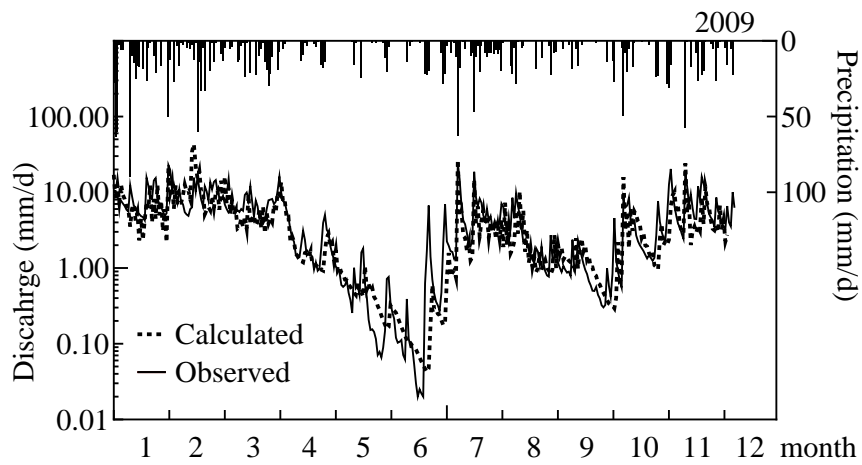


Fig.6.31 長期流出計算結果と観測流量の比較（耕作型流域，2009年）

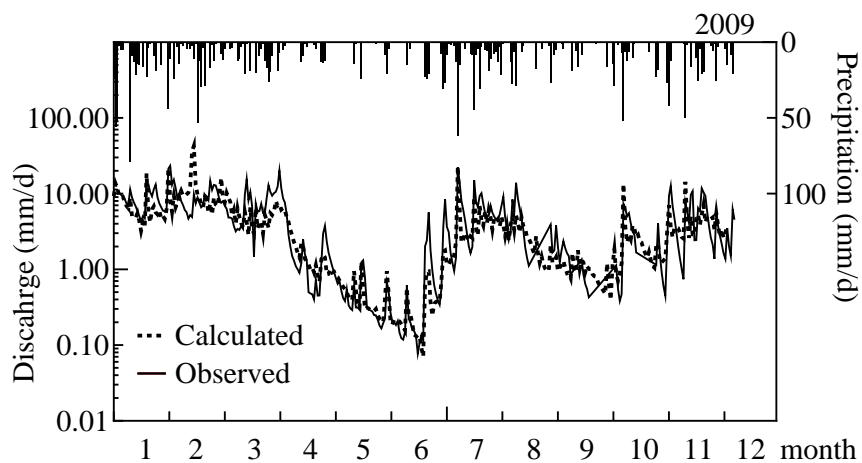


Fig.6.32 長期流出計算結果と観測流量の比較（放棄型流域，2009年）

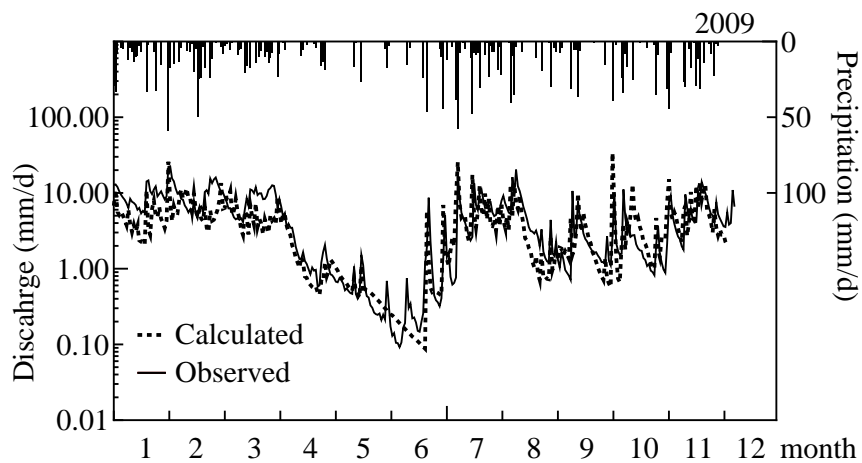


Fig.6.33 長期流出計算結果と観測流量の比較（森林流域，2009年）

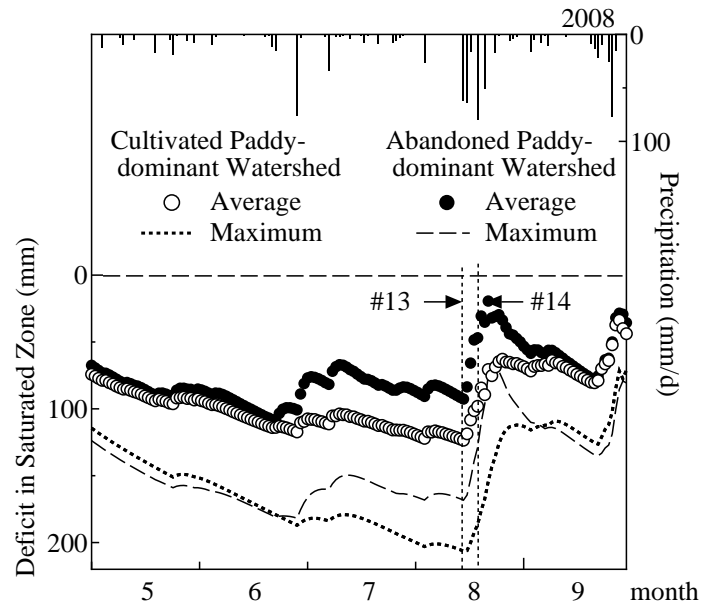


Fig.6.34 試験流域の飽和域貯留空き容量の時系列変化の比較（図中の Average は水田が存在するグリッドセルの平均を表す，2008 年）

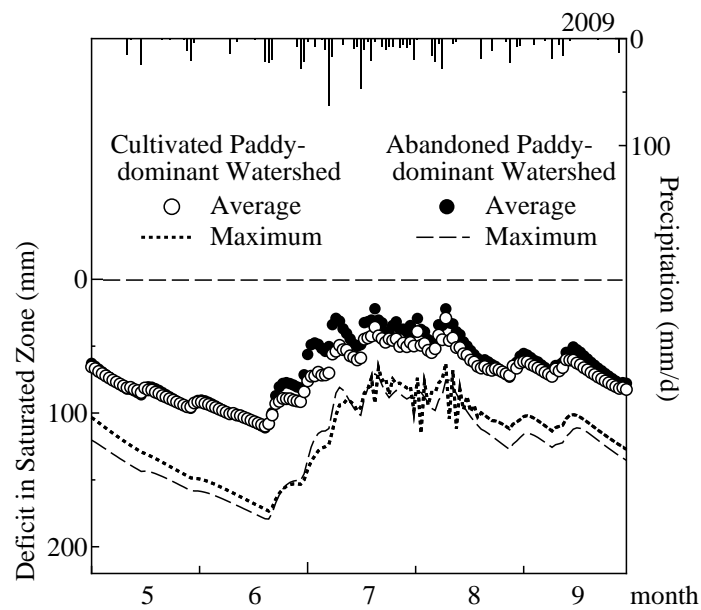


Fig.6.35 試験流域の飽和域貯留空き容量の時系列変化の比較（図中の Average は水田が存在するグリッドセルの平均を表す，2009 年）



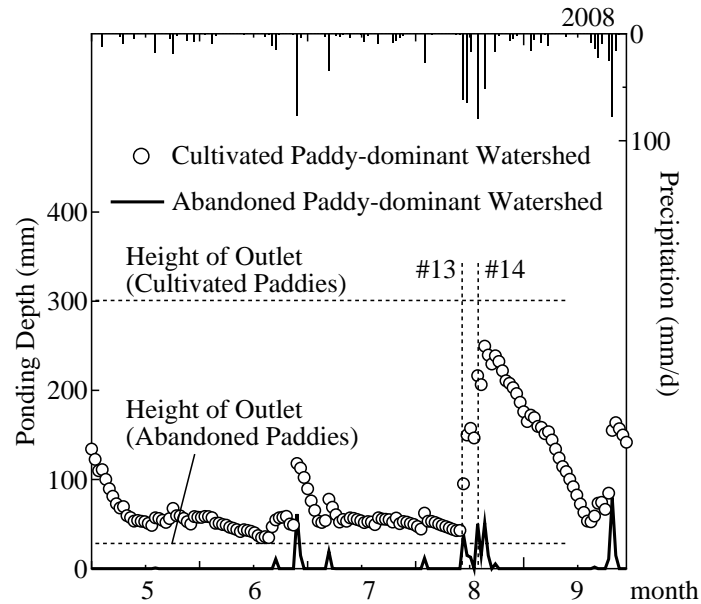


Fig.6.36 試験流域の平均水田湛水深の時系列変化の比較 (2008 年)

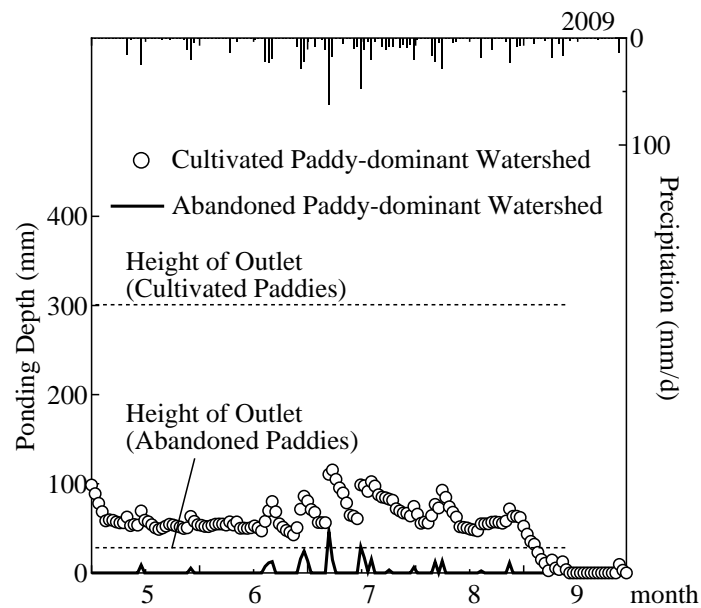


Fig.6.37 試験流域の平均水田湛水深の時系列変化の比較 (2009 年)

#### 6.5.4 初期乾湿条件の違いから見た短期流出特性

6.5.3 で示した通り、短期流出計算開始時の初期条件は試験流域間、降雨ごとに異なっていた。ここで、耕作・放棄型流域間の短期流出特性に大きな差が生じた降雨 14 と、それと同程度の降雨量・降雨強度であったが短期流出特性の差が小さかった降雨 13 に着目する。

降雨 13 に対するピーク流出係数の観測値は耕作型流域で 0.15、放棄型流域で 0.16 であった。この降雨に対するピーク流出係数の計算値は、耕作型流域で 0.12、放棄型流域で 0.14 となった。一方の降雨 14 のピーク流出係数の観測値は耕作型流域の 0.24 に対して放棄型流域は 0.30 であった。それに対する計算値は、それぞれ 0.18、0.23 であった。以上の結果は、ピーク流出係数の計算値は観測値より若干小さいものの、降雨 14 で放棄型流域のピーク流出係数が増大する傾向をモデルによっても再現できたことを意味する。

試験流域間の短期流出特性の違いには地形、降雨強度の違い等の要因が影響するが、ここではそれらの要因の流域間の差異は小さいとし、モデルで推定した飽和域貯留空き容量の初期条件を比較する。水田があるグリッドセルでの飽和域貯留空き容量の平均値は降雨 13 開始時に耕作型流域 123.5mm、放棄型流域 83.6mm であった (Fig.6.34 中の#13)。一方、降雨 14 開始時のそれはそれぞれ 98.1mm、46.9mm とそれぞれ 25~35mm 程度小さかった (同図中の#14)。

計算された飽和域貯留空き容量に対する総降雨量を比較すると、降雨 13 の総降雨量 (64.5~70.0mm) に対しては両試験流域とも十分に大きな飽和域貯留空き容量 (83.6~123.5mm) があつた。一方、降雨 14 の総降雨量 (65.5~79.5mm) は放棄型流域の飽和域貯留空き容量の平均 (46.9mm) より大きく、耕作型流域の値 (98.1mm) より小さかった。このことから、放棄水田周辺から発生した飽和余剰地表流は耕作水田からのそれより大きかったと推察でき、降雨 14 における試験流域間の短期流出特性の違いに、放棄水田周辺の地下水面の挙動が寄与していたことを示唆している。

なお、構築したモデルでは浸透水が鉛直方向のみに降下すると仮定したため、水田の管理状態により飽和域貯留空き容量に顕著な差が生じたものと考えられる。水田と法面の地形を考慮した飽和-不飽和浸透流解析では浸透水が法面下部から再度浸出することが示されており (大西ら, 2003)<sup>[38]</sup>、より詳細な影響評価を行う際にはこれらの挙動も考慮した検討が必要となるかもしれない。

それに加え、本研究で提案した流域水循環モデルはモザイク状に混在する複数の地目からの流出過程の違いを表現でき、土地利用や水田管理状況の変化による流域スケールでの流出特性の変化が予測可能となる。さらに、小流域での検討で得られたパラメータを用いて地質・地形が類似する保倉川全域において同様の検討を行うことにより、土地利用や水田管理状況の変化が広域の水循環に及ぼす影響評価が可能となる。

## 6.6 小括

土地利用・耕作状況が異なる複数の地目からの水文流出過程を表現するモデルを構築するとともに、耕作・耕作放棄水田が卓越した試験流域に適用した。また、適用したモデルによる流出の再現性について精査するとともに、中山間地域の流域水循環と流出場である水田の管理状態との相互関係を評価した。得られた成果は以下のようにまとめられる。

- 1) 観測により得られた降雨・流出のデータから、流域が湿潤化した時の放棄型流域のピーク流出係数および直接流出率は耕作型流域のそれを上回ることを、一方で乾燥時や長期の流出には耕作放棄の影響は小流域スケールでは無視しうることを明らかにした。
- 2) まず、流域水循環モデルを森林流域に適用して長期流出計算を行い、そこで決定した地中の水移動を表現するパラメータを他の試験流域に援用した。その結果、他の試験流域でも流域の長期流出を同等の精度で再現することが確認できた。これは、地質が類似した流域であれば同じパラメータを使えるという分布型流出モデルの前提を確認するものと言える。
- 3) 観測した短期流出特性と既往の知見から、耕作放棄に伴う水田地表面の変化を表現するモデルを流域水循環モデルに組み込み、各試験流域に適用した。モデルによる短期流出計算の結果、ピーク流量が比較的大きい降雨流出事象では高い再現結果が得られ、さらに、湿潤時に放棄型流域のピーク流出係数が増大する傾向をモデルによっても再現できた。
- 4) 長期と短期の流出計算と組み合わせた一連の手法によりモデルの状態量と短期流出特性の関係について考察し、湿潤時に放棄水田周辺の地下水面が上昇することによって発生した地表流が、流域スケールの短期流出特性の違いに寄与した可能性を示した。

付録：イベントハイドログラフ

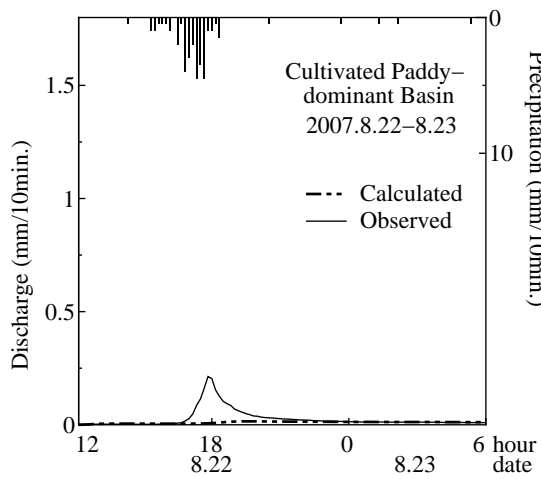


Fig.6.38 降雨1の計算結果（耕作型流域）

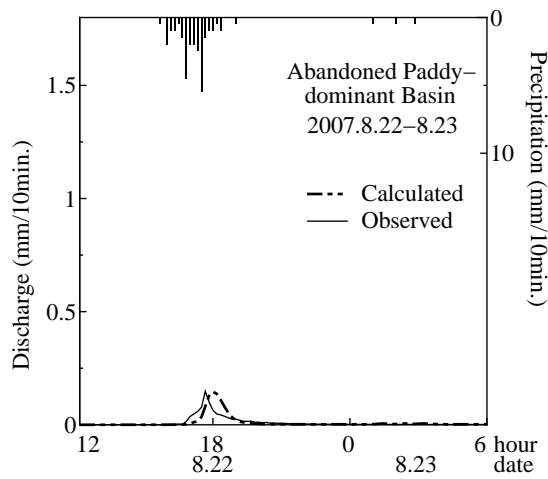


Fig.6.39 降雨1の計算結果（放棄型流域）

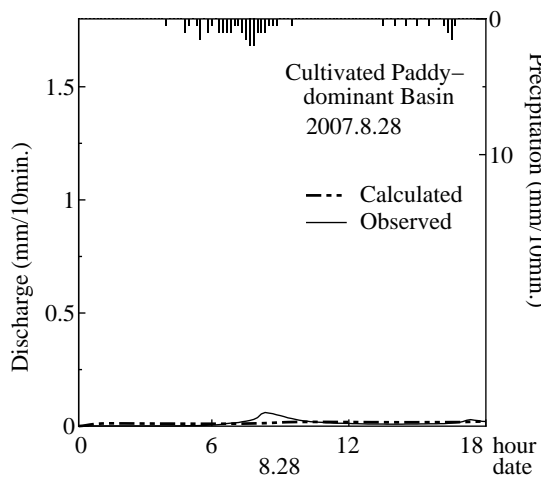


Fig.6.40 降雨2の計算結果（耕作型流域）

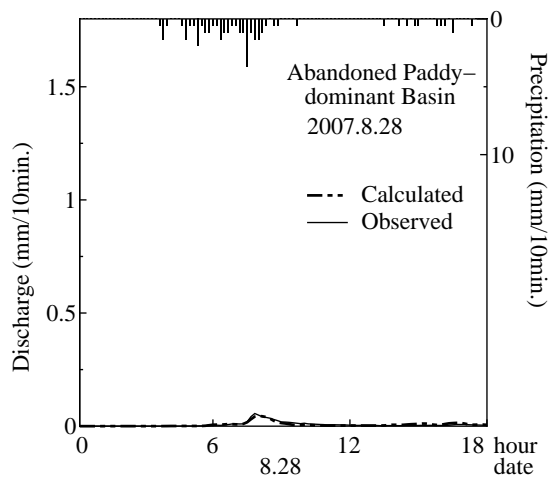


Fig.6.41 降雨2の計算結果（放棄型流域）

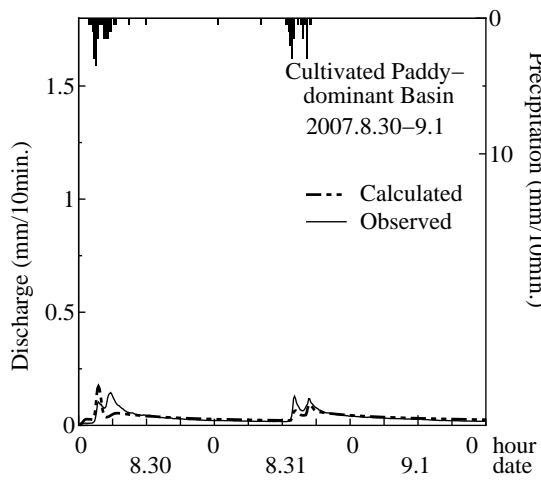


Fig.6.42 降雨3の計算結果（耕作型流域）

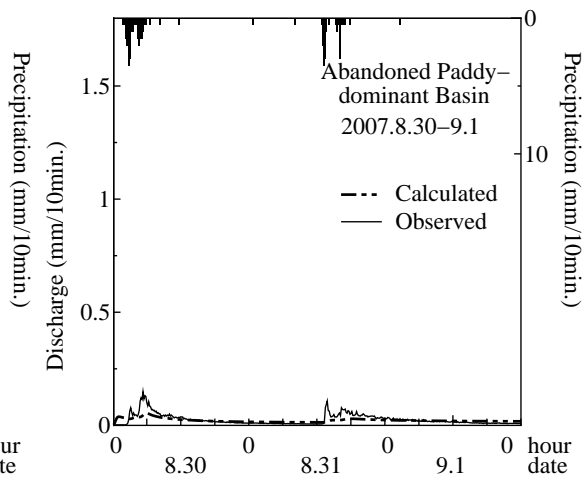


Fig.6.43 降雨3の計算結果（放棄型流域）

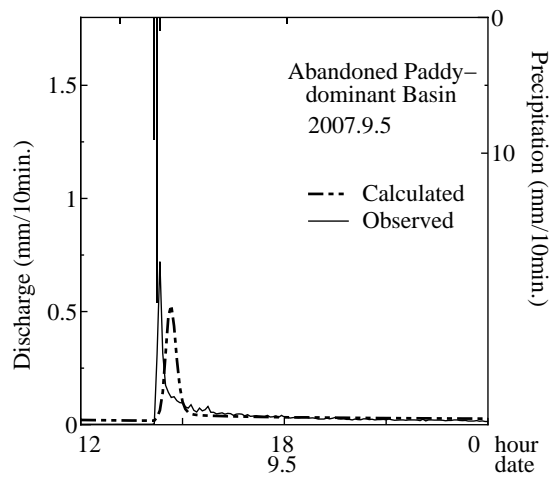


Fig.6.44 降雨4の計算結果（放棄型流域）

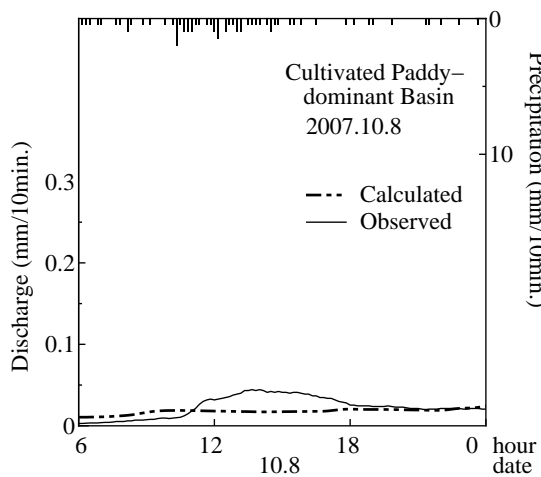


Fig.6.45 降雨5の計算結果（耕作型流域）

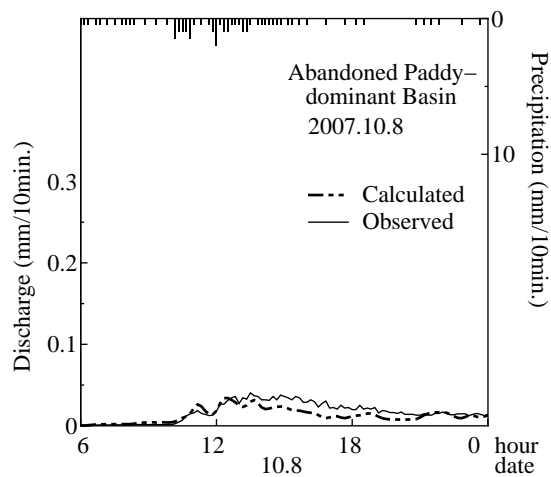


Fig.6.46 降雨5の計算結果（放棄型流域）

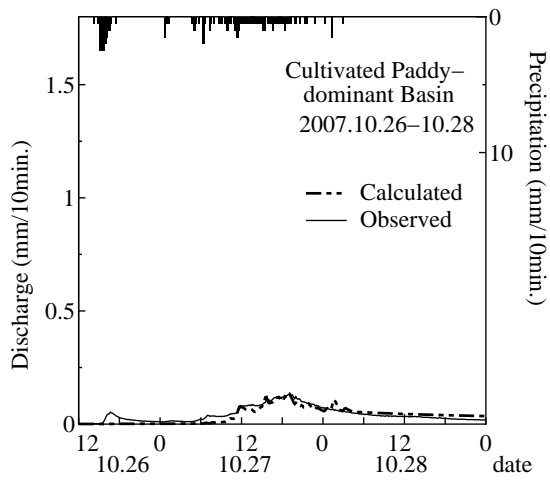


Fig.6.47 降雨 6 の計算結果 (耕作型流域)

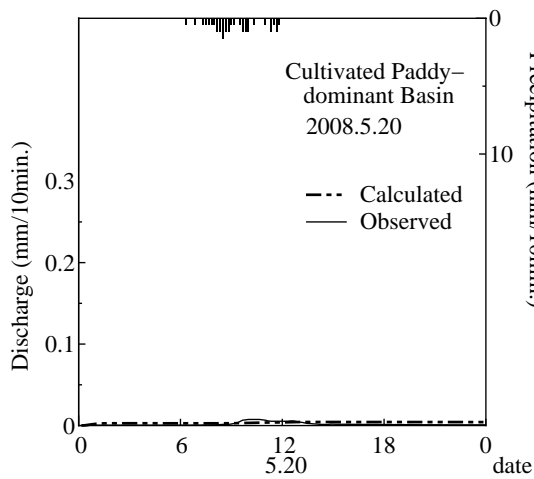


Fig.6.48 降雨 7 の計算結果 (耕作型流域)

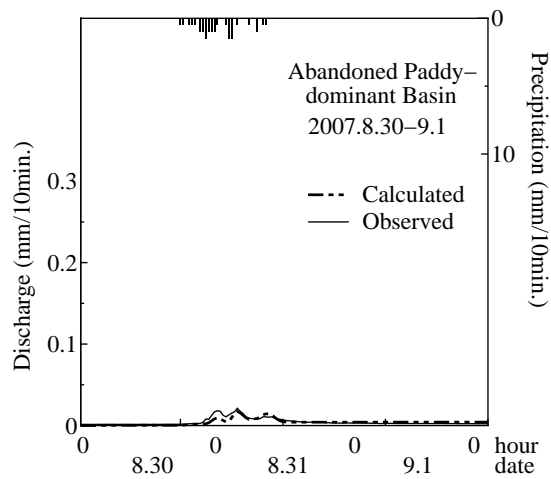


Fig.6.49 降雨 7 の計算結果 (放棄型流域)

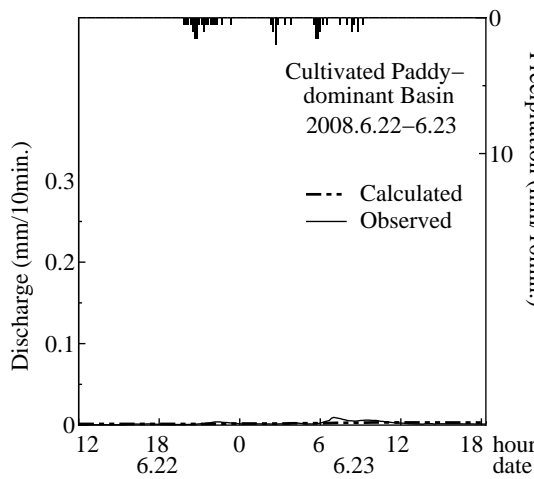


Fig.6.50 降雨 8 の計算結果 (耕作型流域)

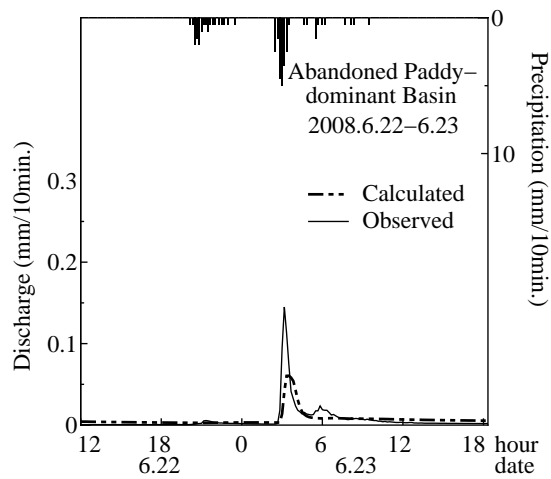


Fig.6.51 降雨 8 の計算結果 (放棄型流域)

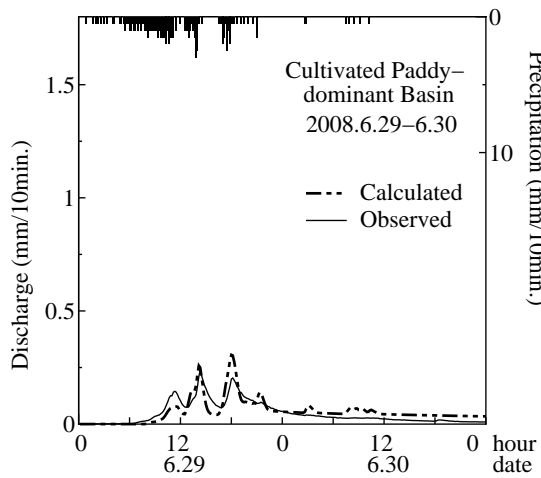


Fig.6.52 降雨 9 の計算結果 (耕作型流域)

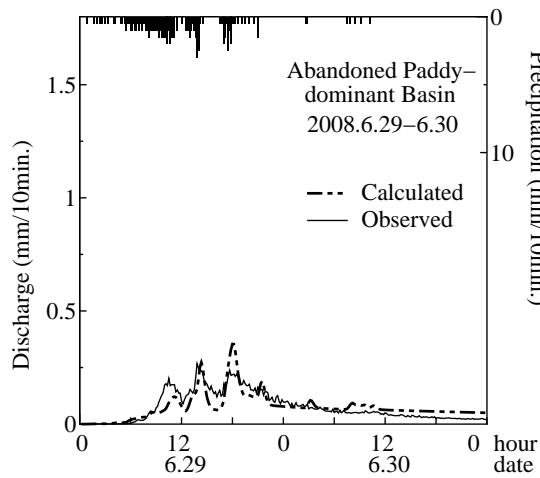


Fig.6.53 降雨 9 の計算結果 (放棄型流域)

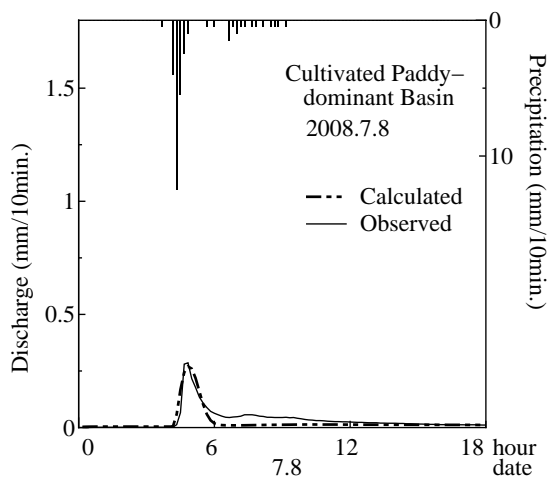


Fig.6.54 降雨 10 の計算結果 (耕作型流域)

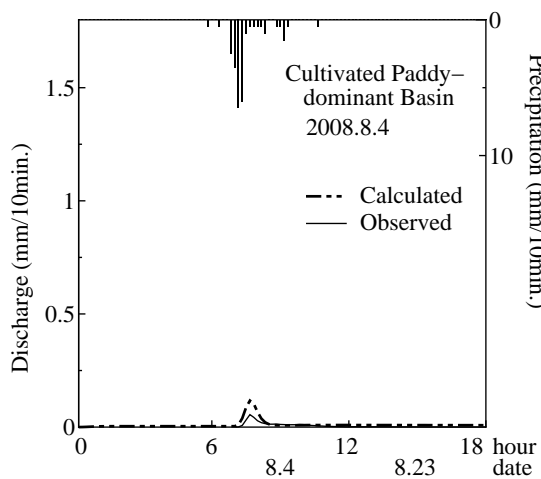


Fig.6.55 降雨 11 の計算結果 (耕作型流域)

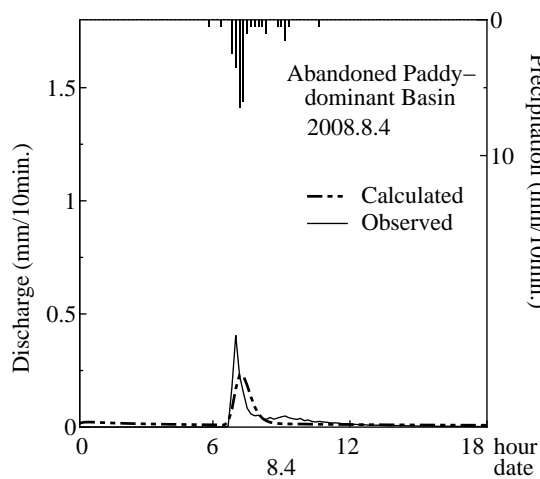


Fig.6.56 降雨 11 の計算結果 (放棄型流域)

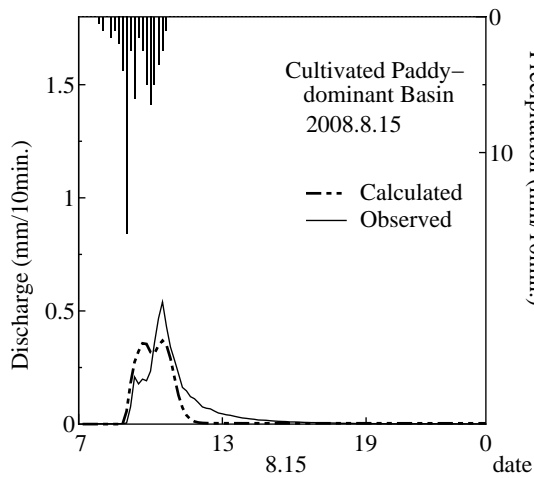


Fig.6.57 降雨 12 の計算結果 (耕作型流域)

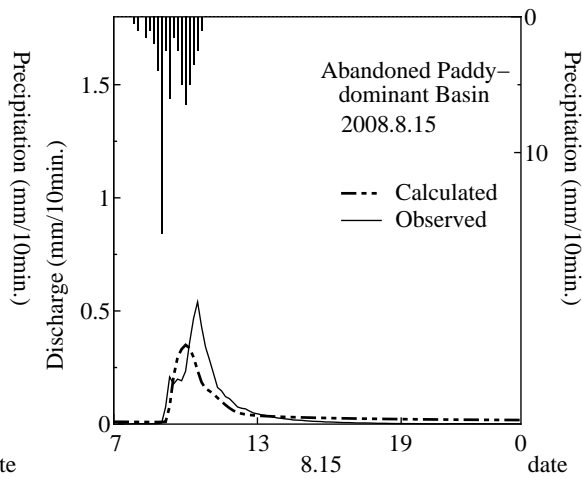


Fig.6.58 降雨 12 の計算結果 (放棄型流域)

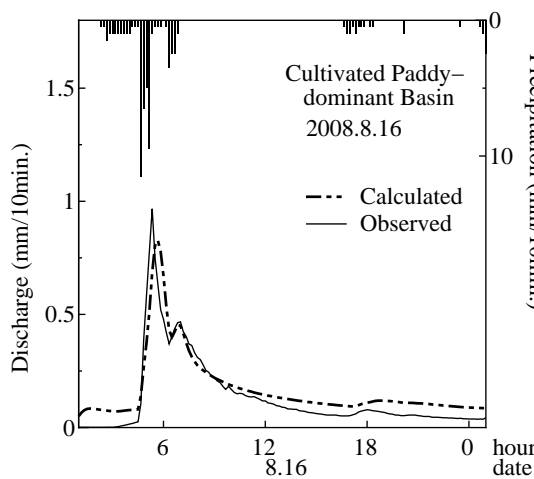


Fig.6.59 降雨 13 の計算結果 (耕作型流域)

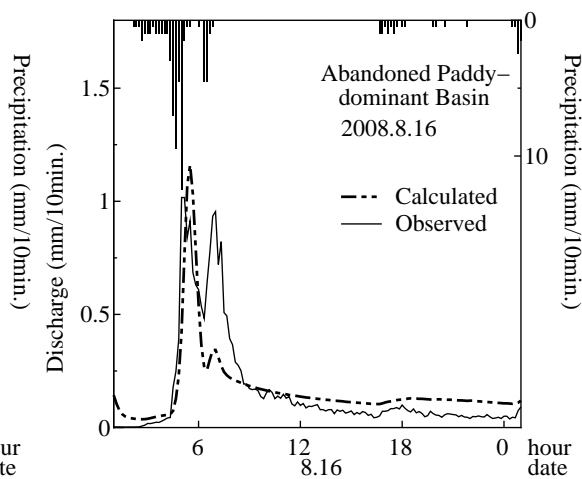


Fig.6.60 降雨 13 の計算結果 (放棄型流域)

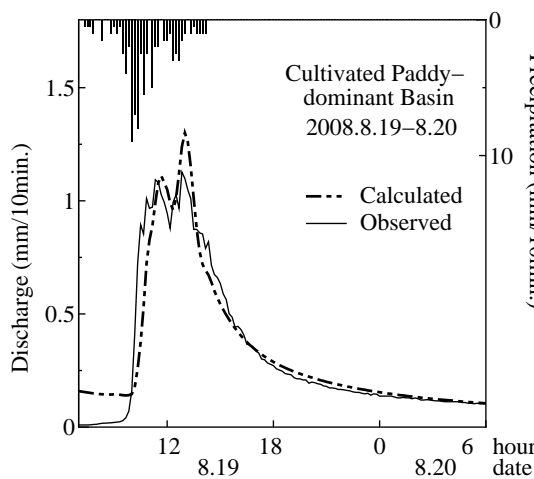


Fig.6.61 降雨 14 の計算結果 (耕作型流域)

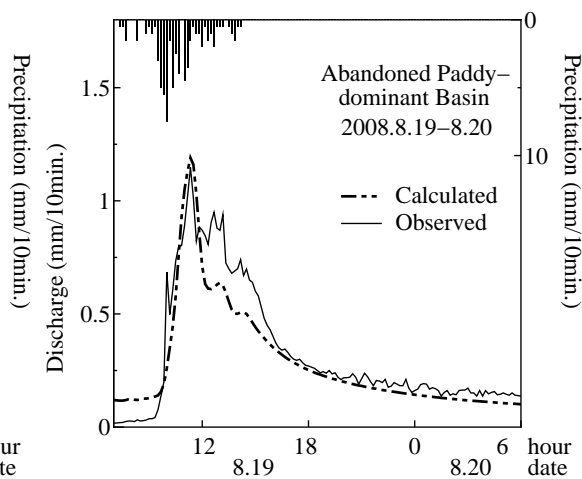


Fig.6.62 降雨 14 の計算結果 (放棄型流域)



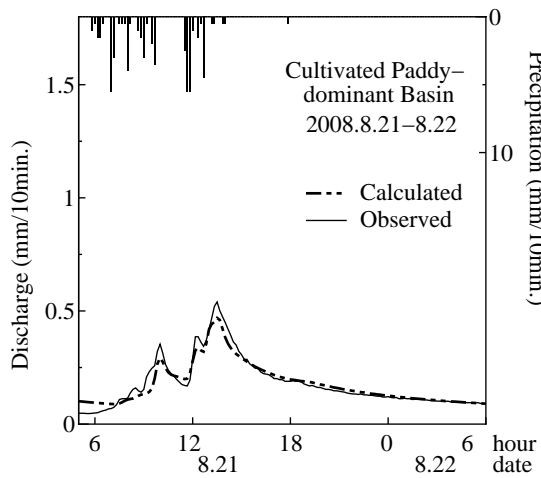


Fig.6.63 降雨 15 の計算結果 (耕作型流域)

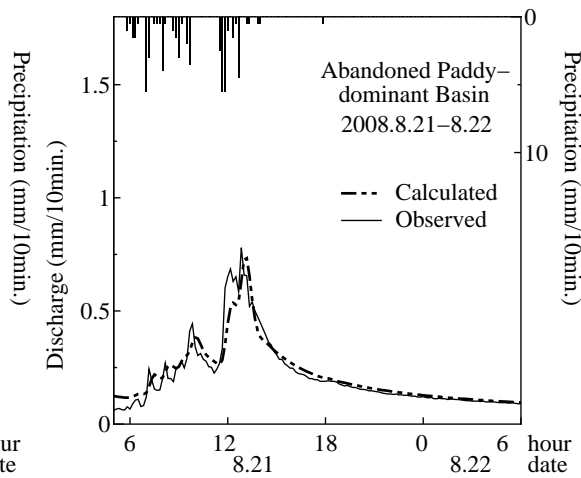


Fig.6.64 降雨 15 の計算結果 (放棄型流域)

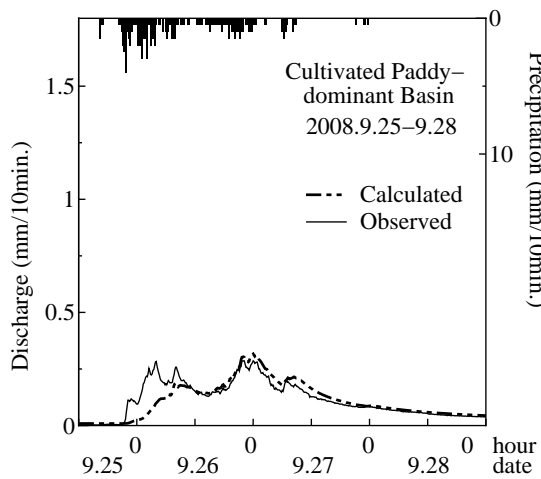


Fig.6.65 降雨 16 の計算結果 (耕作型流域)

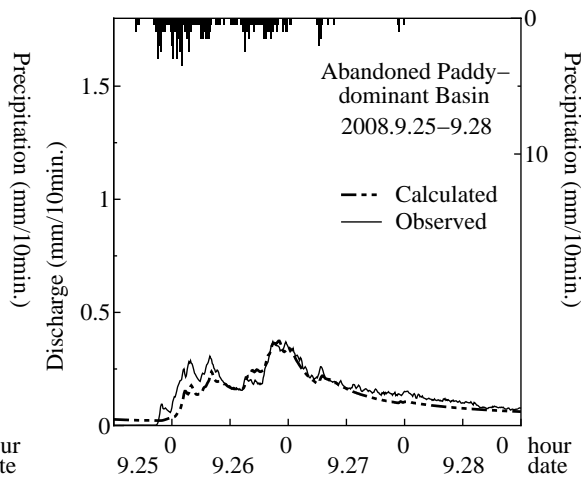


Fig.6.66 降雨 16 の計算結果 (放棄型流域)

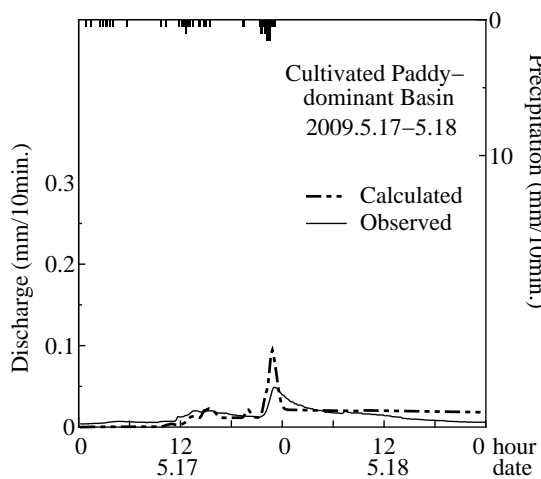


Fig.6.67 降雨 17 の計算結果 (耕作型流域)

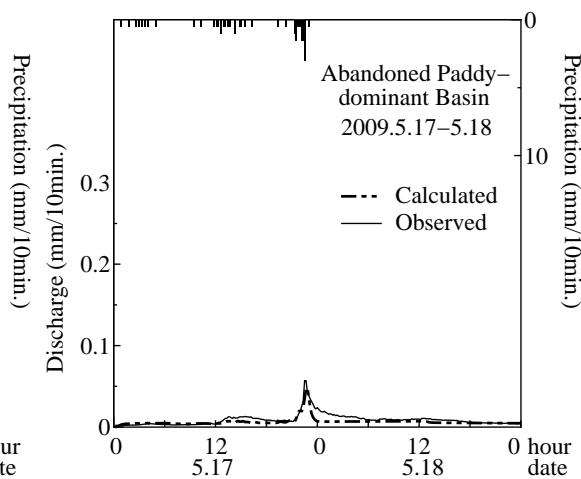


Fig.6.68 降雨 17 の計算結果 (放棄型流域)

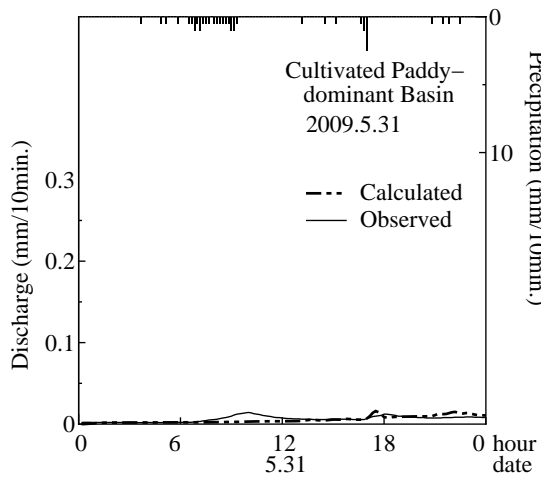


Fig.6.69 降雨 18 の計算結果 (耕作型流域)

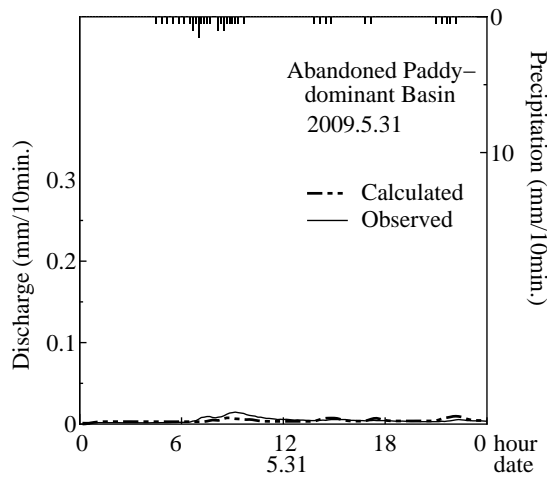


Fig.6.70 降雨 18 の計算結果 (放棄型流域)

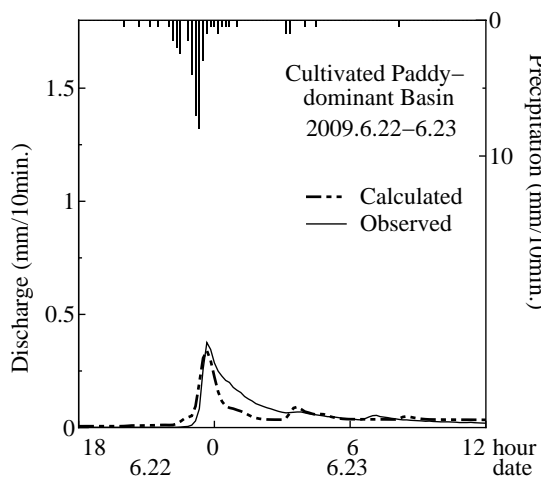


Fig.6.71 降雨 19 の計算結果 (耕作型流域)

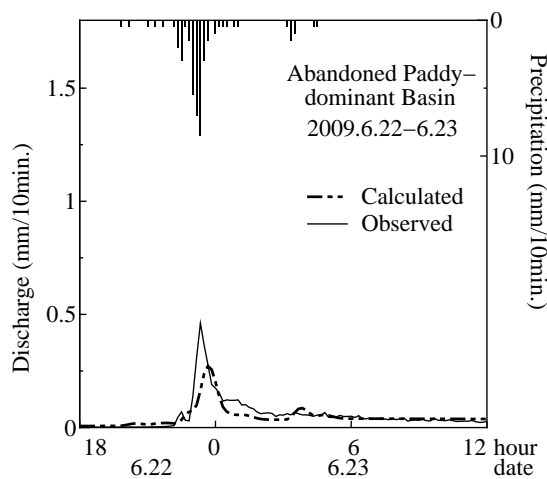


Fig.6.72 降雨 19 の計算結果 (放棄型流域)

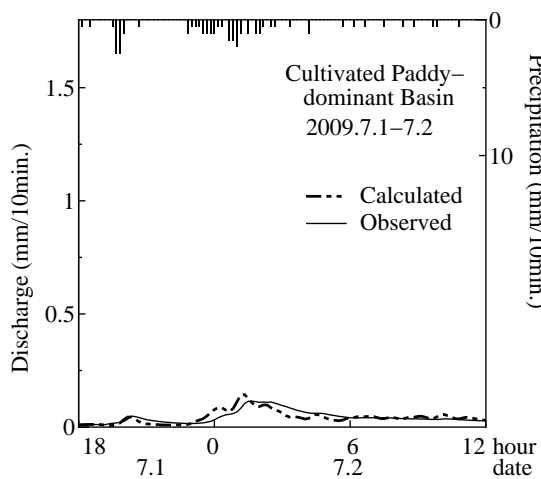


Fig.6.73 降雨 20 の計算結果 (耕作型流域)

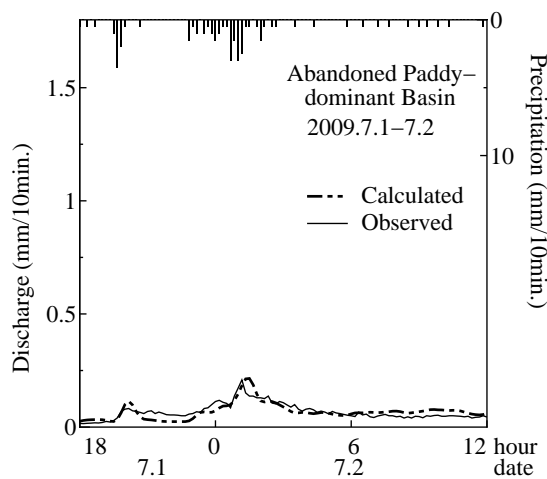


Fig.6.74 降雨 20 の計算結果 (放棄型流域)

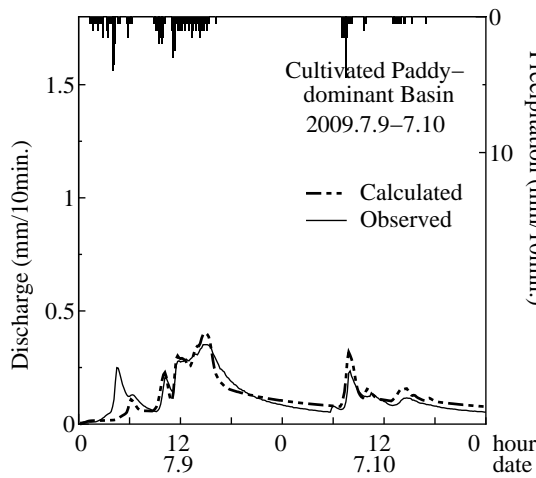


Fig.6.75 降雨 21 の計算結果 (耕作型流域)

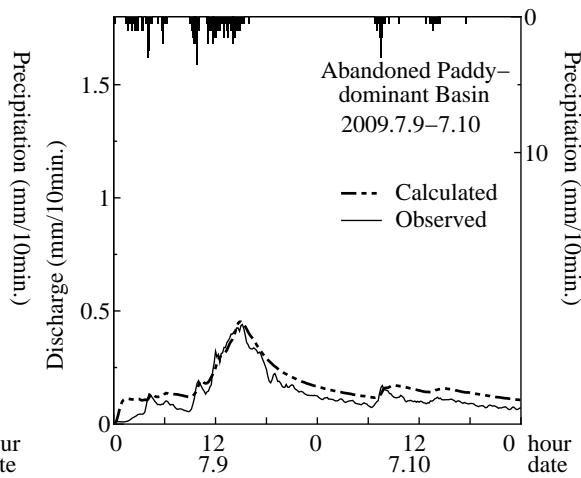


Fig.6.76 降雨 21 の計算結果 (放棄型流域)

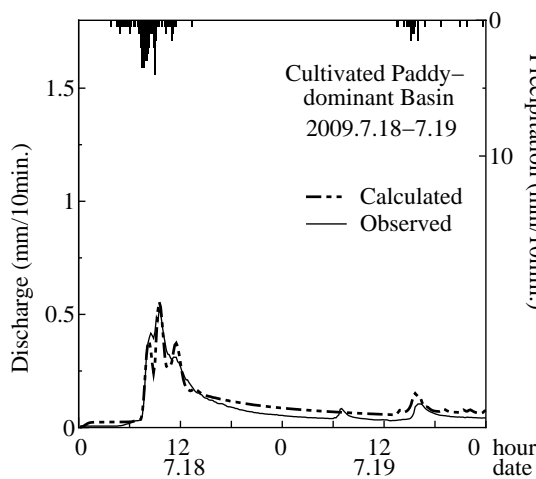


Fig.6.77 降雨 22 の計算結果 (耕作型流域)

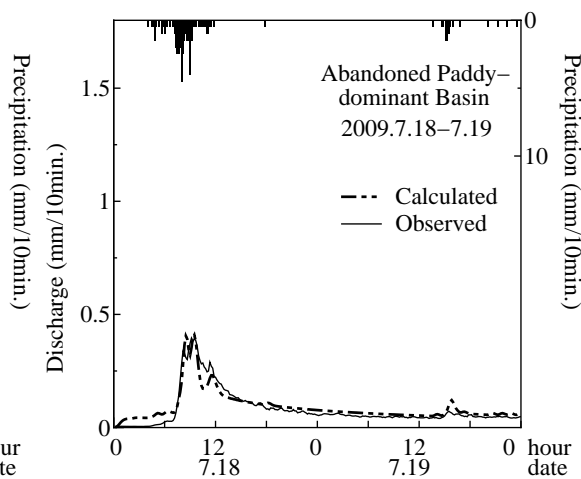


Fig.6.78 降雨 22 の計算結果 (放棄型流域)

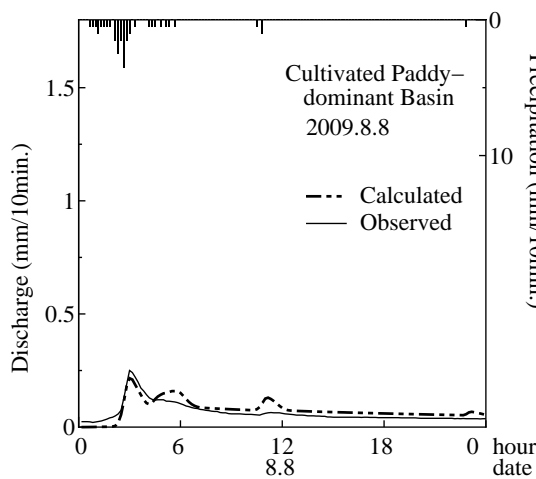


Fig.6.79 降雨 23 の計算結果 (耕作型流域)

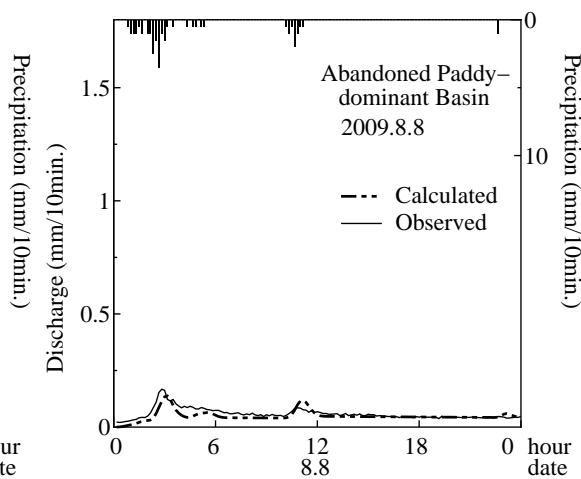


Fig.6.80 降雨 23 の計算結果 (放棄型流域)

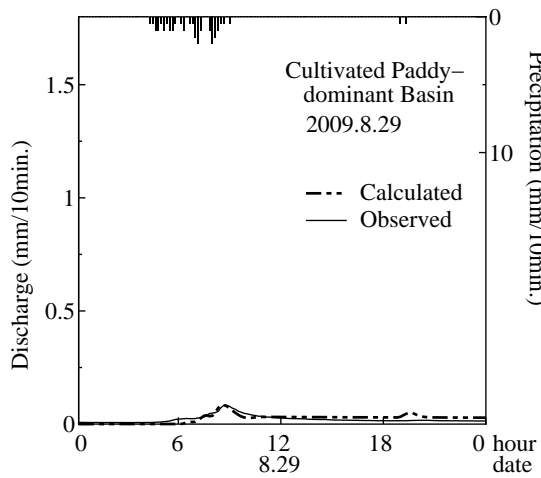


Fig.6.81 降雨 24 の計算結果 (耕作型流域)

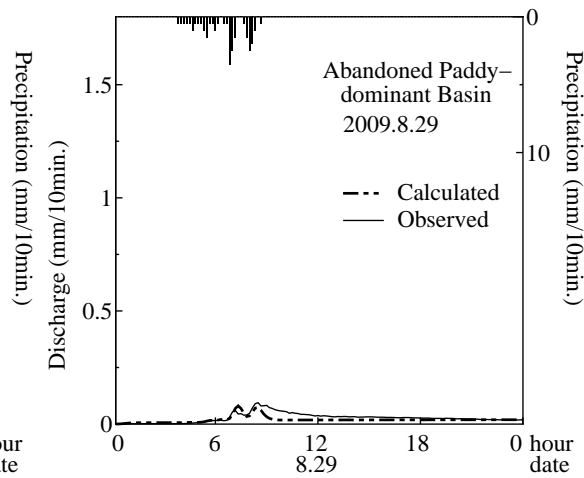


Fig.6.82 降雨 24 の計算結果 (放棄型流域)

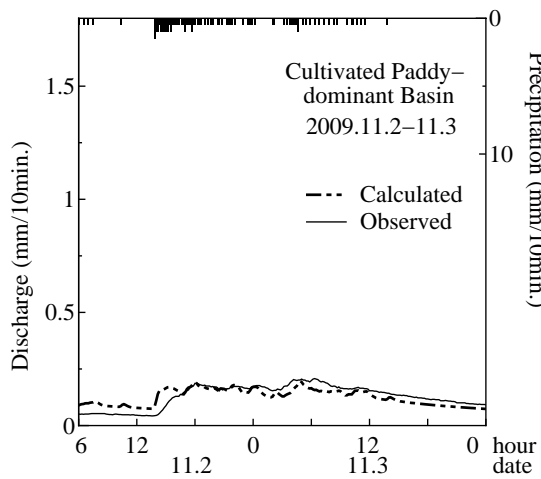


Fig.6.83 降雨 25 の計算結果 (耕作型流域)

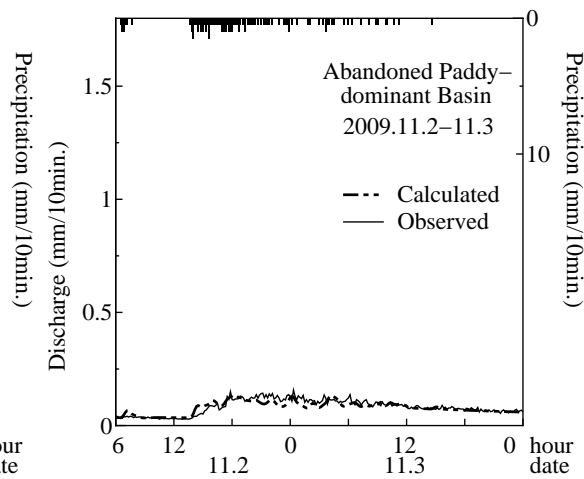


Fig.6.84 降雨 25 の計算結果 (放棄型流域)

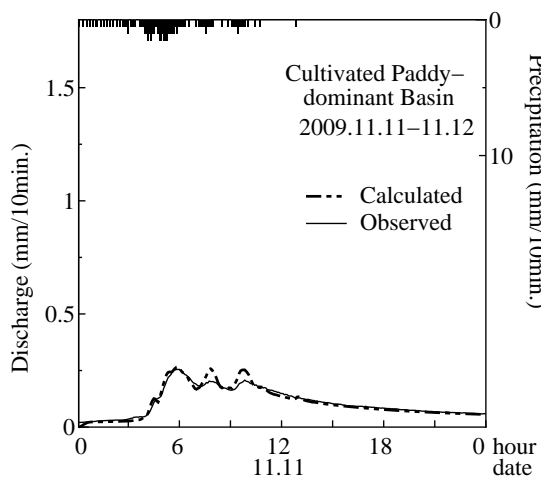


Fig.6.85 降雨 26 の計算結果 (耕作型流域)

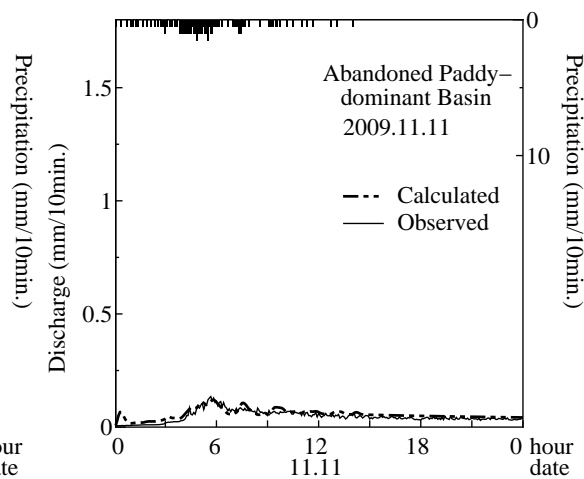


Fig.6.86 降雨 26 の計算結果 (放棄型流域)

## 第7章

# 終章

### 7.1 結果のまとめ

第1章では、研究の背景と既往の研究成果を踏まえ、本研究の目的を

水田灌漑卓越流域における人為的な水循環系を表現し、流域の自然的水循環過程と一体的に解析するモデルの開発を行う

こととした。本論文では、以下の過程を経ることでその目的を達成した。

まず第2章では、本研究で開発する「流域水循環モデル」の原型となる、多様な水田水利用を考慮した分布型水循環モデル（「基本モデル」）について、それを構成するサブモデルの概念や計算方法について述べた。さらに、流域水循環モデルの開発ポイントを「高度に開発された河川流域における、貯水池運用、取水・用水配分・還元といった人為的な水循環系を表現するとともに、それを自然的水循環と統合して解析する手法の開発」と明確にした。

これを受けて第3章では、本研究の開発ポイントの中心となる、水田灌漑に起因する人為的な水循環系を表現する「用水配分・管理モデル」を開発した。用水配分・管理モデルは、用水配分モデルと貯水池管理モデルから構成される。用水配分モデルは河川から灌漑地区への取水、水田への灌漑供給量の推定、河道への還元過程を定式化したアルゴリズムを有し、灌漑地区ごとに適用できる。用水配分モデルの実装のために、農業水利施設データベースから灌漑受益地および施設諸元を抽出し、灌漑地区の水利システムをモデル上で表現する手順を示した。加えて、日本の灌漑用放流の特性を考慮した貯水池管理モデルにより、取水地点の要求水量と河川流況から放流量を決定できる。用水配分・管理モデルを実装した「流域水循環モデル」により、ダムの貯水量、各施設の取水量を推定できることや、取水・還元の影響を強く受ける地点での流量を特に低水部でよく表現できることを明らかにした。

第3章で確立した流域水循環モデルを多様な自然条件下の流域に適用するため、第4章ではグリッドセル単位での積雪融雪を熱収支に基づいて表現するモデルを開発し、流域水循環モデルに組み込んだ。特に、データが少ない地域に熱収支法を適用するために、衛星画像から抽出した冠雪域の境界線からパラメータを推定する方法を提案した。構築したモデルにより各グリッドセルの積雪水当量および河川の流量を良好に再現できることを示した。

さらに第5章では、低平地の氾濫モデルを構築するとともに、それを導入した流域水循環モデルを提案した。提案したモデルを低平な水田地帯での湛水被害が頻発する流域に適用し、大規模かつ長期間におよ

ぶ低平地帯の氾濫現象が把握できることや、大出水時のピーク流量とその発生時期の再現性が向上することを示した。

最後に第6章では、流域水循環モデルで土地利用・耕作状況が異なる地目から流出過程を表現するとともに、それを耕作水田・耕作放棄水田が卓越した中山間小流域に適用して、流域水循環と水田管理状態の相互関係を評価した。

まず、土地利用や水田の管理状況が異なる複数の試験流域（耕作型・放棄型・森林各流域）を設定し、降雨・流出量の観測値から推定した直接流出率、ピーク流出係数、流域保留量を比較した。その結果、降雨開始前7日間の先行降雨が150mmを超える湿潤時に、放棄型流域の直接流出率およびピーク流出係数が耕作型流域のそれを上回ることを明らかにした。次に、耕作放棄に伴う耕作放棄水田の物理特性の変化を反映した流域水循環モデルを各試験流域に適用した結果、湿潤時に放棄型流域のピーク流出係数が増大する傾向をモデルでも再現できることを明らかにした。さらに、モデルの状態量からの考察から、湿潤時に放棄水田周辺の地下水面が上昇して発生した地表流が、試験流域間の短期流出特性の違いに寄与した可能性を示した。

## 7.2 結論と今後の展開

本論文では、水田灌漑卓越流域における水田地帯の人為的な水循環系と流域スケールの水循環の相互関係を明らかにすることを目的に、自然的・人為的な水移動過程を分布型流出モデルで一体的に解析する手法を構築した。構築したモデルにより、ダム貯水量や河川からの取水量を推定できることや、取水・還元の影響を強く受ける地点での流量を特に低水部で高い精度で表現できることを明らかにした。また、同モデルで土地利用・耕作状況が異なる地目から流出過程を表現することにより、流域水循環と水田管理状態の相互関係を評価できることを示した。

提案した流域水循環モデルには、大きく二つの展開の可能性がある。一つは気候変動による影響評価および対応策の検討である。気候変動に関連して関心が大きい課題の一つは、自然的条件の変化が我々の生活にどのような影響を及ぼすかという点である。自然的・人為的な水循環を一体として解析する流域水循環モデルにより、単に自然的条件の変化による流況の変化を予測するだけでなく、それが農業用の取水量、灌漑用貯水池の貯水量等に現れる変化の見通しに活用できる。

ただし、本論文で開発した流域水循環モデルは水田灌漑に係わる人為的な水循環過程を表現できるものの、その表現は「通常時の」水管理に留まっている。すなわち、極端な渇水や洪水に対する水管理者の対応の表現や、許容しうる気候値の変動を明らかにするまでには至っておらず、これらの点は今後のモデル開発・改良に関する課題となろう。自然的变化に対する流域の潜在的な脆弱性や万が一の事態に対する対応力は流域ごとに異なると考えられ、それらを過去の水文・水利用の情報に基づいて明らかにする研究も重要といえる。

他方の展開として、流域を取りまく社会的環境の変化に対する水資源予測や運用方法の提案が挙げられる。本論文で取り上げた耕作放棄水田の増加に加え、日本では農業経営の規模拡大や作付品種の多様化により、水管理の粗放化や灌漑期間の長期化が懸念されている。本論文で提案した流域水循環モデルはモザイク状に混在する複数の地目からの流出過程の違いを表現でき、土地利用や水田管理の変化が流域の水需給に対する影響を評価できる。さらに、モンスーンアジア地域に目を向ければ、水田灌漑用水需要の伸び

は非常に大きく、日本より遙かに速いスピードで開発が進められている。流域水循環モデルは、こうした社会変化が大きい流域において、その変化が流域水循環へ及ぼす影響や水利施設の望ましい運用方法の提案等にきわめて有効である。

以上をまとめると、流域を取り巻く自然的・社会的条件が変化していく中で、それらが水資源の脆弱性、持続可能性に及ぼす影響の評価や、その変化による負の影響を抑えるための対応策の検討等に流域水循環モデルは大いに貢献できる。特に近年、新たな利水・治水施設の建設が困難な状況下では、既存の施設を柔軟に利用することも対応策の一つとなり得る。こうした観点から、従来の計画立案手法のような単独の灌漑地区を対象とした解析モデルでなく、開発した流域水循環モデルのように、複数の施設、灌漑地区を含む流域を一体的に解析する手法には意義がある。

## 参考文献

- [1] Abbott M. B., Bathurst J. C., Cunge J. A., O'Connell P. E., and Rasmussen J. An introduction to the european hydrological system—systeme hydrologique europeen, "she", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of hydrology*, Vol. 87, No. 1, pp. 45–59, 1986.
- [2] Alcántara-Ayala I. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, Vol. 47, No. 2, pp. 107–124, 2002.
- [3] Allen G. R., Pereira L. S., Raes D., and Smith M. *Crop evapotranspiration –Guidelines for computing crop water requirements–*. FAO Irrigation and Drainage Paper. FAO, 1998.
- [4] Bell V. A. and Moore R. J. A grid-based distributed flood forecasting model for use with weather radar data: Part 1. formulation. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 2, pp. 265–281, 1998.
- [5] Bell V. A., Kay A. L., Jones R. G., Moore R. J., and Reynard N. S. Use of soil data in a grid-based hydrological model to estimate spatial variation in changing flood risk across the uk. *Journal of Hydrology*, Vol. 377, No. 3, pp. 335–350, 2009.
- [6] Beven K. J. and Kirkby M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 24, No. 1, pp. 43–69, 1979.
- [7] Beven K. J. and Wood E. F. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing area. *Journal of Hydrology*, Vol. 65, pp. 139–158, 1983.
- [8] Beven K. J. *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons, Ltd, 2011.
- [9] Boorman D. B., Hollis J. M., and Lilly A. *Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of United Kingdom*. Institute of Hydrology, 1995.
- [10] Calver A. and Wood W. L. The institute of hydrology distributed model. In Singh V. P., editor, *Computer Models of Watershed Hydrology*, chapter 17, pp. 596–626. Water Resources Publications, 1995.
- [11] Chow V. T., Maidment D. R., and Mays L. W. Applied hydrology, 572 pp. *Editions McGraw-Hill, New York*, 1988.
- [12] Duan Q., Sorooshian S., and Gupta V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water resources research*, Vol. 28, No. 4, pp. 1015–1031, 1992.
- [13] Freeze R. A. and Harlan R. L. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, Vol. 9, No. 3, pp. 237–258, 1969.
- [14] Fujihara Y., Tanaka K., Watanabe T., Nagano T., and Kojiri T. Assessing the impacts of climate change on the water resources of the seyhan river basin in turkey: Use of dynamically downscaled data for hydrologic simulations. *Journal of Hydrology*, Vol. 353, No. 1, pp. 33–48, 2008.



- [15] Green W. H. and Ampt G. A. Studies on soil physics –part 1. the flow of air and water through soils. *Journal of Agric. Sci.*, Vol. 4, pp. 1–21, 1911.
- [16] Hai P. T., Masumoto T., and Shimizu K. Development of a two-dimensional finite element model for inundation processes in the tonle sap and its environs. *Hydrological Processes*, Vol. 22, No. 9, pp. 1329–1336, 2008.
- [17] Hanasaki N., Kanae S., Oki T., Masuda K., Motoya K., Shirakawa N., Shen Y., and Tanaka K. An integrated model for the assessment of global water resources–part 1: Model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 12, No. 4, pp. 1007–1025, 2008.
- [18] Hanasaki N., Kanae S., Oki T., Masuda K., Motoya K., Shirakawa N., Shen Y., and Tanaka K. An integrated model for the assessment of global water resources–part 2: Applications and assessments. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 12, No. 4, pp. 1027–1037, 2008.
- [19] Kondo J. and Yamazaki T. A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. *Journal of applied meteorology*, Vol. 29, pp. 375–384, 1990.
- [20] Lee J.-S. Digital image enhancement and noise filtering by use of local statistics. *Pattern Analysis and Machine Intelligence, IEEE Transactions on*, Vol. 2, pp. 165–168, 1980.
- [21] Li R.-M., Simons D. B., and Stevens M. A. Nonlinear kinematic wave approximation for water routing. *Water Resources Research*, Vol. 11, No. 2, pp. 245–252, 1975.
- [22] Lowry J., Hess L., and Rosenqvist A. Mapping and monitoring wetlands around the world using alos palsar: the alos kyoto and carbon initiative wetlands products. In *Innovations in Remote Sensing and Photogrammetry*, pp. 105–120. Springer, 2009.
- [23] Masumoto T., Taniguchi T., Horikawa N., Yoshida T., and Shimizu K. Development of a distributed water circulation model for assessing human interaction in agricultural water use. In Taniguchi M., Burnett W. C., Fukushima Y., Haigh M., and Umezawa Y., editors, *From Headwaters to the Ocean: Hydrological Changes and Watershed Management*, pp. 195–201. Taylor and Francis, 2009.
- [24] Mekong River Commission. *Annual Flood Report 2005*. Mekong River Commission: Vientiane, Lao PDR, 2006.
- [25] Mekong River Commission. *Annual Flood Report 2008*. Mekong River Commission: Vientiane, Lao PDR, 2009.
- [26] Milly P. C. D., Julio B., Malin F., Robert M. H., Zbigniew W. K., Dennis P. L., and Ronald J. S. Stationarity is dead. *Ground Water News & Views*, Vol. 4, No. 1, pp. 6–8, 2007.
- [27] Motoya K., Yamazaki T., and Yasuda N. Evaluating the spatial and temporal distribution of snow accumulation, snowmelts and discharge in a multi basin scale: an application to the tohoku region, japan. *Hydrological processes*, Vol. 15, No. 11, pp. 2101–2129, 2001.
- [28] Quinn P. F., Beven K. J., Chevallier P., and Planchon O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological processes*, Vol. 5, No. 1, pp. 59–79, 1991.
- [29] Rost S., Gerten D., Bondeau A., Lucht W., Rohwer J., and Schaphoff S. Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system. *Water Resources Research*, Vol. 44,

- No. 9, 2008.
- [30] Sanders B. F. Evaluation of on-line dems for flood inundation modeling. *Advances in Water Resources*, Vol. 30, No. 8, pp. 1831–1843, 2007.
- [31] Yamazaki D., Kanae S., Kim H., and Oki T. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, Vol. 47, No. 4, 2011.
- [32] 足立一日出. 多雪・地すべり地帯の農業と農村環境（北陸の農業農村整備）. 農業土木学会誌, Vol. 62, No. 6, pp. 515–520, 1994.
- [33] 足立一日出, 吉田修一郎, 増本隆夫, 伊藤公一. 重粘土汎用圃場における暗渠排水に関する粗間隙量の推定法とその適用. 農業土木学会論文集, Vol. 65, No. 6, pp. 847–855, 1997.
- [34] 石塚正秀, 江種伸之. 農業用水取水ルールを考慮した分布型水文流出モデルによる紀の川流出解析. 水工学論文集, Vol. 52, pp. 391–396, 2008.
- [35] 井上 聡, 横山宏太郎. 地球環境変化時における降積雪の変動予測. 雪氷, Vol. 60, No. 5, pp. 367–378, 1998.
- [36] 井上 聡, 横山宏太郎, 大野宏之, 川島茂人. 地球環境変化時における降積雪の変動予測 (続報)-国内主要河川流域における降雪水量の変動. 雪氷, Vol. 63, No. 6, pp. 489–499, 2001.
- [37] 大槻恭一, 三野 徹, 丸山利輔. 水収支法と補完関係式による流域蒸発散量の比較-実蒸発散量推定に関する研究-2. 農業土木学会論文集, pp. 17–23, 1984.
- [38] 大西健夫, 堀野治彦, 中村公人, 三野 徹. 非定常不飽和: 飽和浸透流解析を用いた傾斜地水田群における地下水文環境評価. 農業土木学会論文集, Vol. 71, No. 5, pp. 657–664, 2003.
- [39] 岡本雅美. 水田農業用水の計画需要量の推定法. 水利科学, Vol. 17, No. 2, pp. 54–65, 1973.
- [40] 小野延雄, 石川信敬, 新井 正, 若土正暁, 青田昌秋. 雪氷水文現象. 基礎雪氷学講座 VI, 古今書院, 196pp, 1994.
- [41] 風間 聡, 澤本正樹. 衛星データを用いた東北地方の積雪水資源量推定. 水工学論文集, Vol. 38, pp. 107–112, 1994.
- [42] 加藤圭太, 山崎文雄. Alos/palsar 画像を用いた 2008 年岩手・宮城内陸地震による水域の変化抽出. 日本地震工学会論文集, Vol. 10, No. 3, pp. 3.1–3.11, 2010.
- [43] 角屋 睦, 福島辰. 中小河川の洪水到達時間. 京都大学防災研究所年報, Vol. 19, pp. 143–152, 1976.
- [44] 角屋 睦. 流出解析手法-6-雨水流法-表面流出モデルによる洪水流出解析. 農業土木学会誌, Vol. 48, No. 6, pp. 419–425, 1980.
- [45] 気象庁観測部. メッシュ気候値 2000. 測候時報, 2003.
- [46] 工藤亮治, 増本隆夫, 吉田武郎, 堀川直紀. 気候変動が灌漑主体流域における農業水利用に与える影響の定量的評価法. 農業農村工学会論文集, Vol. 80, No. 1, pp. 31–42, 2012.
- [47] 小池俊雄, 高橋 裕, 吉野昭一. 積雪面積情報による流域積雪水量の推定. 土木学会論文集, pp. 159–165, 1985.
- [48] 小池俊雄, 高橋 裕, 吉野昭一. 融雪量分布のモデル化に関する研究. 土木学会論文集, pp. 165–174, 1985.
- [49] 小出 博. 日本の国土: 自然と開発. 下. 東京大学出版会, 1973.
- [50] 古賀 潔, 千葉克己, 馬場秀和. 湛水過程の観測による耕作放棄水田の一筆インタークレート調査. 農

- 業土木学会論文集, Vol. 65, No. 1, pp. 103–109, 1997.
- [51] 近藤純正. 水環境の気象学: 地表面の水収支・熱収支. 朝倉書店, 1994.
- [52] 近藤純正, 中村 亘, 山崎 剛. 日射量および下向き大気放射量の推定. 天気, Vol. 38, No. 1, pp. 41–48, 1991.
- [53] 後藤 章. 平面メッシュ型流出モデルの基礎理論と長期流出解析への適用. PhD thesis, 東京大学, 1983.
- [54] 佐藤政良, 坂田裕昭, 藤城公久. 水田地域における還元水の流出特性に関する分析. 農業土木学会論文集, Vol. 66, No. 6, pp. 985–991, 1998.
- [55] 資源・環境観測解析センター. Aster 全球 3 次元地形データ. オンライン. 入手先<[http://gds.aster.ersdac.jp/spaceSystems.or.jp/gds\\_www2002/index\\_j.html](http://gds.aster.ersdac.jp/spaceSystems.or.jp/gds_www2002/index_j.html)>.
- [56] システム農学会. 農業リモートセンシング・ハンドブック. 佐藤印刷, 2007.
- [57] 白石英彦, 大西亮一, 伊藤喜一. 岩木川水系の広域水収支-水系管理と水収支予測. 農業土木試験場報告, pp. 49–116, 1976.
- [58] 新沢嘉芽統. 河川水利調整論. 岩波書店, 1962.
- [59] 水津重雄. 簡易熱収支法による融雪・積雪水量モデル. 雪氷, Vol. 63, No. 3, pp. 307–318, 2001.
- [60] 水津重雄. 広域に適用可能な融雪・積雪水量モデル. 雪氷, Vol. 64, No. 6, pp. 617–630, 2002.
- [61] 菅谷 博. 暖地積雪面の微細気象的特性とそれに基づく積雪質量推定モデル. 北陸農業試験場報告, pp. 43–64, 1990.
- [62] 高橋俊二. 2005/06 日本の寒冬・豪雪, 日本の天候の特徴. 日本気象学会, 2007.
- [63] 高橋 裕, 小池俊雄, 田原 功. Landst データを用いた流域積雪水量算定モデルの総合化に関する研究. 水理講演会論文集, Vol. 31, pp. 227–232, 1987.
- [64] 竹内常行. 棚田の水利-頸城丘陵と猿ヶ石川下流部丘陵地の棚田を例として. 早稲田大学教育学部学術研究 地理学・歴史学・社会科学編, Vol. 23, pp. 1–24, 1974.
- [65] 田中丸治哉, 角屋 睦. 農地造成が流域水循環に与える影響-1-農地造成流域の流出および水収支特性. 農業土木学会論文集, pp. 91–97, 1994.
- [66] 田中丸治哉, 角屋 睦. 農地造成が流域水循環に与える影響-2-長短期流出両用モデルによる農地造成流域の流出特性の吟味. 農業土木学会論文集, pp. 99–105, 1994.
- [67] 谷口智之, 増本隆夫, 清水克之, 堀川直紀, 吉田武郎. 多様な水田水利用を考慮した分布型水循環モデルの開発 (1): 作付時期・作付面積推定モデル. 水文・水資源学会誌, Vol. 22, No. 2, pp. 101–113, 2009.
- [68] 谷口智之, 増本隆夫, 堀川直紀, 清水克之, 吉田武郎. 多様な水田水利用を考慮した分布型水循環モデルの開発 (2): 水利用分類と水管理に基づく必要水量の推定. 水文・水資源学会誌, Vol. 22, No. 2, pp. 114–125, 2009.
- [69] 谷口智之, 増本隆夫, 吉田武郎, 堀川直紀, 清水克之. 多様な水田水利用を考慮した分布型水循環モデルの開発 (3): モデル構成と農地水循環量の推定. 水文・水資源学会誌, Vol. 22, No. 2, pp. 126–140, 2009.
- [70] 丹治 肇, 大西亮一. 岩木川水系における農業水利施設を考慮した水系総合水管理-総合水管理のための広域水収支. 農業土木試験場報告, pp. 93–151, 1986.
- [71] 千葉克己, 古賀 潔, 馬場秀和. 傾斜地半湿田地帯における耕作放棄水田の物理特性と豪雨への応答の

- 検討. 農業土木学会論文集, Vol. 65, No. 4, pp. 507–516, 1997.
- [72] 富田正彦, 小林慎太郎, 丸山利輔. 複合タンクモデルによる広域水収支解析-2-複合タンクモデルの運用. 農業土木学会誌, Vol. 47, No. 3, pp. p189–194, 1979.
- [73] 中桐貴生, 渡辺紹裕, 堀野治彦, 丸山利輔. 紀の川流域における流域水循環モデルの開発: 流域水循環モデルによる農業用水利用の分析 (1). 農業土木学会論文集, Vol. 66, No. 6, pp. 899–909, 1998.
- [74] 中桐貴生, 渡辺紹裕, 堀野治彦, 丸山利輔. 紀の川流域における農業用水需給と反復利用の分析: 流域水循環モデルによる農業用水利用の分析 (2). 農業土木学会論文集, Vol. 68, No. 1, pp. 35–42, 2000.
- [75] 新潟県. 笹ヶ峰ダム管理規程 新潟県訓令第 1 号. オンライン, 1985. 入手先<[http://www1-greiki.net/niigataken/reiki\\_honbun/ae40107311.html](http://www1-greiki.net/niigataken/reiki_honbun/ae40107311.html)>.
- [76] 新潟大学東頸城地域地質調査グループ. 新潟県東頸城地域の中新一鮮新統の層序. 地球科学, Vol. 41, No. 3, pp. 165–181, 1987.
- [77] 日本水土総合研究所. 日本水土図鑑. オンライン. 入手先 <<http://www.nngis.jp/>>.
- [78] 日本雪氷学会. 雪氷辞典. 古今書院, 1990.
- [79] 早瀬吉雄, 角屋 睦. 低平水田地帯の流出解析に関する研究-2-分合流を含む不定流計算法. 農業土木学会論文集, pp. 37–44, 1977.
- [80] 早瀬吉雄. 中山間水田域の洪水防止評価. 応用水文, Vol. 4, pp. 81–99, 1992.
- [81] 早瀬吉雄. 水田地帯の洪水防止・軽減機能の評価と機能向上事業の提案. 農土誌, Vol. 62, No. 10, pp. 1–6, 1994.
- [82] 北陸農政局関川農業水利事業所. 事業誌関川. 渡辺印刷所, 1984.
- [83] 北陸農政局農村計画部資源課. 多面的機能維持増進調査報告書 東頸城地区, 2006.
- [84] 堀川直紀, 工藤亮治, 吉田武郎, 増本隆夫. 流域水資源管理のための貯水池運用モデル. 応用水文, Vol. 23, pp. 58–66, 2011.
- [85] 増本隆夫, 角屋 睦. 内水流出ハイドログラフの関数近似と遊水池容量算定への応用. 農業土木学会論文集, Vol. 63, No. 2, pp. 241–251, 1995.
- [86] 増本隆夫, 高木強治, 吉田修一郎, 足立一日出. 中山間水田の耕作放棄が流出に与える影響とその評価. 農業土木学会論文集, Vol. 65, No. 3, pp. 389–398, 1997.
- [87] 増本隆夫, 野添 学, 吉村亜希子, 松田 周. 耕作放棄に伴う流出量変化を評価する中山間水田流出モデル. 農業土木学会論文集, Vol. 71, No. 2, pp. 175–184, 2003.
- [88] 丸山利輔, 富田正彦, 小林慎太郎. 複合タンクモデルによる広域水収支解析-1-複合タンクモデルの特徴とその構成. 農業土木学会誌, Vol. 47, No. 2, pp. 97–102, 1979.
- [89] 本谷 研. 東北地方における積雪水量の 27 年平均値と豪雪・寡雪. 雪氷: 日本雪氷協会雑誌, Vol. 70, No. 6, pp. 561–570, 2008.
- [90] 山崎 剛, 田口文明, 近藤純正. 積雪のある森林小流域における熱収支の評価. 天気, Vol. 41, No. 2, pp. 71–77, 1994.
- [91] 横山宏太郎. 北陸の雪, その 100 年後 (北陸地域における環境ストレスと作物の反応). 北陸作物学会報, Vol. 35, pp. 73–74, 2000.
- [92] 横山宏太郎. 平成 18 年豪雪: 上越地方の雪と農業への影響. 雪氷, Vol. 68, No. 4, pp. 323–325, 2006.
- [93] 横山宏太郎, 小南靖弘, 中野聡史, 宮崎伸夫, 水津重雄. 上越地方の山地積雪 2006 冬と 2007 冬. 雪氷

- 北信越, Vol. 27, p. 69, 2007.
- [94] 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上 聡, 川方俊和. 冬期における降水量計の捕捉特性. 雪氷, Vol. 65, No. 3, pp. 303–316, 2003.
- [95] 吉田修一郎, 高木強治, 足立一日出, 増本隆夫. 気象条件の変化に伴う中山間地耕作放棄田の土壌物理性の変化. 農業土木学会論文集, Vol. 65, No. 5, pp. 655–663, 1997.
- [96] 陸 旻皎, 小池俊雄, 早川典生. アメダスデータと数値地理情報を用いた分布型融雪解析システムの開発. 水工学論文集, Vol. 42, , 1998.
- [97] 陸 旻皎, 小池俊雄, 石平 博. 分布型水文モデルに基づく水利用シミュレーションモデル開発の試み. 水工学論文集, Vol. 46, pp. 277–282, 2002.

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方々にお世話になった。

本論文の取りまとめに際し、東京大学大学院農学生命科学研究科の久保成隆教授には懇切なるご指導とご助言ならびに御校閲を賜った。同飯田俊彰准教授、木村匡臣特任助教にはゼミでの多くの議論を通して貴重な御助言ならびに御助力を頂いた。また、東京大学大学院農学生命科学研究科の塩沢 昌教授、同西村 拓教授、同吉田修一郎准教授には、本論文の取りまとめに際してご指導とご助言を頂いた。

本研究の遂行にあたって、農村工学研究所の増本隆夫博士、堀川直紀氏、工藤亮治博士、谷口智之博士、皆川裕樹氏、名和規夫博士には、研究の端緒から本論文の取りまとめに至るまで、終始懇切なご指導と温かい励ましを頂いた。また、同研究所内の水文水資源研究会、気候変動定例研究会の関係者各位には、研究会での議論を通して貴重なご助言を頂くとともに切磋琢磨の機会を与えて頂いた。

中央農業総合研究センター 北陸研究センター（当時）の足立一日出博士には、東頸城地区での試験流域の設営、観測の補助をはじめ、多くの貴重なご助言、温かい励ましを頂いた。また、同横山宏太郎博士には関川流域の貴重な積雪データを提供して頂くとともに、積雪量調査を通じて多くの御助言とご指導を頂いた。

国際協力機構（当時）の飽津博史氏ならびにラオス国「気象水文業務改善計画プロジェクト」の関係各位には、気象、水文データの収集、整理にご尽力頂くとともに、氾濫原調査をはじめとする多くの貴重な経験をさせて頂いた。

さらに、冨澤はる子氏にはデータや文献の整理をはじめとする御協力ならびに多大なる励ましを頂いた。

最後に、教育の機会を与えて頂いた両親、いつも明るい笑顔と温かい励ましで支えてくれる妻と娘には感謝の念に堪えない。

本研究は、これらの方々を含む多くの諸氏のご指導、ご援助の賜である。ここに記して深謝の意を表する次第である。