

博士論文

# 旱魃の将来変化に対する水資源管理の効果に関する研究

( Study on impact of the water resources management on projected future change of drought )

佐藤雄亮

東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤学専攻

2014 年 9 月



# 論文目録

## Chapter 4

- Yusuke Satoh, Yadu Pokhrel, Hyungjun Kim, Kei Yoshimura and Taikan Oki, Hydrological simulation for historical stream drought, Hydrol. Earth Syst. Sci., in preparation.

## Chapter 5

- 佐藤雄亮, 沖大幹, 芳村圭, 人間活動を考慮した温暖化の渇水流量に対する影響評価, 水文水資源学会, 広島, 2012 年 8 月
- Yusuke Satoh, Kei Yoshimura, Yadu Pokhrel, Sujun Koirala, and Taikan Oki, Impact of Climate Change on drought with terrestrial hydrologic simulation considering anthropogenic factors, AGU fall meeting, 2012
- Yusuke Satoh, Yadu Pokhrel, Hyungjun Kim, Kei Yoshimura and Taikan Oki, The Role of Anthropogenic Water Regulation for Drought under Climate Change, Hydrol. Earth Syst. Sci., in preparation.

## Chapter 6

- 佐藤雄亮, 芳村圭, 金炯俊, 沖大幹, 流況への人為影響を考慮した河川渇水の将来予測, 水文水資源学会, 宮崎, 2014 年 8 月 (投稿中)
- Yusuke Satoh, Yadu Pokhrel, Hyungjun Kim, Kei Yoshimura and Taikan Oki, Anthropogenic Water Regulation Can Allviate the Pace of Change in Hydrological Drought due to Climate Change, Hydrol. Earth Syst. Sci., in preparation.





# 論文要旨

本論文は、人為的な水資源管理プロセスを組み込んだ陸面過程モデル HiGW-MAT のオフラインシミュレーションに基づき、水文早魃に関する全球温暖化影響評価の成果をまとめたものである。本論文は 7 章から成る。

1 章では研究の背景と目的を述べた。気候変動に伴う極端現象に対する社会的注目度は高く、早魃もその時空間分布は現在と異なった特徴を有するようになると考えられる。しかし現段階で早魃に関する将来予測の信頼度は高くないとされており、さらなる研究が必要となっている。極端現象の中でも早魃の時空間スケールはとりわけ大きく、その社会的・経済的ダメージの規模も甚大になるため、早魃の将来予測に対する社会的要請は強い。

一方、現代の陸域水環境は貯水池の建設や取水などによる人為的な操作の影響を強く受けており、これらの影響の考慮無くして現実的な温暖化影響評価は難しい。これら、自然の変動を緩和し安定して水を供給する事を目的とする水資源管理は、温暖化に伴う環境変化の影響もある程度は緩和調整する事が期待される。しかしその重要性は認識されてきたものの、水資源管理を考慮した水循環の将来推計はまだ限られた数しか例がない。しかも、それらの多くは解析変数に年平均流量を取っており、早魃に関係する低水状況の変化について、温暖化影響に対する水資源管理の効果に着目し定量評価および議論をした研究は把握する限りまだ存在していない。

適応策への貢献を見据え、本研究は 3 つの問いを立てそれらへの解答を目的とする。1 つ目の目的は温暖化に伴って変化する世界の早魃について、不確実性も踏まえ、その時空間的な変化の特徴を定量的に推定する事である。2 つ目は、既存の水資源管理基盤が温暖化に伴う早魃の変化をどの程度緩和もしくは悪化させるのかを見積もり、社会基盤を用いた温暖化適応能力を推定してその特徴を把握する事である。ところがもし、現在の水資源基盤が将来的な早魃に対して慢性的に力不足になる時が来るならば、我々はその時までには何らかの準備を進めておく必要がある。ではその時期はいつ頃なのだろうか。3 つ目の目的は、適応の進め方を左右する猶予時間に関する知見を提案する事である。

2 章では本研究が対象とする早魃の定義と解析手法を説明する。今回は水文早魃の中でも流況を解析対象とし、閾値法を用いて“自然現象である早魃”および“需給バランスに関する水不足”について、いずれも年平均早魃日数の変化を調べている。

3 章で HiGW-MAT と入力データ、検証用データについて記述した。早魃に関する温暖化影響は、陸面過程モデル HiGW-MAT がシミュレートする現在/将来および水資源管理の考慮/無考慮の合計 4 タイプの早魃日数の差異から議論される。本研究では、取水・灌漑・貯水池操作・地下水汲み上げという 4 種類の人為的水循環操作を考慮し、下記の様に 20 世紀再現実験、将来推計 I、将来推計 II と呼ぶ 3 つのシミュレーションを行なって段階的な 2 つの温暖化評価を進めた。

4 章には再解析データをベースに作成された気象データを HiGW-MAT に与えて 1980-1999 年のシミュレーションについての解析をまとめた。これを 20 世紀再現実験と呼ぶ。その目的は観測や統計データを用いて HiGW-MAT の性能を検証する事で、地下水汲み上げ量、流量、水文旱魃の 3 項目の再現性を評価した。ここでの判断基準は、HiGW-MAT が広域モデルである事を考慮して、変数のオーダーが合っている事と季節～年単位の変動を再現出来ている事としている。地下水汲み上げ量に関しては、汲み上げ量が多い上位 39 か国について統計データと比較し、やや過小評価ながら同じオーダーの再現性を有しているので、シミュレーションは妥当範囲内と判断した。また流量ならびに年平均旱魃日数に関しても、それぞれ季節と年々の特徴的な時系列変化を概ね捉えており HiGW-MAT の出力が今回の旱魃温暖化評価に利用可能であると結論づけた。

20 世紀再現実験に続き、1つの GCM の予測にしたがって 2080-2099 年のシミュレーションを行なった。これを将来推計 I と呼ぶ。5 章には、20 世紀再現実験と将来推計 I の 20 年ずつを比較するタイムスライス方式の擬似温暖化実験の成果をまとめた。この実験の目的は AR5 に向けて作成された最新の温暖化シナリオに基づいて、旱魃の変化の空間的な特徴を整理する事と、水資源管理による温暖化影響の緩和/強化効果を推定する事である。この実験ではまず、現在気候下で人間活動が水文旱魃に与える影響に関して解析を行なった。その結果、水資源管理を考慮すると陸域の 76% で旱魃が増加し、取水が旱魃を増加させるという特性を確認した。貯水池操作は旱魃を緩和しその有効性を示したが、効果はその下流のみで空間的な広がりは限定的である。続く温暖化影響解析では、水資源管理考慮した場合、温暖化により陸域の 40% で有効旱魃日が増加、45% で減少を示した。このうち地中海、北米、中央アジアなどで旱魃の増加が特に顕著な事がわかった。流域スケールの解析から、降水減少が原因で旱魃が増加する地域の他に、中緯度では蒸発散過多で旱魃が増える事や、時系列データから高緯度の融雪レジームの変化に起因する旱魃の増加がある事など、変化要因についての考察を行なった。ここで、温暖化によって旱魃が増加もしくは変化しないと予測された地域のうち、水資源管理がさらに状況を悪化せるケースが 22% にのぼった。一方で、30% の地域では水資源管理により旱魃日数が軽減されており、人間活動は温暖化影響に対してもポジティブにもネガティブにも作用する。そこで Impact Alter Ratio (IAR) という指標を提案して温暖化影響に対する水資源管理の効果を評価した。これにより、水資源管理が温暖化影響に与える影響が、予想される温暖化影響の 10% ～同程度以上のインパクトを持つ地域がある事がわかった。ただし、北米やヨーロッパから中央アジアにかけては取水による旱魃の増加が危惧される地域が広がっており、これらの地域では水利用習慣の改善などが必要である事が示唆された。

続く 6 章は、前章の数値実験を拡張して 5 つの GCM の将来予測に基づき行なった 120 年分 (1980-2099 年) の計算結果の解析についてまとめている。この計算を将来推計 II と呼ぶ。この章の前半では、需給バランスから議論される“水不足”と自然現象である“旱魃”のそれぞれに関して空間的な温暖化影響評価を行ない、旱魃変化のホットスポットの予測とその予測信頼性に

ついて結果を記した。後半では、全球陸域を 26 地域に分類し、地域毎に早魃の時系列変化の特性をまとめている。

水不足日の解析では、温暖化に伴う灌漑用水需要の増加も手伝い、全球の陸域の約 57%で水不足日が増加する。特にヨーロッパ、アメリカ西部・中央部、ブラジル、東アジアにおける増加が顕著である。ただし、5 GCM 間の分散値から、ヨーロッパや南米の結果については他の増加地域よりも信頼性が劣るという結果になった。日本は2～3倍以上の変化率の増加を示す。

早魃についての解析は将来推計 I からの拡張を意識し段階的に行なった。まず、1980-1999 と 2080-2099 の 20 年ずつを比較するタイムスライス実験を行なって早魃変化を調べ、さらに 5GCM 間の違いから将来予測の信頼性が高い地域と低い地域に分類した。比較的高い確信度（合意度+5で変化の標準偏差が1か月未満）で早魃の顕著な増加が予測されたのは、北米中央部と西部、地中海沿岸域、西アジアと中央アジア、南アジア東部と中国北部である。地中海沿岸域やアメリカ西部など、降水減少が原因で早魃が増加する地域は相対的に変化の標準偏差が小さく信頼性が高い。しかしながら、早魃日の増加が大きい地域のうち、北米東部、ウクライナやベラルーシ以西のヨーロッパ、中国の南部など、蒸発散量の増加が原因と考えられる地域では変化の標準偏差が大きく GCM 間のばらつきが目立つ。ただし例外的に中央アジア近辺が蒸発散起因にも関わらず信頼性の高い増加を示した。

領域別のタイムスライス解析では、26 地域中 19 の地域で 21 世紀前半の方が後半より早魃日数の増加が大きくなる事が示された。早魃日数の確率分布は地域ごとに固有の分布を見せ、例外の 3 地域（カナダ東部～アイスランド、北アジア、オーストラリア北部）を除き、時間の経過とともに早魃日数の領域中央値が増加する。続いて、水資源管理の考慮/無考慮の違いに着目し、領域毎に早魃日数の領域代表値（領域中央値の早魃日数、同平均値、現在気候の 95 パーセンタイルの早魃日数を超える領域の面積率）の連続データを解析した。その結果、ほとんどの地域で人間活動を考慮した場合の方が、水資源管理が年々変動を小さくし、それに伴い GCM 間のばらつきも小さくなって信頼性が向上する事を確認した。また、早魃日数の増加率が小さく影響が穏やかに現れるという特徴を示す事が出来た。つまり、水資源管理という人間活動が介在する事で短期的な変動と長期的な変化が小さく抑えられていると言う事である。これは3種類の領域代表値の全てに該当する特徴であった。この水資源管理考慮による変化緩和の有用性は、全球陸域グリッドをサンプルとしてカーネル密度推定を用い作成した確率密度分布からもその特徴がうかがえた。加えて時系列変化の様子から、早魃という自然現象は非線形的な変化特性を持たず、“Abrupt change”と表現される様な変化を見せるタイプの現象ではない事を改めて示せた事も成果である。

最後に、年早魃日数が増加を続け、現在とは異なる状況になってしまうのはいつ頃なのかを見積もった。既存の水資源管理基盤はこれまでのデータに基づき統計的・経験的に計画されているため、早魃が経験範囲を超えてしまうならば何らかの計画修正が必要になる可能性がある。今後の計画のために、その時期の把握が必要な情報である。そこで本研究では、1980-1999 年の間の最小・最大早魃日数に基づいて経験レンジを設定し、領域の中で最も平均的な状況が既存の水

資源基盤の想定を超え異常を迎える時期を“Timing of Perception Change for Drought (TPCD)”と呼び、その推定を行った。結果、時間方向の不確実性を考慮しても、26 地域中 13 の地域で 2050 年代までに TPCD を迎える事がわかった。特に、大きな早魃日数の増加が予測される地域であるアメリカ西部(2017 年)、チリ(2006 年)、地中海沿岸(2027 年)、中東および中央アジア西部(2024 年)、中央アジア東部( 2036 年)、中国(2026 年、2027 年)の全ての地域で、かなり近い将来に領域の平均状態が慢性的に未経験の早魃状態に移行する事が示唆されており、対応のために残された時間は非常に少ないと言う結果を得た。

以上、2 つの数値実験から、冒頭に挙げた 3 つの問いに対して解答を得る事が出来た。1 つ目については、早魃増加が顕著な変化のホットスポットを特定し、その予測信頼性を示した。2 つ目の問いには、水資源基盤を用いた社会の適応能力についてはその空間分布と温暖化影響に対する相対的な効果を推定し、時系列変化を穏やかにするという有効性を示した。そして猶予時間に関する知見については、一つの目安として領域毎の TPCD を推計し、早急な対応が求められると結論づけて 3 つ目の解とした。7 章で本論文の結論として全体を総括し、今後の展望を示す。

# 目次

Chapter 1. 序章 .....	1
1.1. 研究の背景 .....	1
1.2. 水資源管理プロセスを考慮した既存の温暖化研究 .....	9
1.3. 研究の目的 .....	11
1.4. 論文の構成 .....	12
Chapter 2. 旱魃とは .....	14
2.1. 各種旱魃と指標に関する既往の研究 .....	14
2.2. 本研究で扱う旱魃 .....	20
2.2.1 水文旱魃とその判別方法 .....	20
2.2.2 本研究で用いる旱魃の定義と判別手法 .....	21
2.3.3 旱魃解析指標 .....	25
Chapter 3. モデル・データ .....	28
3.1. 陸面過程モデル HiGW-MAT .....	28
3.2. 境界条件 .....	30
3.3. 検証用データ .....	34
Chapter 4. 20 世紀再現実験 .....	35
4.1. 現在気候データ .....	35
4.2. モデル検証・評価 .....	37
4.2.1 地下水汲み上げ量 .....	37
4.2.3 流量再現性 .....	40
4.2.4 旱魃再現性 .....	47
4.3. 20 世紀再現実験およびモデル検証に関する結論 .....	50
Chapter 5. 将来推計 I : 疑似温暖化実験 .....	52
5.1. 実験の目的 .....	52
5.2. 実験設定 .....	52
5.3. 将来気候データ .....	53

5.4.	結果と考察 .....	56
5.4.1	現在気候における水文循環への水資源管理影響 .....	56
5.4.2	現在気候における旱魃への水資源管理影響 .....	56
5.4.3	温暖化による水循環の変化 .....	63
5.4.4	温暖化による水文旱魃の変化 .....	70
5.4.5	水資源管理による温暖化影響の調節効果見積もり .....	74
5.5.	将来推計 I の結論 .....	75
Chapter 6. 将来推計 II: マルチ GCM・時系列変化解析 .....		77
6.1.	実験の目的 .....	77
6.2.	研究の構成 .....	78
6.3.	実験設定 .....	78
6.4.	結果と考察 .....	86
6.4.1	ISI-MIP 参加モデル内での特徴 .....	86
6.4.2	温暖化実験 .....	87
6.4.3	需要供給バランスに着目した温暖化評価 .....	87
6.4.4	旱魃変化と不確実性議論 .....	92
6.4.5	領域別時系列解析 (3 期間比較) .....	96
6.4.6	領域別時系列解析 (120 年連続時系列) .....	101
6.5.	数値実験の仮定に関する考察 .....	111
6.6.	将来推計 II の結論 .....	115
Chapter 7. 終章 .....		117
7.1.	総括 .....	117
7.2	今後の課題 .....	120
Appendices .....		122
Appendix A .....		122
Appendix B .....		126
Appendix C .....		128
参考文献 .....		142
謝辞 .....		157



# 図目次

1.1	数値実験において異なる計算設定の差異からわかる影響の相関図	9
1.2	研究の構成	13
2.1	種々の旱魃のタイプとそれらの関係図	15
2.2	旱魃の伝播特性	16
2.3	対象の時間スケールが異なる閾値法の Q 値の時系列の例	21
2.4	Variable Threshold Method	24
3.1	HiGW-MAT のモデルフレームワーク	29
3.2	(a) 土地利用分類および(b) 土壌タイプ分類	32
3.3	(a) 灌漑面積, (b) 大規模貯水池, (c) 中規模貯水池	33
3.4	シミュレーションの再現性検証を行った代表流域	34
4.1	現在気候における気象入力データのうち 4 変数の空間分布 (a) 降水, (b) 2m 気温, (c) 2m 比湿, (d) 地表面下向き放射	36
4.2	地下水くみ上げ量 (1980-1999 の気候値)	37
4.3	地下水くみ上げ量に関するシミュレーションと統計データの散布図	38
4.4	汲み上げ量上位 3 か国における汲み上げ量に関するモデルと統計データの比較	39
4.5	水資源管理モジュール ON/OFF の計算結果および観測データの月平均流量	43, 44
4.6	GRDC 観測ポイントにおける日流量に関するシミュレーションと観測の相関係数, (a) 水資源管理モジュール ON 時および(b) 水資源管理モジュール ON と OFF の差	46
4.7	シミュレーションと GRDC (観測データ) の年平均流量に関する散布図	46
4.8	コロラド川の流量時系列 (水資源管理の考慮無考慮の比較)	46
4.9	旱魃年におけるシミュレーションと観測データの流況及び旱魃の再現性	49
4.10	有効旱魃日数およびイベント回数に関する観測とシミュレーションの散布図	49
4.11	GRDC 観測ポイントにおける有効旱魃日数の RRMSE 及び相関係数	50
5.1	数値実験 I の実験設計	54



5.2	バイアス補正した変数に関する 21 世紀末と 20 世紀末の差の空間分布 (a)降水, (b)2m 気温, (c)2m 比湿, (d)地表面下向き長波放射	55
5.3 (1)	現在気候における降水量, 蒸発散, 流出, 流量の年平均値の空間分布	60
5.3 (2)	現在気候での水資源管理モジュールの ON/OFF の違いによる 蒸発散, 流出, 流量の差の空間分布	60
5.4	現在及び将来における陸域への水収支 (大陸別)	61
5.5	Historical 期間の(a)有効旱魃日数 および (b)旱魃イベント回数 の空間分布	61
5.6	現在気候での水資源管理モジュール ON/OFF の違いによる旱魃指標の差 (a)有効旱魃日数および (b)旱魃イベント回数	62
5.7	Historical 期間の取水に関する空間分布 (a)合計取水量, (b)要素ごとの寄与率, (c)取水量	63
5.8 (1)	現在から将来にかけての降水(a), 蒸発散(b), 流出(c), 流量(d)の変化量	65
5.8 (2)	現在から将来にかけての降水(a), 蒸発散(b), 流出(c), 流量(d)の変化率	65
5.8 (3)	降水, 蒸発散, 流出に関する現在と将来の緯度平均プロット	65
5.9	各水収支要素の現在から将来にかけての変化量 (大陸別)	66
5.10	現在と将来の月平均流量 (水資源管理モジュール ON)	69, 70
5.11	現在と将来の旱魃指標の差	74
5.12	旱魃の変化の性質の空間分布	74
5.13	水資源管理による温暖化影響の変化	77
6.1	入力の気象データの全球陸域年平均値の時系列 (1980-2099 年)	83
6.2	領域解析用の領域区分	84
6.3	ISI-MIP の水分野影響評価モデルの大陸別水収支	90
6.4	21 世紀末(2080-2099)と 20 世末(1980-1999)の 20 年気候値の差; (a)2m 気温, (b)下向き長波放射, (c)下向き短波放射, (d)顕熱, (e)降水, (f)蒸発散, (g)流出, (h)流量, (i)地下水汲み上げ量, (j)灌漑取水量	91
6.5	21 世紀末(2080-2099)と 20 世紀末(1980-1999)の間の水不足日数の変化	92
6.6	20 年間の平均有効渇水日数	95
6.7	温暖化による年平均有効旱魃日数の変化	95
6.8	温暖化による有効旱魃日数の変化に関するモデル間不確実性 (a)モデル間不確実性, および(b)モデル間標準偏差	96
6.9	5 つの GCM ごとの年平均有効旱魃日数の変化	96

6.10	領域期間別の有効旱魃日数のヒストグラム	101
6.11	領域期間別の有効旱魃日数の箱ひげ図	102
6.12	領域平均値にあたる年平均有効渇水日数の時系列	105
6.13	領域中央値にあたる年平均有効渇水日数平均の時系列	106
6.14	Historical 期間の 95 パーセンタイル旱魃日数を超える Grid 面積率の時系列	107
6.15	有効旱魃日数に関する確率密度分布	108
6.16	TPCD と MinMax 法のコンセプト図	109
6.16	領域毎の (a)TPCD と (b)GCM 間標準偏差	110
6.17	将来人口推移予想	114
6.18	人口変化予測	115
6.19	全球合計地下水汲み上げ量の時系列	115
6.19	全球合計の貯水池の貯留量の時系列	115

# 表目次

1.1	流量に関する旱魃研究（現在気候解析）	7
1.2	流量に関する旱魃研究（温暖化影響解析）	8
2.1	旱魃間の伝播特性	16
3.1	水資源管理モジュールが河川および耕作地に与える影響	28
3.2	HiGW-MAT の入力データ一覧	30
4.1	代表流域データ （流域平均の降水，蒸発散，流出，および観測ポイントの流量について）	45
6.1	ISI-MIP で使用された 5 つの GCM	80
6.2	領域の位置データ	85
6.3	ISI-MIP の水分野に参加した影響評価モデルの一覧	89
6.4	ISI-MIP 水分野の参加グループが提出しアーカイブされている変数	90
6.5	気温，降水，蒸発散，流出（1980-1999，2045-2064，2080-2099）および変化量	99
6.6	有効旱魃日数(a)および水不足日(b)に関する領域毎の “Timing of Perception Change for Drought”	111



# Chapter 1. 序章

## 1.1. 研究の背景

### 地球水循環と水資源管理

「人新世 (Anthropocene)」[Crutzen and Stoermer, 2000; Zalasiewicz et al. 2008]という新語に代表されるように、人間社会が地球環境に与える影響は増大を続けている。これは人間が安定した社会生活を目指してきた結果であり、例に漏れず陸域水循環も人間活動の影響を多分に受けている[Nillson et al. 2005; Döll et al. 2009; 2012; Haddeland et al. 2006a; 2006b, 2013]。気候変動に関する研究で“人間活動”と言うと人為的な二酸化炭素排出を指す場合が多いが、陸域の水循環は水資源管理を目的とした人為的な改変を受けており、これもまた人間活動である。その為、程度や構成要素には地域差があるものの、現在、人間社会をとりまく実際の水循環を人の介入を除いて議論する事は出来ないと言ってよい。

例えば、多くの河川がダムによって分断されている[Nillson et al. 2005; Chao et al. 2008; Lehner et al. 2006]。堰の高さが 15m 以上で貯水容量が 0.5km<sup>3</sup> 以上の大規模貯水池は世界に約 33000 存在し、新規建設の速度は落ちたもののその数は増加を続けている[ICOLD, 2009; Lehner et al. 2004]。これらの貯水池は豊水期のピーク流量を抑え低水期には貯えた水を放流する事で流況を平滑化させ、水資源の安定供給を可能にする。ゆえに、現代の河川環境を議論する際に貯水池操作の考慮は不可避と言える[Wu and Chen 2011; Hanasaki et al. 2006; Wisser, 2010]。一方、人口増加や経済発展に伴ってますます増加すると予想される河川からの取水も陸域水循環に影響を与える[Döll and Siebert 2002; Döll et al. 2009; 2012]。Döll and Siebert 2002 によれば、取水の多くを農業用水が占め、農作物はその 40%が灌漑を利用した生産で、世界の水需要の 90%は灌漑目的に使用されている。この耕作地への人工的な水の供給は潜熱を増加させ、地表面の水熱収支に影響を与える[Douglas et al. 2006; Haddeland et al. 2006b; Pokhrel et al. 2011]。また一部の地域では、水需要を満たすための地下水に対する過剰な依存が急激な地下水面の低下を招いており、貴重な地下水資源の枯渇が危惧されている。温暖化により早魃が増加すると予測される地域、例えば、降水が減少、または蒸発散の増加が降水の増加を超えるような地域では、今後更に、こういった水資源管理基盤を用いた人為的な操作が増加すると予想される。

## 変化に対する適応手段としての水資源管理

上記にある貯水池操作や灌漑設備のように、人間が水資源管理基盤を整え水文環境に手を加えるのは、自然の変動を出来る限り緩和して安定した水供給を実現する事を目的としている。温暖化による水文循環の変化が危惧されている中、この事は水資源管理が温暖化による変化を緩和し、好ましくない状況を回避するための有効な手段となり得る可能性を示唆している。そのため、特に旱魃や洪水などの極端現象と社会の関係を議論する際には人為的な水循環操作の寄与は非常に重要な要素である。温暖化起因の変動が現在気候の年々変動内にとどまっているうちは既存の水資源管理基盤によって対応可能かもしれないし、それでは対応出来なくなり増強や新設が必要になる事も考えられる。温暖化によって環境が変化する中で、既存の水資源管理基盤はどれほどの効果を持ち、その限界はどれほどなのか。気候変動に対する適応策を模索する中で、それらの定量評価は温暖化影響の予測と並び今後の方針を決定するために非常に重要な情報である。

## 旱魃の脅威

洪水や津波と並ぶ水災害に旱魃が挙げられる。詳細は 2 章にまとめるが、旱魃とは一般に“降水の減少をきっかけとして異常に水が少ない状況が長期にわたって継続する自然現象”と言え [IPCC, 2012] , 分野や評価目的に応じて旱魃には複数のタイプとインデックスが存在する。 [Mishra and Singh, 2010]

まずここで定義を区別すべきは、社会にとって問題となる“水不足”は需要と供給のアンバランスが発生している状況を指し、気象・水文学的には旱魃はそのうちの供給面に影響を与える“自然現象”であるという点である。旱魃には需給バランスに注目した社会経済的旱魃 (Socioeconomic Drought) [Wilhite and Glantz et al. 1985; Mishra and Singh, 2010] という分類も存在するが、本研究では旱魃を自然現象として扱いより広義の意味をとる事とする。

旱魃は自然災害の中でも突出して時空間スケールが大きな現象である。その被害は時に大陸スケールまで拡大し何年も継続する場合もあり、旱魃による水不足は一度発生すると水資源や農作物だけではなく製造業や観光業、エネルギー分野など複数の分野に被害を与える。短期間のうちに大きな被害をもたらす他の災害と比べ、長期にわたる旱魃は影響が蓄積される事で被害が大きくなる点に特徴がある。しかも、旱魃は地震や火山噴火と異なり地球上のどこでも起こり得る災害である。直接的な経済被害だけでも、20 世紀の被害額の世界合計は 800 億米ドルに及ぶと報告されている [EMDAT, 2014]。さらに間接的な経済被害も含めれば被害額はさらに膨らみ、旱魃は最も経済的被害の大きい自然災害であると言われる [Wilhite et al. 2000, 2007]。ヨーロッパにおける過去 30 年ほどの旱魃被害額は 1350 億米ドル [EC, 2007]、20 世紀末のアメリカにおける旱魃被害額の年平均は 60~80 億米ドルにのぼる [Wilhite, 2000]。1 イベントに限っても、例えば

1988年に北米で起きた旱魃は400億米ドルの被害をもたらした[AMS, 1997]。また被害人口の多さも旱魃の特徴である。1900～2004年の間の自然災害関連の死者のうち半数以上が旱魃に関係があるとされている[EMDAT, 2014]。2011年に東アフリカで起きた旱魃[Lyon and Dewitt 2012]は大規模な飢饉を引き起こし、ジブチ、エチオピア、ケニア、ソマリアなどで多数の死者を出している[United Nations 2011]。2010-2012年のアメリカ・テキサスを中心とする旱魃はその後2012-2014年にさらに被害域を広げている[Peterson et al. 2012; Seneviratne 2012; Hoerling et al. 2012]。2014年7月の現時点でアメリカ西部・カリフォルニアや中国・中央部を中心として記録的な旱魃状況にあり、水資源と農作物への被害が深刻な問題となっている。その他にもこの10年ほどの間に、2000-2002年、2008-2010年、2012-2013年のインド、2003-2004年にアフリカ中央部から東部にかけて、2005年、2010年のAmazon[Marengo et al. 2008; Lewis et al. 2011]、2003年、2009-2011年の中国[Barriopedro et al. 2012; Sun and Yang 2012]、2010年のロシア西部、2000年以降継続している豪州の旱魃[McGrath et al. 2012]など、各地で記録的な旱魃イベントが記録されている[Sheffield and Wood, 2011, EMDAT, 2014]。これらの被害を鑑み、世界気象機関(WMO)、国連食糧農業機関(FAO)及び国連砂漠化対処条約(UNCCD)を中心に国連の場でも会合が開かれており、そこでは旱魃のモニタリング体制 [Hao et al. 2013, <http://drought.eng.uci.edu/>など]の整備や早期警戒システムの確立などのリスク管理や予防的な旱魃対策の必要性がコンセンサスとなっている。

## 気候変動に伴う旱魃の変化

気候変動の進行に伴って降水は頻度や継続時間、強度などの特性が変わり、気温上昇により蒸発散量は増加すると予測されている [Lambert, 2006; Trenberth, 2003]。それに伴い旱魃が増加し利用可能な水資源に与える影響が懸念されている[Dai, 2011]。

## 近年の旱魃増加に関する研究の現状

Sheffield et al. [2012]は土壌水分に着目し、1950-2008年について観測ベースのデータと2種類の可能蒸発散量の算出式(Thorntwaite 式[Thorntwaite 1948]とMonteith 式[Monteith 1965])を用いてPalmer's Drought Severity Index (PDSI, Palmer 1965)を計算した。その結果、いずれの方法でもこの期間についていくつかの地域で顕著な旱魃の増加傾向を捉えた。特に顕著な増加傾向を示したのは東アジア、中央アフリカとサヘル域、ヨーロッパ中央部から南部、豪州東部である。またDai [2013]も1950-2010年についてPDSIのトレンドを示したが、アメリカ中央部から東部にかけてやAmazonなど、複数の地域でSheffield et al. [2012]と異なるトレンドの空間分布を示している。Orlowsky et al. [2013]は全球を対象に1950-2009と1979-2009年間の

降水と土壌水分の旱魃のトレンドを解析した。彼らは観測ベースの降水データと第五期気候モデル比較プロジェクト (the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project, CMIP5) の GCM 出力を使い、降水についての指標である Standardised Precipitation index (SPI, McKee et al. 1993) と土壌水分に関する指標の Soil Moisture Anomalies (SMAs) を旱魃解析の指標に用いている。その結果、前述した様に近年各地で大きな旱魃が続いているにも関わらず、SPI はいずれのデータセットの場合にも増減トレンドを示さなかった。一方、SMA から求まる土壌水分の旱魃頻度は地中海沿岸域、南アフリカ、アメリカ中央部とメキシコ、ブラジル北東部などで増加傾向を見せた。よってこの土壌水分旱魃頻度の増加トレンドに対して、降水の減少はその一因にしかすぎず、蒸発散の増加が効いていると述べている。この事は、地表の水資源への旱魃影響を評価する場合などは降水の見るのみでは不十分で、陸面の変数を調べる必要がある事を示唆している。ここに述べた 3 つの研究からわかるように、土壌水分に直目すると 20 世紀後半から現在までに増加トレンドを示す地域が存在するが、どの水文要素をどんな指標とデータで解析するかによって研究毎に結果には差異が存在する。

#### 旱魃の将来変化に関する研究の現状 1 (降水と土壌水分)

将来の旱魃については第 3 期気候モデル比較プロジェクト (CMIP3) や CMIP5 の GCM 出力をもとに解析されている。これらは気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第四次報告書 (AR4) と第五次報告書 (AR5) に向けて作成された温暖化シナリオに基づいており、それぞれ、排出シナリオに関する特別報告で提案されたシナリオ (Special Report on Emissions Scenarios: SRES, Nakic'enovic' et al. 2000) と代表濃度経路シナリオ (Representative Concentration Pathways: RCP, Moss et al. 2010) に沿った将来予測をしている。

近年の研究のいくつかは旱魃の増加傾向を示しており、気候変動下の旱魃の変化に関する研究の必要性を示している [Dai, 2011]。Beniston et al. [2007], Calanca [2007], Blenkinsop and Fowler [2007] などは降水や気温を用いて解析をしている。また、土壌水分について解析した代表例として下記の Sheffield and Wood [2008], Wang [2005], Orłowsky and Seneviratne [2013] などが挙げられる。Sheffield and Wood [2008] は土壌水分に着目し、SRES B1, A1B, A2 のシナリオに沿って CMIP3 の 8GCM の将来予測に基づく温暖化影響評価を行なっている。どの温暖化シナリオでも全球の多くの地域で土壌水分が減少を示し、4-6 ヶ月の旱魃になる地域は 2 倍に、12 ヶ月を超える長さの旱魃では 3 倍に増加するとしている。旱魃が増加する地域として特に地中海沿岸域、アフリカ西部、中央アジア、アメリカ南部からメキシコにかけての地域を挙げている。また、アメリカ西部・中央部・東部はシナリオによって旱魃が増加するとしている。Wang [2005] も SRES A1B の温暖化シナリオに従い CMIP3 の 15GCM の土壌水分を用いて、土壌水分の旱魃に関する将来予測を行なった。結果、北米南西部、アメリカ中央部、地中海沿岸域、豪州、



南アフリカでは年を通して乾燥傾向が強まり、Amazon とアフリカ西部では北半球の夏季、アジアモンスーン域では同冬季に乾燥傾向を示した。しかしながら、北半球中～高緯度以外の地域ではモデル間の一致度は低く、将来予測に大きな不確実性がある点を指摘している。また、前述の Orłowsky and Seneviratne [2013] は SPI と SMA について将来予測(2006-2100)も行なっている。CMIP5 に参加した 39GCM の出力のうち RCP 温暖化シナリオの RCP2.6, 4.5, 8.5 で使用可能なものを使い、合計で、SPI は 103 個、SMA は 78 個の長期データを解析している。現在気候の解析結果とは異なり、将来期間では SPI と SMA の両方で増加トレンドを結果となっている。増加のホットスポットとして地中海沿岸域、南アフリカ、アメリカ中央部とメキシコが挙げられており、Sheffield and Wood [2008] と近い空間分布をとっている。しかし予測には GCM 間のばらつきがあり、Orłowsky and Seneviratne [2013] はその不確実性を議論している。

## 旱魃の将来変化に関する研究の現状 2 (河川流量)

Table. 1.1 にこれまでの河川流量に着目した旱魃の代表研究、Table. 1.2 には温暖化影響評価に関する研究例をまとめた。大きく分けて、対象とする次期(現在/将来)、水資源管理の考慮、旱魃解析法によって表は 8 種類に分類出来る。3 つ目の旱魃解析方法は大きく分けて、低流量の変化を見る解析と、なんらかの閾値を設けて旱魃判別をして日数や水不足量を算定する解析と 2 種類に分けられる。将来について、Hirabayashi et al. [2008] は全球を対象に日本の GCM である MIROC の将来予測に基づき陸面モデル MATSIRO を用いて日流量を算出、年平均旱魃日数の変化を解析して北米、南米、アフリカ中部と南部、中東、オーストラリア、インドシナ半島から中国南部など広範囲で旱魃が増加するとした。Feyen and Dankers [2009] はヨーロッパを対象とする解析を行ない、融雪レジームの変化による雪のない時期の旱魃の増加を示唆している。また、マルチ GCM フォーシングを用い結果のばらつきから不確実性議論を行なっている研究として Arnell and Gosling [2013], Wanders and van Lanen [2013], van Huigevoort et al. [2014] が挙げられる。これらの研究は GCM で予測される気象データをもとに、陸面モデルか水文モデル(本論文ではこれらをまとめてインパクトモデルと呼ぶ)で流量を算出しており、van Huigevoort et al. [2014] はさらにマルチインパクトモデルによる不確実性についても議論している。いずれの研究でも顕著な増加を示す地域が挙げられるが、強度や分布にはまだ不確実を伴う状況である。

## 現状の早魃将来予測に対する評価

将来の早魃のリスクに備えるためには、現在気候の早魃の解析と将来予測から時空間的な早魃の変化を捉えてその特性と脆弱地域を特定する必要があるため、上記のように早魃に関する温暖化影響評価が進められてきた。それらを踏まえ IPCC AR4 報告書においては、亜熱帯域や中緯度を中心として複数の地域で“likely”から“very likely”までの確信度で気候変動による早魃の増加が示唆された [Kundzewicz et al., 2007, Christensen et al. 2007]。しかし観測データの不足、解析に使用しているモデルや早魃指標の違いに起因する結果のばらつきなどから、IPCC AR5 報告書では早魃予測に関する総合的な確信度が見直され、“medium”に下方修正されている [IPCC, 2013]。それ故、早魃変化に関する予測信頼性を向上させるために一層の早魃研究の推進が必要とされている。特に、Senevirtne et al. [2012]で指摘されるように、河川流量に関する早魃の将来予測は降水や土壌水分と比較するとその研究例は限られており更なる知見が求められている。

水資源問題は需要と供給のバランスの問題であると前述した。需要面については、Shiklomanov [2000]や Schewe et al. [2013]が人口増加や経済発展による水需要増加に起因する水ストレス人口の増加を指摘している。Wada et al. [2013] は最新の温暖化シナリオのうち最も深刻な温暖化を示すシナリオにおいて、北半球夏季の灌漑用水需要が 20%増加し、全球の 80%以上で需要のタイミングがシフトすると推計しており、量・タイミングともに水需要が変化を見せる予測となっている。また IPCC AR5 では経済社会の変化についてもシナリオ (the Shared Socio-economic Pathways [Kriegler et al. 2012; O'Neill et al. 2013] ) が作成され、今後は新社会シナリオに基づいた水需要予測も進むと予想される [Hanasaki et al. 2013a; 2013b]。将来的な水不足を予測しそれに備えるためには、そうした需要サイドの将来予測と合わせて供給サイドの問題である早魃に関しても温暖化影響評価を進めていく必要がある。

Table 1.1: 流量に関する早乾研究 (現在気候解析)

手法	論文Title (年代順)	モデル・データ	人間活動モジュールの有無				気象 フォーシング アンサンブル	対象領域	水文早乾解析手法	解析変数	Pooling 効果の考 慮	minor drought の除去処理	流量データの時間 スケール	備考
			取水	灌漑	貯水池 操作	地下水 汲み上げ								
観測データ	Soule and Yin (1995)	PHDI records <sup>※1</sup>					1985-1989 1926-1993 1935-1995 4-92年間 1964-2001 1961-1990 1961-1997 1963-2001 23-50年間	USA国内 344区域	Palmer Hydrologic Drought Severity Index (PHDI)	PHDI			Annual	
	Tallaksen et al. (1997)	-						デンマークの 2流域	固定閾値法 Q <sub>50</sub> , Q <sub>70</sub> , Q <sub>90</sub>	早乾日数, Deficit Volume	○	○	Daily	•AMS法とPDS法 •Pooling手法に関する考察
	Stahl (2001)	the European Water Archive <sup>※2</sup>						ヨーロッパ 最大612地点	可変閾値法 Q <sub>70</sub> , Q <sub>90</sub>	早乾日数, イベント回数, Deficit Volume, RDI	○	○	Daily	•RDI (Regional deficiency index) •Moving window threshold 法
	Feig et al. (2006)	ASTHYDA (2006)						全球16地点	可変閾値法 Q <sub>20</sub> -Q <sub>90</sub>	早乾日数, Deficit Volume	○	○	Daily	•Pooling手法に関する考察
	Feig et al. (2011)	-						デンマークと イギリスの 56地点	可変閾値法 Q <sub>70</sub> , Q <sub>90</sub>	早乾日数	○	○	Daily	•Regional drought area index •気象条件との対応づけを試みている
モデル	Dell et al. (2009)	WaterGAP (0.5° × 0.5° )	○	○	○		1	全球	低水量の変化を解析	Q <sub>90</sub>			Monthly	• <b>流況への人間活動を評価した初の研究</b> •他に平均流量, 季節変動, 年々変動について も解析
	Tallaksen et al. (2009)	SWAP, MODFLOW (500m)					1	Pang流域, UK	固定閾値法 Q <sub>80</sub>	早乾日数, Deficit Volume, 早乾面積			Monthly	•降水, 浸透, 地下水も解析 •早乾伝播について議論
	Crozo-Perez et al. (2011)	WaterGAP (0.5° × 0.5° )					1	全球	可変閾値法 Q <sub>80</sub> (準Daily <sup>※3</sup> )	早乾日数, イベント回数, Deficit Volume		○	Daily	•基底流量で解析 •時空間解析 (nonContiguous法とContiguous法)
	Prudhomme et al. (2011)	JULES MPI-HM WaterGAP (0.5° × 0.5° )			○		1	ヨーロッパ	可変閾値法 Q <sub>90</sub>	RDI			Daily	•RDI (Regional deficiency index) •Moving window threshold 法 •インパクトモデル間比較
	van Loon and van Lanen (2012)	HBV GWAVA, H08, HTESSEL, JULES, LPJmL, Mac-PDM, MATSIRO, MPI-HM, ORCHIDEE, WaterGAP (0.5° × 0.5° )					1	ヨーロッパの 5流域	可変閾値法 Q <sub>80</sub> (準Daily <sup>※3</sup> )	開始タイミング, 継続日数	○	○	Daily	•早乾伝播特性に着目して水文早乾を分類
van Huisevoort et al. (2013)							1	全球 (補完解析)	閾値法 Q <sub>80</sub>	早乾日数, イベント回数			Monthly	•水文早乾の再現性に関するモデル間比較 •解析方法はvan Huisevoort(2012)で提案 •Runoffに関する早乾解析 •検証は気象早乾と比較して行う •2種類の早乾の関連性を解析 •領域解析
									the consecutive dry period method	早乾面積				
Wada et al. (2014)		FOR-GLOBWB (0.5° × 0.5° )	○	○	○		1	全球	可変閾値法 Q <sub>80</sub>	イベント回数, Deficit Volume			Monthly	•人間活動の有無の違いによる差異を評価

※1 National Climatic Data Center (1990)

※2 Roald et al. (1993)

※3 Monthlyの閾値を30日移動平均でスムージングしている

Table 1.2: 流量に着目した早乾研究（温暖化影響解析）

手法	論文Title（年代順）	人間活動モジュールの有無				温暖化シナリオ	気象フォレンジングアンカフル	バイアス補正	対象領域	水文早乾解析手法	解析変数	Pooling effectの考慮 除法処理	流量データの時間スケール	備考
		モデル・データ	取水	灌漑	野水池操作	地下水汲み上げ								
モジュール	Lehner et al. (2006)	WaterGAP (0.5° × 0.5°)	Agri, Ind, Hou, Liv	○			business-as-usualを想定	2	デルタメソッド (P,T)	Historical期間のMedian値	Deficit Volume (から求める超過率)		Monthly	• 農業社会シナリオも考慮 • 洪水についても解析 • 温暖化影響について人間活動有り無しと比較はされていない
	Hirabayashi et al. (2008)	MATSIRO (1° × 1°)					SRES A1B	1	補正なし	Q90 (Daily)	早乾日数		Daily	• 洪水についても解析
	Feven and Dankers (2009)	LISFLOOD (5km)					SRES A2	1	補正なし	一般極値分布を用いた年最大7日平均流量の分布から求めるn年再帰流量7Qn	7Q90, 7Q90	○	Daily	• Frostとnon-Frostの2期に分けて解析
	Doll and Zhang (2010)	WaterGAP (0.5° × 0.5°)	Agri, Ind, Hou, Liv	○	○		SRES A2, B2	2	デルタメソッド (P,T)	低水量の変化を解析	Q90		Monthly	• 現在気候の水資源管理の影響と温暖化影響を比較、温暖化影響について人間活動有り無しと比較はされていない • 0.10, 0.0mean, 季節ごとの平均流量についても解析 • 土地利用と水需要は2002年に固定
モジュール	Doll and Schmied (2012)	WaterGAP (0.5° × 0.5°)	Agri, Ind, Hou, Liv	○	○		SRES A2, B2	2	デルタメソッド (P,T)	低水量の変化を解析	Q90		Monthly	• 流況への温暖化影響評価が目的 • 水資源管理有り無し比較は諸点ではない • 0.10, 0.0mean, 季節ごとの平均流量についても解析 • 土地利用と水需要は2002年に固定 • 温暖化影響について人間活動有り無しと比較はされていない
	Amell and Gosling (2013)	Mac-PDM (0.5° × 0.5°)					SRES A1B	21	デルタメソッド (P,T)	低水量の変化を解析	Q90			• マルチフォーミングによる不確実性議論 • パフォーマンスリーディング • 0.10, 0.0mean, 季節ごとの平均流量についても解析 • 領域解析
	Wanders and van Lanen (2013)	van Lanen et al. (2013) (0.5° × 0.5°)					SRES A2	3	Plan et al. [2010a,b]	可変閾値法 Q90 (準Daily)	早乾日数, Deficit Volume		Daily	• もともとQ80はMonthly値だが、30日幅のmoving average でスムージング • Similarity Index
	van Huigevoort et al. (2014)	JULES LPJmL MPI-HM WaterGAP Orchidee (0.5° × 0.5°)					SRES A2	3	Plan et al. [2010a,b]	可変閾値法 Q90 (準Daily)	早乾日数, Deficit Volume, 早乾面積		Daily	• マルチインパクトモデルの早乾温暖化評価
本研究 (数値実験 I)		HiGW-MAT (1° × 1°)	Agri, Ind, Dom	○	○	○	ROP 8.5	1	デルタメソッド (P,T, LWQ)	可変閾値法 Q90 (Daily)	早乾日数, イベント回数	○	○	• 土地利用・工業・家庭用水需要は2000年に固定
	本研究 (数値実験 II)	HiGW-MAT (0.5° × 0.5°)	Agri, Ind, Dom	○	○	○	ROP 8.5	5	Hempel (2013)	Q80 (Daily) 可変閾値法 水需要	早乾日数 水不足日数	○	○	同上

## 1.2. 水資源管理プロセスを考慮した既存の温暖化研究

### 水資源管理プロセスを考慮したモデルの登場

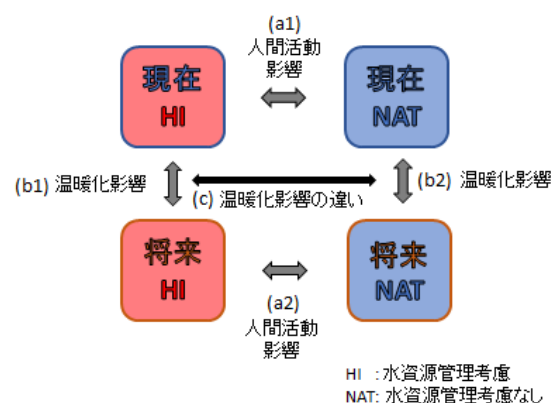
旱魃や水資源に対する温暖化影響を評価する際、広域スケールの情報を得るために複数の研究がモデルを用いて温暖化に伴う流況の変化を議論してきた。しかし、それらの研究は水循環への人為的な関与を考慮しておらず、その点を課題とする研究が多かった。[Arnell 1999; Nijissen et al. 2001; Arnell 2003; Milly et al. 2005; Nohara et al. 2006; Tang and Lettenmaier 2012; Hagemann et al. 2013]。しかしながら近年、水資源管理を考慮した全球モデルが世界に少なくとも 9 つは存在するようになり、そうしたモデルを用いて現在気候下の水資源管理の影響が自然状態の水循環と比較議論されている[Haddlenand et al. 2006b; 2011; Rost et al. 2008; Hanasaki et al. 2008a; 2008b; Döll et al. 2009; Wisser et al. 2010; Stacke et al. 2012; Wada et al. 2011; Pokhrel et al. 2011; 小槻ら 2011 (Table. 6.1 参照)]。それでも河川流量を対象にした全球スケールの旱魃研究で人為的な水資源管理を考慮した研究例は非常に限られている。現在気候を扱うものが Table. 1.1 に示す Döll et al. [2009], Prudhomme et al. [2011], Wada et al. [2013] の 3 件のみ、将来については Table. 1.2 に示すように水文モデル WaterGAP[Alcamo et al. 2003; Döll et al. 2003]を使用した Lehner et al. [2006]と Döll and Zhang [2010], Döll and Schmied [2012] の 3 件が存在するのみである。

### 現在気候下の水資源管理の影響評価

これらのモデルでは水資源管理の考慮/無考慮を指定して両方のパターンをシミュレートする事が出来る。水資源管理の考慮/無考慮以外を全て同じ設定で計算した場合、その結果の違いは水資源管理の影響と言える (Fig. 1.1 の a1 と a2)。一方、現在と将来の差が温暖化影響である (Fig. 1.1 の b1 と b2)。

モデル実験のこの特性を活用し、Döll et al. [2009]は現在気候について水資源管理が流況に

与える変化を初めて全球規模の解析をした。水資源管理の考慮/無考慮の結果を比較して年平均流量や季節変動の現れ方などと共に低流量についても調べており、取水によって低流量に該当する流量が小さくなる事と、ダムの下流では低流量が大きくなる事を示した。また、灌漑と貯水池操



**Figure 1.1:** 数値実験において異なる計算設定 (現在/将来と水資源考慮の有/無)の差異からわかる影響の相関図

作の両方の効果で流量の季節変動は小さくなるが、灌漑が理由で年々変動が増大するとしている。同様に Wada et al. [2013]は、取水によって水不足量が 10~500%増加している事を示唆し、人間活動が旱魃を悪化させるとした。これらはいずれも Fig 1.1 の(a1)にあたる影響評価である。

#### 将来気候下で動的に変化する水資源管理影響を評価する研究の欠如

旱魃について、この現在気候下の水資源管理の影響を温暖化の影響と直接比較する研究が 1 件だけ発表されている。Fig 1.1 の(a1)と(b1)の比較である。Döll and Zhang [2010]は SRES A2 と B2 シナリオに沿った 2GCM の将来予測を用いて、1961-1990 年と 2041-2070 年の間の温暖化影響と 2002 年のデータを使った水資源管理影響を比較した。その結果、年平均流量や季節変動の変化については水資源管理より温暖化の方が大きな影響を持つが、低水量については例外で、水資源管理（特に取水）による影響が温暖化影響に勝ると結論づけている。低水について水資源管理による影響が温暖化影響に勝る地域として、アメリカ全域、地中海沿岸域、アジア西部と南部を挙げている。

同様の比較評価は、水資源や陸面水熱収支を対象とした研究も含めれば他にも数件が存在する。例えば、Fekete et al. [2010] は全球を対象として、現在の水資源管理が年平均流出量に与えるインパクトが今後 40 年間のうちに起こると予想される温暖化の影響に等しい、もしくはそれを上回ると結論付けている。Haddeland et al. [2013]は年平均流出の変化について、水資源管理プロセスを組み込んだ 7 つの陸面モデルもしくは水文モデルを用いた解析を行なった。それによると灌漑が盛んなアジアや米国西部では現在の水資源管理の影響が全球平均気温 2~3K 上昇の温暖化影響に相当すると見積もっている。流域スケールでは Fergason et al. [2012] が灌漑や地下水利用による潜熱や地下水面への影響を見る事で、利水に関する人間活動が地表面の水熱収支に対して温暖化影響と同程度のインパクトを持つと結論づけている。

だが、これらの研究は“これまでに人間が自然に与えた影響”を“今後予想される変化”と比較しており、水資源管理がこれから起こる温暖化影響をどれほど緩和出来るのか適応能力を示す研究ではない。確かに、Döll and Zhang [2010]のような比較評価は水資源活動が将来の旱魃に与える影響を推測する際に有意義な基礎情報を提供するが、貯水池操作された低水量や灌漑取水量は気温や降水に強く依存するため、水資源管理の効果は温暖化に伴って時系列変化し一定ではない。Döll and Zhang [2010]は 1951-2002 年の間の灌漑需要が全球で 2 倍に増加したと述べており、灌漑需要の増加まで加味していたら、彼らの結果において低水に対する水資源管理の影響はますます温暖化影響に卓越したはずである。

そこで、温暖化の対策を立てる事を目的に温暖化に伴う環境変化への社会の適応能力を見積もるためには、水資源管理の影響の時系列変化も加味し、水資源管理を考慮した場合としない場合の温暖化影響を比較するのが直接的な方法である。これは Fig.1.1 では水資源管理の考慮/無考慮違

いによる温暖化影響の差異である(c)の評価にあたる。適応能力の不足を把握するためには、(c)と温暖化影響(a1)を比較すれば良い。しかし、これらの評価は未だ行なわれていない。

Lehner et al. [2006] は社会シナリオを仮定して将来の旱魃を予測したが、Döll and Zhang [2010]や Döll and Schmied [2012]は灌漑地や貯水池の分布は 2002 年のに固定していた。上記で提案した比較評価において気候のみ変えて社会シナリオや固定する設定が推奨される。なぜなら、そうすることで気候要因の変化と社会要因の変化を切り分ける事が出来ると言うメリットがあるからである。これにより、気候変化に応じた社会再度の不足具合を見積もる事が可能となり、提案型の結果を出す事が出来る。

### 温暖化影響評価における極端現象議論の必要性

最後に特記したいのは、温暖化影響評価における渇水や洪水解析の重要性である。GCM による将来予測で長期平均の偏差は比較的信頼性が高いとされるため、多くの温暖化研究では、年平均流量など、水文循環変数の長期平均を解析する例が多い。水資源への影響に着目した前述の Haddeland et al. [2013]や Fekete et al. [2010]は年の平均値について議論している。しかし、災害として社会に被害を及ぼすのは極端現象である。現状では流量や地下水を解析対象とした水文旱魃の研究は事例に限られており、そのため水文旱魃について様々な視点からの知見を貯えていく必要がある。Lehner et al. [2006]や Gosling et al. [2011]も旱魃や洪水と言った極端現象の変化こそ重要な温暖化影響であると考え、低流量や大流量について解析する必要性を主張している。また、水資源基盤は安定した水供給のために作られているのだから、水資源管理の影響を評価するならば年平均流量ではなく低水や豊水期などの変化を議論する方法がその有効性が十分に評価できる。

## 1.3. 研究の目的

社会に大きな被害を与える旱魃は温暖化によって全球の広範囲に増加すると言われており、対策のため旱魃変化の予測は社会的な課題である。しかしながら、モデルを用いた既存の将来予測の多くには水資源管理による流況への人為影響が考慮されておらず、それらは現代の陸域水循環において重要な要素を欠いた予測結果であった (Table. 1.2)。また今後、社会が予測される旱魃の増加に備え適応するためには、既存の水資源基盤が将来の環境に対して持つ適応能力を把握する必要がある。

そこで本研究では水資源管理を考慮した最新の陸面過程モデル HiGW-MAT [Pokhrel et al. 2011]を用いて既存の旱魃研究と比べより現実に近い全球オフラインシミュレーションによる温暖化影響評価を行い、信頼性の高い旱魃変化の将来予測を目指した。モデルを用いた今回の予測では温暖化影響の他に、水資源管理の考慮/不考慮のシミュレーション結果の差異から人間活動の影響を調べる事が出来る。そこで旱魃の将来予測に加え、温暖化影響に対する水資源管理の調整機能も定量的に評価する。本研究では下記の3点の見積もりを目指し温暖化影響評価を行う。

- ① 温暖化により変化する世界の旱魃及び水不足を予測の不確実性も踏まえて定量的に評価する
- ② 既存の水資源管理基盤がどの程度将来の旱魃を緩和もしくは悪化させるのか推定する
- ③ 対応準備の猶予時間を見積もるために現在と比べより深刻な旱魃になる時期を推定する

## 1.4. 論文の構成

本研究では、20世紀再現実験、将来推計Ⅰ、将来推計Ⅱと呼ぶ3つのシミュレーションを行なって段階的な2つの温暖化評価を進めた (Fig. 1.2)。本論文は7章から成る。

2章では本研究が対象とする旱魃の定義と解析手法を説明する。今回は水文旱魃の中でも流況を解析対象とし、閾値法を用いて“自然現象である旱魃”および“需給バランスに関する水不足”について、いずれも年平均旱魃日数の変化を調べている。

3章で HiGW-MAT と入力データ、検証用データについて記述した。

4章には再解析データをベースに作成された気象データを HiGW-MAT に与えて行なった1980-1999年のシミュレーションについての解析をまとめた。これを20世紀再現実験と呼ぶ。その目的は観測や統計データを用いて HiGW-MAT の性能を検証する事で、地下水汲み上げ量、流量、水文旱魃の3項目の再現性を評価した。

20世紀再現実験に続き、1つの GCM の予測にしたがって2080-2099年のシミュレーションを行なった。これを将来推計Ⅰと呼ぶ。5章には、20世紀再現実験と将来推計Ⅰの20年ずつを比較するタイムスライス方式の擬似温暖化実験の成果をまとめた。この実験の目的は AR5 に向けられて作成された最新の温暖化シナリオに基づいて、旱魃の変化の空間的な特徴を整理する事と、水資源管理による温暖化影響の緩和/強化効果を推定する事である。この実験で旱魃増加が顕著な変化のホットスポットを特定とその原因を解析し、その予測信頼性を示した。また、水資源基盤を用いた社会の適応能力についてはその空間分布と温暖化影響に対する相対的な効果を推定している。



続く 6 章は、前章の数値実験を拡張して 5 つの GCM の将来予測に基づき行なった 120 年分（1980-2099 年）の計算結果の解析についてまとめている。この計算を将来推計Ⅱと呼ぶ。この章の前半では、需給バランスから議論される“水不足”と自然現象である“早魃”のそれぞれに関して空間的な温暖化影響評価を行ない、早魃変化のホットスポットの予測とその予測信頼性について結果を記した。後半では、全球陸域を 26 地域に分類し、地域毎に早魃の時系列変化の特性をまとめ、適応準備の猶予時間の目安として領域毎の The Timing of Perception Change of Drought (TPCD) を提案し推計している。

最後に 7 章で本論文の結論として全体を総括し、今後の展望を示す。

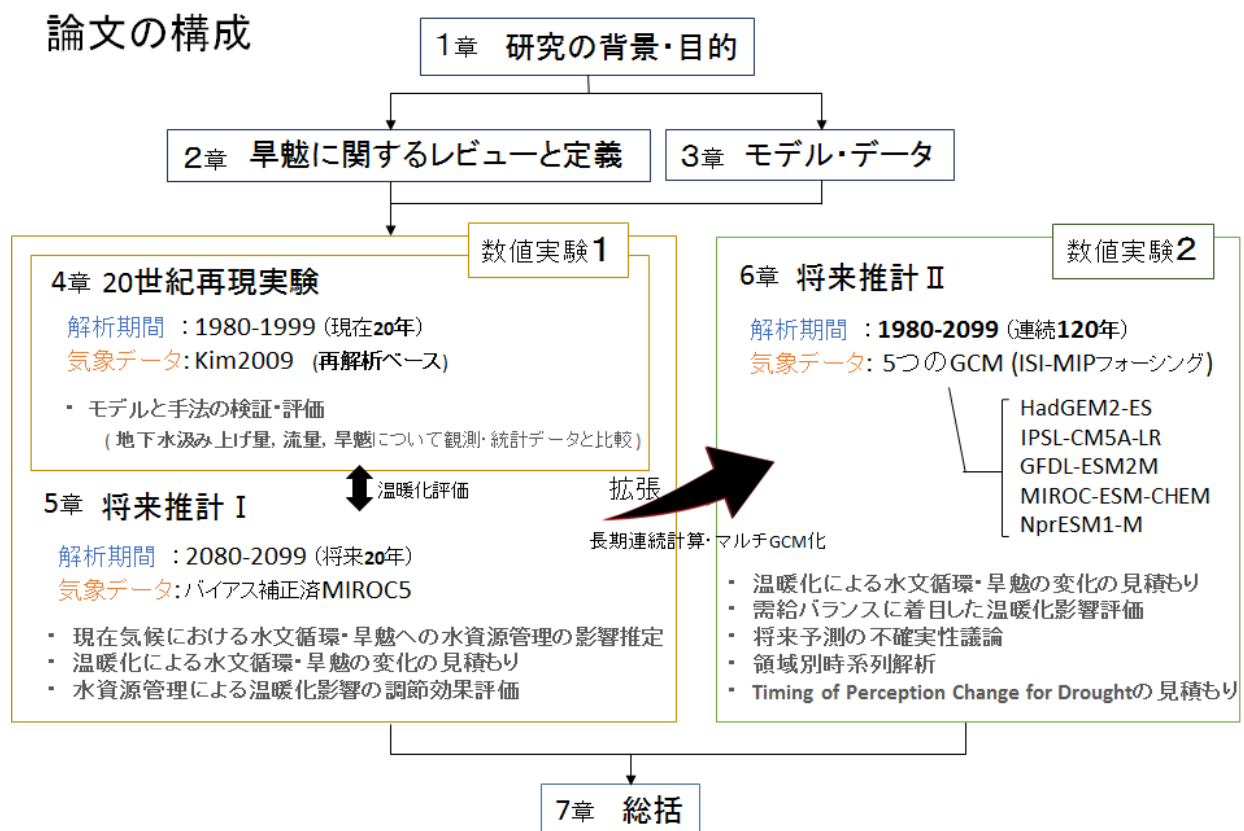


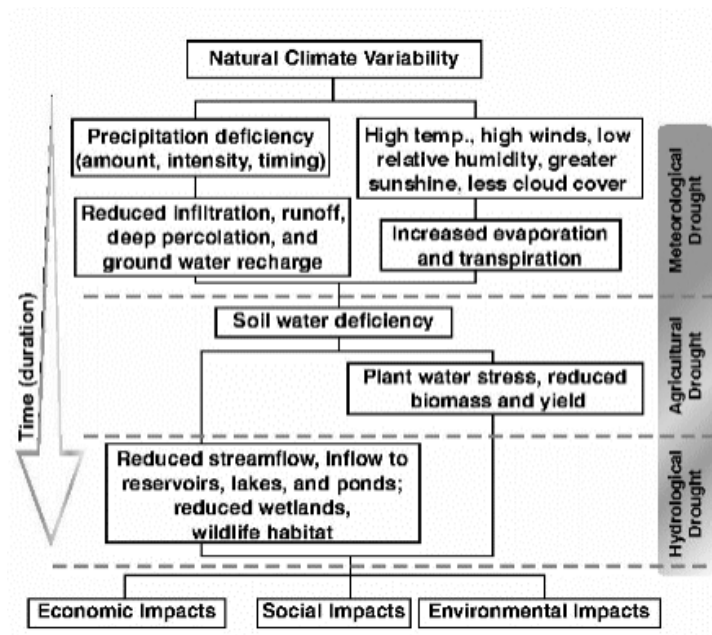
Figure. 1.2: 研究の構成

# Chapter 2. 旱魃とは

## 2.1. 各種旱魃と指標に関する既往の研究

旱魃の定義は目的により様々であるが、一般に“異常に水が少ない状況が長期にわたって継続する自然現象”と言える。旱魃は水文気象システムのどの要素を見るのかによって複数のとらえ方が可能で、旱魃の種類は複数の分類される。旱魃に統一された唯一の定義は存在せず、評価の目的に応じて定義と判断方法が設定されていると言って良い。そのため、降水や土壌水分、河川流量など何を解析対象に選定し、“異常”をどう定義するかを選択肢は多い。詳しくは Mishra and Singh, [2010]や Sheffield and Wood, [2011]を参照されたい。例えば、旱魃の研究例は多いが様々な旱魃指標を用いて異なるタイプの旱魃を対象にしているため、この事が旱魃の理解を困難にしている一因だとして “Definitional Issue” と呼ばれており、旱魃指標間比較の必要性が指摘されている [IPCC, 2012]。Burke and Brown [2008] は異なる 4 つの旱魃指標 [Standardized precipitation index (SPI), Palmer drought severity index (PDSI), Precipitation and potential evaporation anomaly (PPEA)および Soil moisture anomaly (SMA)] を同時に用いて旱魃予測の不確実性を議論している。そこでは、降水のみの旱魃指標と蒸発散過程も考慮された指標では温暖化影響の現れ方が異なる事、降水が減少する地域の旱魃増加は比較的ロバストだが、それ以外の地域については指標間やアンサンブル間で傾向が異なる場合があり不確実性が大きい事などを特徴として挙げており、目的に合った旱魃指標の選択が重要であると述べている。

旱魃のタイプを大きく分類しそれぞれの関係性を示すと、降水をスタートして Fig. 2.1 に示すフローが描ける。この旱魃間の伝播は “Drought Propagation” として Peters et al. [2003], Tallaksen et al. [2009], van Loon and van Lanen [2012]などがその特徴をまとめている。まず、長期的に降水が少ない期間が継続する気象旱魃 (Meteorological drought)。この気象旱魃は土壌水分を減少させ農作物の生産を阻害したり森林火災の可能性を高める。土壌水分の不足を扱うこの旱魃は農業旱魃 (Agricultural drought) と呼ばれ、作物の生産に被害を及ぼす。さらにこの旱魃は水文旱魃 (Hydrological drought) に発展する。水文旱魃とは流量などの地表面水や地下水の不足に注目する。水文旱魃は安定した水資源の供給の障害となり、飲み水、灌漑、工業用水、発電、交通などを通して社会に被害をもたらす。また、流量の低下は量と質の両面から水生環境に悪影響を持つと言われている。さらに、場合によっては旱魃という自然現象を社会的な結果から分類して需要と供給のバランスを用いて判別する例もあり、これは社会経済的旱魃 (Socio-economic drought) と呼ばれる。特徴としては気象旱魃は他の旱魃に比べ発生しやすく期間は短い。一方、他の旱魃は事前の貯留量が重要な要素であり、気象旱魃に比べて発生は遅れるが一度発生すると長く継続する傾向がある。



**Figure 2.1 :** 種々の早魃のタイプとそれらの関係図  
(National Drought Mitigation Center, University of Nebraska-Lincoln, U.S.A. より引用)

長期の降水減少を発端として、Fig. 2.2 に示した他の早魃への伝播の仕方には Table. 2.1 の 4 つの特徴があり、早魃解析において判別の際にきちんと考慮していく必要がある。これら伝播の特性は流域特性と気候によって異なる事がわかっており、Lag と Attenuation は流域特性、Pooling と Lengthening は流域と気候の両方の特徴をより反映すると言われている。[Van Lanen et al. 2004]。Van Loon and Van Lanen 2012 は種類の違う早魃間の伝播メカニズムによって水文早魃を 6 種類に分類し、Köppen-Geiger 気候区分 (A : 熱帯, B : 乾燥, C : 温帯, D : 亜寒帯, E : 寒帯) に沿って気候特性と紐づけして整理している。この研究で早魃は、水文量が気候値を元に作成する早魃判別の閾値を下まわるか否かで判別されている。冬季の積雪が原因の早魃にも焦点が当てられており、水を供給する降水、水を奪う蒸発散、一時的に水を溜め込む積雪のバランスがキーとなる事が示されている。また、挙げられている早魃のメカニズムを見ると、その発生には降水減少や積雪による水の供給遮断と合わせて、それらが始まる段階の貯留状態が重要となる事がわかる。本研究の解析で早魃変化のメカニズムに関して考察する際に参考になるため、ここで Van Loon and Van Lanen 2012 がまとめている 6 種類の早魃発生機構を紹介する。

Table. 2.1: 旱魃間の伝播特性

• <b>Pooling</b>	短期的な中断を伴う気象旱魃は統合されて長期の水文学的旱魃になる
• <b>Lag</b>	伝播の過程で種類の異なる旱魃の発生には時間的なラグが発生する
• <b>Attenuation</b>	降水や流量などのフラックス量と比較して、土壌水分や貯水量などの貯留量では不足量の振幅が小さくなる
• <b>Lengthening</b>	降水、地表水、土壌水分の順番で旱魃期間が長くなる

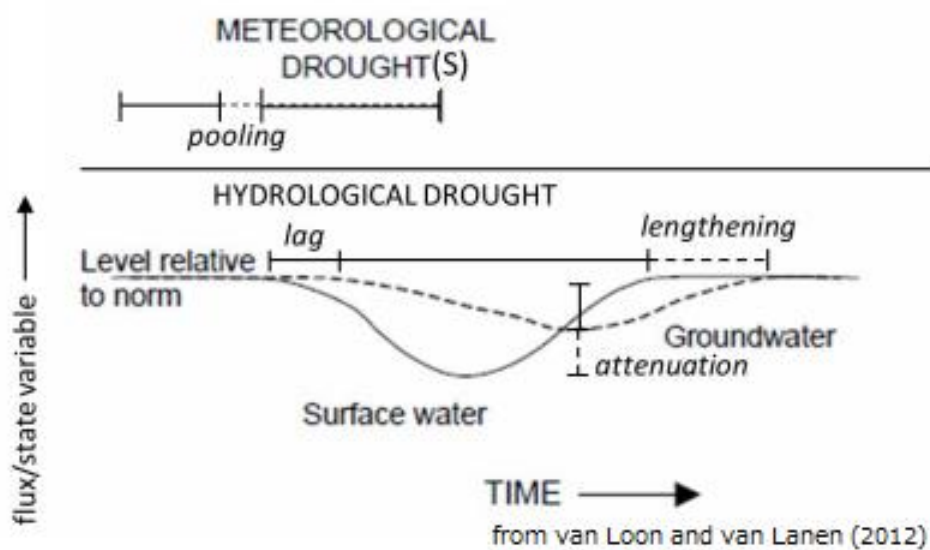


Figure 2.2 : 旱魃の伝播特性  
(van Loon and van Lanen, 2012 より引用)

## Hydrological Drought Typology

水文旱魃は降水の減少と蒸発散量の増大，積雪による一時的な貯留によって起り，その量とタイミング，事前の貯留量のバランスにより 6 種類に分類される。

### ① 降水不足型 (Classical rainfall deficit drought)

長期の降水不足（気象旱魃）が水文循環に伝播して起こる。このメカニズムによる旱魃は，どんな気候区分 (Köppen 気候区分: ABCDE) のどの季節でも，流出が遅い流域でも早い流域でも，降水がある限り起こり得る旱魃である。

### ② 少雨降雪型 (Rain-to-snow-season drought)

夏から秋季にかけての降水不足が，雪の降り始める時期まで継続する事で発生し，降雪の時期には気象旱魃は解消されるようなケースである。このタイプでは，土壤水分や地下水などが貯留されるべき降雨期に水が供給されないため，冬季初期の貯留量が例年より少ない。加えて，降雪期には気温はゼロを下まわっているため降雪は積雪となり河川や土壤に水が供給される事はない。結果，冬季の貯留量も流量も不足したままになり，次の融雪期が始まるまで水が不足した状況は戻らない。このタイプの旱魃は積雪による冬季に低流量が特徴で，Köppen-Geiger 気候区分の D, E, 一部の C など高緯度や高地で明確な降雪期を持つ流域で発生する。このタイプは他に比べて旱魃が長期に及び，そのため閾値と低流量の差から求められる累積の不足量が大きくなる傾向がある。旱魃伝播の特性については，降水期の Pooling と Lag も挙げられるが，降水期の気象旱魃の影響が冬季まで長く続くため Lengthening が最も大きな特徴であると言われている。

### ③ 蒸発散過多型 (Wet-to-dry-season drought)

このタイプは乾期の蒸発散量が特徴で，Köppen-Geiger 気候区分の亜型分類の A モンスーン気候，B ステップ気候，C 地中海性気候など雨季と乾季がある地域に特有である。Wet-to-dry season 型では雨季（主に冬季）の気象旱魃が乾期（夏季）の始めまで継続し，続く乾期には蒸発散量が降水に卓越する事で水文旱魃が拡大する。降水期における水の供給が不足したまま次の季節を迎えるため，乾期の初期の貯留量や流量は少ない。Wet-to-dry season 型では，雨季の少雨が乾期にも影響し次の雨季が来るまで水文学的旱魃が継続するため Lengthening が顕著である。ただし，半乾燥帯ではもともと水文量も閾値も低いため，累積の不足量は他の旱魃タイプと比べて小さい傾向になる。

### ④ 寒冬型 (Cold snow season drought)

例年と比較し極端に低温な降雪期（冬季）には積雪によって水文旱魃が引き起こされる。寒帯と温帯において起こり，3つの亜類型 (Subtype A-C) がある。ここでは少雨降雪型と蒸発散過多

型とは異なり、事前の気象早魃を伴わない。Köppen-Geiger 気候区分の D, E に属し冬季に間断なく積雪があり気温がゼロをはるかに下まわる気候域では、例年を下まわる冬季の気温が積雪期の始まりと終わりのタイミングを左右する。次に示す Subtype A は冬季始めに、Subtype B は冬季終わりに、気温が例年よりも低いケースである。Subtype C は冬季全期を通して低温のケースである。

#### 寒冬型 Subtype A :

もし冬季初頭の気温が例年より低ければ、気温がゼロ度を下まわり降水が降雪になるのは例年より早い。この場合、冬季の流量や土壌水分の減少の開始は早期化する。この時、冬季入った段階で貯留量や流量の初期値が比較的大きければ早魃には発展しないが、初期値が低かった場合はしばらくして水文量は閾値を下まわり、次の融雪期まで早魃が続く。

#### 寒冬型 Subtype B :

冬季終期の気温が例年より低い場合は融雪が遅くなる。融雪の遅れは冬季の水文早魃状態にある河川への水の共有を滞らせ、水文早魃の長期化を招く。期間は短めであるが、例年は融雪に伴い春先に流量が急属するためその時期の閾値は他の時期に比べて高い値になっているので、Subtype B 型が起きると不足量は大きくなる傾向がある。ただし、これは流量についてのみ顕著で土壌水分や地下水にはあまり影響を与えない。

#### 寒冬型 Subtype C :

冬季に気温が零度になる事がありいくらかの積雪がある地域では、例年、積雪期でも時折おこる融雪によって河川や土壌への水の供給が起り得る。しかしながら厳寒が続きそうした融雪がない場合、供給を断たれた水文量は減少を続け水文早魃が拡大する。このタイプは Köppen-Geiger 気候区分の C や D の一部に見られる。

### ⑤ 暖冬型 (Warm snow season)

積雪期 (冬季) の異常な暖かさが、場合によっては同時期の気象学早魃と相まって水文早魃に発展する。これは寒帯における Subtype A と温帯の Subtype B の 2 タイプに分類される。

#### 暖冬型 Subtype A (寒帯) :

Köppen-Geiger 気候区分の D や E の厳寒と継続的な積雪を特徴とする地域の冬季において、例年より暖かくなった場合に積雪期の初期と終期に影響が現れる。冬季初期の気温が高かった場合は降雪ではなく降雨が継続し冬季の水文早魃は起こりにくくなる。ところが、冬季終期の気温が高かった場合には融雪が早まり流量のピーク期が前倒されるため、例年ピークがあった時期の流

量が通常よりも低くなる。つまり、ピークシフトにより本来流量が多く閾値が高い期間の流量が小さくなってしまふのである。このように、融雪によるピーク流量は積雪が多い地域の旱魃の閾値に高くする特性があるため、このタイプの水文旱魃では期間は短いが不足量が多くなるのが特徴である。この Subtype A の Warm-snow-season drought は気象旱魃がなくても発生するが、もし春先が少雨となればさらに悪化する。ただしこれは流量において顕著であり、土壌水分などではあまり見られない。

#### 暖冬型 Subtype B（温帯）：

Köppen -Geiger 気候区分の C や D に属していて、気温が零度をとる事があっていくらかの積雪があるような地域では、部分的に積雪が解ける事により積雪期にも土壌水分や地下水の涵養が起る。こういった地域において、積雪期の気温が高くなると積雪が短期の間に溶解してしまう。もし同じタイミングで気象旱魃が発生して降水の供給がなければ、その後は水文旱魃が発達する。冬季の旱魃である rain-to-snow-season 型や cold-snow-season 型、Warm-snow-season 型 Subtype A などとは異なり、warm-snow-season 型 Subtype B では冬季のうちに積雪がなくなってしまうため、春先の融雪による旱魃の終了を期待できない。このタイプは旱魃期間が長く、不足量の値も高くなる事が多い。

#### ⑥ 複合型（Composite drought）

文字通り、複数の伝播メカニズムによって引き起こされる水文旱魃である。最たる特徴は、複数の要因が連続的に生じるため、一つの旱魃イベントが終了して正常な状態に戻る前に新しい旱魃が始まる点にある。ただし、このタイプの旱魃は水文量変化のバッファを持ち長いメモリー効果を有する流域のみで起こるとされている。流量についても帯水層や沼地、湖など大きな貯留が可能な要素がバッファとなるが、流量よりも土壌の貯留量の方で紹介される事が多い。Composite drought は全ての気候帯で起こり得るが、特にイレギュラーな降水パターンを見せる乾燥・半乾燥帯（Köppen -Geiger 気候区分の B）で起こりやすいとされる。一度この水文旱魃が起こると長期で不足量も大きくなる。

## 2.2. 本研究で扱う旱魃

### 2.2.1 水文旱魃とその判別方法

本研究では、最もアクセスしやすい水資源の一つである表流水の中から、特に河川流量を評価対象に選んで旱魃評価を行う。水文旱魃のうち河川流量に関する旱魃は、研究によっては *Stream Drought* と呼ばれる場合もある。この旱魃の解析は主に 2 つの手法に代表される [Hisdal et al. 2004]。一つは流況の低水の量に着目する方法で “Low flow characteristics” と呼ばれる (Table. 1.1, 1.2 の Döll et al. [2009], Feyen and Dankers [2009], Döll and Zhang [2010], Döll and Schmied [2012], Arnell and Gosling [2013] など)。この方法では、年流量の下から  $n$  番目、その年々平均、または流況曲線から得られるパーセンタイル値などを解析し、旱魃の大きさは流量で表現される [Tallaksen et al. 1997]。

二つ目は旱魃イベントの発達過程に注目して流量の時系列を解析対象とするもので、旱魃期間や不足量などいくつかの指標からイベントを特徴づける。これは “Deficit characteristics” と呼ばれる。一般にこの方法では、なんらかの閾値と流量の時系列を比較する “Threshold level method (閾値法)” によって旱魃状態が評価される。これは時系列の変動範囲を解析する方法のうち、正負の出現を確率的に扱う “連の理論” の応用に当たる [Yevjevich et al. 1967]。これは注目する変数が閾値を下まわった時を旱魃の開始とし再び閾値を超えた時を旱魃の終わりとする方法である。Yevjevich et al. [1967] は、旱魃を “供給が需要を満たせない期間” と定義しており、供給量  $S(t)$  と需要  $D(t)$  の差 ( $Y(t) = S(t) - D(t)$ ) が継続的に負になる場合として表現した。この方法で旱魃の特性を表す指標となるのは、開始と終わり、旱魃の開始から終わりまでを長さである旱魃期間 (Duration), 閾値を下まわった際の閾値と注目水文量との差の積算である水不足量 (Deficit), 旱魃期間中の最低流量などが挙げられる (Fig. 2.3)。フラックス変数の場合は不足量 (Deficit) を旱魃の深刻度 (Intensity) の指標とする事が多いのに対し、土壌水分などの貯留量については閾値からの差 (Maximum deviation) を深刻度とする事が多い。また間接的に、不足量を期間で除したものを旱魃の深刻度、また不足量のうち定めた割合を再び賄うのに必要な時間を回復期間 (Recovery time) とする事もある。

一般に閾値は、水需要にするか、任意の “通常と異常の境目となる流量” のいずれかを用いる。ただし後者の場合は、閾値と比較して下まわるからと言ってその低流量が水不足を示しているわけではないという考え方もあり、その場合は “Stream drought” ではなく “Stream deficiency” や “Stream anomaly” と呼ばれる事もある [Stahl, 2001; Hisdal et al. 2004]。



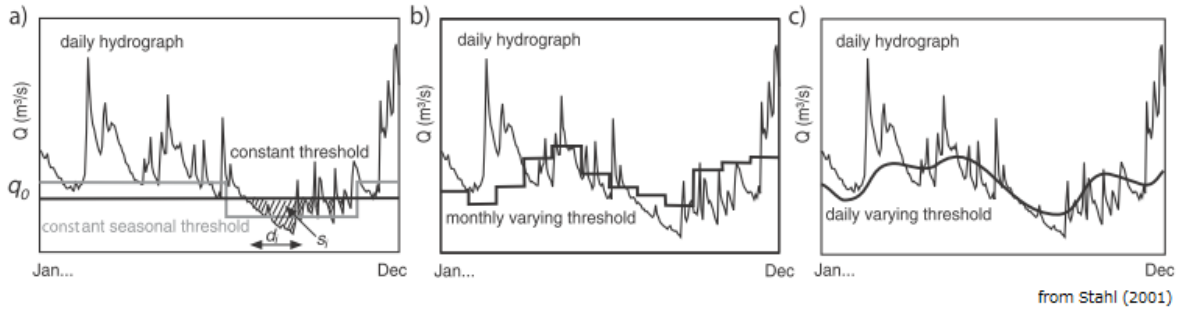


Figure 2.3 : 閾値法の  $Q$  値の時間単位の扱い (Stahl, [2001]より引用)

また, Fig. 2.3 に示すようにどの時間情報を重要と考えるかで閾値作成の際の時間の扱いにもバリエーションがある(Table. 1.1, 1.2 参照)。Tallaksen et al. [1997]は時間によらず一定の流量の閾値を用いた。Hisdal and Tallaksen [2003]や Tallaksen [2009], Döll et al. [2009], Wada et al. [2013]では Monthly の流量データに対し Monthly の閾値を使用していたが, Crozo-Perez et al. [2011], van Loon and van Lanen et al. [2012], Wanders and van Lanen [2013], van Huijgevoort et al. [2014]では, Daily の流量に対して, Monthly の閾値を window サイズ 30 日の移動平均して準 Daily に処理して用いている。Stahl [2001], Hirabayashi et al. [2008]; [2013], Fleig et al. [2006]では Moving window サンプリングによって日々変化する流量を閾値として解析を行っており, これらの方法は閾値一定とする方法と対比させて特に”Variable threshold level method”と呼ばれている。

## 2.2.2 本研究で用いる旱魃の定義と判別手法

本研究は Stahl [2001]の閾値法を採用して日単位の閾値を用いる事とし, 水文旱魃を以下のように定義した。ここでは日単位閾値法を用いて旱魃判別を行なった後, Tallaksen [1997]や Fraig et al. [2006]に倣い, 短い旱魃の除去, および Pooling を考慮して短い非旱魃日に中断された相互依存する旱魃期間を一つのイベントに統合する作業を行っている。

### [ 旱魃判別ルール ]

- ① 流量  $R_i$  が閾値  $Q_i$  以下
- ② 旱魃日が 1 週間以上継続する場合を旱魃イベントと判断して, これに含まれる旱魃日を有効旱魃日と呼ぶ。継続期間が一週間を下まわる小さな旱魃は解析の対象外とする (Len 値=7 日)
- ③ 旱魃イベントを分断する 4 日未満以下の非旱魃日は旱魃日として扱い, その前後の旱魃期間と統合して扱う ( $\tau$  値=4 日)

### ルール①について

閾値法を用いる先行研究の多くが閾値“未満”として判別処理を行っている。しかし、今回の数値実験では乾燥・半乾燥域で閾値が 0 を取る場合があり、閾値未満として処理をすると流量がないのに早魃ではない事態が発生してしまった。そこで、本研究では閾値“以下”というルールを設定して早魃の判別を行う。

### ルール②について

本研究では小規模な早魃を除去するため、イベントの発生を判断するための最短連続早魃日数（Len 値）を 7 日に設定し、それを下まわる連続早魃日は解析対象から外している。この値がどのような時間スケールの早魃を解析の対象にするかを定めるパラメータである。5 日程度の値をとる例 [Birkel, 2005; Fleig et al. 2006] や 20 日程度の値をとる場合 [Fleig et al. 2006; Kaznowska and Banasik, 2011; Kim et al. 2011] などもある。本研究では出来る限り全球について変化を見る事を考慮し、値を大きく設定しなかった。

### ルール③について

また、Inter-event Time method (IT 法) [Freig et al. 2006]を用いて Pooling の効果を考慮した。本研究では、前後を 7 日以上連続する早魃期間に挟まれて 4 日以下の非早魃日が存在した場合、その非早魃日は早魃日として扱い、前後の早魃期間と合わせ同じイベントとして扱う事とした。この Pooling 作業の判断基準になる 4 日という値を Pooled duration ( $\tau$  値)と呼び、本研究では Len 値 (=7 日) の約半分に設定している。非早魃日の不足量は 0 として、IT 法による Pooling 作業を式で表すと次のようになる。

$$\text{Pooled duration} = \text{duration}_i + \tau' + \text{duration}_{i+1} + \tau' + \text{duration}_{i+2} \dots \quad (2.1)$$

$$\text{Pooled deficit volume} = \text{deficit volume} + \text{deficit volume}_{i+1} + \dots \quad (2.2)$$

ここで duration と deficit volume はそれぞれもともとの早魃日のイベント期間と不足量を表し、 $\tau'$  が早魃日に変換された非早魃日の日数で本研究では  $\tau'=1\sim4$  のいずれかの値をとる。

閾値の  $\tau$  値は研究によって 2,5,6,10,30 日 [Engeland et al. 2004; Tallaksen et al. 1997; Tate and Freeman, 2000; Van Loon and Van Lanen, 2012; Pandey et al. 2008] など様々であり、Len 値と並びこれも解析者の意図によって値が決められる恣意的なパラメータと言える。Fleig et al. [2006] は  $\tau$  値に 0, 2, 5, 7, 10, 15, 20, 30 の値を振った感度実験を行って平均不足量と平均早魃期間への影響を調べた。その結果、 $\tau$  値が 5 日あたりから変化は穏やかになり 10 日や 15 日ではあまり差がなくなると結論付けている。本研究での設定について判断根拠は上記の通りだが、今回用いた  $\tau$  値 = 4 日という値は先行研究と比較して範囲内で妥当な大きさである。

## 早魃判別の閾値

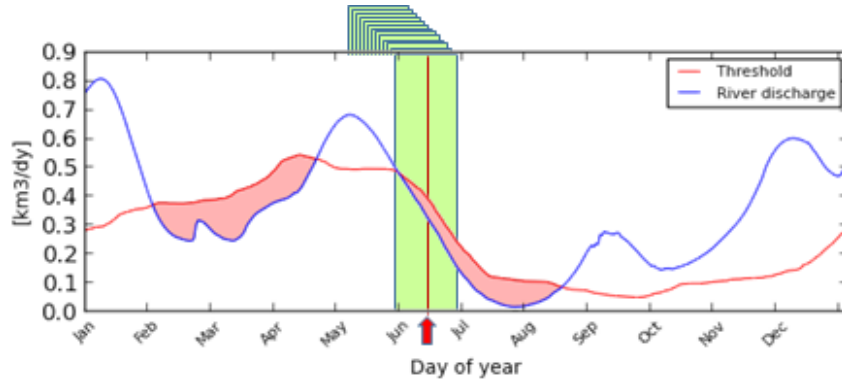
本研究では目的別に 2 つの閾値法を用いて温暖化影響評価を行なった。流況曲線から算定する低流量を閾値とする方法と、需要を閾値として河川からの供給可能量と比較する方法である。

### 方法 1：早魃流量との比較による早魃判別

温暖化に伴う水文環境の変化によって、将来の流況が現在と比較してどれほど早魃傾向になるのかを調べる事が本研究の目的の一つである。そのため、流況が現在と将来でどのように変化するかを、一年を通して調べられる方法が好ましい。そこで日単位で閾値が変化し閾値が季節性を持つ方法を解析に用いた。ここで早魃と呼ぶのは“Stream deficit”とも呼ばれる状況の事で、この方法では、豊水期の比較的流量が確保されている場合についても閾値を下まわる場合は早魃と判断される。この点に違和感を覚えるかもしれないが、“現在と比較して豊水期の Stream deficit が増える”という変化は、水がある事が期待される時期に水が確保できなくなる可能性を示唆しており、有用な情報である。貯水池を用いて水資源を確保しているような地域では、豊水期に十分な水を確保出来なくなれば、やがてやってくる低水期に深刻な水不足に陥る危険性が生じる。そのため温暖化による河川早魃の長期変化を見る際には、豊水期を含め年内全ての期間の変化を評価する必要がある。

そこで、Stahl [2001]や Hirabayashi et al. [2008]; [2013]などで使用された Moving Window Variable Threshold level Method を使用して日単位の閾値を得た。この方法ではある日の閾値を決めるために、一年あたりその日を中心として前後  $n$  日の日平均流量を用い、さらに  $m$  年分のデータを使用する事で  $n \times m$  個の日流量データをサンプリングする。その中から下  $i$  パーセントイルの流量を早魃流量として閾値に採用する (Fig. 2.4 参照)。本研究は、 $n=15$ ,  $m=20$  とした 620 サンプルに対し、 $i=80$  と設定した。この場合、閾値を設定する日を中心にして 1 年あたり 31 日分のサンプルを行う事になる。Moving Window を使ったサンプリングをする事で、得られる閾値は一定の時間の広がりを持ち、現在気候における“その時期”の低流量の情報を得る事が出来る。しかも、一か月の幅をもつ 20 年分のサンプル集団から閾値を求めるため、Window 幅を持たないサンプリングや単年度のサンプリングに比べて、今回の閾値は総じてより低い流量を取る事になる。

一般に気候学では気候値というと 30 年程度のデータを用いるが、今回使用した 20 年という期間は、早魃の要因として挙げられるエルニーニョ現象などの大規模な自然の変動のサイクルよりも大きく、サンプルの期間として十分な長さであると考えられる。また、Stahl [2001]は Moving Window から得られるサンプリングサイズは少なくとも 300 サンプル以上である事を推奨しており、本研究の解析で用いた 620 というサンプル数は十分にこれを満たしている。一方、 $i$  には 80 を用いており、これは流況曲線から得られる下 80 パーセントイルを早魃判別の流量としている事になる。この値には 70-95 パーセントイルが用いられる事が多く、今回はその中間に位置する



**Figure 2.4 :** Valiable threshold method

赤線：閾値，青線：シミュレーションの流量，赤シェード：旱魃であることを表している  
赤い縦線の DOY について閾値を決める際，その前後 15 日ずつ幅をとり 1 年あたり 31 日サンプルをとる（黄緑の帯）。それを 20 年分とり，合計 620（31 日×20 年）のサンプルを使用し，その下 80 パーセンタイルを閾値とする。

値を用いている [Hisdal et al. 2001, 2004; Andreadis et al. 2005; Fleig et al. 2006; Tallaksen et al. 2009; Wong et al. 2011, Wada et al. 2013 等] (Table. 1.1, 1.2 参照)。

## 方法 2：水需要量との比較による旱魃判別

究極的には，需要がなければいくら河川に水がなくても人間社会には問題ではない。そのため，利用可能な水資源を需要と比較して水不足を判別する方法が提案されている。水資源の評価指標としてよく用いられてきた例の一つが次式で表される取水水資源量比（Withdrawal to water resources ratio : WWR）[Folkenmark et al., 1989]だ。

$$R_{WWR} = \frac{W_Y}{Q_Y} \quad (2.3)$$

ここで  $W_Y$  は年取水量， $Q_Y$  は年水資源量である。さらに需要と水資源量の季節変化を考慮した例として，次式の積算取水需要比（Cumulative withdrawal to demand ratio : CWD）が Hanasaki et al. 2008b; 2013b で提案されている。

$$R_{CWD} = \frac{\sum_{m=1}^{12} W_m}{\sum_{m=1}^{12} D_m} \quad (2.4)$$

ここで  $W_m$  は  $m$  月の河川からの取水量、 $D_m$  は需要で Hanasaki et al. 2008b; 2013b ではいずれもモデルによる推計値を用いている。社会への影響を念頭に置いた評価を行う際はこのように、需給のバランスに着目した解析を行うべきである。

そこで本研究では CDW を応用して、河川流量を“河川から供給可能な水資源量”，モデルから得られる水需要（農業，工業，生活用水）を閾値とし，両者を前述の早魃判別ルールに当てはめて早魃日判別を行なった。この需給比較は水文早魃解析に閾値値法を導入した Yavjevich 1967 が次式で当初提案していた方法と同じ考え方である。

$$Y_{(t)} = S_{(t)} - D_{(t)} \quad (2.5)$$

ここで  $S_{(t)}$  が供給可能量， $D_{(t)}$  が需要で，Yavjevich 1967 は上式の  $Y_{(t)}$  が負の場合を早魃としていた。本研究では  $Y_{(t)}$  がゼロの場合も早魃日にしている。ここに挙げた 3 つの方法はいずれも 1.1 で定義したように“早魃”ではなく“水不足”に焦点をあてたものである事は共通しているが，本研究で用いる方法が日単位の需給比較になっている点は， $R_{WWR}$  や  $R_{CWD}$  と大きく異なる点であり，月単位よりも細かい時間スケールの評価を可能にしている。

現実には，全ての水需要が河川から賄われているのではなく貯水池や地下水を利用している地域もある。この点については改善の余地があるが，少なくとも，温暖化による河川への影響を議論する際には変化傾向を覆すような大きな問題ではないと考えられる。

### 2.3.3 早魃解析指標

閾値法における早魃の特徴を表す変数を述べたが，本研究では主に下記の 3 指標を解析する。

- ① 有効早魃日数      [日/年]
- ② イベント回数      [回/n 年]
- ③ イベント平均期間   [日/回]

有効早魃日数とは，短い早魃イベントの除去や Pooling の処理を施した上で，その年に発生した早魃イベントに含まれる早魃日の総数であり，年をまたぐ早魃の場合はそれぞれの年に割り振っている。イベント回数は  $n$  年間に  $Len$  値より長く継続した早魃イベントの回数である。極端な例として，もし  $n$  年の期間ずっと早魃日が継続する場合はイベント回数は 1，もしそれに 1 度だけ  $\tau=4$  日以上の中断が入った場合はイベント回数は 2 となる。イベント平均期間とは，全有効渇水日数をイベント数で除したものである。

解析アルゴリズムの概要は下記のとおりである。ここでは最終的には用いなかった指標の算出についても記述する。本研究では  $i$  は 80,  $Len$  値は 7 日,  $\tau$  値は 4 日,  $n$  は 20 年としている。

$$D(t) = \begin{cases} 1 & [Q(t) \leq Q_i(t)] \\ 0 & [Q(t) > Q_i(t)] \end{cases} \quad (1 \leq t \leq 365 \times n) \quad (2.6)$$

ここでは  $D(t)$  はある地点のある日  $t$  における早魃判別結果で早魃なら 1, 非早魃ならば 0 をとる。 $Q(t)$  と  $Q_{80}(t)$  はそれぞれ, ある日  $t$  の日平均流量と上述のいずれかの閾値である。ある地点について  $n$  年分を連続的に処理しており, 全ての日が通し番号によって扱われる。したがって,  $D$  は 0 と 1 がランダムに並ぶ要素数  $365 \times n$  の一連なりのリストである。

続いて連続早魃日が  $Len$  値より短い早魃を除去する。 $D$  は 0 と 1 がそれぞれある程度連続しているリストなので, 1 連続部分が  $Len$  日よりも短い場合はその全ての 1 を 0 に置き換える。さらに, 非早魃日が  $\tau$  日以下の短い中断の Pooling 効果処理をする。この段階では連続する長さが  $\tau$  以下の 0 連続部分を全て 1 に置き換える。以上の 2 ステップにより, 継続期間  $Len$  日以上早魃に挟まれる  $\tau$  日以下の非早早魃日が早魃日として補間される。続いて  $D$  から早魃の指標を求める。各年の有効早魃日数  $DD(m)$  と年平均有効早魃日数  $AvrDD$  は次式で表される。

$$DD(y) = \sum_{t=S_y}^{E_y} D(t) \quad (2.7)$$

$$AvrDD = \frac{\sum_{m=1}^n DD(y)}{n} \quad \text{or} \quad \frac{\sum_{t=1}^{365 \times n} D(t)}{n} \quad (2.8)$$

$n$  年間に起こる早魃イベントの回数  $E$  は連続する 1 の塊の数を数えて得る。また, それぞれの各イベントの期間  $Dur(i)$  と平均イベント期間  $AvrDur$  は次式で表される。

$$Dur(i) = \sum_{t=S_i}^{E_i} D(t) \quad (1 \leq i \leq E) \quad (2.9)$$

$$AvrDur = \frac{\sum_{i=1}^E Dur(i)}{E} \quad \text{or} \quad \frac{\sum_{t=1}^{365 \times n} D(t)}{E} \quad (2.10)$$

ここで  $Dur(i)$  は  $i$  番目のイベントの期間,  $S_i$  と  $E_i$  はそれぞれイベントの開始と終わりの日の通し番号である。各年の早魃イベントを求める際, 年をまたぐような場合はそのイベント期間の真ん中の年に割り振る事とした。ただし, この方法だと数年間継続するような大規模な早魃の際にイベントがないように見える年もあるため, 有効早魃日数と照らし合わせて考察していく必要がある事に注意されたい。最後に水不足量は次式で表される。

$$\text{Def}(t) = \begin{cases} Q_i(t) - Q(t) & [Q(t) \leq Q_i(t)] \\ 0 & [Q(t) > Q_i(t)] \end{cases} \quad (1 \leq t \leq 365 \times n) \quad (2.11)$$

$$\text{Def}(y) = \sum_{t=S_y}^{E_y} \text{Def}(t) \quad (2.12)$$

$$\text{Def}(i) = \sum_{t=S_i}^{E_i} \text{Def}(t) \quad (2.13)$$

ここで  $\text{Def}(t)$ ,  $\text{Def}(y)$ ,  $\text{Def}(i)$  はそれぞれ、ある日  $t$  の水不足量、 $y$  年の平均水不足量、イベント  $i$  の水不足量である。イベントを特定の年に割り振れば、そこから  $y$  年の水不足量  $\text{Def}(y)'$  を算出する事も出来るが、 $\text{Def}(y)$  と  $\text{Def}(y)'$  は必ずしも一致しない場合がある事に注意が必要で、解析の目的に合わせて区別して使い分ける必要がある。

乾燥・半乾燥域や乾期がある地域などでは長期にわたり閾値がゼロをとる場合があり、そういったケースでは不足量がゼロになる。その結果、不足量のみを見るとこういった地域の早魃は他の地域に比べて軽度であるように見えてしまう問題があった。本研究では全球を対象としており、早魃変化のホットスポットを特定するための地域間比較が解析項目に入っているため、解析では量的な指標  $\text{Def}$  は扱わない事とした。式 2.12 や式 2.13 の様に、水不足量は各日の不足量の日積算で求まるので、合計水不足量と早魃日数にはある程度の相関があると考え、後述の早魃への温暖化影響評価では主に早魃日数でその影響の度合いを表現している。

# Chapter 3. モデル・データ

## 3.1. 陸面過程モデル HiGW-MAT

温暖化は全球的な現象であるが、その変化のスピードと影響、そして利害の程度には地域差がある。そのため、確かに地域スケールを扱い、個々の細かい変化を調べる研究も重要であるが、統一されたメトリックで全球を比較し、そういった地域差を把握する事は、このグローバルな問題の理解に欠く事が出来ない現象の見方と言えよう。具体的で詳細だが断片的になりがちな領域研究と、マクロに変化のエッセンスを抽出し領域ごとの特徴を比較する全球研究は、いずれも相互に補完しあう関係にあり同時に進められなければならない。後者について、全球的な変化を予測し将来像を把握するためには全球スケールのシミュレーションと解析が有効な手段となる。

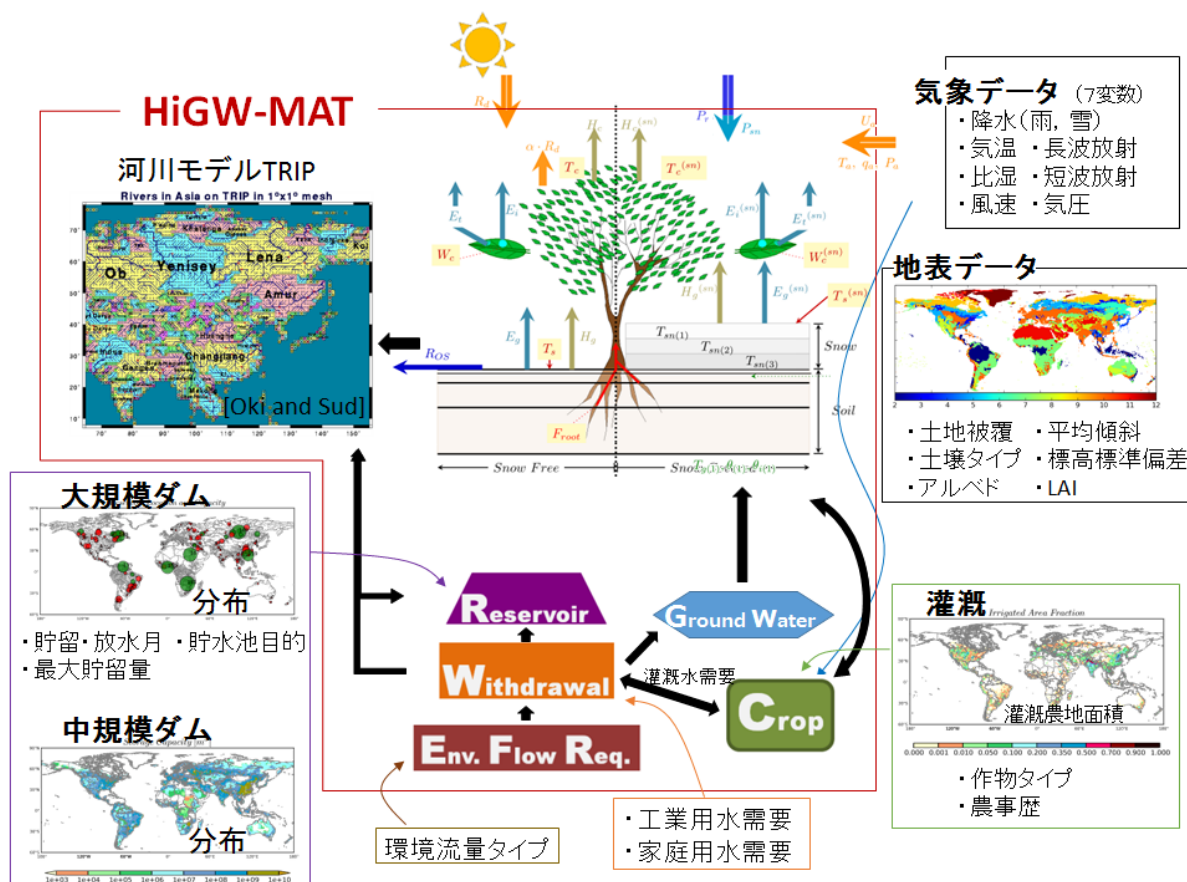
そこで本研究では水資源管理を組み込んだ陸面過程モデル HiGW-MAT [Pokhrel et al. 2011] を用いて全球シミュレーションを行う。ここでいう水資源管理とは作物成長、貯水池操作、取水、環境流量である。Fig.3.1 が示すように、HiGW-MAT はこれらをモデル化した水資源管理モジュール H08[Hanasaki et al. 2008a; 2008b]を自然の陸域水循環を描写する陸面モデル MATSIRO [Takata et al. 2003] と全球河道モデル TRIP [Oki and Sud, 1998] のモデルフレームワークにカップリングさせたものである。

HiGW-MAT は水資源管理モジュールの ON と OFF の切り替えが可能で、OFF 時は人間活動の考慮がない純自然な陸域水循環をシミュレートし、ON 時にはモデル化された主要な水資源管理モジュールの効果が反映されより現実に近い陸域水循環をシミュレートする。これら 2 種類の数値計算の結果の差は水資源管理の考慮の有無の違いによるもので、本研究ではその違いを“水

Table. 3.1: 水資源管理モジュールが河川および耕作地に与える影響

	旱魃に対する人間活動の効果	
	河川に対して	耕作地に対して
河川灌漑	河川から水を奪うため河川旱魃を進行させる。	耕作地に水が補われるため、蒸発散量と流出が増加。
地下水灌漑	耕作地の土壌水分を増加させるため、場合によっては流出しやすくなるため流量促し、流量を増加させる可能性。河川旱魃を緩和する効果が期待される。	
貯水池操作	低水期間の流量を底上げするため旱魃緩和効果がある。	河川灌漑用水の安定供給を助ける





**Figure 3.1:** HiGW-MAT モデルフレームワーク  
陸面過程モデルと水資源管理モジュール、及び河道モデルと水資源管理モジュールはインタラクティブに作用する。

資源管理の影響“と呼ぶ。断っておきたいのは、HiGW-MAT の水資源管理モジュールの挙動も温暖化に応答して変化するという事である。例えば、作物成長モジュールでは気候の変化による農事歴の変化を考慮し、気温や下向き短波放射、湿度などに応じて変化する農作物の水需要とそれに伴う土壌水分、農業用取水量、地下水汲み上げ量の変化を計算する。設定によっては、貯水池操作もその時代の流況に応じて貯留と放流の時期を変更できる。

HiGW-MAT は水資源管理モジュール ON の計算を行う前に、プリプロセスとして水資源管理モジュール OFF の計算をして自然状態のシミュレーションを必要とする。自然状態の計算結果を参考に、人為的に収量や流況の最適化をするための操作方法を決定する。Table. 3.1 に HiGW-MAT の入力データを一覧にまとめた。この表で”Pre-simulation”と書いてあるものは水資源管理モジュール ON の計算の前に行う OFF の計算結果を用いる事を示しており,”Estimated by H08”は自然状態の計算結果を用いて H08 のサブモジュールを用いて境界条件を作成する事を表している。ここでは詳細は省くが、Appendix.A に H08 モジュールについて簡単な記述を準備したのでそちらをご参照頂きたい。

## 3.2. 境界条件

ここで数値実験に用いた境界条件データについて記述する。境界データは大きく分けて、気象フォーシングデータと陸面の境界条件データとの 2 種類に分けられる。HiGW-MAT に与えたデータを Table 3.1 にまとめる。数値実験によって解像度の違いがあるが、本研究で使用するデータは一覧にある通りである。

### 3.2.1 気象データ

HiGW-MAT を駆動させるために 7 つの気象データ（気温、相対湿度、気圧、風速、下向き短波放射、下向き長波放射、および降水）が必要とされる。気象データのデータソースは目的に合わせて数値実験ごとに異なるため後述とするが、下記に将来推計に用いる温暖化シナリオについ

**Table 3.2 :** HiGW-MAT の入力データ一覧

モデル	Data	Source	時間 解像度
気象データ	降水(雨・雪)	数値実験によって異なるため 実験ごとに詳細を記述	—
	気温		
	比湿		
	気圧		
	短波放射		
	長波放射		
	風速		
陸面モデル	土地被覆タイプ	GSWP2 [Dirmeyer et al. (2006)]	Fix
	土壌タイプ		
	アルベド		
	地表平均傾斜		
	標高標準偏差		
	LAI		Monthly
河川	流路網	GSWP2	Fix
農業	作物タイプ	[Seibert et al. (2007)]	Fix
	灌漑地面積 (一期作・二期作)	[Freydank and Seibert (2008)]	
	灌漑地面積率		
	農事歴	Estimated by H08	Daily
貯水池	貯留・放水月	[Hanasaki et al. (2010)]	実験によって異なるため後述
	空間分布		
	貯水池目的		
	最大貯水量	Estimated by H08	Fix
	年平均流量	Pre-simulation	
	中規模貯水池 最大貯水量	[Hanasaki et al. (2010)]	
環境流量	環境流量タイプ	Estimated by H08	Fix
	上流面積	白川(2005)	
取水	工業用水需要	[ AQUASTAT (FAO, 2007)]	Fix
	家庭用水需要		

て簡単に記述する。

将来の気候を予測する際には、IPCC AR5 報告書に向けて作成された温暖化シナリオ“代表的濃度パス (Representative Concentration Pathways ; RCP)” [Moss et al. 2010] に従って大気大循環モデル (GCM) が計算した気象場の情報を陸面モデルに与える。RCP シナリオとは将来の温室効果ガス安定化レベルとそこに至るまでの経路のうち代表的なものを選んだシナリオである。4 レベルの温室効果ガス濃度を想定しており、それぞれ、2100 年以降も放射強制力の上昇が続く「高位参照シナリオ」(RCP8.5)、2100 年までにピークを迎えその後減少する「低位安定化シナリオ」(RCP2.6)、これらの間に位置して 2100 年以降に安定化する「高位安定化シナリオ」(RCP6.0) と「中位安定化シナリオ」(RCP4.5) である。放射強制力とは対流圏の上端におけるエネルギー収支の事である。RCP の後ろにつく数字は工業化以前と比較した放射強制力の差 [ $\text{W/m}^2$ ] を表しており、数値が大きいほど 2100 年における放射強制力が高い。本研究は適応策向けの情報創出を目的としており最悪の事態を想定するのが好ましいと考えたため、これらのシナリオのうち最も深刻な温暖化シナリオの RCP8.5 を使って温暖化実験を行った。

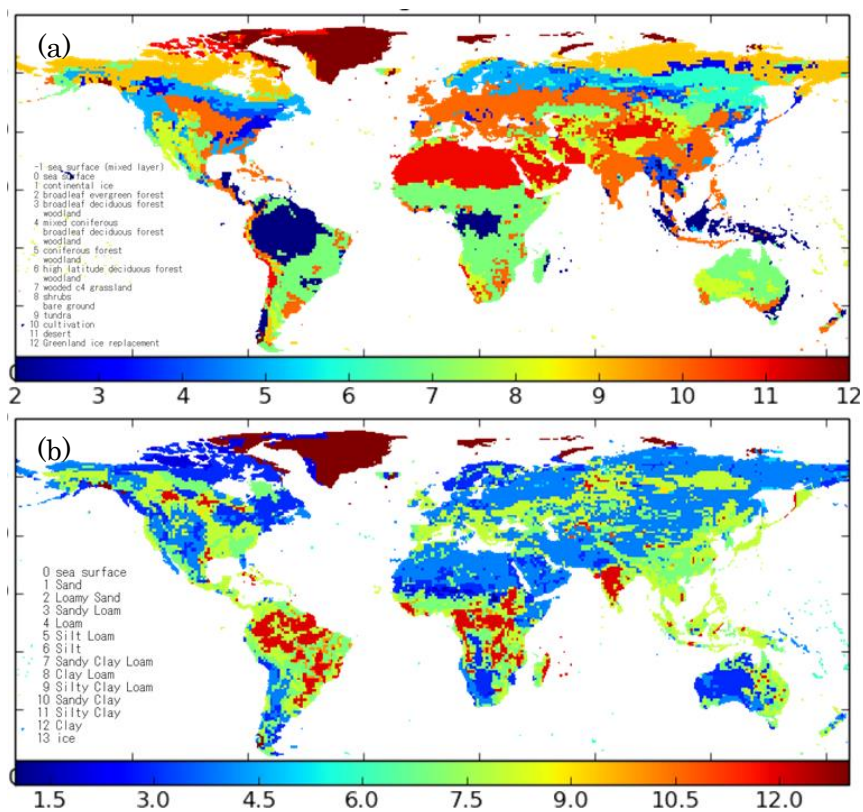
### 3.2.2 それ以外の境界データ

海陸分布、土地利用タイプと土壌タイプデータ、林床アルベドは全球土壌水分プロジェクト第二期 (GSWP2) [Dirmeyer et al. 2006] に従う。土地利用タイプと土壌タイプを Figure. 3.2 (a),(b) に示す。HiGW-MAT は灌漑地についてのみ、モザイクでサブグリッドの土地利用を考慮している。LAI は Hirabayashi et al., 2005 で作成された月単位データを使用している。農作地については、自然植生の LAI とモデルから計算される農作地の LAI が面積重み平均される。グリッド内の起伏を表す高度の標準偏差は GTOPO30 [USGS, 1996] から得ている。

灌漑面積比率 (Fig.3.3) はフランクフルト大学と Food and Agriculture Organization (FAO) がまとめた  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  の灌漑面積データ Global Map of Irrigation Areas (GMIA) [Siebert et al. 2007] から 2000 年前後の分布を得ており、Freydank and Siebert, 2008 の国単位灌漑面積のデータと組み合わせた時系列データを計算に使用している。この時、国毎のスケーリングファクターは年々の値を取り、国内の灌漑分布は GMIA を参照して分配される。

大規模貯水池の空間分布は Hanasaki et al. 2006 から得ており、最大貯水容量が  $1 \times 10^9 \text{m}^3$  以上の貯水池 550 か所程が World Resister of Dams 1998, 2003 [ICOLD, 1998; 2003] の位置情報に従って 流路網 [Oki and Sud, 1998] 上に配置されている。ここで使用する大規模貯水池の貯水容量の合計は約  $4680 \text{km}^3$  で、大規模貯水池の貯水容量と空間分布を Fig.3.4 に示す。貯水容量が  $3 \times 10^6 \sim 1 \times 10^9 \text{m}^3$  の中規模貯水池も ICOLD の情報から Hanasaki et al. 2010 に従い導入されている。中規模貯水池については詳細な位置情報が得られないため、国ごとに把握できる中規模貯水池総貯水量をグリッドの人口で重み付けをして分配して作成されている。(Fig.3.5)

ここに挙げたデータの時系列の取り扱いについては実験ごとに異なるので詳細を後述する。



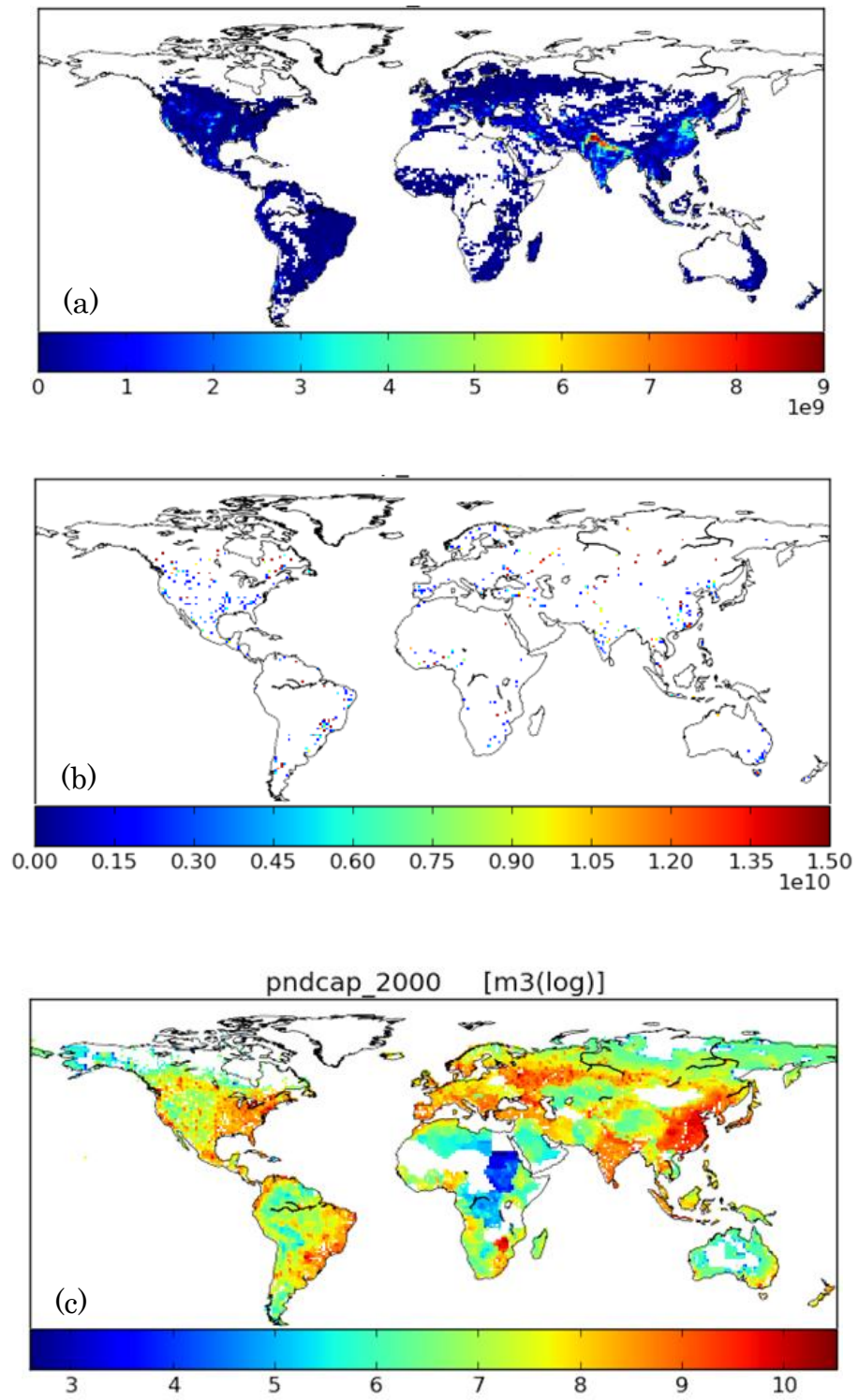
**Figure 3.2 :**

(a) 土地利用分類

- 1: sea surface (mixed layer)
- 0: sea surface
- 1: continental ice
- 2: broadleaf evergreen forest
- 3: broadleaf deciduous forest & woodland
- 4: mixed coniferous & broadleaf deciduous forest & woodland
- 5: coniferous forest & woodland
- 6: high latitude deciduous forest & woodland
- 7: wooded c4 grassland
- 8: shrubs & bare ground
- 9: tundra
- 10: cultivation
- 11: desert
- 12: Greenland ice replacement

(b) 土壌タイプ分類

- 0: sea surface
- 1: Sand
- 2: Loamy Sand
- 3: Sandy Loam
- 4: Loam
- 5: Silt Loam
- 6: Silt
- 7: Sandy Clay Loam
- 8: Clay Loam
- 9: Silty Clay Loam
- 10: Sandy Clay
- 11: Silty Clay
- 12: Clay
- 13: ice



**Figure3.3** : (a)灌溉農地面積 [ $\text{m}^2$ ], (b)大規模貯水池分布 [ $\text{m}^3$ ], (c)中規模貯水池分布 [ $\text{m}^3 (\log_{10})$ ]

### 3.3. 検証用データ

#### 流量検証データ GRDC

流量の検証は The Global Runoff Data Center の観測データ (GRDC : [http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage\\_node.html](http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html)) を用いて行なった。ここでは日流量データが存在するゲージのうち、1980-1999 年の期間で 5 年以上のデータを有し、且つ、流域面積が 10 万 km<sup>2</sup> 以上の観測地点のデータを選抜して使用した (Fig. 3.4)。全球で 90 の観測地点のデータを利用しており、解析ではそのうち 26 の河川について月平均のより詳細な検証を行っている。対象の流域は様々な気候帯および大陸を網羅するように考慮している。90 のゲージ情報は Appendix.B の TableB にまとめる。いくつかの先行研究では、貯水池操作が考慮できないため水資源管理の影響が大きいと考えられる観測地点は省いて解析が行われているが、本研究では貯水池操作も考慮しているので上記の条件が当てはまるゲージを全て利用し、水資源管理導入による再現性の変化も調べている。

#### 統計データ AQUASTAT

ここでは現実の取水量に関する情報を与えるデータとして、AQUASTAT (FAO, <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm>) を地下水汲み上げの検証に使用した。1° × 1° 解像度の計算結果を検証するため、ポイントデータではなく広域情報を得られるデータを使用した。これは国連食糧農業機関 FAO がまとめている統計データベースで、水資源および農業に関する各国・各地域のデータが集められている。地下水については国単位で 5 年に一度データがまとめられている。ただし、国によってはデータがない年があるので、検証には 1983-2007 年の間について使用可能な国と期間のデータを使っている。

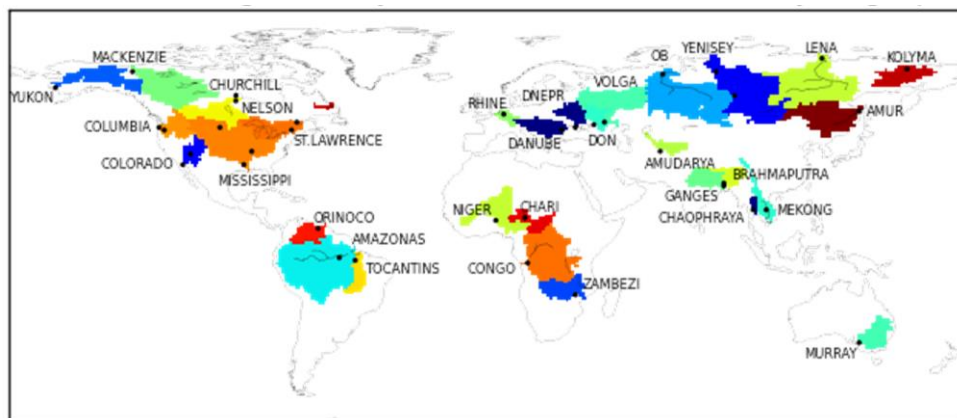


Figure 3.4 : シミュレーションの再現性検証を行った代表流域  
黒い点は月平均の検証を行ったゲージの位置

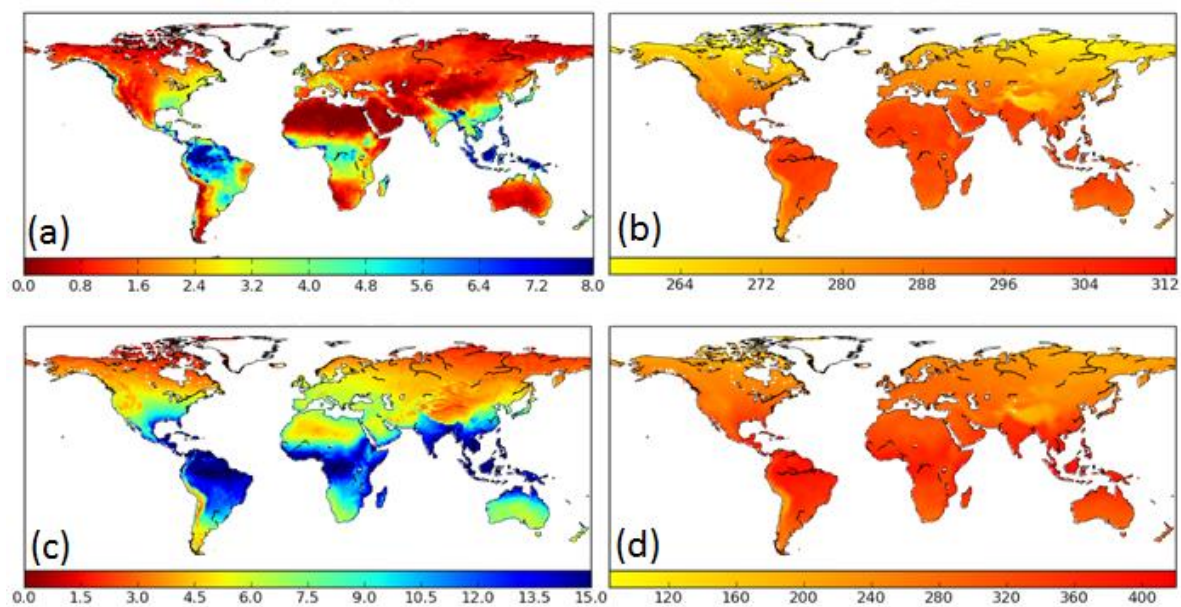


## Chapter 4. 20 世紀再現実験

モデルにとってバイアスは不可避なものであり、全球モデルでは再現性の地域格差もある。将来についてのシミュレーションを行う前に現在気候でモデルの検証を行う。本研究は河川に注目した水文旱魃を扱うものであるので、流量および旱魃の再現性の評価を行った。加えて、モデルの重要な仮定のうち、地下水汲み上げ量の妥当性に関する評価結果をこの章で示す。

### 4.1. 現在気候データ

ここでは実際の観測データとの比較によりモデルと旱魃解析方法の検証を行うため、モデルバイアスが少なく、出来る限り現実に近い気候データをフォーシングとしてモデルに与える事が望ましい。そこで、現在気候の気象データには、Kim et al. [2009]の中で作成された 1979-2007 年の 29 年間にわたって全球  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  で 6 時間データを提供するデータセット（以後 Kim2009 と呼ぶ）を使用している。Fig. 4.1 に降水[mm/dy], 2m 気温[K], 2m 比湿[g/Kg], 地表面下向き長波放射[W/m<sup>2</sup>]の 1980-1999 年の 20 年気候値の空間分布を示す。このデータセットは再解析データ JRA25[Onogi et al. 2007] をベースにしており、気温、気圧、湿度については高度補正[Ngo-Duc et al. 2005]を、また降水については水平解像度  $1^{\circ}$  に内挿した the Global Precipitation Climatology Center (GPCC) [Rudolf and Schneider, 2005]で月単位の補正を加えてある。データの詳細については Kim [2010]を参照されたい。Kim2009 では降水のデータセットと降雨と降雪に分けたデータセットを用意している。降水は地球が温暖化すると降雨量と降雪量の比率は変化する可能性が高い。そのため続く将来実験との兼ね合いで、この 20 世紀再現実験では、降水量[kg/m<sup>2</sup>/s]を HiGW-MAT に与え、与えられた気象データと整合するように近藤 (1994, 式 3.21) による方法で雨雪判別を行っている。



**Figure 4.1** : 現在気候における気象入力データのうち 4 変数の空間分布 (1980-1999 年の気候値)  
 (a)降水[mm/dy], (b)2m 気温[K], (c)2m 比湿[g/kg], (d)地表面下向き長波[W/m<sup>2</sup>]



## 4.2. モデル検証・評価

### 4.2.1 地下水汲み上げ量

HiGW-MAT では河川と中規模貯水池でまかなえなかった水需要ぶんを地下から汲み上げて需要を満たす構造となっている。地下水は水資源としてモデルの中で最も重要な要素の一つだが、HiGW-MAT は浸透量や地下水資源量を考慮して物理的に算出しているわけではないため比較的不確実性が高い部分と言える。しかも現在の知見では地下水水賦存量は未知量とせざるを得ず、シミュレーションでは“地下水は際限なく汲み上げられる”という仮定になっている。そこで少なくとも現在気候下でシミュレーションが妥当な汲み上げ量を出している事確かめる必要がある。この節では、20 世紀再現実験における地下水汲み上げ量を統計データの AQUASTAT と比較してその妥当性を調べた。

Fig. 4.2 に HiGW-MAT のシミュレーションで得られた 20 年間（1980-1999 年）の平均地下水くみ上げ量の空間分布を示す。特にインドから中東にかけて、中国中央部から北部、イベリア半島とアメリカ西部やメキシコで多くの地下水汲み上げ量が示されている。これらの地域では一日当たり 10 万  $\text{m}^3$  オーダーの汲み上げ量となっている。Fig. 4.3 に汲み上げ量が多い上位 39 か国について、AQUASTAT とシミュレーションのログスケールの散布図を示す。横軸が HiGW-MAT で縦軸が AQUASTAT である。AQUASTAT は 5 年に一度のデータであり、これが 5 年間の平均なのか 5 年のうちの 1 年分のデータなのか不明だったため、モデルの方は各期間で 5 年分のデータを使ってエラーバーで汲み上げ量を示してある。Fig. 4.4 は汲み上げ量上位 3 か国（インド、

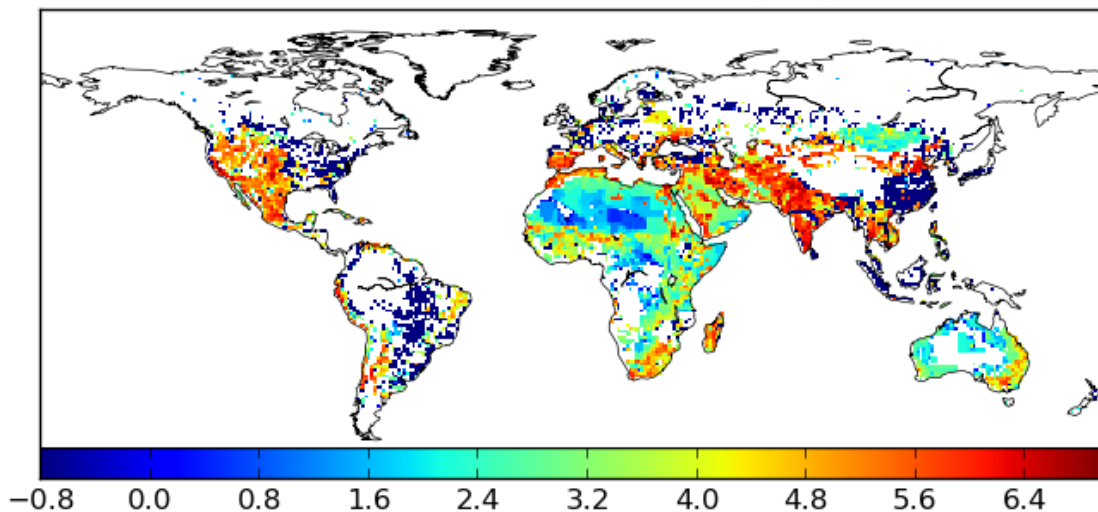
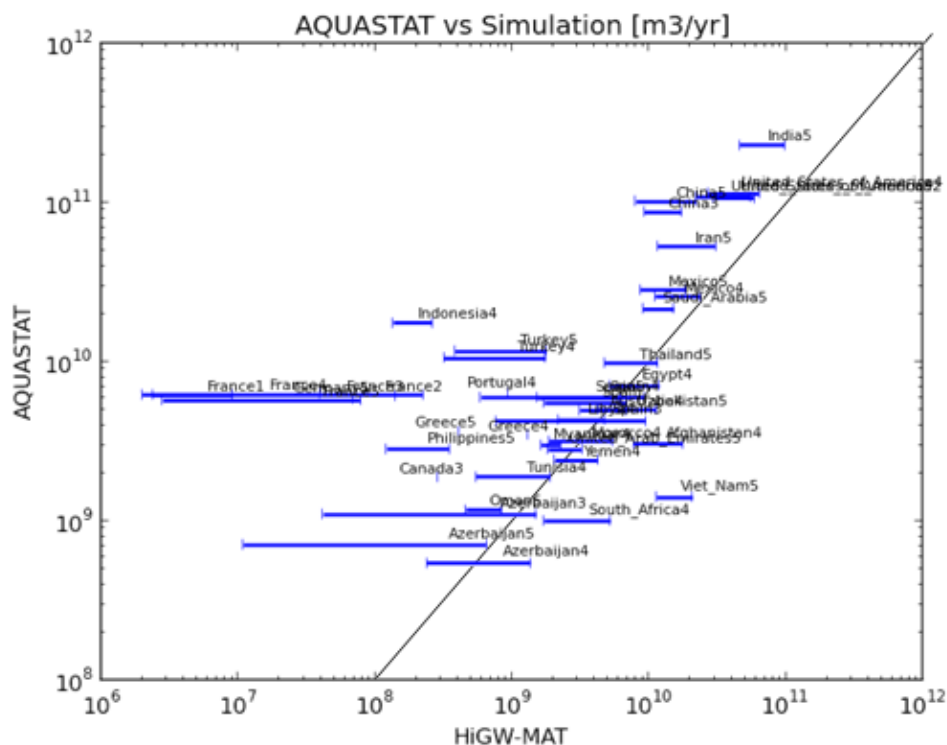
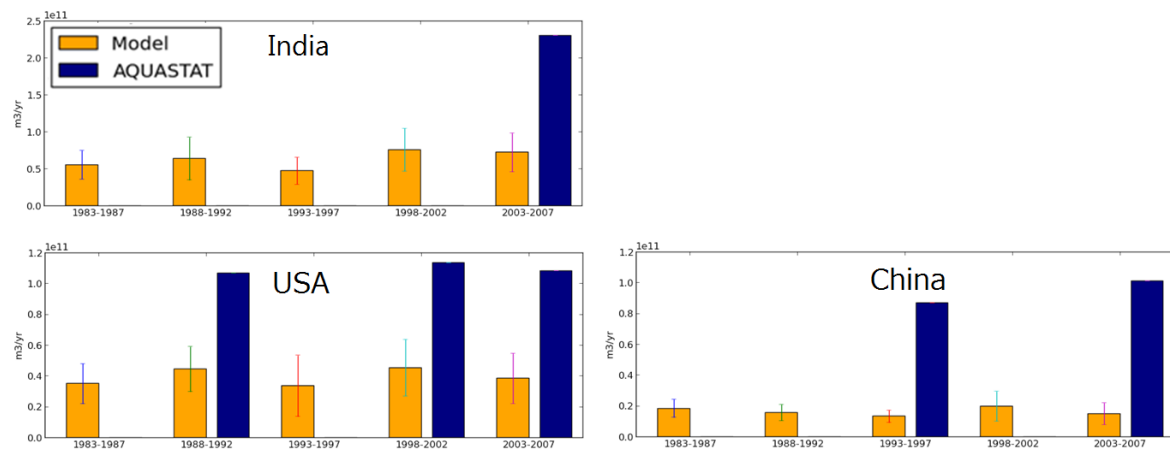


Figure 4.2 : 地下水くみ上げ量 [ トン/日 (対数表記) ] (1980-1999 年の年平均値)

アメリカ、中国) について、5 期の値をバークグラフにしたものである。AQUASTAT の統計データが欠損の年については表示していない。結果はオーダーが同じでも HiGW-MAT で過小傾向となった。特に、フランス、インドネシア、トルコでの過小評価が目立った。しかしながら、汲み上げ量が多い上位 10 か国は比較的傾き 1 の直線に近いところに分布し、少なくとも同じ AQUASTAT と同じオーダーに入っている事が確認できた。この結果は、HiGW-MAT による現在気候の地下水くみ上げ量は許容範囲にある事を示していると言える。20 世紀再現実験では現実に近い農地データ (すなわち需要) と気象データと貯水池データ (すなわち供給) が用いられているため、需要に対して天水・河川取水で足りない分を補填するという振る舞いをする地下水利用量が現実と比較して妥当範囲にあるという事は、とりもなおさず、正しい入力があれば正しい出力を返す、というモデルの信憑性を強く担保している。しかしながら、特に将来推計において、需要と供給のどちらか、或いは、両方が不確実なものとなった場合、特性上、この「無限の汲み上げが可能な地下水利用」にしわ寄せが出てしまう事が予想されるため、その解決は今後の大きな課題である。



**Figure 4.3 :** 地下水くみ上げ量に関するシミュレーションと統計データの散布図 [m<sup>3</sup>/yr]  
 横軸: HiGW-MAT 出力, 縦軸: AQUASTAT (統計データ)。  
 サンプル: AQUASTAT にある国のうち汲み上げ量 Top39 国。



**Figure 4.4 :** 汲み上げ量上位 3 か国における汲み上げ量に関するモデルと統計データの比較  
 上位から順にインド、アメリカ、中国。  
 黄色バー：モデルの 5 年平均値， 青色バー：AQUASTAT の統計データ

### 4.2.3 流量再現性

HiGW-MAT の陸面過程が出力する流出を河川モデル TRIP に流す事で流量を得る。そしてこの流量は貯水池操作や取水によって人為的な影響を受ける。ここでは、この流量の再現性について検証を行う。旱魃解析は流量を解析対象とするので、流量の再現性は高い事が望ましい。しかしながら、広域モデルではサブグリッドの複雑な物理を単純化して表現しているため、ある程度のバイアスは不可避である。流量のモデルバイアスは量とタイミングの両方について現れる。ここでは、どの程度のバイアスが存在し、流域別にどのような特徴があるのかを考察する。ここに示す流量の検証では、まず大きな代表流域で月平均気候値の再現性を見る。続いてより詳細な日単位の再現性を確認する。

Fig.4.5 は 36 本の代表河川について 1980-1999 年の 20 年の月平均値時系列の気候値をプロットしたものである。黒は GRDC の観測流量データ、赤と緑は HiGW-MAT によるシミュレーション結果で、それぞれ水資源管理モジュールを ON(赤)にした場合と OFF の自然状態(緑)の場合である。このうち 31 か所は最下流地域にあるゲージであり、(\*) がついた 5 つのゲージは貯水池の下流に位置し人為的な流況操作の影響が大きいと考えられるゲージである。また、Table4.1 に 31 個の代表流域について観測とシミュレーションの年平均流量と Relative root mean square error (RRMSE) をまとめている。RRMSE は次式で算出され、平均流量に対する標準偏差の割合を示すため値が小さい方が再現性が良い事を意味している。

$$\text{RRMSE} = \frac{\sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (rflow_{s,m} - rflow_{o,m})^2}}{rflow_o} \quad (4.1)$$

ここで  $m$  は月、 $M$  は月流量データのサンプル数、 $rflow_s$ 、 $rflow_o$  はそれぞれシミュレーションと観測の月平均流量を表す。下記に、気候帯毎に特徴をまとめる。

(1) 熱帯域 : どの河川においても HiGW-MAT による年平均流量および乾季の流量の推定値は過小だが、RRMSE は他の領域と比べて最も小さな値をとっている。Congo と Tocantins については HiGW-MAT の方が季節変動が大きくなっているが、ピーク流量や低流量のタイミングは合っており季節変動は高い再現性を見せている。また、いずれの河川でも水資源管理の影響は小さい。

(2) 乾燥・半乾燥域 : MATSIRO で流出が過小評価され流量変動の再現が難しい地域である。Zambezi を除き、低流量期には流量が過小になっており、Niger や Chari では HiGW-MAT において低流量期が 2 ヶ月ほど長期化している。

(3) 温帯：Fig.4.5 に示す温帯の河川流域は人為的な流況操作の影響を多分に受けている。ここではヨーロッパ、アジア、北米の3地域に分けて考察する。

(3-1) ヨーロッパ：Volga, Dnepr, Don ではシミュレーション結果の融雪期のピーク流量過大および低水期の流量過小が、実際には貯水池操作による流量の平滑化が積極的に行なわれている事を示している。従って現実にはモデルよりも効果的に流量配分がされていると考えられる。そのため少なくとも、水資源管理モジュール ON の場合の方が OFF の計算よりもピーク直後～低流量期の再現性が向上している。水資源管理を考慮した事により、モデルにとって難しい低流量期の再現性が向上した事は価値がある。低流量期を過小評価しているが、Danube と Rhine についても季節変化は再現出来ている。これらの流域では流量の年々変動は大きい、変動のレンジは同程度で許容範囲の再現性である。また、年前半については量的にも再現性が良いと言える。

(3-2) アジア：モンスーン気候に属し雨季と乾季を有するため、流量の季節変化は降水量の変化に準ずる。20 世紀再現実験では再解析ベースのフォーシングを使用しているため、大まかな流量の季節変化の再現性は良い。GRDC よりも HiGW-MAT の方が年平均の大きい Ganges では低水量期が 2 ヶ月ほど短縮し、ピークタイミングも一か月早くなっているが、他の流域では HiGW-MAT の低流量期は長期傾向にある。

(3-3) 北米：特に Missouri, Nelson, Churchill, Colorado で水資源管理モジュールが有効に機能している事が示されている。HiGW-MAT でも水資源管理の考慮によって自然の季節変動が平滑化されており、GRDC のハイドログラフに近くなっている。量的には低水量期を過小評価しているが、Mississippi と Ohio についても GRDC の季節変化を良好に再現している。一方、St.Lawrence では貯水池操作の再現性はまだ不足しているようである。

(4) 高緯度域：融雪に起因するピーク流量と冬季の低流量が特徴である。冬季初期 9～10 月の流量を過小評価して長期化させる傾向があるが、融雪開始時期は良好に再現できている。また、ピークタイミングも 1 ヶ月以内の誤差にとどまっていて許容可能な結果となっている。

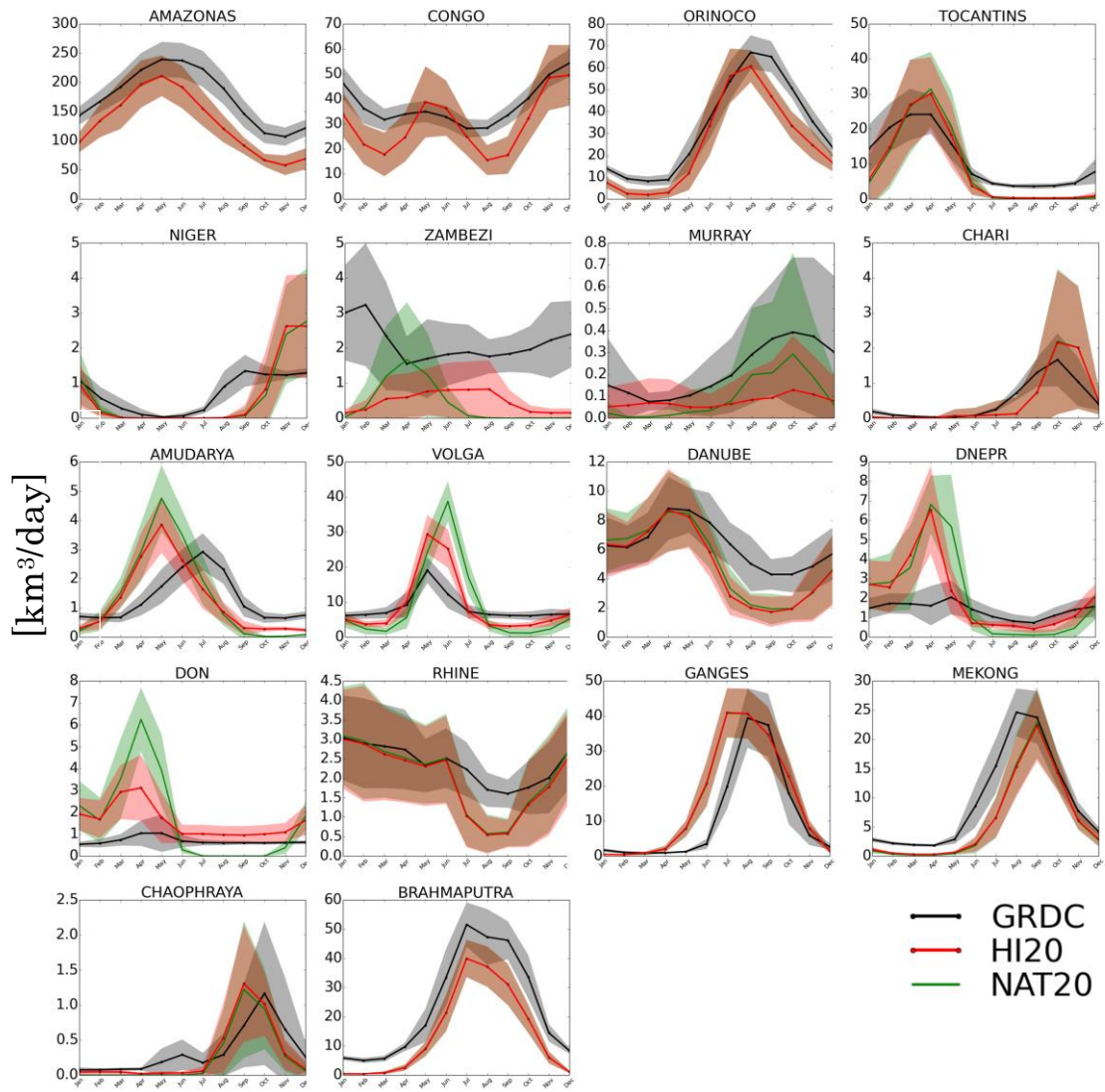
続いて日流量を用いた再現性検証の結果を示す。Fig.4.6 は 10 年 (=3650 日) 以上のデータが利用可能なゲージでの日流量の時系列の相関を調べた HiGW-MAT と GRDC の結果である。90 のゲージポイントのうち、66 (57, 41)%のゲージで 0.4 (0.5, 0.6)以上の相関係数を取っている。流量の季節変化がある地域では、この相関係数は日変動よりも大きな季節変動による流量変動の

再現性に左右される。すなわち、Fig.4.6 は HiGW-MAT の年々の季節変動の再現性も比較的妥当な範囲で再現できている事を示している。

ところが、アフリカ南部やオーストラリアといった乾燥域では再現性が低い。Fig.4.7 は水資源管理モジュール ON の結果を用いて HiGW-MAT と GRDC の年平均流量気候値（1980-1999 年）をログスケールで散布図に示している。流量が大きい流域では年平均流量について良好な再現性を示すが、流量が少ない河川での再現性は劣る事がわかる。年平均流量を過小という事は、流出量が足りない事を意味し、陸面過程の再現性が良くない事を示している。乾燥傾向にある地域でのモデル再現性に改善の余地があると言える。具体的には Fig.4.7 で再現性が悪いのは Limpopo, Orange など南アフリカの河川と Cooper Creek や Fitzroy などのオーストラリアの河川だった。降水量についてはこれらの地域もある程度の季節変動を再現出来ているので、陸面過程による流出の再現性の低さが流量変動の再現性低さの原因となっていると考えられる。こういった乾燥帯では短期間のうちに強い降雨が特徴であるのに対し、フォーシングの降雨は 3 時間や 6 時間の平均値を与えており現実比べて緩やかである。そのためモデルの中ではホートン型の流出が起こりにくく、緩やかに地中に浸透した水が蒸発している可能性がある。いずれにせよ、HiGW-MAT の陸面過程を担う MATSIRO の乾燥・半乾燥地帯の流出過程に改善の余地があると言える。旱魃解析の結果において、これらの地域の精度が劣る事に留意する必要がある

Fig.4.8 は水資源管理モジュール ON と OFF の結果の差（ON-OFF）を示している。水資源管理の考慮によって 57% のゲージで相関係数が向上している事がわかった。これらのゲージポイントでは自然の季節変化の特徴は残しつつ、貯水池操作によって豊水期の貯留と低水期の流量の確保が季節変化の振幅が抑えられるような所で、確かに上流に大規模貯水池がある事が多い。一方、43% のゲージでは相関係数が減少している。これらの一部は貯水池操作による流況の平滑化が非常に有効に効いている地域で、小さな日変動が相関係数を決定している。こういった地域では貯水池モジュールが流況をかなり安定させるが、実際には流況が人工的にコントロールされて細かい周期の変動を持っているため、ハイドログラフを見た際に水資源管理導入によりハイドログラフ上では再現性が向上していても相関係数が低くなる、という事があった。例えば Fig.4.8 に Fig.4.6 で最も濃い青を示す Colorado 川の 1986 年の流況を示す。赤が GRDC で現実の流況、青が水資源管理モジュールを ON にした計算結果で、緑が水資源管理を考慮しなかった場合である。貯水池操作の導入によって流況の再現が向上している事がわかる。よって相関係数の値が悪くなっているとしても、もしそれが水資源管理モジュールが良く効いている地点ならば、モジュールが非現実的な挙動をしているわけではない事を確認している。このように貯水池下流の流況を具体的にみると、貯水池モジュールの導入によってピークカットと低水期の流量の確保がより現実的になっており、水資源管理モジュールが非常に有効に機能している事も確認出来た。

以上より、乾燥・半乾燥地帯を除いて HiGW-MAT は比較的大きな流況の変化は捉えられており、今回の検証では、流況は妥当な再現性を有し、続く旱魃解析に使用可能と結論付けた。



**Figure 4.5** : 水資源管理モジュール ON/OFF の計算結果および観測データの月平均流量 (1980-1999 の気候値) [ $\text{km}^3/\text{day}$ ]  
 黒：観測データ，赤：水資源管理モジュール ON シミュレーション，緑：OFF シミュレーション  
 線：月平均流量の気候値，シェード：20 年間の月の最大最小値（年々変動幅）



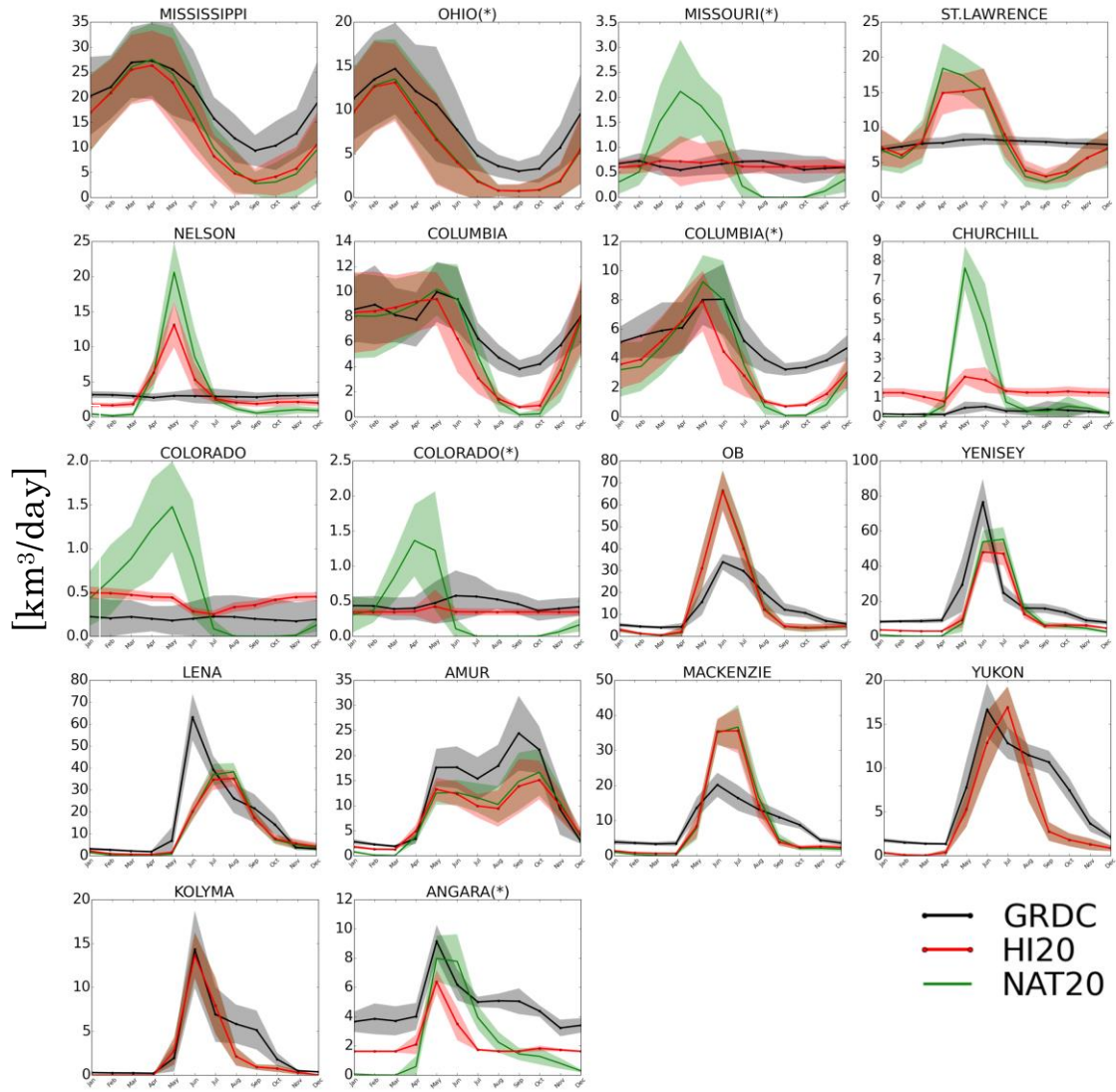
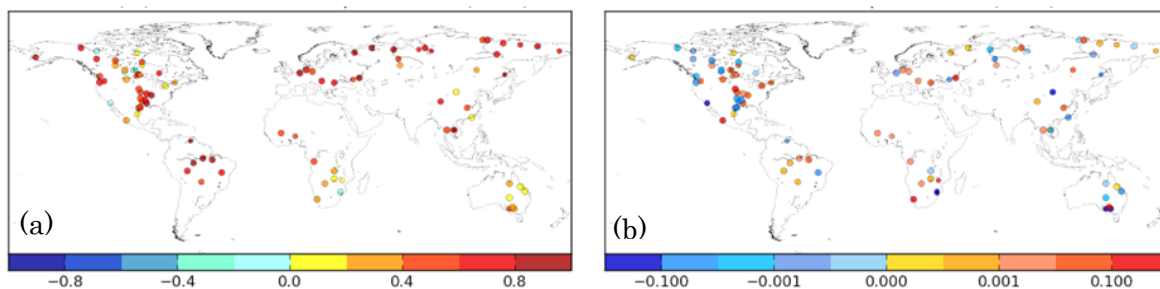


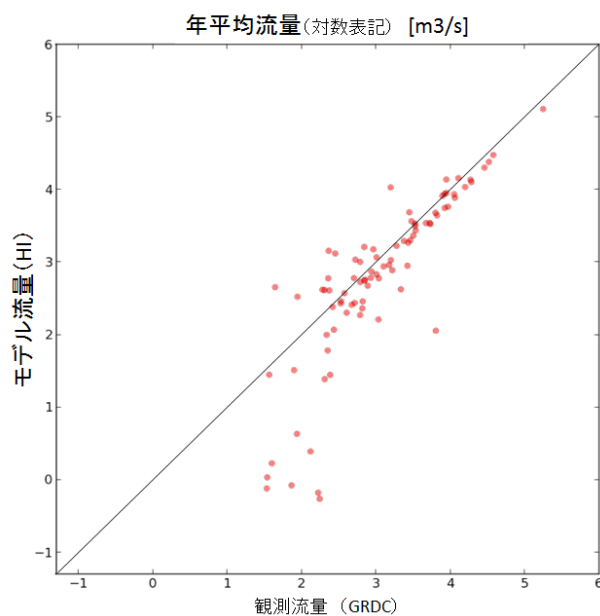
Figure 4.5 (Continued) :



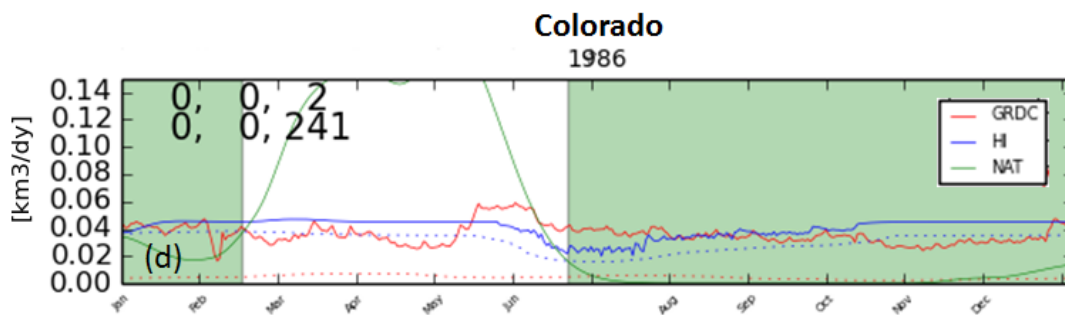
Region		Size Rank	P		E		R		Discharge				Climate Change (%)	Gauge ID		
			Hisitorical	Change	Hisitorical	Change	Hisitorical	Change	Observation	Simulation	RRMSE	STD			RSTD (%)	Future Simulation
Global			2.15	20.0	1.53	11.8	0.64	8.7								
Tropical	1 Amazon		5.91	30.7	3.61	5.7	2.28	25.2	174863	129352	0.6	724	12.5	149445	16	3629001
	2 Congo		3.97	68.6	3.28	12.0	0.70	56.0	37545	30131	2.7	299	20.6	53889	79	1147010
	23 Orinoco		6.25	-47.6	3.67	-10.2	2.58	-37.9	32750	24184	3.1	473	12.6	21920	-12	3206720
	24 Tocantins		4.72	-23.7	3.50	0.7	1.21	-24.1	11261	8850	8.9	527	37.2	7282	-15	3649950
Arid	9 Niger		1.71	4.5	1.61	8.1	0.11	-3.9	757	634	132.0	61	38.9	220	-64	1734500
	14 Zambezi		2.37	-9.9	2.32	-8.1	0.04	-0.9	2155	420	46.4	48	64.5	484	4	1891500
	18 Murray		1.28	24.1	1.26	23.8	0.01	0.2	219	100	456.4	9	112.5	91	23	5404270
	22 Chari		2.04	22.5	2.01	19.6	0.05	3.6	456	235	219.0	44	81.9	873	81	1537100
Europe	39 Amudarya		0.82	17.1	0.66	26.4	0.27	-8.4	1304	1236	76.7	64	17.1	869	-31	2917110
	13 Volga		1.54	22.9	0.94	23.3	0.57	1.2	8243	8768	12.1	156	14.4	9165	4	6977100
	26 Danube		2.07	-1.5	1.54	16.2	0.55	-18.2	6263	4820	16.0	126	14.9	3269	-33	6742900
	38 Dnepr		1.62	16.2	1.23	21.8	0.38	-6.4	1391	1994	71.9	70	18.4	1746	-15	6980802
Temperate	43 Don		1.41	8.8	1.08	21.1	0.34	-12.4	691	1627	144.7	60	24.4	983	-38	6978250
	75 Rhine		2.63	15.6	1.59	18.4	1.05	-2.9	2362	1964	42.3	139	22.4	1974	1	6435060
	19 Ganges		3.19	22.9	2.37	10.1	1.11	21.7	11146	16468	9.0	210	19.3	17604	17	2646200
	27 Mekong		4.00	61.2	2.95	17.2	1.11	44.8	9221	5817	10.8	231	17.3	8357	39	2469260
North America	33 Brahmaputra		4.67	51.4	1.87	21.7	2.85	32.2	23165	15181	4.3	385	15.0	16521	17	2651100
	88 Chaophraya		3.36	73.4	3.20	19.0	0.56	60.6	337	290	296.7	74	49.9	992	242	2964130
	3 Mississippi		2.18	-2.3	1.75	8.7	0.45	-9.9	18582	13742	5.4	151	22.3	10606	-23	4127800
	17 St.Lawrence		1.97	22.2	1.18	31.1	0.79	-8.3	7756	1978	12.9	112	15.5	1850	-6	4243150
Porlar	16 Nelson		1.26	-0.4	0.94	6.9	0.29	-5.0	2981	3685	33.5	56	19.7	2917	-18	4213711
	32 Columbia		1.71	12.4	1.01	22.6	0.71	-10.0	7052	5907	14.2	104	19.9	4897	-14	4115201
	201 Churchill		1.26	5.1	0.83	12.7	0.43	-7.0	276	1310	362.0	58	15.2	1096	-17	4214270
	35 Colorado		0.87	-8.0	0.83	-2.1	0.07	-5.1	201	413	495.3	10	12.4	81	-80	4352100
Europe	4 Ob		1.20	15.6	0.77	16.3	0.45	-0.1	12728	14463	7.9	60	8.6	14468	0	2912600
	7 Yenisey		1.11	20.2	0.63	14.4	0.46	5.6	18964	12738	5.3	34	5.2	14393	13	2909150
	8 Lena		0.96	19.3	0.54	8.3	0.40	10.9	15659	10904	6.4	74	10.6	13795	27	2903430
	10 Amur		1.50	21.6	1.06	13.8	0.41	7.2	11466	7896	8.7	91	15.4	9647	19	2906901
Asia	12 Mackenzie		1.07	14.4	0.60	15.8	0.45	-1.7	8910	9181	11.2	82	12.4	8679	-4	4208025
	25 Yukon		0.94	9.1	0.46	13.9	0.46	-4.3	6584	4482	15.2	74	11.8	3984	-8	4103200
	34 Kolyma		0.74	27.4	0.37	10.7	0.37	16.2	3146	2336	31.8	51	18.1	3396	44	2998510



**Figure 4.6** : GRDC 観測ポイントにおける日流量に関するシミュレーションと観測の相関係数  
(a)水資源管理モジュール ON 時, (b)ON と OFF の差 (ON-OFF)



**Figure4.7** : シミュレーションと GRDC (観測データ) の年平均流量に関する散布図 [m³/s]  
縦軸 : シミュレーション, 横軸 : GRDC



**Figure 4.8** : コロラド川の流量時系列 (水資源管理の考慮・無考慮の比較) [km³/dy]  
赤 : GRDC (観測データ), 青 : 水資源管理モジュール ON, 緑 : OFF  
シェードは各シミュレーションでその期間が早魃であることを示す  
左上の数値は上段が早魃イベント回数, 下段が有効早魃日数の値であり, 左から GRDC, ON 時, OFF 時の値。OFF 時に早魃を過大評価している事がわかる。

#### 4.2.4 旱魃再現性

HiGW-MAT と GRDC の日流量データに対して同じ旱魃判別のアルゴリズムを使用し、HiGW-MAT が観測データの旱魃をどれほど再現しているのか検証した。本研究では旱魃特性として、(i) 有効旱魃日数、(ii) 旱魃イベント数、(iii) 平均イベント日数の 3 つを用いている。平均イベント日数は他の二つの指標から求めるため、ここでは有効旱魃日数と旱魃イベント回数について調べる。またこの時、今回の旱魃解析が記録に残っている大きな旱魃イベントをどれほど検出出来ているかにも注目した。

まず、1980-1999 年の間に記録に残っている大きな旱魃イベントとしては下記のイベントのシグナルがモデルの中で見られるかを調べた。この期間の大きなイベントとしては、1983-1984、1987、1992 年アフリカ・サブサハラ域、1987 年インドシナ半島、1988 年アメリカ・Mississippi 流域 [Trenberth et al. 1996, Giorgi et al. 1996]、1990-1992 年ヨーロッパ [Briffa et al. 1994]、1998 年 Amazon 流域などが挙げられる。ただし、ここに挙げたイベントは水文旱魃に特化したものでなく、記録上“旱魃”と記述があるものである。

Fig.4.9 に 1988 年 Mississippi 流域、1990 年 Danube 流域、1998 年 Amazon 流域の旱魃の時系列を示す。赤、青、緑のシェードはそれぞれ GRDC、HiGW-MAT の水資源管理モジュール ON および OFF で流量が閾値を下まわってその期間が旱魃であった事を示す。この 3 つのイベント年にはモデルの中でも例年に比べて長期の河川旱魃が発生しており HiGW-MAT の出力から旱魃年のシグナルを拾う事が出来た。Fig.4.10 の散布図はそれぞれ年々の有効旱魃日数と旱魃イベント回数をプロットしたもので水資源管理モジュール ON (青)と OFF (緑)のそれぞれについて 20 年ぶん、20 個のプロットがある。水資源管理 ON のプロットについて、有効旱魃日数が最も大きな値をとっているのが今注目している旱魃年であり、モデルが観測の旱魃年をよく検出できている事がわかる。

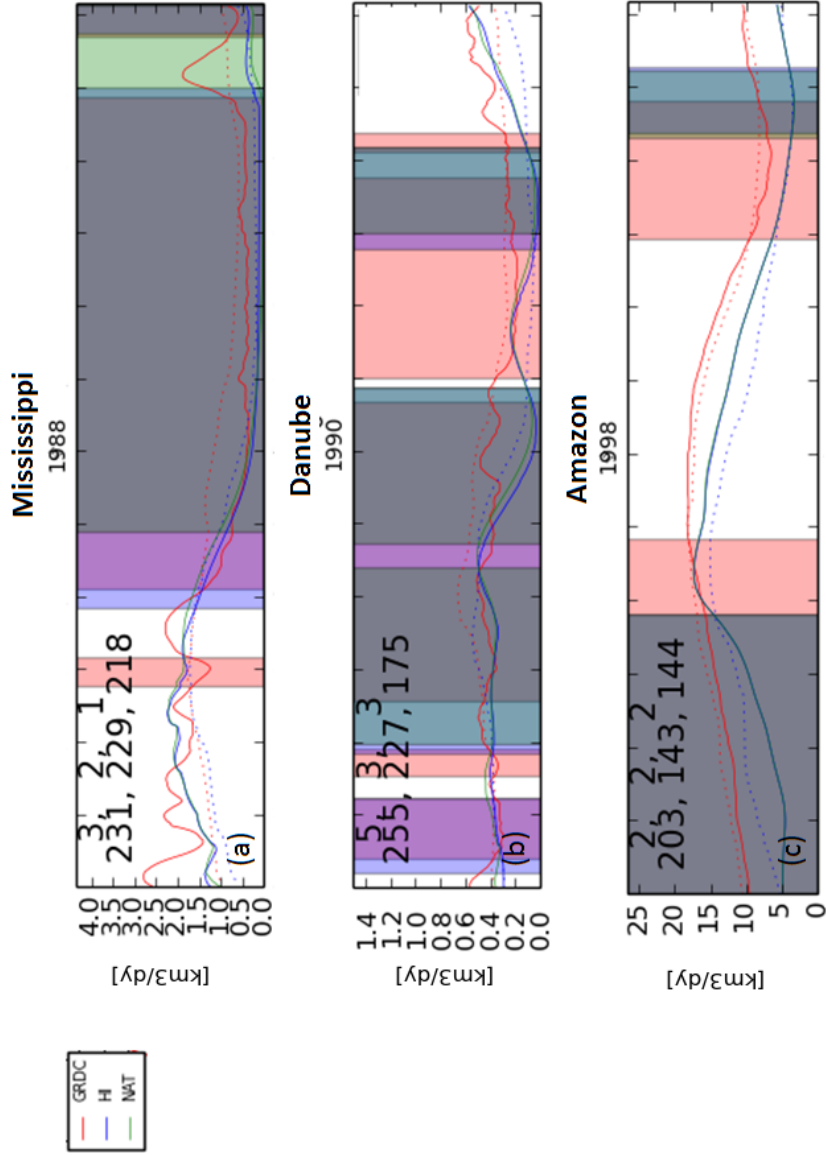
一方、サブサハラの河川では Niger 川で 1987 年、Chari 川で 1984、1987 年の旱魃 0 年を検出したが、その他の年については目立つ旱魃は起こらなかった。インドシナ半島については Mekong 及び Chao Phraya のゲージを参照したが、特に例年と比較して大きな旱魃イベントはなかった。これらについてイベントを検出しなかった理由は 2 つ考えられる。一つは、最下流部のゲージで検証を行ったため、上流の旱魃と非旱魃の支流の情報が統合されてシグナルが見えなかった可能性がある。もう一つは、記録されているのが気象旱魃を指しており河川まで影響が伝播しなかった可能性がある。Mekong などは水源をチベット高原に持ち融雪を水資源とする部分も多いためインドシナ半島の少雨の影響が大きくならなかった可能性が考えられる。

以上のように検出できなかった旱魃イベントもあったが、検出できたものについては非旱魃年との違いは顕著だった。よって、本研究の閾値法を用いた旱魃解析は旱魃年の検出に相応のスキルを有すると考えられる。

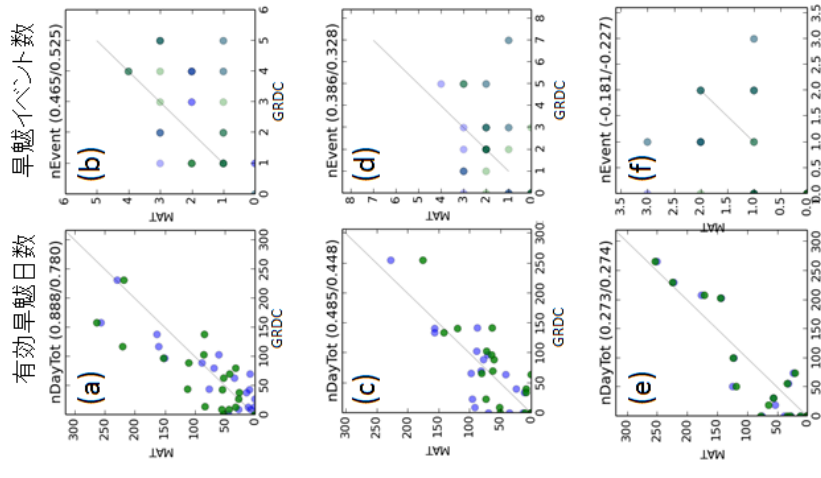
続いて、モデルと GRDC の有効旱魃日数と旱魃イベント回数を比較する。Fig4.10 に示したゲージポイントでは、分布は比較的傾き 1 の直線の近辺にあり年々の変化についても良い再現性を得ている事がわかる。細かくは、HiGW-MAT の流量は低水期が長くなる傾向があり、それに伴いシミュレーションの旱魃日数の方が長くなる地点が複数見受けられた。また、広域シミュレーションの方がポイントデータよりも流況の時系列が滑らかになる傾向が強く、その結果イベント回数はポイントデータの方が多く出るケースが多い。しかしながら、多少の誤差こそあれ年平均有効旱魃日の散布図を見ると、旱魃年と非旱魃年は、現実によく区別が出来ており、今回の旱魃解析が有効である事がわかる。

散布図に右肩にある数字はそれぞれ左から水資源管理モジュール ON/OFF と GRDC の相関係数である。これを見ると流況への人為影響が大きい Mississippi と Danube では水資源管理モジュール ON の方が有効旱魃日数の相関が良い。Fig.4.8 に Colorado の例を載せたが、水資源管理モジュールの導入によって、貯水池下流のグリッドでは人工的に旱魃が緩和されて現実に近づいた例が多く確認できた。Fig.4.11 に GRDC 観測ポイントにおけるシミュレーションと観測データの有効旱魃日数に関する RRMSE 及び相関係数と、その水資源管理モジュール ON と OFF の差を示す。Fig4.11 で相関係数は ON 時－OFF 時、RRMSE は OFF 時－ON 時の差を示しており、いずれの図においても正の値をとるポイントでは水資源管理によって対象期間中の旱魃状況が人為的に軽減されている事を示す。例えば、RRMSE については北米やヨーロッパを中心に人間活動が活発な地域で人間活動モジュールが機能している事が示された。しかしながら、Colorado 川や Chao Phraya 川のように人間活動が入った事で旱魃が下がった地点も存在する。これは流量の時に記したように、人間活動モジュールが現実よりも平滑化を進め、実際の人工的な小さな振動を再現できないからという理由がある。今後、貯水池モジュールのさらなる高度化が必要である事がわかる。

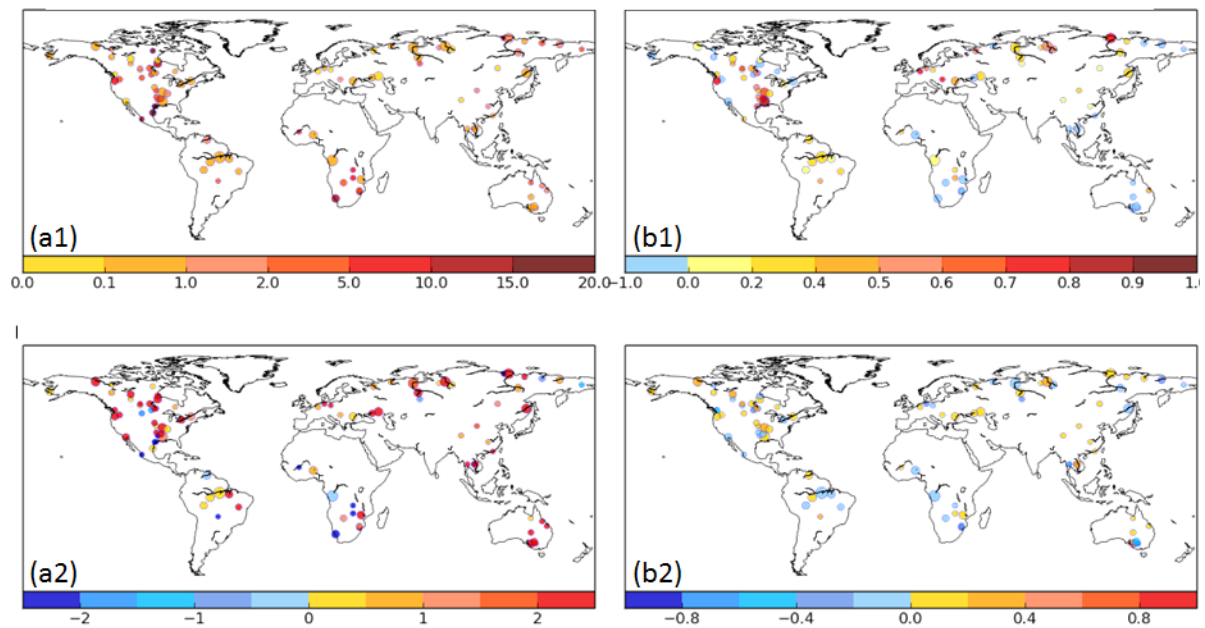
イベント回数についても同様のマップを作製したが冗長になるのでここでの掲載は避ける。しかしながら、旱魃日数とイベント回数と、2 つの旱魃指標について HiGW-MAT と GRDC の相関の良し悪しの組み合わせにはばらつきがあり、渇水日数の再現性が高ければイベント回数の再現性が高いとは必ずしも言えなかった。水資源管理モジュール ON/OFF の効果に関してさえ、気候区分など地域毎に見ても、系統的な差として一定の傾向を見つける事は出来なかった。年平均値で旱魃の変動傾向を議論している有効渇水日数と比べ、年内の時系列変化の再現性に影響を受けるイベント回数は再現が難しいと考えられる。それでも、 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  の広域情報をポイントと比較した際にそれほど大きな違いを出すわけではないため、イベント回数も有用な旱魃特性としてこのまま継続して使用する。



**Figure.4.9** : 早魃イベント年におけるシミュレーションと観測データの流況及び早魃の再現性  
 流況及び早魃に関するシミュレーションと観測の比較  
 線：流量 [km<sup>3</sup>/dt], シェード：早魃期間を示す  
 赤：GRDC (観測データ), 青：水資源管理モデル ON, 緑：OFF  
 シェードの色が赤, 青, 緑以外の場合はそれらが重複している



**Figure.4.10** 有効早魃日数およびイベント回数に関する  
 観測とシミュレーションの散布図  
 (a)(c)(e) : 各年の有効早魃日数[日/年]  
 (b)(d)(f) : 各年の早魃イベント数[回/年].  
 縦軸：シミュレーション,  
 横軸：GRDC (観測)  
 青：水資源管理モデル ON, 緑：OFF  
 河川は Fig4.9 に対応。



**Figure 4.11** : GRDC 観測ポイントにおける有効早魃日数に関する RRMSE 及び相関係数

- (a1) 水資源管理モジュール ON の結果における RRMSE
- (a2) RRMSE に関する水資源管理モジュールの ON/OFF の差 (NAT-HI)
- (b1) 水資源管理モジュール ON の結果における観測との相関係数,
- (b2) 相関係数に関する水資源管理モジュールの ON/OFF の差 (HI-NAT)
- (a2) 及び (b2) では正の場合、水資源管理の考慮により再現性が向上した事を示す。

### 4.3. 20 世紀再現実験およびモデル検証に関する結論

本章では、地下水汲み上げ量、流量、早魃について HiGW-MAT の早魃再現性検証を行った。

#### 地下水

地下水汲み上げについては、国単位の地下水汲み上げ量は統計データと比較してやや過小評価傾向であったが、同じオーダーの再現性を有しており妥当な範囲の再現性であった。しかしながら、今回の検証は国スケールの評価である。例えば、地下水汲み上げ量が多いインド、アメリカ、中国などは国土も広く、地下水利用の仕方に空間的な違いが偏在していると考えられる。そのため、今後はさらに詳細な空間スケールでの検証に取り組んでいくべきである。また地下水は有限な水資源なので、将来シミュレーションをする場合には制限がない汲み上げ量が許される仮定は改善するべきである。

## 流量

流量に関しては、大河川のうち GRDC の観測データがある 26 地点について月平均値、90 地点について日データを用い、HiGW-MAT が現実の流況の季節変化を捉えられている事を確かめた。HiGW-MAT は広域陸域水循環モデルなのでポイントデータとの比較で量的または多少の時間的な誤差が発生するのはやむを得ない。その点も踏まえ、月単位や季節単位の変動の特徴を再現できていることから、今回の流量検証では HiGW-MAT は妥当なモデルスキルを発揮していると結論付けた。ただし、乾燥・半乾燥地帯では系統だって流量が小さいバイアスがあり、今後の課題となっている。

## 早魃解析方法

流量同様、記録および観測データから実際の早魃が再現できているかを検証した。観測データについては同じ早魃解析アルゴリズムを適用し早魃日の時系列データを作成して比較している。その結果、1980 年から 20 年の間に起こった大イベントについて HiGW-MAT のシミュレーションは早魃年のシグナルを検出しており、解析方法が妥当である事も示された。早魃年と非早魃年を区別出来ているという事は、もし将来的に早魃になりやすい状況になれば合理的にその変化が発生の増減として表れ、変化を区別出来ると言えよう。

流量も早魃も、水資源管理モジュールを導入した事で多くの地点で再現性が上がっていた。ただし、人為的な操作が極めて強く働いているポイントでは、大まかな流況の再現性は向上していてもモデルが細かい操作まで再現できないため相関係数などを使った検証では再現性が下がったように見える場所もあった。しかしながら、これらの点については個々のハイドログラフから、決して人間活動モジュールが非現実的な挙動をしているわけではない事が確認できているため問題はない。

総じて、HiGW-MAT は早魃解析を行うに十分な再現性を有していると結論付け、HiGW-MAT を使った早魃の温暖化影響評価を進める事にした。

# Chapter 5. 将来推計 I :疑似温暖化実験

## 5.1. 実験の目的

温暖化に対する適応策が模索される中、温暖化の影響に対して人間社会がどの程度の対応能力を持つのかの定量的評価は、今後の方策の検討に欠く事が出来ない基礎情報である。しかし、既存の研究には、現在気候下での水資源管理の影響と温暖化影響を比較するもの、もしくは温暖化影響と現在の水資源管理の影響を比較するものはあったが、それらは今後の影響に対して水資源管理がどれほど有効かを示すものではない。よって、温暖化影響とその影響に対する社会の対応能力を直接的に比較し、予測される温暖化の影響に対して我々が有する水資源管理基盤どれほど有効なのかを示す研究が必要である。そこで、温暖化影響に対する人間活動の影響を旱魃という側面から評価する事を最終的な目的として、簡単なバイアス補正を加えた全球大気モデル MIROC5[Watanabe et al. 2010]の将来予測を気象フォーシングに用いる疑似温暖化実験を行った。本研究ではこれを将来推計 I もしくは疑似温暖化実験と呼ぶ事にする。この目的を達成するためのステップとして下記の 3 段階で解析を進める。

- ① 現在気候における旱魃と水資源管理影響
- ② 将来の旱魃予測
- ③ 温暖化影響と水資源管理影響の相対評価

## 5.2. 実験設定

この数値実験は空間解像度  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  で、現在気候 (Historical) を 1980-1999 年、将来を 2080-2099 年の 20 年ずつとして、これら二期間の旱魃を比較する事で温暖化の影響を調べる。水資源管理影響を最も温暖化が進んだ状況と比較するために、温暖化シナリオには RCP8.5 シナリオを使用する。一方、3.1 で紹介した境界データのうち、気象データ以外の境界条件は将来についても 2000 年の値を使用した。これは土地利用変化などの社会変化の不確実性が大きいからで、多くの不確実性が混在する将来予測をシンプルにして気候変動の影響を議論しやすくするためである。気象以外のデータを固定する事で、気候変動のインパクトのみを抽出する。これにより“現在の



インフラが温暖化に対してどれほど有効に働くのか”を議論する事が可能となる。ただし、気候に応じて変化するものとして、農事歴と貯水池操作については将来の環境に応じて設定してある。

この数値実験は3つの重要な仮定の下に行われる。一つ目はバイアス補正の手法の特性から、降水の強度は変化するが頻度や期間が変化しない事である。しかしながら、温暖化による水文循環の強化が予測されており、これに伴う無降水日の長期化が旱魃を助長させるという説がある。今回の旱魃に関する温暖化影響評価ではこの効果を考慮していない。2つ目は前述の将来の土地利用は現在と変わらないとする点である。3つ目はHiGW-MATのモデル検証の中でも述べたが、このモデルは地下水の汲み上げ量に限界を設けておらず、需要を満たすように無限の汲み上げが出来る事である。検証部分で、現在気候での汲み上げ量は過小傾向である事を示したが、継続した汲み上げは有限な地下水資源を枯渇させる可能性がある。今回の数値実験ではこの問題は考慮していない。これらの点に注意が必要である。

実験の構造を Fig. 5.1 に示す。水資源管理モジュールを ON/OFF にして将来計算を行い、前章の 20 世紀再現実験と合わせて 4 種類の出力を得る (Fig. 5.1 a1,a2,a3,a4)。現在と将来の双方において、ON/OFF の計算結果の違いは水資源管理影響を示す (Fig 5.1 b1,b2)。また、ON/OFF それぞれについて、将来と現在の差は温暖化影響である (Fig. 5.1 c1,c2)。この水資源管理を考慮した計算としない計算の温暖化影響には違いがあり、その差は水資源管理が温暖化影響を緩和もしくは悪化させた寄与である (Fig. 5.1 d)。本研究ではこの“水資源管理による温暖化影響の補正能力”を“予測される温暖化影響”と比較する事で、社会の温暖化対応能力を推定評価する。この Fig. 5.1 d の Fig. 5.1 c2 に対する比が Fig. 5.1 e である。この比を“Impact Alter Ratio (IAR)”と呼び、温暖化影響に対する水資源管理の影響緩和・悪化効果のインデックスとして提案する。なお、将来推計 I では旱魃解析の判断基準を統一するために、閾値には全ての解析に共通して水資源管理を考慮した Historical 期間の閾値 Q を使用している。

### 5.3. 将来気候データ

将来推計 I において将来の気候データには GCM の出力が使用される。しかしながら、いずれの GCM にも未だモデルバイアスがあり、データの用途によってこの取扱いに注意が必要となる。将来気候の気象データは GCM の MIROC5 にバイアス補正を施したものを使用した。これは Kim2009 に対して、気候モデル出力の現在気候 (1979-1999 年) と将来気候 (2079-2099 年) の月平均値の差(あるいは比)を加える (あるいは乗ずる) 事で GCM の出力の補正を行っており、このバイアス補正方法はスケーリングやデルタメソッドと呼ばれる [Alcamo et al. 2007, Lehner et al. 2006]。元になっている MIROC の解像度は T85 であるが、ここでは  $1^{\circ}$  に空間内挿して利用している。全球水文モデルを利用した既存の水資源評価では、降水と気温のみ、もしくはこれら

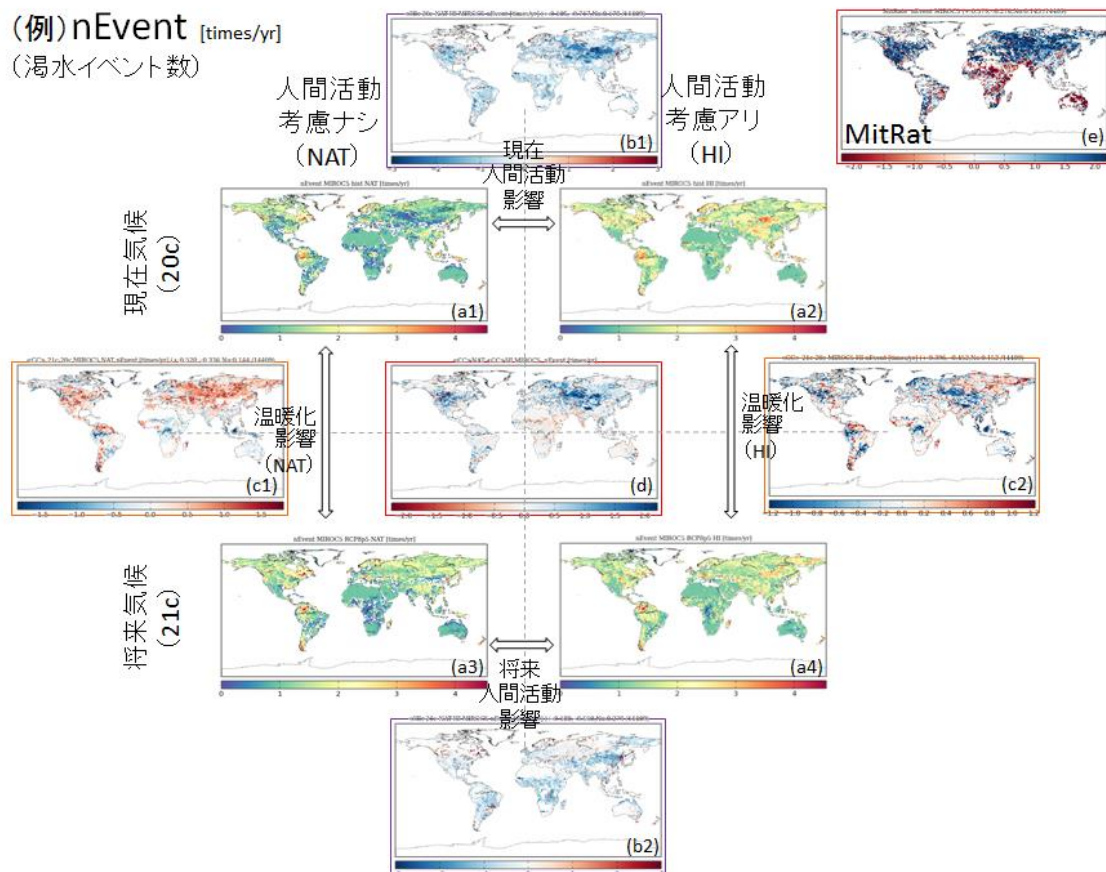


Figure 5.1 : 将来推計 I の実験設計

- (a) : 現在/将来に関する水資源管理モジュール ON/OFF の計算結果
- (b) : 水資源管理影響を表す水資源管理モジュール ON/OFF の差 (OFF-ON)
- (c) : 温暖化影響を表す将来と現在の差 (将来-現在)
- (d) : 温暖化影響に対する水資源管理の影響を表す(c1)と(c2)の差 (c1-c2)
- (e) : 温暖化影響(c2)に対する(d)の比

に加え下向き長波放射の補正を考慮している研究[ Hanasaki et al. 2013b ]もあるが、本研究では、気温の変化に伴って飽和蒸気圧が変化する事から湿度の補正も行っている。また本研究では、次式に従い気温  $T$ 、降水  $P$ 、および下向き長波放射  $LW$  をバイアス補正した。ただし、式 (3) を用いて現在気候と将来気候の降水の比を計算する場合、降水量が小さいと得られる比が非現実的な過大な値になってしまうことがあるため、モデルの現在気候の月降水量が 10mm/month 以下の場合、補正に用いる比は 1 とした。

$$T_{y,m,d,h} = T^{K09}_{y_0,m,d,h} \times (T^{MIROC5}_{future,m} - T^{MIROC5}_{historical,m}) \quad (5.1)$$

$$P_{y,m,d,h} = P^{K09}_{y_0,m,d,h} \times (P^{MIROC5}_{future,m}/P^{MIROC5}_{historical,m}) \quad (5.2)$$

$$LW_{y,m,d,h} = LW^{K09}_{y_0,m,d,h} \times \left\{ (T^{MIROC5}_{future,m})^4 / (T^{MIROC5}_{historical,m})^4 \right\} \quad (5.3)$$

ここで、 $T$ 、 $P$ 、 $LW$  はそれぞれ 2m 地表面気温、降水、下向き長波放射を表す。また、添え字の  $y$  及び  $y_0$  は将来と現在の年、 $m$ 、 $d$ 、 $h$  はそれぞれ月、日、時間を表す。 $K09$  と  $MIROC5$  はその変数が  $Kim2009$  と  $MIROC5$  のいずれから得られる変数かを示している。ここで  $MIROC5$  と添え字のある変数については、月平均の 20 年気候値である事に注意されたい。この方法は現在気候についてはより現実的な値を使用できる事が長所であるが、一方前述のように、将来のデータについては現在気候と比べ強度のみが変化しており、頻度や空間分布については現在気候のそれに準ずる事になっている点に注意が必要である。

また比湿については、相対湿度は変化しないという仮定の下で下記の補正を行った。[Tetense et al. 1930; Lowe and Ficke 1974]

$$RH_{y,m,d,h} = RH_{y_0,m,d,h} \quad (5.4)$$

$$E^{sat}_{y_0,m,d,h} = 6.1078 \times 10^{\frac{7.3 \times T^{K09}_{y_0,m,d,h}}{T^{K09}_{y_0,m,d,h} + 237.3}} \quad (5.5)$$

$$E_{y_0,m,d,h} = \frac{Press_{y_0,m,d,h} \times Q_{y_0,m,d,h}}{0.622 + 0.378 \times Q_{y_0,m,d,h}} \quad (5.6)$$

$$RH_{y_0,m,d,h} = \frac{E_{y_0,m,d,h}}{E^{sat}_{y_0,m,d,h}} \times 100 \quad (5.7)$$

$$E^{sat}_{y,m,d,h} = 6.1078 \times 10^{\frac{7.3 \times T_{y,m,d,h}}{T_{y,m,d,h} + 237.3}} \quad (5.8)$$

$$E_{y,m,d,h} = E^{sat}_{y,m,d,h} \times RH_{y,m,d,h} \div 100 \quad (5.9)$$

$$Q_{y,m,d,h} = \frac{0.622 \times E_{y,m,d,h}}{Prss_{y,m,d,h} - 0.378 \times E_{y,m,d,h}} \quad (5.10)$$

ここで  $E$ ,  $E^{sat}$ ,  $RH$ ,  $Q$  and  $Prss$  は蒸気圧，飽和蒸気圧，相対湿度，比湿，地表面大気圧を表す。なお，モデル内の揺らぎによる不確実性を考慮するために MIROC 5 は初期値を少しずつずらした 3 メンバーを使用し，解析ではアンサンブル平均値を使用している。Fig. 5.2 に降水，2m 気温，2m 比湿，下向き長波について，将来と現在の違いを示す。

## 5.4. 結果と考察

### 5.4.1 現在気候における水文循環への水資源管理影響

全ての比較について水資源管理モジュール ON の現在気候期間をコントロールランとする。その降水，蒸発散，流出，流量の 20 年分の年平均値の空間分布を Fig. 5.3.，水資源管理を考慮した場合の大陸毎の水収支を Fig. 5.4 に示す。Fig. 5.3 の (b2)，(c2)，(d2) は水資源管理モジュール ON と OFF の差の，モジュール ON のケースに対する比 ( $HI \cdot NAT/HI$ ) を表している。インドや中東を中心に灌漑によって蒸発散量と流出が増加を示し，いずれのケースについても特に乾燥傾向にある地域で顕著な差が出ている。流量については流出増の他に取水があるため，Haddeland et al. 2013 の中であげられた北米や中国などの農作地域を中心として水資源管理を考慮した場合の方が年平均流量の小さくなる地域が存在する。水資源管理考慮の有無によって蒸発散量では 10%以上，流出と流量では 50%以上の差が出る地域も存在し，Fig. 5.3 から水資源管理が陸域水循環に対し無視できない影響をもつ事がわかる。

### 5.4.2 現在気候における旱魃への水資源管理影響

現在気候期間の有効旱魃日数と旱魃イベント回数のそれぞれについて，Fig. 5.5 に水資源管理モジュール ON の計算の空間分布，Fig. 5.6 に Historical の旱魃指標について，水資源管理モジュール ON/OFF の差 (OFF-ON) の結果を示す。2 つのシミュレーションの違いは水資源管理の考慮の有無のみなので，この図は旱魃への水資源管理影響を示している事になる。イベント回数

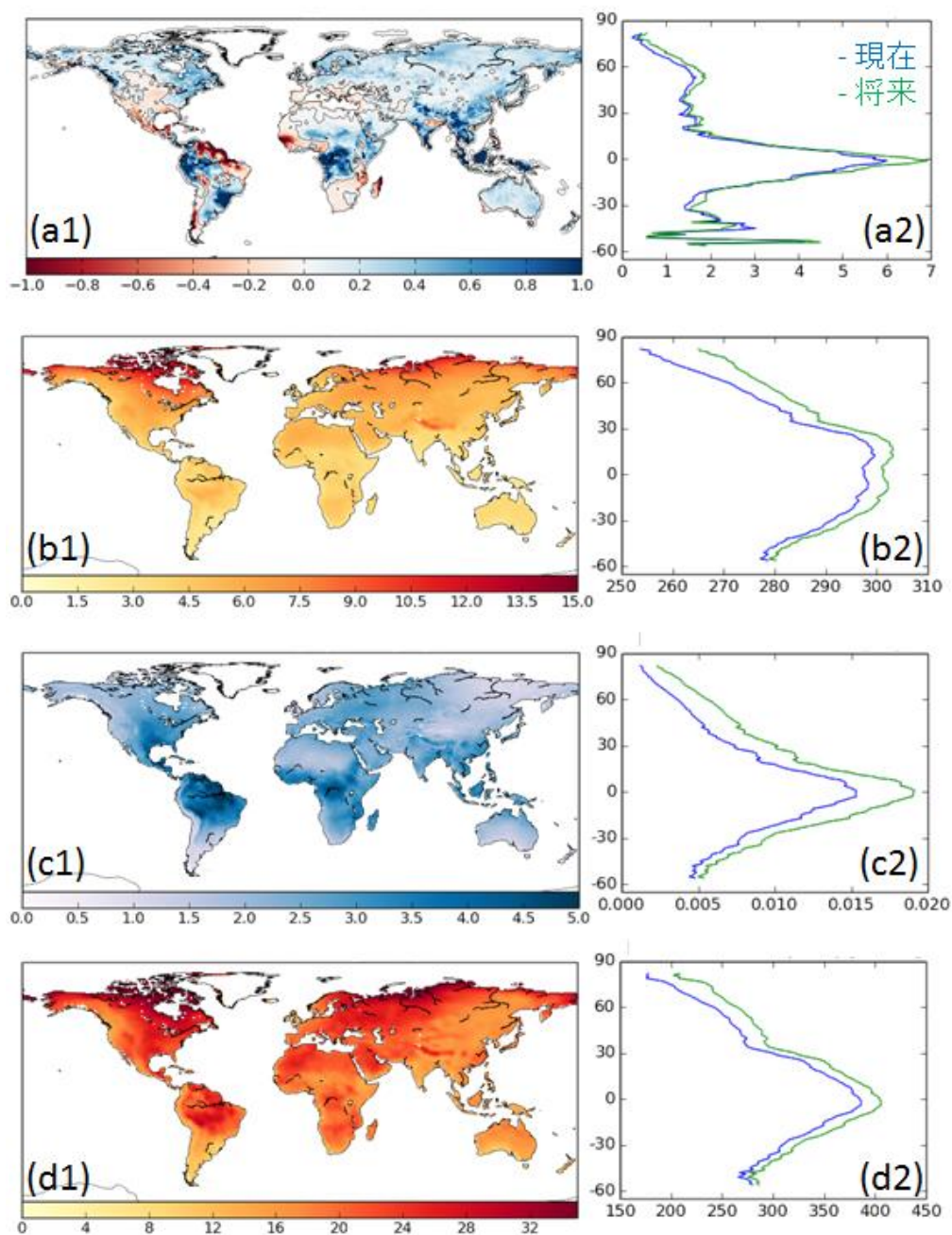


Figure 5.2 : バイアス補正した変数について 21 世紀と 20 世紀の差の空間分布 (21c-20c)

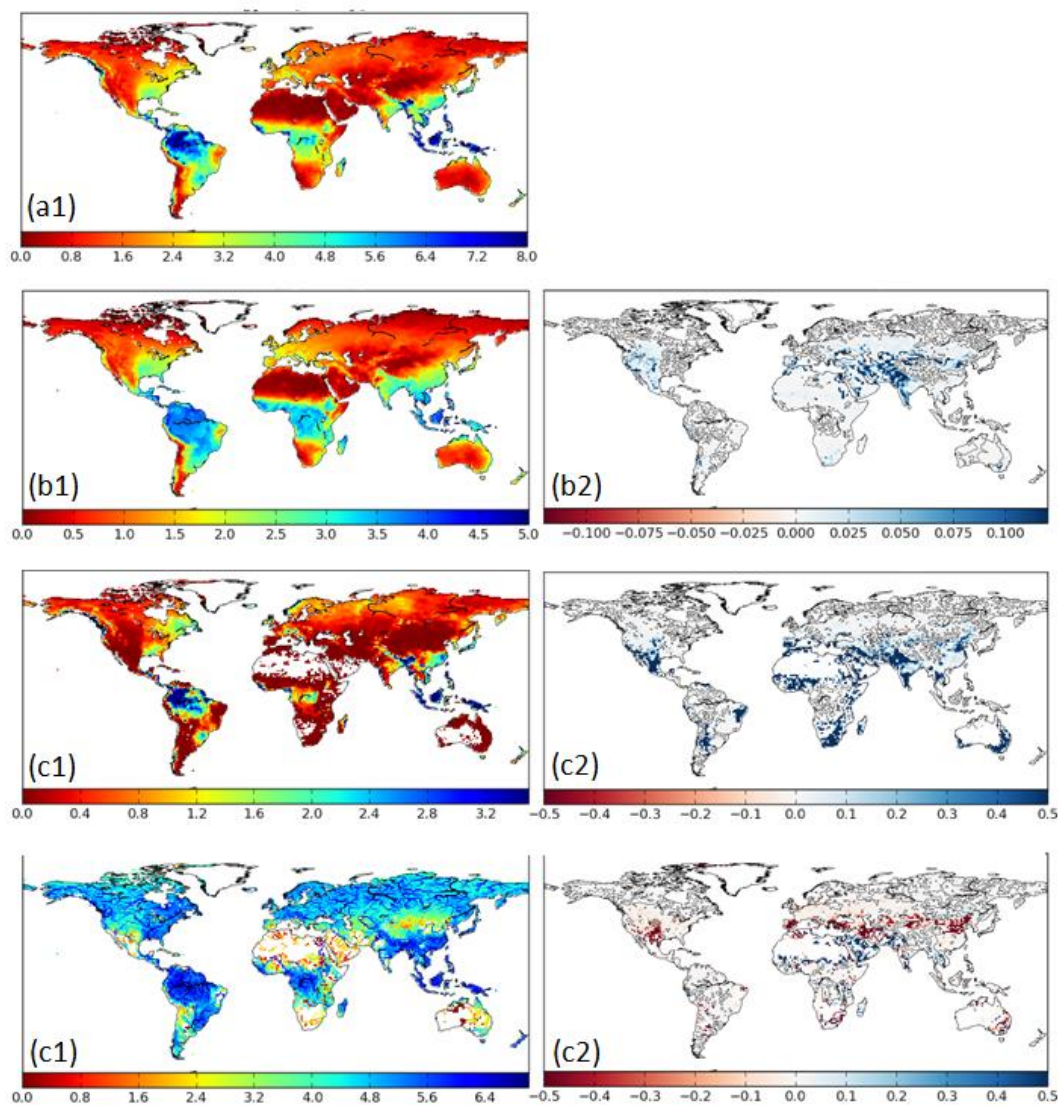
(a)降水[mm/dy], (b)2m 気温[K], (c)2m 比湿[g/kg], (d)下向き長波放射[W/m<sup>2</sup>].  
添え字 1 : 現在気候における 20 年間の気候値の差 (21c-20c)  
添え字 2 : 緯度平均の現在と将来の差 (将来-現在)

は 20 年間の合計回数で単位は[回]。早魃は毎年起こるイベントではないが、有効早魃日数は年平均値として表しており単位は[日/年]である。

水資源管理の影響を見ると、有効早魃日数とイベント回数のそれぞれについて、面積にして陸域の 76%と 64.4%で水資源管理が入った計算結果で値が大きくなった。これは多くの地域で水資源管理が早魃リスクを増加させている事を示唆する結果である。有効早魃日数については乾燥傾向になる北米西部やメキシコ，中央アジア，モンスーンによる乾期があるインド，南米東部，アフリカで水資源管理が早魃の発生を助長している。この傾向はロシア東部でも顕著である。特に赤の濃い地域では，年平均で 1 回以上は 1 週間を超える長さの早魃が人為的に増加している事になる。イベント回数についても，有効早魃日数と似たような空間分布で水資源管理が悪影響を見せている。

この水資源管理による早魃リスクの増加は，実験の設定から河川からの取水によるものであるとわかる。Fig. 5.7 に Historical 期間の取水，要素ごとの寄与率，及び河川からの取水量を示す。これらの図から，北米西部とメキシコ，中東～インド，南米東部や西アフリカでは特に灌漑取水が早魃を深刻にしている。また，ロシア東部は工業・家庭用水取水が原因と考えられる。この取水によって河川早魃が助長されているとする結果は Wada et al. [2013] の結果と同様の傾向であり，彼らは取水が早魃の不足量（閾値と流量の差の積算）を 10～500%増加させると結論付けている。その顕著な例として，取水による黄河断水やアラル海縮小[Micklin, 2007; Rodell et al. 2009]が挙げられる。一方，大河川の主流を中心として水資源管理による早魃の軽減を示す寒色の地域が存在する。それらの地域の上流には大規模貯水池が存在しており，ここに現れている水資源管理の早魃の緩和効果は自然状態の低水期にも安定して水を供する貯水池の流量調整効果によると考えられる。ここに示したように水資源管理は早魃を緩和する効果と悪化させる効果の両面を持ち，面積的には早魃を悪化させている地域が多い事がわかった。



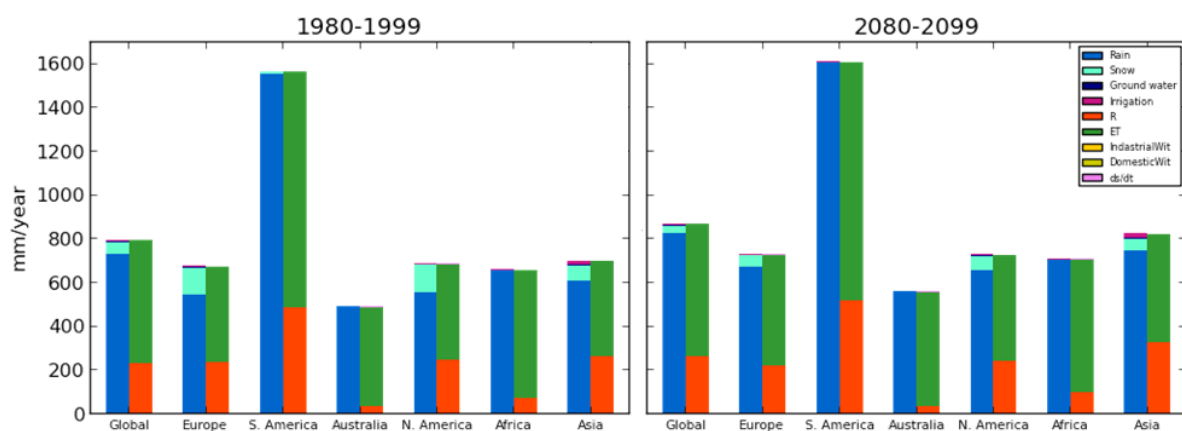


**Figure 5.3 :** 現在気候における降水、蒸発散、流出、流量の年平均値の空間分布および水資源管理モジュール ON/OFF の違いによる蒸発散，流出，流量の差の空間分布

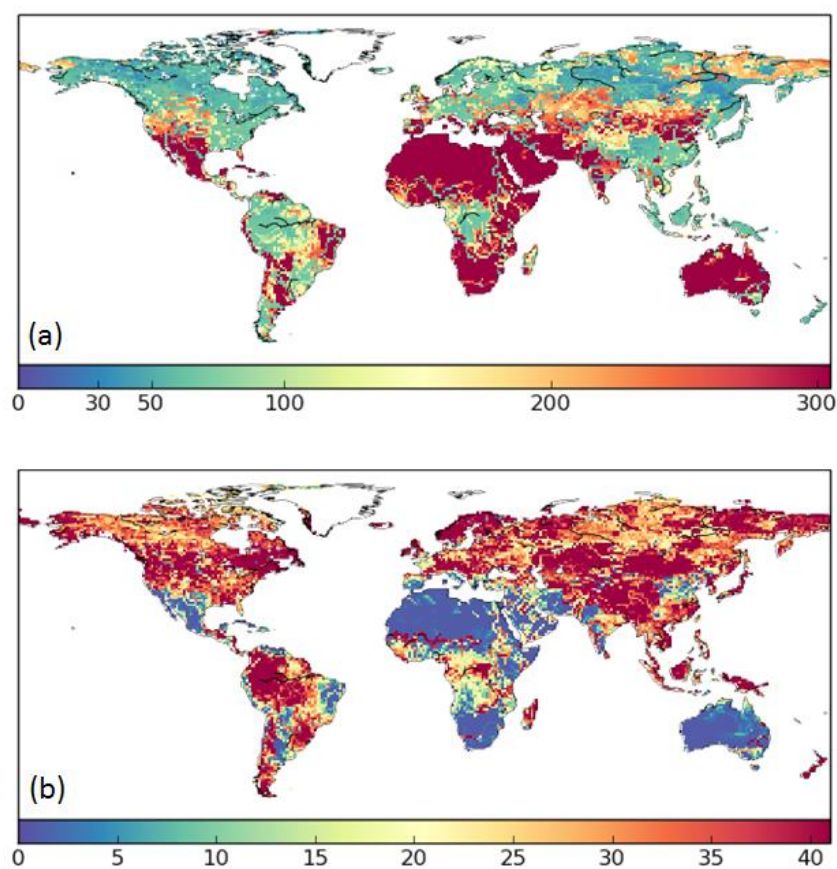
(a)降水，(b)蒸発散量，(c)流出，(d)流量。

添え字 1 : Historical の 20 年気候値

添え字 2 : 水資源管理モジュール ON/OFF の差の割合  $(ON-OFF)/ON$   
 青の場合は水資源管理モジュールの導入により量が増加した事を示す。

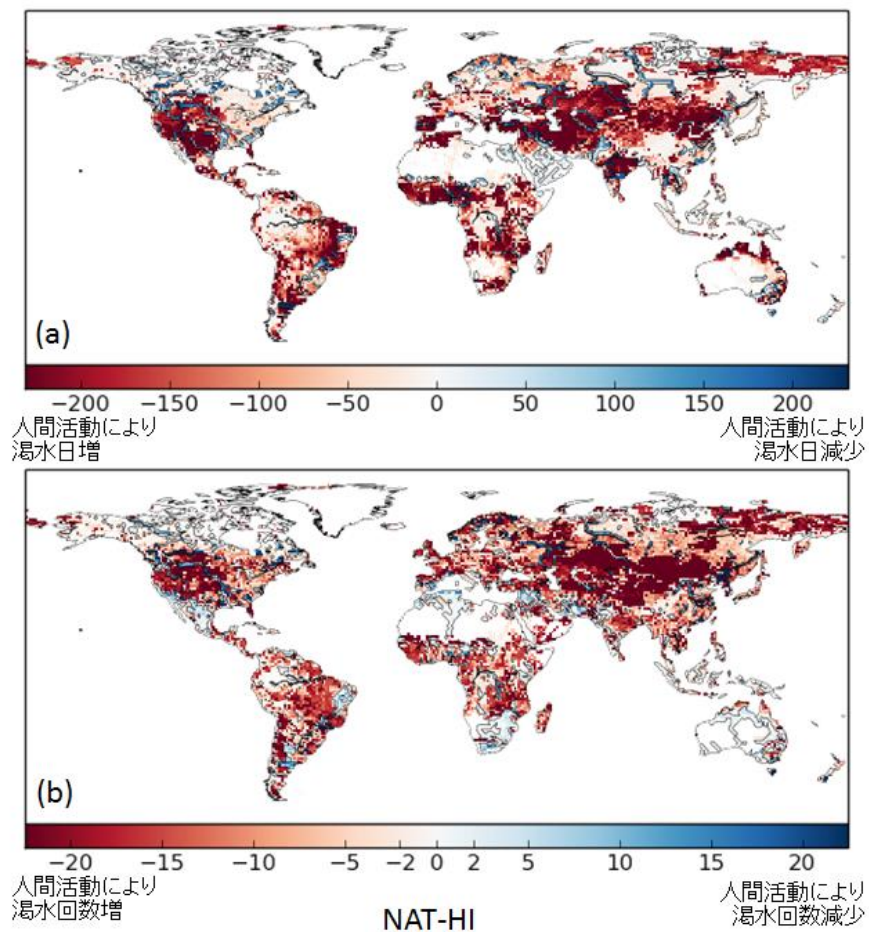


**Figure 5.4 :** 現在及び将来における陸域への水収支 (大陸別)  
 In 青：降雨，水色：降雪，紺：地下水，マゼンタ：河川灌漑  
 Out 橙：流出，緑：蒸発散，濃黄：工業用需要，淡黄：生活用水，ピンク：ds/dt 項  
 領域は左から順に，全球，ヨーロッパ，南米，オーストラリア，北米，アフリカ，アジア



**Figure 5.5 :** Historical 期間の旱魃特性の空間分布  
 (a)有効旱魃日数[日/年]，(b)旱魃イベント回数[回/20 年]





**Figure 5.6 :** 現在気候での水資源管理モジュール ON/OFF の違いによる早魃指標の差  
(a)有効早魃日数, (b)早魃イベント回数。

現在気候の水資源管理モジュール ON/OFF の差 (OFF-ON) を表しており、  
負の場合は水資源管理を考慮した方が有効早魃日数もしくはイベント回数が多く、  
水資源管理により早魃リスクが増加している事を示す。

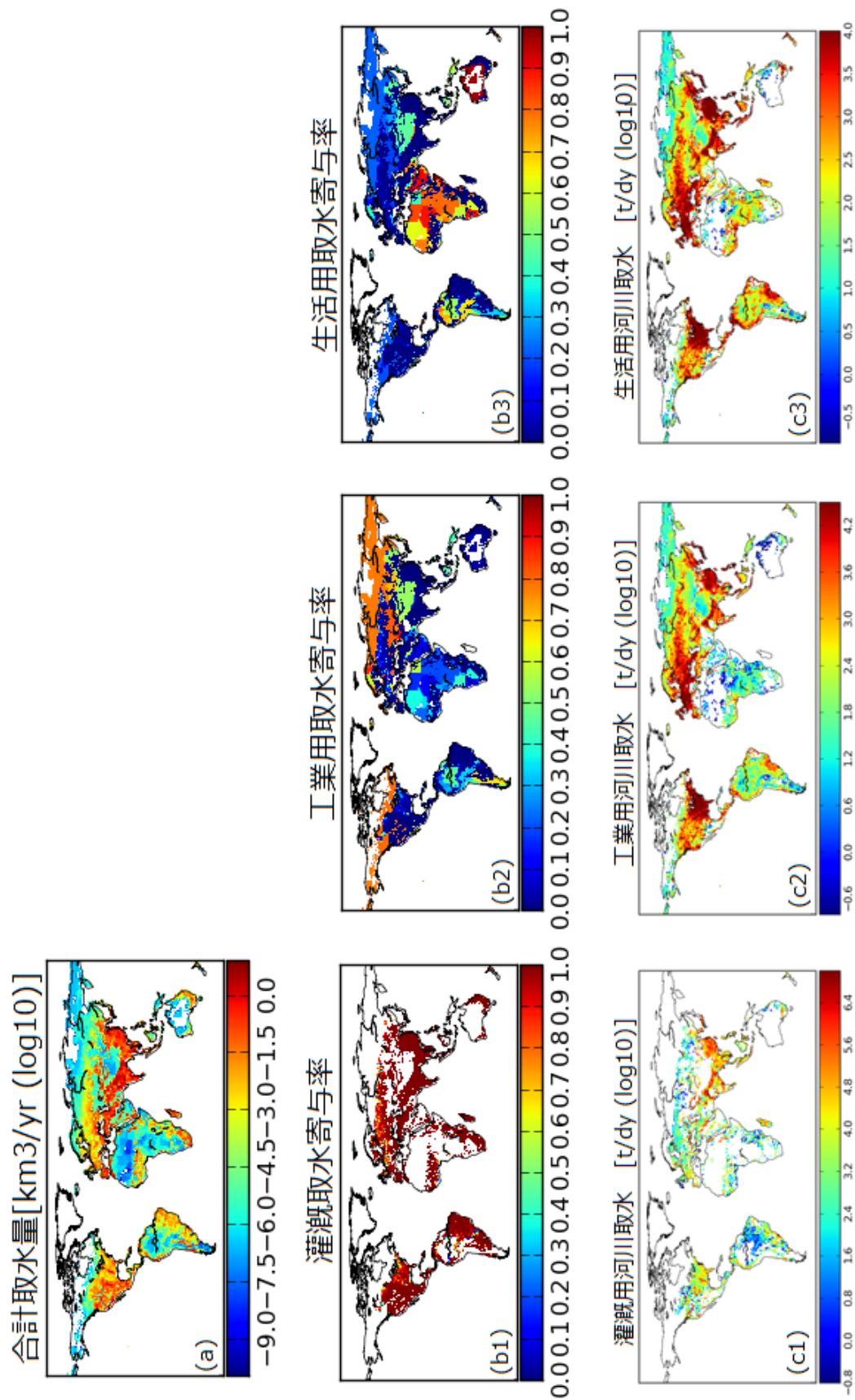


Figure 5.7 : Historical 期間の取水

- (a) 合計取水量 [ $\text{km}^3/\text{yr}$  (対数表示)]
  - (b) 合計取水量に対する各要素の寄与率 [-]
  - (c) 各取水要素の取水量 [トン/日]
- 要素は左から順に (1)灌漑需要, (2)工業用需要 (3)生活用需要

### 5.4.3 温暖化による水循環の変化

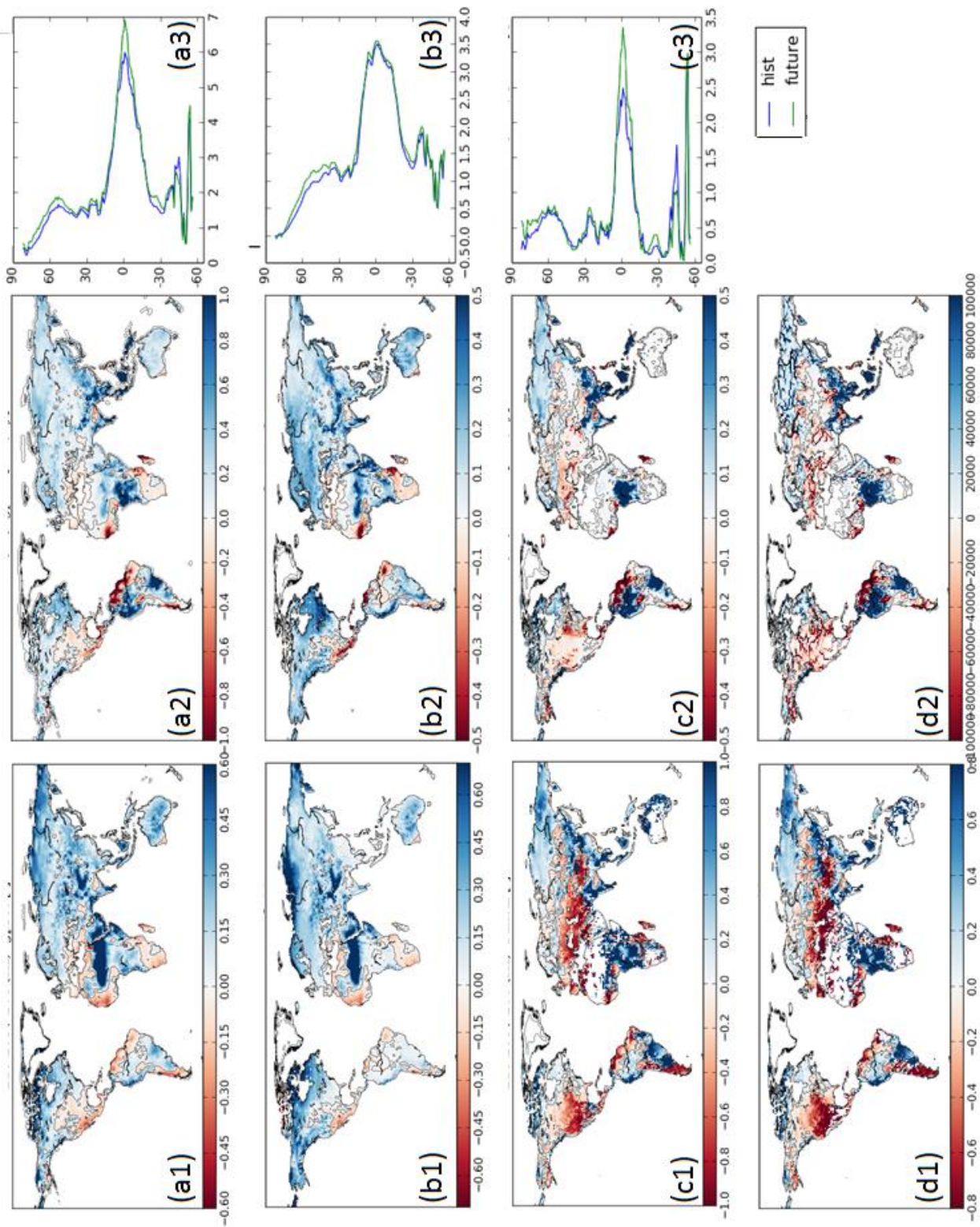
RCP8.5 シナリオに従った MIROC5 の将来気候予測では、21 世紀末の気温上昇は Historical 期間の値に比べて全球で 4.25K（陸域のみでは 5.61K）上昇する。これに伴い、Fig. 5.8 に示すように水文諸量が変化する。Fig. 5.9 には大陸別の変化量を、Table. 4.1 にはモデル検証と同じ 31 流域について、気候変動による降水、蒸発散量、流出および流量の変化を一覧にまとめた。降水の減少する地域および蒸発散量の増加が降水の増加よりも多くなる地域では旱魃の増加が予想される。

Fig. 5.8.a は MIROC5 の将来予測に基づいた陸域の降水の年平均の変化量（将来・現在）を示している。降水はアメリカ西部から中央部にかけて、南米の北部と南部、アフリカ西部と南部、地中海沿岸域で減少する。一方、高緯度域、南米の西部、アフリカ中央部とサブサハラ域、中央アジアから東部アジア、そしてオーストラリアで増加を示している。この降水の一部が蒸発散によって地表面から奪われる。Fig. 5.8.b に示す蒸発散量は高緯度域、南米西部、サブサハラ、中央～東アジア、アフリカで増加する。逆に、アメリカの西部から中部、南米の北部と南部、アフリカの西部と南部、地中海沿岸で減少する。蒸発散量の変化の空間分布は降水のそれとほぼ一致する。

そして、陸面に残った水の一部が流出となる。Fig. 5.8.c からわかるように、流出の変化の空間分布は降水や蒸発散量とは少し異なる。流出は高緯度域、南米の北部と南部、アフリカ中央部、中央アジアから東アジアで増加する。しかし、北米の多くの地域、南米の北部と南部、地中海沿岸域とヨーロッパから中央アジアにかけての地域では減少すると予測された。中央アジアや北米中央部の変化が降水や蒸発散量と異なる。流出の減少は 2 つの理由で説明が可能で、1 つは降水の減少、2 つ目は温暖化に伴う蒸発散量の増加である。流出の変化は降水と蒸発散の変化に支配される。例えば Fig. 5.8 のプロットにある緯度傾向を見ると、低緯度帯で降水の増加が大きいのが蒸発散の増加は小さいため、そのぶん流出の増加が顕著である。逆に、北緯 30-60° の蒸発散の増加は大きく、降水の増加にも関わらずこの緯度帯の流出は減少を示している。

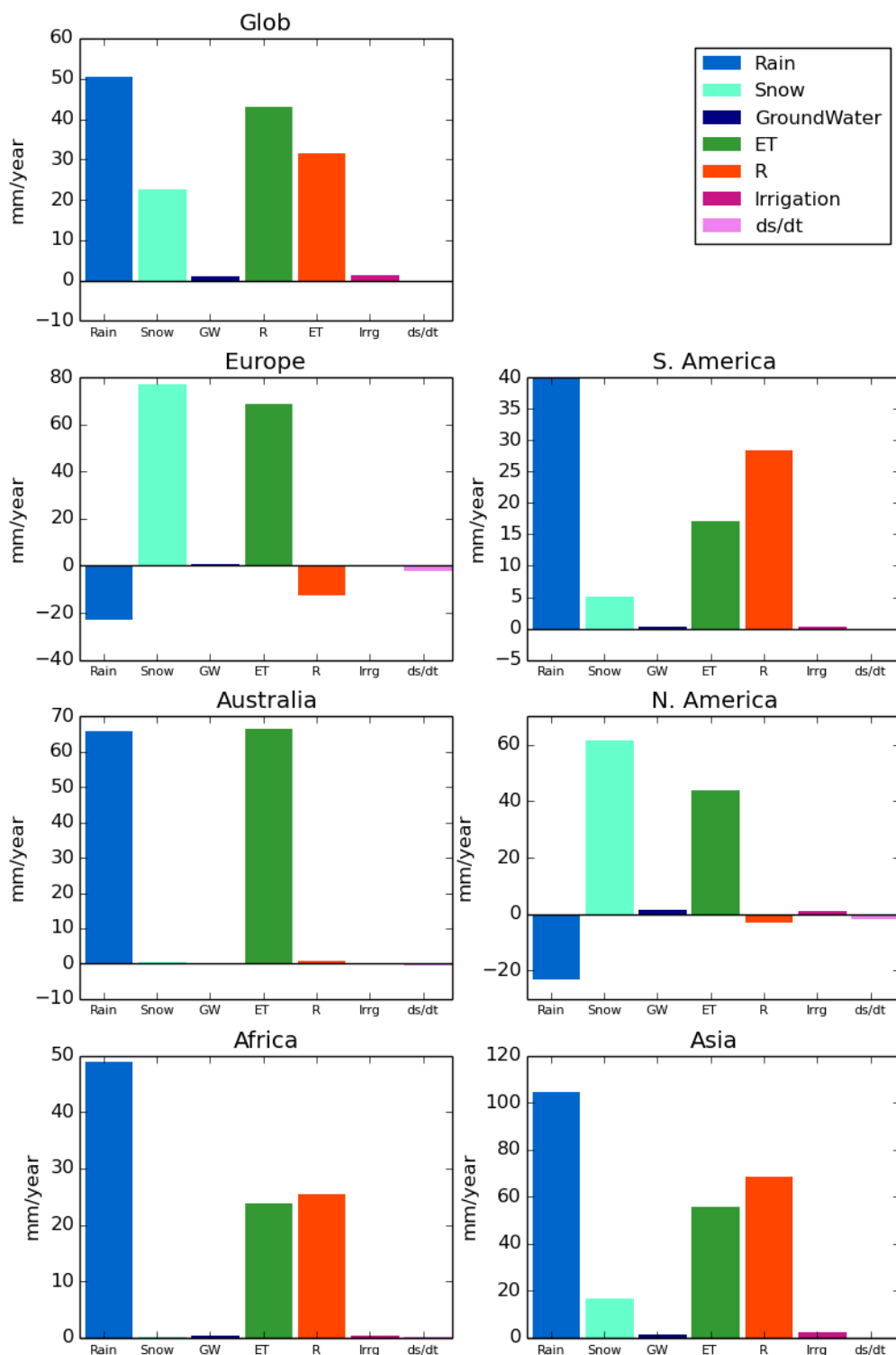
一般に低緯度熱帯域など、もともとボーエン比が低い地域では気温が上昇しても蒸発散は増加せず降水の増加があれば流出にまわるが、そうでない地域では降水が増加した場合は気温上昇に起因する熱供給量の増加と飽差の増加により蒸発散が増加する。そのため後者のケースで降水の増加分に対して蒸発散量の増加が多い場合は中緯度に広くみられるように流出が減少する。

ここで注意すべきは、今回の数値実験では灌漑により人工的に地表面に水を供給している事である。こういった地域では気温上昇に伴い蒸発散量が増加しても灌漑による供給分だけ自然状態に比べて流出の減少は抑えられる。そのため、変化の空間分布はほぼ同一だが、水資源管理を考慮しない結果に比べて考慮した場合には蒸発散量も流出も増える。水資源管理モジュール ON の



**Figure 5.8** : 現在 (1980-1999) から将来 (2080-2099) にかけての水文諸量の変化  
 (a)降水, (b)蒸発散, (c)流出, (d)流量。  
 (1) : 変化率 (将来-現在/現在), (2) : 変化 (将来-現在), (3) : 現在 (青) と将来 (緑) の緯度平均プロット  
 青は現在から将来にかけて増加, 赤は減少を示している。





**Figure 5.9 :** 各水収支要素の現在から将来にかけての変化量 (大陸別)

In 青：降雨，水色：降雪，紺：地下水，マゼンタ：河川灌漑

Out 緑：蒸発散，橙：流出，ピンク：ds/dt 項

領域は左から順に，全球，ヨーロッパ，南米，オーストラリア，北米，アフリカ，アジア (Fig.5.4 に対応)

結果では、地表面への水の供給源として、降水以外に河川もしくは地下からの灌漑がある事が流出の減少を小さく抑制する要因となっている。

流出の変化は流量に反映される。Fig.5.8.(d)は温暖化による流量の変化率を示している。Fig3.5に示した大河川を例にとって、Fig.5.9 に現在と将来の流量の気候値の変化を示す。黒は Historical 期間の観測データ、赤と青がそれぞれ現在と将来の流況を表す。

(1) 熱帯：Amazon は上流域を中心に 1~3 月の流量が増加し、年平均流量が 16%増加。Congo も年平均流量が 79%増加するが、各月の標準偏差の値が 44%増加して年々変動が大きくなる。一方で、Orinoco は年前半の乾季の流量が増加するが豊水期の流量が減少し、年平均にすると流量は 12%減する。

(2) 乾燥・半乾燥帯：サブサハラ域では 10~12 月について、Chari では流量が増加するが隣の Niger では減少する。オーストラリアは降水が増加するが蒸発散流の増加も大きく流量の変化は小さく、Murray はほぼ変化しない。Zambezi 流域の降水量は減少するが流量に変化はない。

(3) 温帯：中緯度域では蒸発散の増加に起因して流量が低下する流域が見られる。特に、水資源管理が活発な地域では気温上昇に伴って耕作地の水需要が増加し取水が増える。

(3-1) ヨーロッパ：いずれの流域でも融雪時期の変化によるピーク時の変化が確認できる。早期化し、ピーク値は小さくなる。Danube, Dnepr, Don では豊水期を中心に流量が減少、特に Dnepr と Don は蒸発散量の増加に起因する。Danube と Don では低水期の流量も減少する。また Dnepr は年々変動が大きくなる事が予測された。

(3-2) アジア：雨季と乾季の時期は変化せず、いずれの流域でも雨季の流量は増加する。これらの流域はアジアモンスーン域に属しており、雨季の降水量の増加によるものである。また標準偏差が大きく増加しており年々変動が大きくなる事を示している。

(3-3) アメリカ：全ての流域で年平均流量が減少するが、いずれも豊水期の流量低下が大きい。このうち、Missouri と Colorado では貯水池操作が強く働いている河川だが、相対的な河川流量の変化率は 18%と 80%と大きな値をとる。いくら人工的に操作しても水そのものが減ってしまっただけでは安定した水資源の確保は難しい。Churchill と再現性が悪かった St.Lawrence を除いて年々変動は小さくなる。St.Lawrence, Nelson, Columbia, Churchill は融雪期の変化によりピークの早期にシフトと減少を見せており、これは高緯度帯のシフトの仕方よりも大きな変化である。

- (4) 高緯度：ユーラシア大陸にある Lena, Amur, Kolyma ではピーク流量の増加が増加し年平均流量も増加する。いずれの河川でも一ヶ月ほどのピークシフトがあり、結果、春先の低流量期の流量が増加する。すなわち積雪に伴う冬季早魃の終了時期は早期になるが、一方で雪の解け終わりの時期が早まるため流量の低下の時期も前倒しになっている。北米の Mackenzie と Yukon では蒸発散量増加の影響で年平均流量が減少するが、恐らく積雪として固定される水が減るぶん、冬季の流量が増加する。

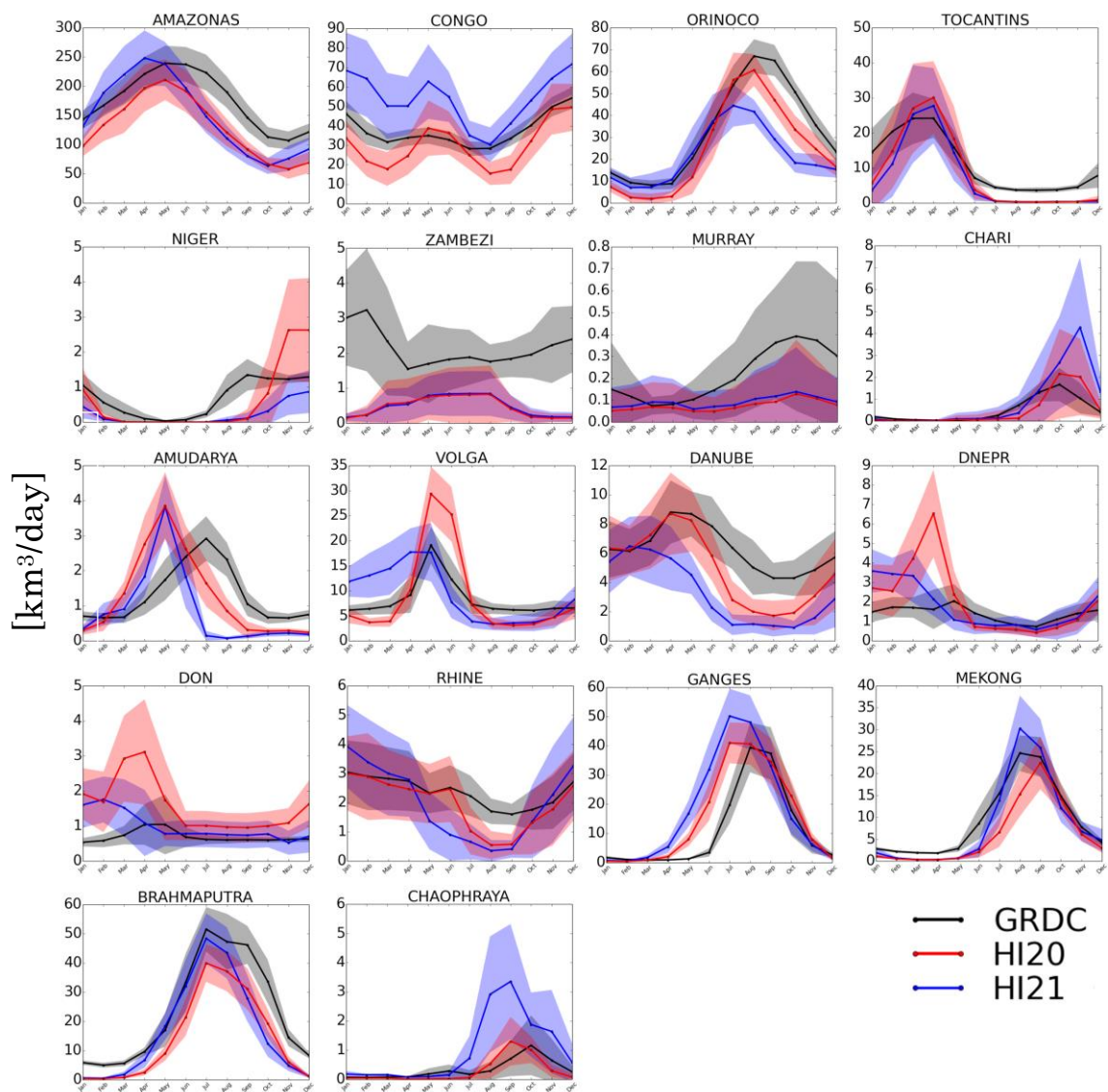


Figure 5.10 : 現在と将来の月平均流量 (気候値, 水資源管理モジュール ON)

黒 : GRDC, 赤 : Historical 期間, 青 : 将来  
 線 : 月平均流量の気候値, シェード : 20 年の月最大最小値 (年々変動幅)



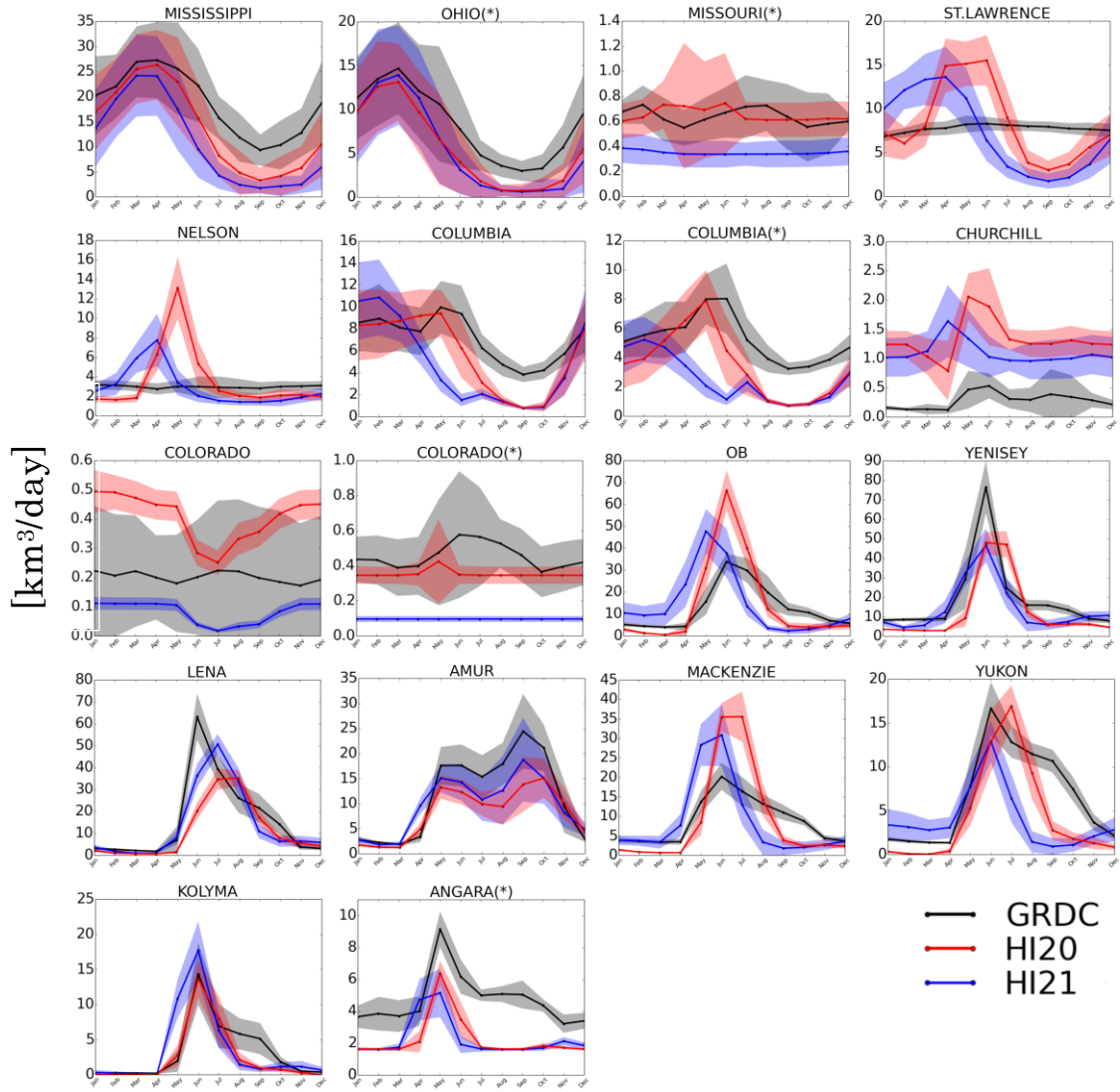


Figure 5.10 (Continued)

#### 5.4.4 温暖化による水文旱魃の変化

水資源管理モジュール ON/OFF のいずれについても、それぞれの設定で得られる現在と将来の結果の差が温暖化影響である。複数の研究が人為影響を考慮しない自然状態について将来と現在の差を見る事により温暖化が自然の水文循環に与える状況を議論している。しかし、何度も述べたように現実の陸域水循環は多くの人為影響を受けている。よって、ここではより現実に近いと考えられる水資源管理モジュール ON の計算結果を用いて、温暖化による全球の旱魃特性の変化を考察する。貯水池操作や農事歴は将来気候に準じて最適化されてるものを使用しており、貯水池や農作プロセスもモデルの中で環境に応じた振る舞いをする。ただしこの将来予測では灌漑地や貯水池の分布、工業・家庭用水需要には 2000 年のデータを使用している点に注意されたい。

Fig. 5.11 に有効旱魃日数と旱魃イベント回数の温暖化影響の空間分布を示す。いずれも将来値から現在値を引いているため、値が正（赤）の場合は温暖化によりそれぞれの値が増加した事を示す。図を見る際、有効旱魃日数については増減傾向がそのまま旱魃リスクの増減傾向を示すが、旱魃イベント回数の増加は一概にそれが旱魃リスクの変化傾向を示すものではない事に注意が必要である。旱魃イベント回数が減少しても旱魃日数がほぼ変わらないか長くなるならばそれは旱魃によるストレス増加を示すものだが、旱魃日数も短くなるならば旱魃の脅威は減少する事になる。旱魃イベント回数はサブ的な指標であり、イベント期間と組み合わせて使用されるべきである。

#### 有効旱魃日数の変化

Fig. 5.11 (a)に有効旱魃日数[日/年]の変化を示す。強度の違いこそあれ、全球で陸上の 44.5%で有効旱魃日数が増加する結果となった。北米の中央から西部、南米の南部と北部、地中海沿岸から中央アジアにかけて、チベット、ロシア南部などでの増加が 3 か月を超え、その変化は顕著である。アメリカ西部や中央部、中央アジアはもともと Historical 期間でも長期の旱魃傾向にあり温暖化によりますます旱魃傾向が強まる。

Fig.5.8 からわかるように、アメリカ西部と中央部、地中海沿岸、チリの旱魃増加は降水の減少に起因し（2 章で紹介した van Loon and van Lanen 2012 による旱魃の分類方法の降水不足型の変化）、アメリカ東部、ヨーロッパから中央アジアおよびロシアについては蒸発散量の増加が旱魃増加の支配的要因である（蒸発散過多型の変化）と予想される。

これまで短期の旱魃で済んでいた高緯度域での新たな有効旱魃日の増加が顕著である。この地域の旱魃に関連する事として、2 章で積雪による冬季旱魃の重要性に言及した。高緯度や高地では温暖化による融雪時期のシフトが予想され、本論文 2.1 で紹介した Warm winter season 型の

早魃と同様の仕組みで早魃が増えていると言える。また、融雪ピークの特徴を持つ地域ではピークタイミングのシフトとならんでピークの緩和も散見される。気温上昇に伴って春を待たず小まめに積雪が溶け出すようになるという事である。このような地域では春先のピーク流量が現在気候と比較して相対的に低くなるため、ピークシフトの効果も相まってこの時期に早魃が増加すると判断される。逆に、これまで融雪が原因で冬季が早魃傾向だった地域はこの早期の溶け出しにより河川に水が供給されるようになるので冬季早魃が減少する地域もある。なお、特に顕著な早魃増加を示す Ob や北米の Mackenzie や Yukon では、Fig5.8 や Table.4.1 が示すように降水の増加よりも蒸発散量の増加の方が大きい事を忘れてはならない。Fig.5.8 で高緯度の年平均降水量は増加しておりこれは気温上昇に伴う水蒸気量の影響と考えられる[IPCC, 2013]が、同時に蒸発量も増加する。このように、Fig.5.11 (a)に見られる極域の有効早魃日数の増加が単にタイミングの変化のみによるものだけではない事を明記しておく。

一方、降水の増加により有効早魃日数が減少する地域も存在し、南米の東部や Parana 流域、アフリカ中央部の Congo 流域、インド、東南アジアと中国東部、オーストラリアなどがそれに該当する。早魃が減少する地域は陸域の 43.7%である。もともと長期の早魃傾向にあったオーストラリア、インド、中国東部、東西アフリカでの将来の有効早魃日数の減少は早魃傾向の緩和を意味しており水資源問題の観点から朗報である。

本節の主題からはそれるが、ここで河川早魃の特徴を一つ述べる。Fig.5.8 (d) では増減いずれの変化についても、上流の影響を集積する事で大河川の主流が周辺よりも色が濃い、または黄河のように周囲と異なる傾向を示す流域が複数見受けられる。このように、河川はその地点の水循環だけではなく上流域の情報も反映する。大陸系の大流域となれば流下時間も考慮する必要があり、変化の考察に時空間的な広がり必要性を生じる。そういった面でも広域のモデルによるシミュレーションは有効であると言える。この空間情報の取り扱い、同じ水文早魃でも土壌水分早魃などには見られない特徴である。

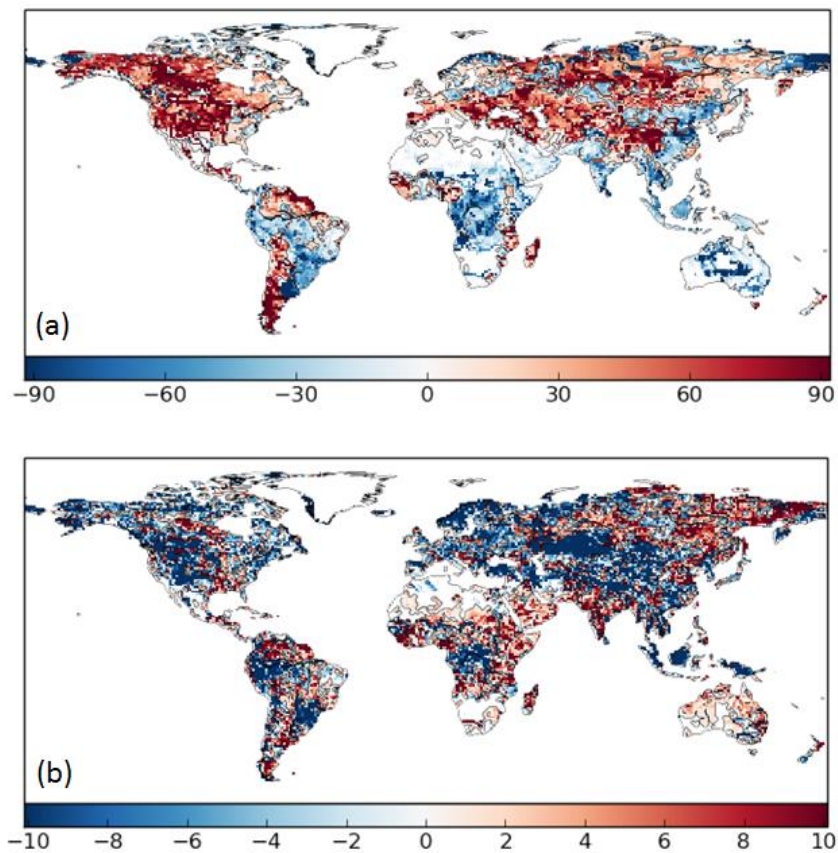
## 早魃イベント回数の変化

Fig.5.11 (b)に早魃イベント回数[回/20 年]の変化を示す。早魃イベント回数は有効早魃日数の変化に比べると離散的な空間分布だが、一部には比較的变化傾向がまとまっている地域も存在する。

早魃イベント回数の減少を示すのは、アメリカ西部と東部、南米北西部と Parana 流域、Congo 流域、ヨーロッパ全域、中央・東南アジア及び東アジアの西部である。面積では陸域の 44.9%になる。一方、増加を見せたのは Mississippi 流域、南米北部、アフリカ西部と東部、インド、ロシアなどで 39.3%である。繰り返しになるが、早魃イベント回数は日数の情報と対にして活用すべきインデックスである。有効早魃日数が増加する際、イベントの回数が増加するか減少するかは全く意味合いが変わっている。例えば、アメリカ西部でイベント回数は 20 年で 10 回以上減少す

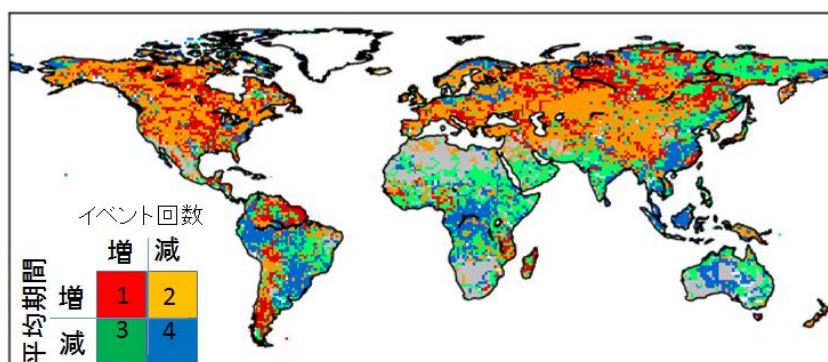
るが年平均の有効旱魃日数は 1, 2 か月分増加している。これは一回当たりの旱魃イベントの長さが長期化する事を示している。一般に旱魃の深刻度 (Severity) と言うと不足量の事を指す事が多いが、閾値が低い期間は不足量が小さくなるため深刻度を十分に表現できない場合がある。こういった場合は不足量よりも旱魃イベント期間長さの方が深刻度を上手く表す指標となる。今回の旱魃判別の閾値は 20 年気候値の下 80 パーセンタイルなので、閾値法の中では厳しめの判断基準と言える。流量がこの閾値近くにあるという事は稀な低水状態になっていると言えるため、不足量を用いなくてもその継続期間だけで深刻度を想像する事が出来る。

ところで、温暖化により降水強度は強くなり頻度が低下する事が予測されており、これは水文循環の強化 (Hydroclimate intensification) と呼ばれる [Giorgi et al. 2011]。旱魃イベントの長期化はこの水文循環強化の結果の一つと言える可能性がある。ここで、有効旱魃日数をイベント回数で除して一回当たりの平均旱魃日数を算出し、イベント回数と平均旱魃日数の変化を組み合わせることでこのイベントの長期化が予測される地域の推定を行なった結果を Fig.5.12 に示す。図中でオレンジ色の地域が、イベント回数が減って平均旱魃期間が長くなる地域である。Fig.5.12 からわかる通り、北米とヨーロッパ、アジアの多くの地域でオレンジ色を示しており、このような地域での水文循環強化を示唆している。赤い地域は短期の旱魃の増加を伴う可能性があるので一回のイベントの変化について系統だった議論できないが、この地域は有効旱魃日数が増加し旱魃の増加傾向を示す地域である。青い地域は両者が減少する地域で旱魃対策の面からはリスクが減って朗報の地域である。緑色の地域は、回数は増えるが期間は短くなるため、貯水池などの操作を上手く行えば現在よりも対応しやすい地域とも言える。



**Figure 5.11 :** 現在と将来の旱魃指標の差 (将来－現在)  
(a) 有効旱魃日数の変化, (b) 旱魃イベント回数の変化

いずれも将来の値から Historical 期間の値を引いている。  
よって、赤い地域が将来的なそれぞれの指標の増加を示す。



**Figure 5.12 :** 旱魃の変化の性質の空間分布  
旱魃平均期間の増減とイベント回数の増減で 4 カテゴリーに分類した。  
例えば黄色のグリッドは、回数は減少するが一回の期間は長くなり  
旱魃の深刻度は増加すると考えられる。

#### 5.4.5 水資源管理による温暖化影響の調節効果見積もり

将来推計 I の目的は、早魃という極端現象のリスクについて現存の水資源管理が予想される温暖化影響をどの程度の調整し得るのかを評価する事である。つまり温暖化に起因する早魃の増減に対して、水資源管理の導入がそれらをどれほど緩和もしくは悪化させるのかを推定する。この数値実験では、水資源管理モジュール ON/OFF それぞれの場合について、現在と将来の差を‘温暖化影響’、そして水資源管理有り/無しの温暖化影響の差を‘人為的な温暖化影響の調整効果’と定義する。その差が正（負）だった場合、水資源管理の導入によって温暖化影響が緩和（悪化）される事を意味する。

本節に示す解析では、この差を、水資源管理を考慮した最も現実的なシミュレーションの温暖化影響と比較する。ここでは人為的な調節効果を水資源管理有りの温暖化影響で除す次式を考案し、“Impact Alter Rate (IAR)” と呼ぶ。

$$IAR = \frac{CC_{NAT} - CC_{HI}}{|CC_{HI}|} \quad (5.11)$$

ここで CC は温暖化 (Climate Change) を表し、添え字の HI と NAT はそれが水資源管理モジュール ON および OFF の時の温暖化影響である事を示している。IAR は値が正（負）になる場合は水資源管理により早魃状況が緩和された（悪化した）事を示し、絶対値が 1 をとる（より大きくなる）場合は、水資源管理の調整能力が予想される温暖化影響と同程度である（よりも大きい）事を意味する。IAR が +1 に近い場合は、現在の水資源基盤は温暖化影響と同等程度の影響を持ち、予測される環境変化に対して有効に環境調整機能を発揮すると考えられる。

Fig.5.13 はそれぞれ有効早魃日数と早魃イベント回数に関する IAR の全球マップである。各 Grid は、バックグラウンドの温暖化影響  $CC_{HI}$  と水資源管理による温暖化影響調節効果 IAR の正負、及び IAR の絶対値の 3 次元で区別分類されている。温暖化によって早魃リスクが増加（減少）する地域は赤と青（黄と緑）、水資源管理が早魃を緩和（悪化）させる地域は青と緑（赤と黄）になっている。現在気候で常に早魃と判別された地域では温暖化による変化が検出されないが、そのような地域も水資源管理影響については緩和と悪化の判別を行っている。例えば、Fig.5.12 中の青色の地域は温暖化により早魃リスクの増加が予測される地域のうち水資源管理によって早魃リスクの増加が緩和される地域を示しており、特に濃色の地域で温暖化影響に対して水資源管理による調整がより効果的に機能する事を意味する。逆に赤い地域では、温暖化によりリスクが増加するにもかかわらず人為的な効果によりさらにリスクの増加が危惧される地域となっている。例えば早魃日数について、人間活動が温暖化影響よりも大きな悪影響を及ぼす地域はほとんど見受けられないが、アメリカやヨーロッパ、中東や中央アジアなどでこの赤色の地域が目立つ。

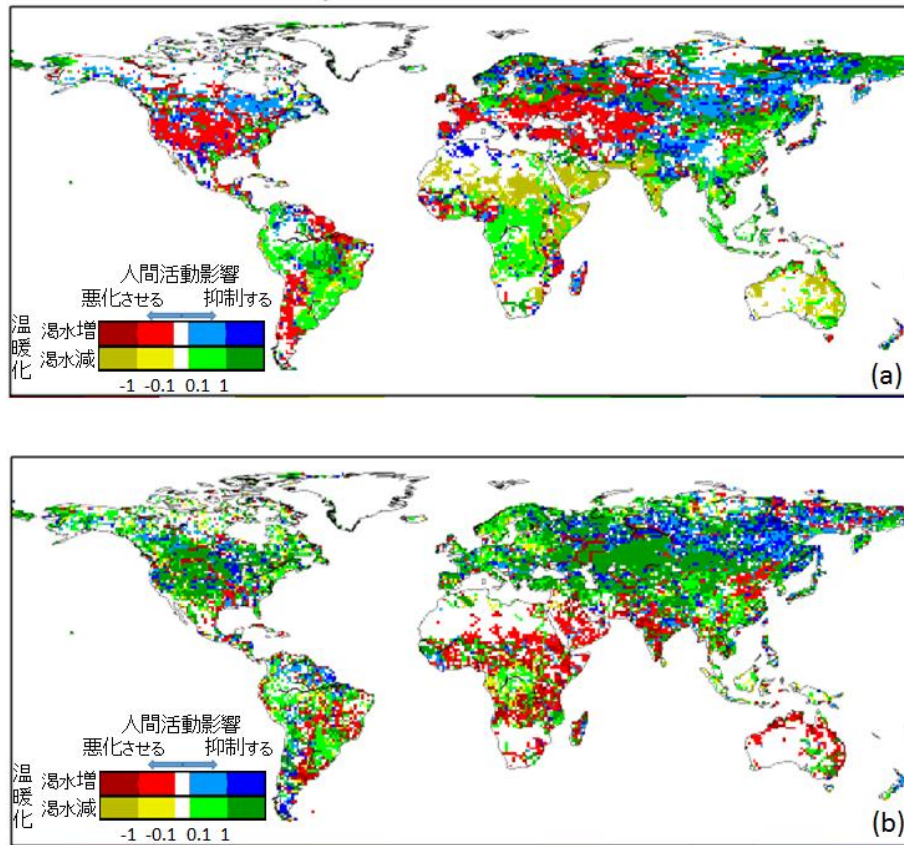
Fig.5.13 では、温暖化影響には地域差があるが、両方の早魃指数について IAR の絶対値が 0.1 より大きな値を取り水資源管理が温暖化と比較可能な程度の変化をもたらす地域が存在する事が見て取れる。

## 5.5. 将来推計 I の結論

バイアス補正をした MIROC をフォーシングとした陸面過程モデル HiGW-MAT のオフラインシミュレーションによる擬似温暖化実験を行なった。数値実験では、現在と将来について水資源管理を考慮した結果としない結果を得て、それらの比較により温暖化影響に対する水資源管理の影響を推定した。全球規模で早魃に見られる温暖化影響に対する水資源管理の緩和・悪化を議論する世界初の研究である。

まず、現在気候下では人間活動により陸域の 76%で早魃が増加している事がわかった。この解析から、取水が早魃を増加させるという特性を確認した。続いて、水資源管理モジュール ON の将来計算は温暖化により陸域の 40% で有効早魃日が増加、45%で減少する事を示した。このうち、地中海沿岸域、北米、中央アジアでは早魃の増加が特に顕著になる事がわかった。人間活動は温暖化影響に対してポジティブにもネガティブにも作用する。温暖化によって早魃リスクが増加するか、もしくは変化しない、と予測された地域のうち水資源管理がさらに状況を悪化せるケースが22%にのぼる。逆に、30%の地域では水資源管理によりリスクが軽減される結果となった。このうち場所によっては水資源管理による温暖化影響の調整が温暖化影響そのものと同程度のインパクトを持つ地域がある事がわかった。また、水資源管理は広範囲にわたって早魃回数を減少させ早魃期間を長期化させる傾向にあった。貯水池や灌漑による水の供給が早魃のリスクを減少させるが、取水によるリスク増が心配されるような地域では水利用習慣の改善などが求められる。





**Figure 5.13 :** 水資源管理による温暖化影響の変化  
(a) 有効旱魃日数, (b) 旱魃イベント回数。

水資源管理による指標値の増減と温暖化による指標値の増減、および増減のレベルの3次元で分類されている。例えば、濃い赤のグリッドは温暖化によって旱魃が増加するにも関わらず、水資源管理も旱魃を増加させる地域であり、しかも水資源管理の寄与が温暖化よりも大きい地域である。逆に、青ならば温暖化による旱魃が増加する地域で水資源管理が旱魃の発生を抑制しており水資源管理がポジティブに働いている事を表している。



# Chapter 6. 将来推計Ⅱ：マルチ GCM・時系列変化解析

## 6.1. 実験の目的

予測される温暖化に対して様々な方面から適応策と対応策が検討されている。将来推計Ⅰでは旱魃変化予測に加え、対応策としての水資源基盤が温暖化影響による変化に対してどの程度の影響を持ちうるのかを推定した。この推定により、これらインフラが21世紀末の温暖化影響と比べても比較的大きな影響を持つ可能性がある事が示された。しかしながら同時に、水資源管理が旱魃リスクを十分に解消できるとされる地域は限られており、取水による悪影響が顕著な地域も多い事が推定された。その為、今ある問題は早期に解決し、且つ、適応能力の不足は早急に補う必要がある。この時、いつまでにどの程度の改善が必要かを検討する必要がある、そのために旱魃の時系列変化を把握する必要がある。旱魃の将来予測の多くは将来推計Ⅰのようにタイムスライス形式で特定の2時点間の変化を議論しており、結果が連続の時系列のデータで示される例は少ない[Sheffield and Wood, 2008b]。タイムスライスでは知る事ができないその間の期間の状況は？旱魃の発生はどのようなペースで変化するか？急に増減する時期があるのか？水資源管理はそのペースをどの程度変化させるのか？これらの基礎的な疑問に答えるには、旱魃の時系列変化を丁寧に追うのが最も直接的な解決である。

さらに将来推計Ⅰには数値実験の設計上、改善すべき二つの制限があった。一つは気候の将来予測を単一の GCM に頼っていた点である。GCM にはそれぞれ固有のバイアスが存在する事がわかっており、モデルバイアスによる予測不確実性を低減するために複数の GCM を用いてマルチ GCM の将来予測をするのが一般的になってきている。将来推計Ⅰの結果が MIROC5 特有の結果だった結果は否定できず、マルチ GCM フォーシングに実験を拡張してよりロバストな結果を得る必要がある。二つ目は、バイアス補正の性質上、将来の降水の頻度が現在と同じで、気候変動による降水頻度の変化が組み込まれていなかった点である。“水文循環強化”という言葉に代表されるように、降水について言えば強度が強くなる半面、無降雨日が増加する事が予測されている[Giorge et al. 2011]。しかし、将来推計Ⅰでは将来の降水は現在気候と比較して変化したのは強度のみで頻度や期間は変わらなかった。しかし旱魃研究においてこの仮定は旱魃の変化を過小評価する可能性があったため、GCM の予測した降水パターンにより準じた気象フォーシングを利用して数値実験を発展させる必要があった。

そこでこれらの問題を解決するために、将来推計Ⅱでは HiGW-MAT にマルチ GCM のフォーシングを与えて長期連続オフライン計算を行い旱魃の時系列解析を行う。ここでは下記の5点を論点に据えて数値実験を行う。

課題設定：

1. 21 世紀末には温暖化により有効旱魃日数がどの程度増えるのか
2. どれほどの不確実性があり、どの地域で大きな不確実性が残されるのか
3. 旱魃は今後 80 年のうちにどのような時系列変化を見せるのか
4. 大きな変化が起きるなら、それはいつか
5. 現在気候と比べて異なる状況になるのはいつか
6. 水資源管理はその変化速度を変え得るのか

## 6.2. 研究の構成

まず将来推計 I との比較として、20 世紀末と 21 世紀末の 20 年の比較を行い全球的な旱魃変化の空間分布を調べる。将来推計 II ではマルチ GCM のフォーシングを用いるので、GCM 間の結果のばらつきから不確実性の空間的特徴を示す。続いて、21 世紀半ばも加えた 3 時点のタイムスライス解析に拡張し、全球を小さな単位に分割して領域単位の解析をする。そして最終的には、領域毎に 129 年間の連続データを用いた時系列解析を行う。そこでは、水資源管理の寄与に関する温暖影響進行スピードの変化に関する解析、時系列変化の中で 20 世紀末と比較して大きな変化が起こるのはいつなのかを調べる解析を行う。

## 6.3. 実験設定

今回の計算でも温暖化シナリオは RCP8.5 に従い、水資源管理モジュール ON/OFF のそれぞれについて空間解像度  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 、期間 1951-2099 年の 149 年間の長期オフラインシミュレーションを行った。このうち、1951-1979 年の 29 年間をスピニングに当て、それ以降のデータについて品質チェックを行い、実際の旱魃解析には 1980 年以降を使用した。このうち最初の 20 年(1980-1999 年)を参照期間の Historical ペリオドとし、それ以降の 100 年を将来として扱う。

気候変動の影響のみを抽出するために、将来推計 II でも将来については土地利用やダムの分布など気象データ以外の境界データは出来る限り 2000 年のデータを用いている。ただし、将来推計 II ではダム放流月も 2000 年のデータに固定して行った。気象データを除いてデータは主に将来推計 I で使用されたものを  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  に空間内挿して用いており、 $0.5^{\circ}$  の河道網や水資源管理モジュール関係の外部データはプリプロセスとして H08 の  $0.5^{\circ}$  版から作成している。将来推計 II で解像度を将来推計 I の  $1^{\circ}$  から  $0.5^{\circ}$  に上げたのは、適応策検討など実際に用いられるた

GCM	Resolution	Institute	Citation
HadGEM2-ES	192 × 145	Met Office Hadley Centre	Jones et al.: The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations (2011)
IPSL-CM5A-LR	96 × 96	Institut Pierre-Simon Laplace	Dufresne et al.: Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5 (2013)
GFDL-ESM2M	144 × 90	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	Dunne et al.: GFDL's ESM2 Global Coupled Climate-Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics (2012)
MIROC-ESM-CHEM	Gaussian 128 × 64	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	Watanabe et al.: MIROC-ESM: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments (2012)
NorESM1-M	144 × 96	Norwegian Climate Centre	Bentsen et al.: The Norwegian Earth System Model NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation (2012)

**Table 6.1** : ISI-MIP で使用された 5 つの GCM

めには空間情報は詳細な方が好ましいと考えたからで、データの準備が比較的容易だった  $0.5^\circ$  を採用した。現在、陸面過程モデルや水文モデルを用いた全球シミュレーションではこの  $0.5^\circ$  がスタンダードになっている。今回の水文旱魃は河川に沿って起こるため解像度が高い方が流路網は現実によく近づく。また、よほどの大規模貯水池を除いて水資源管理モジュールのうち貯水池効果の空間代表性が  $1^\circ \times 1^\circ$ （およそ  $100\text{km} \times 100\text{km}$ ）もあるとは考えにくいため、この点についても改善になっている。

数値実験を段階的に進めるために、将来推計 II ではマルチ GCM フォーシングを用いて長期シミュレーションをする必要があった。そこで 2012-2013 年にかけてドイツのポツダム気象研究所主導で行われた Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISI-MIP) という温暖化影響評価比較プロジェクトに参加し、そこで準備された気象フォーシングを用いて計算を行った。ISI-MIP では 5 つの GCM (Table. 6.1) の気候予測に基づくバイアス補正済みフォーシングが準備された。5 つの GCM は、このフォーシングが作成された CMIP5 の初期の頃に必要な変数について日平均値が利用可能だった GCM から優先的に選択された。時空間解像度は 1 日と  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  のデータである [Hempel et al. 2013]。本研究ではこれを 3 時間に時間のダウンスケーリングをして用いた。これは、例えば降水の場合、降水強度によって流出の具合が変化するため、一日平均になめされた降水よりは日内変動を考慮した降水の方が現実の水循環にそぐうと考えられるという理由から、フォーシング変数の日内変動を重視したためである。ISI-MIP フォーシングは 1951-2099 年のデータが公開されており全てのデータを使って計算を行った。このデータは 1951-2004 年 (HadGEM2-ES のみ 2005 年) を再解析データと比較してバイアス補正の基礎情報を作成し、これを用いて 2005 年以降の将来データも補正している。ISI-MIP では Table.6.1 に示す 5 つの GCM が使用された。(注: ここで使用される MIROC は、MIROC-ESM-CHEM で将来推計 I で用いた MIROC5 とは異なる点には注意されたい。) 下記に ISI-MIP, および ISI-MIP フォーシングのバイアス補正と 3 時間へのダウンスケーリングについて簡単に説明する。

## ISI-MIP とは

ISI-MIP はドイツのポツダム気候影響研究所（Potsdam Institute for Climate Impact Research）主導の下で進められた温暖化影響評価に関する初のモデル間比較プロジェクトである。これまで温暖化影響について多くの将来予測が行なわれてきたが、研究ごとに実験設定や使用するモデルが異なっており、それらの差異による予測結果のばらつきの取りまとめが大きな課題となってきた。そこで、ISI-MIP が統一された条件の下で複数の影響評価モデルを用いる将来予測を試みた。これは世界 13 ヶ国から合計 40 の研究機関が参加した大規模な国際プロジェクトである。ここでは 4 つの温暖化シナリオ、5 つの気候モデル、合計 35 の影響評価モデルを用い、複数のモデルの出力を統合する事で信頼性の高い将来予測結果を得た。さらに、モデル間やシナリオ間の違いによる予測のばらつきを取りまとめ、将来予測の不確実性に関する議論にも取り組んでいる。また、影響評価の対象は水循環、農業（作物成長・農業経済）、陸域生態系、健康（マラリア）の 5 分野に及び、分野横断型の影響評価という点でも新規性の高い成果を残している。日本からは沖研究室と国立環境研究所が参加した。ただし、当時 HiGW-MAT は水資源管理モジュール ON の計算は準備段階にあったため、モジュールを OFF にして MATSIRO として水分野の影響評価に参加した。

## ISI-MIP フォーシング

Hempel et al. 2013 は WATCH Forcing Data[Weedon et al. 2011]を現在気候のリファレンスに使い、月平均値について Piani et al. 2010、日変動については Haerter et al. 2011 を応用して 2 段階のバイアス補正を行っている。この際、AOGCM によって予測された気温変化の時系列変化の情報を保存する事を重視している。基本的には、気温はデルタ法、降雨はスケーリング法を用い降雪は補正した降雨との比から求めている。その他の変数についてもスケーリングを用いている。日変動についても補正を加えている点と、日単位の降水頻度が GCM の将来予測にそのまま従う点が将来推計 I の気象フォーシングとは異なる点である。

## 3 時間へのダウンスケーリング

配布された日平均データの 3 時間へのダウンスケールには、EU-WATCH で使用された方法を踏襲している。気温はシヌソイド関数を用いて [Debele et al. 2007]、下向き短波は時間と入射角から幾何学的に計算して日内周期を作っており、風速はワイブル分布を仮定して確率的に [Debele et al. 2007]、降水は Multiplicative cascade 法、比湿は線形内挿と Willett et al., 2007 の補正で日内の時系列変化を作っている。気圧と長波は線形内挿から求めている。Multiplicative cascade 法とは物理量の時（空）間分布に自己相関性があると仮定し、代表値が与えられた時にその分布特性に従ってその物理量を成分に分割していく確率的な方法である。

## 5GCM 間の特徴

Fig. 6.1 に RCP8.5 シナリオにおけるフォーシング変数の全球平均時系列(1980-2099)を示す。線は各 GCM の年平均値の時系列で、アンサンブル平均は黒線で示してある。月平均の最大・最小について特徴的な GCM を示すために、年最低・最高月平均値を挟むようにシェードがつけてある。また、地域間の特徴と GCM 間の際を示すために、Supplement C に全球の陸域を 26 地域に分類した際の気象フォーシングの年々変化を示す。

**気温:** バイアス補正により時系列の前半はどの GCM も同程度の値を示すが、2030 年頃から GCM 間のばらつきが顕著になり始める。全球平均で見た場合、5 GCM のうち最も気温度上昇が大きいのは HadGEM2-ES で、小さいのは GFDL-ESM2M である。HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM がアンサンブルよりも高い傾向にある。

**降水:** GFDL-ESM2M が最も年々および年内変動が大きい、他の GCM が温暖化による降水量の増加を見せる中でその変化量は最も小さい。逆に年々変動が小さいのは MIROC-ESM-CHEM である。

**比湿:** 最もモデル間のばらつきが顕著な変数であるが、気温の上昇に伴いどの GCM も増加を示す。MIROC-ESM-CHEM が最も湿潤で、GFDL-ESM2M が一番低い。

**長波放射:** 比湿同様、気温の上昇に伴いどの GCM でも増加を示す。NorESM1-M と GFDL-ESM2M が低めの値を示す一方、他の 3GCM は同じような値を示す。

**短波放射:** 時系列の中で顕著な変化は見られないが、GFDL-ESM2M と MIROC-ESM-CHEM では 2030 年代以降に減少を示す。これは雲量の増加が関係していると推測できる。

**風速:** 2000 年代になると、IPSL-CM5A-LR の風速が高くなる。一方、2050 年以降は MIROC-ESM-CHEM が継続して一番弱風になる。

**気圧:** 気圧も上昇傾向の結果だった。特に 2050 年以降の MIROC-ESM-CHEM の変化が大きい。

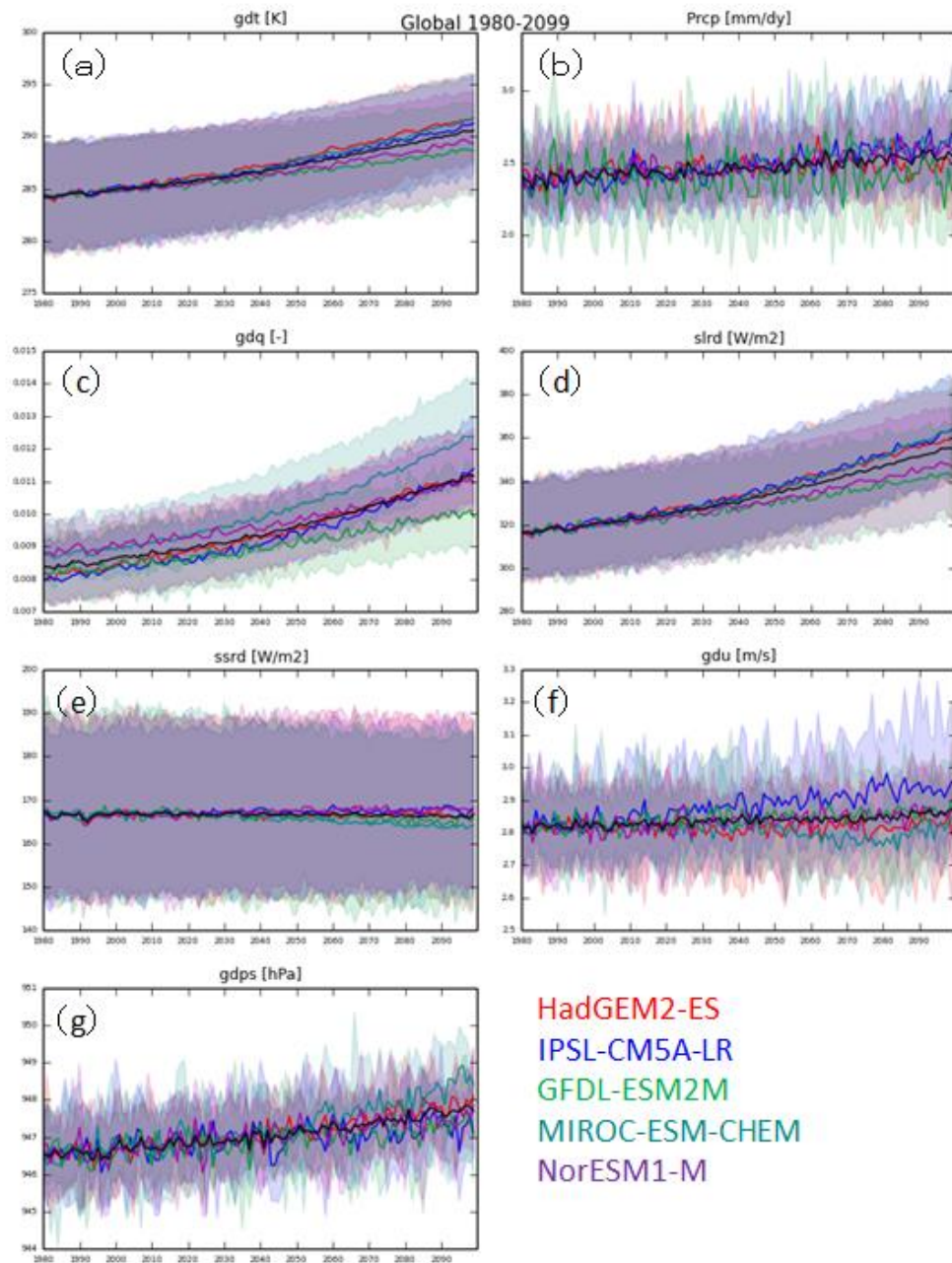


Figure 6.1 : 入力的气象データの全球陸域年平均値の時系列 (1980-2099 年)

(a)2m 気温[K], (b)降水[mm/dy], (c)2m 比湿[g/kg],  
(d)下向き長波放射[W/m<sup>2</sup>], (e)下向き短波放射[W/m<sup>2</sup>],  
(f)2m 風速[m/s], (g)地表面大気圧[hPa]

黒線 : 5GCM のアンサンブル平均,  
それ以外の線 : 各 GCM (凡例参照)  
シェード : 各 GCM の年最大/最初値の幅

下記に以降行うそれぞれの解析の方法と特徴を述べる。

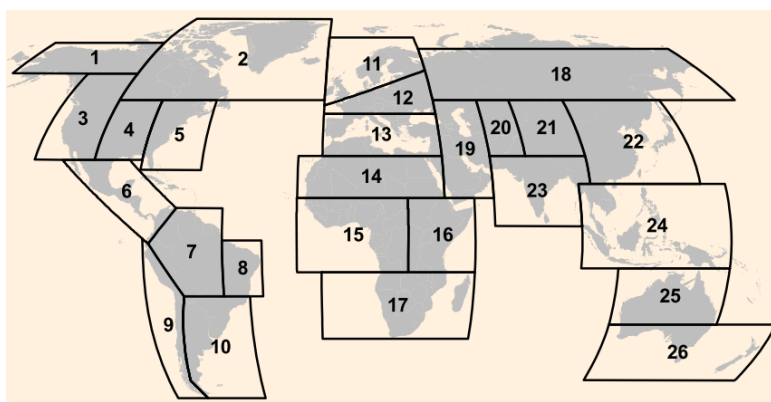
### マルチフォーシングによる不確実性評価

5つの AOGCM のフォーシングを用いて得られる出力をアンサンブルメンバーとし、有効早魃日数の変化のモデル間合意度と標準偏差の2つの指標を用いて不確実性を評価する。グリッドによっては GCM の将来予測の増減トレンドが異なる事もあり、前者の合意度とは変化の方向がモデル間でどの程度合致しているかを示すものである。一つのグリッドについて、増加の場合は+1、減少の場合は-1として5つの AOGCM の合計を調べる。もし全ての GCM が増加を示す場合なら合意度は+5になり、そのグリッドの増加傾向の信頼性が高い事を示す。逆に合意度が-1の場合は、減少を示す AOGCM が3つ、増加を示す AOGCM が2つであり一致度は低い。前者の変化の標準偏差については、モデルバイアスがあるので指標の絶対値の違いは議論せず変化量に注目している。

### 領域単位の時系列解析

#### 領域設定

温暖化の影響の現れ方には地域差がある。また対策に関する意思決定に有益な情報を提供しようと考え、温暖化影響評価はある程度の領域スケールで行われる必要がある。そこで本研究では気候的特徴や政治境界線などを参考に、全球の陸域を Fig. 6.2 に示す 26 地域に分割して評価を行う事とした。この地域区分は IPCC のレポートでも使用されているものであり、IPCC, [2012] に記載されている座標を参考にした。Table. 6.2 に各領域端の座標を掲載する。



**Figure 6.2 :** 領域解析用の領域区分

(AR5 SREX Ch3 Figure3-1 を引用)



**Table 6.2** : 領域の位置データ

Region Label and Number		Coordinates (Latitude [°], Longitude [°]) of Region Corners
ALA	1	(60.000N, 105.000W) (60.000N, 168.022W) (72.554N, 168.022W) (72.554N, 105.000W)
AMZ	7	(20.000S, 66.377W) (1.239S, 79.729W) (11.439N, 68.800W) (11.439N, 50.000W) (20.000S, 50.000W)
CAM	6	(11.439N, 68.800W) (1.239S, 79.729W) (28.566N, 118.323W) (28.566N, 90.315W)
CAS	20	(30.000N, 60.000E) (50.000N, 60.000E) (50.000N, 75.000E) (30.000N, 75.000E)
CEU	12	(45.000N, 10.000W) (48.000N, 10.000W) (61.320N, 40.000E) (45.000N, 40.000E)
CGI	2	(50.000N, 10.000W) (50.000N, 105.000W) (85.000N, 105.000W) (85.000N, 10.000W)
CNA	4	(50.000N, 85.000W) (28.566N, 85.000W) (28.566N, 105.000W) (50.000N, 105.000W)
EAF	16	(11.365S, 25.000E) (15.000N, 25.000E) (15.000N, 51.990E) (11.365S, 51.990E)
EAS	22	(20.000N, 100.000E) (50.000N, 100.000E) (50.000N, 145.000E) (20.000N, 145.000E)
ENA	5	(25.000N, 60.000W) (25.000N, 85.000W) (50.000N, 85.000W) (50.000N, 60.000W)
MED	13	(30.000N, 10.000W) (45.000N, 10.000W) (45.000N, 40.000E) (30.000N, 40.000E)
NAS	18	(50.000N, 40.000E) (70.000N, 40.000E) (70.000N, 180.000E) (50.000N, 180.000E)
NAU	25	(30.000S, 110.000E) (10.000S, 110.000E) (10.000S, 155.000E) (30.000S, 155.000E)
NEB	8	(20.000S, 34.000W) (20.000S, 50.000W) (0.000N, 50.000W) (0.000N, 34.000W)
NEU	11	(48.000N, 10.000W) (75.000N, 10.000W) (75.000N, 40.000E) (61.320N, 40.000E)
SAF	17	(35.000S, 10.000W) (11.365S, 10.000W) (11.365S, 51.990E) (35.000S, 51.990E)
SAH	14	(15.000N, 20.000W) (30.000N, 20.000W) (30.000N, 40.000E) (15.000N, 40.000E)
SAS	23	(5.000N, 60.000E) (30.000N, 60.000E) (30.000N, 100.000E) (20.000N, 100.000E) (20.000N, 95.000E) (5.000N, 95.000E)
SAU	26	(50.000S, 110.000E) (30.000S, 110.000E) (30.000S, 180.000E) (50.000S, 180.000E)
SSA	10	(20.000S, 39.376W) (56.704S, 39.376W) (56.704S, 67.348W) (50.000S, 72.141W) (20.000S, 66.377W)
SEA	24	(10.000S, 95.000E) (20.000N, 95.000E) (20.000N, 155.000E) (10.000S, 155.000E)
TIB	21	(30.000N, 75.000E) (50.000N, 75.000E) (50.000N, 100.000E) (30.000N, 100.000E)
WAF	15	(11.365S, 20.000W) (15.000N, 20.000W) (15.000N, 25.000E) (11.365S, 25.000E)
WAS	19	(15.000N, 40.000E) (50.000N, 40.000E) (50.000N, 60.000E) (15.000N, 60.000E)
WSA	9	(1.239S, 79.729W) (20.000S, 66.377W) (50.000S, 72.141W) (56.704S, 67.348W) (56.704S, 82.022W) (0.530N, 82.022W)
WNA	3	(28.566N, 105.000W) (28.566N, 130.000W) (60.000N, 130.000W) (60.000N, 105.000W)



## 時系列解析

6.1 で挙げた課題のうち、課題 3～6 が時系列解析を必要とする。

極端な降水や気温の頻度の変化が予想されているが、大規模な平均場に比べて、GCM における短期間および局所的な現象の時空間的な再現性は不確実性が大きいと言われている。Fischer et al. (2013) は単一モデルの初期値アンサンブルと CMIP5 のマルチ GCM データの結果を比較して、この不確実性が主に気候システムの内部変動に起因し、これはモデルが改良されても不可避なものである事を指摘している。しかし、指標の変化量についての数年間分の広域の情報をとりまとめ確率分布に現れる変化を見る事で、将来の変化傾向について時空間的な不確実性を低減した確信度の高い情報を提供出来る事を示唆している。具体的には、Fisher et al. (2013) では  $66^{\circ}\text{S}$ — $66^{\circ}\text{N}$  の陸域について 20 年間のデータをサンプリングし、カーネル密度推定により確率密度関数を推定して分布の違いを議論した。恐らくカーネル関数にはガウス関数を用いていると思われる。しかしながら、本研究では実験目的の都合で単年単位のサンプリングがしたかったため、領域単位単年度のサンプリングからヒストグラムを作成しそこに見られる主要統計値（平均値、中央値）の時系列変化を追う事とした。これにより、少なくとも気候システムの内部変動に起因する不確実性のうち空間的な不確実性が多少軽減される事を期待している。そこで、課題 3 の“早魃は今後 80 年間のうちにどのような時系列変化を見せるのか” および 課題 4 の“大きな変化が起きるならいつか” については、上記の領域毎に平均、中央値についての箱ひげ図、ヒストグラム、時系列プロットを用いて変化を示す。箱ひげ図とヒストグラムは 2045-2064 年（近未来）と 2080-2099 年（未来）の 2 期間を Historical と比較している。課題 5 は Mora et al. (2013) で使用されていた方法を用いて調べた。この方法は Historical 期間の最大値と最小値を“(Historical 期間に) 経験済みの状況”と定義し、早魃インデックスの値が経験範囲を飛び出し  $x$  年間以上連続して経験範囲に戻らなくなるその最初の時期を調べる。課題 6 の“水資源管理は変化速度を変え得るか”については、水資源管理モジュール ON/OFF の結果の時系列プロットの比較から議論する。

## 6.4. 結果と考察

### 6.4.1 ISI-MIP 参加モデル内での特徴

ISI-MIP の目的は温暖化影響評価に関するモデル間の相互比較である。複数のモデルを共通の条件で走らせ、それらの結果を比較する事によって HiGW-MAT の相対的な位置を図る事が出来る。ISI-MIP の水分野には HiGW-MAT を含め Table6.3 に示す 11 のモデルが参加しており、このうち Table 中で○がついている 8 つは水資源管理を考慮した影響評価モデルである。各モデルが指定された変数を ISI-MIP に提出しており、アーカイブされている変数は Table6.4 に示すとおりである。ただし、土壌層数や土壌層厚、Root Zone の深さはモデルにより異なるので注意されたい。ここでは解析が可能だった 9 つのモデルと HiGW-MAT を比較する。

Fig.6.2 に HadGEM2-ES の将来予測に基づく 1971-2004 年の大陸別水収支（降水、蒸発散、流出）を示す。一番左の青いバーが降水、黄色が流出、緑が蒸発散量で、エラーバーはそれぞれ年々変動の分散である。土壌層厚が不明なモデルがあったため、ここでは  $ds/dt$  項は表示していない。図中で HiGW-MAT は MATSIRO と表記されているが、これは水資源管理を OFF にしているからである。流出と蒸発散を表すバーのうち左から 5 番目が HiGW-MAT の結果である。

このモデル間比較から HiGW-MAT の出力について 2 点特徴を挙げたい。一つ目は、長期平均における  $P \approx E + R$  という関係が非常に良く閉じている点である。HiGW-MAT の他には、H08, PCR-GLOBWB, WaterGAP ではこの収支の閉じが良い。一方、大陸毎にその程度は異なるものの、 $P - E - R$  の残差が目立つモデルがいくつか存在する。特に JULES と MPI-HIM は、34 年間ぶんの平均にしては  $ds/dt$  項に当たる部分が大きすぎるように見受けられる。二つ目は HiGW-MAT は他のモデルと比較して蒸発散量の割合が大きい事である。6 つの大陸中、右列に示した 3 大陸（South America, Oceania, Africa）で HiGW-MAT の蒸発散量は 11 モデル中で最大値をとる。無論これらの大陸では流出は最小値である。GSWP2 [Dirmeyer et al. 2006] でも MATSIRO は乾燥・半乾燥地での流出が少ない事が報告されており、今回の計算設定でもそれと一致する傾向が見られた。Schewe et al., 2013 などでは全てのモデルが均等に扱われているが、Fig 6.3 に示した結果などを考慮すると、本来は検証結果によって使えるデータと使えないデータの判別、もしくは再現性に従って重みをつけるなどの操作がされるべきと考えられる。今後はより小さな空間スケールで観測と比較しながらモデル間の再現性を評価し、その違いの根源を理解していく事が必要であり、この点については今後の課題と考えている。また、現時点では出力を解析に用いている影響評価モデルは HiGW-MAT だけだが、ISI-MIP に参加した残りの影響評価モデルの出力も使用してマルチ影響評価モデルにした解析も行うべきであり、今後の課題としている。

### 6.4.2 温暖化実験

これ以降の数値実験では、まず将来推計 I のタイムスライス解析をマルチ GCM フォーシングに拡張し、続いて時系列の解析を行う 2 ステップの構成をとる。

Fig 6.4 に後の解析の基礎情報として(a)2m 気温, (b)下向き長波放射, (c)下向き短波放射, (d)顕熱, (e)降水, (f)蒸発散, (g)流出, (h)流量, (i)地下水汲み上げ量, (j)灌漑取水量の 21 世紀末(2080-2099)と 20 世紀(1980-1999)末の 20 年気候値の差の空間分布を示す。

### 6.4.3 需要供給バランスに着目した温暖化評価

温暖化は水資源量にどれほどの影響を及ぼすのだろうか？需要がない時期や場所ならば温暖化によって陸域の水が減少しても実際に人間社会に問題は生じない。本研究では旱魃を自然現象、水不足は需給バランスの問題として区別して扱っている。本節では水不足に焦点を当て、水需要を満たせるか否かの観点から温暖化の影響を評価する。

ここでは、河川流量と農業、工業、家庭用水からなる水需要を比較し、河川から供給可能な水量が需要を下回った場合に旱魃と判断する。実際の水需要の一部は貯水池や地下水などによって補われているので、この解析で水不足と判断された状態が必ずしも水ストレスの発生している状況ではない事がある。しかしながら、この実験で重要なのはある時期の水不足日数そのものではなく、温暖化によるその変化量である。温暖化による水文環境の変化が水資源管理の観点からポジティブな効果を持つのか、そうではないのかの傾向を考察する事は可能である。また、貯水池の水や地下水の利用はストックを消費する水の利用の仕方であり、フローである河川水を利用する方が持続可能な水利用である。そこで今回は水資源の持続可能性という観点から河川水に絞って需給バランスの変化量を調べている。ただし、本研究の数値実験は社会変化を考慮せず工業用・家庭用水需要の増減や灌漑面積の拡張はない仮定をとっている。将来の需要の変化は、唯一、気候の変化による農業需要の変化のみである事に留意されたい。

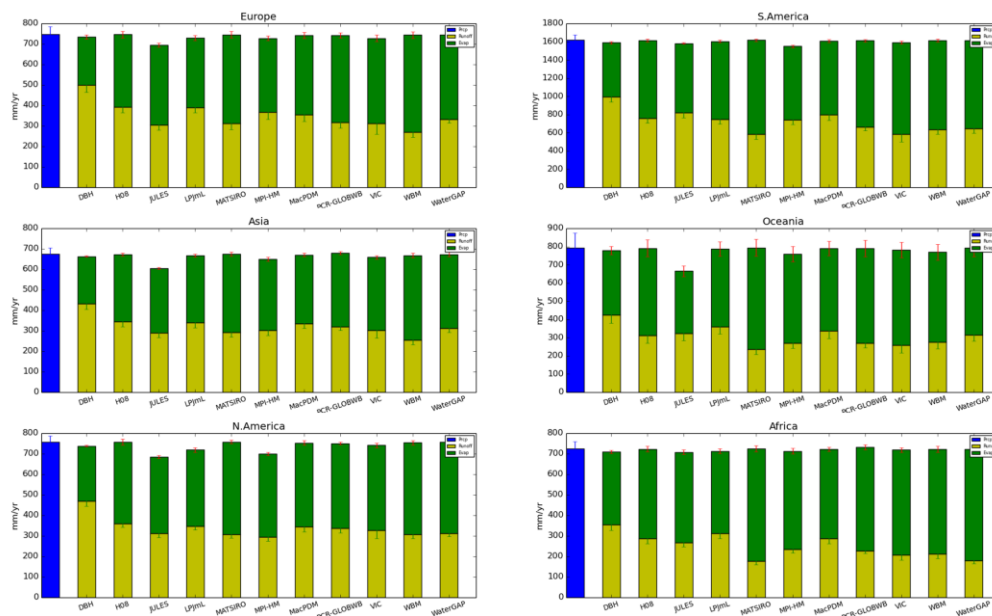
Fig. 6.4 (j) で青色の地域は温暖化に伴う蒸発散量の増加による灌漑用の水需要増加を表しており、青色の灌漑需要が増加する地域では河川取水による旱魃の増加が危惧される。Fig. 6.5 に温暖化による水不足日の変化を示す。Fig. 6.5 (a) は 21 世紀末と 20 世紀末の 20 年間の水不足日数の変化（差）を示しており、暖色の地域が旱魃が増加する地域である。また Fig. 6.5 (b)は 21 世紀末の年平均水不足日数を 20 世紀末の値で除した比で示してある。変化強度の違いはあるが、全球の陸域のうち面積で 56.6%で水不足日が増加、28.2%で減少となった。差と比のどちらの図からも、温暖化によって河川水で需要を賄えない日数が増加する地域が広範囲に及ぶ事がわかる。アメリカ西部から中央部、ブラジル、ヨーロッパ、東アジアでは水不足日数の増加が 2 か月を超

**Table 6.3 :** ISI-MIP の水分野に参加した影響評価モデルの一覧

Model abbreviation	Full Model name	Human impact module	References to model
LPJmL	Lund-Potsdam-Jena managed Land Dynamic Global Vegetation and Water Balance Model	○	Bondeau, A. et al. (2007). Modelling the role of agriculture for the 20th century global terrestrial carbon balance. <i>Global Change Biology</i> 13, 679–706. Rost, S., et al. (2008): Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system. <i>Water Resources Research</i> 44, W09405, doi:10.1029/2007WR006331.
ORCHIDEE	Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems		Krinner, G. et al. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, <i>Global Biogeochem. Cycles</i> , 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199. Piao, S., P. Friedlingstein, P. Ciais, N. de Noblet-Ducoudré, D. Labat and S. Zaehle (2007) Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising CO <sub>2</sub> on global river runoff trends. <i>Proc Natl Acad Sci USA</i> 104:15242–15247.
JULES	Joint UK Land Environment Simulator		Best, M. J. et al. (2011). : The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes, <i>Geosci. Model Dev.</i> , 4, 677-699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011, 2011. Clark, D. B et al. (2011): The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics, <i>Geosci. Model Dev.</i> , 4, 701-722, doi:10.5194/gmd-4-701-2011
VIC	Variable Infiltration Capacity (VIC) Macroscale Hydrologic Model	○	Lohmann, D., E. et al. (1998): Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model, <i>Hydrol. Sci. J.</i> , 43(1), 131-141. Liang, X. et al. (1994), A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, <i>J. Geophys. Res.</i> , 99(D7), 14,415 – 14,428 (Nosoc runs/results, Pressoc runs/results) Haddeland, I. et al. (2006), Anthropogenic impacts on continental surface water fluxes, <i>Geophys. Res. Lett.</i> , 33(8), Art. No. L08406, doi:10.1029/2006GL026047 (Pressoc runs/results)
H08	N.A.	○	Hanasaki, N. et al. (2008a) : An integrated model for the assessment of global water resources - Part 1: Model description and input meteorological forcing, <i>Hydrol. Earth Syst. Sci.</i> , 12, 1007-1025, 2008a. Hanasaki, N. et al. (2008b) : An integrated model for the assessment of global water resources - Part 2: Applications and assessments, <i>Hydrol. Earth Syst. Sci.</i> , 12, 1027-1037, 2008b.
WaterGAP	Water - Global Analysis and Prognosis	○	Flörke, M. et al. (2012): Domestic and industrial water uses of the past 60 years as a mirror of socio-economic development: A global simulation study. <i>Global Environ. Change</i> , doi:10.1016/j.gloenvcha.2012.10.018. Döll, P., Kaspar, F., Lehner, B. (2003): A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. <i>Journal of Hydrology</i> , 270 (1-2), 105-134. Döll, P. et al. (2012): Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. <i>J. Geodyn.</i> 59-60, 143-156, doi:10.1016/j.jog.2011.05.001
Mac-PDM.09	Macro-scale Probability-Distributed Moisture model.09		Gosling SN and Arnell, NW (2011) Simulating current global river runoff with a global hydrological model: model revisions, validation and sensitivity analysis. <i>Hydrological Processes</i> 25: 1129-1145. doi: 10.1002/hyp.7727 Arnell NW (1999) A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain, <i>J. Hydrol.</i> , 217: 314–335
WBM	Water Balance Model	○	Vörösmarty, C. J., Peterson, B. J., Lammers, R. B., Shiklomanov, I. A., & Shiklomanov, A.I. (1998). A regional, electronic Hydrometeorological data network for the pan-Arctic Region. Retrieved from <a href="http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu">http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu</a> Wisser, D., Fekete, B. M., Vörösmarty, C. J., & Schumann, A. H. (2010). Reconstructing 20th century global hydrography: A contribution to the Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H). <i>Hydrology and Earth System Sciences</i> , 14(1),1-24. European Geophysical Society, doi:10.5194/hess-14-1-010
MPI-HM	Max Planck Institute – Hydrology Model	○	Hagemann, S. and L. Dümenil Gates, (2003): Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations <i>Clim. Dyn.</i> 21, pp. 349-359 Stacke, T., and S. Hagemann, 2012: Development and validation of a global dynamical wetlands extent scheme. <i>Hydrol. Earth Syst. Sci.</i> , 16, 2915-2933
PCR-GLOBWB	PCRaster Global Water Balance	○	Wada, Y. et al. (2010). Global depletion of groundwater resources. <i>Geophysical Research Letters</i> L20402. Van Beek, L.P.H. et al. (2011). Global monthly water stress: 1. Water balance and water availability, <i>Water Resources Research</i> 47, W07517. Wada, Y., L.P.H. van Beek, D. Viviroli, H.H. Dürr, R. Weingartner, and M.F.P. Bierkens, 2011.
MATSIRO	The Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff	○	YADU POKHREL et al. (2012) Incorporating Anthropogenic Water Regulation Modules into a Land Surface Model, <i>Journal of Hydrometeorology</i> , Volume 13, Issue 1 (February 2012) Kumiko Takata et al. (2003) Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff, <i>Global and Planetary Change</i> , Volume 38, Issues 1–2, July 2003, Pages 209–222
DBH	Distributed Biosphere-Hydrological Model		Tang, Q., et al. (2007). The influence of precipitation variability and partial irrigation within grid cells on a hydrological simulation. <i>Journal of Hydrometeorology</i> , 8, 499-512. Tang, Q. et al. 2008. Hydrological cycles change in the Yellow River Basin during the last half of the 20th century. <i>Journal of Climate</i> . 21(8), 1790-1806.

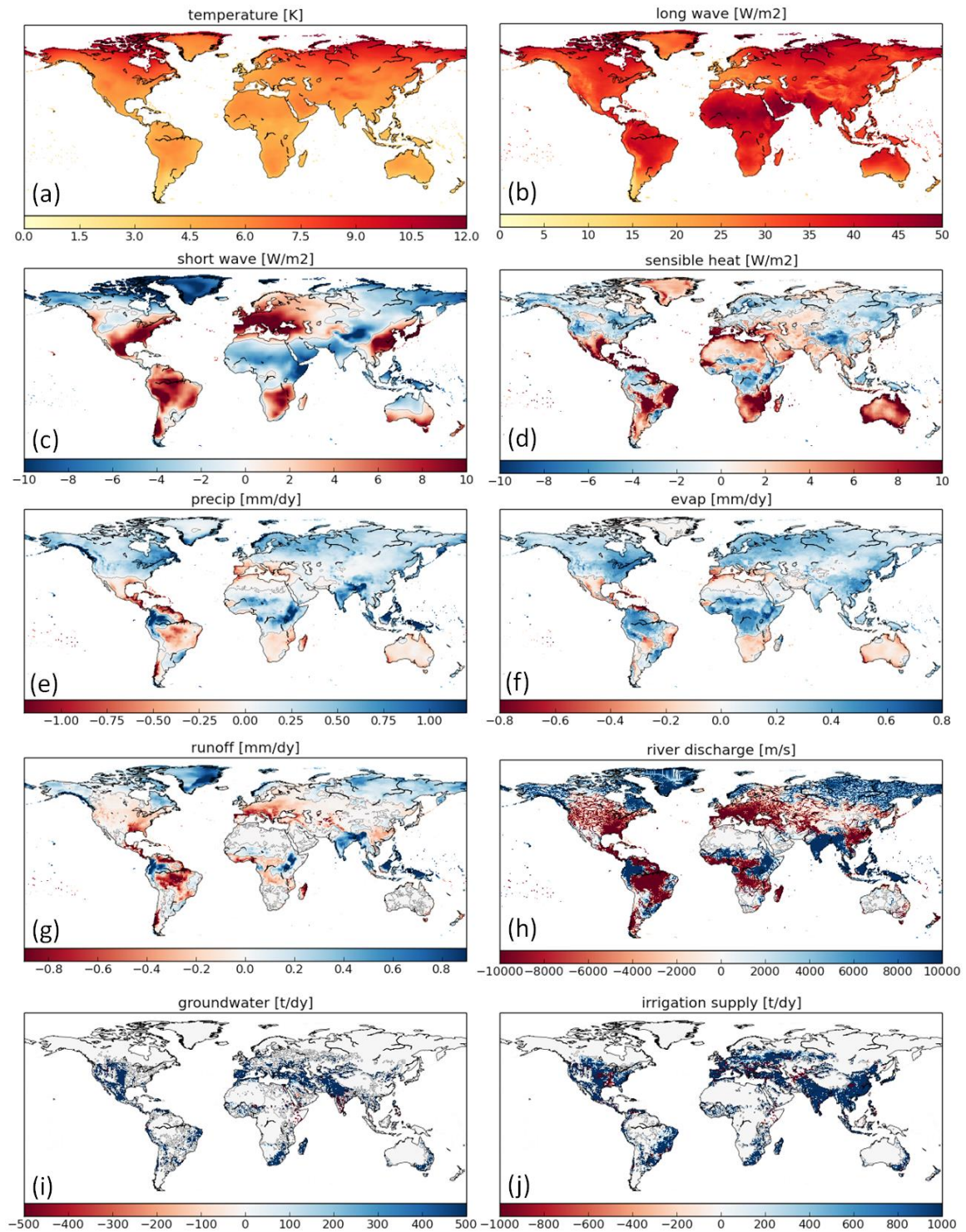
	Temporal Resolution		Unit
	Daily	Monthly	
Runoff	○	○	$\text{kg/m}^2/\text{s}$
Discharge	○	○	$\text{m}^3/\text{s}$
Monthly maximum of daily discharge		○	$\text{m}^3/\text{s}$
Evapotranspiration		○	$\text{kg/m}^2/\text{s}$
Potential Evapotranspiration		○	$\text{kg/m}^2/\text{s}$
Soil moisture, 0-50cm		○	$\text{kg/m}^2$
Soil moisture, root zone		○	$\text{kg/m}^2$
Snow water equivalent		○	$\text{kg/m}^2$

**Table. 6.4** : ISI-MIP 水分野の参加グループが提出しアーカイブされている変数



**Figure 6.3** : ISI-MIP の水分野影響評価モデルの大陸別水収支 [mm/yr]

青：降水，緑：蒸発散，黄色：流出。エラーバーは年々変動の標準偏差。  
 影響評価モデルは左から順に，DBH, H08, JULES, LPjml, MATSIRO, MPI-HM, MacPDM, PCR-GLOBWB, VIC, WBM, WaterGAP。  
 左から 5 番目が HiGW-MAT の結果である。



**Figure 6.4** : 21 世紀末(2080-2099)と 20 世紀(1980-1999)末の 20 年気候値の差。(21c-20c)

(a)2m 気温[K], (b)下向き長波放射[W/m<sup>2</sup>], (c)下向き短波放射[W/m<sup>2</sup>], (d)顕熱[W/m<sup>2</sup>],  
 (e)降水[mm/dy], (f)蒸発散[mm/dy], (g)流出[mm/dy], (h)流量[m/s],  
 (i)地下水汲み上げ量[t/dy], (j)灌漑取水[t/dy]

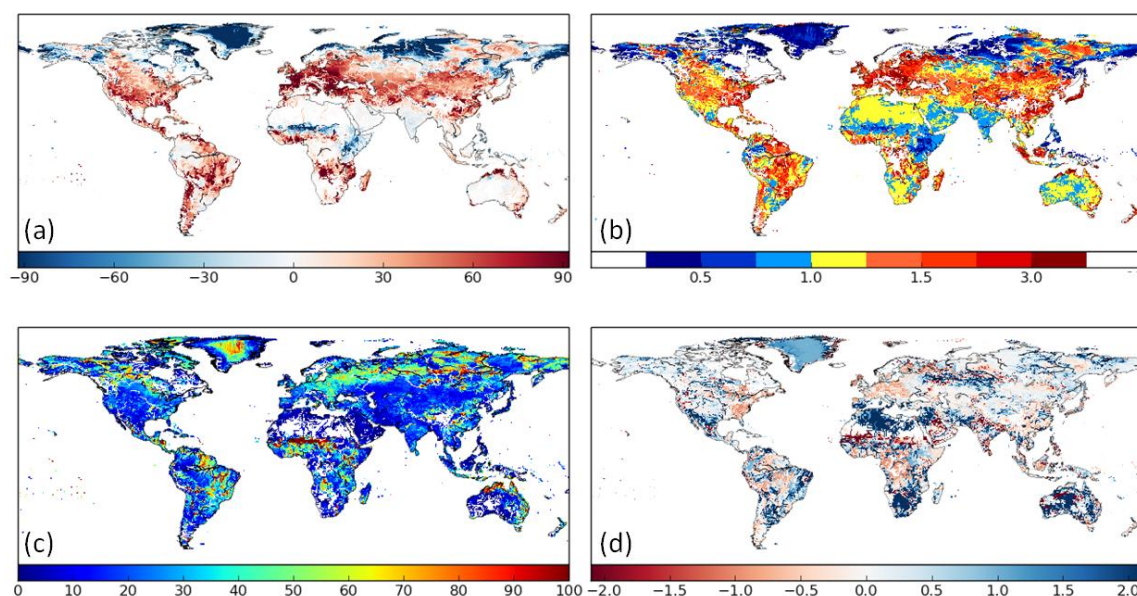


えて増加が著しい。特にヨーロッパの増加が顕著である。一方、インドは灌漑用水量が増加するにも関わらず旱魃日数は減少する。これは温暖化によりモンスーン雨季の降水が増加する事による。温暖化影響がポジティブに作用する例の一つである。

続いて不確実性を見る。Fig. 6.5 (c) に 5 GCM 間の変化日数の標準偏差を示す。水不足日数の増加が大きい地域のうち高緯度を除くアジア域や北米は比較的低いばらつきに収まっているが、特に大きな増加を示すヨーロッパや南米の一部は他の地域よりもモデル間の標準偏差が大きくなっており、これらの地域には他の地域と比べて GCM 間の予測に差異がある。これはフォーシングの GCM に由来する不確実性である。特に顕著な水不足の増加が予測される地域の信頼度が低い事は問題であり、GCM レベルの改善が求められる。

Fig. 6.5 (d) には将来推計 I 同様に、水不足について水資源管理による温暖化影響緩和もしくは加速効果を表す Impact Alter Ratio (IAR) の空間分布を示す。アメリカ東部、ヨーロッパ、東アジアでは取水によると考えられるネガティブな水資源管理の効果が確認できる。一方、IAR が 1 を超えて青が濃い地域のうち、メキシコ、アフリカ北部と南部、オーストラリアは特に乾燥地帯であり資源量の再現なく汲み上げできる地下水が効いていると考えられる。この量については今後さらなる検証が必要である。

ここでは純粋に気候のみが変化した場合の潜在的な水不足リスクの空間分布を示した。現実には人口の増減や産業構造が変化するため、温暖化に伴う水不足の変化はここに示す結果とは異なるものになると考えられ、そういった社会シナリオの導入は次のステップに残した課題である。



**Figure 6.5** : 21 世紀末(2080-2099)と 20 世紀末(1980-1999)の水不足日数の変化

(a)水不足日数の変化(21c-20c) [日/年], (b)比 (変化/20c) [-]  
(c)日数変化に関する 5GCM 間の標準偏差 [日/年], (d)Impact Alter Ratio [-]

#### 6.4.4 旱魃変化と不確実性議論

続いて気候変動によって低流量がどのように変化するかを知るために、閾値を用いた旱魃判別を行う。以降の解析でも、将来に関しても“Historical 期のサンプルデータから作る閾値”を用いるが、今回は水資源管理モジュール ON と OFF のそれぞれで閾値を準備して適用する。

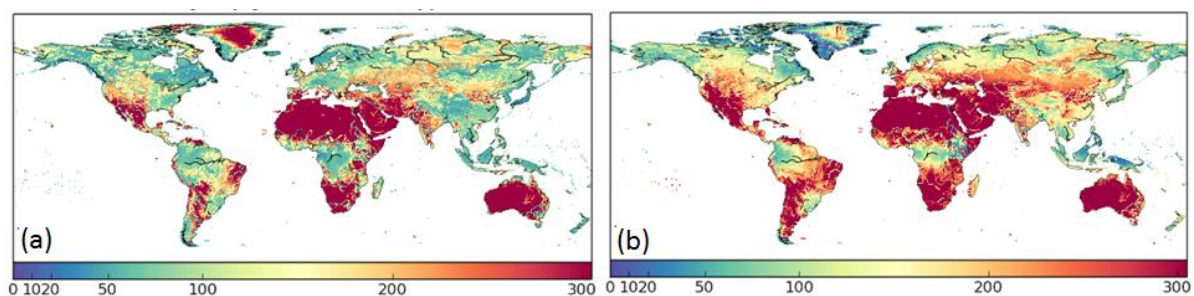
将来予測の信頼性を高めるため、異なる GCM の予測に基づく 5 つの旱魃解析の結果をアンサンブル平均したものを用いる。アンサンブル平均をするとそれぞれのモデルが示す時系列変化の振幅が平均化され全体的になめされた形になる。そのため閾値法では、もし流量のアンサンブル平均を用いて解析した場合、個々のモデルで判別する場合より旱魃の検出力が下がる。そこで、個々のモデルでそれぞれの流量を用いて旱魃解析を行い、個々の将来予測から求まる変化量のアンサンブル平均を最終的な出力とした。ただし、アンサンブル平均では研究によって現在気候での再現性で重み付けをする場合もあるが[Shiogama et al. 2010]、本研究では全ての GCM を均等に扱っている。

Fig. 6.6 にそれぞれ Historical 期間（1980-1999 年）と Far Future 期間（2080-2099 年）の 20 年間の年平均有効旱魃日数の空間分布、また温暖化影響として Fig. 6.7 (a), (b)に Historical 期間からの Near Future 期間（2045-2064 年）の差と比、Fig. 6.7 (c), (d)に Historical 期間と Far Future 期間の差と比を示す。Near Future 期間の方が赤の色は淡いが、この段階で北米の西部と東部、Amazon 流域、チリ、Congo 流域、ヨーロッパとアジア中央部から東部にかけての辺りでは 60~90 日を超える旱魃日の増加が起っている。一方、旱魃が減少する予測の中央シベリア北部では Near Future 期間と Far Future 期間の間に顕著な差はなく、21 世紀前半の変化が顕著である事が予測される。Historical 期間から Far Future 期間の変化については面積で陸域の 70.4%で旱魃日が増加、23.9%で減少という結果になった。将来推計 I と同様に多くの地域で有効旱魃日数が増加する。Fig. 6.7.(c)を見ると、ISI-MIP フォーシングを用いた解析結果で特に旱魃日数の増加が多いのは、アメリカ東部および西部、チリ、Amazon、Congo、ヨーロッパ、中央アジア、東アジアなどである。これらの地域では 90 日を超える旱魃日の増加が予想された。Fig. 6.7.(c)ではもともと旱魃傾向が強いアメリカ西部は目立たなくなっているが、これらの地域は Historical 期間の 2 倍を超える旱魃日を経験する予測となっており、顕著な増加を示す。同時に人口密度も高く食糧生産が盛んな地域も多く、これらの地域は旱魃に関する温暖化影響に対する脆弱地域と言える。逆に、Fig. 6.7.(c)ではっきりした減少が確認できるのはサブサハラと東アフリカ、ロシアの北西部と北東部のみであるが、Fig. 6.7.(d)の比の空間分布では、現在旱魃傾向が強い東アフリカやインド、オーストラリアでも旱魃の減少が確認できる。多くの地域で将来推計 I と同様の变化傾向を示しているが、Amazon 流域や Congo 流域、東南アジアなどの熱帯域でも旱魃が増加する点が異なる。これらの地域は降水の再現性が GCM によって大きく異なる地域であり、将来推計 I のシングル GCM の将来予測では見えなかった変化傾向である。

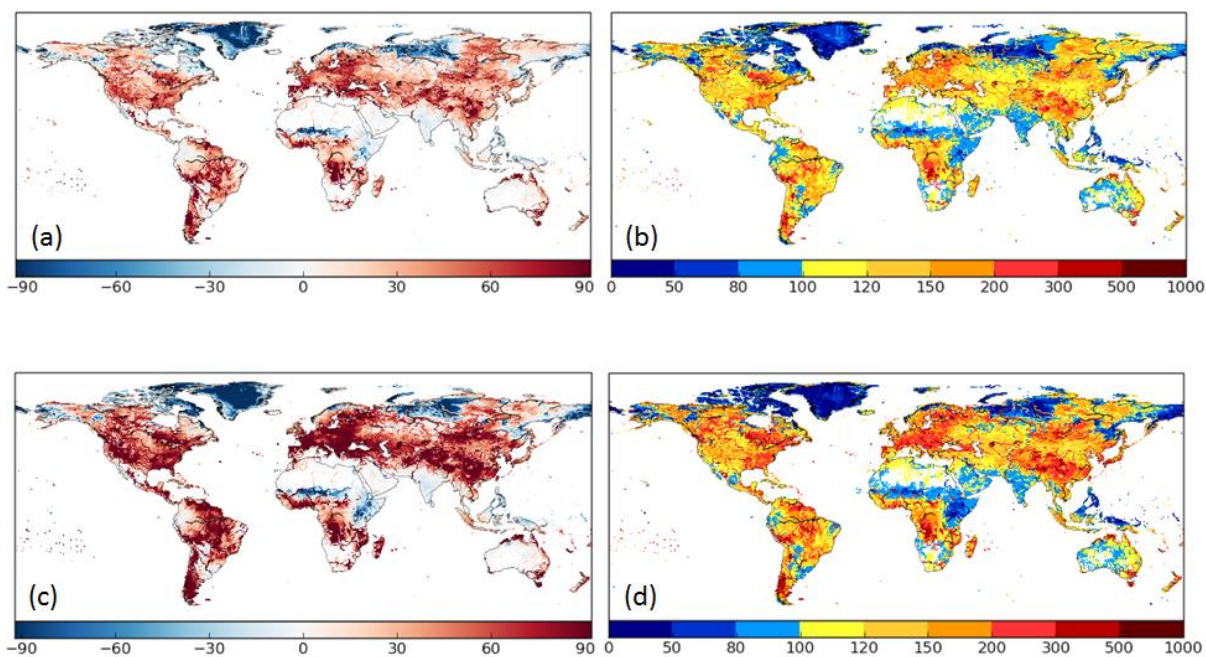


ではその結果の信頼性はどうか。Fig. 6.8 には将来予測の不確実性を示すために、マルチ GCM を用いた結果のモデル間合意度と変化の標準偏差を示す。Fig. 6.8(a)に示すモデル間合意度を見ると、上記の有効旱魃日の増加が予測される地域では5つほぼ全ての GCM が増加を示しており、この増加傾向の確信度が高い事がわかる。ただし、カナダ、ロシア、オーストラリア、Amazon 流域、Congo 流域、中国華北などはアンサンブル平均が増加傾向を示す地域だが1モデル以上が減少を示す。旱魃が減少傾向を示す地域はインド、東アフリカ、サブサハラ、南米北東部いずれも合意度が低い。例えばインドでは GFDL と MIROC が増加を示すが他の3 GCM が減少を示す。東アフリカの合意度も低めである事を考えると、インド洋のモンスーンシステムの再現性がモデル間で異なる事が連想される。合意度が低い地域では減少と増加を平均する事になる事もあり、アンサンブル平均後のこれらの地域の旱魃日の変化日数は小さい。一方、Fig.6.8 (b)にある標準偏差を見ると、5 GCM とも同様の变化傾向を示す地域でも変化のサイズについてはばらつきが大きい場所がある事がわかる。例えば、北米東部やウクライナやベラルーシ以西のヨーロッパ、中国南部などではどの GCM も増加を示し傾向は一致するが、変化の標準偏差は50日前後と大きい。Fig6.9 に5 GCM それぞれにおける年平均有効旱魃日数の変化を示す。北米東部やウクライナやベラルーシ以西のヨーロッパ、中国南部をそれぞれ見ていくと、いずれの地域でも各 GCM の結果は全て異なるが、特に北米東部では GFDL が、ヨーロッパでは GFDL と MIROC が他のモデルよりも変化が小さい。中国東部ではどのモデルも特徴的であるがここでも特に GFDL で変化が小さい場所が広い。Appendix C にこれらの地域について7つの気象フォーシングの GCM のプロットを地域毎に載せる。北米東部(領域番号:5)では2020年あたりから GFDL の下向き長波放射と下向き短波放射及び気温の3変数が他の GCM より低く、降水は他と大きくは変わらない。その結果、他の GCM より蒸発散量が少なく流出が多いため旱魃の増加が抑えられている。この領域では比湿と風速について MIROC-ES-CHEM が他のモデルとだいぶ異なる挙動を示しているが、旱魃の変化傾向は他の GCM と近いものになっている。中国東部は領域番号22の北部のみだが、中国東部とヨーロッパ(領域番号:12)でも同様の特徴が挙げられる。以上より、現在のモデルスキルでは GCM 間の旱魃に関する結果の違いを生むのは、気象フォーシングのうち特に気温と放射に起因するところが大きいと考えられる。ロバストな旱魃解析を行うためには AOGCM のこれら変数の信頼性を向上させる必要性を示唆する結果である。

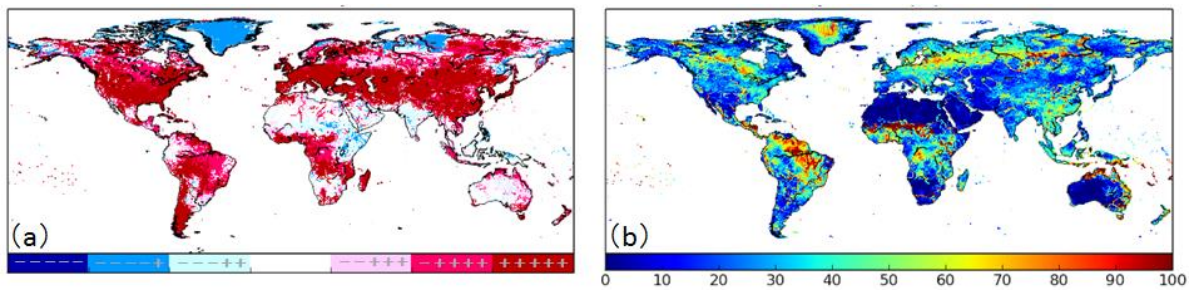
ここに示したように地域によって将来予測の信頼性は異なり、アンサンブル平均結果にはモデル間の一致度の重みを考慮して評価するべきである。すると Fig6.7 のうち、全モデルで増減傾向が一致し、且つ、標準変化差が30日を下まわって比較的高い確信度と言える変化は、北米中央から西部、地中海沿岸域、西・中央アジアと南アジア東部、中国北部の旱魃増加が挙げられる。減少ではこのような地域はない。



**Figure 6.6 :** 20 年間の平均有効渇水日数 (5GCM のアンサンブル) [日/年]  
(a)現在(1980-1999 年), (b)将来(2080-2099 年)

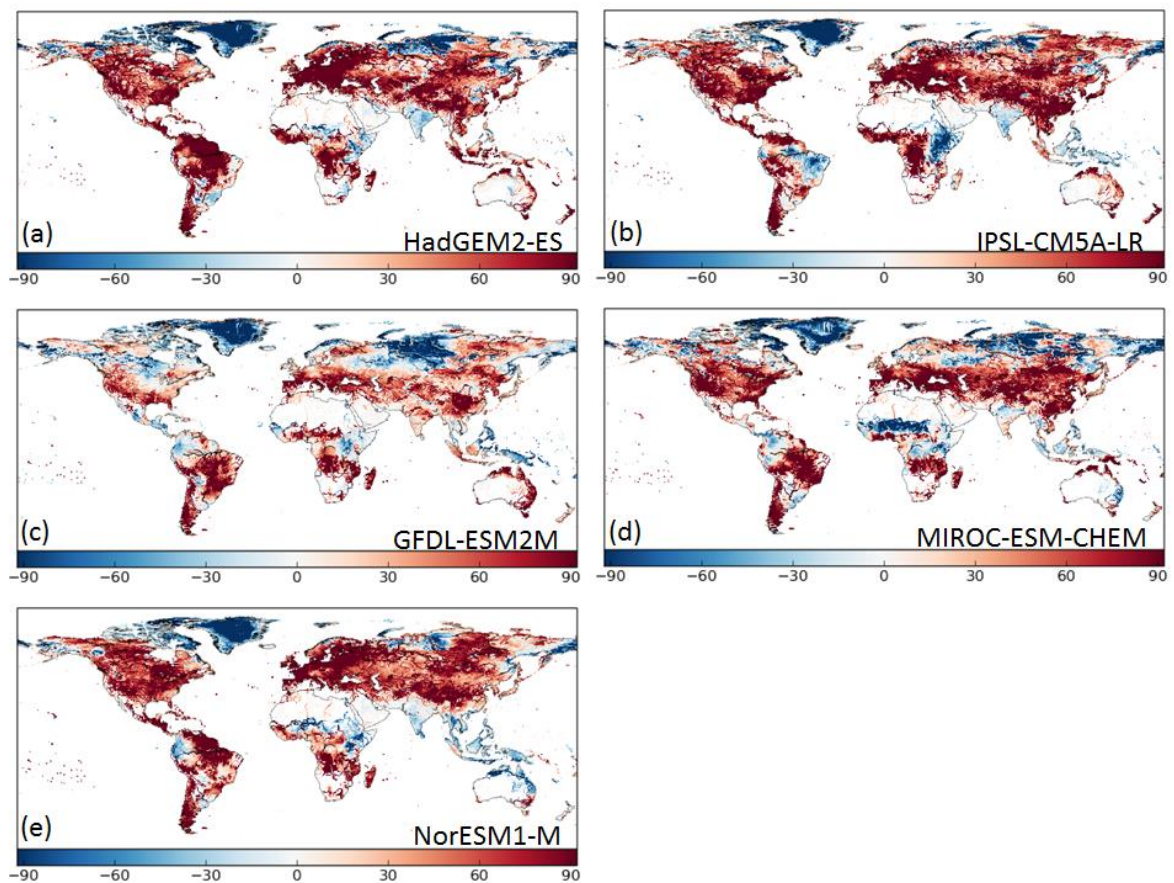


**Figure 6.7 :** 温暖化影響による年平均平均有効早魃日数の変化 (アンサンブル平均)。  
(a)早魃日数の差(NearFuture - Historical)[日], (b)比 (NearFuture / Historical) [%],  
(c)早魃日数の差(FarFuture - Historical)[日], (d)比 (FarFuture / Historical) [%]



**Figure 6.8** : 温暖化による有効早魃日数の変化に関するモデル間不確実性  
(Historical 期間と Far Future 期間)

(a)モデル間合意度；暖色は渇水日数の増加，寒色は減少を示し，色が濃いほどモデル間合意度が高い  
(b)変化日数のモデル間標準偏差



**Figure 6.9** : 5 つの GCM ごとの年平均有効早魃日数の変化。GCM は各図右下参照。

#### 6.4.5 領域別時系列解析 (3 期間比較)

本研究では Fig. 6.2 に示す 26 地域の有効旱魃日について年々の時系列変化を調べる。まず Table. 6.5 に 3 つの期間平均をまとめて領域毎の気温、降水、蒸発散、流出の変化を示す。期間は Historical (1980-1999 年)、Near Future (2045-2064 年)、Far Future (2080-2099 年) の 20 年間ずつである。表には期間平均とピリオド間の変化量を計算した。変化量は左から、Far-Historical, Near-Historical, Far-Near である。RCP8.5 シナリオに従う 5GCM のアンサンブル平均では、全球陸域気温は 100 年間で 5.41K 上昇、降水は 50.75 mm/年、蒸発散も 50.75 mm/年、流出は 10.95mm/年の増加を示す。蒸発散と流出の増加の合計が降水の増加より大きくなるのは融雪の他に地下水汲み上げが考慮されているからである。

Fig. 6.7 から非常に広い地域で有効旱魃日数の増加が予測された。まず、Table. 6.5 から領域毎にその変化のメカニズムを検討する。値が減少する場合は赤字で標記した。流出が減少して旱魃日数が増加すると予想されるうち、それが降水減少を伴う地域は領域 6, 7, 8, 13, 17, 25, 26 の 7 領域である。一方、蒸発散増加に起因する地域は領域 3, 4, 5, 9, 10, 12, 15, 19, 20, 21, 22 の 11 地域である。これらの地域以外で旱魃が増加するならば (領域 1, 2, 11), 量よりもタイミングの変化が原因であり、融雪のシフトと分散による地域や、水文循環強化による降水の増加と無降雨日の増加などが原因に考えられる。

続いて領域毎の特徴を示すために Fig. 6.10 にヒストグラムを示し、各領域の有効旱魃日数の頻度分布に関する考察を行った。各地域とも、上から順位 1980-1999 年, 2045-2064 年, 2080-2099 年の各 20 年間について領域内の全グリッドをサンプルにしたヒストグラムとなっている。領域ごとにグリッド数が異なるのでサンプルの数が異なる事には注意されたい。図中の線は中央値と四分位範囲を示している。基本的に分布は右に長く裾を引く形であるが、領域 3 (アメリカ西部), 18 (ロシア), 22 (東アジア), 23 (インド) の様に 2 峰型の地域もある。砂漠や燥域など年平均有効旱魃日数が 365 日になるグリッドが大半を占める地域では右端が卓越してきれいな分布にはならない (領域 13, 14, 17, 19, 25, 26)。ヒストグラムの描写からこのように、各地域が特徴的な分布を示し、必ずしも単純に正規分布や一般的な極値分布でフィッティング出来るような分布ではない事がわかった。また、3 期間の時系列変化を見ると、多くの地域でモードと中央値が右にシフトし、長期の年平均有効旱魃日数の頻度が高くなり、旱魃が増加傾向にある事が確認できる。例えば、領域 4 のアメリカ中部は 21 世紀前半には分布右裾で示す長期旱魃日傾向にあった地域の変化はあまりないが、分布左裾の低旱魃日傾向だった地域の旱魃が増加し、後半にはモードはさほど変化せず長期旱魃日の地域が増加する。一方、領域 12 のヨーロッパでは分布の形はさほど変わらず分布が右にシフトしているので領域全体で旱魃傾向が強まる事がわかる。領域 20 の中央アジアでは分布がだいぶ右に偏っており長期旱魃を示すグリッドの増加が顕著である。一方、領域 22 の東アジアでは両裾はあまり大きな変化を示さないがモードが右にシ

フトしており、これまでこの領域で経験した事がなかったような有効早魃日数に増加する地域はあまりないが、これまで経験した範囲内で長期の早魃に分類されるケースが増加する事を意味している。面白いのは、領域 7,21,22 を除いて、ヒストグラムの形はあまり変わらずに全体が右にシフトする事である。こういった地域では領域全体が同様の変化率で早魃傾向を強めているのではないかと考えられる。

このうち、統計量である中央値と四分位の変化に着目するために Fig. 6.10 に領域および期間別の有効早魃日数の箱ひげ図を示す。箱ひげ図の中の線はメディアンを示し、箱の両端は第 1 四分位数 (25 パーセンタイル) と第 3 四分位数 (75 パーセンタイル) の値である。第 1 と第 3 四分位の差を四分位範囲 (interquartile range: IQR) と言い、箱ひげ図では「第 1 四分位数-1.5×IQR」より大きいデータと「第 3 四分位数+1.5×IQR」より小さいデータは外れ値として青くプロットしてある。Historical, Near Future, Far Future の 3 期間にわたる IQR の変化を見ると領域毎にばらつきがあり、幅が広くなる領域と狭くなる領域の両方が存在する。領域 2, 6, 8, 19, 21, 26 など幅が狭くなる地域で、領域全体としての類似性が高まる事を示している。しかし、中央値の時間変化に着目すると、領域 2 と 14, 25 を除いてどの地域でも値が上昇している事がわかる。そのペースは領域毎に異なるが、26 地域中 19 の地域で 21 世紀前半の方が後半よりも増加率が高く、これは早魃に関する大きな変化が 21 世紀前半のうちに起こる事を示唆するものである。例えば、大きな早魃の増加が危惧される地中海沿岸域(領域 13)やヨーロッパ(領域 12)、南アフリカ中西部(領域 15)、アメリカ西部から中央部、および東部にかけて(領域 3-5)、南米の南西部(領域 9)、Amazon(領域 7)、アジア中央部から東部にかけて(領域 21,22)などでは、明らかに、領域で最も“普通”を代表するような値である中央値の増加が 21 世紀前半で大きい事がわかる。またその様子は Fig. 6.7(a), (b)からもうかがい知る事が出来る。



1	2	3	4
269.38 273.35 276.15 6.77 3.97 2.80 0.88 1.02 1.15 0.27 0.14 0.13 0.33 0.42 0.48 0.15 0.09 0.06 0.53 0.59 0.65 0.12 0.06 0.06	273.96 276.42 278.26 4.30 2.46 1.84 0.67 0.79 0.9 0.23 0.12 0.11 0.15 0.19 0.22 0.07 0.04 0.03 0.37 0.48 0.56 0.19 0.11 0.08	281.69 284.34 286.39 4.70 2.65 2.05 1.26 1.32 1.36 0.10 0.06 0.04 0.75 0.83 0.87 0.12 0.08 0.04 0.53 0.51 0.5 -0.03 -0.02 -0.01	284.33 287.7 290.2 5.87 3.37 2.50 2.44 2.47 2.51 0.07 0.03 0.04 1.88 2.03 2.12 0.24 0.15 0.09 0.62 0.49 0.43 -0.19 -0.13 -0.06
5	6	7	8
286.06 287.63 288.84 2.78 1.57 1.21 1.49 1.58 1.63 0.14 0.09 0.05 0.9 1.03 1.11 0.21 0.13 0.08 0.59 0.56 0.51 -0.08 -0.03 -0.05	292.8 293.83 294.68 1.88 1.03 0.85 1.76 1.82 1.78 0.02 0.06 -0.04 1.02 1.04 1.02 0.00 0.02 -0.02 0.75 0.79 0.77 0.02 0.04 -0.02	297.77 300.33 302.59 4.82 2.56 2.26 5.08 5.06 4.96 -0.12 -0.02 -0.10 3.04 3.15 3.17 0.13 0.11 0.02 2 1.86 1.73 -0.27 -0.14 -0.13	296.45 298.2 299.76 3.31 1.75 1.56 2.53 2.46 2.36 -0.17 -0.07 -0.10 1.95 1.95 1.9 -0.05 0.00 -0.05 0.58 0.51 0.47 -0.11 -0.07 -0.04
9	10	11	12
288.58 289.4 290.08 1.50 0.82 0.68 1.03 1.04 1.05 0.02 0.01 0.01 0.61 0.65 0.67 0.06 0.04 0.02 0.43 0.41 0.39 -0.04 -0.02 -0.02	290.17 291.06 291.83 1.66 0.89 0.77 1.14 1.13 1.16 0.02 -0.01 0.03 0.95 0.96 0.98 0.03 0.01 0.02 0.2 0.17 0.18 -0.02 -0.03 0.01	284.62 286.07 287.01 2.39 1.45 0.94 1.02 1.11 1.18 0.16 0.09 0.07 0.49 0.58 0.63 0.14 0.09 0.05 0.53 0.53 0.55 0.02 0.00 0.02	280.09 283.52 285.78 5.69 3.43 2.26 1.94 2.05 2.08 0.14 0.11 0.03 1.15 1.38 1.48 0.33 0.23 0.10 0.8 0.69 0.61 -0.19 -0.11 -0.08
13	14	15	16
289.31 291.32 292.85 3.54 2.01 1.53 0.97 0.87 0.76 -0.21 -0.10 -0.11 0.79 0.77 0.71 -0.08 -0.02 -0.06 0.22 0.14 0.09 -0.13 -0.08 -0.05	297.75 300.63 302.81 5.06 2.88 2.18 0.12 0.18 0.2 0.08 0.06 0.02 0.13 0.18 0.2 0.07 0.05 0.02 0 0 0.01 0.01 0.00 0.01	294.95 296.28 297.41 2.46 1.33 1.13 2.08 2.16 2.23 0.15 0.08 0.07 1.31 1.43 1.5 0.19 0.12 0.07 0.78 0.73 0.73 -0.05 -0.05 0.00	295.62 297.45 298.95 3.33 1.83 1.50 1.82 1.98 2.17 0.35 0.16 0.19 1.44 1.57 1.68 0.24 0.13 0.11 0.38 0.4 0.49 0.11 0.02 0.09
17	18	19	20
291.41 292.38 293.25 1.84 0.97 0.87 0.81 0.79 0.74 -0.07 -0.02 -0.05 0.7 0.69 0.67 -0.03 -0.01 -0.02 0.11 0.09 0.08 -0.03 -0.02 -0.01	270.33 274.23 277.06 6.73 3.90 2.83 1.16 1.35 1.49 0.33 0.19 0.14 0.54 0.66 0.75 0.21 0.12 0.09 0.61 0.68 0.73 0.12 0.07 0.05	291.01 293.9 296.03 5.02 2.89 2.13 0.55 0.55 0.56 0.01 0.00 0.01 0.46 0.49 0.51 0.05 0.03 0.02 0.18 0.12 0.09 -0.09 -0.06 -0.03	284.32 287.98 290.55 6.23 3.66 2.57 0.81 0.8 0.81 0.00 -0.01 0.01 0.69 0.74 0.78 0.09 0.05 0.04 0.36 0.22 0.17 -0.19 -0.14 -0.05
21	22	23	24
274.89 278.49 281.26 6.37 3.60 2.77 0.63 0.7 0.73 0.10 0.07 0.03 0.48 0.54 2.58 2.10 0.06 2.04 0.26 0.21 0.18 -0.08 -0.05 -0.03	284.87 286.85 288.42 3.55 1.98 1.57 1.45 1.56 1.61 0.16 0.11 0.05 0.95 1.07 1.15 0.20 0.12 0.08 0.56 0.55 0.53 -0.03 -0.01 -0.02	292.91 294.15 295.21 2.30 1.24 1.06 1.52 1.67 1.78 0.26 0.15 0.11 0.9 0.94 0.98 0.08 0.04 0.04 0.78 0.89 0.97 0.19 0.11 0.08	292.58 293.13 293.61 1.03 0.55 0.48 1.85 1.97 2.08 0.23 0.12 0.11 0.94 0.98 1 0.06 0.04 0.02 0.92 1.01 1.09 0.17 0.09 0.08
25	26	Glob	
294.28 295.83 297.05 2.77 1.55 1.22 0.95 0.89 0.87 -0.08 -0.06 -0.02 0.89 0.83 0.81 -0.08 -0.06 -0.02 0.06 0.06 0.06 0.00 0.00 0.00	289.76 290.13 290.46 0.70 0.37 0.33 0.36 0.34 0.34 -0.02 -0.02 0.00 0.28 0.27 0.27 -0.01 -0.01 0.00 0.08 0.07 0.07 -0.01 -0.01 0.00	284.49 287.53 289.9 5.41 3.04 2.37 2.39 2.48 2.54 0.15 0.09 0.06 1.44 1.51 1.59 0.15 0.07 0.08 0.93 0.94 0.96 0.03 0.01 0.02	T [K] P[mm/dy] E [mm/dy] R [mm/dy]

**Table 6.5** : 気温, 降水, 蒸発散, 流出 (1980-1999, 2045-2064, 2080-2099) 及び変化量  
期間平均とピリオド間の変化量。マイナスの変化量は赤字で記載。  
変化量は左から, Far-Historical, Near-Historical, Far-Near

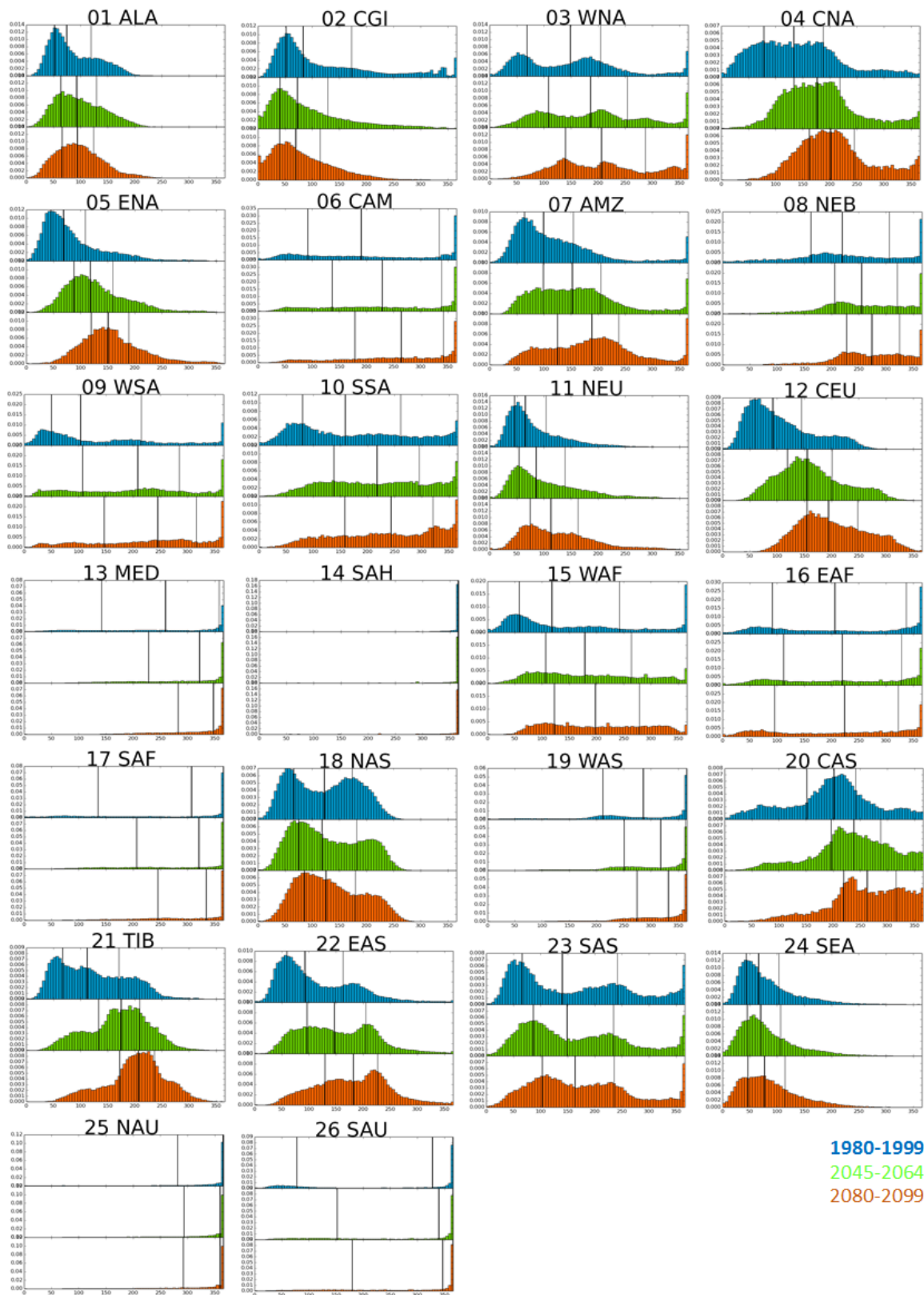


Figure 6.10 : 領域・期間別の有効早魃日数のヒストグラム

ヒストグラム中の縦線は第1四分位数，中央値，第4四分位数を示す。  
地域毎に異なる分布の特徴とその変化を知る事が出来る。

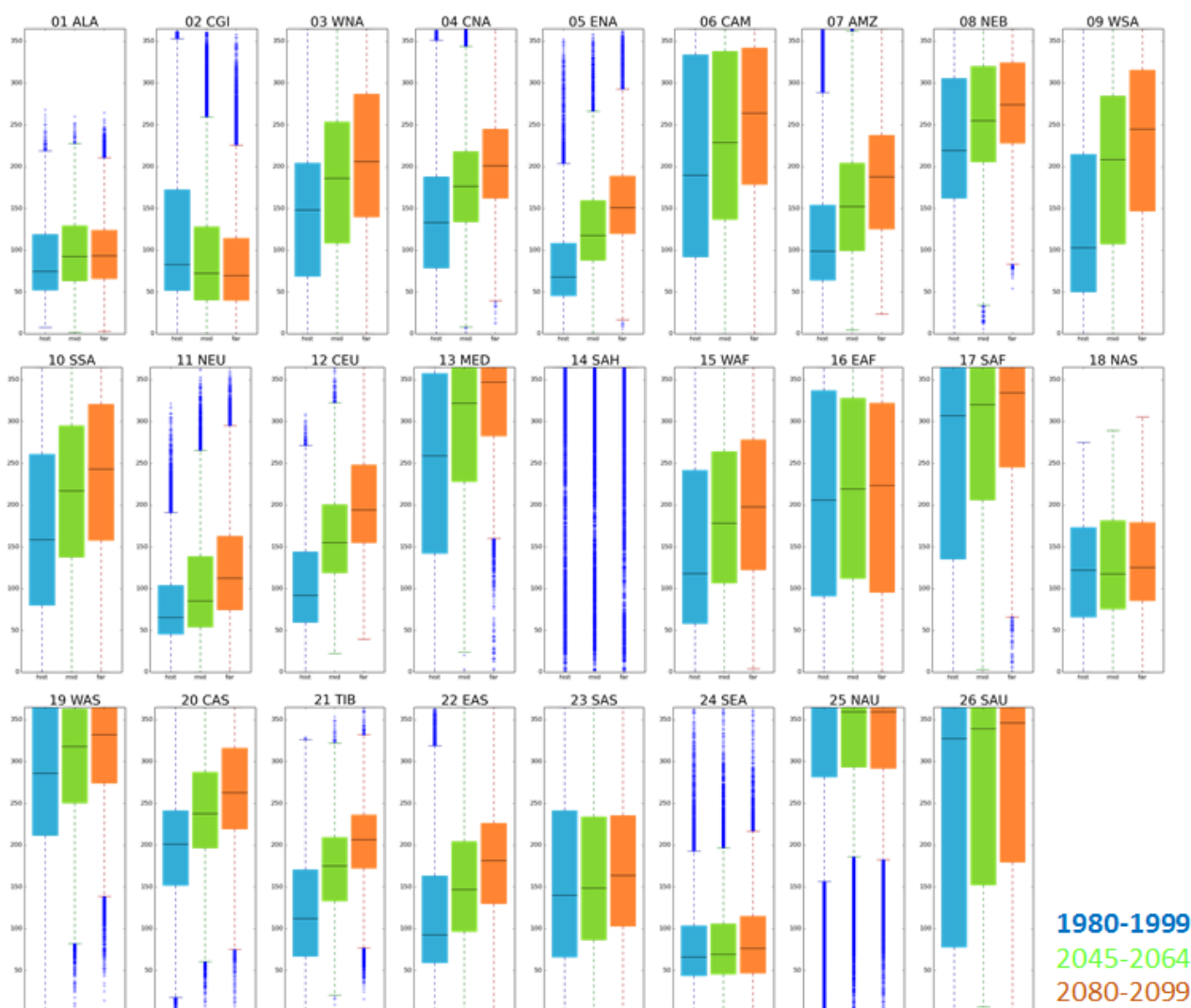


Figure 6.11 : 領域・期間別の有効旱魃日数の箱ひげ図

Fig6.10 のヒストグラムと同じサンプルから箱ひげ図を作成。箱ひげ図の中の線はメディアンを示し、箱の両端は第 1 四分位数 (25 パーセントイル) と第 3 四分位数 (75 パーセントイル) の値である。青いドットは外れ値として扱っている値。中央値と四分位数について、統計的な代表値の変化を把握する事が出来る。



#### 6.4.6 領域別時系列解析 (120 年連続時系列)

タイムスライスでの解析では Fig. 6.10 や Fig. 6.11 で確認された変化が周期的な現象なのか連続的な変化の一部なのか分からない。そこで、続いて領域ごとに平均値、メディアンに着目して年々の時系列変化を調べる。Fig. 6.12 に平均値の時系列変化を示す。線はアンサンブル平均値、シェードは 5 モデル間における年最大/最小値を示している。Fig. 6.12 では水資源管理モジュール ON/OFF の比較も行っており、ON を赤、OFF を青で示してある。図の左上にある数字はそれぞれのプロットの回帰直線の傾きの値であり、左が ON、右が OFF の場合の値である。ここで大きな特徴が 4 点挙げられる。一つは、水資源管理を考慮した場合の方が有効旱魃日は大きな値をとる事である。これは将来推計 I でわかったように、取水による河川流量の減少によるものである。領域単位で見ても、取水の影響が大きい事がわかる。これは水資源管理モジュール ON の閾値に統一してプロットした場合でも同様で（図示せず）、領域 20（中央アジア）や領域 8（南米東部）でその差が特に顕著である。二つ目は、水資源管理が入った場合のほうの有効旱魃日数の 5 モデル合わせた年内の変動（シェード）が小さくなる点である。気象フォーシングの変動を陸面の水資源管理が緩和している事がわかる。領域 19（中東）や領域 20 でよくわかる。三つ目は、いずれの領域でも水資源管理を考慮した方が変化の傾きがなだらかな事である。例えば、水資源管理が盛んで大きな旱魃の増加が予想される領域 20（中央アジア）では、それぞれ変化率が 0.69[回/yr]と 1.58[回/yr]である。これは主に灌漑による地下水の供給等の影響であり、一部に貯水池操作の影響があると考えられる。そもそも水資源管理は環境の変化を緩和し安定した環境を作る事を目的とするものが多いため、その機能の効果がなだらかな傾きとなって表れたものである。四つ目の特徴は、シェードで表している GCM 間の不確実性に比べて旱魃の増加幅の方が大きい地域が複数ある事である。現在と将来の不確実範囲（シェード部分）が重なっている場合は、最悪ほとんど変化が起らない可能性もある。変化がなだらかな水資源管理モジュール ON のケースでも、領域 3, 9, 10, 13, 17, 19, 20, 21, 22 では Historical の不確実性幅の外に Far Future の不確実性幅があり、これらの地域ではその増加傾向の信頼性が特に高い事がわかる。

Fig. 6.13 は中央値の時系列変化の例である。中央値では、特に水資源管理モジュール OFF の結果に言える事だが、平均値の時系列変化に比べて年々変動と GCM 間のばらつきが大きくなり、傾きも急になる傾向がある。また、水資源管理有り/無しの差も平均値のケースより大きい。しかし、大まかな水資源管理モジュール ON/OFF の位置関係は似ており、中央値の場合でも長期的な増加を示す領域が多く見受けられる。

続いて分布の端の変化に着目する。Fig. 6.14 は Historical 期間 20 年間分（1980-1999）の領域データをサンプルに求めた 95 パーセンタイル旱魃日数を超える Grid 面積率の時系列を示す。水資源管理モジュール ON/OFF それぞれについて Historical を基準にしている。Historical 期間にその地域で 95 パーセンタイルの深刻さの旱魃を上回って悪い状況にある面積がどのようなス

ピードで拡大してゆくかを示した図である。早魃のような極端現象はこの様に確率分布の端の変化でその変化が議論されるのが一般的である。この図から、深刻な早魃についても水資源管理のための人為的な操作が温暖化による変化のスピードを緩和する事が見て取れる。また、ここまでの解析から、多くの地域で有効早魃日の単調増加傾向が見られ、Fig. 6.12-6.14 からわかるように早魃は極端な非線形性を持たず、急激な気候変化 (Abrupt climate change) をするような現象ではない事もわかった。

Fig. 6.15 に水資源管理の効果による変化率の縮小を特徴づける確率密度分布 (PDF) を 2 つ紹介する。Fig. 6.15(a)は現在と将来それぞれの早魃日数の PDF, Fig. 6.15(b)は各グリッドの早魃日数の変化量についての PDF である。特徴を一般化するためサンプルは全球のグリッドから得ており、Fig. 6.10 で示されたように様々な分布が予想されたことから、ここでの PDF 作成にはノンパラメトリックに行なうこととし、カーネル関数にガウス分布を用いたカーネル密度推定により全球の有効早魃日数の PDF を求めた。式(6.1)がガウス関数、式(6.2)がそれを用いて求まるカーネル密度である。

$$K(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}x^2} \quad (6.1)$$

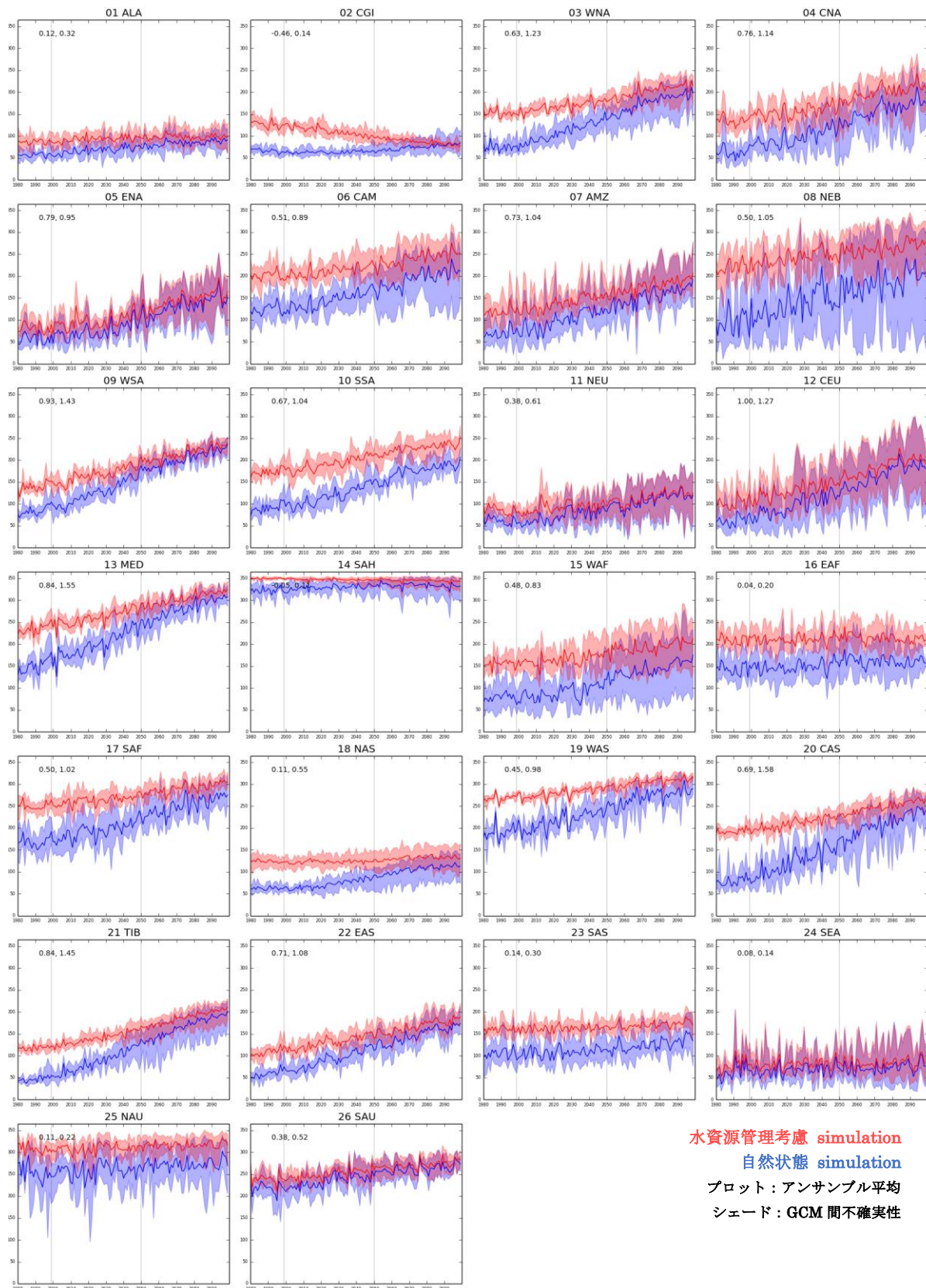
$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{Nh} \sum_{i=1}^N K\left(\frac{x - x_i}{h}\right) \quad (6.2)$$

ここで、N はサンプル数、h はバンド幅と呼ばれ今回は 1[日]にしている。

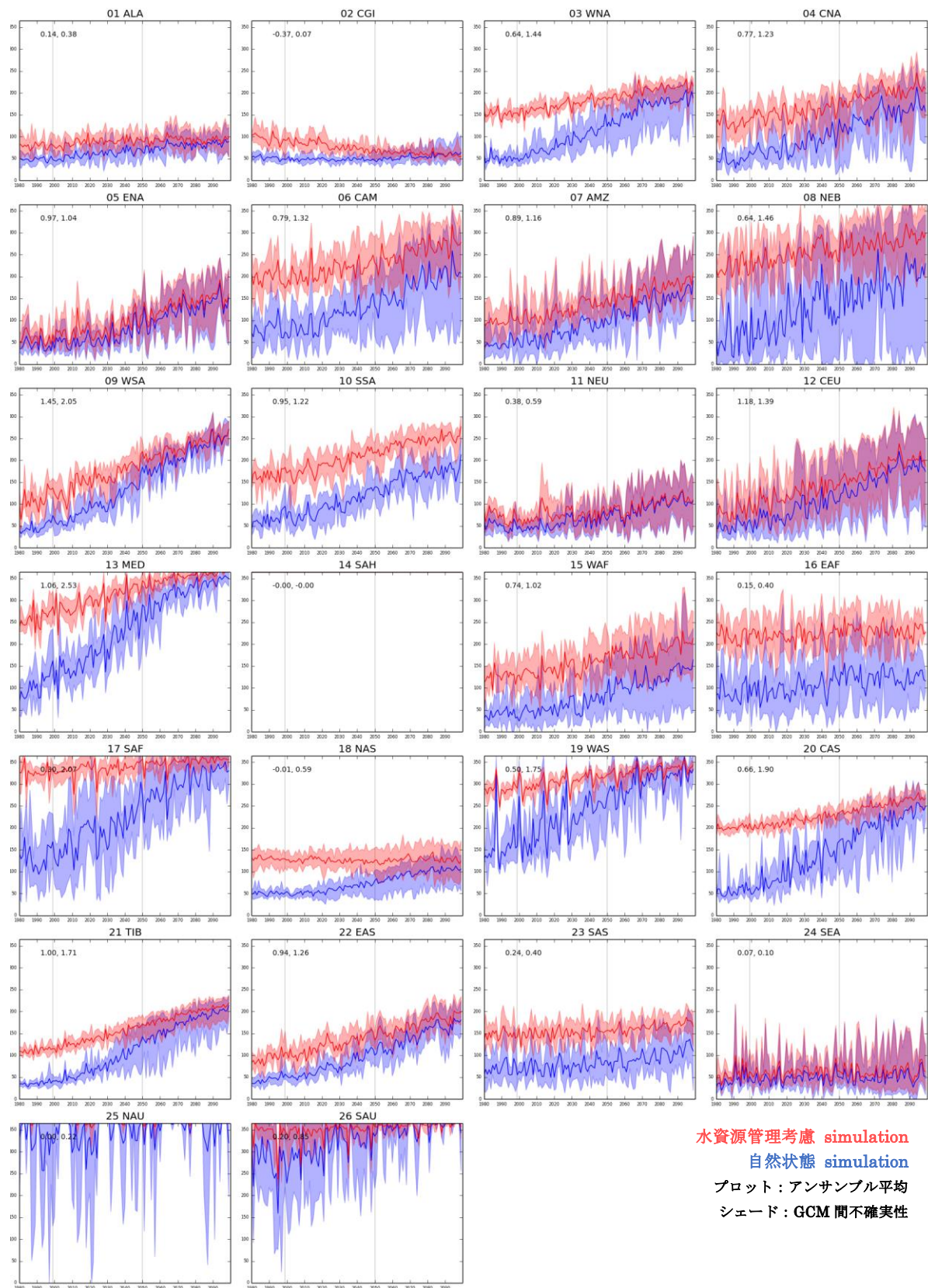
まず、Fig. 6.15 (a)からは現在気候期間ではおよそ 100 日当たりを境に水資源管理の考慮(赤)と非考慮(青)で PDF の上下関係が入れ替わる。将来では 200 日当たりである。この事からまず、水資源活動が入る事で早魃傾向が強かるという上述の特徴がわかる。さらに、このように現在気候期間と将来期間で PDF の形は変わり、水資源管理プロセスの考慮/非考慮の差異、すなわち水資源管理の影響も時間と共に変化する事も見て取れる。この事から、1 章で紹介した Döll and Zhang [2010]の様に一時点の水資源管理影響を固定したまま使用して将来の温暖化影響と比較するのではなく、水資源管理の影響の時系列変化も含めて議論を行なう必要がある事がわかる。しかし Fig. 6.15 (a)の最たる論点は、水資源管理プロセスの考慮と非考慮のそれぞれケースについての現在(点線)から将来(実線)への PDF の変化の仕方である。図中ではそれぞれ矢印で示してあるが、考慮と非考慮のいずれのケースもおよそ 100 日より短い早魃日数の頻度が低下し、およそ 100 日より長い早魃の頻度が増加する。だが考慮と非考慮の変化量には差があり、水資源管理の影響を考慮しない場合の方がより長期の早魃日数の増加率が多いことがわかる。およそ 100 日あたりを上回る早魃日数の変化の積分値を見れば一目瞭然である。また、グリッド毎の変化量から作った PDF である Fig. 6.15 (b)で見ると、変化量+80 日あたりを境に早魃変化量の PDF の上限関係が入れ替わる。つまり、水資源管理が考慮された結果の方が大きな増加の頻度が低く抑え

られ、小さな増加の頻度が高まり、早魃日数の減少についても水資源管理が考慮された方が頻度が高まる事が示されている。水資源管理を考慮した数値実験から明らかになったこの性質は、水資源管理を考慮せず“完全自然状態”を仮定していた先行研究において示された早魃に関する温暖化影響が、過大評価されている可能性を示唆するものである。

ただし、これは水資源管理が早魃日数そのものを減少させているわけではない事に注意が必要である。取水が広い範囲にわたって早魃日数を増加させる事を前述した。グリッド単位では異なる場合もあるかもしれないが、Fig. 6.15 からわかるのは人間活動が入る事でもともと早魃が増加しており、“幸いにも”現実世界は完全自然世界よりも温暖化影響が表面化する事が少ないという事である。だが、温暖化に対する適応策を考える際にこの情報は有益である。なぜなら、適応策は今後予想される“変化量”に対応出来るように“不足を満たすための上乘せ”として計画されるものであり、現状の絶対値よりも温暖化による変化量に基づいて検討されるものであるからである。変化量が大きければそれだけ多くの費用と時間を費やさなければならないが、変化量が小さいならば温暖化対策としてそこにかける費用と時間は膨らまずにすむ。よってこの結果は、人間活動が入った世界の方が完全自然状態よりも温暖化下での変化が穏やかであり、実質的に対応しやすい世界になっている事を表していると言える。(勿論、取水過多によるアラル海縮小や黄河断流のような問題もあり、現状の取水による早魃増加に実質的被害があるのならばその対策が必要となるが、問題の切り分けのためにここでは現状の取水の影響と温暖化影響は別に扱う。予測される温暖化への対応を念頭に、“温暖化による変化”の抽出が本研究の論点である。)







**Figure.6.12：** 領域中央値にあたる年有効渇水日数（平均）の時系列  
 線はアンサンブル平均値，シェードは 5 モデル間における年最大/最小値。  
 赤と青はそれぞれ水資源管理モジュール ON/OFF を示している。  
 図左上にある数字はそれぞれのプロットを回帰直線の傾きの値（左：ON，右：OFF）

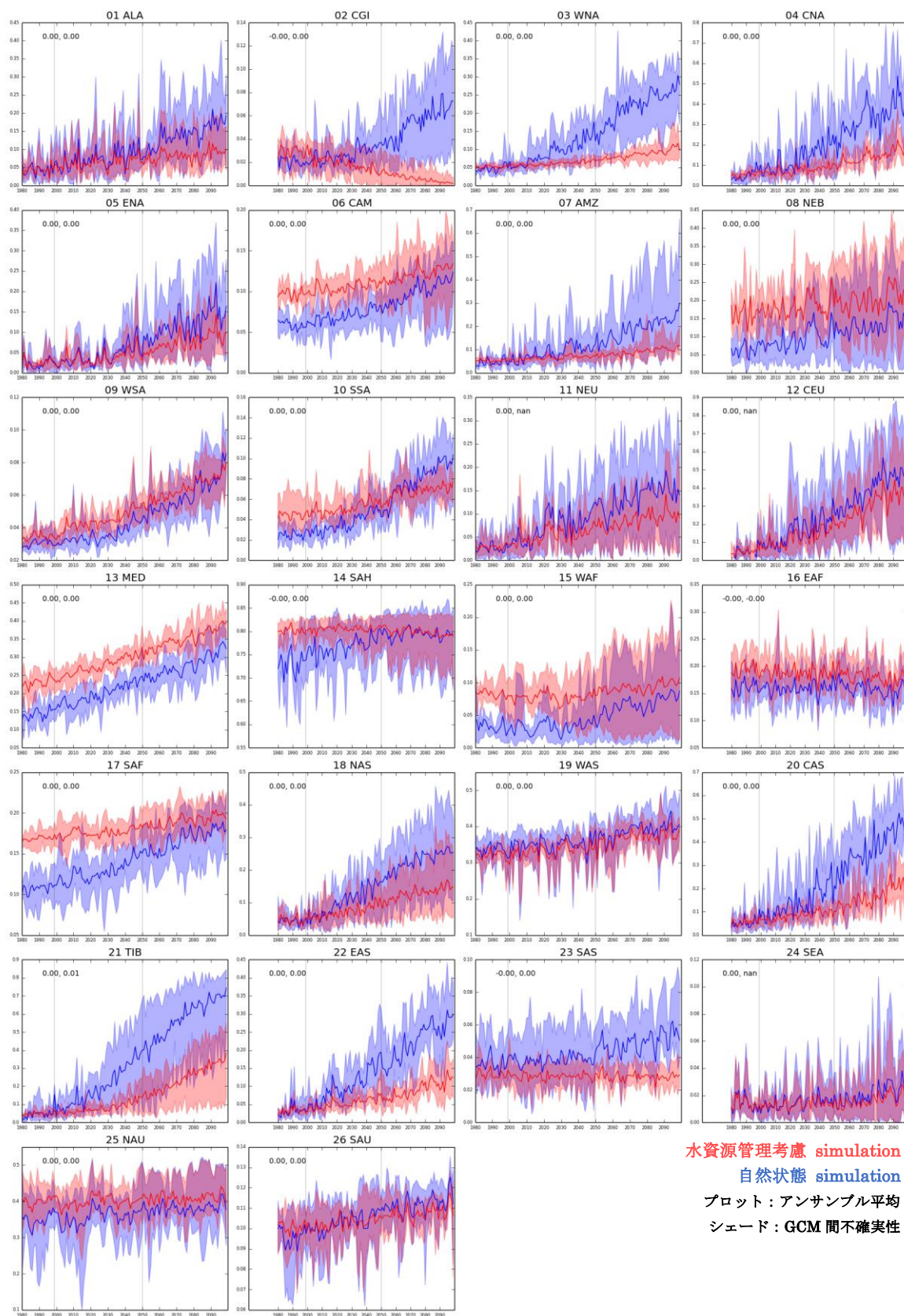
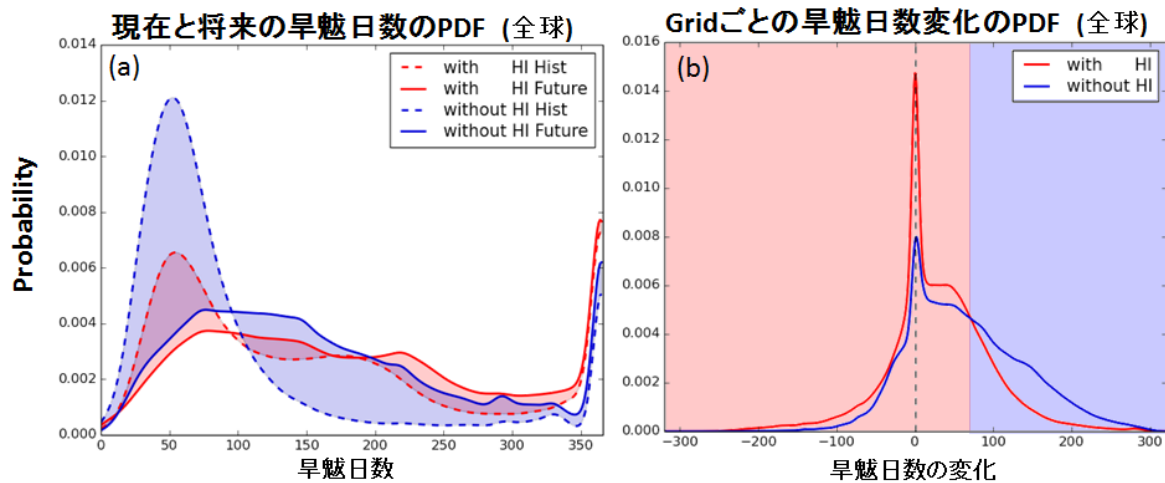


Figure.6.14 : Historical 期間の 95 パーセンタイル早魃日数を超える Grid 面積率 (平均) の時系列線はアンサンブル平均値, シェードは 5 モデル間における年最大/最小値。  
 赤と青はそれぞれ水資源管理モジュール ON/OFF を示している。  
 図左上にある数字はそれぞれのプロットを回帰直線の傾きの値 (左 : ON, 右 : OFF)





**Figure 6.15**：早魃日数に関する確率密度分布（PDF）。  
 (a) 現在と将来の早魃日数の早魃日数の PDF，  
 (b) 各グリッドにおける現在と将来の早魃日数の偏差の PDF。

いずれも全球の陸域グリッドをサンプルにしており、カーネル密度推定によって PDF を与えている。

#### 6.4.7 The Timing of Perception Change for Drought

そして、Fig. 6.11 からはほとんどの地域で 21 世紀前半の増加の方がやや大きい可能性が明らかになった。しかしながら、この結果は農事暦を除いて水資源管理基盤は 2000 年以降も 2000 年のデータを用いたものであり、現実には現存の基盤で対処出来なくなればなんらかの対応がされるものと考えられる。既存の水資源管理基盤は過去のデータに基づき経験的・統計的に計画されているので、統計的な性質が過去のデータと異なるようになるならば新たに何らかの対策が必要になる可能性がある。では、その地域の早魃の発生が Historical と比較して全く異なるフェーズに移行するのはどのあたりの時期なのだろうか？すなわち、現在の水資源基盤が想定しているコンディションを超えてしまうのはいつ頃なのだろうか？本研究ではその時期を Hansen et al., 2012 を模倣し“The Timing of Perception Change for Drought (TPCD)”と呼ぶ事にする。TPCD に向けて人間社会は新たな対応策の準備を進めておく必要がある。もしもインフラ設備を強化するのであれば多大な費用も時間も要するので、事前にこのような予測をする必要性は非常に高い。

本研究では Mora et al. 2013 で用いられた方法（MinMax 法と呼ぶ事にする。）によって、領域の最も平均的な状態が、Historical 期間に取りえた値の範囲から逸脱して“未体験の世界”に入る時期、即ち TPCD、を推定する（Mora らはこれを“The timing of climate departure”と呼んでいる）。方法は簡単に前述したが、Fig. 6.16 に MinMax 法の例を示す。図の緑色の部分が参

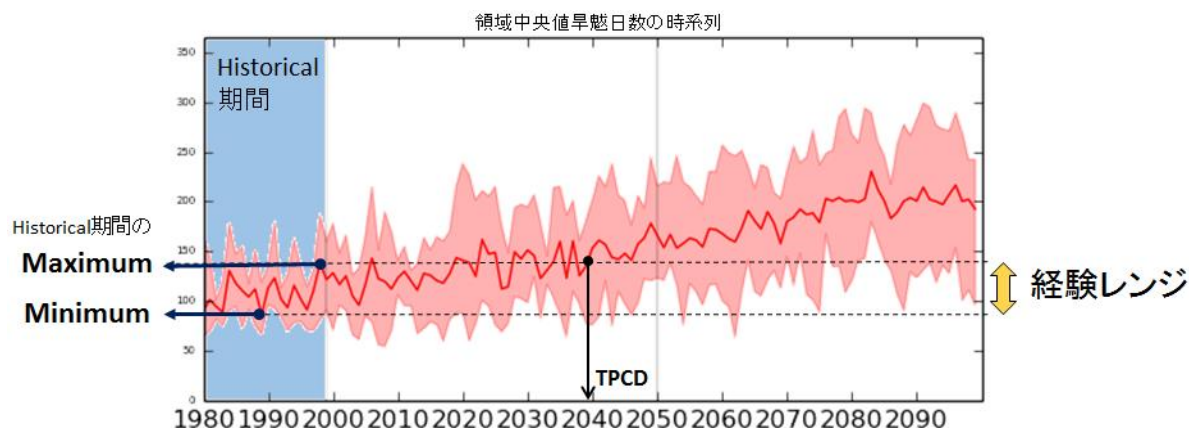


Figure.6.16 : TPCD と MinMax 法のコンセプト図

水色の参照期間の最大/最小から求まる経験範囲を赤い時系列データが飛び出して x 年以上継続して戻らなくなる年を探す

照期間にあたる Historical で、黒の水平線は Historical 期間の最大・最小値を表している。これらの線には含まれる部分が“Historical 期間に経験済みの範囲”を示す。この方法では有効旱魃日数のアンサンブル平均値が時系列の中で“経験済み範囲を超え、初めて x 年間継続して経験済み範囲内に戻らなくなる時期”を検出する。Fig. 6.16 の例では 2039 年にアンサンブル平均が経験範囲外に飛び出しその後二度と経験範囲に戻らない。よってこの例では TPCD は 2039 年で、その近辺から Historical 期間に経験しなかった旱魃状態に進むという事になる。

Fig. 6.17(a)に  $x=100$  の時の TPCD, Fig. 6.17(b)にその際の 5 GCM 間のばらつきを表す標準偏差を示す。また Table. 6.6 に水資源管理モジュール ON/OFF それぞれについて、Historical 期間の経験範囲と  $x = 3, 5, 10, 15, 100$  の場合の TPCD をまとめた。その結果、26 地域中 13 の地域で 2050 年までにフェーズ移行を経験する。特に、大きな旱魃の増加が予測される地域であるアメリカ西部(領域 3; 2017 年), チリ(領域 9; 2006 年), 地中海沿岸(領域 13; 2027 年), 中央アジア(領域 19; 2024 年, 領域 20; 2036 年), 中国(領域 21; 2026 年, 領域 22; 2027 年)の全てでかなり近い将来にフェーズが移行する事を示唆しており、対応のために残された時間は非常に少ないという結果となった。特に早期の TPCD が予測されているチリでは 2008 年と 2012 年, アメリカ西部は今年 2014 年に記録的な旱魃が既に報告されており、今後の変化が注目される。Fig. 6.17.(b)を見ると GCM 間の分散を見ると 10~20 年ほどの時間の不確実性もあるが、それでも 2050 年までにはフェーズ移行が起こる事を示している。特に、アメリカ中央部と南米東部と南部は確信度が高い。ただし、アフリカ東部, インド, 東南アジアでは有効旱魃日数の変化に顕著な変化がないため、Fig. 6.17.(a)では TPCD の色がついていない。



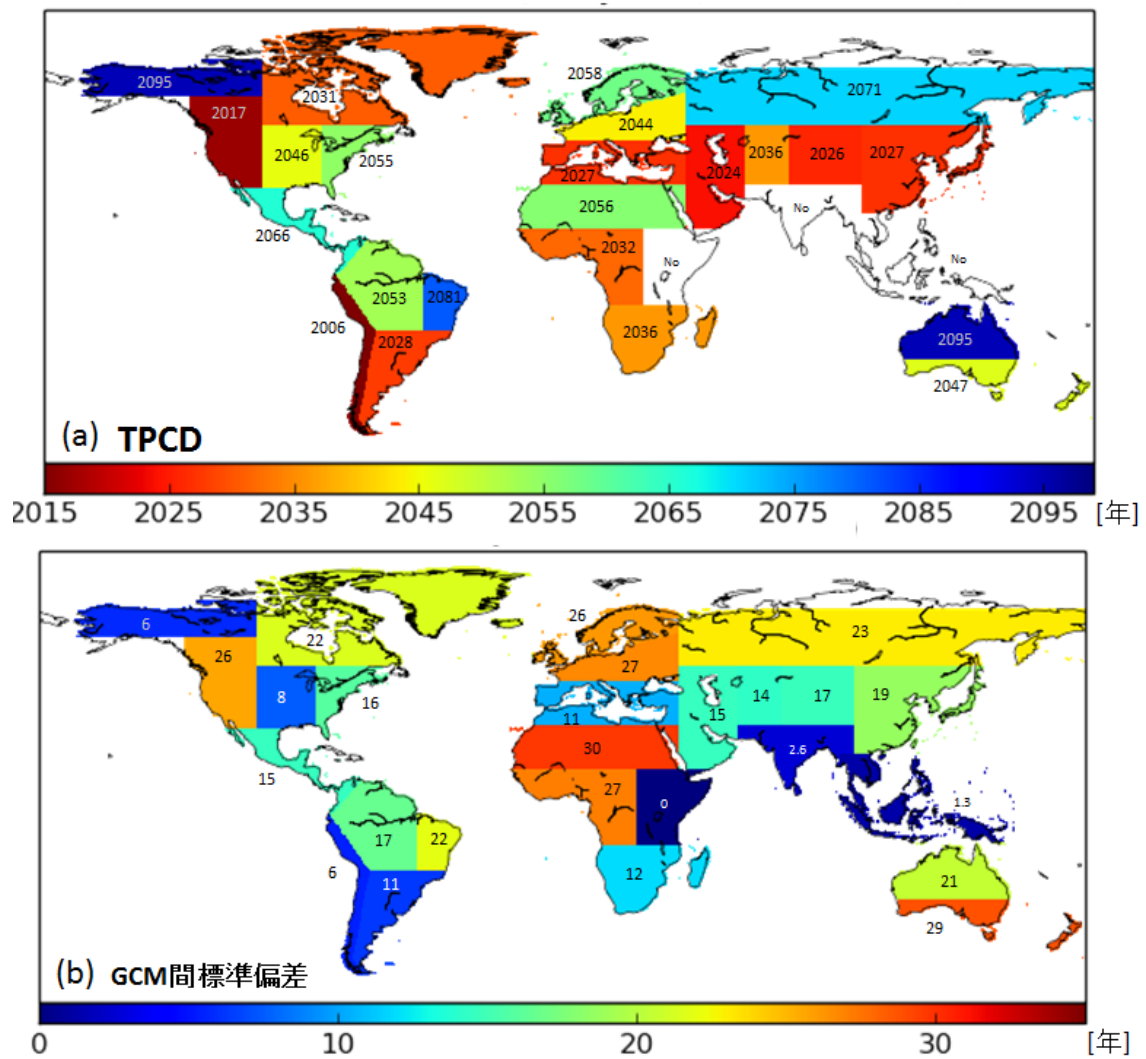


Figure 6.17 : MinMax 法 (x=100) による(a)領域毎変化時期と(b)GCM 間標準偏差

## (a) 流量閾値

ID	Min	Max	人間活動モジュール ON					OFF		
			3	5	10	15	100	100		
1	74	90	2005 (4.5)	2023 (27.4)	2059 (4.0)	- (0.0)	2095 (5.9)	74	90	- (4.8)
2	103	121	2018 (5.6)	2018 (17.8)	2031 (12.7)	2031 (12.4)	2031 (21.5)	103	121	2000 (40.3)
3	162	179	2017 (6.8)	2017 (11.1)	2017 (12.0)	2017 (4.6)	2017 (25.6)	162	179	2065 (15.3)
4	118	163	2027 (6.8)	2027 (15.4)	2046 (10.4)	2046 (7.6)	2046 (7.6)	118	163	2088 (6.5)
5	79	137	2046 (8.3)	2055 (7.6)	2055 (14.4)	2055 (0.5)	2055 (15.9)	79	137	2085 (5.5)
6	148	196	2066 (26.0)	2066 (24.2)	2066 (25.2)	2066 (25.2)	2066 (14.6)	148	196	- (7.8)
7	120	162	2030 (13.2)	2030 (21.0)	2053 (17.0)	2053 (14.3)	2053 (16.6)	120	162	2081 (13.7)
8	182	246	2030 (10.9)	2061 (24.7)	2061 (28.8)	2081 (0.0)	2081 (22.0)	182	246	- (11.1)
9	134	157	2006 (0.5)	2006 (5.6)	2006 (7.7)	2006 (9.1)	2006 (5.5)	134	157	2043 (7.1)
10	151	175	2006 (4.0)	2012 (9.4)	2012 (10.9)	2012 (10.9)	2028 (10.9)	151	175	2065 (2.2)
11	78	99	2005 (5.3)	2021 (8.7)	2043 (16.8)	2058 (10.2)	2058 (26.2)	78	99	2076 (19.2)
12	79	133	2019 (13.5)	2044 (14.4)	2044 (18.8)	2044 (17.6)	2044 (26.7)	79	133	2061 (22.7)
13	220	259	2027 (7.4)	2027 (8.7)	2027 (11.2)	2027 (10.5)	2027 (10.5)	220	259	2062 (6.9)
14	347	351	2027 (6.0)	2027 (6.0)	2056 (17.6)	2056 (18.0)	2056 (29.7)	347	351	2000 (49.0)
15	114	138	2020 (0.9)	2032 (14.1)	2032 (25.2)	2032 (4.0)	2032 (27.2)	114	138	2084 (16.0)
16	190	218	2052 (11.7)	- (18.3)	- (0.0)	- (0.0)	- (0.0)	190	218	2000 (38.1)
17	255	275	2011 (3.1)	2036 (19.0)	2036 (21.6)	2036 (12.8)	2036 (11.9)	255	275	2091 (9.1)
18	116	129	2061 (4.4)	2061 (20.1)	2071 (20.7)	2071 (26.3)	2071 (23.0)	116	129	2097 (45.3)
19	263	275	2012 (5.8)	2024 (10.4)	2024 (10.4)	2024 (14.6)	2024 (14.6)	263	275	2092 (8.4)
20	184	214	2018 (5.4)	2030 (15.7)	2036 (17.3)	2036 (17.3)	2036 (14.3)	184	214	2083 (8.4)
21	112	138	2017 (17.3)	2026 (16.5)	2026 (16.5)	2026 (16.5)	2026 (16.5)	112	138	2059 (18.7)
22	99	125	2016 (5.4)	2016 (12.2)	2027 (19.0)	2027 (19.0)	2027 (18.6)	99	125	2065 (14.8)
23	153	173	- (9.2)	- (36.9)	- (0.0)	- (nan)	- (2.6)	153	173	2000 (38.8)
24	65	111	- (11.3)	- (nan)	- (nan)	- (nan)	- (1.3)	65	111	- (1.2)
25	246	288	2025 (8.1)	- (0.0)	- (19.0)	- (0.0)	2095 (20.5)	246	288	2099 (10.8)
26	149	179	2021 (21.9)	2021 (5.0)	2021 (22.1)	2047 (20.8)	2047 (28.7)	149	179	2048 (18.0)

## (b) 需要供給

ID	Min	Max	3	5	10	15	100
1	45	55	2067 (4.2)	2071 (5.5)	2071 (14.3)	2071 (1.0)	2071 (19.5)
2	81	91	2004 (6.8)	2013 (13.5)	2013 (14.3)	2013 (12.9)	2013 (12.9)
3	147	156	2018 (14.8)	2018 (15.8)	2025 (16.1)	2025 (12.4)	2025 (30.3)
4	111	136	2037 (7.3)	2037 (13.1)	2045 (4.3)	2045 (3.0)	2045 (19.0)
5	58	88	2041 (7.2)	2055 (25.8)	2055 (14.0)	2055 (0.0)	2055 (16.4)
6	142	172	2066 (19.1)	2066 (16.7)	2084 (27.5)	2084 (27.5)	2084 (19.7)
7	94	119	2031 (20.5)	2031 (25.4)	2066 (32.3)	2066 (19.0)	2066 (20.4)
8	179	226	2030 (8.3)	2086 (25.8)	2086 (20.5)	- (0.0)	2086 (7.3)
9	119	126	2005 (5.3)	2005 (7.8)	2005 (11.3)	2005 (11.3)	2005 (12.5)
10	129	146	2032 (10.2)	2032 (12.2)	2032 (17.6)	2032 (23.1)	2032 (16.9)
11	49	59	2022 (0.8)	2048 (8.1)	2076 (16.9)	2076 (8.0)	2076 (24.5)
12	63	96	2019 (4.4)	2044 (14.3)	2044 (16.7)	2044 (24.0)	2044 (32.0)
13	219	247	2028 (10.6)	2032 (3.8)	2032 (8.1)	2045 (8.1)	2045 (8.1)
14	346	349	2003 (6.6)	2003 (6.6)	2026 (25.7)	2026 (3.0)	2026 (38.3)
15	87	94	2038 (0.8)	2049 (19.9)	2049 (27.1)	2049 (27.1)	2049 (35.1)
16	178	196	- (12.4)	- (17.4)	- (0.0)	- (nan)	- (0.0)
17	250	261	2011 (1.4)	2027 (16.5)	2042 (24.4)	2042 (24.4)	2042 (22.2)
18	105	112	2020 (0.8)	2020 (4.0)	2020 (4.8)	2020 (4.3)	2020 (41.1)
19	260	268	2012 (9.0)	2024 (15.2)	2030 (21.3)	2030 (21.3)	2030 (17.4)
20	178	197	2018 (4.7)	2030 (6.3)	2036 (20.1)	2036 (18.2)	2036 (14.3)
21	95	106	2019 (16.4)	2019 (20.8)	2019 (18.5)	2019 (18.5)	2019 (18.5)
22	76	90	2017 (11.9)	2027 (20.6)	2027 (5.7)	2040 (11.9)	2040 (28.0)
23	160	180	- (24.4)	- (23.8)	- (0.0)	- (0.0)	- (2.5)
24	48	67	- (16.9)	- (8.5)	- (0.0)	- (0.0)	- (0.5)
25	245	274	2025 (8.1)	- (2.6)	- (19.0)	- (0.0)	2095 (20.5)
26	138	148	2021 (7.0)	2021 (0.7)	2021 (8.9)	2021 (21.2)	2021 (29.3)

Table 6.6: 領域毎の'Timing of Perception Change for Drought' (TPCD)

(a) 有効早魃日数に関する TPCD。

左列から順に、領域 ID、Historical 期間中の最小の有効早魃日数と最大の有効早魃日数、 $x=3,5,10,15,100$  の時の TPCD とカッコの中に 5 モデル間の標準偏差を示す。水資源管理モジュール OFF の時は  $x=100$  のみ記載する。

もし 2099 までに TPCD を迎えない場合は“-”と表記。

(b) 水不足日に関する TPCD。水資源管理モジュール ON 時の結果である。

## 6.5. 数値実験の仮定に関する考察

現実には気候だけではなく人間社会サイドも時間と共に変化する。しかしながら、その変化の様相には不確実な点が多いと言える。そのような場合、多数の社会シナリオを用意し何種類ものシミュレーションを行なって将来を予測する方法も考えられるが、温暖化影響の抽出と言う目的と時間と計算コストを考えると、社会シナリオは固定して抽出すべき温暖化影響だけに絞った解析し、その後に社会変化と照らし合わせて定性的な考察を行う方法の方が合理出来であると考えた。そのため本研究では、中小規模貯水池や農地、灌漑用地、および工業・生活用水需要を将来も 2000 年のデータを使用して計算し時系列変化させない設定になっていた。また地下水資源量が未知なので、地下水汲み上げ量に上限を設けず需要に応じて必要なだけ供給されると言う仮定もあった。この節ではこれらの仮定に関する考察を行う。

### 研究の次のステップは農地・灌漑用地の空間分布の変化の考慮である

Fig. 3.3(a)と Fig. 6.4(j)を見比べると灌漑農作を行なっているほぼ全域で灌漑用水需要が増加する事がわかる。灌漑用需要は取水の大部分を占めており各地の旱魃の増加に大きく関与している。このように灌漑農地および農地分布など農業関係データは旱魃の温暖化影響評価にとって重要なデータである。しかしながら、例えば農地における作付面積の年々変動は大きく、市場の変化にも影響されるため、農業関係の将来データは不確実性の高い情報で取扱いが難しい。例えば作物生産量は消費人口の変化や貿易による地域間のやり取りに依存する。また、食習慣の変化により飼料消費の大きい家畜の消費が増えれば、それにも呼応する。バイオ燃料による土地利用の変化も近年話題のトピックになっている。これに加えて、温暖化に伴い生産作物の分布変化も起こるので、考えられる農業将来シナリオの数は多い。農業水需要が HiGW-MAT の他の水資源管理要素に影響を与えるため、この点については研究の次のステップとしていくつかのシナリオを与えた計算をしていく必要を感じている。一方、本研究では気候および旱魃、灌漑水需要を予測する事で、農作を制約する要因についての知見を得ることが出来た。これらを用いれば、農業・農業経済分野の知見と協力していく事で具体的な、また理想的な農地・灌漑用地の分布を模索出来る可能性がある。そこで、本研究は農地・灌漑用地の空間分布変化の考慮を今後最も重要な課題の一つとする。

### 人口の変化から生活用水需要を見る

Hanasaki et al. [2013a; b]で社会シナリオに合わせた工業・生活用水需要の見積もりが行なわれているが、その将来見積もりは水文水資源分野にとって課題の一つとなっており本研究では一定値を用いている。そこで将来の水需要の傾向を考察するために、生活用水需要については人口

と高い相関を持つと考えて将来人口データ[本間ら, 2011]を参照した。Fig. 6.17 に 2050 年あたりを境に増加が頭打ちになる A シナリオと減少に転じる B シナリオを示した。2100 年時点で 2 つのシナリオには 20 億人の差があり、人口予測の不確実性が大きい事がうかがえる。このうち、A シナリオについて 2010 年を基準にした 2100 年時の人口変化の空間分布を示したものが Fig. 6.18 である。インドや西アジア、中東、アフリカ大陸で大きな人口増加が予測されており、アメリカ東部の人口増加も顕著である。これに伴ってこれらの地域では生活用水需要がさらに増加すると予想される。生活用水需要は灌漑需要と比べ量は小さいが季節性を持たず、乾期でも取水をする必要があるため旱魃の原因となり得る。そのため、例えば本研究で、インドでは気候変動に伴って雨季の雨量の増加によって旱魃が減少する予測になっているが (Fig. 6.7)、人口増加によって乾期の旱魃がより深刻化する可能性がある。一方、中国やロシアなどでは人口が減少する予測となっており、生活用取水も減少されるのではないかと考えられる。シナリオ B は 2100 年には現在と同程度の人口になるが、ピーク時には 15%ほどの人口増を示しており、これに伴う旱魃の悪化を経験する可能性を示唆している。このように人口変化のデータと照らし合わせることでおおよその予測は立つものの、また、シナリオ間の違いや、ロシアや中国などが国内均一に扱われているなどの問題点があるとは言え、水需要の変化は水文旱魃研究にとって重要な要素であるため、農地分布データと並んで今後将来予測に組み込んでいく必要がある項目である。なお現段階では、工業用水需要に関する評価は今後の課題とする。

#### 上限を設けない地下水汲み上げ量により楽観的な旱魃予測となっている

この数値実験において地下水は降水と共に地表面に水を供給する役割を担っており旱魃を緩和させる効果を持っている。しかし地下水は有限資源であるため、上限を汲み上げない条件はこれまでに示してきた予測を楽観的な結果としている。地下水汲み上げ量について、今回のシミュレーションから得られた全球合計値の時系列変化を見ると、2010 年あたりから傾きを急にしながら右肩上がりに増加する予測となっている (Fig. 6.19)。だが、アメリカのオガララやインドなど、各地で汲み上げによる地下水位の低下が問題として表面化しており、現実には継続的な汲み上げが難しくなる事も十分に考えられる。旱魃増加が危惧される地域のうち、特にアメリカ西部とメキシコ、イベリア半島、黒海周辺、西アジア、中国北東部などは特に地下水の汲み上げへの依存度が高い地域であるため、汲み上げが出来なくなった場合のダメージは大きい。Fig. 6.4(i) では特にこれらの地域で地下水汲み上げが増加する事が示されている。地下水の有限性を考えれば、これらの地域では今回のシミュレーションよりも悪いケース (より大きな旱魃日数の増加とより早期の TPCD) を想定した対策を検討しておくべきである。

### 将来気候に即した貯水池の空間分布を検討する必要性

Fig. 6.20 に全球の貯水池の合計貯水量の時系列を示す。赤が大規模貯水池、緑が中規模貯水池、青がそれらの合計である。図から大規模貯水池の貯水容量が顕著に減少していることがわかる。しかもその量は GCM アンサンブルから求まる予測不確実性幅を上回っており、この減少の信頼度は高いと言える。今回のシミュレーションでは貯水池の空間分布は固定したままなので貯水池の閉鎖ではなく、この減少は、将来的に貯水池があってもそこへの流入量が減り計画通りに水を貯えられなくなる事を意味する。上記に各地で旱魃が増加する事を示し、大規模貯水池の下流域ではその効果で旱魃が緩和される特性を示したが、現在に比べてそのパフォーマンスが落ちる事を示す結果である。望ましくない結果だが、降水や流出の空間分布が変化するならばこの減少は実際に起こり得る事である。そう言った意味で、現在の貯水池の空間分布はこれまでの気象条件と需要に即して配置されてきたと考えられる。大規模貯水池について言えば近年その新設速度は低下しておりその数は頭打ちになる事も予想され、また、閉鎖されるダムも増えている。しかし Fig. 6.20 は気候変動による水循環の変化に伴って、それに合わせた新たな貯水池の配置が必要になる可能性を示唆するものである。

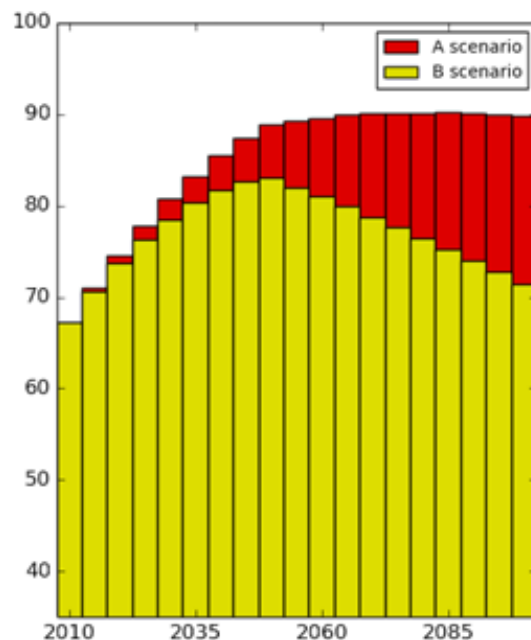
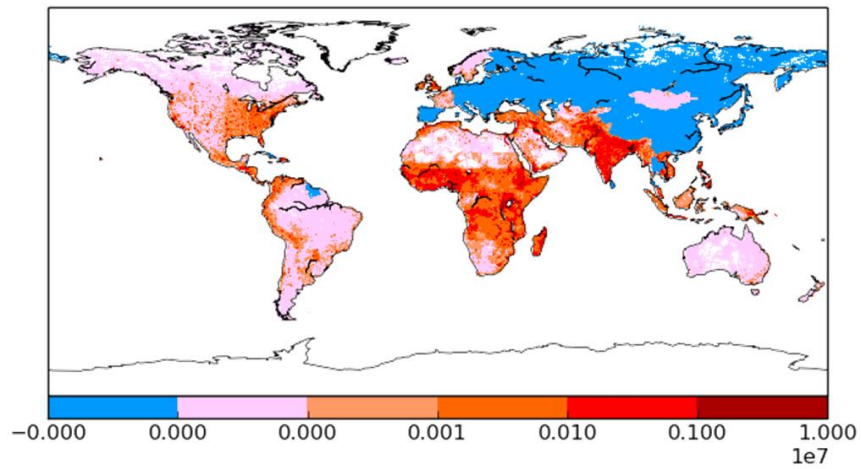
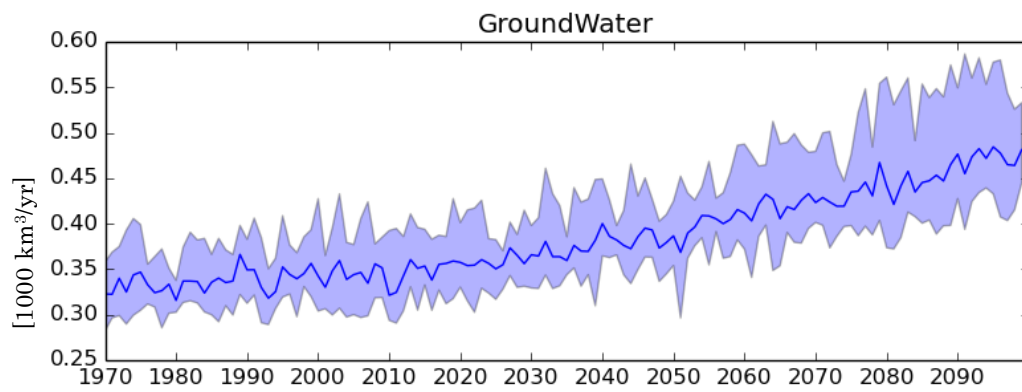


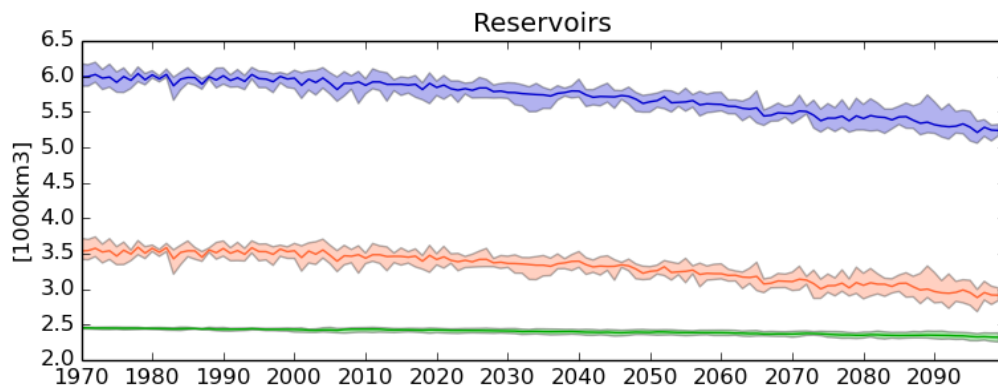
Figure 6.17: 将来人口推移予測 [億人]



**Figure 6.18:** 人口変化予測 (RITE ALPS A シナリオ)  
2100 年－2010 年



**Figure 6.19:** 全球合計地下水汲み上げ量の時系列  $[10^3 \text{km}^3/\text{yr}]$   
実線：5GCM のアンサンブル平均，シェード：不確実性幅



**Figure 6.20:** 全球合計の貯水池の貯留量の時系列  $[10^3/\text{km}^3]$   
赤：大規模貯水池， 緑：中規模貯水池， 青：合計  
実線：5GCM のアンサンブル平均，シェード：不確実性幅

## 6.6. 将来推計Ⅱの結論

本章では、5つのGCMの将来予測をHiGW-MATに与え得た120年分のデータの解析結果をまとめた。需給バランスから議論される水不足と自然現象としての旱魃に関して、温暖化の影響評価及びその結果についての不確実性の定量化を行った。

水不足に関しては、温暖化に伴う灌漑用水需要の増加から全球の陸域の約57%で水不足日が増加する。特にヨーロッパ、アメリカ西部・中央部、ブラジル、東アジアにおける増加が顕著である。日本も2～3倍以上の変化率の増加になる。ただし、5GCM間の分散値から、ヨーロッパや南米の結果については他の増加地域よりも信頼性が劣るという結果になった。

旱魃については将来推計Ⅰからの拡張を意識し段階的に解析を行った。まず、21世紀と20世紀の末の20年間ずつを比較するタイムスライスでは、5モデル間の違いから信頼性の高い影響ホットスポットと低い地域に分類が出来た。比較高い確信度（合意度+5で変化の標準偏差が1か月未満）で旱魃の増加が予測されるのは北米中央部と西部、地中海沿岸域、西アジアと中央アジア、南アジア東部と中国北部となった。大きめの増加を示す地域の合意度は+4～5をとる場所が多く、その増加傾向の確信度は高い。逆に、合意度が低い場合は増加傾向と減少傾向が算術平均されるため変化が小さく見えてしまうともいえる。一方、旱魃日の増加が大きい地域のうち北米東部、ウクライナやベラルーシ以西のヨーロッパ、中国の南部などでは変化の標準偏差50日前後をとりばらつきが大きい。この不確実評価でスコアが良くない地域はGCMの予測精度の向上が必要である。恐らくアンサンブルメンバー数は5モデルでは少なく、今後はもっと多くのアンサンブルメンバーを使い、再現性で重み付けをした評価を行うなどの工夫していく必要がある。

領域別のタイムスライス解析では26地域中19の地域で、21世紀前半の方が後半より旱魃日数の増加が大きくなる事が示された。ヒストグラムは裾が右に伸びた分布を基本としてそれぞれの地域で特徴のある分布を見せており、時間の経過とともに中央値、最頻値ともに増加してゆく様子を示している。連続データでの解析では、(i) 水資源管理が有効旱魃日を増加させている事、(ii) 水資源管理が年内の変動を小さくする事、(iii) 水資源管理が入った方が時間に沿った旱魃日数の変化率が小さく影響が穏やかに現れる事など、気候変動の影響に対して水資源管理が持つ特徴を整理する事が出来た。また時系列変化の様子から、旱魃という自然現象が非線形的な変化特性を持ち“Abrupt climate change”と呼ばれるような変化を見せるタイプの現象ではない事を改めて示す事が出来た。この事は、非線形性を持つ現象よりも対応のための予測がし易い事を示している。

本研究では、旱魃の発生が増加し、現在もしくは過去の経験や統計情報によって計画された現存の水資源基盤の想定を超えてしまう時期を“Timing of Perception Change for Drought (TPCD)”と呼びその推定を行った。その結果、26地域中13の地域で2050年までにTPCDを

迎える事がわかった。特に大きな早魃日数の増加が予測されるアメリカ，地球海沿岸域，中央アジア，中国，チリでは時間方向の不確実性を考慮しても 2050 年までに未体験の早魃日数が普通になってしまうフェーズに移行する。以上から，対応のために残された時間は非常に限られているという結論を得た。



# Chapter 7. 終章

## 7.1. 総括

温暖化に伴い、地域によっては旱魃の増加が危惧されている。旱魃は被害額から判断しても、また、健康や安全という観点からも、社会に対して非常に大きな被害を与える。そこで、この好ましくない環境の変化に対し、我々は社会基盤を整備するなど、前もってなんらかの準備を進めておく必要がある。しかしながら、その準備には多大な費用や時間がかかるため、戦略的な計画が求められる。そのためには、基礎情報として、“いつ、どこで、どれほどの旱魃の変化があるのか”，特に“どの地域が変化に対して脆弱なのか”を知る必要がある。一方、追加の社会基盤整備を行ない対策をとる際、まず“現状で、予想される変化と比較してどれほどの対応能力を持っているのか”を把握する必要がある。

そこで、本研究では陸面過程モデル HiGW-MAT を用いて 20 世紀再現実験と将来推計 I と II の 2 種類の将来気候シミュレーションを行ない、流量に注目した水文旱魃に関する温暖化の影響と、温暖化影響に対する人為的な水資源管理の影響を評価した。

まず 20 世紀再現実験では、地下水汲み上げ量、流量、旱魃イベントについて、モデルの再現性と旱魃解析方法に関する検証を行なった。絶対値ではモデルバイアスが見られたものの、シミュレーションは観測データの年や季節単位の変動特性をとらえられており、HiGW-MAT が広域モデルである事を考慮すればその出力は妥当な範囲内の再現性を有している。よって、シミュレーション結果が温暖化評価に適用可能であると結論づけた。

その上で、期間と入力に用いた将来気候データの異なる将来推計 I および II を行ない、1 章で挙げた 3 つの課題への解答を導いた。今回の数値実験では、水資源管理モジュール ON/OFF の切り替えにより人間活動の影響を推定する事が可能である。そこで下記の (1) に付随し、(2)、(3) についても、下記の様な議論が可能となった。2 つの数値実験を通じて得た答えは下記の通りである。

### (1) 温暖化により世界の旱魃はどのように変化するのか？

将来推計 II では全球陸域の 57% で水不足日数(河川水で需要が満たせない日数)が増加した。低水閾値と流量を比較して判断される旱魃については、全球陸域の 70% で増加するとの予測となった。Amazon 流域や Congo 流域、東南アジアなどの熱帯域を除いて将来推計 I と II は同様の結果を示し、北米、チリ、ヨーロッパ～中央アジア(中緯度帯)にかけては強い旱魃の増加傾向と

なった。多いところでは 90 日を超える早魃日増大の可能性が示唆されている。モデル間合意度や変化の標準偏差から、入力に用いた 5 つの GCM の類似性から予測信頼性を評価したところ、早魃日数の増加が大きい地域は比較的ロバストな予測である事がわかった。特に信頼度が高い増加を見せたのが、アメリカ西部、地球海沿岸域、西アジア、中央アジアと南アジア東部及び中国北部である。ただし、合意度は良くても、北米東部やヨーロッパからロシアにかけての一部の地域、中国南部などでは変化の標準偏差が大きい事に留意する必要がある。一方、減少傾向を示すアフリカ東部やインド、オーストラリアなどは合意度が低く、減少するという予測の信頼性は低めである。この 3 地域は現在気候下で早魃傾向の強い地域で大きな被害を出しており、加えてアフリカとインドは人口も多いため、特に早魃の減少が望まれている地域である。

早魃の増加のメカニズムは、①降水量の減少、②降水の増加を上回る蒸発散量の増加、③融雪レジームの変化、と大きく 3 つに分類できる。地中海沿岸域、アフリカ南部、アメリカ西部やチリでは降水の減少が原因で早魃が増加する。蒸発散に起因する早魃の増加は特に中緯度に現れていた。融雪については、早期の融雪開始が特徴的であり、これまで春先あった大きなピークが分散化され、ピークそのものも前倒しになる事で流況が大きく変化するため、春先の流量が減少し早魃が増加する。ただし需給比較の解析から、水資源の観点からはこの変化が大きな負の影響を持つものではない事が示唆されている。

## （２）予想される早魃の変化に対し、社会はどのような/どれほどの対応能力を持っているのか？

実験から、灌漑や貯水池操作による緩和と、取水による早魃の悪化が確認され、人為的な水資源管理がポジティブとネガティブの両面を持つ事が示唆された。本研究では“**Impact Alter Ratio (IAR)**”と言う指標を提案し、温暖化の影響を変化させる人間活動の影響を定量評価した。特に早魃増加が懸念される北米とヨーロッパから中央アジアにかけての広い範囲で、温暖化影響の 10%～同程度で取水が悪影響を示した。一方、ユーラシア大陸の東側全般、ブラジル・アルゼンチンでは灌漑や貯水池の効果により水資源管理が緩和効果を示す。Fig. 5.13 には現存の水資源基盤による水資源管理影響が温暖化影響の 10%以上になる地域のみを示したが、それで全球のほとんどを網羅できている。この事は、水資源管理の効果が温暖化影響に対して無視されるほど微々たるものではない事を示唆しており、今後適当な対応をとっていく事でその寄与率は拡大すると考えられる。

領域中央値の時系列解析からは、水資源管理が季節変動を緩和する効果を有する事や温暖化影響の変化率を小さくする効果が確認された。例えば、中央アジアのケースでは水資源管理が導入されると自然状態の温暖化にくらべて進行スピードは半分以下になる。本来、人間活動は自然の変動を緩和し安定した環境を実現するためのものであるから当然の結果であるが、温暖化議論の中で、またモデルを用いた早魃議論の中で、この事を示した例はなく、これは新規性の高い結果である。

### （３）大きな変化があるとすれば、対応準備をするために我々に残された時間はどれほどなのか？

時間に関する知見を得るため、将来推計Ⅱでは領域中央値や平均値、Historical 期間の 90 パーセンタイルを超える早魃日数の頻度について、その時系列変化を解析した。領域の代表値として中央値に着目すると、領域 2（カナダ東部とグリーンランド）では例外的に早魃が減少する傾向にあるが、残りの領域では、変化率に差こそあれ、有効早魃日数は年々変動しながらも右肩上がりに増加する。21 世紀前半と後半だと、前半の方に増加率が大きい地域が多く、温暖化による早魃の増加はすぐに迫って来ている事を示す結果を得た。ただし、サブサハラ域とオーストラリアでは年平均領域中央値は最高値の 365 日に達しており変化は見られない。また、時系列変化から温暖化下における早魃の変化は大きなジャンプがあるわけでない事が示された。

既存の水資源管理基盤は過去のデータに基づき経験的・統計的に計画されている。そこで、統計的な性質が過去のデータと異なるようになるならば新たに何らかの対策が必要になると考えられる。このことから、いつ、早魃化が過去に経験したものとは異なるフェーズに移行するのか、という観点で残り時間を算出した。具体的には、時系列データを用い、過去に領域中央値が経験した範囲（最大値と最小値の間）から逸脱し、その後経験範囲内に戻らなくなる時期を“Timing of Perception Change for Drought (TPCD)”と呼び、これを求めた。結果、不確実性はあるものの、26 地域中 13 地域で 2050 年代までには TPCD を迎え、未体験のフェーズに入る予測となった。これは、それまでに新しい水文環境に対応するために社会基盤を整備しておく必要がある事を示唆しており、迅速な対応策の立案と行動が必要である。

以上の様に 2 段階の数値実験により、1 章で設定した各課題それぞれに対して答えを出す事が出来た。将来推計Ⅰ並びⅡで得た水資源管理基盤を用いた人為的な影響に関する結果は新規性が高く、把握している限りでは世界初の推定結果である。温暖化に伴い新しい環境を迎える中で社会がその存続を維持しようとした時、環境の変化を予測し、それに基づいて計画し行動していく必要がある。本研究はその予測と計画の部分について新たな知見を示している。モデルによる予測はまだ不確実性が高く、解釈も難しい。しかしながら、試行錯誤しながら信頼性をあげていく他なく、その試金石になる結果を示せたと考えている。今後は、信頼性の向上と、計画部分に対してより積極的な提案をするため、下記の課題に取り組んでいく必要がある。

## 7.2 今後の課題

### 7.2.1 モデルの再現性向上

今回のモデル検証では大まかに流況と大きな旱魃の発生を捉えており、モデルは数値実験に使用可能と判断したが、低水量期間の再現性にはまだ改善の余地があると言える。特に、基底流出のゆっくりとした流出が低水の再現性を向上させると期待している。また、陸面モデルの半乾燥域の再現性は、旱魃について最も議論しなければならない場所についての議論を妨げており早期の改善が必要である。今回の研究ではモデルの量的なバイアスを考慮し、出来る限り量についての議論を避けた。より実用的な知見を提供するためには、HiGW-MATの流量再現性を向上させ、今後は式 2.12 や 2.13 で求まる水不足量についても温暖化の影響を推定しなければならない。

水資源管理のうち、今回の実験では緩和効果を持つ貯水池操作は限られた地域でしか効果を見せなかった。今後は中規模貯水池や、中国の南水北調やカリフォルニア、インドなどによく見られるような人為的な水の長距離輸送も含めて、より細かいプロセスを組み込んでいくべきであると考えている。例えば、取水方法の見直しもその一つである。本研究では、河川からの取水が出来なくなった場合に貯水池、地下水という順に取水をするモデル構造となっている。これは水資源へのアクセスのしやすさと長期的な水の安定供給を可能とする上で理想的な順序である。しかしながら、実際には地下水が優先的に使用される地域がかなり広範囲に広がっていると考えられる。モデルの構造上、今回はこの手順で取水をしているが、今後はより現実的な水の使用方法を考慮していく必要がある。また、上限を設けない地下水汲み上げの仮定も修正が必要である。

### 7.2.2 マルチ GCM フォーシング手法の向上・マルチインパクトモデルの検討

本研究では 5 つの GCM を用いてロバストな結果を出そうと試みたが、5 つでは足りないと考えられる。CMIP5 には 30 を超える GCM 出力がアーカイブされており、今後の解析では利用する GCM の数を増やしていく必要がある。またその際、今回の様に単なる算術平均によるアンサンブルではなく GCM それぞれに重みをつける事も検討する価値がある。現在気候の再現性が将来にそのまま当てはまらない場合も想定されるので、今後適切な方法を模索しなければならない。

影響評価モデルについても複数を使用した評価が行われるようになってきて、旱魃の将来予測でもその例が出始めてきた。しかしながら、ISI-MIP の研究の多くが GCM の違いによる結果のばらつきよりもインパクトモデルの違いによる結果のばらつきの方が大きくなる事を指摘しており、ただ多くのモデルを使用すれば良いわけではない事がわかってきた。ISI-MIP では影響評価モデルについて個々のモデルの検証が十分に行なわれなかったと考えている。本研究では次のステップとして 6.4.1 で示した様な、他の影響評価モデルとの相互比較を、観測データを用いた比較検証作業も交えて進めていく事が必要であると考えている。

### 7.2.3 メカニズム解明・季節スケールの早魃変化特性の解析

本研究では数値実験により温暖化影響の結果を示してきたが、そのメカニズムについては詳細な分類・説明が出来たとは言えない。年平均の気候値を使った解析が主で、季節スケールの変化について詳細な議論が行なえなかった。また、温暖化による降水の変化ありきで早魃の変化を紹介してきたが、気候変動により地域毎の降水の変化がどのようにして起こるかやどのような変化(強度・頻度・期間)が起こるかをまとめる事はしていない。今後は早魃変化の理由を説明するために、降水をはじめとする大気場の変化についても解析対象に加えていく必要がある。

### 7.2.4 水資源管理効果の切り分け

今回の数値実験では、貯水池操作、灌漑、灌漑のための取水、灌漑のための地下水汲み上げの4点が陸域水循環に対する水資源管理として組み込まれた要素である。ここまでに示してきた結果について、これら4点の効果が切り分けた説明は行なわなかった。特に早魃緩和にポジティブな効果があるだろう貯水池操作と地下水汲み上げ、灌漑のそれぞれの寄与率には触れなかった。今後は要素毎に ON/OFF にした数値実験を行い、水資源管理効果の切り分けを進める必要がある。

### 7.2.5 早魃変化の実質的被害への翻訳

今回は自然現象としての早魃の変化と、一部で需給バランスに着目した水不足の変化の様子を予測した。しかし、さらに実用的な温暖化評価をするならばこの変化を実被害に結びつける必要がある。農作収量やエネルギー、物流は直・間接的な被害額として影響を示す事が出来るかもしれない。森林のバイオマス、Döll et al. [2009]の様に魚類など生態系サービスへの影響も重要である。水不足量については被害人口換算して表現する方法もある。

### 7.2.6 将来社会シナリオの考慮と提案

6.5で、農地・灌漑地の空間分布と工業・生活用水需要については将来シナリオを用いた数値実験に踏み込んでいく必要性を述べた。本研究で行った数値実験では、気候変動の影響のみを抽出するために灌漑面積や貯水池の配置、水需要の一部は現在のままに固定と仮定したが、今後はこれらの変化を考慮する必要がある。この際、既存の将来データを利用するだけでなく、条件設定次第で最適状態を作れる数値実験の特性を生かす事で、例えば、中規模貯水池をどの地域にどれくらい増加させると将来的な早魃の増加に対応できるか、など、対応策のシナリオ提案も可能になると考えられる。

# Appendices

## Appendix A

### 水資源管理モデル H08

ここでは Hanasaki [2005]及び Pokhrel [2011]に従い、HiGW-MAT の構成要素である水資源管理モジュールについて簡単にまとめる。

#### A.1. 貯水池操作

HiGW-MAT は Hanasaki et al. 2006)で提案された大規模貯水池操作及び Hanasaki et al. [2010]で導入された中規模貯水池が組み込まれている。主に次の 3 つの工程により操作ルールが定められている。

- ① まず年に一度、年放流量を仮設定する。これは流量の年々変動の緩和を目的としている。
- ② 続いて、毎月の初めに月の放流量を仮設定。これは需給の季節変動を緩和する事が目的である。そこでは、その時点の貯留量、流入量および下流の水需要が考慮される。
- ③ 仮設定した年放流量と月放流量から最終放流量を決定。

#### Step1. 年放流量の仮設定

まず、月平均流量が年平均量を上回るか否かにより各月を貯水月と放流月に分類する。続いて、一年のうち放流気が連続する期間を放流期、貯留月が連続する期間を貯留期と定める。このうち、放流期の最初の月を操作年の開始月とする。ただし、放流期と貯水期を一年のうちに複数回繰り返すような地域については、最長の貯留期の直後の月を開始月としている。貯水池からの放流量は流入量に影響を受けて年々変動すると考えられるため、このモデルは年放流量は操作年開始月の貯留量に依存すると仮定し、この操作を次式で表す。

$$r_y \approx k_{rls,y} \times i_{mean} \quad (A.1)$$

ここで、 $r_y$ は操作年  $y$  の年放流量[m<sup>3</sup>/yr]、 $k_{rls,y}$ は操作年  $y$  の放流係数、 $i_{mean}$ は平年の年放流量(気候値) [m<sup>3</sup>/s]である。 $k_{rls,y}$ は次式により操作年の開始月に計算される。

$$k_{rls,y} = \frac{S_{first,y}}{\alpha C} \quad (A.2)$$

ここで、 $S_{first,y}$ は操作年  $y$  の開始時点の貯水池貯水量、 $\alpha$ は係数（全球一律 0.85）、 $C$ は貯水池の総貯水量である。

検証の結果、必ずしも現実の貯水池操作に一致するわけではないが、大規模貯水池操作導入により複数の地点で流量の再現性向上の効果を確認している。

## Step2. 月放流量の仮設定

月放流量は貯水池の主目的が灌漑用か非灌漑用かに応じて設定されている。（貯水池目的には灌漑他に、発電、洪水調節、航行、レクリエーション、その他の分類がある）灌漑用水池では下流の需要（灌漑、家庭、工業用水）に応じて放流が行われる。一方、非灌漑では月放流量は年間を通して一定である。ただし、貯水池が溢れたり空になったりする場合には例外処理となる。

灌漑貯水池からの放流量は次式で表される。

$$r'_{m,y} = \begin{cases} \frac{i_{mean}}{2} \times \left(1 + \frac{\sum_{area} k_{alc} \times (d_{irg,m,y} + d_{ind} + d_{dom})}{d_{mean}}\right) & (d_{mean} \geq 0.5 \times i_{mean}) \\ i_{mean} + \sum_{area} k_{alc} \times (d_{irg,m,y} + d_{ind} + d_{dom}) - d_{mean} & (d_{mean} < 0.5 \times i_{mean}) \end{cases} \quad (A.3)$$

$$d_{mean} = \sum_{area} k_{alc} \times (d_{irg,m,y} + d_{ind} + d_{dom}) \quad (A.4)$$

非灌漑貯水池からの放流量は次式で表される。

$$r'_{m,y} = i_{mean} \quad (A.5)$$

ここでそれ時の  $m,y$  は及び年、 $mean$  は年平均を示す。 $k_{alc}$ は各グリッド及び各貯水池毎に用意される排水係数である。 $k_{alc}$ は上流にある貯水池についてそれらの流入量に比例して設定される。 $d_{irg,m,y}$ ,  $d_{ind}$ ,  $d_{dom}$ はそれぞれ  $y$  年  $m$  月の灌漑用水需要、工業用水需要、家庭用水需要であり、 $d_{mean}$ はそれら需要に豊水係数を乗じた値の総和である。 $\sum_{area}$  は貯水池の下流の支配面積について総和を取る事を意味する。ここで、支配流域は貯水池から次の貯水池まで、もしくは河口までと定義されている。最大値は 10 グリッドと定められている。また、支配流域のグリッドからの取水のみを考え、グリッド外への導水は無視している。

## Step3. 最終月放流量の設定

仮設定した年放流量と月放流量を用いて月放流量が算定される。



$$r_{m,y} = \begin{cases} k_{rls,y} \times r'_{m,y} & (c \geq 0.5) \\ \left(\frac{c}{0.5}\right)^2 \times r'_{m,y} + \left\{1 - \left(\frac{c}{0.5}\right)^2\right\} i_{m,y} & (0 \leq c < 0.5) \end{cases} \quad (\text{A.6})$$

ここで  $c$  は貯水容量の年平均流入量に対する比 ( $c=C/i_{\text{mean}}$ ) であり、前者は貯水量が流入量に比べて小さい場合、後者はその逆の場合である。

## A.2. 農業プロセス

農業プロセスモデルは Krysanove et al. [2000]による SWIM (Soil and Water Integrated Model) がもとになっている。農業プロセスモデルは作物の成長をシミュレートする事で、収穫日、収量、蒸発散量などを出力する。入力、作付種、作付開始日、気象データ、施肥などの管理情報である。SWIM における作物成長は下記の仮定に従う。

- ・日単位の積算熱量に基づく
- ・ Potential biomass は Monteith 法を用いる
- ・ 水、気温、栄養ストレスを受ける
- ・ 収穫高指数は穀粒収量から算定

詳細説明は[Krysanova et al. 1998,2000]を参照されたい。ここでは 19 作物種[Leff et al. 2004]について、最も多くの収量を得られる最適化された農事歴を推定するために農業プロセスモデルが使用される。一期作と二期作がモデル化されており、二期作を行うグリッドでは優先的に農事歴を最適化した一期目の耕作が完了した後、二期目の作物種が作付される。第一作物と第二作物は[Leff et al. 2004]に従う。SWIM の農事歴の推定には下向き短波放射、気温、蒸発散位が気象フォーシングとなる。このうち蒸発散位については従来の MATSIRO が計算をしないため、FAO Penman Monteith 法によって計算を行っている。この蒸発散位の計算のために MATSIRO から日平均気温、下向き短波放射、風速、気圧、地熱フラックスが提供される。推定される農事歴については、Hanasaki et al. [2008b]において World Agriculture Outlook Board of the US Department of Agriculture [1994]との比較により検証が行われている。灌漑水需要量は根域における土壌水分の不足量から算出される。MATSIRO は 5 層（厚さ 0.05, 0.20, 0.75, 1, 2m）の厚さ 4m の土壌を持っている。このうち上層 1m（上から 3 番目まで）が根域である。ここで農作物に対する土壌水分不足量は、土壌水分の維持目標値 (TSMC) と実際の土壌水分の差と定義する。灌漑水需要量は

$$I = \frac{\rho_w}{\Delta t} \sum_{k=1}^3 \{ \max[(TSMC - \theta_k), 0] D_k \} \quad (\text{A.7})$$

$$TSMC = \alpha \times \theta_s \quad (\text{A.8})$$

ここで  $I$  は灌漑水需要量,  $\rho_w$  は水の密度,  $\Delta t$  は積分時間,  $\theta_s$  と  $\theta_k$  はそれぞれ土壌の空隙率と土壌水分量,  $D_k$  は  $k$  番目の土壌の厚みである。  $\alpha$  は米では 1, その他の農作物では 0.75 に定められている。灌漑は作付日の 30 日前から徐々に開始されるルールになっている。

陸面モデルは灌漑地と非灌漑地の 2 種類のモザイクになっており, 土地利用はそれぞれ農作地と潜在植生が割り当てられている。灌漑モジュールは灌漑モザイクでのみ処理される。それぞれのモザイクで水・熱収支の計算が行われた後, 2 つの結果は灌漑農地面積[Seibert et al. 2007)]で重みづけ平均される。灌漑地ではの作物育成モジュールにより育成期には LAI の気候値が更新される。

### A.3. 取水

本研究では工業用水および家庭用水需要については, 各グリッド毎に一定値を外部データとして与えている。需要は灌漑, 工業, 家庭用水の和であり, 後者をそれぞれ  $d_{ind,DOY}$ ,  $d_{dom,DOY}$  とすると, ある DOY における総需要量は次式になる。

$$D_{DOY} = d_{irg,DOY} + d_{ind,DOY} + d_{dom,DOY} \quad (A.9)$$

取水モデルではこの需要が必ず満たされるという仮定となっており, そのために河川, 大規模貯水池, 中規模貯水池, 地下水の 4 種類の水源が設定されている。これらは可能供給量に応じてこの優先順位で取水される。河川からの取水量  $W_{DOY}$  は環境流量  $Q_E$  を考慮し次式で表される。

$$W_{DOY} = \begin{cases} D_{DOY} & Q_E + D_{DOY} \leq Q_{out} \\ Q_{out} - Q_E & Q_E \leq Q_{out} < Q_E + D_{DOY} \\ 0 & Q_{out} < Q_E \end{cases} \quad (A.10)$$

ここで  $Q_{out}$  が河川流量である。 $W_{DOY}$  が  $D_{DOY}$  に満たない場合, 続いて大規模貯水池, 中規模貯水池の順に取水される。貯水池については, 貯水量と比較し取水可能かの判断を行う。それでも供給が追いつかない場合は, その不足分が地下水によって賄われているとする。

なお, これら水源への水の供給については, まず流出が中規模貯水池に供給され, これが満水になると河川へ, 続いて河川から大規模貯水池, という順で行われる。

以上のより, それぞれのモジュールは入力データに気象フォーシングや流量を必要とする設計となっており, 気候が変動した場合にはそれに応じた振る舞いをする事がわかる。

## Appendix B

Table B : 検証に使用した GRDC ゲージポイント (90 地点)

ID	流域名	iv	ix	開始年月		最終年月		上流面積
4214520	ALBANY	141	276	1964	10	2010	12	118000
2903600	ALDAN	153	132	1945	5	2002	12	696000
3629001	AMAZONAS	87	304	1968	1	2008	1	4680000
2906900	AMUR	140	137	1940	1	2004	12	1730000
2901201	ANADYR	155	172	1958	1	1994	5	106000
4125804	ARKANSAS	124	267	1927	10	2012	9	409297
4213575	ASSINIBOINE	139	261	1923	4	2010	6	161000
4208730	ATHABASCA	146	248	1957	10	2011	12	133000
1134300	BANI	103	354	1922	5	2001	4	101600
4150500	BRAZOS	119	264	1903	1	2012	12	116827
5101201	BURDEKIN	69	147	1921	1	2001	1	129939
4125550	CANADIAN	125	264	1938	10	2012	12	123221
2964130	CHAOPHRAYA	105	100	1950	4	2000	3	120693
4214270	CHURCHILL	148	265	1971	6	2010	12	287000
4150450	COLORADO(CARIBBEANSEA)	119	263	1938	10	2012	12	108788
4352100	COLORADO(PACIFICOCEAN)	122	245	1961	1	1995	12	631960
4115200	COLUMBIA	135	238	1878	6	2012	12	613830
1147010	CONGO	85	15	1903	1	2010	12	3475000
5410100	COOPERCREEK	62	140	1973	2	2007	9	230000
6742900	DANUBE	135	28	1931	1	2010	12	807000
5204251	DARLING	56	142	1941	1	2008	3	647200
6978250	DON	137	40	1952	1	1995	12	378000
6340110	ELBE	143	10	1874	11	2008	12	131950
5101301	FITZROY	66	150	1964	1	2012	2	135757
5109151	FLINDERS	71	140	1969	12	2012	2	106300
4207900	FRASER	139	238	1912	3	2010	12	217000
4208160	GREATBEAR	155	236	1961	4	2010	12	145000
2182050	HONGSHUIHE	119	113	1978	1	1997	12	105535
2180711	HUANGHE(YELLOW)	129	106	1978	1	1997	12	121972
1897501	INCOMATI	65	32	1952	10	1992	9	217773
2998400	INDIGIRKA	159	147	1950	1	1994	12	305000
2911095	IRTYSH	150	69	1977	12	1997	11	1200000
2911303	ISHIM	146	70	1952	1	1995	12	165000
1591401	KAFUE	74	28	1960	10	2004	10	153351
4122700	KANSAS	129	264	1917	7	2012	12	154768
2998510	KOLYMA	158	158	1978	1	1998	12	526000
2903430	LENA	162	126	1951	1	2002	12	2460000
4208280	LIARD	150	236	1942	10	2011	12	222000
1896502	LIMPOPO	66	32	1965	10	1993	9	266350
1593100	LUAPULA	79	28	1956	10	2005	11	123072
4208025	MACKENZIE	157	226	1972	3	2011	12	1660000
2469260	MEKONG	105	105	1960	1	1993	12	545000
4127800	MISSISSIPPI	122	268	1931	10	2012	12	2964255
4122900	MISSOURI	128	268	1928	10	2012	12	1357678
5404270	MURRAY	55	140	1985	7	2012	1	1000001
5204106	MURRUMBIDGEE	55	143	1979	4	2008	2	166000
2969200	NAMMUN	105	104	1960	1	1993	12	104000
4213711	NELSON	146	265	1987	1	2010	12	1060000
2178100	NENJIANG	113	116	1982	1	2001	12	108029

4236010	NIAGARA	133	280	1860	1	2005	12	686000
1734500	NIGER	101	3	1952	6	2000	9	1000000
2909705	NIZHNYATUNGUSKA	155	90	1940	1	1990	12	447000
4213440	NORTHSASKATCHEWAN	143	254	1910	6	2011	12	131000
2912600	OB	156	66	1954	1	2003	12	2949998
6357010	ODER	142	14	1920	11	2009	12	109564
4123050	OHIO	127	271	1928	4	2004	9	525770
1357100	OKAVANGO.CUBANGO	71	22	1974	12	2001	1	410000
2999910	OLENEK	162	123	1953	1	2003	12	198000
1159100	ORANGE	61	17	1935	10	2011	11	866486
3206720	ORINOCO	98	296	1923	5	1989	12	836000
6970700	PECHORA	157	52	1980	5	2003	12	312000
4122600	PLATTE	131	263	1953	6	2012	12	221108
4126801	RED	123	265	1936	10	2012	12	124397
4213681	RED(OFTHENORTH)	140	263	1962	1	2008	4	278000
6435060	RHINE	141	6	1901	1	2010	12	160800
3666400	RIOCUIABA	72	303	1967	1	2005	12	102750
4351900	RIOGRANDE	115	262	1967	1	1996	12	450902
3627030	RIOMADEIRA	84	298	1967	1	2010	3	1150000
3627110	RIOMAMORE	79	294	1967	1	2006	12	609000
4356100	RIOSANTIAGO	111	255	1955	8	2003	12	128943
3651807	SAOFRANCISCO	78	316	1954	1	2010	7	345000
4213551	SASKATCHEWAN	143	260	1909	10	2010	12	364000
6970250	SEVERNAYADVINA	154	41	1883	1	2003	12	348000
2906201	SHILKA	143	119	1950	1	1995	12	200000
4208400	SLAVE	149	248	1921	5	2010	12	606000
4116182	SNAKE	136	241	1912	10	2000	9	281015
4213401	SOUTHSASKATCHEWAN	142	254	1958	6	1997	7	148000
4243150	ST.LAWRENCE	135	286	1958	7	1993	12	774000
2999250	TAZ	156	82	1962	1	1996	12	100000
4214051	THELON	154	262	1983	1	2011	12	152000
6444100	TISZA	136	20	1930	11	1999	12	138408
3649950	TOCANTINS	86	310	1978	1	2010	7	742300
2181500	TONGTIANHE	123	96	1978	1	1997	12	137704
6977100	VOLGA	138	44	1962	1	2002	12	1360000
4213801	WINNIPEG	140	264	1987	1	2010	12	134000
2998110	YANA	160	136	1972	1	2003	12	224000
4120950	YELLOWSTONE	137	255	1910	10	2012	11	178925
2909150	YENISEY	157	86	1955	1	2003	12	2440000
4103200	YUKON	151	197	1975	10	2012	10	831390
1891500	ZAMBEZI	73	33	1960	10	1990	4	940000

ゲージ位置は GRDC の座標情報に従い、必要に応じて上流面積データを参照しながら TRIP の河川網に沿って補正している。

## Appendix C

ここでは、Fig.6.1 に示す 26 地域についてそれぞれの気候的な特徴とそれを描写する GCM 間の違いを示すために 1980-2099 年の 120 年間の時系列プロットを示す。

**Figure C：** 入力の気象データの全球陸域年平均値の時系列 （1980-2099 年）

(a)2m 気温[K], (b)降水[mm/dy], (c)2m 比湿[g/kg],  
(d)下向き長波放射[W/m<sup>2</sup>], (e)下向き短波放射[W/m<sup>2</sup>],  
(f)2m 風速[m/s], (g)地表面大気圧[hPa]  
黒線：5GCM のアンサンブル平均, それ以外の線：各 GCM (凡例参照)  
シェード：各 GCM の年最大/最初値の幅で不確実性を示す

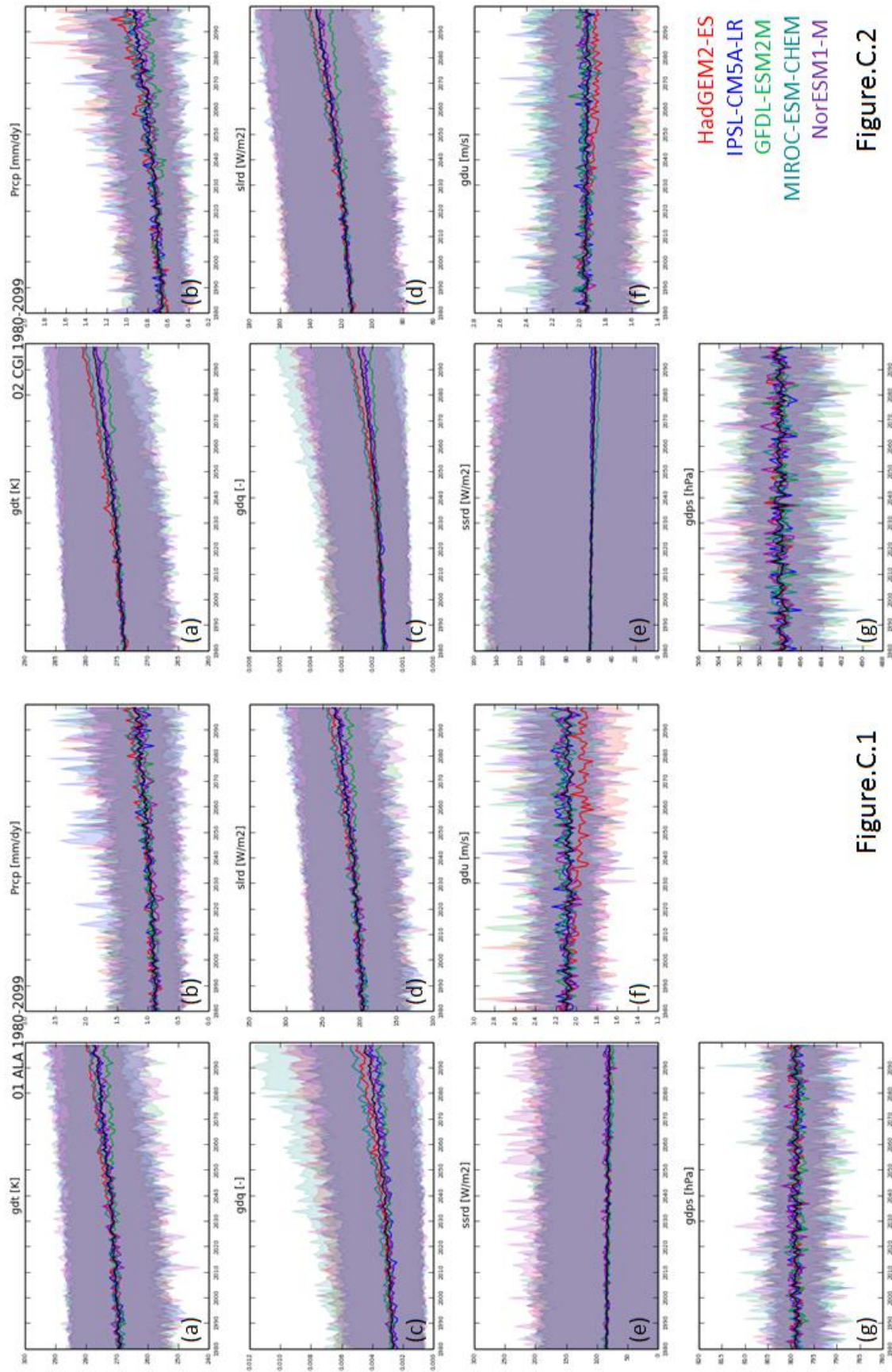


Figure.C.2

Figure.C.1



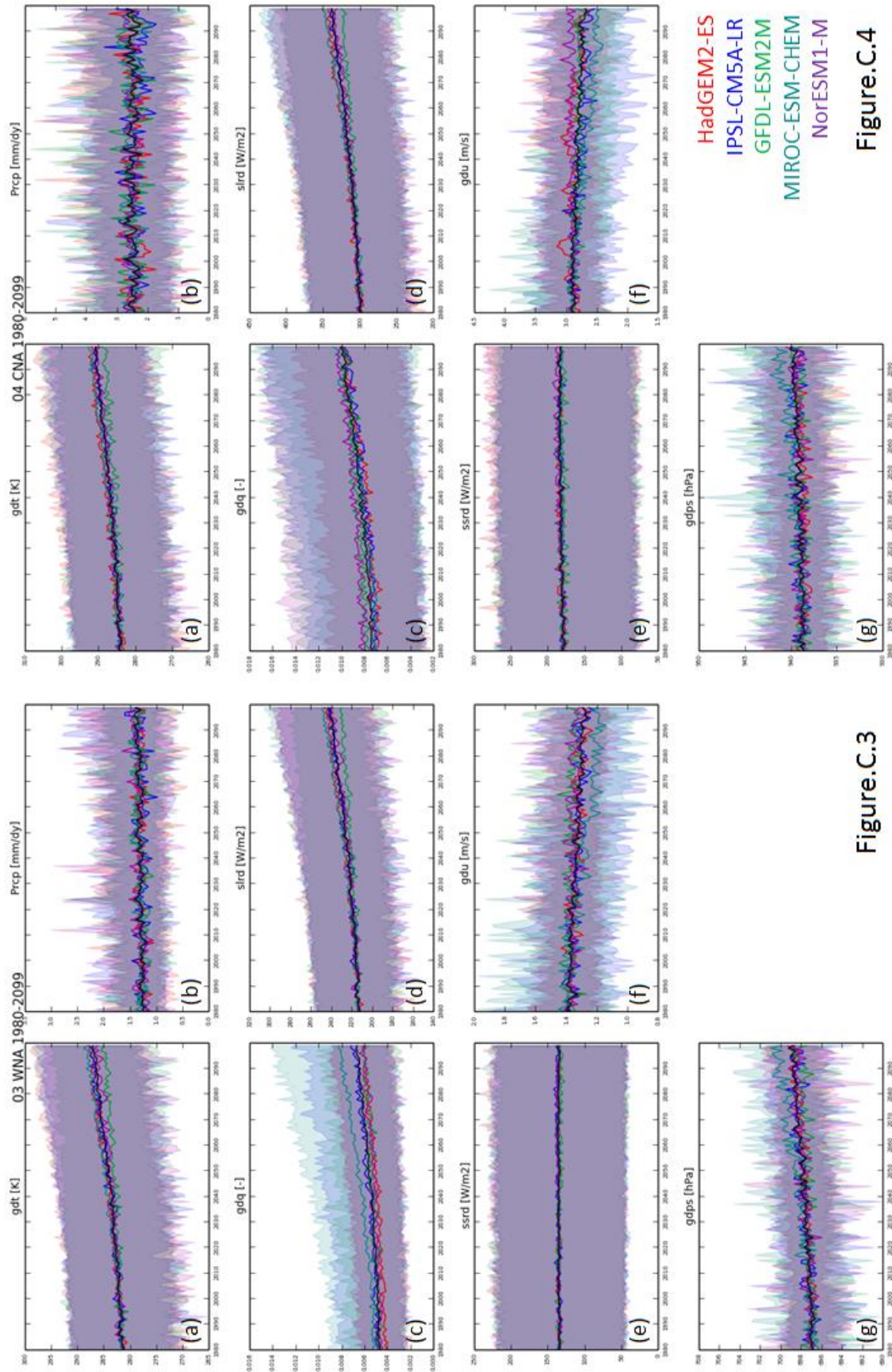


Figure.C.3

Figure.C.4

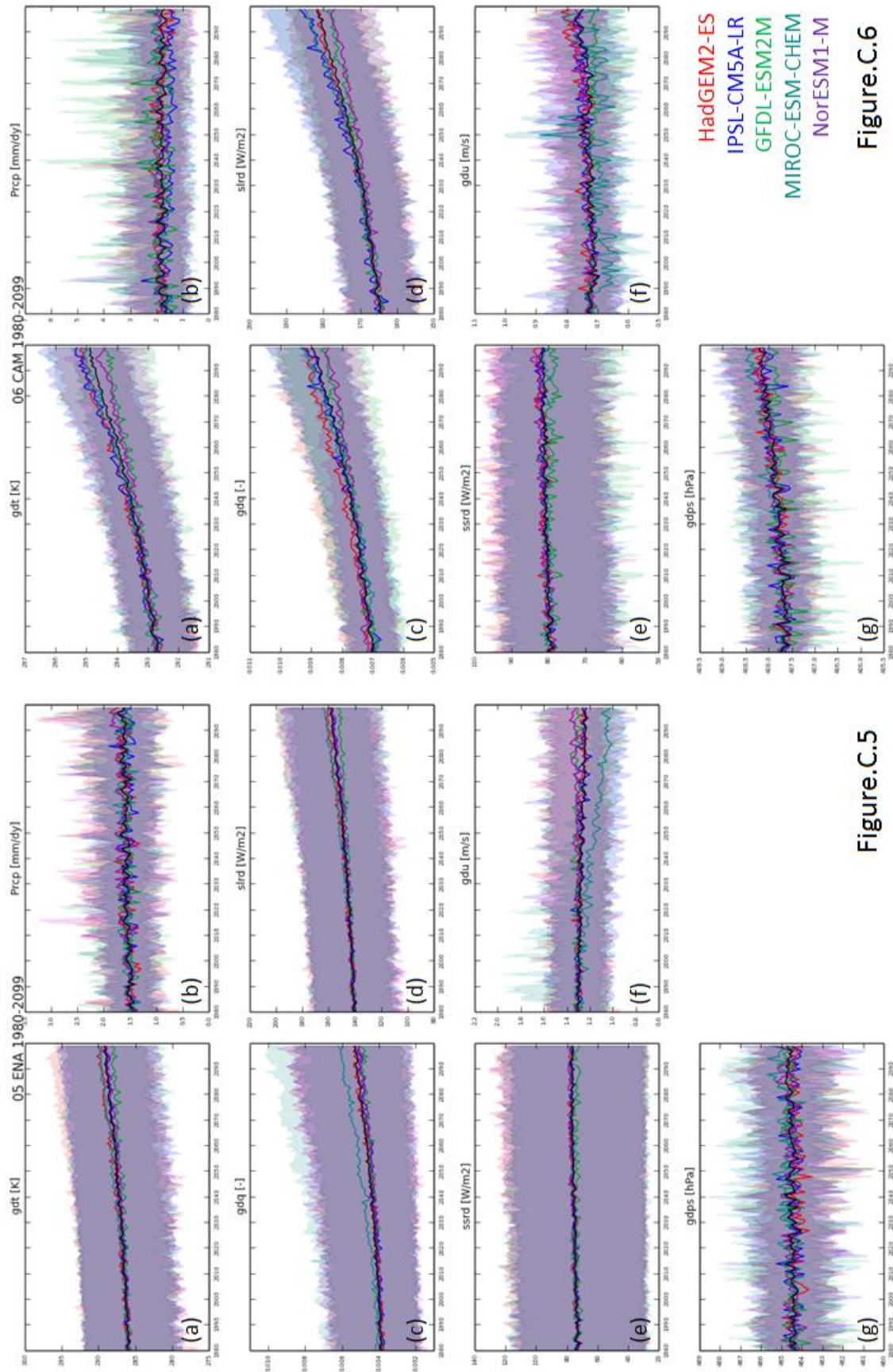


Figure.C.5

Figure.C.6



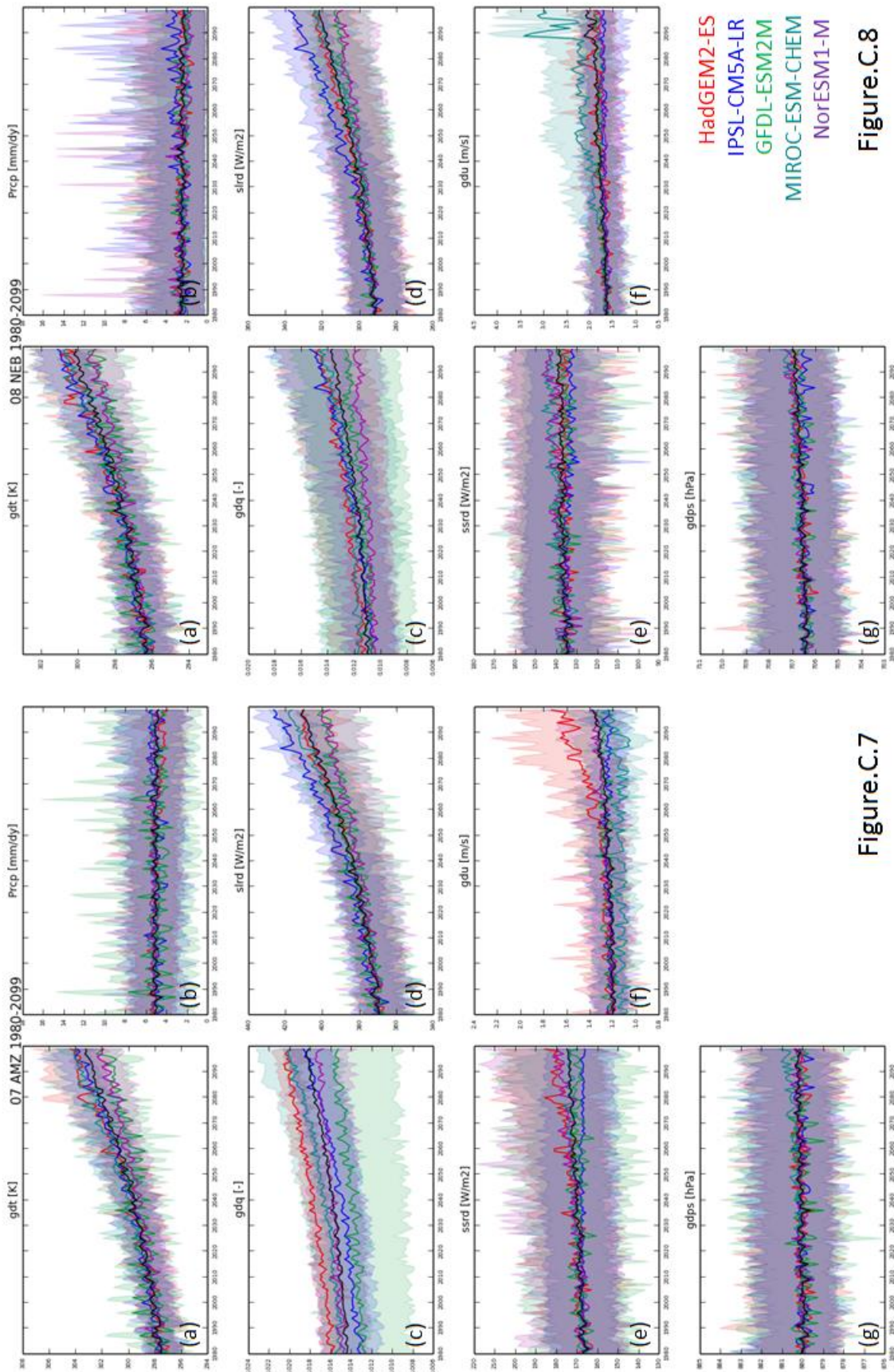


Figure.C.7

Figure.C.8

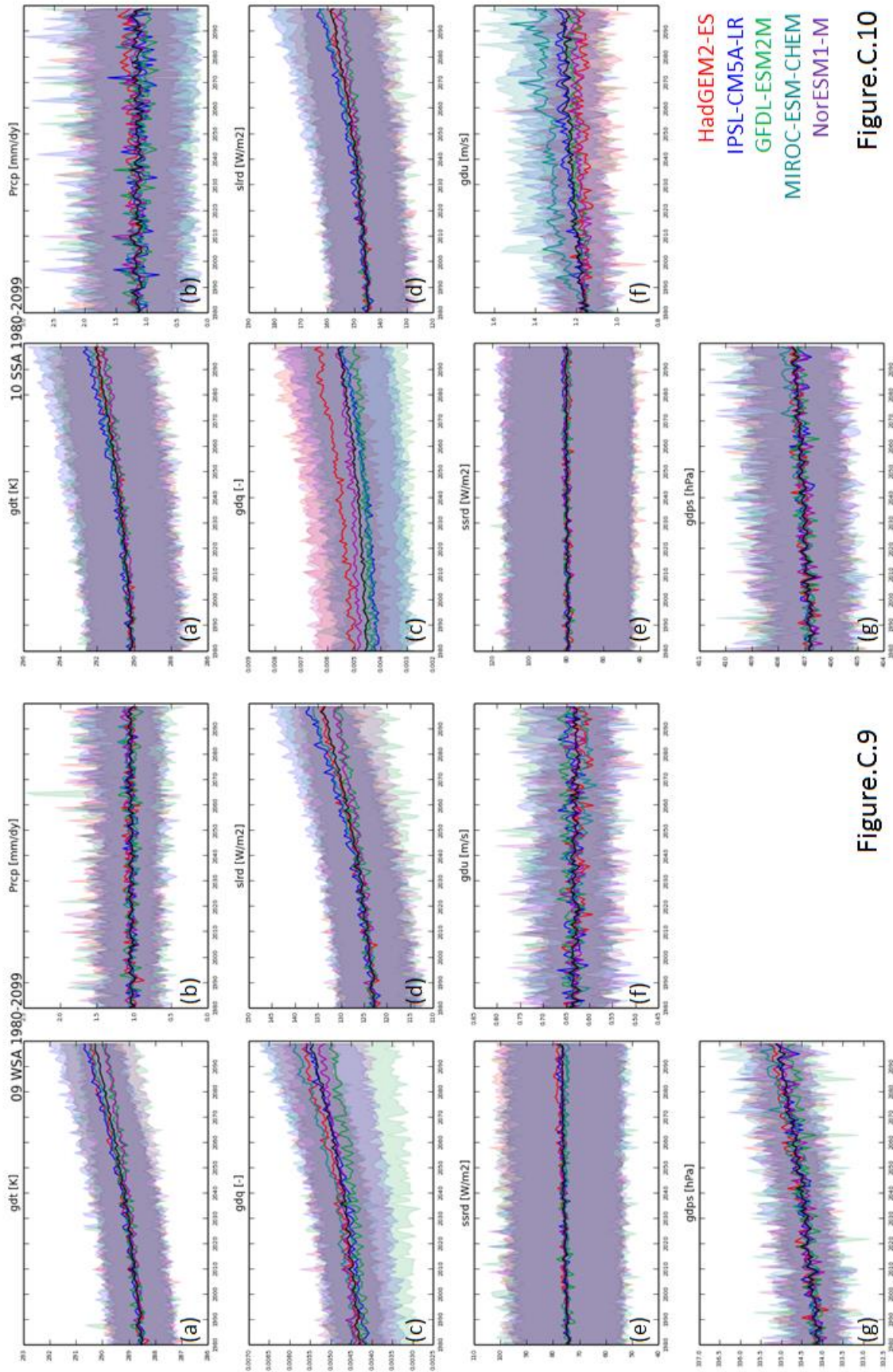


Figure.C.9

Figure.C.10



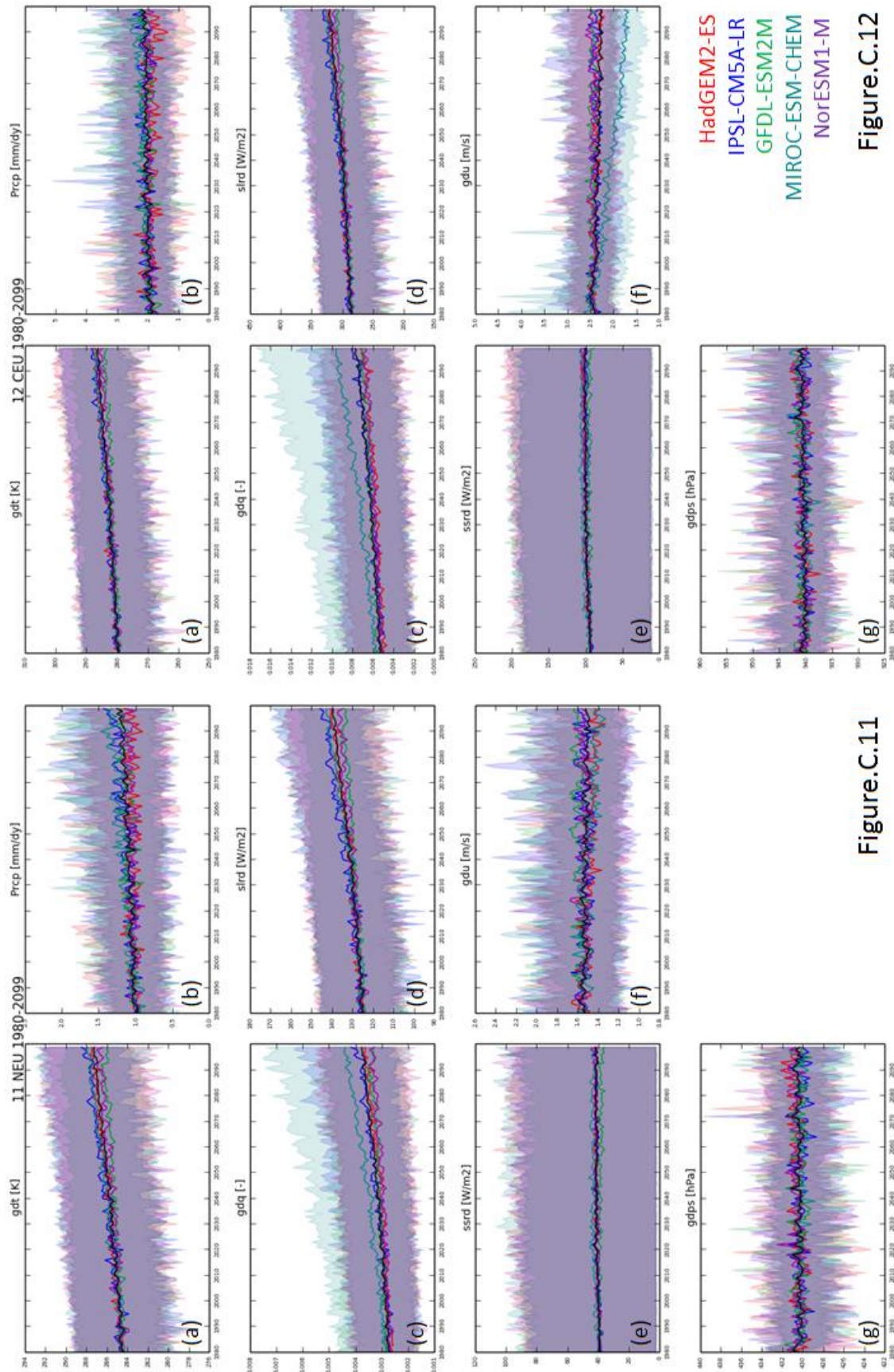


Figure.C.11

Figure.C.12

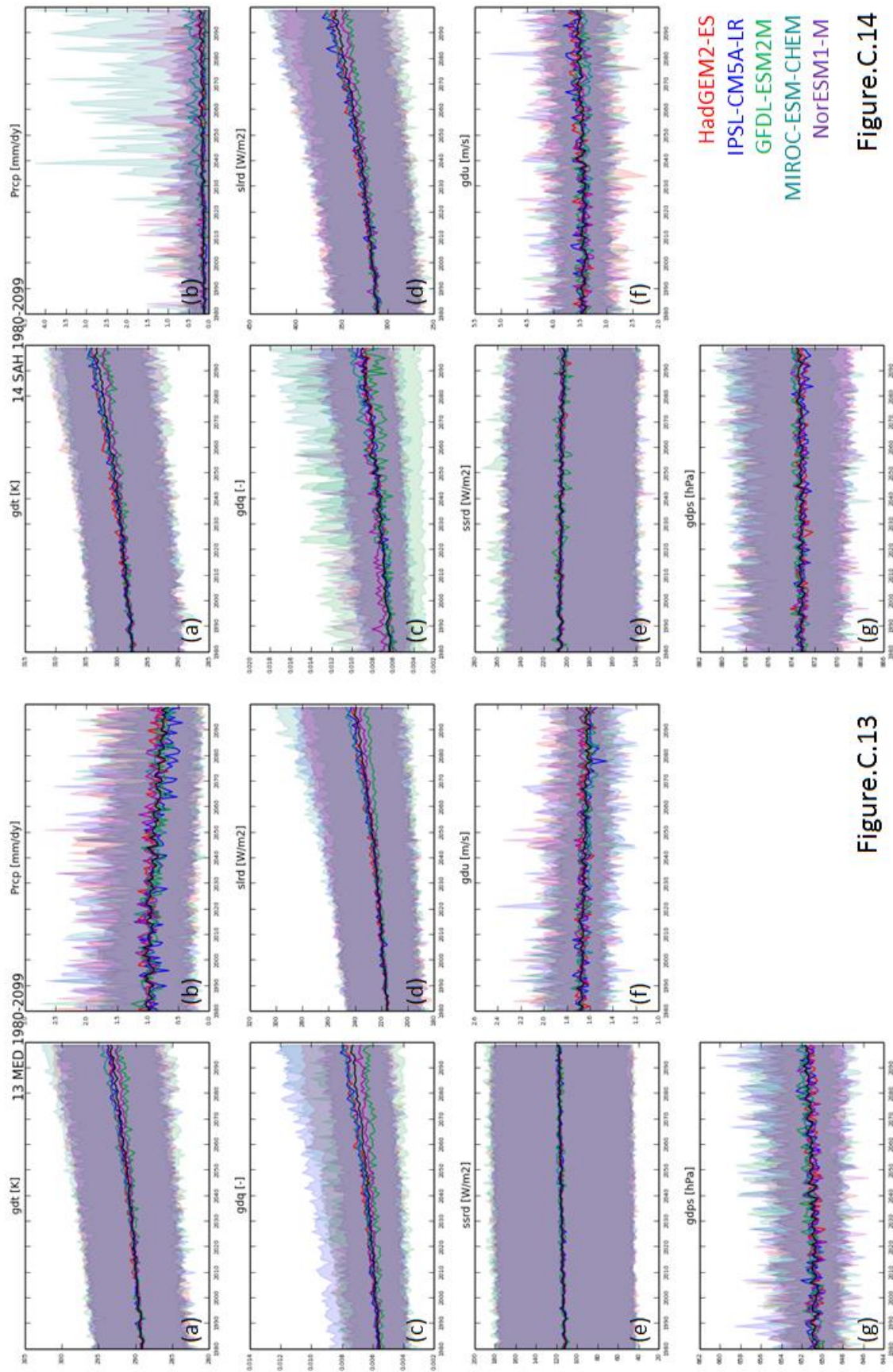


Figure.C.13

Figure.C.14



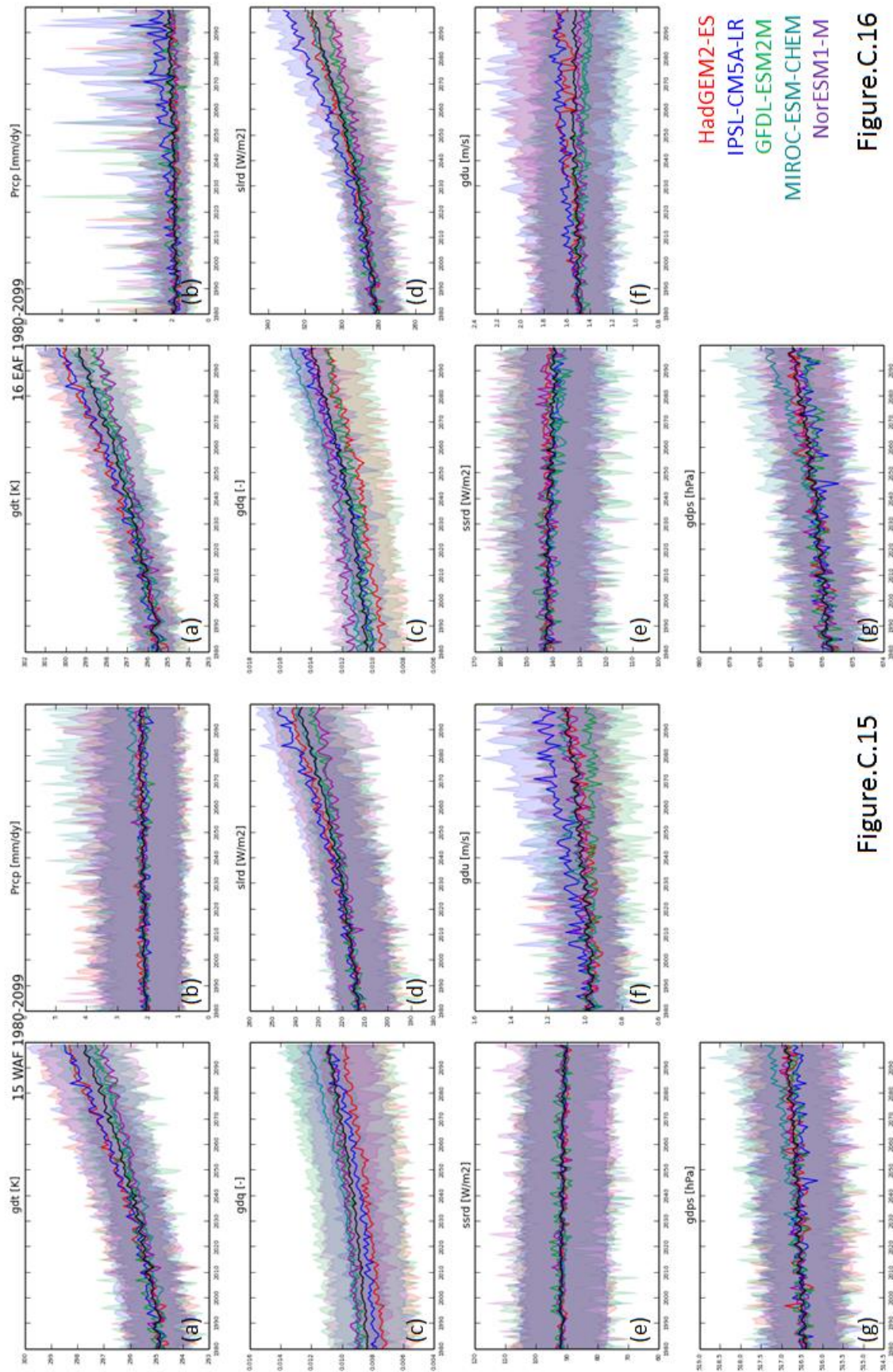


Figure.C.15

Figure.C.16

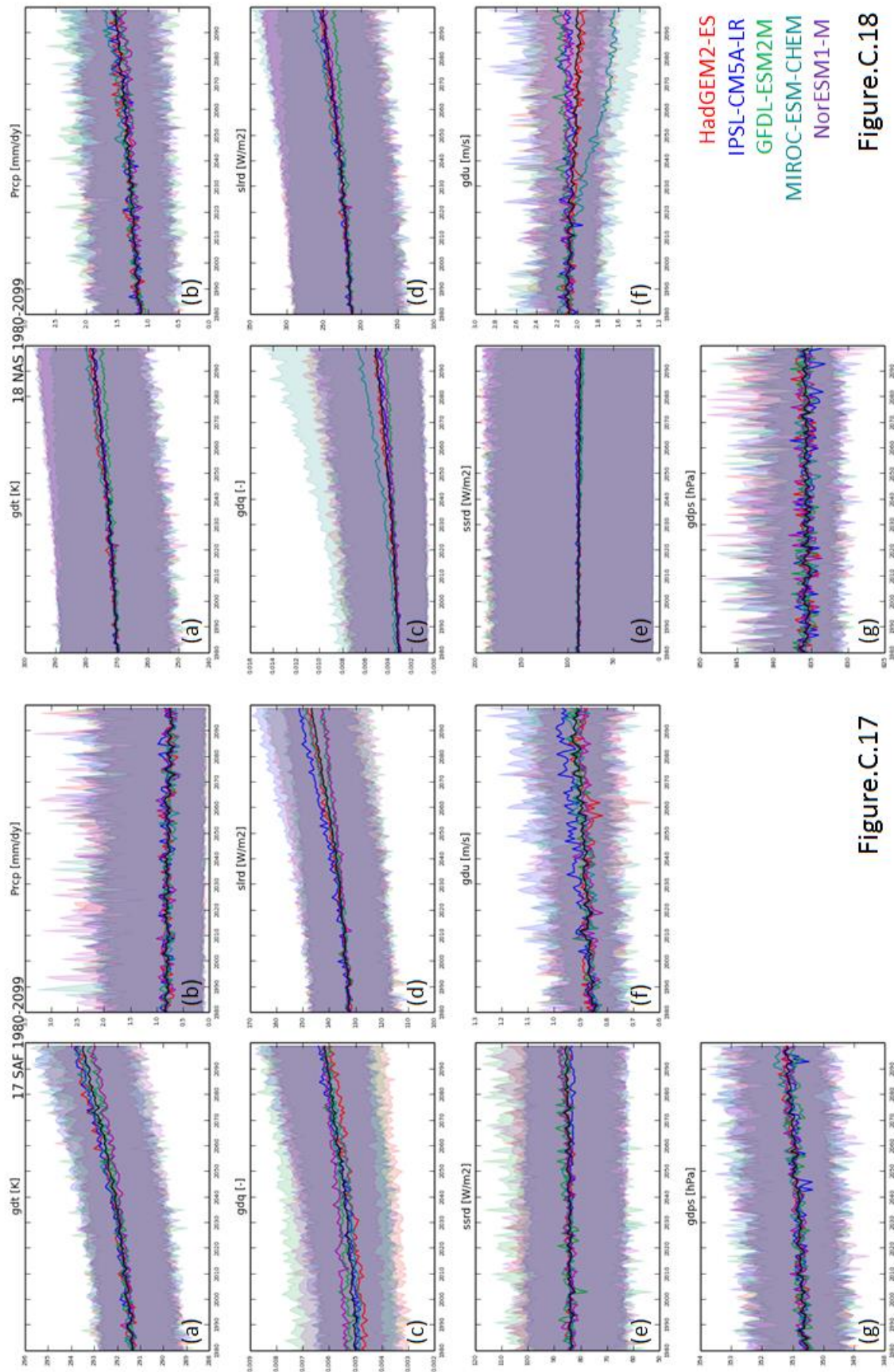


Figure.C.17

Figure.C.18



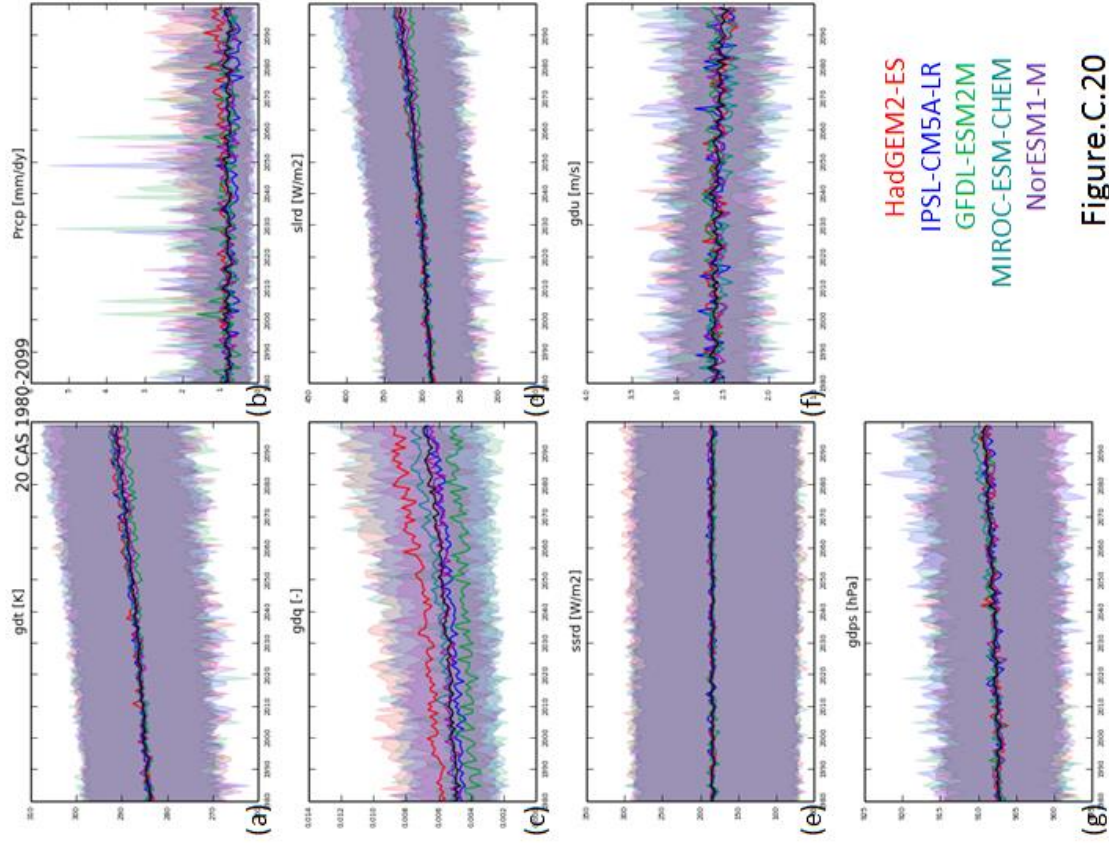


Figure.C.20

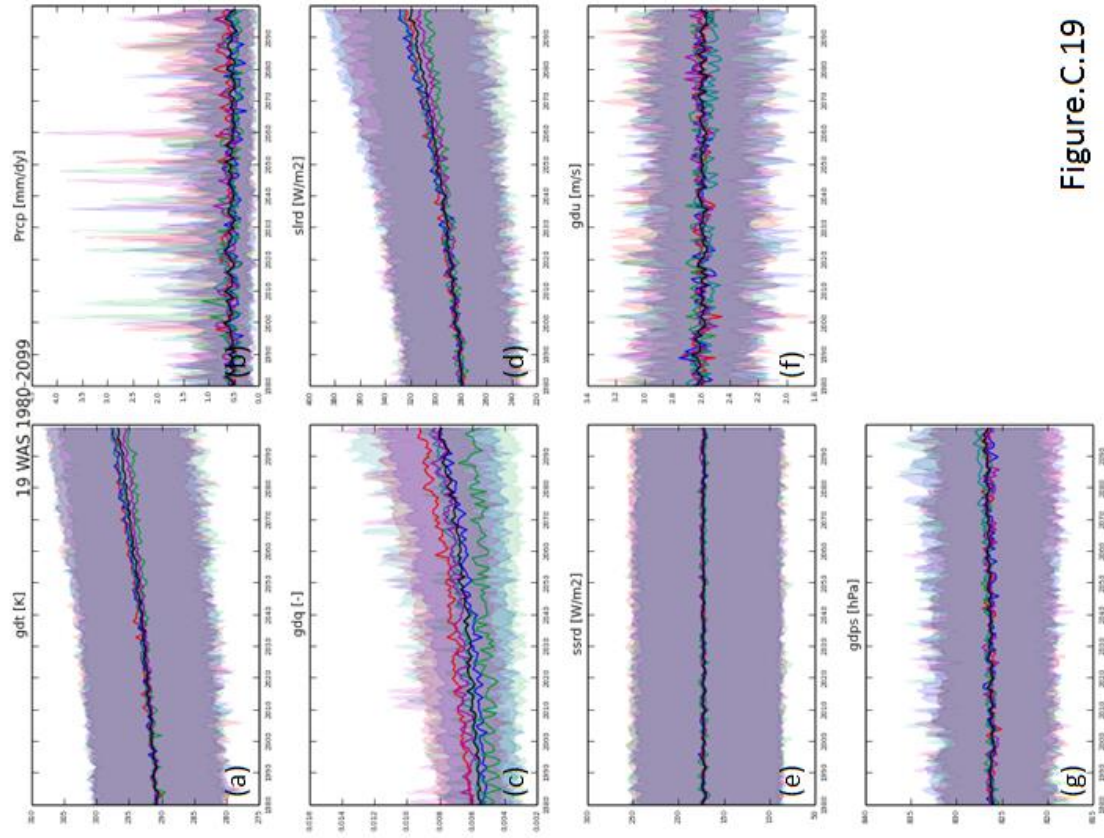


Figure.C.19



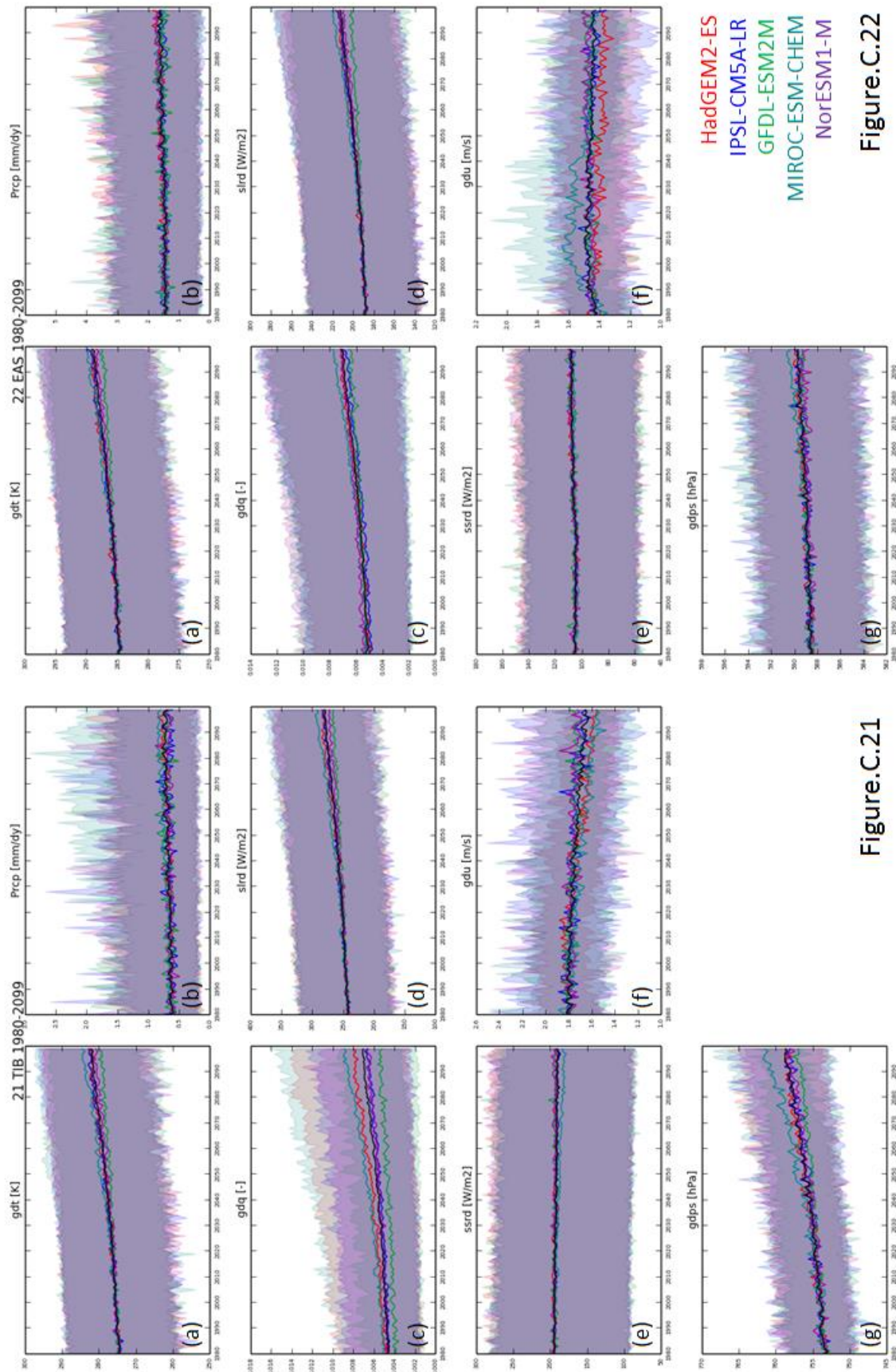


Figure.C.21

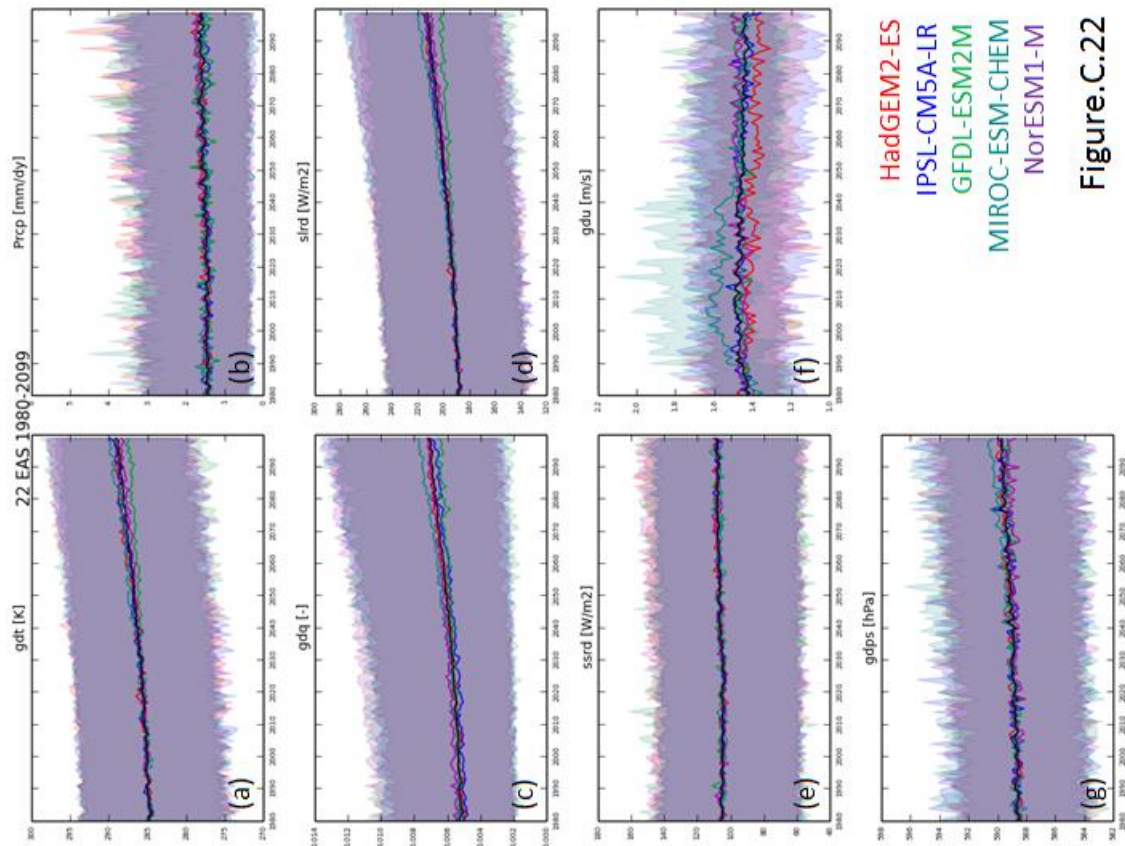


Figure.C.22

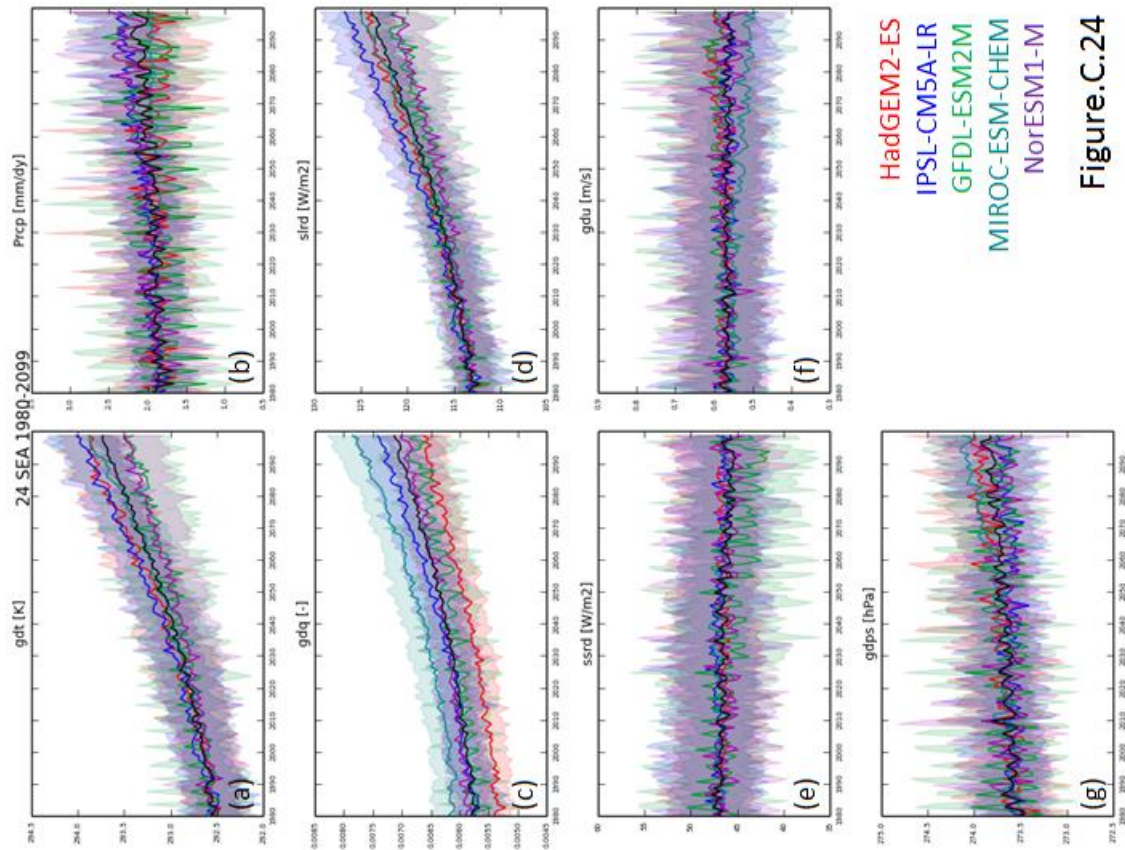


Figure.C.23

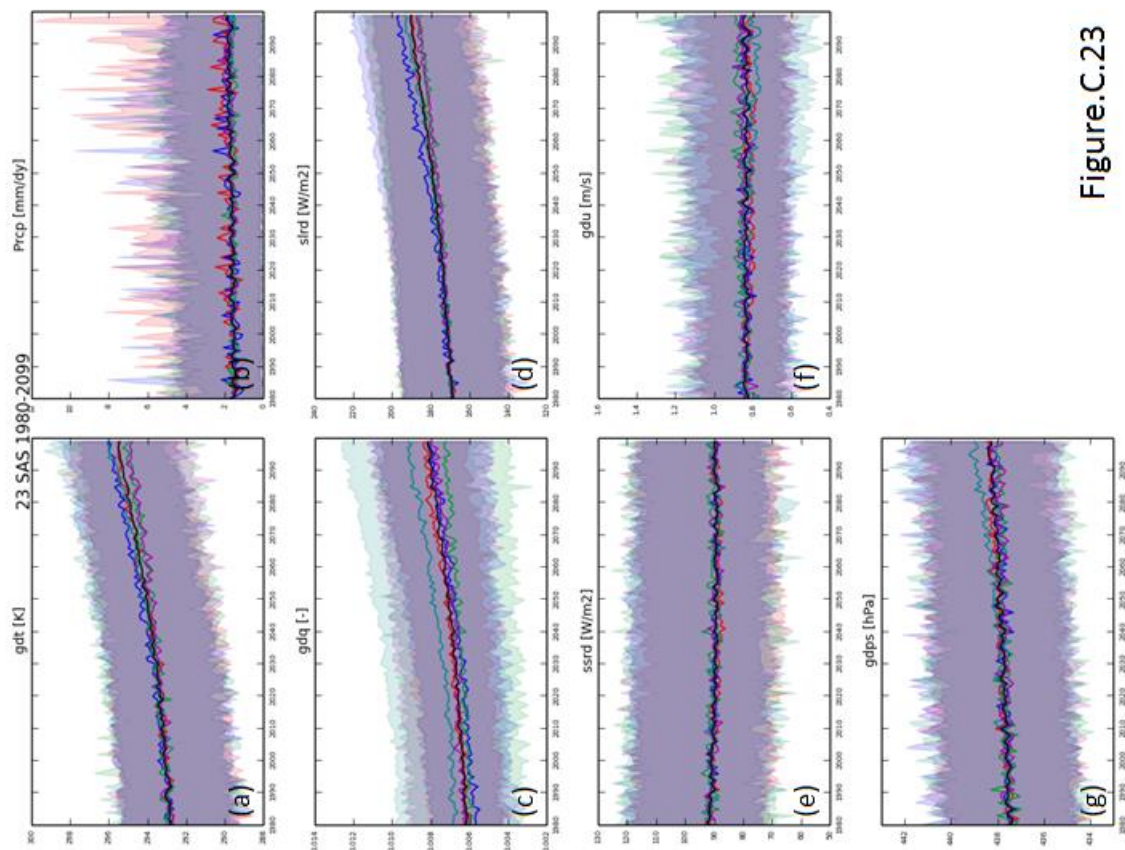
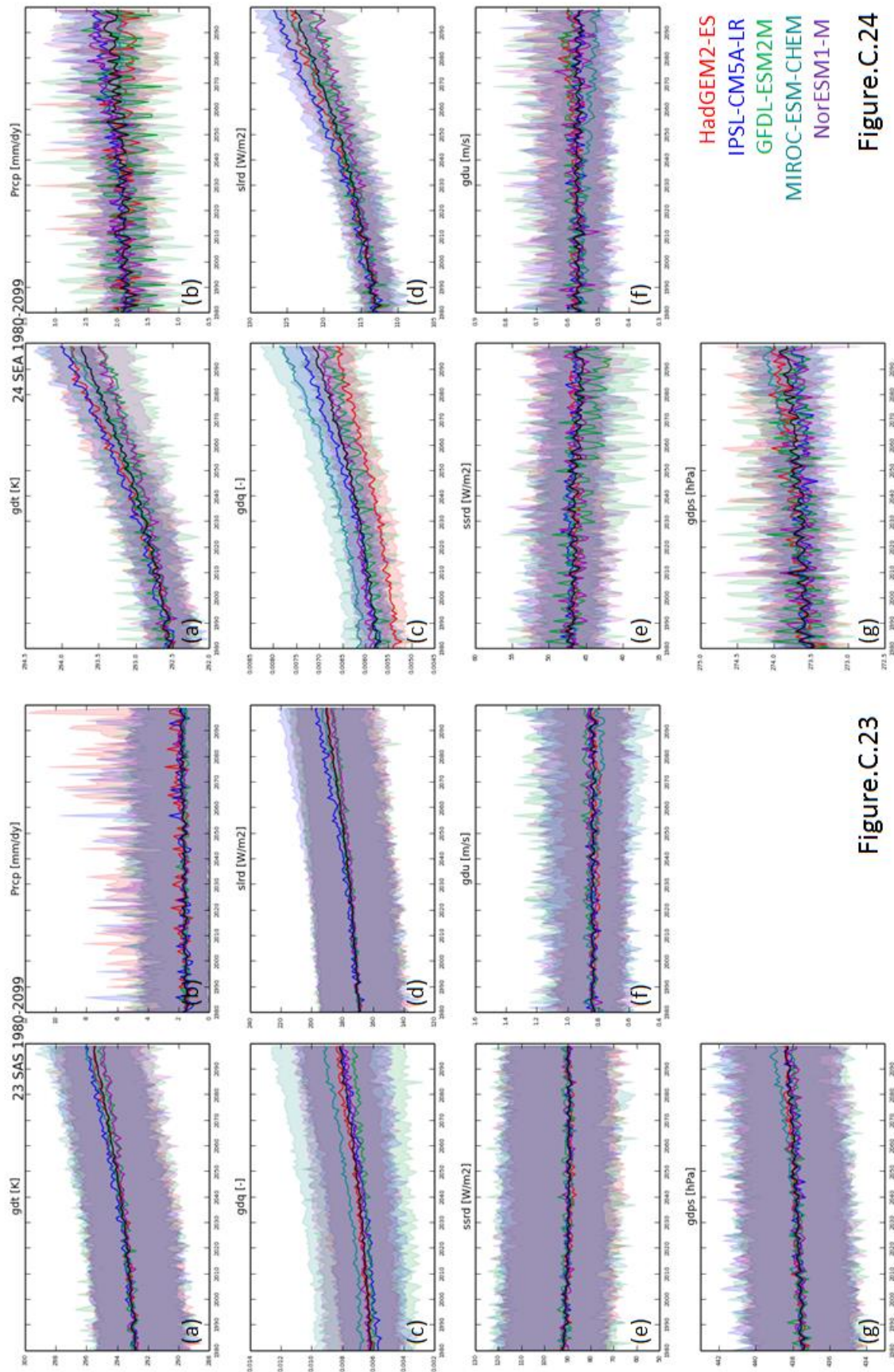


Figure.C.24





## 参考文献

- Alcamo J, Döll P, Henrichs T, Kaspar F, Lehner B, Rösch T and Siebert S: Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability Hydrol. Sci. J. 48 317-338, 2003
- Alcamo, J., M. Flörke and M. Marker: Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climatic changes, Hydrological Sciences Journal, 52:2, 2007
- Andreadis, K. M., E. A. Clark, A. W. Wood, A. F. Hamlet and D. P. Lettenmaier: Twentieth-century drought in the conterminous United States, J. Hydrometeorol., 6, 2005.
- Beniston, M., et al.: Current and future extreme climatic events in Europe: Observation and modeling studies conducted within the EU PRUDENCE project, Clim. Change, 81, 71-95, doi:10.1007/s10584-006-9226-z., 2007
- Birkel, C.: Temporal and Spatial Variability of Drought Indices in Costa Rica, Master's thesis, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Germany, 2005.
- Bentsen et al. : The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation, 2012
- Blenkinsop, S., and H. J. Fowler: Changes in European drought characteristics projected by the PRUDENCE regional climate models, Int. J. Climatol., 27, 1595-1610, doi:10.1002/joc.1538., 2007
- Briffa, K. R., P. D. Jones, and M. Hulme : Summer moisture variability across Europe, 1892–1991: an analysis based on the Palmer drought severity index. International Journal of Climatology, 14.5, 1994
- Burke, E.J., and S.J. Brown : Evaluating uncertainties in the projection of future drought. Journal of Hydrometeorology, 9(2), 2008

Calanca, P. :, Climate change and drought occurrence in the Alpine region: How severe are becoming the extremes?, *Global Planet. Change*, 57, 151?160, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.001., 2007

Crutzen, P. J. : Geology of mankind, *Nature*, 415, 2002

Chao, B. F., Y. H. Wu and Y. S. Li : Impact of Artificial Reservoir Water Impoundment on Global Sea Level, *science* Vol.320, 2008

Christensen, J.H., et al.: Regional climate projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007.

Corzo Perez G A, van Huijgevoort M H J, Vos F and van Lanen H A J : On the spatio-temporal analysis of hydrological droughts from global hydrological models *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15 2963?78, 2011

Corzo-Perez, G. A., Van Lanen, H. A. J., Bertrand, N., Chen, C., Clark, D., Folwell, S., Gosling, S. N., Hanasaki, N., Heinke, J., and Vos, F.: Drought at the global scale in the 21st Century, Tech. Rep. 43, EU WATCH (Water and global Change) project, available at: [www.eu-watch.org](http://www.eu-watch.org), last access: 1 March 2012, 2011. 7704, 7705, 7718, 7719

Dai, A., Trenberth, K., and Qian, T.: A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: relationship with soil moisture and effects of surface warming, *J. Hydrometeorol.*, 5, 1117-1130, 2004. 7704

Dai, A. : Drought under global warming: a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, Vol.2, 2011

Debel, B., R. Srinivasan and J. Y. Parlange : Accuracy evaluation of weather data generation and disaggregation methods at finer timescales. *Advances in Water Resources*, 30, 2007

- Dirmeyer, P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki, GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 2006.
- Döll, P., and S. Siebert : Global modeling of irrigation water requirements, *Water Resour. Res.*, 38, , 2002.
- Döll, P., K. Fiedler, and J. Zhang : Global-scale analysis of river flow alterations due to water withdrawals and reservoirs, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2413–2432, 2009
- Döll, P., and H. M. Schmied : How is the impact of climate change on river flow regimes related to the impact on mean annual runoff? A global-scale analysis. *Environ. Res. Lett.* **7** 014037, 2012
- Döll, P., Zhang, J.: Impact of climate change on freshwater ecosystems: a global-scale analysis of ecologically relevant river flow alterations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14 (5), 783-799., 2010
- Döll P, Kaspar F and Lehner B : A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation *J. Hydrol.* 270 105?34, 2003
- Douglas, E. M., et al. : Changes in moisture and energy fluxes due to agricultural land use and irrigation in the Indian Monsoon Belt. *Geophysical research letters*, Vol.33, 2006
- Dufresne et al., : Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5 ,2013
- Dunne et al. : GFDL's ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part I: Physical Formulation and Baseline Simulation Characteristics, 2012
- EM-DAT: the Emergency Disasters Data Base (EM-DAT) of the Office of US Foreign Disaster Assistance / Centre for Research on Epidemiology of Disasters International Disaster Database (available online at <http://www.em-dat.net>)

Engeland, K., Hisdal, H., and Frigessi, A.: Practical Extreme Value Modelling of Hydrological Floods and Droughts: A Case Study, *Extremes*, 7, 2004.

FAO : AQUASTAT.

( Available from <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm> )

Falkenmark, M., J. Lundqvist and C. Widstrand : Macro-scale water scarcity requires micro-scale approaches. *NATURAL RESOURCES FORUM*, 1989

Fargason, I. M. and R. M. Maxwell : Hydrologic and land–energy feedbacks of agricultural water management practices. *Environ. Res. Lett.* Vol.6, 2011

Feyen, L. and R. Dankers.: Impact of global warming on streamflow drought in Europe, *J. Geophys. Res.*, Vol.114, D17116, 2009

Fekete, B. M., et al. : Millennium Ecosystem Assessment scenario drivers (1970 – 2050): Climate and hydrological alterations. *Global Biogeochemical Cycles*, Vol.24, 2010

Fischer, E. M., U. Beyerle, and R. Knutti : Robust spatially aggregated projections of climate extremes. *Nature Climate Change*, 3.12, 2013

Fleig A K, Tallaksen L M, Hisdal H and Hannah D M : Regional hydrological drought in north-western Europe: linking a new Regional Drought Area Index with weather types, *Hydrol. Process.* 25 1163-79, 2011

Freydank, K., and S. Siebert, Towards mapping the extent of irrigation in the last century: time series of irrigated area per country, *Frankfurt Hydrology Paper-08*, 2008.

Fung, F., Lopez, A., New, M.,: Water availability in +2 degrees C and +4 degrees C worlds. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 369 (1934), 99-116., 2011.

Giorgi, F., et al. : A Regional Model Study of the Importance of Local versus Remote Controls of the 1988 Drought and the 1993 Flood over the Central United States. *Journal of Climate*, Vol.9, 1996



Giorgi, F., et al. : Higher hydroclimatic intensity with global warming. *Journal of Climate*, 24.20, 2011

Global Runoff Data Center : GRDC.

(Available from [http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage\\_node.html](http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html))

Gosling S N, Taylor R G, Arnell N W and Todd M C 2011 A comparative analysis of projected impacts of climate change on river runoff from global and catchment-scale hydrological models *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15 279-94

Haddeland, I., D. P. Lettenmaier, and T. Skaugen, Effects of irrigation on the water and energy balances of the colorado and mekong river basins, *J. Hydrol.*, 324, 210–223, 2006a.

Haddeland, I., T. Skaugen, and D. P. Lettenmaier, Anthropogenic impacts on continental surface water fluxes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08,406, 2006b.

Haddeland, I., et al., Multi-Model Estimate of the Global Terrestrial Water Balance: Setup and First Results, *J. Hydrometeor.*, In Print, 2011.

Haddeland, Ingjerd, et al. : Global water resources affected by human interventions and climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111.9, 2014

Hanasaki, N., S. Kanae, and T. Oki : A reservoir operation scheme for global river routing models, *J. Hydrol.*, 327, 22–41, 2006.

Hanasaki, N., et al. : An integrated model for the assessment of global water resour. – part 1: Model description and input meteorological forcing, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 1007–1025, 2008a.

Hanasaki, N., et al. : An integrated model for the assessment of global water resour. – part 2: Applications and assessments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 1027–1037, 2008b.

Hanasaki, N., T. Inuzuka, S. Kanae, and T. Oki : An estimation of global virtual water flow and sources of water withdrawal for major crops and livestock products using a global hydrological model, *J. Hydrol.*, 384, 232–244, 2010.

Hanasaki, N., et al. : A global water scarcity assessment under Shared Socio-economic Pathways – Part 1: Water use. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol.17, 2013

Hanasaki, N., et al. : A global water scarcity assessment under Shared Socio-economic Pathways – Part 2: Water availability and scarcity. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol.17, 2013

Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy. "Perception of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109.37, 2012

Hempel, S., K. Frieler, L. Warszawski, J. Schewe, and F. Piontek : A trend-preserving bias correction – the ISI-MIP approach. *Earth Syst. Dynam.*, 4, 2013

Haerter, J. O., et al. : Climate model bias correction and the role of timescales, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2011

Hirabayashi, Y., S. Kanae, I. Struthers, and T. Oki, A 100-year (1901–2000) global retrospective estimation of the terrestrial water cycle, *J. Geophys. Res.*, 110, D19,101, 2005.

Hirabayashi, Y., S. Kanae, S. Emori, T. Oki and M. Kimoto : Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate, *Hydrological Sciences Journal*, 53:4, 2008

Hirabayashi, Y., et al. Global flood risk under climate change. *Nature Climate Change* 3.9, 2013

Hisdal, H., Stahl, K., Tallaksen, L. M., and Demuth, S.: Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent?, *Int. J. Climatol.*, 21, 2001.

Hisdal, H. and L. M. Tallaksen : Estimation of regional meteorological and hydrological drought characteristics: a case study for Denmark. *Journal of Hydrology*, 281, 2003

Hisdal, H., et al.: Hydrological drought characteristics, in: *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*, edited by: Tallaksen, L. M. and Van Lanen, H., *Developments in Water Science* 48, Elsevier Science B.V, 2004.

ICOLD, World Register of Dams, ICOLD, Paris, France, 1998.

ICOLD, World Register of Dams, ICOLD, Paris, France, 2003.

ICOLD, World Register of Dams, ICOLD, Paris, France, 2009.

IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp., 2013

IPCC : Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)], 2012

Jones et al.: The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations ,2011

Kaznowska, E. and Banasik, K.: Streamflow droughts and probability of their occurrence in a small agricultural catchment, *Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW – Land Reclamation*, No. 43, 2011.

Kim, D.-W., Byun, H.-R., Choi, K.-S., and Oh, S.-B.: A spatiotemporal analysis of historical droughts in Korea, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 50, 2011.

- Kim, H., P. J.-F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae, Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17,402, 2009.
- Kim, H. : Role of Rivers in the Spatiotemporal Variations of Terrestrial Hydrological Circulation. Ph.D. thesis, The University of Tokyo, Japan, 2010
- Kundzewicz, Z.W. et al.: Freshwater resources and their management. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007
- Kriegler, E., et al. : The need for and use of socio-economic scenarios for climate change analysis: A new approach based on shared socio-economic pathways. *Global Environmental Change*, Vol.22, 2012
- Lambert, S. J. and J. C. Fyfe : Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. *Climate Dynamics*, 2006.
- Lehner, B., and P. Döll : Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*, Vol.296, 2004
- Lehner, B., P. Döll, J. Alcamo, H. Henrichs and F. Kaspar : Estimating the impact of global change on flood and drought risks in Europe: a continental, integrated analysis. *Climatic Change* 75(3), 2006.
- Lowe, P.R. and J.M. Ficke : The computation of saturation vapor pressure. Tech. Paper No. 4-74, Environmental Prediction Research Facility, Naval Postgraduate School, Monterey, 1974
- Micklin, P. : The Aral Sea disaster. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 2007
- Milly, P. C. D., K. A. Dunne and A. V. Vecchia : Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, Vol 438, 2005
- Mishra, A. K. and V. P. Singh : A review of drought concept. *Journal of Hydrology*, 391, 2010

Moss, R. et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. Nature 463, 2010.

Nakicenovic N, Davidson O, Davis G, Grubler A, Kram T, Rovere ELL, Metz B, Morita T, Pepper W, Pitcher H, Sankovski A, Shukla P, Swart R, Watson R, Dadi Z : Emissions scenarios?summary for policymakers. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 2000

Nilsson, C., C. A. Reidy, M. Dynesius, and C. Revenga, Fragmentation and Flow Regulation of the World's Large River Systems. Science, 308, 405–408, 2005.

Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval, A 53-year forcing data set for land surface models, J. Geophys. Res., 110, D06,116, 2005

Nohara, D., A. Kitoh, M. Hosaka and T. Oki : Impact of Climate Change on River Discharge Projected by Multimodel Ensemble. Journal of Hydrometeorology, Vol.7, 2006

Oki, T., and Y. Sud, Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network, Earth Interac., 2, 1–37, 1998.

O'Neill, B. C., et al. : A new scenario framework for climate change research: the concept of shared socioeconomic pathways. This article is part of the Special Issue on “ A Framework for the Development of New Socioeconomic Scenarios for Climate Change Research ” edited by Nebojsa Nakicenovic, Robert Lempert, and Anthony Janetos. 2012

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, et al., The JRA-25 Reanalysis, J. Meteor. Soc. Japan, 85, 2007.

Orlowsky, B., Seneviratne, S.I.: Elusive drought: uncertainty in observed trends and short- and long-term CMIP5 projections. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17 (5), 1765–1781. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-17-1765-2013>, 2013

Palmer, W.: Meteorological drought, US Weather Bureau Research Paper, No. 45, 58 pp., Washington D.C, USA, 1965. 7704

- Pandey, R., Mishra, S., Singh, R., and Ramasastri, K.: Streamflow Drought Severity Analysis of Betwa River System (India), *Water Resour. Manag.*, 22, 2008.
- Piani, C., et al.: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models, *J. Hydrol.*, 395, 199–215, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.024, 2010.
- Pokhrel, Y., N., et al. Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model, *J. Hydrometeorol.*, 2011
- Prudhomme, C., Parry, S., Hannaford, J., Clark, D. B., Hagemann, S., and Voss, F.: How well do large-scale models reproduce regional hydrological extremes in Europe?, *J. Hydrometeorol.*, 12, 1181–1204, doi:10.1175/2011JHM1387.1, 7703, 7704, 2011.
- Roald, L.A., Wesselink, A.J., Arnell, N.W., Dixon, J.M., Rees, H.G., Andrews, A.J. : European Water Archive. In: *Flow Regimes from International Experimental and Network Data (FRIEND)*, vol. 1, Gustard A (ed.). Institute of Hydrology: Wallingford: 7-20., 1993
- Rodell, M., I. Velicogna, and J. Famiglietti : Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460, 999-1002, 2009
- Rudolf, B., and U. Schneider, Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations, in *Proceedings of the 2nd workshop of the international precipitation working group IPWG*, Monterey, October 2004, 2005.
- Schewe, J., et al. : Multimodel assessment of water scarcity under climate change, *Proc Natl Acad Sci*, 2013
- Sheffield, J. and Wood, F.: Characteristics of global and regional drought, 1950-2000: analysis of soil moisture data from off-line simulation of the terrestrial hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, 112, D17115, doi:10.1029/2006JD008288, 2007.



- Sheffield, J. and E. F. Wood: Global drought in the 20th and 21st centuries: analysis of retrospective simulations and future projections of soil moisture, Ph.D. thesis, Wageningen University, The Netherlands, 2008a [書籍]
- Sheffield J. and E. F. Wood : Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Clim Dyn*, Vol.31, 2008b
- Sheffield, J., Andreadis, K., Wood, E., and Lettenmaier, D.: Global and continental drought in the second half of the twentieth century: severity-Area-Duration analysis and temporal variability of large-scale events, *J. Climate*, 22, 1962-1981, 2009. 7704
- Sheffield, J. and Wood, E. F.: Drought: Past Problems and Future Scenarios, Earthscan, London, 2011. 7703
- Shiogama, H., et al. observational constraints indicate risk of drying in the Amazon basin. *Nature communications*, 2 253, 2011
- Siebert, S., P. Doll, S. Feick, J. Hoogeveen, and K. Frenken, Global map of irrigation areas version 4.0. 1, University of Frankfurt (Main), Germany, and FAO, Rome, Italy, 2007.
- Soule P T and Yin Z Y 1995 Short- to long-term trends in hydrologic drought conditions in the contiguous United States *Clim. Res.* 5 14957
- Stacke, T., and S. Hagemann, : Development and validation of a global dynamical wetlands extent scheme. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol.16, 2012
- Stahl, K.: Hydrological Drought – a Study across Europe, Ph.D. thesis, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Germany, 2001
- Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe, Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global Planet. Change*, 38, 2003
- Tang, Q. and D. P. Lettenmaier : 21st century runoff sensitivities of major global river basins. *Geophysical Research Letters*, Vol.39, 2012

- Tallaksen, L. M., Madsen, H., and Clausen, B.: On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume, *Hydrolog. Sci. J.*, 42, 1997.
- Tallaksen, L. M., Hisdal, H., and van Lanen, H. A. J.: Space-time modelling of catchment scale drought characteristics, *J. Hydrol.*, 375, 2009.
- Tate, E. L. and Freeman, S. N.: Three modelling approaches for seasonal streamflow droughts in southern Africa: the use of censored data, *Hydrolog. Sci. J.*, 45, 2000.
- Tetens, O., 1930. fiber einige Meteorologische Begriffe. *Z. Geophys.*, 6: 2977309
- Trenberth, K. E., C. J. Guillemot : Physical Processes Involved in the 1988 Drought and 1993 Floods in North America. *J. Climate*, Vol.9, 1996
- Trenberth K E, A. Dai, R. M. Rasmussen and D. B. Parsons : The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 84 1205–17, 2003
- United Nations: Humanitarian requirements for the Horn of Africa drought 2011, Tech. rep., Office for the Coordination of Humanitarian Affairs (OCHA), New York and Geneva., 2011.
- USGS, GTOPO30 Global Digital Elevation Model (DEM), 1996.
- Van Lanen, H. A. J., et al.: Flow Generating Processes, in: *Hydrological Drought, Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*, edited by: Tallaksen, L. M. and Van Lanen, H. A. J., *Development in Water Science* 48, Elsevier Science B.V., 53–96, 2004.
- Van Loon, A. F., and H. A. J. Van Lanen : A process-based typology of hydrological drought. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 2012
- Vörösmarty CJ, Green P, Salisbury J and Lammers RB : Global water resources: Vulnerability from climate change and population growth. *Science*, Vol.289, 2000.

- Wada, Y., et al., L. P. H. van Beek and M. F. P. Bierkens : Modelling global water stress of the recent past: on the relative importance of trends in water demand and climate variability. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2011
- Wada, Y., et al. : Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. *Environ. Res. Lett.* Vol.8, 2013
- Wang GL. Agricultural drought in a future climate: results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment. *Clim Dyn* 2005,
- Watanabe et al. : MIROC-ESM: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments, 2011
- Weedon, G., et al. : Creation of the watch forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century, *J. Hydrometeorol.*, 12, 2011
- Weiss, M., M. Florke, L. Menzel, and J. Alcamo (2007), Model-based scenarios of Mediterranean droughts, *Adv. Geosci.*, 12, 145?151.
- Wilhite, D. A., et al. : Planning for Drought: Moving from Crisis to Risk Management. *Journal of the American Water Resources Association*, Vol.36, 2000
- Wilhite, D. A., M. D. Svoboda and M. J. Hayes : Understanding the complex impacts of drought: A key to enhancing drought mitigation and preparedness. *Water Resour Manage*, Vol.21, 2007
- Wilhite, D. A. and M. H. Glantz : Understanding: the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water International*, 10:3, 111-120, 1985
- Willett, K. M., N. P. Gillett, P. D. Jones and P. W. Thorne : Attribution of observed surface humidity change to human influence. *Nature* 449, 2007

- Wisser, D., B. M. Fekete, C. J. Vörösmarty, and A. H. Schumann : Reconstructing 20th century global hydrography: a contribution to the Global Terrestrial Network-Hydrology (GTN-H). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1–24, 2010
- Wong, W. K., S. Beldring, T. Engen-Skaugen, I. Haddeland, and H. Hisdal : Climate Change Effects on Spatiotemporal Patterns of Hydroclimatological Summer Droughts in Norway, *J. Hydrometeorol.*, 12, 2011.
- Wu, Y. and J. Chen : An Operation-Based Scheme for a Multiyear and Multipurpose Reservoir to Enhance Macroscale Hydrologic Models. *Journal of Hydrometeorology*, Vol.13, 2012
- Yevjevich, Vujica. An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. Fort Collins: Colorado State University, 1967.
- Zalasiewicz, J., et al. : Are we now living in the Anthropocene?, *GSA Today*: v. 18, no. 2, doi: 10.1130/GSAT01802A.1, 2008
- Zengchao Hao, Amir AghaKouchak, Navid Nakhjiri & Alireza Farahmand: Global integrated drought monitoring and prediction system, *Scientific Data* 1, Article number: 140001 ?doi:10.1038/sdata.2014.
- 小槻峻司, 田中賢治, 小尻利治, 浜口俊雄: 灌漑を考慮した陸域水循環モデルの構築. 水工学論文集, 第 55 巻, 2011
- 近藤純正編書 : 水環境の気象学、朝倉書店、1994.
- 本間隆嗣、秋元圭吾、徳重功子、和田謙一 : 社会経済要因の分析に基づいた将来の社会経済シナリオの策定、第 27 回エネルギーシステム・経済・環境コンファレンス、2011.



## 謝辞

芳村圭先生には本研究の主査としてご指導を賜りました。3年半の博士課程の中で、テクニカルな面はもちろん、研究の進め方や考え方を教わりました。研究に集中出来る環境を提供して頂き、また研究のみならず様々な面からご指導して頂きました。決して順風満帆とは言えない研究生活でしたが、芳村先生の言葉を糧に最後まで続けることが出来たと思っています。力強く背中を押し続けて頂いた事、心から感謝いたします。

沖大幹先生には副査に加え修士から5年間半ご指導頂きました。厳しいご意見も含めて多くの助言を頂き、研究を良い物にする事が出来ました。沖先生のもとで、問題のとらえ方やものの見方など、広く重要な事を学ぶ事が出来ました。沖研にて、多くの成長のチャンスを与えて頂きました事、厚く御礼申し上げます。

古米弘明先生、渡部雅浩先生、竹内渉先生、平林由希子先生には副査として本論文の審査をして頂きました。中間発表、二度の予備審査や個別にご説明に伺った際に貴重なアドバイスを頂きました。新しい視点からのご意見の数々は大変勉強になりました。いただいたご意見はぜひ今後の研究にも反映させたいと考えています。ご指導誠にありがとうございました。

Hyungjun さんには公私に渡り沢山のアドバイスを頂きました。研究の問題設定に当たっては重要な意見をもらい、何より、解析に関するテクニカルな面で本当に多くご助力頂きました。人間活動モデルの開発者である花崎さんと Polhrel さんのこれまでのご尽力おかげで今回の数値実験を行うことが出来ました。モデルを扱うにあたり、お二人には何度も相談させて頂きましたし、度々気にかけて頂きました。どうもありがとうございました。

沖研究室の生活の中で多くの方々のお世話になりました。スタッフ方々にはご自身の経験や研究の話をいろいろ教えて頂き刺激を受けました。また本研究に対して多くのコメントを頂きました。どうもありがとうございました。沖研と芳村研の秘書さんのサポートのおかげで研究に集中することが出来ました。先輩達には研究の仕方を教わりましたし、何度も相談にのってもらいました。一緒に沖研に来た同期達にも感謝しています。また、自分が先輩と言う立場に立ったことで後輩のみなさんにいろいろ学ばせてもらい、逆に優秀な後輩の皆さんから教わる事も多かったです。研究室メンバーのみなさんと一緒に輪読したり勉強会をしたり、コーヒールームで作業をしたのが良い思い出です。みなさんのおかげで楽しく実りの多い研究生活を送ることが出来ました。ありがとうございます。

私の夢を応援して好きにやらせてくれた両親に感謝しています。弟の智亮とはいつか共同で研究が出来る事を楽しみにしています。暖かく見守って下さった森田のお義父さん、お義母さん、妹の晶子に感謝します。そして最後に、苦勞と心配をかけてばかりだけれど私の選択を理解し応援し続けてくれる妻の智子に心から感謝しています。

2014 年 8 月 29 日

佐藤雄亮

