

熱帯泥炭湿地林域の地下水環境へ及ぼす気候変動の影響評価と 排水路管理方策の検討

Impact Assessment of Groundwater Level in a Tropical Peat Swamp Forest Area by Climate Change and Rehabilitation of Agricultural Drainage Canal

神田亜希子⁽¹⁾・城戸由能⁽²⁾・中北英一・峠嘉哉⁽³⁾・平野高司⁽⁴⁾

Akiko KANDA⁽¹⁾, Yoshinobu KIDO⁽²⁾, Eiichi NAKAKITA, Yoshiya TOUGE⁽³⁾ and Takashi Hirano⁽⁴⁾

(1) 東京都

(2) 愛知工業大学 工学部土木工学科

(3) 東北大学 工学研究科

(4) 北海道大学 農学研究院

(1) Tokyo Metropolitan Government, Japan

(2) Department of Civil Engineering, Aichi Institute of Technology, Japan

(3) Graduate School of Engineering, Tohoku University, Japan

(4) Research Faculty of Agriculture, Hokkaido University, Japan

Synopsis

In 1980s, 'Mega Rice Project' for expanded agricultural production was planned in Indonesia, and many drainage canals have been constructed for irrigation and drainage of tropical swamp peatland in Kalimantan Island. However, as the result of groundwater level drawdown in the drained swamp peat-land, huge amount of carbon dioxide was emitted by forest fires and soil degradations.

In this area, it is expected that precipitation, temperature and rainy season period will change in the future and that will affect the groundwater level. In order to evaluate the effect of climate change quantitatively, in this study, two-dimensional groundwater flow model related with river flow and land surface process was integrated. Results of groundwater level simulation suggest the conservation of the hydrological environment and CO₂ emission reduction in tropical swamp peatland by canal water level management, fire fighting and tree planting.

キーワード: 中央カリマンタン, 熱帯泥炭湿地林, 地下水流動解析, 陸面過程モデル, 気候変動

Keywords: Central Kalimantan in Indonesia, tropical peat swamp forest, groundwater flow analysis, land surface model, climate change

1. はじめに

1980年代, インドネシア・カリマンタン島では農業生産拡大と開拓民移住を目的としたメガライスプ

ロジェクトが実施され, 灌漑や熱帯泥炭湿地の排水のため人工排水路が造成された。排水された泥炭湿地では地下水位の低下が進行し, 森林火災拡大や土壌分解による二酸化炭素の大量排出が地球規模の間

題となっている。泥炭湿地の地下水位を回復させるため、排水路中にダムや水門を設置するといった水位管理方法が検討されており、効率の良い対策を立てるには地下水位の変化を定量的に評価することが必要不可欠である。カリマンタン島の熱帯泥炭湿地林における地下水位低下は近年実態が明らかになり始めたばかりで、定量的評価はまだ十分行われていない。また気候変動に伴う温暖化現象の影響により降水量や降水時期、気温等の変化が予測されており、これらが対象地域の地下水環境へ及ぼす影響も懸念される。

そこで本研究では、対象領域付近の降水量や河川水位等の観測データを基に、将来気候下における地下水位変動を定量的に評価するための基礎的な検討を行った。

2. 対象領域

インドネシア・中央カリマンタン州を流れるカハヤン川とセバングウ川を含む南北55km、東西46kmを主要な解析対象領域とした。二つの河川の間にはドーム状の泥炭湿地林が存在し、メガライズプロジェクトにより両河川を結ぶカランパンガン水路とタルナ水路が造成された[Fig. 1]。

3. 解析手法

本研究で用いた解析モデルとデータの流れを[Fig. 2]に示す。気候変動が地下水位へ及ぼす影響評価を行うため、地下水位評価領域より上流のカハヤン川・セバングウ川流域全体を含む範囲の水収支解析および流出解析を行った。全球大気モデルAGCM(Atmospheric General Circulation Model)によって出力された気象強制力を観測値で補正したものを

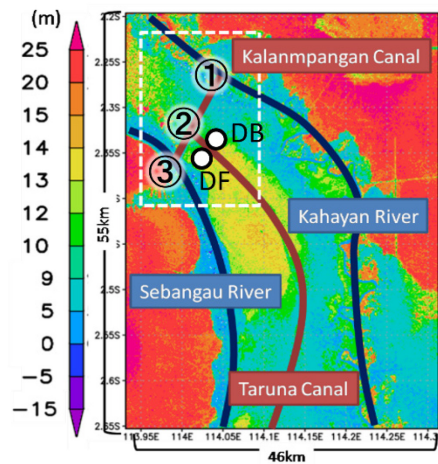


Fig. 1 Groundwater flow analysis area

陸面過程モデルSiBUCへ入力し、現在気候下と将来気候下における蒸発散量や流出量を求めた。SiBUCによる流出量を用いてKinematic Wave Modelで流出計算を行い、地下水位評価領域のカハヤン川・セバングウ川上流端における流量を算出した。その結果をDynamic Wave Modelの上流端境界条件、両河川の河口であるジャワ湾の潮汐データを下流端境界条件として、地下水位評価領域の河川・水路水位計算を行った。その際、降水量と集水面積を利用した合理式により、集水域からの表面流出による河川への横流入を考慮している。

本来はSiBUC-河川・水路流動モデル-地下水流動モデルの入出力は相互に関連しているため、接続した解析が必要であるが、本研究では、まず地下水への影響評価に着目したため、地下水モデルへの境界条件・入力値として陸面過程および上流域からの流出過程を設定しており、モデル間相互の水の入出力収支を確認したうえで地下水解析への入力条件としてデータをやりとりしている。

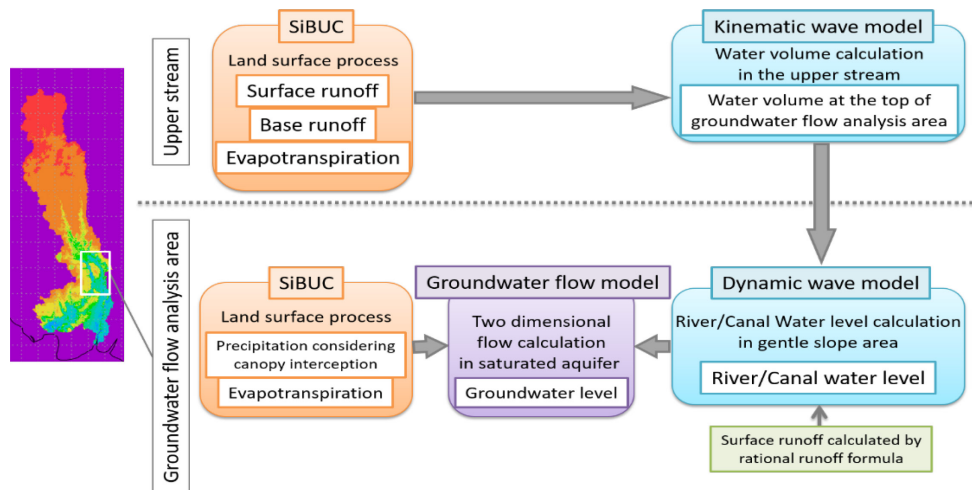


Fig. 2 Calculation method

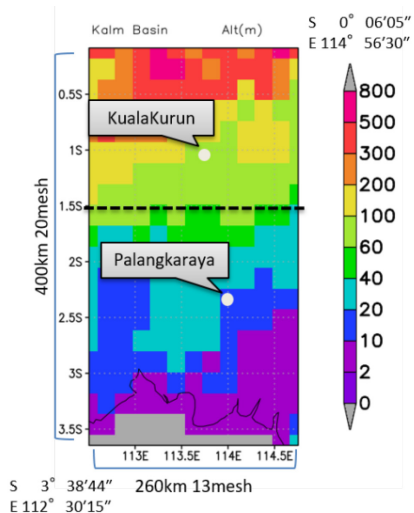


Fig. 3 Surface altitude

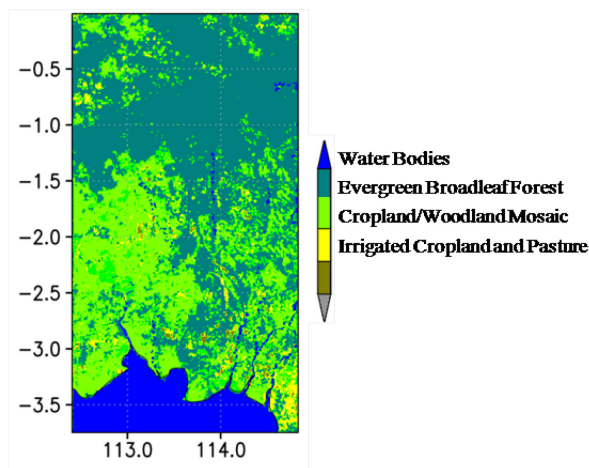


Fig. 4 Land use

3. 陸面過程モデルSiBUCを用いた水収支解析

カハン川、セバンガウ川の流域全体を含む計算領域を[Fig. 3]に示す。「南緯3度38分44秒、東経112度30分15秒」の地点を南西端、「南緯0度6分5秒、東経114度56分30秒」の地点を北東端として、空間解像度を20kmとした13×20のメッシュごとに計算している。また土地利用を[Fig. 4]に示す。

観測要素や観測頻度の少ない対象領域における解析を行うため、まずJRA55再解析データを用いてモデルのキャリブレーションを行った後、全球気候モデルによる現在・将来の気象強制力出力値を用いて地下水位の変動評価を行った。

3.1 使用した気象強制力

[Table 1]に示す気象強制力を用いて陸面過程モデルSiBUCによる水収支解析を行った。

JRA55は気象庁が公開している再解析データであり、全球1.25度解像度で全球の再解析データについて1958年以降、55年間分が提供されている。

MRI-AGCM3.2Sは、気象庁気象研究所で開発された超高解像度の全球大気モデルである。モデルの実験期間は現在気候実験（1979～2003）および21世紀末気候実験（2075～2099）であり、モデルの空間解像度は約20kmである。現在気候実験では全球観測値の海面水温分布を与えている。創生プログラムでは、将来気候シナリオでRCPシナリオ（Representative Concentration Pathways：代表的濃度パス、CO2濃度等の変化と土地利用変化に基づくシナリオ）より出力

Table 1 Input data

	JRA55	GCM Present	GCM Future (ensemble mean)	GCM Future c2 (cluster 2)
Data	1.25 degree lat/lon mesh data	MRI-AGCM3.2S SPA_m01	MRI-AGCM3.2S SFA_rcp85	MRI-AGCM3.2S SFA_rcp85_c2
Period	2001～2010	1979～2003	2075～2099	2075～2099
Precipitation	every 3 hours fcst_phy2m125 corrected by observed data	every 1 hour corrected by observed data	every 1 hour corrected by observed data	every 1 hour corrected by observed data
Temperature	every 6 hours anl_surf125 corrected by observed data	every 1 hour corrected by observed data	every 1 hour corrected by observed data	every 1 hour corrected by observed data
Pressure	every 6 hours anl_surf125	every 3 hours	every 3 hours	every 3 hours
Downward longwave radiation	every 3 hours fcst_phy2m125	every 3 hours	every 3 hours	every 3 hours
Downward shortwave radiation	every 3 hours fcst_phy2m125	every 3 hours	every 3 hours	every 3 hours
Wind velocity	every 6 hours anl_surf125	every 1 hour	every 1 hour	every 1 hour
Specific humidity	every 6 hours anl_surf125	every 3 hours	every 3 hours	every 3 hours

された全球海面水温分布を与えた計算結果が出力されている。本研究では、最悪のシナリオで地球温暖化が進行した場合の地下水環境への影響評価を行うため、RCPシナリオの中でも最悪シナリオであるRCP8.5を用いて計算した気候変動予測情報を利用している。また全球モデルでは、気候モデル間の不確実性について考慮するために、CMIP5における多数の大気海洋結合モデル間のSST変化パターンの違いを考慮したアンサンブル実験が行われている。クラスター分析により海面水温の将来変化パターンを3種類に分類し、それぞれを平均したもの(cluster1,2,3)とすべて平均したもの(Ensemble mean)合わせて4種類で実験が行われている。本研究では将来気候条件としてRCP8.5シナリオのアンサンブル平均を使用する他、エルニーニョの影響により地下水位低下リスクがより高まると予想されるクラスター2(以降の図中ではc2と表記)も用いて3.2以降の解析を行った。

3.2 観測値による気象強制力の補正

中央カリマンタンでは降水量と気温の観測が行わ

れており、それらを用いてJRA55データ、GCMデータの補正を行った。

降水量に関しては、カハヤン川中流のパランカラヤで1976~2010年、上流のカラクルンにおいて1981~2010年に観測が行われている。本研究では降水量と気温の観測データが共通して存在する2001~2010年の水収支解析を行うため、パランカラヤおよびカラクルンの同期間における観測値を利用し補正を行った。パランカラヤとカラクルンの中間地点で領域を南北に分割し、北側のJRA55降水量データにはカラクルン観測地点の降水量、南側のJRA55降水量データにはパランカラヤ観測地点の降水量を利用し補正した。

気温に関しては、Tjilik Riwut空港における2001~2010年の日平均気温データを用いて補正を行った。JRA55データは1.25度緯度経度格子、赤道直下のカリマンタンでは約150km解像度と粗いため、20km格子平均の標高値と気温減率を用いて空間的な内挿を行っている。

またJRA55の気圧データに関しても、気温と同様

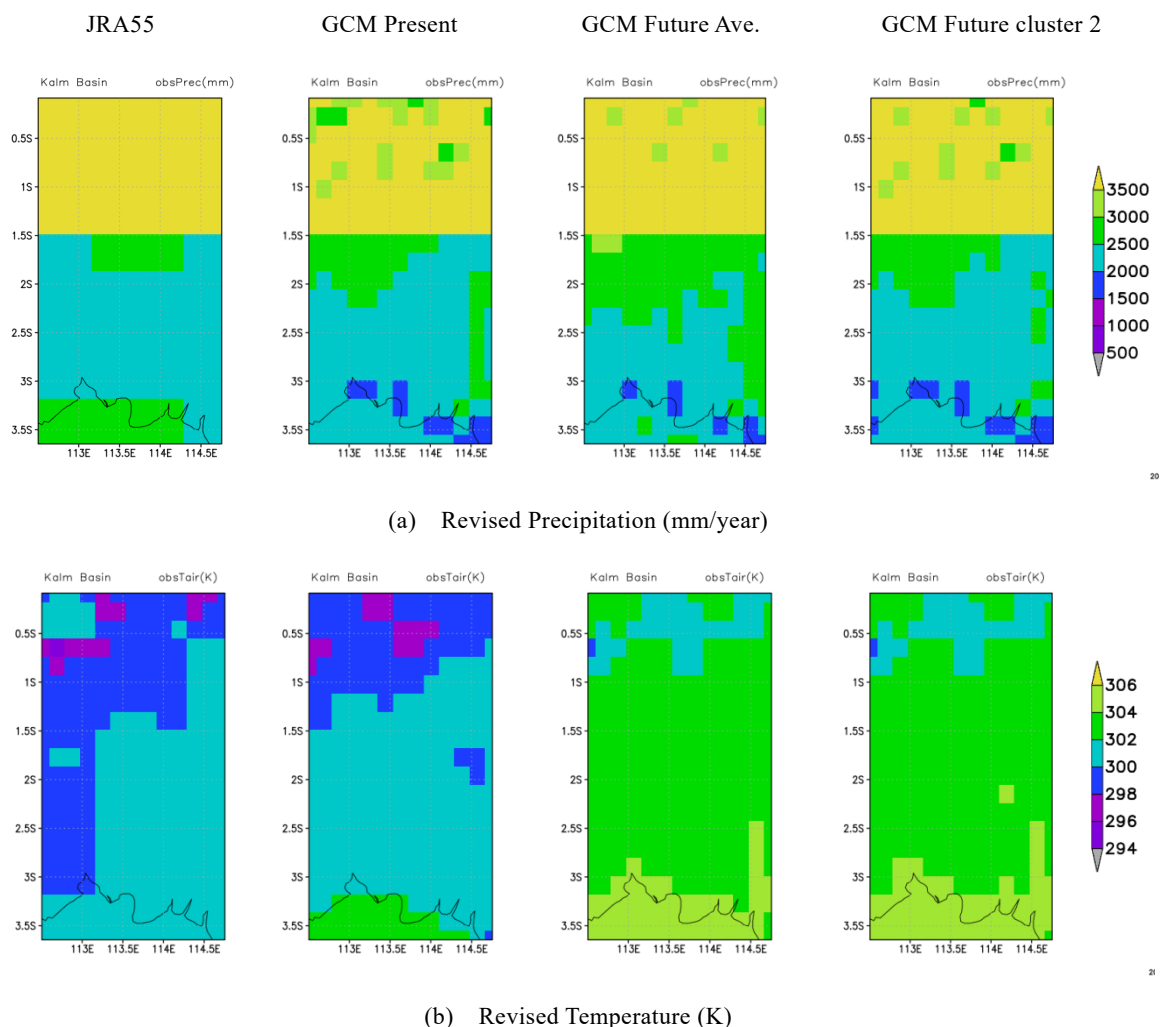


Fig. 5 Spatial distribution of input climate data

に20km解像度の標高値と気圧勾配を用いて空間的な内挿を行った。

本研究で使用した降水量、気温の空間分布を[Fig. 5]に、各計算期間における気象強制力7種の月平均値を[Fig. 6]に示す。なお[Fig. 6]のJRA55、およびGCMのデータは、計算領域のうち陸域における値の平均であり、比湿は100倍した値を示している。[Fig. 6](a)-1をみると、観測降水量はカハヤン川上流のカラクルンにおいてパランカラヤの2倍となっており、[Fig. 5](a)に示す補正後の降水量もカハヤン川の上流と下流で年間2000mm程度の差がみられる。また将来気候アンサンブル平均では現在気候よりも全ての期間において増加しており、年間総雨量では200mm程

度増加している。一方で、将来気候クラスター2では年間総雨量は現在気候と大きく変わらないものの、雨季の降水量が増加、乾季の降水量が減少しており、雨季と乾季がより極端になっていることが確認できる。気温に関しては、観測値がJRA55、GCM現在気候よりも高く、観測値の絶対値に合わせるような補正を行っているため、補正後のGCM現在と将来気候を比較すると一年を通して3°C高くなっている。またエルニーニョ型であるクラスター2では乾季終盤である9月に海面水温上昇の影響を受け高い値となっている。長波放射に関しては温室効果ガスの影響により、将来気候下において下向きの放射量が増加していると考えられる。

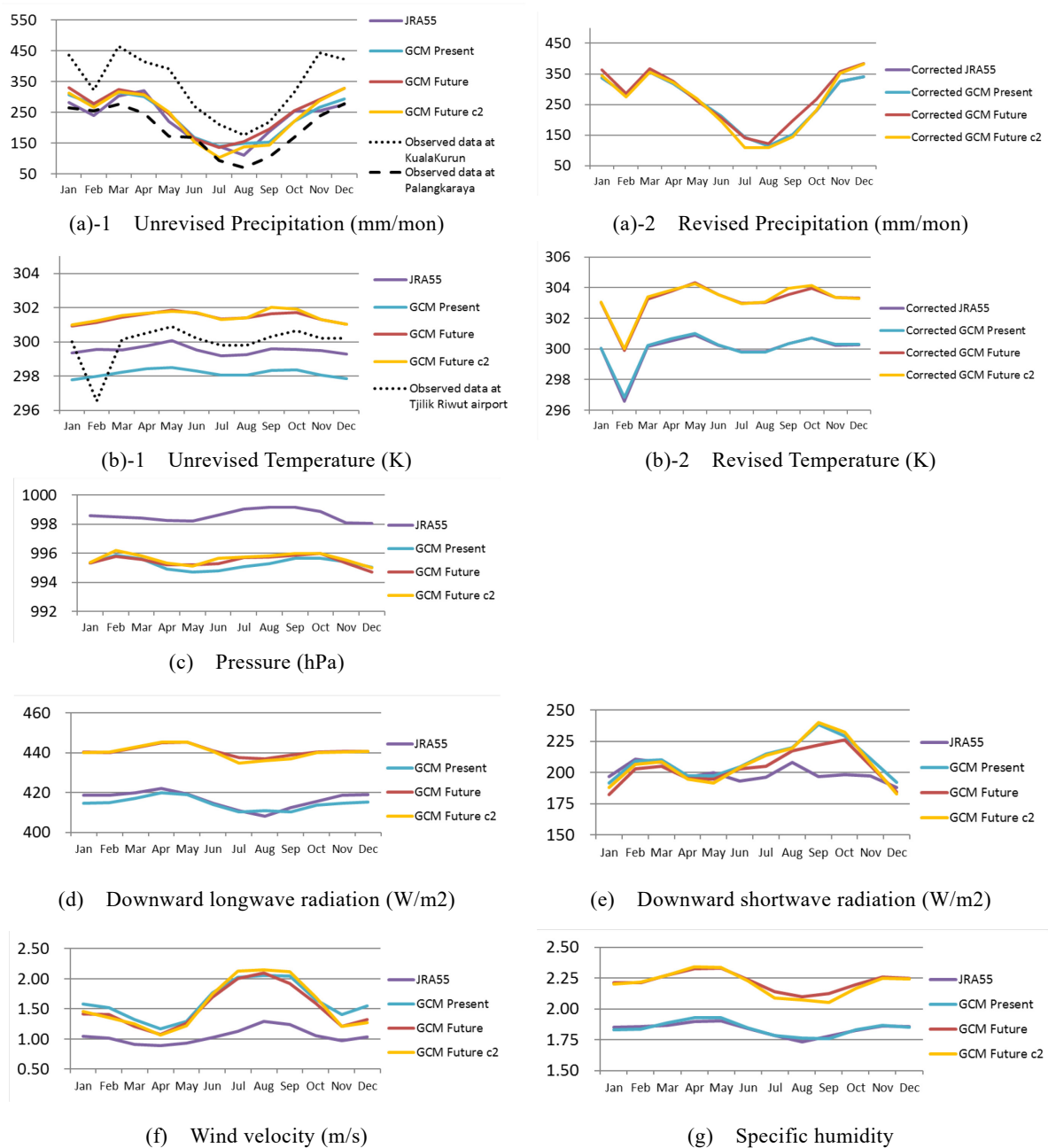


Fig. 6 Input climate data (monthly mean)

Table 2 Water balance of Kahayan basin upper than Palangkalaya observation point

	Precipitation	Precipitation considering canopy interception	Evapotranspiration	Surface runoff	Base runoff
2001~2005 ave.	3503	2754	1289	2092	63
	1.00	0.79	0.37	0.60	0.02
2001~2010 ave.	3550	2787	1292	2162	63
	1.00	0.79	0.36	0.61	0.02

※Upper : year average (mm), Lower : ratio when precipitation is 1

Table 3 Water balance (year average)

	Precipitation	Precipitation considering canopy interception	Evapotranspiration	Surface runoff	Base runoff
JRA55	3043	2353	1263	1658	63
2001~2010 ave.	1.00	0.77	0.42	0.54	0.02
GCM Present	3007	2181	1445	1478	65
1979~2003 ave.	1.00	0.73	0.48	0.49	0.02
GCM Future	3186	2340	1472	1629	64
2075~2099 ave.	1.00	0.73	0.46	0.51	0.02
GCM Future c2	3002	2193	1490	1428	65
2075~2099 ave.	1.00	0.73	0.50	0.48	0.02

※Upper : year average (mm/year), Lower : ration when precipitation is 1

3.3 水収支によるモデルの検証

3.2のJRA55データを用いて、陸面過程モデルSiBUCによる水収支解析を行った。辻らのカハヤン川流量観測に基づく水収支解析では、パラカラヤ観測所における2001~2005年の流出高は、観測降水量の62.8%であったことが報告されている。

[Table 2]にSiBUCによる、パラカラヤより上流のカハヤン川流域における降水量等の水文量の年平均値を示す。パラカラヤ観測所までのカハヤン川流域における2001~2005年の表面流出と基底流出を加えた全流出量は、降水量の62%という結果となり、辻らの観測に基づく水収支解析結果と整合性があると判断した。

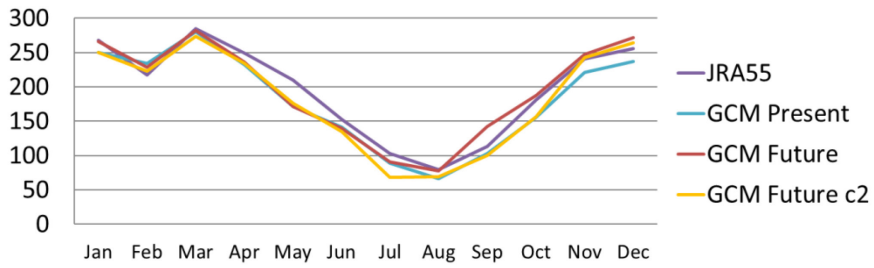
3.4 現在気候下および将来気候下における水収支解析

GCMの現在気候、アンサンブル平均将来気候、クラスター2将来気候を気象強制力としてSiBUCによる水収支解析を行い、年平均値とその割合を[Table 3], JRA55の10年分データ・GCMの25年分データ月別の平均値を[Fig. 7]に示す。JRA55とGCM現在を比較すると、年平均降水量は同程度にも関わらず、蒸発散量はGCM現在の方が200mm程度多くなっている。これはGCMの風速がJRA55と比較して弱いため、蒸発作用が強く働いたためと考えられる。

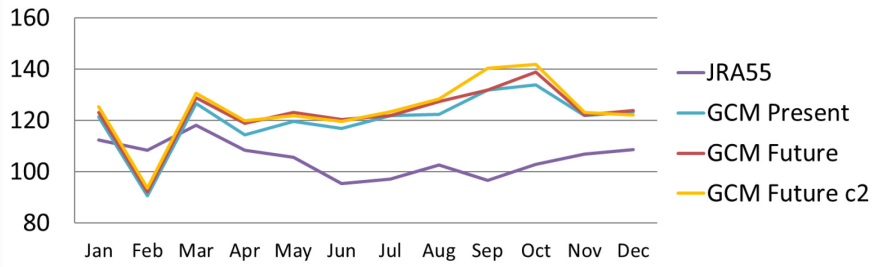
アンサンブル平均将来気候と現在気候を比較する

と、Kinematic Wave Modelの入力条件となる、表面流出量と基底流出量を足し合わせた流出量([Fig. 7](e))は、2月・6月のみアンサンブル平均将来気候の方が低下しているが、その他の月では増加し、特に地表面の乾燥が懸念される乾季(8月, 9月)では月10~25mm程度の増加がみられる。一方で[Fig. 7](c)に示す蒸発散量も月10~20mm程度増加している。乾季に注目すると、地下水位の境界条件となる河川水位は上昇するが、蒸発散量も増加するので、乾季の地下水位はアンサンブル平均将来気候下で大きく変動しないと予想される。

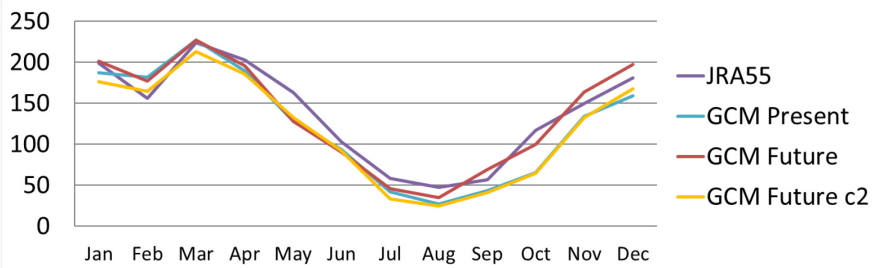
一方、エルニーニョ型であるクラスター2将来気候と現在気候を比較すると、流出量は1~3月と7月において減少している。一方で蒸発散量は年間を通して増加しており、特に乾季終盤の8~10月で月20mm増加している。このことから地下水位の境界条件となる河川水位は低下し、さらに蒸発散量は増加するため、クラスター2将来気候における地下水位は数cm程度低下すると予想される。また[Fig. 8](a)(b)(d)において、クラスター2の中央値はアンサンブル平均の25パーセントイル値に近い値を取っていることから、アンサンブル平均将来気候25年分のうち約3年分でクラスター2のような気候となる可能性があることを示唆している。



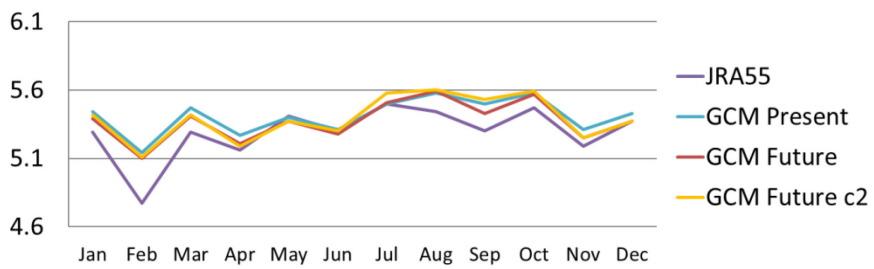
(a) Precipitation without tree canopy (mm/mon)



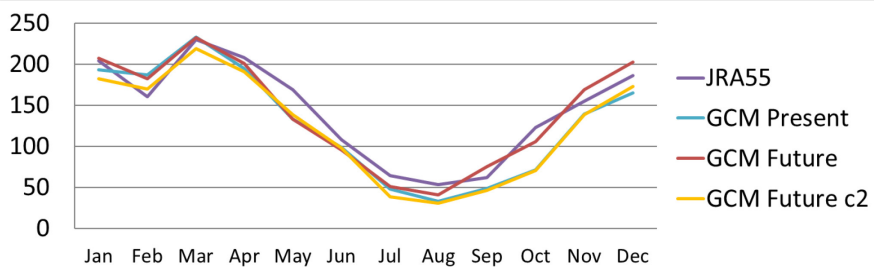
(b) Evapotranspiration (mm/mon)



(c) Surface runoff (mm/mon)



(d) Base runoff (mm/mon)



(e) Runoff (mm/mon)

Fig. 7 Water balance (monthly mean)

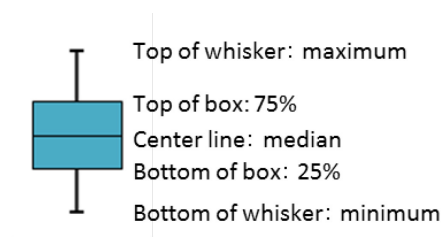
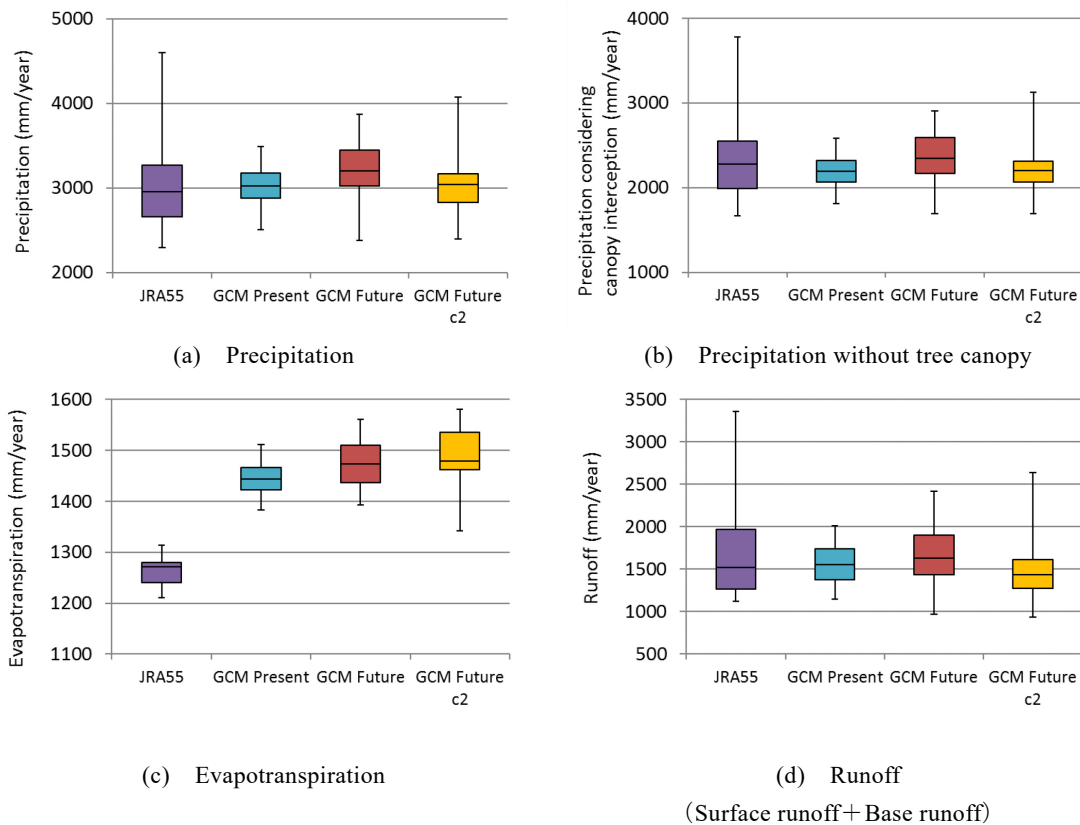


Fig. 8 Box plot of water balance (annual)

4. 流域全体における流出解析面過程

4.1 Kinematic Wave Modelの検証

3.4で求めた流出量を用いて、Kinematic Wave Modelによる流出計算を行い、地下水水位評価領域の上流端であるパラカラヤ観測点、セバングウ川観測点における流量を求めた。まずカハヤン川、セバングウ川流域全体を含む90m解像度のSRTM地表標高データを1kmに外挿し ([Fig. 9](a))、標高差から流下方向を求めた ([Fig. 9](b))。また1メッシュ当たりの面積と流下方向を用いて当該メッシュにおける集水面積を算出した ([Fig. 9](c))。カハヤン川流量観測点(パラカラヤ)における集水面積は12203km²、セバングウ川水位観測点におけるモデル上での集水面積は672km²となり、カハヤン川の集水面積はセバングウ川の約18倍であることが明らかとなった。

これらの地形データを用いて、[Table 4]に示す条件で2009～2010年における流出計算を行い、感度解

析によりモデル計算上の河道粗度を求めた。流量観測は多い年でも1年に8回しか行われていないため、検証にはパラカラヤにおける観測水位から、工藤らが作成したHQ式を用いて流量に変換した値を用いている。[Fig. 10]に、パラカラヤにおける流量が最小であった2009/9/22の流量分布を、最大であった2010/10/28の流量分布を示す。

Table 4 Calculation condition for Kinematic Wave Model

Time/Spatial resolution	10 minutes / 1km
Calculation period	2009～2010
Calculation area	Kahayan River and Sebangau River basin
Land surface altitude	90m SRTM (tree height removed)
River water volume	Surface runoff and base runoff Calculated by SiBUC with JRA55 data
Riverbed surface roughness	0.15

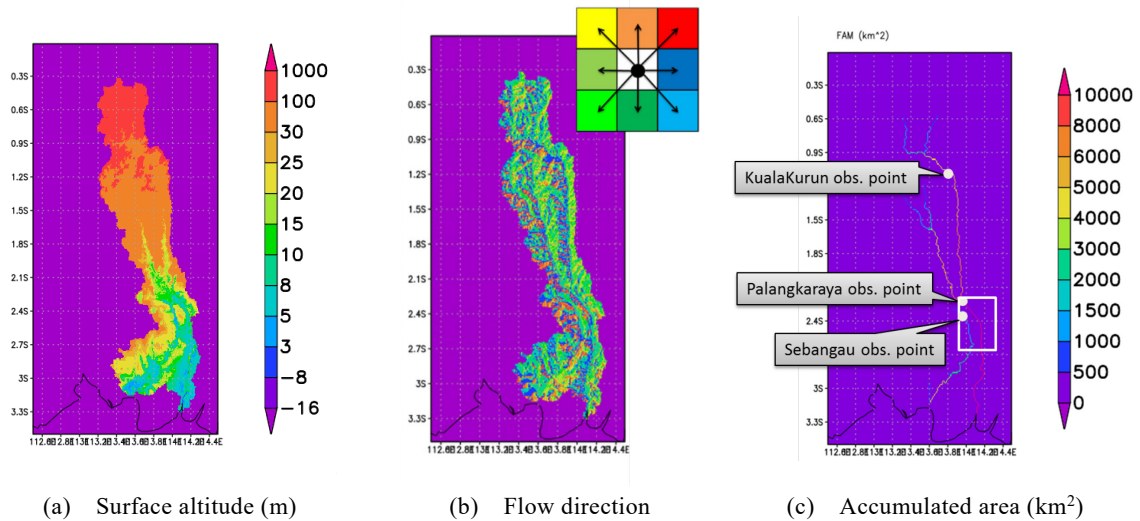


Fig. 9 Basin data for Kinematic Wave Model

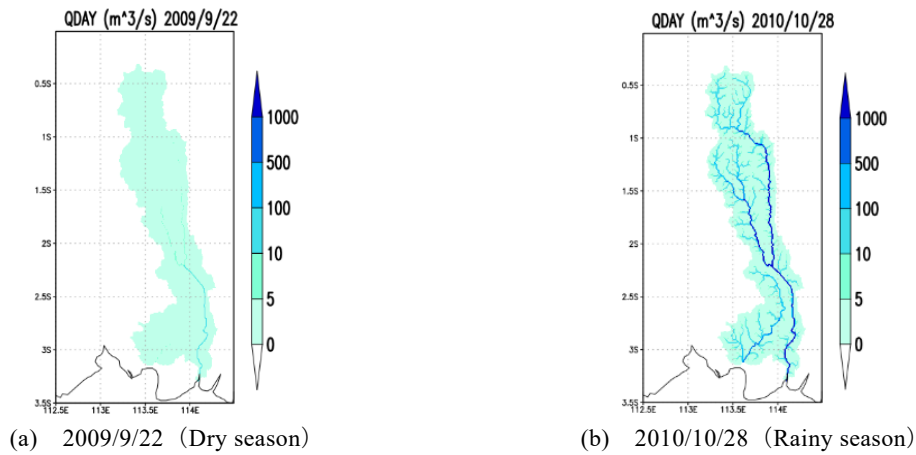


Fig. 10 Spatial distribution of Water volume (Surface runoff+Base runoff) (m^3/s)

4.2 Kinematic Wave Modelによる流出計算

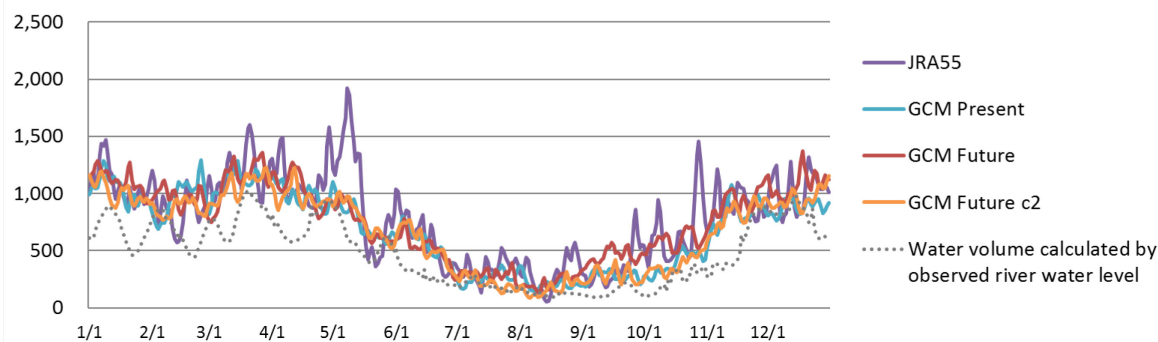
3.4でSiBUCにより算出した表面流出量および基底流出量を利用している。4.1で設定した河道粗度を用いて現在気候、アンサンブル平均将来気候、クラスター2将来気候における流出計算を行った。[Fig. 11](a)(b)はカハヤン川観測点(パランカラヤ)およびセバンガウ川観測点における、JRA55を用いた10年分の平均流量、GCMを用いた25年分の平均流量を示している。

「観測水位から求めた流量」は2009~2011年にパランカラヤで観測されたカハヤン川水位データを、4.1と同様にHQ式を利用して流量に変換し、3年分を平均した値である。JRA55による計算流量と比較すると、雨季と乾季終盤に $250m^3/s$ 程度JRA55流量が多くなる期間がみられる。その要因は、JRA55を用いた陸面過程モデルにおける水収支解析では他と比較して蒸発散量が少なく、流出量が多い結果となつて

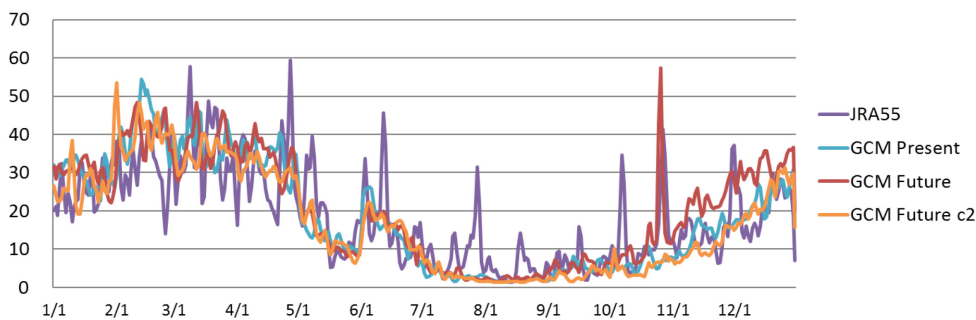
いるためと考えられる。

次にアンサンブル平均の将来気候と現在気候を比較すると、一年を通してアンサンブル平均将来気候における流量が増加していることが確認できる。一方でクラスター2将来気候では、現在気候よりも7月~8月中旬付近の乾季において、流量が減少している。

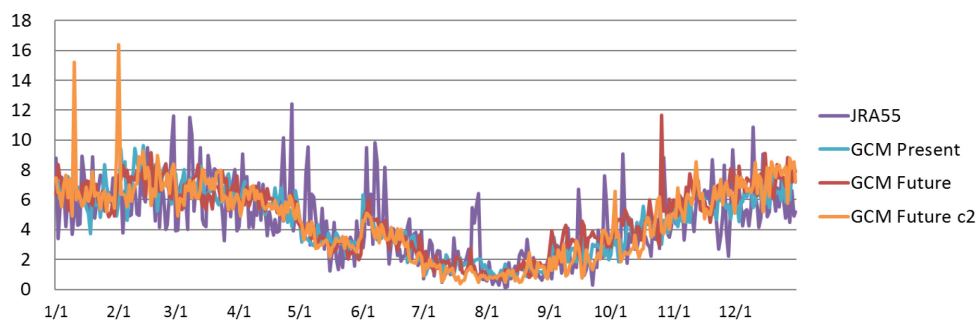
セバンガウ川においてはJRA55による計算流量が降水量変化に敏感に反応しており、平均する期間がJRA55では10年、GCMでは25年と、15年分短いことが原因として考えられる。年間を通してJRA55、現在気候では近い値をとっており、現在気候と将来気候を比較すると、クラスター2将来気候では現在気候に近い値を示しているが、アンサンブル平均では10月以降に急激な増加を示しており、セバンガウ川の水位が上昇すると予想される。



(a) Water Volume on Kahayan River observation point (m³/s)



(b) Water Volume on Sebangau River observation point (m³/s)



(c) Precipitation without tree canopy (mm/day)

Fig. 11 Water volume calculated with GCM

4.3 Dynamic Wave Modelによる，地下水位評価領域の河川・水路水位計算

Kinematic Waveモデルで計算した流量は地下水位評価領域の上流端境界条件，カハヤン川・セバンガウ川河口のジャワ湾における潮位を下流端境界条件として，Dynamic Wave Modelによる河川・水路水位計算を行った ([Fig. 12])．実線は観測水位とHQ式を用いて2009年の河川・水路水位を再現した結果であり，点線はJRA55気象強制力を用いて上流から陸面過程モデルSiBUCによる流出量およびKinematic Wave Modelによる流量を用いて再現した結果である．HQ式を用いた計算水位のように滑らかではないが，一年を通して似た傾向を示すことができている．10月中旬の雨季始めにJRA55を用いた水位が高くなっているのは，本節で合理式を導入したことにより

表面流の急速な流出の増分が影響していると推測される． [Fig. 13]にGCMを用いた河川・水路水位の計算結果を示す．①カハヤン川とカランパンガン水路との合流点，②カランパンガン水路とタルナ水路との合流点，③セバンガウ川とカランパンガン水路との合流点 ([Fig. 1]参照)における計算水路水位を示している．4.2の流量計算結果と同様に，アンサンブル平均将来気候では最も水位が高くなっているが，クラスター2将来気候では乾季の7月中旬から8月中旬にかけて，①地点では現在気候よりも2m程度の河川・水路水位低下がみられる．一方で③地点では現在気候とクラスター2将来気候との差が1m程度であり，カハヤン川に近い領域の方が気候変動による影響が出やすいと推測される．

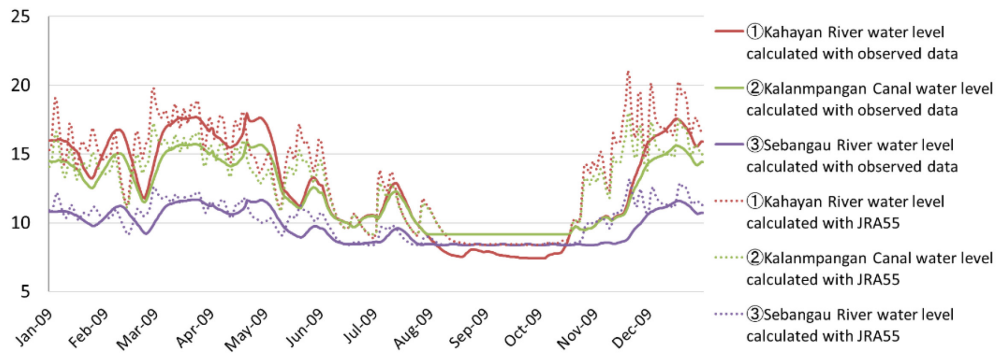


Fig. 12 River/Canal water level calculated with observed data and JRA55

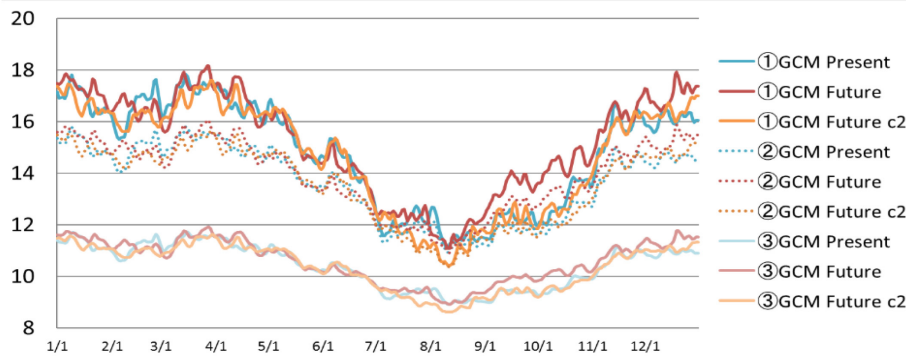


Fig. 13 River/Canal water level calculated with observed data and JRA55

※GCM Present : 1979～2003 annual ave., GCM Future・c2 : 2075～2099 annual ave.

5. 地下水流動モデルによる気候変動影響評価

5.1 飽和平面二次元地下水流動モデル

連続式とDarcy則を基礎式とする、平面二次元の飽和帯水層を対象とした地下水流動モデルの基礎式を以下に示す。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(h-s) \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k(h-s) \frac{\partial h}{\partial y} \right\} + \varepsilon \quad (1)$$

ここで、 λ : 有効間隙率、 h : 地下水位(m)、 k : 透水係数(m/s)、 s : 帯水層基盤標高(m)、 ε : 涵養量(m/s)、 x, y : 空間座標、 t : 時間とする。この式で示される涵養量のうち、地表面浸透はHortonの浸透能式に基づいて降水涵養量を決定し、また河川メッシュ上では河川と地下水間の鉛直浸透量を考慮している。空間解像度は100m、時間解像度は1hrで解析を行った。

5.2 基礎データ

地表標高はSRTM衛星地形データ(90m解像度)を用いた。Cバンドレーダで作成されているため樹高を反映している可能性が高いと考えられ、現地踏査情報に基づき泥炭ドーム上の樹高を最大15mとして標高

補正を行った。基盤標高は計算領域一様に-15mとしている。

JRA55を用いたSiBUC出力の地表到達降水量・蒸発散量、および6.3でKinematic Wave ModelおよびDynamic Wave Modelにより計算した流出量、河川・水路水位を用いて、2009年における地下水位計算を行った。

地下水流動に関するパラメータは、文献や各種調査記録に基づき数値範囲を設定した感度解析を実施した。河川水と地下水との涵養量を含めた水収支結果が、辻らの観測に基づく水収支と整合性を持つことを確認し、飽和帯水層の透水係数 4.0×10^{-6} m/s、初期浸透能100mm/h、最終浸透能60mm/h、有効間隙率0.3、難透水層の透水係数 1.0×10^{-6} m/sとし、対象領域に一様に与えた。[Table 5]に計算条件をまとめる。

5.3 GCMを用いた気候変動による地下水位への影響評価

[Table 5]に示す条件で、GCM現在気候、将来気候アンサンブル平均、将来気候クラスター2における地下水位計算を行った。DB地点、DF地点における計算結果を[Fig. 14]に示す。DB地点では3種類の気候下において一年を通して地表面以上となっている。一方でDF地点では乾季に地表面以下となっており、将来

Table 5 Calculation condition for Groundwater flow model

Time/Spatial resolution	1 hour / 100m
Calculation period	2009 for JRA55 analysis, 1 year of 25 years ave. for GCM analysis
Land surface altitude	90m SRTM (tree height removed)
Precipitation	Considering canopy interception by SiBUC
Evapotranspiration	Calculated by SiBUC
River/Canal water level	Calculated by Dynamic wave model
Hydraulic conductivity in saturated aquifer	$3.0 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-5}(\text{m/s})$ (Finally decided value: $4.0 \times 10^{-6}(\text{m/s})$)
Hydraulic conductivity in aquiclude	$1.0 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-5}(\text{m/s})$ (Finally decided value: $1.0 \times 10^{-6}(\text{m/s})$)
Effective porosity	0.3
Infiltration capacity	Initial 100(mm/h), Final 60(mm/h)
Base altitude	-15(m)

気候アンサンブル平均では現在気候より地下水位が高くなっているが、クラスター2では現在気候より0.5m程度低くなっている。計算河川・水路水位計算値は降水量の変化に敏感であるため8月中旬に最低となるが、周辺の地下水位は河川・水路水位よりも変化が遅れ、10月～11月にかけて最低となるという結果となった。

次にそれぞれの計算結果の年平均地下水位の空間分布を[Fig. 15]に示す。また現在気候と将来気候の年平均水位差、降水量および河川・水路計算水位が最低である8月平均水位差、[Fig. 14]における計算地下水位が最低である11月平均水位差の空間分布を[Fig. 16]に示す。年平均地下水位差 ([Fig. 16](a)(b))をみると、将来気候アンサンブル平均では現在気候よりも10～20cm程度河川・水路付近の地下水位が上昇し、将来気候クラスター2では10～20cm程度低下している。クラスター2の月平均地下水位差(d)(f)に着目すると、河川・水路水位が最低を迎える8月には泥炭ド

ム全体で10～20cm低下し、DB地点・DF地点の地下水位が最低を迎える10月には泥炭ドーム全体で20～50cm低下するという結果となった。一方で、将来気候アンサンブル平均では8月においては変化がみられないが、11月には10～20cm上昇しており、排水路改修を行わない場合でも地下水位の自然上昇が期待できるという結果が得られた。

また現在気候と将来気候を比較して地下水位変動がみられた領域(km²)と、変動地下水位(m)との積を、気候変動が地下水位へもたらす影響の指標とし、[Fig. 17]にその結果を示す。排水路改修による地下水位上昇効果よりも指標の変動値が非常に大きく、将来気候アンサンブル平均では積算変動地下水位が一年を通して概ね上昇する一方で、クラスター2では一年を通して低下し、特に10月～11月にかけてより乾燥が深刻化すると推測される。

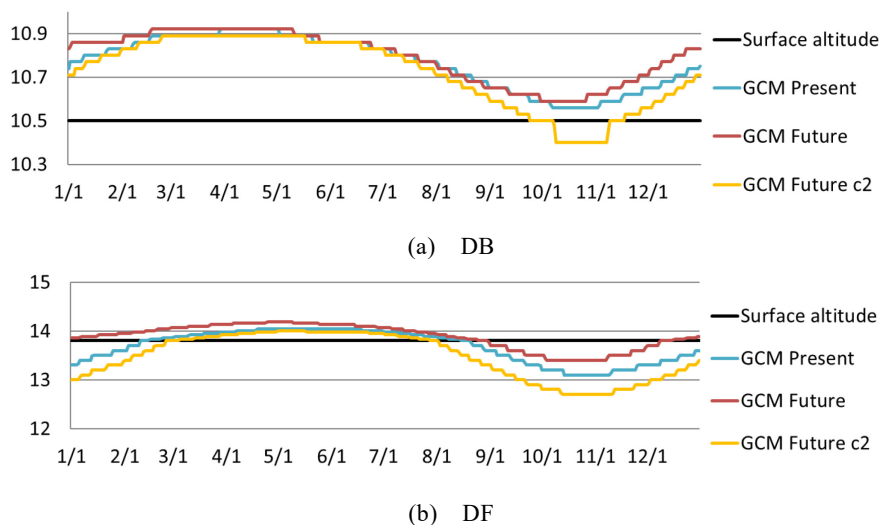


Fig. 14 Groundwater level calculated with GCM

※GCM Present : 1979～2003 annual ave., GCM Future・c2 : 2075～2099 annual ave.

さらに森林火災発生の可能性が高い領域を評価する。島田らは、乾季におけるNDVI低下量が標準偏差の3倍であれば、標準偏差の2倍の地下水水位低下が予測できることを示唆している。カランパンガン水路付近において、エルニーニョ現象が発生した2006年

乾季にNDVIが急激に低下した時の地下水水位は、地表標高を基準として-1.0mであった。そのため本研究では、地下水水位評価領域全体に対して、地表標高より1m以上下に地下水面がある地点では森林火災発生の可能性が高いとして評価を行った。[Fig. 18](a)~

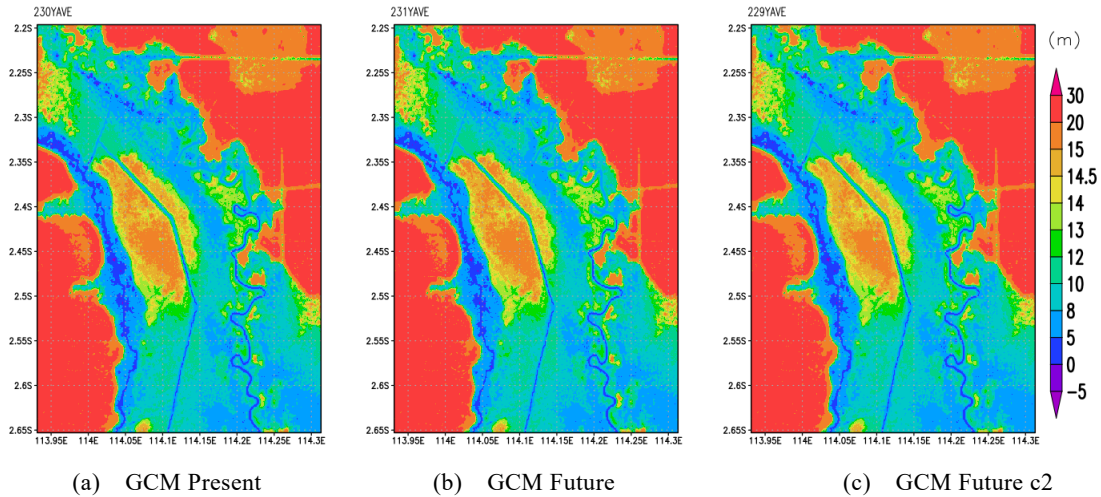


Fig. 15 Groundwater level calculated with GCM (annual ave.) (m)

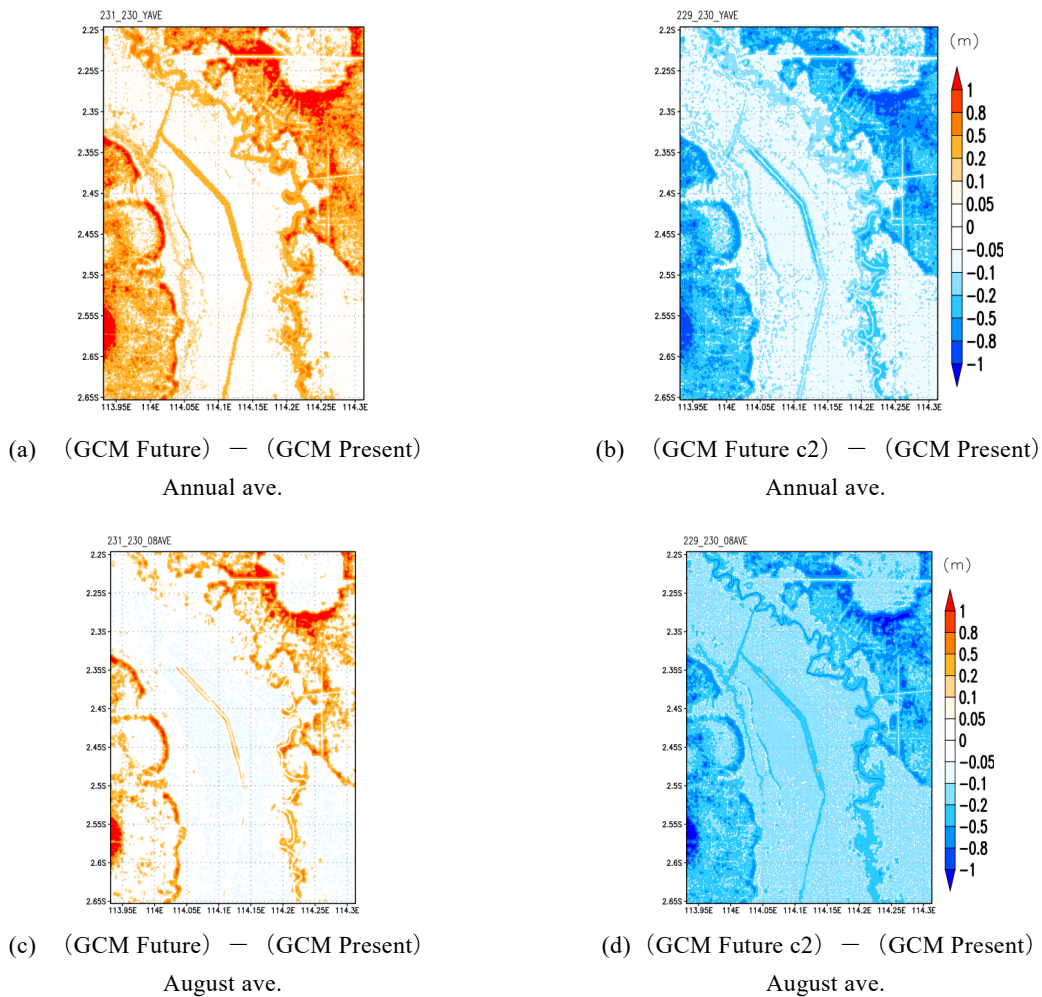


Fig. 16-1 Groundwater level difference calculated with GCM (m)

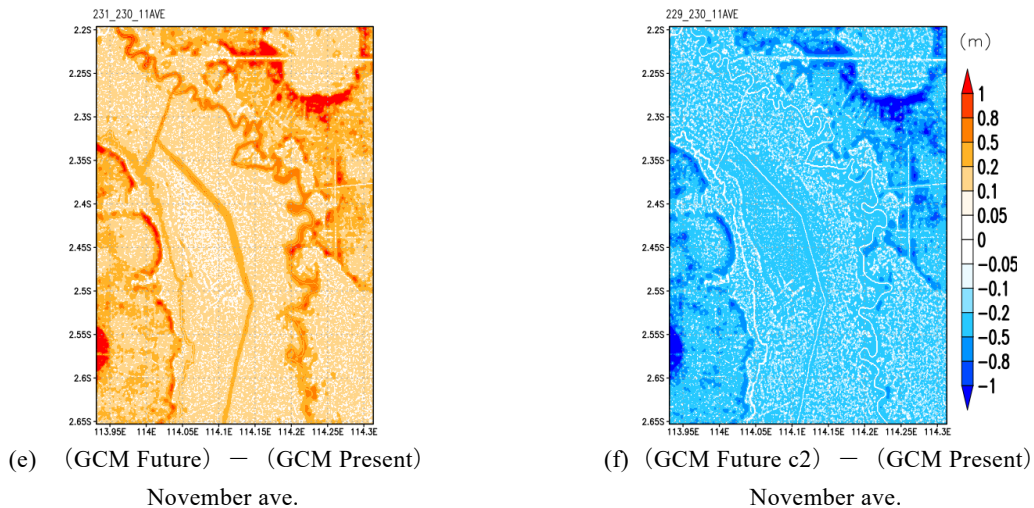


Fig. 16-2 Groundwater level difference calculated with GCM (m)

(c)に、地表標高を基準としたカランパンガン水路・タルナ水路合流点付近における11月平均地下水位を示す。水路周辺で地下水位が低く、特にクラスター2では、カランパンガン水路・セバングウ川の合流点付近やカランパンガン水路・タルナ水路合流点において、現在気候下よりも危険範囲が拡大している。森林火災発生の可能性が高いと考えられる面積を[Fig. 19] (実線) で月別に示す。9~10月に地表面乾燥のピークを迎えると予想され、アンサンブル平均では危険範囲は縮小するが、クラスター2では現在の1.2倍に拡大すると推測されるため、その期間や領域においては特に密な森林火災防止方策等の検討が必要である。

また地下水位上昇に効果的である6カ所に土留めダムを設置した場合の、現在・将来気候下における地下水位計算を行った。[Fig. 18](d)~(f)に11月平均地下水位、[Fig. 19] (点線) に森林火災発生の可能性が高い面積を月別に示す。ダム6基設置した場合をダムなしの現況と比較すると、現在気候、将来気候アンサンブル平均、将来気候クラスター2のいずれにおいても危険範囲縮小は1km²程度に留まっている。ダム設置による上昇効果は排水路周辺に限られるが、気候変動による降水量・蒸発散量の増減は領域全体に影響を及ぼすため、気候変動が地下水環境へ与える影響は排水路改修が与える影響よりも大きいという結果となった。

6. まとめ

気候変動が地下水位へ及ぼす影響評価を行った。現在気候と将来気候アンサンブル平均、現在気候と

将来気候クラスター2における気象条件を用いて計算した地下水位は、将来気候アンサンブル平均では泥炭ドーム全体で乾季である11月に10~20cm上昇しており、排水路改修を行わない場合でも地下水位の自然上昇が期待できるという結果が得られた。一方でクラスター2では同時期に20~50cm低下するという結果となり、中央カリマンタンの将来気候アンサンブル平均25年分のうち3年分の確率で生起すると予測される、エルニーニョ型の気候下での地下水位低下を定量的に評価した。

本研究では地下水位計算の境界条件として Dynamic Wave Modelにより計算した河川・水路水位を用いたため地下水位計算にとって河川・水路水位は固定された状態であり、涵養量による河川水の増減は再現できていない。本来であれば河川水位と地下水位は相互に影響を及ぼすため、タイムステップごとに涵養量を考慮した解析が必要である。さらに陸面過程モデルを用いて算定した蒸発散量や流出量も地下水位によって変動する要素であるため、SiBUCと地下水モデルを連結させることができれば、より再現性の高い地下水環境評価を行うことができると推測される。

また地下水位が0.1m低下すると、1年間、1平方メートル当たりのCO₂排出量が89グラム(炭素換算)増加すると報告されている。本研究で得られた地下水位低下量・低下範囲とクラスター2レベルの気象条件の生起確率を利用して、現在気候および将来気候下における二酸化炭素排出量を推定できる可能性を示唆しており、泥炭地の環境保全に役立てるための具体的手法の提案につながると考えられる。

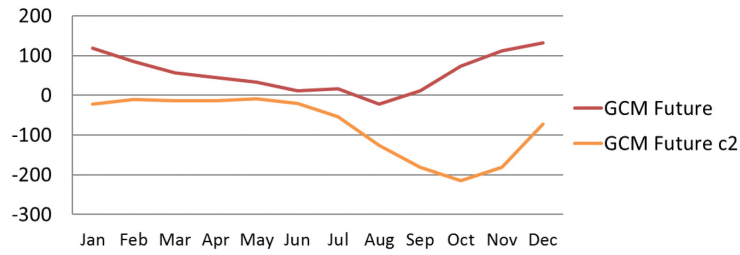


Fig. 17 Index of groundwater level change affected by climate change
 (Index of groundwater level change) = (change area (km²)) × (change level (m))

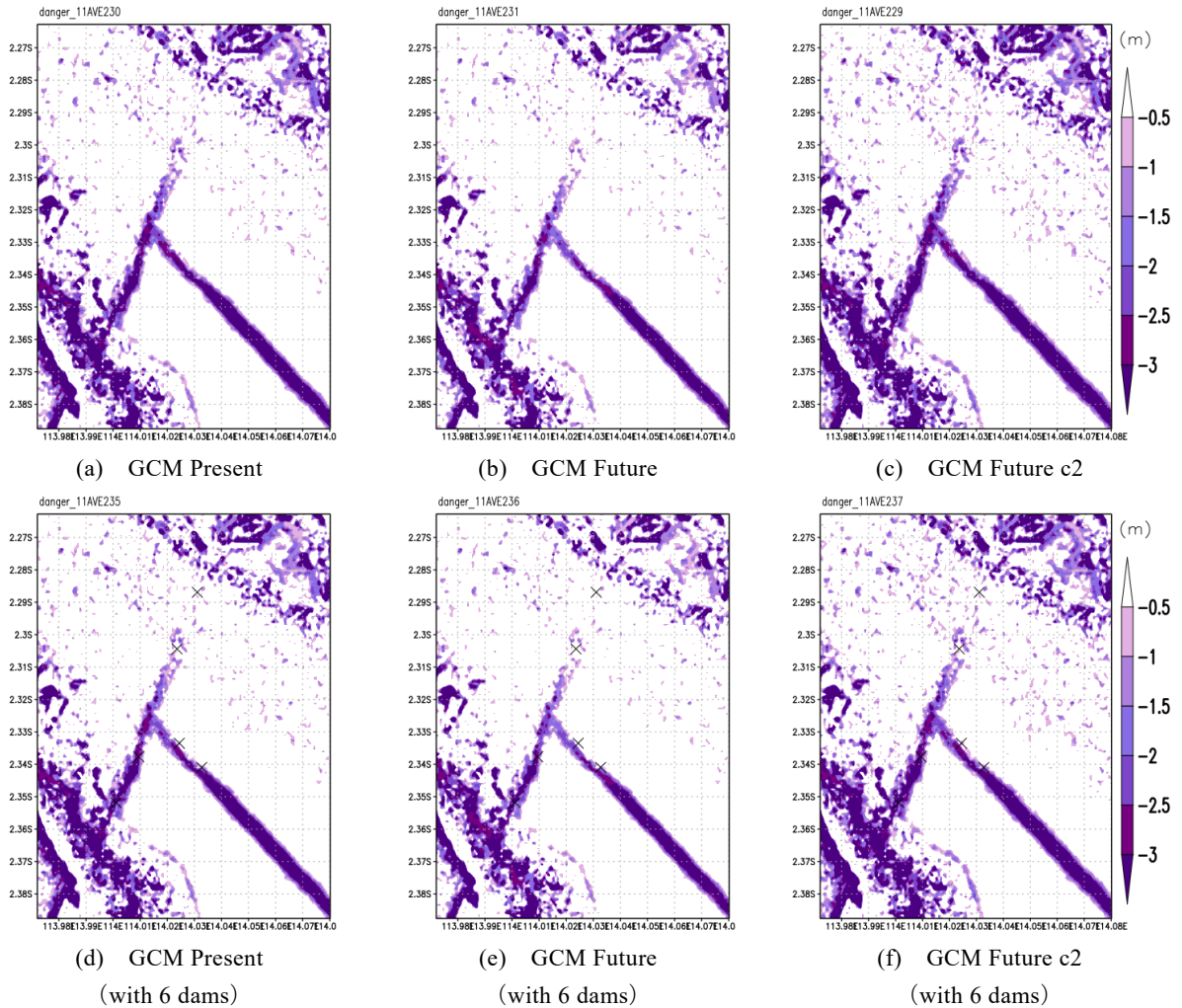


Fig. 18 Groundwater level above land surface (November ave.) (m)

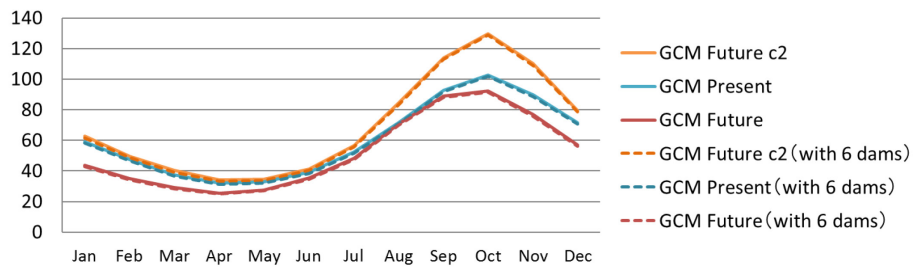


Fig. 19 Area where groundwater level is 1m lower than land surface (km²)

謝 辞

謝辞：北海道大学・大崎満教授，高橋英紀教授から水文観測データの提供を受けたことを記して謝意を表す。また本研究は研究大学強化促進事業SPIRITS，環境省・環境研究総合推進費（代表：京都大学・小林繁男教授）の支援を受けたことを記して謝意を表す。

参考文献

北岡貴文・楠見晴重・中村真（2011）：京都盆地における複数の揚水井が地下水性状に及ぼす影響と3次元揚水シミュレーション解析，地盤工学ジャーナル，Vol.6, No.2, pp.371-381.

北側有輝・城戸由能・中北英一（2014）：GCM空間解像度を考慮した地下水環境への気候変動影響の統計確率的評価手法に関する研究，水工学論文集，Vol.58, pp.1135-1140.

工藤俊・中津川誠（2013）：インドネシアKahayan川のエルニーニョ現象に着目した水位予測に関する研究，土木学会論文集B1（水工学），vol.69, No.4, pp.I_283-I_288.

島田政信（2010）：PALSARのインターフェロメトリ機能を利用した表面標高変化解析による森林劣化の評価手法の開発，
<https://www.env.go.jp/policy/kenkyu/suishin/kadai/syur>

[yo_report/pdf/A0802-2.pdf](https://www.env.go.jp/policy/kenkyu/suishin/kadai/syur/yo_report/pdf/A0802-2.pdf).

田中幸夫・城戸由能・中北英一（2009）：京都盆地水系を対象とした地下水流動および水質解析，京都大学防災研究所年報，Vol.52B(CD-ROM), pp.607-624.

辻弘平（2012）：インドネシアKahayan川流域を対象とした水収支と流出量の推定，土木学会北海道支部論文報告集，68号，B-29.

土木学会水理委員会（2002）：水理公式集例題プログラム集，例題2-3洪水氾濫流の計算.

文部科学省（2012）：21世紀気候変動予測革新プログラム「超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究」平成23年度研究成果報告書，pp.17-49.

IPCC(2014)：Fifth Assessment Report WG1 SPM Table SPM.2, Summary Volume, pp23.

Mizuta, R., Arakawa, O., Ose, T., Kusunoki, S., Endo, H. and Kitoh, A.(2014): Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes, SOLA, Vol.10, pp.167-171.

Tanaka, K. (2004):Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto University.

（論文受理日：2017年6月13日）