

博士論文

陸域水循環による全球熱・物質輸送に関する研究
Study on global energy and material transport
through terrestrial hydrological cycles

徳田大輔

Daisuke TOKUDA

東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤学専攻
2020年3月

論文要旨

地球上の大気、海洋、そして陸域を循環する水は、その時空間分布を変化させると同時に、熱や物質を輸送する媒介として機能する。陸域表層の水循環に注目すると、陸面から流出した水、人間活動に伴う排水は一定の熱と物質を含んでいる。その後の流下過程においては、大気との熱交換や水中での化学変化、生物活動に伴う物質収支などの作用に加え、河川の氾濫や湖沼での滞留といった水動態による影響も受けている。こうして水が海洋に到達するまでの輸送過程は、陸面での気候的な特徴や人間活動の影響を伝播する経路として捉えることができる。しかし水域に供給された熱や物質の全てが海洋まで到達する訳ではなく、一部は大気への放出として、一部は水底への堆積として失われる。

本研究では、河川と湖沼を含んだ陸域表層水による熱や物質の輸送過程を「水文輸送過程」と呼び、その全球規模での定量評価を目的とする。こと物質の水文輸送が海洋に与える影響については、河口部での流量と物質濃度観測を通じて古くから研究が蓄積されてきた（但し熱輸送に関してはこれだけでは不十分である）。これら地点観測データを全球に外挿することを基本的な発想として、多くのモデルが開発されてきた。しかしヨーロッパの複数流域を対象に物質輸送モデルの比較実験を行ったプロジェクトでは、この水文輸送過程に大きな不確実性が残っていることが指摘されている。即ち多くのモデルでは、陸域表層水への物質排出といった他過程における不確実性を水文輸送過程のチューニングに吸収させることで、河口部における観測データとの整合性を確保しているのである。

本研究ではこの様な状況を改善するために、湖沼表現の高度化、そして水文輸送過程の拘束条件の充実という、2つの方策に注力する。これまでの水文輸送モデルにおいて、湖沼は滞留時間の長い河川として捉えられてきた。しかし湖沼では温度成層の形成をはじめとして、河川とは異なる鉛直不均一な動態が発達する。これらを河川との流出入を考慮しながら表現する必要がある。また、仮に大気への熱、物質放出量や水底への堆積量といった水域全体での物質収支が把握できれば、水文輸送過程を拘束でき、陸面からの排出量に関する不確実性を推定することも可能である。しかしこの様な広域観測を行うことは困難であり、本研究では物質の形態を区別した地点観測データと比較可能なモデルを開発する。同じ元素であっても、形態によってその物質収支に果たす役割は大きく異なる。例えば有機態として存在している場合は沈降によって一部が水から除去される一方で、無機態では生物への吸収や大気への放出といった過程にも関連する。これら形態ごとの地点観測データは広域で収集されているため、それを用いたモデルの検証は、水域全体の物質収支を間接的に拘束し得る。現在多くの広域水文輸送モデルではこの様な物質の形態変化を考慮しないが、その知見は地域スケールの水質モデルに蓄積されている。多数の地域モデルを比較することで、全球スケールで適用可能な物質動態スキームの抽出が可能であると考えられる。

以上の背景を踏まえて、本論文は以下の通り構成される。まず全球河川水温モデルを開発し、その検証を行う（第2章）。質量、熱量保存則から水文熱輸送量を定義した上で、モデル出力を用いてそれを全球スケールで定量評価する（第3章）。次に、河川と湖沼による水文輸送過程を明示的に表現することを目的に、既存の全球河道網に湖沼を導入した後、それを用いて河川水温モデルと湖沼水温モデルを結合し、観測データからその結合モデルを検証する（第4章）。その後地域ごとのキャリブレーションの必要が少なく全球スケールに適用できる物質動態スキームを抽出するために、地域スケールの水質モデルが表現する物質動態を比較する（第5章）。それを元に河川・湖沼物質動態モデルを開発し、世界各地で検証を行う

(第6章). 以下, 各章の要旨を順にまとめる.

第2章では, 氾濫を考慮した全球河川水温モデルの開発と検証を行う. 氾濫という現象は河道水深の減少と水面面積の増加という2つの観点から捉えることができ, それらは河川の熱収支において異なる影響を有する. 本モデルは高緯度から低緯度にかけて全球で検証され, 水温の季節変動を良好に再現すること, また氾濫の考慮が主に水温の上昇へ寄与して水温再現性を向上させることを確認した.

第3章ではまず, 地点観測データだけでは水文熱輸送の推計に不十分である理由を説明し, 質量, 熱量保存則からその定義を行った. 次に河川水温モデルがその課題を解決できることを示し, 鉛直の熱収支が下流へ不可逆に輸送される量を定量評価した. また海洋再解析データを併用して河口から流出する河川水温と直近の海水温度を比較することで, 特に北極海を取り巻く高緯度河川では, 南から北に温かい水が輸送されていることを明らかにした. その河川水は沿岸の熱収支でも無視できない影響を有することを指摘した後で, 北極海に流入する熱量は過去50年間で有意に増加していることを示した. 更にNASAの海洋モデルECCO2に本研究で得られた河川水温データを入力し, 河川が海洋の熱収支や海水生成に与える影響を評価した.

第4章では, 全球河道網データセットにおいて湖沼を明示的に表現するために, 高解像度地形データセットと湖沼分布データセットをマージした上で, 全球モデル計算に適用するためのアップスケール手法を提案した. このマージでは, 湖沼水面の補完や湖沼内の表面流向の変更を行い, ユーザーが任意の湖沼を河道網上に表現できるようにしている. こうして構築されたデータセットは貯水池の上流域面積の報告値と比較され, 高い相関があることが確認された. 更に上記で開発したデータセットを用いて, 既存の河川水温モデルと湖沼水温モデルを結合した. 本研究では陸面から海洋までの水文輸送の表現を目的としているため, 湖沼内の質量, 熱量を保存しながら河川の流出入を考慮する特徴がある. これを日本域, 北米域でそれぞれ検証を行った. 中小湖沼では水温の鉛直分布を良く再現する一方で, 五大湖など大湖沼では, 水温の過大評価, 結氷期間の過小評価傾向が確認された. 本モデルでは湖沼内の水平不均一性を無視しており, 特に緯度方向の気候傾度の表現に課題があると考えられる.

第5章では, 全球で計算, 検証が可能な水質スキームを開発するために, 地域スケールの水質モデルを多数収集し, それらを状態変数の定義や支配方程式から比較した. 本研究では, 状態変数を大きく生物, 非生有機物, 無機物の3つに分類して記述する. 無機物は化学的に定義できるためにモデル間の差が小さく, 次いで生物の差が小さい. 一方で非生有機物については, 粒子態や溶存態といった存在形態による定義や, 酸素要求量をはじめとする機能に基づいた定義, 構成元素に注目する定義など, その扱いは様々であった. 次にそれらを関連付ける過程の進行速度を表現する手法について比較した. その結果, 多くの表式はミカエリス-メンテン式やアレニウス式といった基本的な式に分解されること, 化学量論的な関係は多くのモデルで共通していることなどを明らかにした. またモデル間を比較することで, 水質モデルの簡略化手法について5つの類型があることを示した.

第6章では, 前章で抽出された知見を元に, 全球で計算可能かつ検証可能な水質モデルを開発し, その検証を行った. 本モデルは植物プランクトンをはじめとする10種の状態変数を有し, 物質の沈降や脱窒といったモデル系外との収支も含んでいる. また反応速度の多くは水温に依存しているが, この水温は上で開発した水温モデルの計算値として与えている. 本モデルはヨーロッパ, ロシア, タイ, 北米といった4つの地域において, 一律のパラメータセットを用いて適用, 検証され, 硝酸イオンを過大評価する地点があるものの, 溶存酸素やアンモニウムイオンを含めた広範な水質項目について, 観測値を良好に

再現することが分かった。更に北米では湖沼における水質の鉛直分布に関しても検証を行った。各流域における物質収支解析の結果、陸域からの負荷量に加えて、加水分解や硝化といった物質の存在形態の変化が大きく物質収支に寄与することが明らかになった。またこのモデルを用いて、陸域からの流出量が海洋まで到達する割合の推定を行った。総窒素、総リンに関する海洋までの到達率に大きな空間不均一性があるという結果は、陸域の物質収支を議論する際には流下中の物質動態の考慮が不可欠であること、またその進行速度は河川水温に強く依存している可能性があることを示唆している。

第7章では、本論文における主要な結論を要約すると共に、今後の研究の方向性について議論する。

初出一覧

第2章

Tokuda, D., Kim, H., Yamazaki, D., & Oki, T. (2019). Development of a global river water temperature model considering fluvial dynamics and seasonal freeze - thaw cycle. *Water Resources Research*, 55(2), 1366-1383.

第3章

Tokuda, D., Kim, H., Yamazaki, D., & Oki, T. (2018, December). Role of Rivers in Basin-scale Energy Budget and Thermal Discharge to the Arctic Ocean. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.

第4章

Tokuda, D., Kim, H., Yamazaki, D., & Oki, T. (2019, December). Development of a river and lake water temperature model on a global scale. In *AGU Fall Meeting 2019*. AGU.

目次

論文要旨	i
初出一覧	iv
目次	v
図目次	ix
表目次	xii
第1章 序章	1
1-1 背景	1
1-2 既往研究	5
1-3 研究目的	8
(1) 水文熱輸送の表現, 推計	8
(2) 水文物質輸送の表現, 推計	8
1-4 本論文の構成	11
第2章 全球河川水温モデルの開発と検証	12
2-1 序論	12
2-2 モデル記述	14
(1) 支配方程式	14
(2) 水動態モデルCaMa-Flood	14
(3) 熱フラックスの計算	14
(4) 氾濫による熱収支の変化	16
(5) 最小水深による補正	17
(6) 河氷に係わる過程	17
(7) 境界条件	18
(8) 計算の流れ	18
2-3 実験設定	19
(1) 入力データ	19
(2) 計算期間	19
(3) 計算設定	20
2-4 結果	21
(1) 検証	21
(2) 時系列比較	22
(3) 全球河川水温の季節変動	30
(4) 河道と氾濫原の間の熱交換について	31
(5) 計算水温の気象外力への感度	32
2-5 議論	33
2-6 結語	34

第3章 河川に駆動される熱輸送の全球推計	35
3-1 序論	35
3-2 河川による熱輸送量の導出	37
(1) グリッドスケールの熱輸送量	37
(2) 流域スケールの熱輸送量	38
(3) 河氷の導入	38
3-3 河川による熱の再分配	40
3-4 河川による沿岸域への熱流入に関する全球解析	45
3-5 沿岸への熱流入量の長期変動	47
3-6 河川による熱流出が北極海に与える影響	49
3-7 結語	52
第4章 河川湖沼結合モデルの開発	53
4-1 序論	53
4-2 湖沼を明示した水路網の開発	54
(1) 入力データセット	54
(2) データセットのマージ手法	54
(3) アップスケール手法	58
4-3 湖沼水動態モデルの記述	60
(1) 湖沼からの流出量の計算	60
(2) 面積-水深関係の導入	61
4-4 湖沼水温モデルの記述	66
(1) 湖氷モデル	66
(2) 湖水モデル	68
(3) 水の流出入に伴う水温鉛直分布の変化	71
4-5 湖沼を導入した水路網の検証	72
4-6 結合モデルの検証	77
(1) 計算設定	77
(2) 日本域における検証	77
(3) 北米大陸における検証	83
4-7 陸域表層水からの蒸発量に関する全球推計	89
4-8 結語	91
4-9 補遺	92
(1) MERIT-HydroとHydroLAKESの水面分布の比較	92
(2) 湖沼内部における孤立陸面の削除（本研究では不適用）	94
(3) 河川モデルと湖沼モデルの結合手法	95
(4) 補論：ReGeomの容積の解析解	98
(5) 各層への短波吸収量	99

第5章 全球に適用可能な水質スキームを開発するためのレビュー	100
5-1 緒言	100
5-2 本レビューの対象とするモデル	102
5-3 状態変数の比較	104
5-4 各状態変数を増減させる過程の比較	107
(1) 生物	107
(2) 無機物	108
5-5 支配方程式の比較	111
(1) 基本的な計算式	111
(2) 本レビューでの表記	112
(3) 光合成	113
(4) 植物プランクトンの減少	115
(5) 硝化（アンモニア態窒素の減少）	116
(6) 脱窒（硝酸態窒素の減少）	117
(7) 二酸化炭素，溶存酸素の再曝気	118
5-6 議論	119
(1) モデルの簡略化	119
(2) 非生有機物の扱い	119
5-7 結語	124
第6章 河川・湖沼水質モデルの開発	125
6-1 序論	125
6-2 状態変数と生成消失項	126
(1) 光合成	127
(2) 呼吸	129
(3) 死亡	129
(4) 硝化	129
(5) 脱窒	130
(6) PO ₄ 沈降	130
(7) DO, CO ₂ 再曝気	131
(8) Detritus分解	131
(9) CBOD酸化	132
(10) ON加水分解	132
(11) OP加水分解	133
6-3 モデルの記述	134
(1) 沈降，巻き上げ	134
(2) 数値解法	134
6-4 観測データとの対応	136
(1) 植物プランクトン	137

(2) 窒素.....	137
(3) リン.....	138
(4) 炭素.....	138
(5) 酸素.....	138
(6) CBOD	138
6-5 入力データの作成.....	140
(1) Beusen et al., 2016.....	140
(2) Braakhekke et al., 2017.....	142
(3) 2つのデータセットのマージ.....	142
6-6 モデルの検証.....	143
(1) 計算設定.....	143
(2) 検証地点.....	143
(3) 水質項目の全球検証.....	144
(4) 各地域の時系列比較.....	146
6-7 議論.....	149
(1) 各水質項目における外部負荷量の寄与.....	149
(2) 海洋までの物質流出.....	150
(3) モデル化の妥当性について.....	151
6-8 結語.....	152
第7章 終章.....	153
7-1 結論.....	153
7-2 今後の展望.....	154
参考文献.....	156

図目次

図 1-1 (a) 地球表面での下向き短波放射, 上向き長波放射, それらの収支である正味放射の緯度分布. (b) 大気と海洋による緯度方向の熱輸送量. 出典: Bryden & Imawaki [2001].	1
図 1-2 地球上の炭素循環. 黒字は工業化以前 (1750年頃), 赤字は人間活動による変化 (2000~2009年) を表す. 出典: Ciais et al. [2014].	2
図 2-1 (a) 河川水の熱収支に関する概念図. (b) 河道断面図. (c) 河氷形状のパラメタリゼーション.	15
図 2-2 本モデル内の計算順序.	18
図 2-3 本研究で使用するデータセットとモデル.	19
図 2-4 高緯度地域における流量, 浸水面積, 水温の時系列比較.	24
図 2-5 中緯度地域における流量, 浸水面積, 水温の時系列比較.	25
図 2-6 低緯度地域における流量, 浸水面積, 水温の時系列比較.	26
図 2-7 (i) CTL実験による計算水温と各地点の気温との差. (ii) CTL実験とNoFLD実験の計算水温の差. どちらも赤色はCTL実験における計算水温の方が高いことを示す. DJF, MAM, JJA, SONはそれぞ れ12月~2月, 3月~5月, 6月~8月, 9月~11月の値を示す.	30
図 2-8 SEP実験とNoFLD実験における計算水温の比較.	31
図 2-9 異なる気象外力データセット (JRA55-ELSE, GSWP3, Prcp-GPCCLW90) を入力したときのCTL 実験とNoFLD実験の計算水温の比較.	32
図 3-1 中央: 河川によるグリッドスケールの水文熱輸送量. 下・右: 河川による東西, 南北の熱輸送量 の季節変動. 推計は1990年から1999年の平均値.	40
図 3-2 河川によるグリッドスケールの水文熱輸送量の季節変動. (i) 12月~2月, (ii) 3月~5月, (iii) 6月 ~8月, (iv) 9月~11月.	41
図 3-3 主だった高緯度河川の河口部における, 移流を考慮するとき, 無視するときの計算水温と気温の 比較. 1990年から1999年での月平均.	42
図 3-4 サブ流域ごとの水熱収支. 左上: 本研究で定義したサブ流域. Lena川は3分割, Mackenzie川は4 分割している. 黄色線は左下でたどる流路を示す. 左下: 最上流域の流出水温をLagrangean的記述に よって追跡したもの[°C]. 右: 各サブ流域での水熱収支. 下から順に上流域から下流域を示す. 茶色 が地表面流出, 緑が上流からの流入を示す. 水収支における青線は各サブ流域からの流量, 熱収支に おける青線は各流出口での水温 (右軸) を示す.	43
図 3-5 流域スケールの水文熱輸送量 [10^9W] と流域面積の関係 [km^2]. 赤点は結氷しない河川を, 青点 は結氷する河川を示す. 結氷の有無は河口部の水温が氷点に達しているかどうかで判定した.	44
図 3-6 世界主要100河川における河口部での河川と海水の水温差. 正の水温差 (赤色) は河川の方が温 かいことを示す. 水温差は月単位で計算し, 流量によって重み付け平均している. 点の大きさは年間 流量を, 灰線は流域の形状を示す.	45
図 3-7 ARDAT [Whitefield et al., 2015] (左) と本研究 (右) における北極海に流入する熱フラックスの 推計の比較. ARDATは1979~2013年, 本研究は1979~2010年の推計.	46
図 3-8 左: 海洋沿岸部における表面熱フラックス (縦軸) と河川からの正味の熱供給量 (横軸) の比較.	

1980年から2014年までの季節ごとの推計値を示す. 破線は鉛直の熱フラックスにおける1%の寄与を示す. 右: 1965年から2014年までの海洋ごとの水熱河川流入量の時系列変化. 青線は流量 [m ³ /s], 赤線は熱量 [W] を示す. 破線は年による単回帰直線. (a) 太平洋, (b) 大西洋, (c) 北極海, (d) インド洋.	48
図 3-9 河川水温の考慮による(a) 海水面積割合 [m ² /m ²], (b) sea-ice and snow loading [kg/m ²], (c) 正味の海水面熱フラックス [W/m ²] の差. (i)が9月, (ii)が3月における推計値. 正の値は海氷の減少と上向き熱フラックスの増加を表す.	50
図 3-10 河川水温の考慮による(a) 海水面積 [m ²] と(b) 海水面熱フラックス [W] 変化の季節変動. 実線は対象期間における平均値, 陰影部は最大最小値を示す.	50
図 3-11 河川水温の考慮による(a) 海水面積 [m ²] と(b) 海水面熱フラックス [W] 変化の経年変動 (各年9月の値). 破線は年による回帰直線を示す.	51
図 4-1 湖沼水面の不連続が起きている例. (a) HydroLAKESでの水面, (b) Googleマップ上での水面 (右下は部分拡大図).	56
図 4-2 湖沼内のフラクタル分割の例.	57
図 4-3 湖沼水深の定義.	62
図 4-4 琵琶湖の水深分布と最深部を通る断面図 (滋賀県 [2018] より引用).	65
図 4-5 琵琶湖の面積-水深関係のモデル化.	65
図 4-6 鉛直1次元湖沼水温モデルが想定する熱収支.	66
図 4-7 水の流出入に伴う湖沼水温の更新方法.	71
図 4-8 本研究の水路網における貯水池の上流域面積とGRanDに報告された上流域面積の比較.	72
図 4-9 Moultrie 湖周辺の流域図. 出典: アメリカ合衆国国立公園局 (https://www.nps.gov/rlc/ogbfrec/watershed.htm).	74
図 4-10 Cedar Creek Reservoir周辺の流域図. 出典: 全米アカデミーズ (http://nas-sites.org/waterreuse/what-is-water-reuse/case-study-the-trinity-river-in-texas/). 一部加筆.	75
図 4-11 左: 本研究が作成したCedar Creek貯水池の上流域. 右: Cedar Creek貯水池周辺の河道との接続状況.	75
図 4-12 MERIT-HydroによるCedar Creek貯水池周辺の水面の分類.	76
図 4-13 Kovda川の流域図. Iovskoye貯水池は上から2つ目と3つ目の黒棒 (水力発電所を示す) の間. 出典: O'Sullivan & Reynolds [2008].	76
図 4-14 霞ヶ浦周辺における観測所の配置. 出典: 国土交通省, 水文水質データベース.	78
図 4-15 霞ヶ浦の年間水収支. 出典: 茨城県霞ヶ浦環境科学センター [2012].	78
図 4-16 霞ヶ浦の年間表面流出量に関する比較.	78
図 4-17 淀川流域での「基準地点」と「主要な地点」.	79
図 4-18 琵琶湖における水温の水深分布に関する観測値と計算値の比較. 2001年から2010年までの月平均値. 左上から左に向かって1月, 2月, ..., 12月 (右下).	81
図 4-19 淀川流域における流量 [m ³ /s] (左) と水温 [°C] (右) の検証. 黒線が観測値, 青線が湖沼を考慮した計算値, 赤線が考慮しない計算値. (a) 宇治, (b) 島ヶ原, (c) 加茂, (d) 枚方.	82
図 4-20 水温の検証対象とした湖沼の分布. 5: Superior, 6: Michigan, 7: Ontario, 8: Huron, 9: Erie, 62: Fort	

Berthold Reservoir, 64: Champlain, 65: Oahe, 67: Great Salt, 710: Rainy, 721: Fort Peck.	83
図 4-21 湖沼水温の鉛直分布に関する観測値と計算値の比較. 同一湖沼内に複数の観測地点がある場合, 最大3地点までを色別に示す. 左から1月, 2月, ..., 12月.	84
図 4-22 湖氷の存在期間に関する観測値 (黒点) と計算値 (青線) の比較. 2001年から2010年における.	87
図 4-23 湖沼の緯度方向の大きさ (横軸) と, そこにおける湖氷の存在期間を過小評価している大きさ (縦軸) との関係.	88
図 4-24 ダム貯水池の水面温度と, ダムを考慮しないモデルにおける同グリッドの河川水温との差. 2001年から2003年の平均値. ダムが複数グリッドにまたがる場合, 水面面積によって重みづけした河川水温と比較している. 正の値がダム貯水池の水面温度の方が河川水温より温かいことを示す.	90
図 4-25 2つのデータセットにおける, 各湖沼中の水面グリッド数の比較. グリッド数上位10湖沼は図から省いているが, データセット間での差は比較的小さかった.	92
図 4-26 左: Lake湖における共通水面の補完例. 右: HydroLAKESの定義する湖沼グリッド (横軸) と, MERIT-Hydroとの共通水面 (縦軸) の補完前後のグリッド数比較.	93
図 4-27 Bras d'Or湖における水面の比較 (a) HydroLAKESの水面, (b) 共通水面+補完手法の水面. ..	93
図 4-28 湖沼内部の孤立水面を削除するアルゴリズムで注意すべき例. (a-1) アルゴリズムAが機能しない水面. (a-2) アルゴリズムAで誤判定される水面 (薄水色). (b-1) アルゴリズムBが機能しない水面. (b-2) アルゴリズムBで湖沼外部と判定される部分 (灰色).	94
図 5-1 AQUATOXにおける非生有機物の定義.	120
図 6-1 本研究で定義する状態変数とそれを増減する過程. 各矢印の始点が消費され, 終点が増加する.	126
図 6-2 NO ₃ NとNO ₂ N (左), NO ₃ NとNO _x N (右) の平均値の分布. 観測所数はそれぞれ1,809, 136地点.	138
図 6-3 IMAGE-GNMモデルの構造. Beusen et al. [2015]より引用.	141
図 6-4 IMAGE-GNMモデルが想定する陸域と水域の物質収支. 赤枠が本モデルの対象.	141
図 6-5 各水質項目に関する再現性指標 (pBIASとCORR) の全球分布. 上から順に水温, クロロフィル a, ON, NH ₄ , NO ₃	144
図 6-6 ヨーロッパにおける流量と水質の時系列比較. (i) Meuse川Heer観測所, (ii) Sure川Martelange観測所.	146
図 6-7 Mekong川における流量と水質の時系列比較. (i) Chiang Saen観測所, (ii) Khong Chiam観測所, (iii) Yasothon観測所, (iv) Kaeng Saphu Tai観測所.	148
図 6-8 各水質項目に関する外部負荷量の寄与. (i) ON, (ii) NH ₄ , (iii) NO ₃ , (iv) OP, (v) PO ₄	149
図 6-9 流域全体の負荷量が海洋に到達する割合. (i) TN, (ii) TP.	150
図 7-1 本研究が開発したモデル (中央青枠) と今後の展開 (赤矢印).	154

表目次

表 1-1	海洋に流出するDOCに関する全球推計の例. 出典: Schlesinger & Melack [1981].	5
表 2-1	本研究で用いたデータセットとモデルの解像度.	20
表 2-2	検証の対象流域と観測所, 浸水面積を抽出する範囲.	23
表 2-3	流量, 浸水面積に係わる再現性指標.	28
表 2-4	水温に係わる再現性指標. 「水温 (Tair)」とは, 水温が気温と等しいと仮定するモデルでの再現性.	29
表 4-1	MERIT-HydroとHydroLAKESのマージ手法.	55
表 4-2	流出口が定まらなかった湖沼の例.	57
表 4-3	ReGeomで定義された水面の形状.	62
表 4-4	ReGeomで定義された水深による面積減衰率.	62
表 4-5	琵琶湖の北湖, 南湖の比較.	64
表 4-6	上流域面積が大きく異なった貯水池一覧. 基準は報告値の半分から倍の範囲を外れているもの. IDはGRanDに拠る. 青色で塗りつぶしてある箇所は, 他文献による報告値とも大きく値が外れている貯水池.	73
表 4-7	Marion湖とMoultrie湖における上流域面積の比較.	74
表 4-8	霞ヶ浦流出口付近の観測地点. 河川区分では麻生沖が霞ヶ浦, 下2地点は常陸利根川.	78
表 4-9	琵琶湖安曇川沖観測所での観測水深.	79
表 4-10	淀川流域での「基準地点」と「主要な地点」における水位流量と水質・底質の観測状況.	80
表 4-11	淀川流域における流量の再現性指標. 各欄左が湖沼あり, 右が湖沼なし.	82
表 4-12	淀川流域における水温の再現性指標. 各欄左が湖沼あり, 右が湖沼なし.	82
表 4-13	湖水の存在期間に関する再現性指標 (相関係数CORRとバイアスBIAS) と, 各湖沼の緯度方向の大きさ (0.25度解像度にアップスケール後).	87
表 4-14	陸域表層水からの蒸発量に関する全球推計値.	89
表 4-15	全河川グリッドにおける水面面積と蒸発量 (上段) と, 水深1.0m未満のグリッドを無視したときの变化 (下段).	90
表 4-16	本比較手法における水面の定義.	92
表 4-17	河川・湖沼結合モデルのディレクトリ構造.	96
表 4-18	河川・湖沼グリッドのベクトル構造 (湖沼モデル結合前).	96
表 4-19	河川・湖沼グリッドのベクトル構造 (湖沼モデル結合後).	96
表 4-20	lake/ディレクトリ内のファイルとその機能.	97
表 4-21	ReGeomの面積減衰形状と容積の関係.	98
表 5-1	炭素, 窒素, リンに関して本研究で用いる表記.	101
表 5-2	上記以外の水質項目に関する表記.	101
表 5-3	本研究が対象とする素過程に基づいた河川水質モデル.	103
表 5-4	水質モデルにおける状態変数の分類.	104
表 5-5	各水質モデルで扱われる状態変数.	105

表 5-6	植物プランクトンを増減する過程.	107
表 5-7	アンモニウムイオンを増減する過程.	108
表 5-8	亜硝酸イオンを増減する過程.	108
表 5-9	硝酸イオンを増減する過程.	109
表 5-10	リン酸イオンを増減する過程.	109
表 5-11	二酸化炭素を増減する過程.	110
表 5-12	溶存酸素を増減する過程.	110
表 5-13	本レビューにおける関数形の表記. 関係する状態変数をxとする.	112
表 5-14	本レビューにおける文字とその意味.	112
表 5-15	化学量論的な関係で通常値以外に示される記号と意味.	112
表 5-16	光合成の進行速度を表す式のモデル間比較.	113
表 5-17	光合成の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.	114
表 5-18	植物プランクトンの減少の進行速度を表す式のモデル間比較.	115
表 5-19	植物プランクトンの減少の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.	115
表 5-20	硝化の進行速度を表す式のモデル間比較.	116
表 5-21	硝化の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.	116
表 5-22	脱窒の進行速度を表す式のモデル間比較.	117
表 5-23	脱窒の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.	117
表 5-24	二酸化炭素の再曝気の進行速度を表す式のモデル間比較.	118
表 5-25	溶存酸素の再曝気の進行速度を表す式のモデル間比較.	118
表 5-26	水質モデルにおける簡略化の方法.	119
表 5-27	各モデルで定義される非生有機物とその働き。「生物」欄には生物からの供給の有無、「無機物」欄にはその非生有機物が増加して生じる無機物、「酸素消費」欄には溶存酸素の消費の有無、「非生有機物」欄にはそれが変化して生じる非生有機物を、「その他」欄には非生有機物が関係する反応を示す.	121
表 6-1	本研究で定義する状態変数とそれを増減する過程.	126
表 6-2	本研究の光合成におけるパラメータの値.	128
表 6-3	本研究の光合成における化学量論的な関係.	128
表 6-4	本研究の呼吸におけるパラメータの値.	129
表 6-5	本研究の死亡におけるパラメータの値.	129
表 6-6	本研究の死亡における化学量論的な関係.	129
表 6-7	本研究の硝化におけるパラメータの値.	130
表 6-8	本研究の硝化における化学量論的な関係.	130
表 6-9	本研究の脱窒におけるパラメータの値.	130
表 6-10	本研究の脱窒における化学量論的な関係.	130
表 6-11	本研究のDeritus分解におけるパラメータの値.	132
表 6-12	本研究のDetritus分解における化学量論的な関係.	132
表 6-13	本研究のCBOD酸化におけるパラメータの値.	132

表 6-14	本研究のCBOD酸化における化学量論的な関係.	132
表 6-15	本研究のON加水分解におけるパラメータの値.	133
表 6-16	本研究のON加水分解における化学量論的な関係.	133
表 6-17	本研究のOP加水分解におけるパラメータの値.	133
表 6-18	本研究のOP加水分解における化学量論的な関係.	133
表 6-19	GEMSによる観測変数と観測所数. 観測変数とはParameter Code, 名称とはParameter Long Nameを指す.	136
表 6-20	GEMSによるCBODの測定手法とデータ数. 測定手法はAnalysis Method Code, 名称はMethod Nameに拠る.	139
表 6-21	本研究が境界条件として使用するデータセットの解像度と, 本モデルで対応する状態変数.	140
表 6-22	Beusen et al. [2016] によるデータ一覧 (窒素, 水域への物質負荷量に関連するもののみ). 単位はいずれも[kgN/year]. 割合はVilmin et al. [2018] に拠る.	140
表 6-23	Beusen et al. [2016] によるデータ一覧 (リン, 水域への物質負荷量に関連するもののみ). 単位はいずれも[kgP/year]. 割合はVilmin et al. [2018] に拠る.	142
表 6-24	本研究で行った実験の設定.	143

第1章 序章

1-1 背景

気候システムとは、大気や海洋といった各要素が多数のフィードバックループによって関連する複雑系を指す言葉である。Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) の第5次報告書では、この気候システムの形成要素は大きく5つに分けられている：大気atmosphere, 水圏hydrosphere, 雪氷圏cryosphere, 地殻lithosphere, 生物圏biosphereである [Pachauri et al., 2014]. これらのサブシステムの内部ないし間において、熱や物質の時空間分布は絶えず変化し、気候システムの形成に様々な影響をもたらしている。

まず地球表層上の熱循環について、正味放射とは太陽から到達する短波放射と、地球表面から放出される長波放射の収支である (図 1-1 (a), 熱の移動は3つの形態をとる。接触している物体間で行われる伝導, 温度差を持った流体の移動によって行われる対流, 物体が電磁波を放出して行う放射である。この電磁波は様々な波長帯から構成されているが、Wienの変位則から、そのエネルギー密度が最大となる波長は物体の表面温度に反比例する。短波放射と長波放射はどちらもこの放射に属するが、太陽と地球という光源の表面温度の違いから、その様に区別して呼ばれている)。短波放射の到達量は地軸の傾きから赤道付近で最大となり、高緯度に向かうにつれて減少する。一方で長波放射量は地球表面温度や輻射率などに依存するが、その緯度方向の変化は短波放射のそれよりも小さい。結果としてこれらの収支を考えると、低緯度地域では過剰な熱を受ける一方で、高緯度地域では熱が放出されている。Stefan-Boltzmannの法則から放射エネルギーは物体の表面温度の4乗に比例するため、もしも放射収支のみで地球の表面温度が決まっているとすれば、低緯度付近では実際よりも温度が上昇し、高緯度地域では更に温度が低下するであろう。

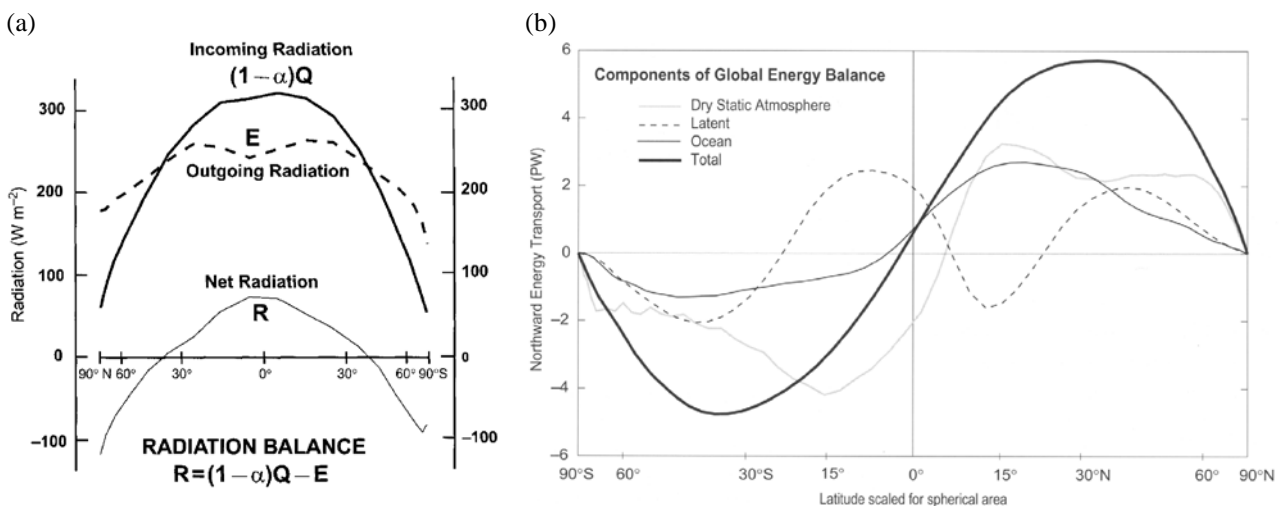


図 1-1 (a) 地球表面での下向き短波放射, 上向き長波放射, それらの収支である正味放射の緯度分布. (b) 大気と海洋による緯度方向の熱輸送量. 出典: Bryden & Imawaki [2001].

しかし実際にはこの様な温度変化は起こっていない。それは大気や海洋といった媒体が概して低緯度から高緯度方向に熱を輸送しているからである (図 1-1 (b))。地球表層上の流体が、もう一つの熱の輸送形態である対流によって、熱収支の補償を行っているのである。ある地域での熱収支が他の地域にも影響を与える、この現象で現在最も注目を集めている事象の一つが北極海とその海氷である [Lenton et al., 2008]。氷と水では、前者の方が短波放射の反射率(アルベド)が大きいため、近年の気候変化に伴って海氷が融解すれば、北極海は更に多くの短波放射を吸収するようになり、更に海氷融解が加速される、という正のフィードバックが生じる。これは高緯度地域の気温上昇や、蒸発量増加に由来する降水量の増加のみならず、海氷融解に伴って海水より密度の小さい真水が北極海表層に供給されることで、海洋の熱塩循環の弱화를引き起こすと予測されている [Sun et al., 2018]。

また温室効果をはじめとして、物質循環と気候システムの関連にも関心が高まっている。図 1-2は大気、海洋、陸地という3つのサブシステムにおける炭素循環である。陸域深くに固定され不活性であった炭素が化石燃料の採掘、使用によってどれだけ地球表層の循環系に移動するのか、また森林伐採等によってサブシステムの間での炭素配分がどのように変化するのか、という観点でしばしば議論されている。

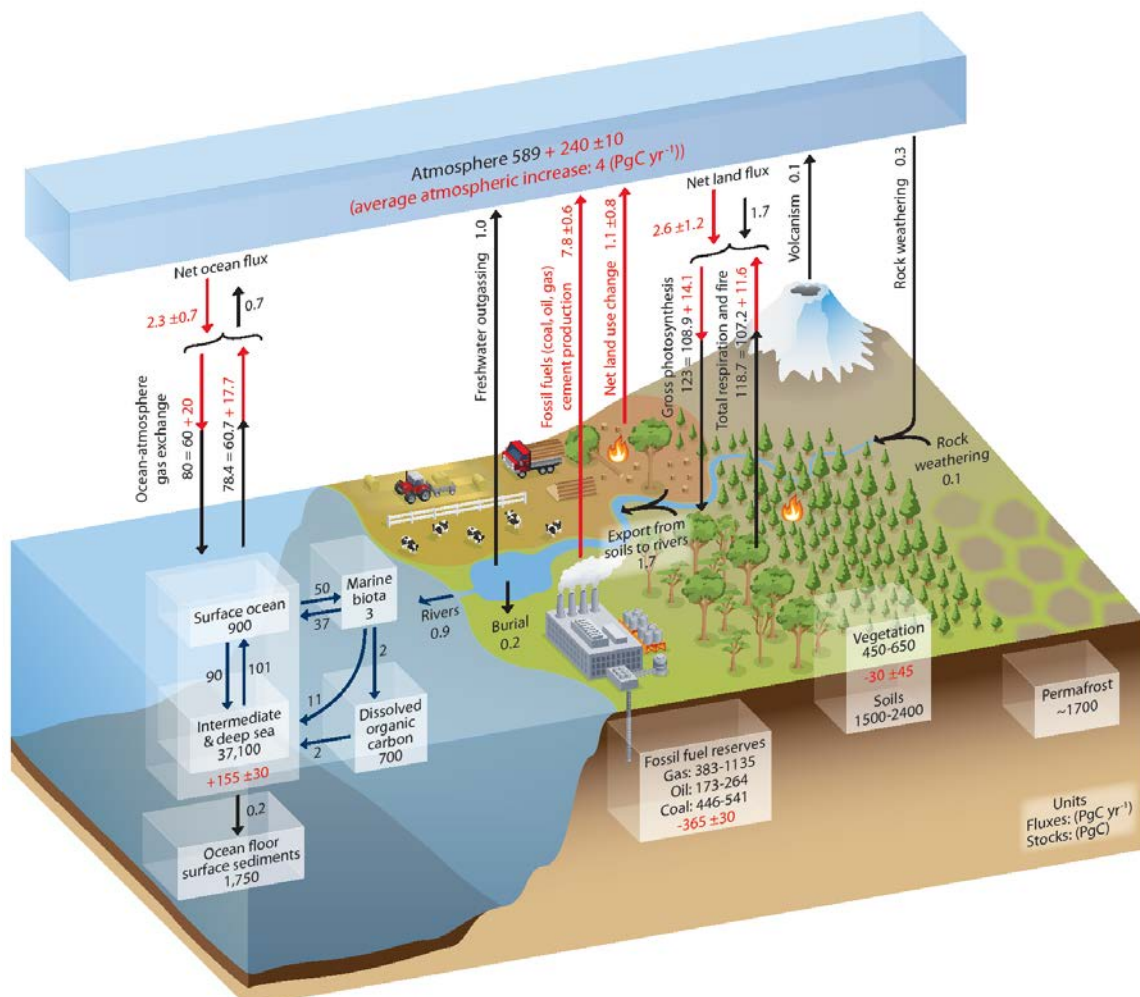


図 1-2 地球上の炭素循環。黒字は工業化以前(1750年頃)、赤字は人間活動による変化(2000~2009年)を表す。出典: Ciais et al. [2014].

ここでの炭素とは、二酸化炭素 CO_2 だけではない。地球表層におけるメタン CH_4 の絶対量は二酸化炭素に比べて小さいものの、 CO_2 よりも地球温暖化係数（単位質量当りの放射エネルギー吸収量への影響）が大きい [Myhre et al., 2013]。しかしその放出源の多様性が炭素循環の定量評価を難しくする要因となっている。例えばメタンは湖底やウシの腸内といった嫌気条件で発生し、また河川が氾濫した場合、その場所は一時的に嫌気状態となり、メタン放出が活発になる。近年の研究によって、この氾濫による放出量は大気メタン収支とメタン放出量の現地観測という両面から推定されている [Pangala et al., 2017]。

また地球上の窒素循環について、一酸化二窒素 N_2O の地球温暖化係数は二酸化炭素の約260倍であるのみならず、他の窒素酸化物 NO_x は大気汚染（ただしエアロゾルは放射を散乱するため地球の冷却効果を持つ [Jacob, 1999]）や酸性雨をもたらす、またオゾン層の消滅反応にも作用する [Crutzen, 1970]。またリンPと共に生物の主要な栄養源であるため、生態系を介して炭素循環とも相互作用している。即ちこの栄養塩が大量に供給されれば植物プランクトンなどの生物の活動が活発になり、炭素を固定する方向に系が変化する。また過剰な量の栄養塩が水域に供給される現象は富栄養化と呼ばれており、植物プランクトンが増加する一方で、閉鎖水域ではその呼吸や有機物分解によって溶存酸素量が低下するなどの影響がある。人間活動による沿岸部の富栄養化は、全世界で注視されている [Carpenter et al., 1998; Vitousek, Aber, et al., 1997]。

窒素循環に攪乱を与える最大の原因は、Haber-Bosch法の開発とそれにとまなう反応性窒素の増大である [Smil, 2001]。窒素ガスは大気の構成比率が78%と最も大きい気体であるが、この形態では生物は利用できない。しかしHaber-Bosch法によってこの N_2 から反応性窒素の1つであるアンモニア NH_3 が生成されると、それを元にした農薬の使用量、農作物の収量が劇的に増加した。これによって農地に投入された窒素が辿る経路は複数存在する。農作物に吸収された分は人間を含む動物によって摂取され、陸地に再び排泄される。またその一部は（何らかの処理が行われた後）下水に放出される。農作物が輸出された場合、海を越えて窒素が移動することになる。一方で土壤中に残存した窒素は、アンモニアとして揮発されたり、硝酸イオン形態を経て脱窒され N_2 や N_2O として大気中に放出される場合や、水に溶解し、陸域表層水へと流出する場合などがある（土壌は主に負に帯電しているため、流出する多くは硝酸イオンとしてである）。そして下水や流出を受けた陸域表層水は海洋まで熱や物質を流下する役割を果たすが、その過程においては水中の生物活動や化学変化といった変質が行われている。

本研究はこの陸域表層水、即ち陸上に河川や湖沼として存在している水を対象とする。地球の表面積に陸域が占めるは約29%であるが、河川はその陸域の内0.5%程度 [Allen & Pavelsky, 2018]、湖沼など他の水面を合わせても2.5%程度の面積に過ぎない [Pekel et al., 2016]。またかつて陸域表層水は、陸域の水収支の残差を吸収する要素として [Manabe, 1969]、また海洋以外の水面 [Baede, 2001] として捉えられてきた。しかしそれでも本研究がこれら陸域表層水に注目する理由は、それが陸域と海洋をつなぐ経路だからである。水はそれ自体が循環すると同時に、熱や物質を輸送する媒体としての役割を果たしている。既存のパラダイムにおいて、陸域の水熱物質収支が気候システムに与える影響は、大気との鉛直交換を通じた経路においてのみ考慮されてきた [Zeng et al., 1999]。しかし、河川は陸域における気候的特徴や人間活動の影響を下流域、ひいては海洋まで直接輸送する。また湖沼は河川との流出入によって陸域表層水の一部を形成しているが、温度成層 [例えばDake & Harleman, 1969] など河川とは異なる動態に支配されている [Caissie, 2006]。また陸域から流出した物質は有機態や無機態など様々な形態をとっているが、水中で

化学変化すると同時に、大気中に放出される分、それを摂取した生物の死骸（有機物）として河床、湖底（水底）に沈降する分などが取り除かれる。反対に、大気からの沈着、再曝気や水底からの再懸濁 *resuspension* によって、新たに供給される分もある。そして湖沼ではその流速から沈降が卓越すると同時に、水温に由来する物質動態の鉛直不均一性の影響を受ける。

本研究では、この様に陸域表層水を介して熱や物質が輸送される過程、またその間に熱や物質に関して生じる現象を総称して「水文輸送hydro-transport」過程と呼ぶ。本研究が一貫して目指しているのは、この水文輸送過程の定量的解明である。物質輸送における河川の役割については観測を中心に多くの研究が行われているものの、後述する通り未だなお不確実性が大きく残る要素である。また陸域表層水によってなされる熱輸送について、地域スケールの観測研究はあるものの [Lammers et al., 2007; Whitefield et al., 2015], 全球スケールでの知見は蓄積されていない。本研究で採用する手法の多くは従来から広くなされてきている水質研究と共通している部分も多いが、ここでは上述した地球システムの観点に立脚し、「熱や物質がどう輸送されるのか、特に陸域から海洋まで到達するのはどの程度か、またそうでない部分は大気と水底にどう配分されるのか」という科学的疑問に答えるべく、水文輸送モデルの開発・改良、検証、及びこれらに関する全球シミュレーションを実施する。次節では関連する既往研究についてまとめ、本研究が取り組むべき課題を整理する。

1-2 既往研究

水文輸送という言葉こそ存在しなかったものの、こと河川が海岸まで輸送する物質の量を推計する試みはこれまで多く行われてきた（水文熱輸送の評価が難しい理由は第3章にて説明する）。これは、物質輸送量が水域（沿岸域を含む）の環境に大きく影響を及ぼすこと、水の流量と物質の濃度の観測によって計算できること、の2つに起因すると考えられる。本研究が調査したところ、広範な地域でこれらの観測データを収集、議論を行ったのはLivingstone [1963] まで遡ることが出来る。その研究では重金属なども対象に調査が行われており、水質研究の延長としてこの分野が始まったことが伺える。この手法を全球規模に適用した初めての研究は、Schlesinger & Melack [1981]（溶存態有機炭素DOC, 表 1-1）、Meybeck [1982]（溶存/粒子態有機炭素/窒素/リン）である。これらも多数の文献から観測データを収集した上で、植生ごとの面積や河川流量といった適当な変数に対する原単位を推定し、それを全球に適用している。

この様な、流域に関する物理量を観測データと関係付けるというアイデアは現在でも広く使われており、本研究では簡単のためこれらを「統計的アプローチ」と呼ぶことにする。統計的アプローチはその後、降水量や地形勾配といった流域に関する面的な情報の整備を背景に [例えば Pinet & Souriau, 1988], それらを流域ごとに統合した変数に関する回帰モデルとして発展する [Ludwig & Probst, 1996]. 例えばこの研究では、DOCの年間流出量を

$$(\text{DOC流出 [t/yr]}) = \alpha_1 \cdot r + \alpha_2 \cdot s + \alpha_3 \cdot c_{\text{soil}} \quad (1-1)$$

として推定している。但し、 r は流出強度 [mm], s は勾配 [rad], c_{soil} は土壤中炭素 [kg/m³], $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ はパラメータである。なお、土壤中炭素は土壌タイプや気候条件から推定されており、また説明変数は各流域内の重み付け平均となっている。

その後登場したNutrient Export from WaterSheds (NEWS) モデル [Dumont et al., 2005; Harrison, Seitzinger, et al., 2005; Harrison, Caraco, et al., 2005; Beusen et al., 2005]（統合・改良版はNEWS2 [Mayorga et al., 2010]）は、これら地形・気象条件に加えて、人口などの社会経済データの空間分布、また滞留時間など水文モデルによる出力を組み合わせている。このモデルは大きく分けると、人間活動を含めた陸域から水域への物質流出モデル、河口までの水文輸送モデルの2つから構成されている。例えばNEWSの溶存態無機窒素

表 1-1 海洋に流出するDOCに関する全球推計の例。出典：Schlesinger & Melack [1981].

Ecosystem type	Area (10 ¹² m ²)	Rate of organic carbon loss (gC m ⁻² yr ⁻¹)	Total transport (10 ¹² gC yr ⁻¹)
Tropical forest	24.5	5	122.5
Temperate forest	12	4	48
Boreal forest	12	5	60
Woodland and shrubland	8.5	4	34
Tropical grassland	15	1	15
Temperate grassland	9	1	9
Tundra and alpine	8	1	8
Desert and semidesert	8†	0.5*	4
Cultivated	14	5†	70
Swamp and marsh	2	20	40
			410 =
			0.41 × 10 ¹⁵ gC yr ⁻¹

スキーム [Dumont et al., 2005] では、大気沈着や農薬投入を含めた陸域物質収支に基づいて面源負荷量を、下水排出量から点源負荷量を計算している。そしてこれらに、河口まで到達する割合 FE を乗じてそこまでの到達量を推定している：

$$FE = (1 - R_{wit}) \cdot (1 - R_{riv}) \cdot (1 - R_{dam}) \quad (1-2)$$

ここで R_{wit} は取水割合 [-], R_{riv} , R_{dam} はそれぞれ河川, ダムによって河口までの輸送が阻害される (aquatic retentionやin-stream retentionと呼ばれる) 割合 [-] である。 R_{riv} は流域面積 A [km^2]から, R_{dam} は流量 Q_i [m^3/s], 貯水池深さ d_i [m], 貯水池内での滞留時間 τ_i [s] から推定された回帰式によってそれぞれ計算されている [Seitzinger et al., 2002]：

$$R_{riv} = \beta_1 \cdot \ln(A) - \beta_2 \quad (1-3)$$

$$R_{dam} = \frac{1}{Q} \cdot \sum \gamma_1 \cdot \left(\frac{d_i}{\tau_i}\right)^{-\gamma_2} \cdot Q_i \quad (1-4)$$

但し下付き文字 i はダムの番号, Q は河口での流量 [m^3/s], $\beta_1, \beta_2, \gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ はパラメータである。また有機態の物質に関しては, aquatic retentionを考慮するのはダムにおいてのみであり, 流域からの総負荷量に(ダムあり流量)/(ダムなし流量)という係数を乗じている [Harrison, Caraco, et al., 2005]。即ちこの手法は, 物質はその存在形態に依らず一定の割合で水域から除去されるという仮定に基づいており, 有機態と無機態の相互作用や化学変化を無視していることになる。

これら統計的アプローチは, (恐らくデータ数の限界に起因して) 流域から海洋に流出する物質の推計に特化しているため, 流域に関する空間分布データも何らかの手法で集約する必要がある (lumped model) [Beusen et al., 2015]。また同時に, 時間的な外挿推計への適用可能性が短所として指摘されている [Beusen et al., 2016]。即ち, 観測データの少ない地域への適用性や将来予測における頑健性を担保する根拠が少ないのである。確かにNEWS2に予測人口や農業活動データを入力すれば一定の出力は得られるが, それら入力データと物質輸送量の関係が現在条件から不変であるという保証はない。そこで近年では, 陸面の物質収支など素過程に基づいて物質輸送量を推計するアプローチ (ここでは「素過程アプローチ」と呼ぶ) が注目されている。本研究で調査した範囲内において, 素過程アプローチを採る全球モデルは Integrated Model to Assess the Global Environment-Global Nutrient Model (IMAGE-GNM) モデル [Beusen et al., 2015] 唯一つである (但し地域スケールの水質モデルを陸面物質収支モデルに結合した事例は存在する [Nakayama, 2017])。IMAGE-GNMモデルでは, 陸域からの物質負荷量の空間分布を計算した上で, 全球水文モデルPCRaster GLOBAL Water Balance (PCR-GLOBWB) [Van Beek & Bierkens, 2009; Van Beek et al., 2011] によって計算される河道網や水文諸量によって物質を輸送している。流下過程で生じるin-stream retention R は

$$R = 1 - \exp\left(-\frac{v \cdot \tau}{d}\right) \quad (1-5)$$

と表現される。ここで v はnet uptake velocity, τ は滞留時間, d は水深である。これは河道と湖沼の区別なく適用されている。また河道網に従った水文輸送を明示的に計算しているため, 河口以外の観測地点でも検証が可能であることが本モデルの大きな特長であると言える。

このモデルの問題点は年単位の物質収支しか解くことができない点である。そこで, 後に開発された Dynamic In-Stream Chemistry (DISC) モジュール[Vilmin et al., 2018] では, 地下水を経由する流出や土壌浸食など, 降水量や流出といった自然条件に支配されている負荷量の季節変動を表現するため, 年間の負荷量を月単位の物理量で按分している。このDISCモジュールはretentionの表現自体を変更するものでは

ない。しかし炭素の3形態 (DIC, DOC, POC) を対象としたCARBON-DISCモジュールでは、後述する水質モデルと同程度の複雑さによってその化学変化や流下過程を表現している。

これまでのところ、全球規模の水文輸送モデルはこれらNEWS(2)とIMAGE-GNMしか存在しないが [Tang et al., 2019], 大陸河川流域の単位で適用可能なモデルが存在する。1つの例はSpatially Referenced Regressions On Watershed attributes (SPARROW) モデル [Smith et al., 1997; Alexander et al., 2008] である。これは主にアメリカ合衆国全域に適用事例がある。IMAGE-GNMモデルと同様に、陸域から水域への流出過程と水文輸送過程の2つに分けられるが、前者を統計モデルによって計算している。また水文輸送過程は指数関数による減衰によって表現されているが、河道と湖沼でそれぞれ異なる係数を用いている。もう1つの例はORCHILEAK (何の略かは不明だが、Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) モデルのブランチ) [Lauerwald et al., 2017] である。これはAmazon川流域のDOC収支とCO₂放出に特化したモデルであり、農薬投入など人間活動の影響を捨象する代わりに、陸域での炭素収支を解くのみならず、氾濫原での堆積までも表現している。但しNやPを扱っていないために、生態系による影響は分解速度に関するパラメータとして間接的に表現されている。

1-3 研究目的

ここまで、陸域での影響を海洋まで伝播する水文輸送過程と、広域スケールで適用されている水文輸送モデルを2つのアプローチに分けて概観してきた。特に、統計的アプローチは河口における物質輸送量のみを推定し、また将来推計など時間的な外挿への適用性が担保できないという問題がある一方で、素過程アプローチは陸域土壌での物質収支を解くと同時に、水文モデルと同様に河道網に沿って輸送量を計算するため、河口以外での観測データとの比較も可能になっているという利点を確認した。一方で多くのモデルでは水文輸送過程は指数関数などによって簡易に表現されている。そこで本研究では、水文輸送過程の明示的な表現を通じて、陸域表層水における熱・物質収支の全球推計を行うことを目的とする。

(1) 水文熱輸送の表現, 推計

陸域表層水の熱収支は、鉛直方向の熱交換と水平方向の熱輸送という2つによって構成され、特に後者は他の陸域との違いとして特徴付けられる。即ち陸域表層水は、ローカルな熱収支の影響の一部を下流に輸送する働きを有する。第3章で詳述するが、この効果を推計するためには水温や流量のみならず、熱フラックスや地表からの流出水温など広範な項目に関するデータが必要である。本研究では水体の熱収支を陽に計算する全球モデルを開発し、その出力を用いて水文熱輸送量の推計を行う。

(2) 水文物質輸送の表現, 推計

特に本研究では、既往研究における水文物質輸送過程の表現には大きく2つの課題があると考えており、それらに対応した手法の改善を行う。

1) 湖沼の表現

1つ目の課題は、既存モデルにおける湖沼内における生物、化学的過程の過度な簡略化である。先行モデルの多くは滞留時間や水深によってその影響を考慮している。例えばSPARROWでは河川と湖沼で滞留時間にかかる係数を変更しているが、よくよく考えてみると、湖沼を「滞留時間の長い河川」として捉えるのであれば、その使い分けは不要である。即ち係数の使い分け自体が別の過程の存在を暗示しているものと言える。この湖沼で卓越する過程は、水温などの鉛直不均一性である。これは湖沼内の過程に大きな影響を与えるが、その過程は上述した全てのモデルで簡略化されている。

湖沼過程を簡略化せざるを得ない大きな要因は、湖沼を考慮した河道網（最早河道だけではないので以降は「水路網」と呼ぶ）の不足である。上述した全球水文モデルPCR-GLOBWBは湖沼を考慮しているが、その水路網はDDM30 dataset [Döll & Lehner, 2002] によって与えている。しかしこの水路網は湖沼の上下流が連続しておらず、適当なグリッドを湖沼として代用している [Van Beek & Bierkens, 2009]。DDM30 datasetを含む多くの水路網は、高解像度の地形データを（計算コスト、モデルの要請から）低解

像度にアップスケールすることで構築されている。しかし多くの水路網はアップスケール後も隣接8グリッドからしか流下方向を選択することができず、河川が密に存在する地域では誤った経路が抽出されてしまい、手作業による修正が不可欠であった。これらの問題は、矩形格子と単位集水域を組み合わせたFLOW手法 [Yamazaki et al., 2009] によって解決されたが、この手法では河道と湖沼の区別がなされていなかった。従って、この河道網の上に湖沼流出口におけるダム操作を表現するモデルなどを導入するためには、緯度経度や上流域面積を用いたマッチングによって河道網上に湖沼を間接的に表現するという手法が採られている [Shin et al., 2019]。この様に、既存のデータセットを用いて河川と湖沼の連続性、ひいてはこれらに駆動される熱物質輸送を表現するには課題が残っている。

本研究では、湖沼データベースHydroLAKES [Messenger et al., 2016]（100万を越える湖沼の水面分布、その一部には名称や平均水深が登録されている）と高解像度地形データMERIT-Hydro [Yamazaki et al., 2019] をマージした上で、湖沼を水路網上に直接表現するためにFLOW手法の改良を行う。そしてそのアップスケールされた水路網を用いて後河川モデルと湖沼モデルの結合を行い、湖沼が水文輸送過程に果たす役割を明示的に表現する。

2) 水質モデルの結合

もう1つの課題は、水文輸送モデルの拘束条件の不足である。これまでは陸面モデルの出力（例えば窒素流出量）を所与として、河口部での物質流出量を観測値に近づけるためにモデルパラメータが調整されているケースが多かった。しかし、水域全体の物質収支を精緻に把握できれば、逆に陸面モデルの有する不確実性を推定できる可能性がある。近年では水面からの二酸化炭素放出量を全球スケールで推計する研究も存在する [Raymond et al., 2013] もの、このアプローチでは水底への堆積量を拘束できず、水中の物質収支を明示的に表現する本研究の目的に沿わない。そこで本研究では、多数の地点観測事例が存在する物質形態ごとのデータ活用に注目する。形態ごとのデータとは、有機態、無機態、また無機態の中の複数のイオンを区別したデータである。後章で詳述するが、物質は輸送過程で様々な形態をとる。大気への物質放出や生物への摂取といった収支は、この形態によって大きく異なる。これら多数存在する形態別データとモデル出力とを比較することによって、水文輸送モデルをある程度拘束できることが期待されるとともに、また水文輸送モデルと陸面モデルの有する不確実性がそれぞれ定量化できる可能性がある。

そこで本研究では、これまで地域スケールで開発されてきた水質モデルの知見を活用する。そのようなモデルの数は一見すると膨大である。しかしモデルの中には、物質動態や生物学的過程を表現する部分（大気モデルのアナロジーを使うと物理過程）はほぼ共通しており、水動態（力学過程）を解く手法のみが異なる、というケースも多数存在する。詳細は本研究の後半でレビューするが、この様な地域スケールの水質モデルを支配方程式レベルで比較した上で全球スケールに適用可能な水文輸送モデル開発のための要件を洗い出し、実際に開発を行う。

本研究で取り組むモデル開発は、従来retentionという概念に押し込められていた水文輸送過程の詳細プロセスを明示的に解くことを意味する。特にEUROHARPというプロジェクトでは [Kronvang et al., 2009], 観測データの豊富なヨーロッパの複数流域において水文輸送モデルの比較実験を行った結果、モデル間の大きな誤差の1つにretentionがあると指摘されている [Hejzlar et al., 2009]。即ち、多くのモデルは

(河口以外の地点で比較できるものも含めて) 河口からの物質流出量が観測結果と整合する様にチューニングされており, 結果としてretention過程のキャリブレーションは陸域土壌の物質収支の不確実性を吸収するために用いられていると指摘されている [Billen et al., 2011]. 同報告で指摘されている通り, そもそも”retention”と呼ばれている過程がそもそも概念的である. つまりretentionとは文字通り河川, 湖沼水中に保持される物質のことではなく, 水域に流出してきた物質の内, 河口まで到達しない分である. そして, 到達しなかった物質の経路, 即ち大気中に放出されるのか, 水底に堆積するのかといった分配は明示的に表現されてこなかった. 即ち現在の物質収支推計では, 水文輸送過程の概念モデル化によって河口から流出する量の説明力を求めるあまり, 陸域土壌の物質収支における不確実性が評価出来なくなってしまっている(恐らくこの一因は, 陸域に関する観測データが少なく, 陸域モデル自体の表現力も河口部での水質観測データでの検証によってしか評価出来ないということだと考えられる). 本研究では, 地域スケールの水質モデルに立脚して水文物質輸送モデルを開発することで, 各水質項目に関して素過程ベースの計算を行う.

1-4 本論文の構成

これ以降の本論文の構成は以下の通りである。まず第2章では、河川による水文熱輸送を定量評価するために、河川の熱収支を解く全球河川水温モデルを開発し、その検証を行う。第3章では、このモデルを用いて水文熱輸送過程を全球で定量化し、また海洋に関するデータと数値モデルを用いて、海洋での熱収支に河川がどのような影響を有するか評価する。第4章では、全球スケールの高解像度地形データと湖沼分布データをマージした上で、水路網の自動構築手法を開発、検証する。またこの水路網を用いて河川水温モデルと湖沼水温モデルを結合し、そのモデル性能を日本と北米域で検証する。第5章は全球スケールの水質モデルを開発するために、地域スケールの水質モデルを状態変数やそれを関係付ける過程、その進行速度を表現する支配方程式の観点からレビュー、比較する。第6章では、その結果を踏まえて全球スケールの河川・湖沼水質モデルを開発し、その検証を行う。第7章ではこれらを総括し、本研究による達成事項と、将来研究の展望をまとめる。

第2章 全球河川水温モデルの開発と検証

2-1 序論

炭素や窒素に代表される物質の水文輸送は、河川の水熱動態と不可分である [Ciais et al., 2014]. 河川は物質の水平輸送を行うと同時に、河川水温は、物質の溶解度や反応性、生物活動の活性などへの影響を介して、その動態を支配する要因の1つである [Abril et al., 2014; Ozaki et al., 2003; Webb, 1996]. また河川水温は発電所や工場の冷却効率にも直接関連している [van Vliet et al., 2016].

河川水温のモデル化に関する研究はこれまで数多くなされてきた. その内統計的なアプローチは、気温などの観測データから河川水温を推定する方法である. 最初期の研究ではこれらの中に線形関係を仮定していたが [Keller, 1967; Smith, 1968], その後の研究では、ロジスティック曲線に基づいた回帰や [Mohseni et al., 1998; Mohseni & Stefan, 1999], 河川水の熱容量を陽に表現するための流量項の導入 [Webb et al., 2003] などが提案されている. またこのアプローチは全球スケールでも適用され、その有効性が検証されている [Van Vliet et al., 2011]. この様な手法は月単位より細かい時間解像度では、河川水温の有する自己相関性のために機能しない [Benyahya et al., 2007]. この場合、河川水温を長期平均と短期変動分とに分けて推定が行われる [Caissie et al., 1998]. 前者は正弦曲線を用いて回帰する一方 [Johnson, 1971], 後者のモデル化には多数の手法が提案されている. 例えば気温からの残差などを用いた多変量回帰や [Kothandaraman, 1971], 2階のマルコフ過程 [Cluis, 1972], Box-Jenkinsモデル [Box & Jenkins, 1976] などが存在する. これらに加えて、より最近ではニューラルネットワーク [Conrads & Roehl, 1999] やk-近傍法 [Benyahya et al., 2007] を用いたノンパラメトリック推定が提案されている.

一方で河川水に関わる熱フラックスからその熱収支を計算するという決定論的アプローチでは、気温や風速といった気象条件から計算が行われる. 従って一般に決定論的アプローチの方が統計的アプローチより多くの入力データを必要とするが、物理過程に基づいて計算が行われるため、統計的アプローチにはない利点も有する. 例えば上述した様な時間解像度に依存しないモデル開発が可能であり、また気候変動や人間活動に伴う将来予測や影響評価にも適用性がある.

決定論アプローチを採った初期の研究は、陸域から流出した水が大気と熱平衡になったときの水温を推定する平衡水温モデル [Edinger et al., 1968] や、上流側の水温も観測から境界条件として与え、その流下中の熱収支のみを解くモデル [Brown, 1969] が挙げられる. その後水の流出入に伴う熱容量の変化を陽に表現するために、流量や流速といった追加的な観測データを収集、使用するモデルや [Sinokrot & Stefan, 1993; Theurer et al., 1984], それらを計算する水動態モデルとの結合モデル [Kim & Chapra, 1997; Westhoff et al., 2007; Younus et al., 2000] などが提案されている. 近年では河川水温の長期傾向に大きな地域差があることが報告されており [例えばKaushal et al., 2010], その全球スケールでのモデル化が行われている [Beek et al., 2012; Van Vliet et al., 2012].

地域スケールの観測研究において、氾濫には河道と周囲の氾濫原における水質の空間不均一性を低減する効果があることが知られており、これはflood pulse conceptと呼ばれている [Arscott et al., 2001; Junk et al., 1989; Tockner et al., 2000; Ward et al., 2001]. また水動態モデルの分野では、氾濫は水深や流量の季節変

動を緩和するために、全球ないし大陸スケールにおける水循環に大きな影響を及ぼすことが知られている [例えばCoe et al., 2002]. しかし既往の全球河川水温モデルでは、河川の氾濫が水温に及ぼす影響は考慮されていない. 本章では、氾濫が河川水温に及ぼす影響を陽に表現する全球河川水温モデルHeat Exchange and AdvecTion with fLood and Ice NumeriKs (HEAT-LINK) を開発し、その検証と氾濫が河川水温に及ぼす影響の定量評価を行う.

2-2 モデル記述

本モデルは、熱フラックスを計算した上で、水と氷の量、温度を計算する。また水と氷のどちらにも移流の影響が考慮される。またこれら全ての過程において質量と熱量が保存する。また河水は潤辺長、粗度、水頭の変化を通じて流量にも影響を与える。

(1) 支配方程式

支配方程式は、1次元河道における質量、運動量、熱量保存則である：

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_L \quad (2-1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial}{\partial x} (h + z) + \frac{gn^2|Q|Q}{R^{4/3}A} = 0 \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial (c_w \rho_w AT)}{\partial t} + \frac{\partial (c_w \rho_w QT)}{\partial x} = c_w \rho_w q_L T_L + B\phi \quad (2-3)$$

但し、 A は河道断面面積 [m^2], t は時刻 [s], Q は流量 [m^3/s], x は河道に沿った距離 [m], q_L は単位長さ当たりの流出 [m^2/s], g は重力加速度 [m/s^2], h は水深 [m], z は河床標高 [m], n はManning粗度係数 [$\text{s}/\text{m}^{1/3}$], R は径深 [m], c_w は水の比熱 [J/kgK], ρ_w は水の密度 [kg/m^3], T は水温 [K], T_L は流出水温 [K], B は河道幅 [m], ϕ は単位面積当たりの正味の熱フラックス [W/m^2] である。本研究では、水体は河道断面内で十分に混合されており、水温は均一であると仮定する [Caissie, 2006]。また先行研究と同様に、熱の拡散による移動は無視できるものとする [Sinokrot & Stefan, 1993]。

(2) 水動態モデルCaMa-Flood

質量保存則と運動量保存則によって記述される水動態は既往の全球水動態モデルCaMa-Floodによって計算される [Yamazaki et al., 2011; Yamazaki et al., 2013]。運動量保存則は移流項（左辺第2項）を無視した局所慣性方程式として近似され [Bates et al., 2010]、また離散化はFTCS（forward-time and central-space）スキームに基づいている。予報変数は河道と氾濫原の流量であり、水深や氾濫面積割合といった水分布は診断的に計算される。氾濫の程度を概念的な貯留量として表現するモデルも存在するが [Decharme et al., 2008]、CaMa-Floodでは全陸域を単位集水域に分けた後、各集水域内における標高分布から客観的に氾濫の程度を計算する。一方でCaMa-Floodは河道と氾濫原の水面標高が各集水域内で一致する状態を仮定しているため、河道と氾濫原の間での水の交換を陽に表現していない。

(3) 熱フラックスの計算

本モデルでは、水体が吸収する正味の熱フラックスを以下の通り考える：

$$\phi = \phi_{SW\downarrow} + \phi_{LW\downarrow} - \phi_{LW\uparrow} - \phi_H - \phi_{IE} + \phi_{friction} \quad (2-4)$$

但し、 $\phi_{SW\downarrow}$ は下向き短波放射、 $\phi_{LW\downarrow}$ は下向き長波放射、 $\phi_{LW\uparrow}$ は上向き長波放射、 ϕ_H は顕熱輸送、 ϕ_{IE} は

潜熱輸送, $\phi_{friction}$ は河床との摩擦 [W/m²] である. なお河床との熱伝導は無視している [Hondzo & Stefan, 1994]. 図 2-1 (a) は河川水の熱収支に関する概念図を示している. $\phi_{LW\downarrow}$, $\phi_{LW\uparrow}$ と $\phi_{friction}$ は既往研究と同様に計算しているため [Webb & Zhang, 1997], 以下ではそれ以外の熱フラックスの計算法について示す.

1) 下向き短波放射

深さが h である水柱が吸収する短波放射量 $\phi_{SW\downarrow}$ は以下の通り計算される [Webb & Zhang, 1997] :

$$\phi_{SW\downarrow} = (1 - \alpha)(1 - (1 - r)(1 - b)D)R_{SW\downarrow}, D = \exp(-\lambda h) \quad (2-5)$$

但し, α は水面のアルベド [-] (=0.1), $R_{SW\downarrow}$ は水面に入射する短波放射量 [W/m²], r は水面で吸収される割合 [-] (=0.6), b は河床で反射される割合 [-], D は河床まで到達する割合 [-], λ は短波放射の減衰率 [1/m] である (=0.05). 本モデルは幅広な大陸河川を対象としているため, 河道脇の樹木による遮断は考慮していない.

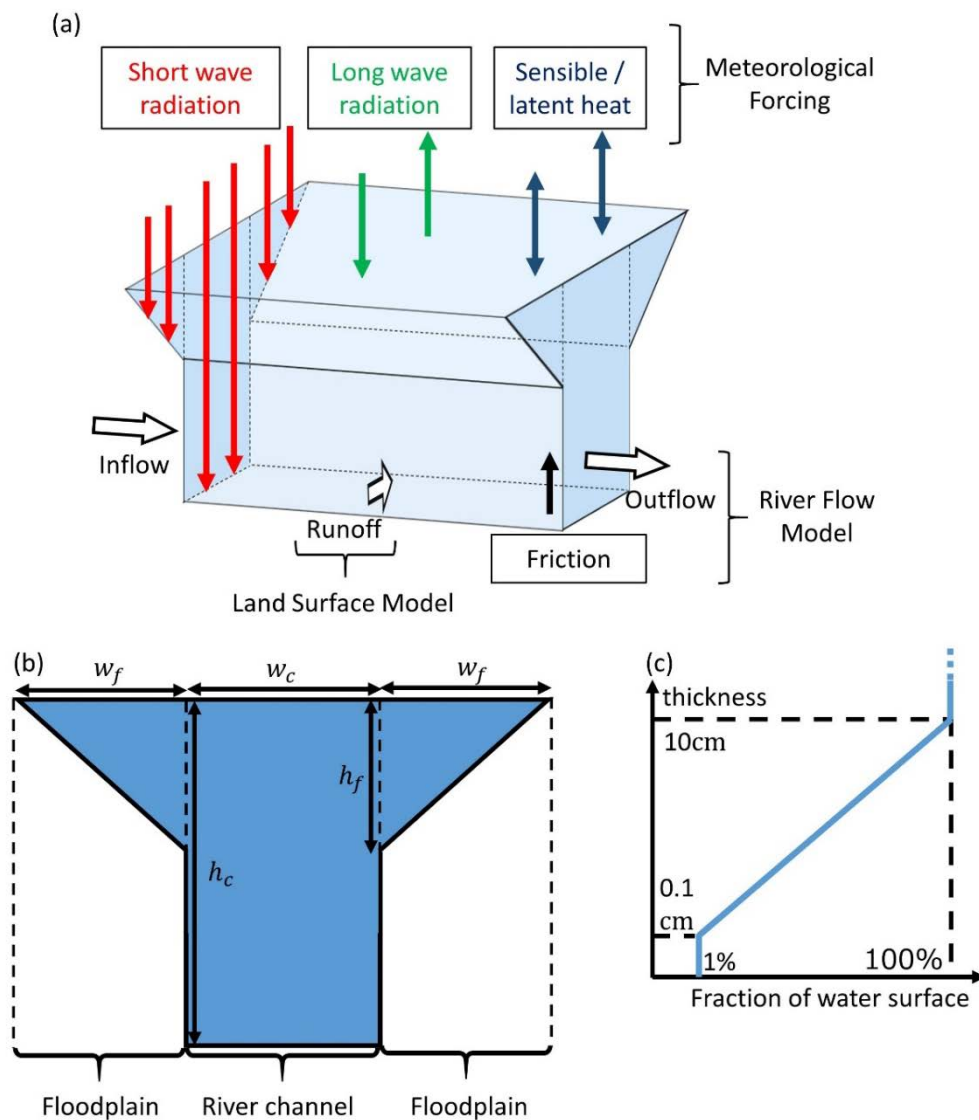


図 2-1 (a) 河川水の熱収支に関する概念図. (b) 河道断面図. (c) 河氷形状のパラメタリゼーション.

これによる水温の上昇分 $\Delta T_{SW\downarrow}$ [K] は

$$\Delta T_{SW\downarrow} = \frac{(1-\alpha)R_{SW\downarrow}}{c_w\rho_w} \cdot \frac{1-k \cdot \exp(-\lambda h)}{h}, k = (1-r)(1-b) < 1 \quad (2-6)$$

として表される．水深による $\Delta T_{SW\downarrow}$ の変化は

$$\frac{d\Delta T_{SW\downarrow}}{dh} = \frac{(1-\alpha)R_{SW\downarrow}}{c_w\rho_w} \cdot \frac{k\lambda \cdot h \exp(-\lambda h) + k \exp(-\lambda h) - 1}{h} \quad (2-7)$$

であるが，これは $h > 0$ で常に負である．従って，同じ体積の水であっても，浅く広がる方が効率的に短波を吸収し，温度が上昇することが分かる．氾濫は河道の水深を減少させ，その水を氾濫原に分配する過程であるため，氾濫を考慮した場合，短波放射をより効率的に吸収するようになる．

2) 顕熱，潜熱輸送

顕熱フラックスと潜熱フラックスは修正バルク法によって計算される [Kondo, 1992] :

$$\phi_H = c_p\rho_a C_{HD}V(T_s - T_a) \quad (2-8)$$

$$\phi_{LE} = l\beta C_{ED}V(q_{sat} - q_a) \quad (2-9)$$

但し， c_p は空気の比熱 [J/kgK]， ρ_a は空気の密度 [kg/m³]， C_{HD} と C_{ED} は修正された水面でのバルク係数 [-]， V は風速 [m/s]， T_a は気温 [K]， T_s は水面温度 [K]， l は水の蒸発熱 [J/kg]， β は水面での蒸発効率 [-] (= 1.02)， q_{sat} は水面温度における飽和比湿 [kg/kg]， q_a は大気比湿 [kg/kg] である．本モデルでは水体の温度が水面温度と等しい ($T_s = T$) と仮定する．

C_{HD} と C_{ED} は以下の通り定義される大気安定度 s と s_0 によって補正される :

$$s = \frac{s_0|s_0|}{s_0 + 0.01} \quad (2-10)$$

$$s_0 = \frac{T_s - T_a}{V^2(1.0 + \log_{10}(10/z_{obs}))} \quad (2-11)$$

但し， z_{obs} は風速の観測高度 [m] である．大気が安定 ($T_s \leq T_a$) であるときは

$$\frac{C_{HD}}{C_H} \approx \frac{C_{ED}}{C_E} \approx \begin{cases} 0.1 + 0.03s + 0.9 \exp(4.8s) & (-3.3 < s < 0) \\ 0 & (s \leq -3.3) \end{cases} \quad (2-12)$$

であり，そうでないときは

$$\frac{C_{HD}}{C_H} \approx \frac{C_{ED}}{C_E} \approx 1.0 + 0.63s^{0.5} \quad (2-13)$$

である．但し， C_H と C_E はバルク係数 [-] である ($C_H = C_E = 1.2 \times 10^{-3}$)．

本モデルでは，蒸発による水の貯留量変化は無視できると仮定している．

(4) 氾濫による熱収支の変化

氾濫が熱収支に及ぼす影響は2つに分けられる．1つは水面面積の増加であり，大気との熱交換や河床での摩擦がより活発になる．大気との熱交換量は正にも負にもなりうるため，この効果は温度上昇にも温度下降にも寄与する．

もう1つの効果は，水深の減少であり，これは上述の通り短波放射の吸収量を変化させる．本モデルでは，この効果を氾濫原での吸収量を別途計算することで表現する．CaMa-Floodでは（分水嶺から河道に向かう方向での）勾配が異なる複数の層から氾濫原が構成されている状況を想定しているが，本モデル

では図 2-1 (b) に示す通り1層として簡略化し, その勾配 i_f を氾濫原の幅 w_f と水深 h_f から $i_f = h_f/w_f$ として計算する. この断面では氾濫水は河道から離れるほど浅くなるという空間不均一性があるため, 氾濫原の平均短波吸収率 $\overline{D_f}$ は,

$$\overline{D_f} = \frac{1}{w_f} \int_0^{w_f} \exp(-\lambda z) dy = \frac{1}{\lambda h_f} (1 - \exp(-\lambda h_f)) \quad (2-14)$$

として計算される. 但し, z は氾濫水面の端から距離 y 離れた地点における水深である.

(5) 最小水深による補正

CaMa-Floodでは, (氾濫原でなく) 河道断面は矩形であり, その河道幅は一定と仮定されている. この仮定の下では, 水量が少ないグリッドの水深が河道幅に比べて極めて浅くなるという状況が生まれる. これは水の体積に比べて非現実的に大きい熱交換が行われ, 河川水温が不安定になるという問題を引き起こす. 本モデルではこれを回避するために, 水深が最小水深 (ここでは1cmを仮定) を下回った場合, その河道断面積を保持したまま河道に水が分布する幅を狭めるという補正を行う. この補正でも断面が矩形であるという仮定はそのままであり, また水温は変化させない.

(6) 河氷に係わる過程

高緯度では河川が結氷する地域があり, その期間は場所によって1年の内半年以上に上る [Beltaos, 2000]. 河氷の断面内分布やアイスジャム, その崩壊など, 既往研究によって河氷の詳細なモデル化に関する知見が蓄積されている [Shen et al., 1995; Shen, 2010]. しかし, 現在のグローバルモデルはこれらの現象を表現するに足る空間解像度を有していないため, 本モデルでは既往のグローバルモデル [Beek et al., 2012] と同様に, 質量, 熱量保存則から水面氷の質量, 温度を計算するに留める.

水と氷の熱収支を解く具体的な計算手順は次の通りである. まずは河氷から流出入する熱フラックスを計算し, その熱収支を解く. 熱フラックスの中には, 短波放射, 長波放射, 顕熱輸送, 水体との熱伝導が含まれ, 水の昇華は考慮していない. もし熱収支の結果河氷が解ければ, その質量はその下にある河川水に加えられる. 河氷の熱収支が負になる場合はその反対である. 液体水に入射する熱フラックスは, 河氷に覆われている部分と大気と直接接する部分の各熱フラックスを, 面積によって重み付け平均した値として与えられる. そしてその熱フラックスを元に液体水の熱収支を計算し, その結果水の温度が氷点を下回った場合, 熱量保存則に基づいて結氷量が計算される. 本モデルでは, 河氷の形状も矩形であり, その厚さと全水面に河氷が占める割合は図 2-1 (c) の通り仮定した. このパラメタリゼーションを用いると, 液体水の水面面積と河氷の体積から, 診断的に河氷の面積と厚さが計算される.

河氷の流下については既往研究と同様に, 液体水と同じ流速で流れると仮定して計算するが [Lal & Shen, 1991; Shen et al., 1995], 全面結氷した場合 (液体水の水面の全てを河氷が覆った場合) は河氷の流下は行われない.

河氷が液体水の流下に及ぼす影響についても, 既往研究と同様に計算する [Beek et al., 2012]. 河氷はManningの粗度係数と潤辺長を変化させ, また河氷の質量に応じて水頭も変化させる.

(7) 境界条件

本研究では、後述する陸面モデルによって地表流出の温度を与えるため、源流 (head water) の温度などを仮定する必要はない。一方で河川が河口部で逆流する場合には沿岸部の熱動態の影響を考慮する必要があるが、本研究ではその逆流する沿岸部での水温と河氷割合は河口部での河川のそれと等しいと仮定する。

(8) 計算の流れ

本モデルの計算の流れを図 2-2と図 2-3に示す。1計算ステップの中で、モデルはまず気象外力データと、陸面モデルの出力を入力として読み込む。次に水動態モジュールによって流量とそれに伴う水、氷、熱の移流を計算した上で、氾濫面積など水の分布に関する変数を診断的に計算する。また陸面から流出する水量と熱量を加える。最後に水面氷と水の質量、熱量収支をその熱フラックスから計算する。

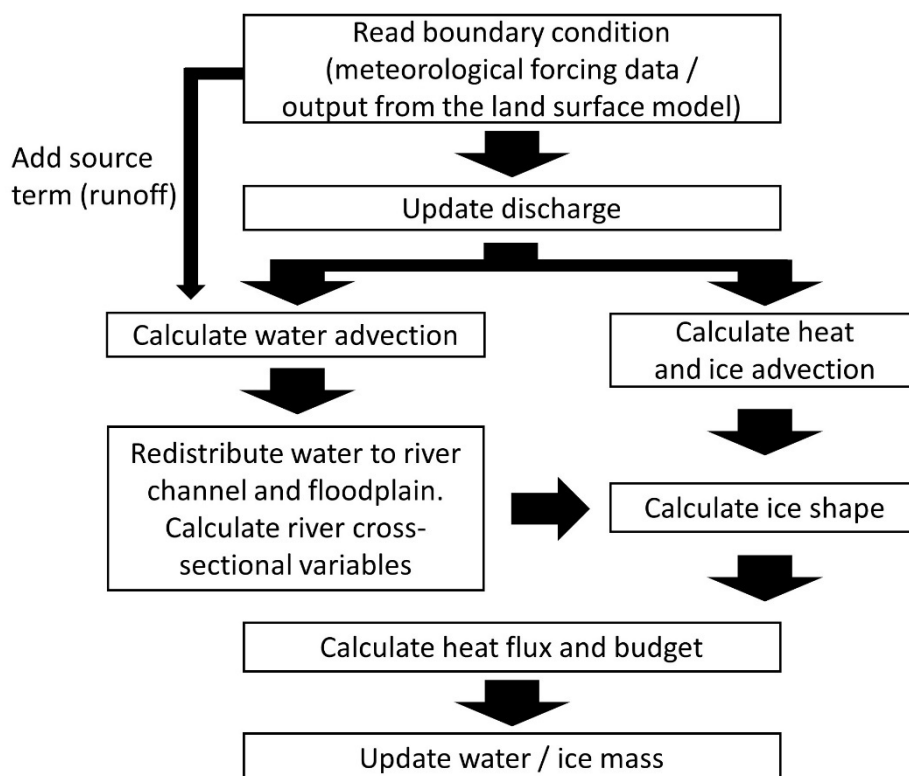


図 2-2 本モデル内の計算順序.

2-3 実験設定

(1) 入力データ

本モデルが必要とする変数をデータセットとモデル別に図 2-3に示す. ここでは全球気象外力データセットとして, 再解析データを観測値によって補正したJRA55-ELSE [Kim, 2017a] を使用した. 陸面流出の水量と温度は, 同じデータセットを用いて陸面モデルMATSIRO [Takata et al., 2003] によって計算した. 気象外力データセットと陸面モデルの空間解像度は1度であり, 本河川水温モデルは0.25度である (表 2-1). また本モデルの出力は24時間解像度とした. しかし, 河川モデルはCourant–Friedrichs–Lewy (CFL) 条件に基づいて計算タイムステップを調整し, 実際の計算タイムステップは7~10分程度であった.

(2) 計算期間

計算期間は1990年~1999年の10年間とする. スピンアップについては, 陸面モデルは10年間, 本河川モデルは3年間とした. また河川水温の初期条件は1990年1月1日の気温としたが, その最低水温を氷点とした.

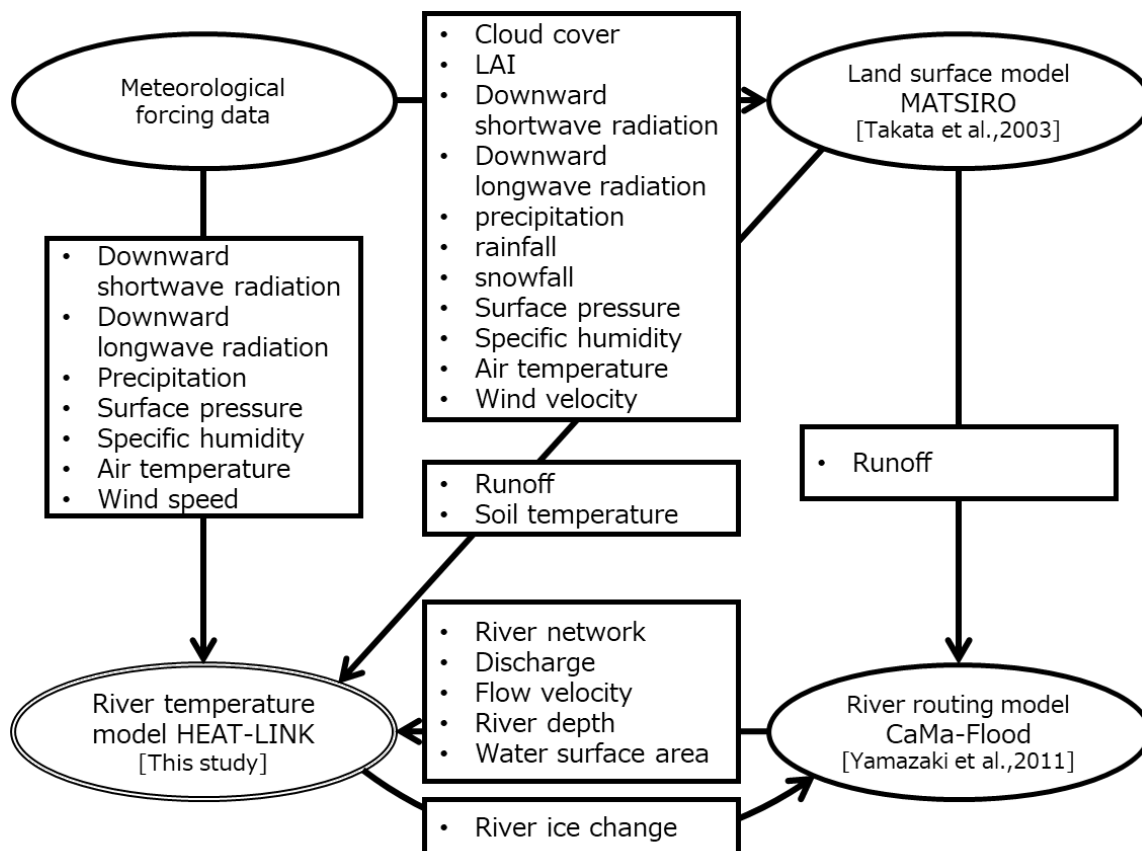


図 2-3 本研究で使用するデータセットとモデル.

表 2-1 本研究で用いたデータセットとモデルの解像度.

種別	名称	解像度		出典
		空間 [度]	時間 [時間]	
気象外力	JRA55-ELSE	1	6	Kim, 2017a
陸面モデル	MATSIRO	1	24	Takata et al., 2003
河川流下モデル	CaMa-Flood	0.25	24	Yamazaki et al., 2011; Yamazaki et al., 2013
河川水温モデル	HEAT-LINK	0.25	24	本研究 [Tokuda et al., 2019]

(3) 計算設定

上述した通り、本モデルは氾濫原が水温に及ぼす影響を、水面面積の増加と短波放射の吸収率増加の2つに分けて表現している。これら2つの寄与を区別するため、本研究ではオリジナルのモデルを用いた実験（以降CTLと呼ぶ）に加えて、次の2通りの設定で計算を行った。

1) 氾濫原なし実験（NoFLD）

この計算では、氾濫原を無視して水熱動態を解く。即ち水は河道内のみ貯留すると仮定するため、河道内の水深と流量はCTL実験から変化する。氾濫原を考慮しない河川モデルで熱収支を解いた実験とみなすことができる。

2) 河道と氾濫原の分離実験（SEP）

NoFLD実験では、熱収支のみならず、河道内水深の変化に伴って移流や熱容量も変化する。このSEP実験では、水動態はCTL実験と同様に解く一方で、河道と氾濫原の熱動態（熱フラックス、水温、熱収支）を別々に計算する。従ってCTL実験とSEP実験を比較することで、氾濫原の熱収支のみの影響を取り出すことができる。

上述した通り、CaMa-Floodでは河道と氾濫原の間における水熱交換を陽に表現していないため、このSEP実験では、河道と氾濫原の移流をそれぞれ解いた後、それらの水面標高が等しくなるときに移動する水の量に応じてこれらの間の熱量交換を計算する。

2-4 結果

(1) 検証

1) 検証データ

本研究では、流量と浸水面積、水温の3変数について観測データとの比較を行う。

流量と水温はそれぞれGlobal Runoff Data Centre (GRDC) とGlobal Environmental Monitoring System (GEMS) が収集する地点観測データを参照する。またAmazon川の水温についてはHydrology and Geochemistry of the Amazon basin (HYBAM) による地点観測データを使用する。GRDCの流量データは日単位、GEMSとHYBAMの水温データは月単位である。また水面面積については、マイクロ波リモートセンシングによって構築されたGlobal Inundation Extent from Multi-Satellites (GIEMS) データセット [Papa et al., 2010] を用いる。このデータセットは月単位であり、また空間解像度は0.25度である。ここでは、各流域で対象とする地域を設定し、その中での計算浸水面積とGIEMSの浸水面積を比較する。

本研究では、高緯度、中緯度、低緯度の3地域から各4流域を選んで検証を行う (表 2-2)。その地域ごとに各変数の時系列変化を比較した結果を図 2-4, 5, 6に、その再現性指標を表 2-3, 4に示す。

2) 再現性指標

再現性を評価する指標として、バイアス (BIAS)、平均2乗誤差 (RMSE)、相関係数 (CORR)、Nash-Sutcliffe効率 (NSE) [Nash & Sutcliffe, 1970] を用いる：

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i) \quad (2-15)$$

$$CORR = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})(\hat{y}_i - \bar{\hat{y}})^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{\hat{y}})^2}} \quad (2-16)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (2-17)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2} \quad (2-18)$$

を用いる。但し、 y_i は観測値、 \hat{y}_i は計算値、バー (̄) は平均、 N はデータ数である。BIASはモデルが観測値を過小評価する程度を示し、 $-\infty$ から $+\infty$ の範囲の内、0に近いほど再現性が良いことを示す。CORRは相関係数であり、 -1 から $+1$ の範囲の内、1に近いほど再現性が良い。RMSEは観測値と計算値の乖離の程度を示し、0以上の範囲をとる中で0に近いほど再現性が良い。NSEは負の無限大から1までの値をとり、1に近い程計算の再現性が良いことを示す。BIASとRMSEの単位は観測値の単位と一致し、CORRとNSEは無次元である。流量と浸水面積のBIASとRMSEはその絶対値が流域間で大きく異なるため、観測値の平均によって標準化することで無次元指標とする (以降pBIASとpRMSEと表記する)。

(2) 時系列比較

1) 高緯度地域

高緯度地域では冬季に河川が結氷するが、モデルはそれも含めて水温の季節変動を良く再現している。しかし、融雪期における流量と水温の立ち上がりについて、計算値は観測値よりも遅れている。これはモデルで河氷の物理的な破壊などが考慮されていないためだと考えられる。即ち、融雪期には陸面からの流出が増加し、それが河氷を下から押し上げ、最終的には河氷を破壊する。砕けた氷の破片は下流へ流下し、狭窄部などで蓄積、水を堰き止める。モデルではこれらの過程を無視し、熱収支だけで河氷が解けると仮定している。

これと同じ傾向はNoFLD実験の結果にも観察できるが、NoFLD実験では河氷が水と接する面積を過小評価するため、流量を減少させる効果も小さい。結果として、NoFLD実験の方がCTL実験よりも流量の季節変動を良く再現するようになる。しかしNoFLD実験ではそれ以降の水温を過小評価している。これは河氷のない水面面積を過小評価しているからだと考えられる。

表 2-2 検証の対象流域と観測所，浸水面積を抽出する範囲．

流域	流域面積 [10 ⁶ km ²]	流量観測所	水温観測所	浸水面積検証の 対象領域 ※
(a) 高緯度				
Lena	2.47	Stolb	Kusur	(70°N, 120°E) (60°N, 130°E)
Mackenzie	1.77	Arctic Red River	Liard	(67°N, 120°W) (60°N, 108°W)
Ob	2.47	Salekhard	Salekhard	(67°N, 62°E) (57°N, 82°E)
Yenisei	2.51	Igarka	Selenga	(69°N, 86°E) (66°N, 90°E)
(b) 中緯度				
Danube	0.787	Ceatalizmail	Budapest	(46°N, 27°E) (45°N, 29°E)
Mississippi	3.18	Hermann, MO	Hermann, MO	(40°N, 94°W) (30°N, 88°W)
Yangtze	1.91	Zhimenda	Yangtze	(34°N, 100°E) (28°N, 118°E)
Yellow	0.652	Tanglaidu	Lijin	(37°N, 112°E) (34°N, 117°E)
(c) 低緯度				
Amazon	5.89	Obidos	Obidos	(0°S, 72°W) (8°S, 54°W)
Brahmaputra	1.57	Bahadurabad	Padha	(30°N, 80°E) (24°N, 95°E)
la Plata	2.59	Portodo Alegre	Corrientes	(16°S, 63°W) (32°S, 55°W)
Mekong	0.772	Khong Chiam	Khong Chiam	(15°N, 104°E) (10°N, 107°E)

※長方形の領域を設定し，本表では（北限，西限），（南限，東限）として表記する．

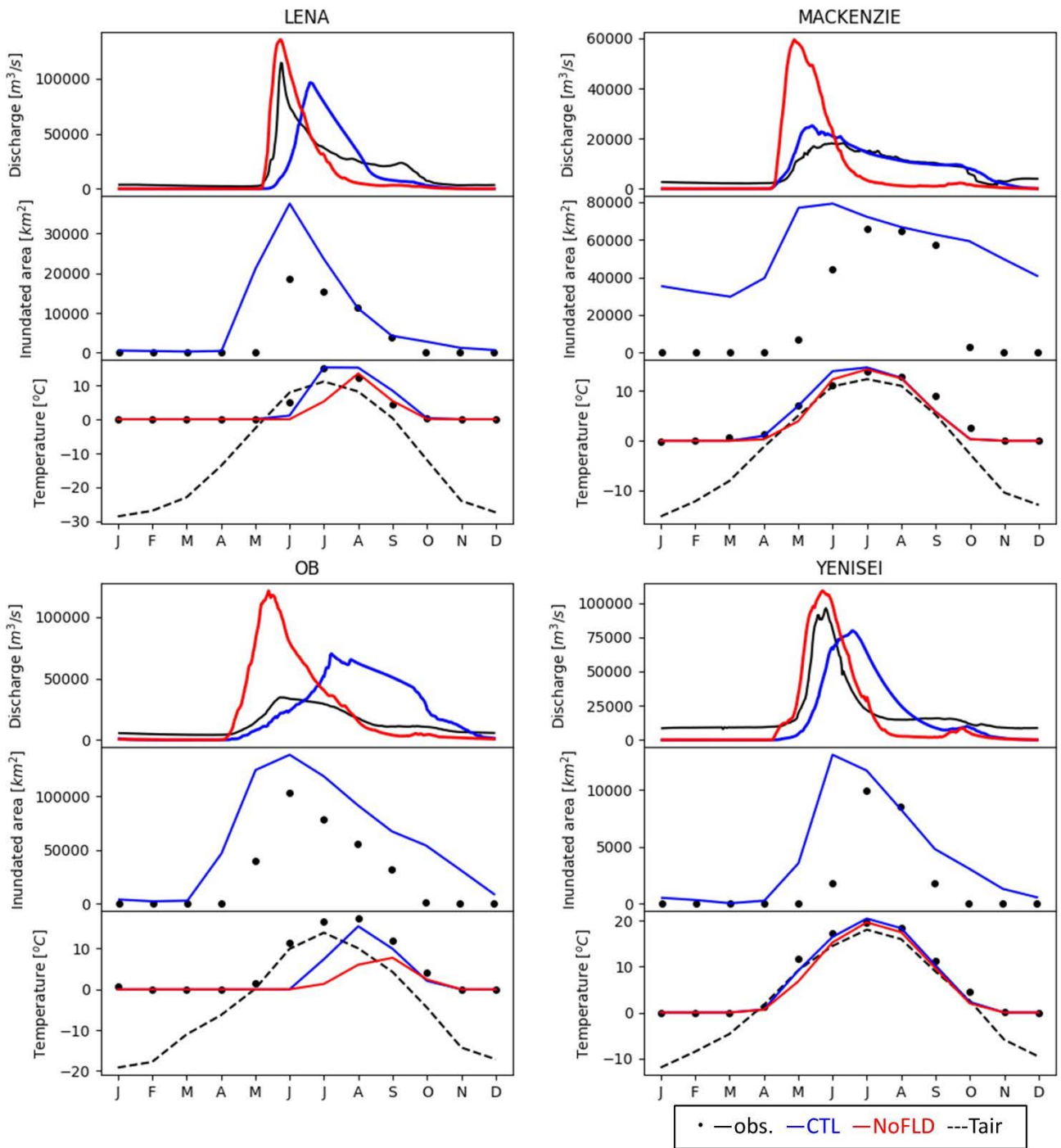


図 2-4 高緯度地域における流量，浸水面積，水温の時系列比較.

2) 中緯度地域

先行研究 [Yamazaki et al., 2011] で指摘されている通り、氾濫の考慮は流量の季節変動を緩和し、その再現性を向上させている。河川水温は気温と強く相関しているが（表 2-4）、計算結果も水温を良く再現している。ただし、CTL実験での計算水温は、NoFLD実験でのそれより高い。しかし、Yellow川では冬季に大きな浸水があるにもかかわらず、2つの実験で水温の差は夏季よりも小さい。

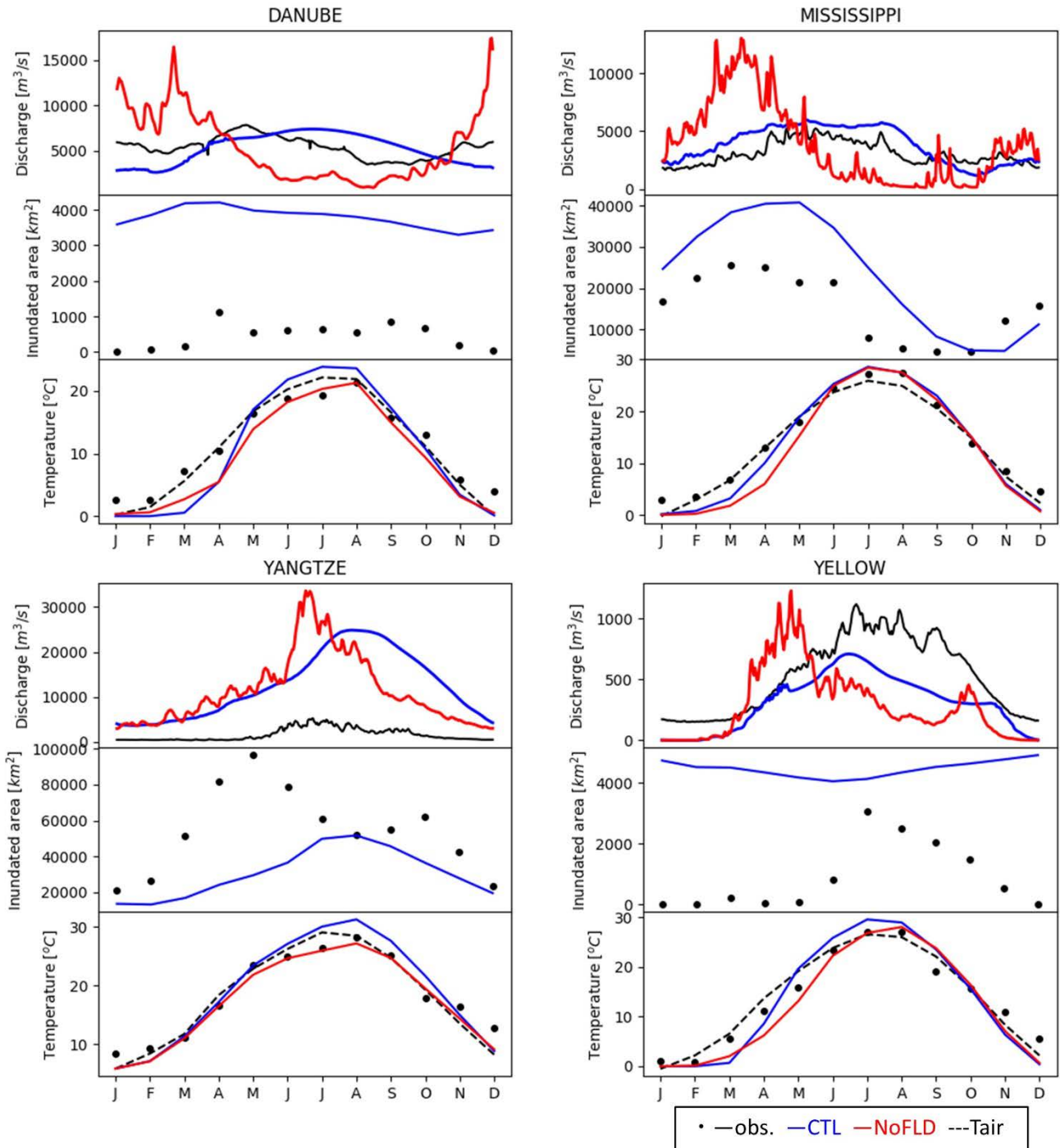


図 2-5 中緯度地域における流量，浸水面積，水温の時系列比較。

3) 低緯度地域

多少のバイアスはあるものの、モデルは流量と浸水面積の季節変動を良く再現している。またこの地域の河川水温は上述の2地域とは異なるパターンを有している。その1つに、la Plata川を除いて気温との相関が比較的弱いことが挙げられる。例えばAmazon川では河川水温は常に気温よりも高い。モデル計算値はその相関係数こそ高いものの、更に高い水温を示している。流量はモデルが過小評価している一方で、浸水面積は多くの期間でモデルが過大評価していることを考えると、水動態表現の向上がこれらAmazon川の熱収支の再現性を向上させる可能性がある。

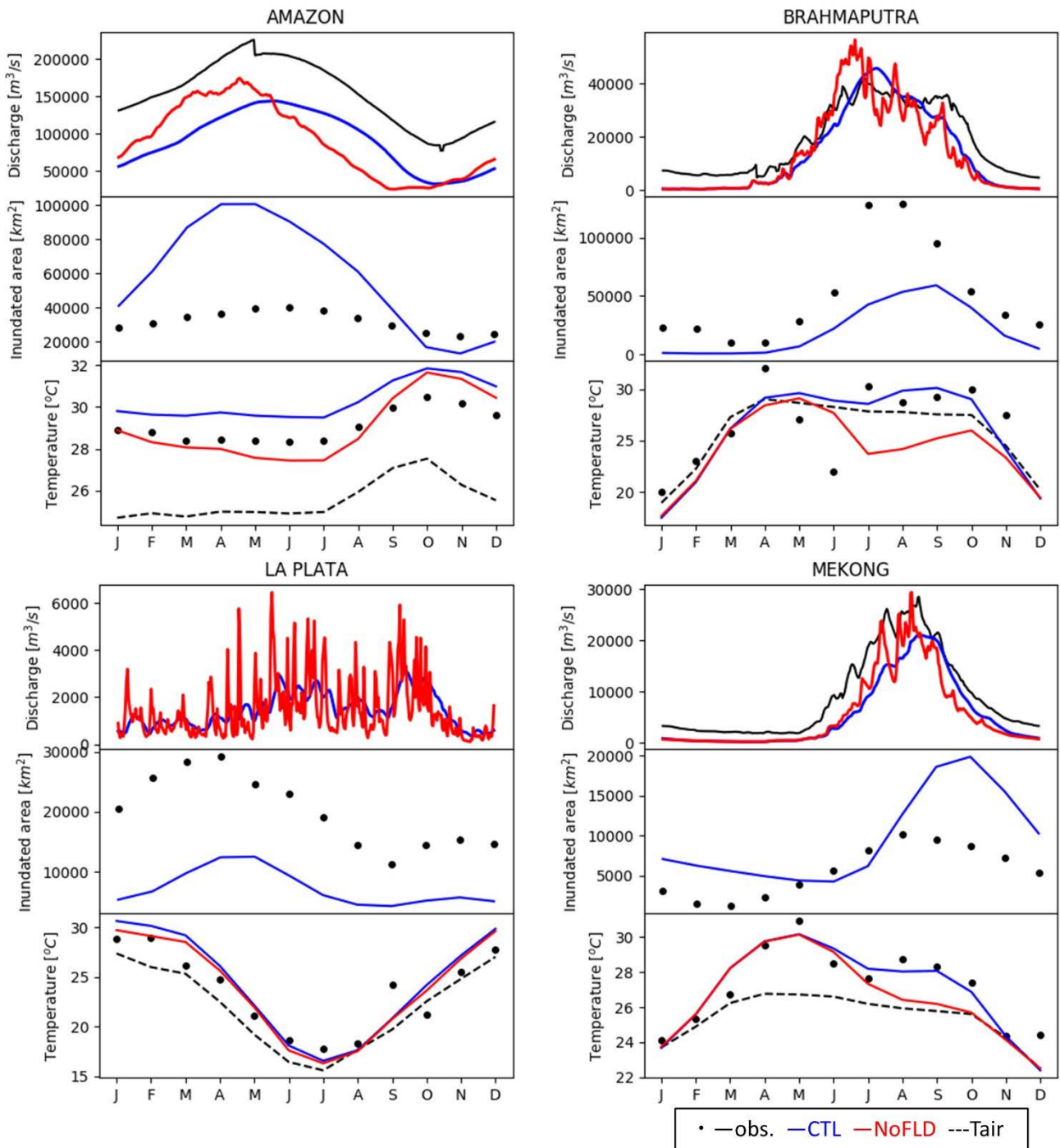


図 2-6 低緯度地域における流量，浸水面積，水温の時系列比較。

もう1つの低緯度地域固有の特徴は、**Brahmaputra**川と**Mekong**川で水温のピークが1年に2回ある点である。1回は乾季（およそ11月から5月）、もう1回は雨季（7月から10月）にみられるが、気温は乾季のみにピークをとる。CTL実験ではこのバイモーダルパターンを再現している。この結果は、雨季の氾濫が河川水温のもう1つのピークを形成していることを示している。

表 2-3 流量, 浸水面積に係わる再現性指標.

流域	流量 (CTL)				流量 (NoFLD)				浸水面積 (CTL)			
	pBIAS	pRMSE	CORR	NSE	pBIAS	pRMSE	CORR	NSE	pBIAS	pRMSE	CORR	NSE
Yenisei	-0.182	1.43	0.343	-0.888	-0.170	0.636	0.961	0.626	1.41	2.00	0.783	-0.184
Ob	0.659	2.59	0.156	-10.5	0.674	2.12	0.793	-6.71	1.51	1.69	0.904	-0.605
Lena	-0.161	1.54	0.480	-0.439	-0.164	0.935	0.892	0.467	1.21	2.08	0.855	-0.674
Mackenzie	-0.0154	0.775	0.805	-0.111	0.0253	1.89	0.420	-5.63	2.05	2.29	0.708	-1.87
Mississippi	0.231	0.414	0.737	-0.565	0.233	1.20	-0.0230	-12.2	0.529	0.742	0.832	-1.17
Yangtze	6.89	7.90	0.789	-84.8	6.12	7.35	0.878	-73.3	-0.439	0.584	0.427	-0.929
Danube	-0.0400	0.302	0.323	-0.976	-0.00660	0.696	0.218	-9.51	7.26	7.31	0.303	-93.1
Yellow	-0.406	0.497	0.886	0.280	-0.450	0.787	0.336	-0.807	4.00	4.22	-0.632	-12.0
Amazon	-0.411	0.417	0.970	-1.26	-0.412	0.441	0.870	-1.52	0.843	1.17	0.944	-40.5
la Plata	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.640	0.667	0.841	-4.28
Ganges	-0.234	0.336	0.962	0.765	-0.234	0.448	0.901	0.583	-0.591	0.753	0.903	0.131
Mekong	-0.388	0.483	0.957	0.717	-0.388	0.458	0.967	0.746	0.730	1.00	0.727	-2.37

表 2-4 水温に係わる再現性指標. 「水温 (Tair)」とは, 水温が気温と等しいと仮定するモデルでの再現性.

River	水温 (CTL)				水温 (NoFLD)				水温 (Tair)			
	BIAS	RMSE	CORR	NSE	BIAS	RMSE	CORR	NSE	BIAS	RMSE	CORR	NSE
Lena	0.108	1.97	0.936	0.848	-1.07	3.21	0.800	0.595	-14.0	17.8	0.801	-11.4
Mackenzie	-0.272	1.44	0.971	0.928	-0.772	1.58	0.968	0.912	-6.41	8.11	0.955	-1.30
Ob	-3.12	5.80	0.687	0.246	-3.85	6.57	0.668	0.0339	-9.64	11.4	0.897	-1.93
Yenisei	-0.601	1.23	0.990	0.975	-1.06	1.83	0.982	0.945	-4.51	5.77	0.958	0.445
Danube	-0.693	3.00	0.987	0.793	-2.18	2.80	0.984	0.820	-0.407	1.84	0.991	0.922
Mississippi	-1.10	2.53	0.993	0.918	-1.96	3.27	0.983	0.863	-0.861	1.49	0.991	0.971
Yangtze	0.473	2.53	0.984	0.862	-1.08	1.74	0.985	0.935	-0.329	2.07	0.975	0.908
Yellow	0.0826	3.19	0.978	0.871	-1.39	3.04	0.974	0.883	0.222	2.08	0.976	0.945
Amazon	1.20	1.21	0.983	-1.59	-0.0777	0.754	0.982	-0.00379	-3.53	3.56	0.900	-21.3
Brahmaputra	-0.178	2.90	0.714	0.361	-2.10	3.96	0.518	-0.198	-0.552	2.70	0.697	0.446
la Plata	0.776	1.97	0.946	0.748	0.334	1.71	0.947	0.811	-1.59	2.12	0.938	0.710
Mekong	-0.115	0.870	0.935	0.831	-0.597	1.30	0.871	0.625	-1.74	2.10	0.871	0.0142

(3) 全球河川水温の季節変動

図 2-7 (i)に、河川水温（CTL実験での計算水温）と気温の差を示す。全体的な傾向は先行研究 [Beek et al., 2012] と整合している。高緯度地域における水温差は主に河氷の形成に由来するため、融雪期と結氷期ではその南北変化が大きくなる。図 2-7 (ii) には、氾濫の考慮による水温差（CTLとNoFLD実験の水温差）を示している。多くの地域で、氾濫の考慮によって水温が上昇している。結氷期間での影響は小さいが、高緯度では解氷以降の水温に強く影響を与えている。Danube川やMississippi川が所在する中緯度地域では、春季の水温差が最も大きく、夏季の水温差がそれに続いている。入射する短波放射は夏季に最大となるが、これらの河川ではその季節にはそこまで氾濫が起こっていないため、それらがバランスする春季での水温差が大きくなると考えられる。またMississippi川やAmazon川の上流域では、氾濫の考慮が水温の低下をもたらしている。これらの地域では熱フラックスの入射よりも放出の方が大きく、氾濫による水面面積増加がその効果を促進している。この様に、水動態は河川の熱動態と密接に結びついていることが全球スケールで確認された。

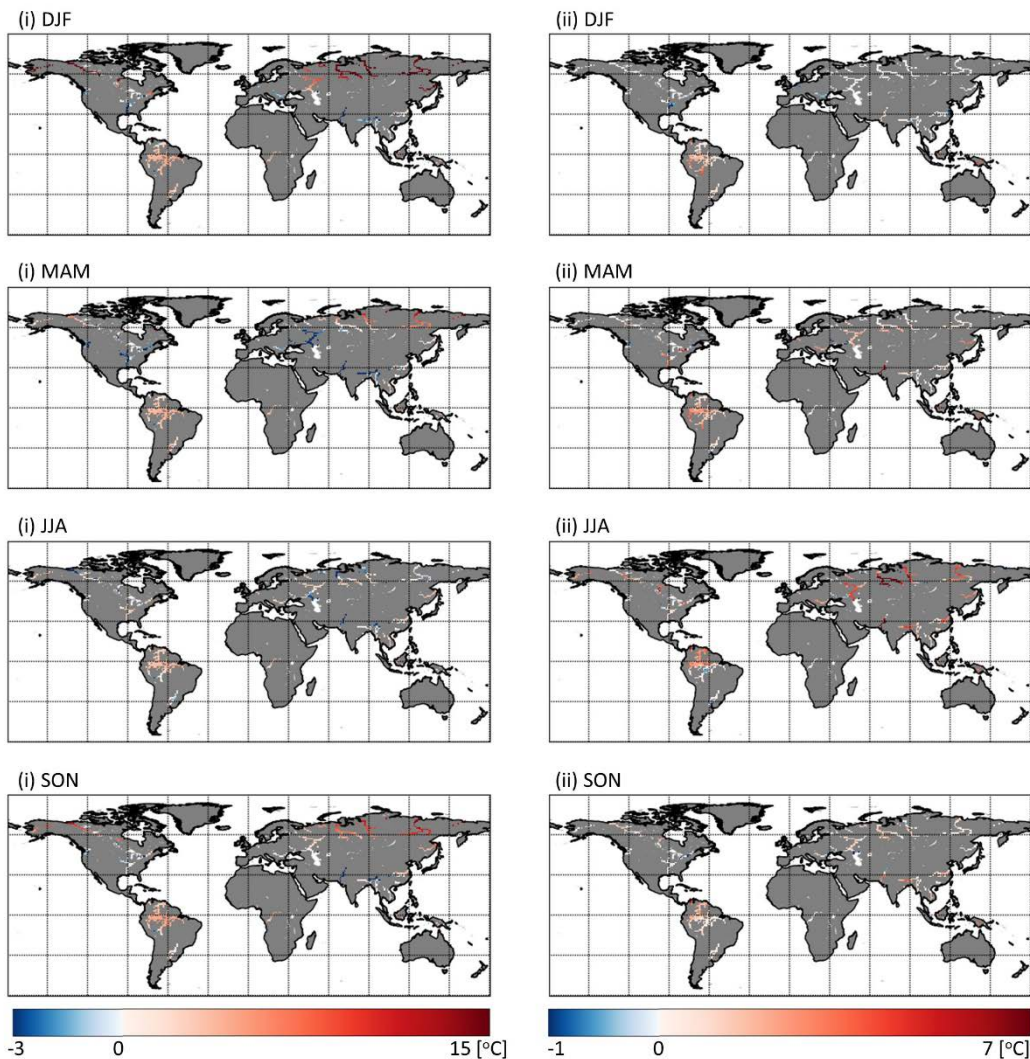


図 2-7 (i) CTL実験による計算水温と各地点の気温との差. (ii) CTL実験とNoFLD実験の計算水温の差. どちらも赤色はCTL実験における計算水温の方が高いことを示す。DJF, MAM, JJA, SONはそれぞれ12月～2月, 3月～5月, 6月～8月, 9月～11月の値を示す。

(4) 河道と氾濫原の間の熱交換について

図 2-8は、SEP実験における河道と氾濫原における計算水温の比較結果を示す。Mississippi, Mackenzie, Brahmaputra, Mekong川では、氾濫原の水温が河道の水温よりも高くなっている。これは、CTL実験での水温がNoFLD実験での水温よりも高いという前節までの結果と整合している。一方でOb川とLena川では1年を通して、Amazon川では一定の期間において、氾濫水が河道よりも冷たいという傾向を示している。この原因は、同じく図 2-8に示すNoFLD実験とSEP実験の水温比較から説明される。その結果に拠れば、概してSEP実験での河道水温はNoFLD実験のそれよりも高い。即ち氾濫の考慮による水温上昇は、主に河道水深の減少に伴う短波放射吸収率の上昇によるものであり、その上昇効果の一部は氾濫原における負の熱収支によって相殺されている地域もある。

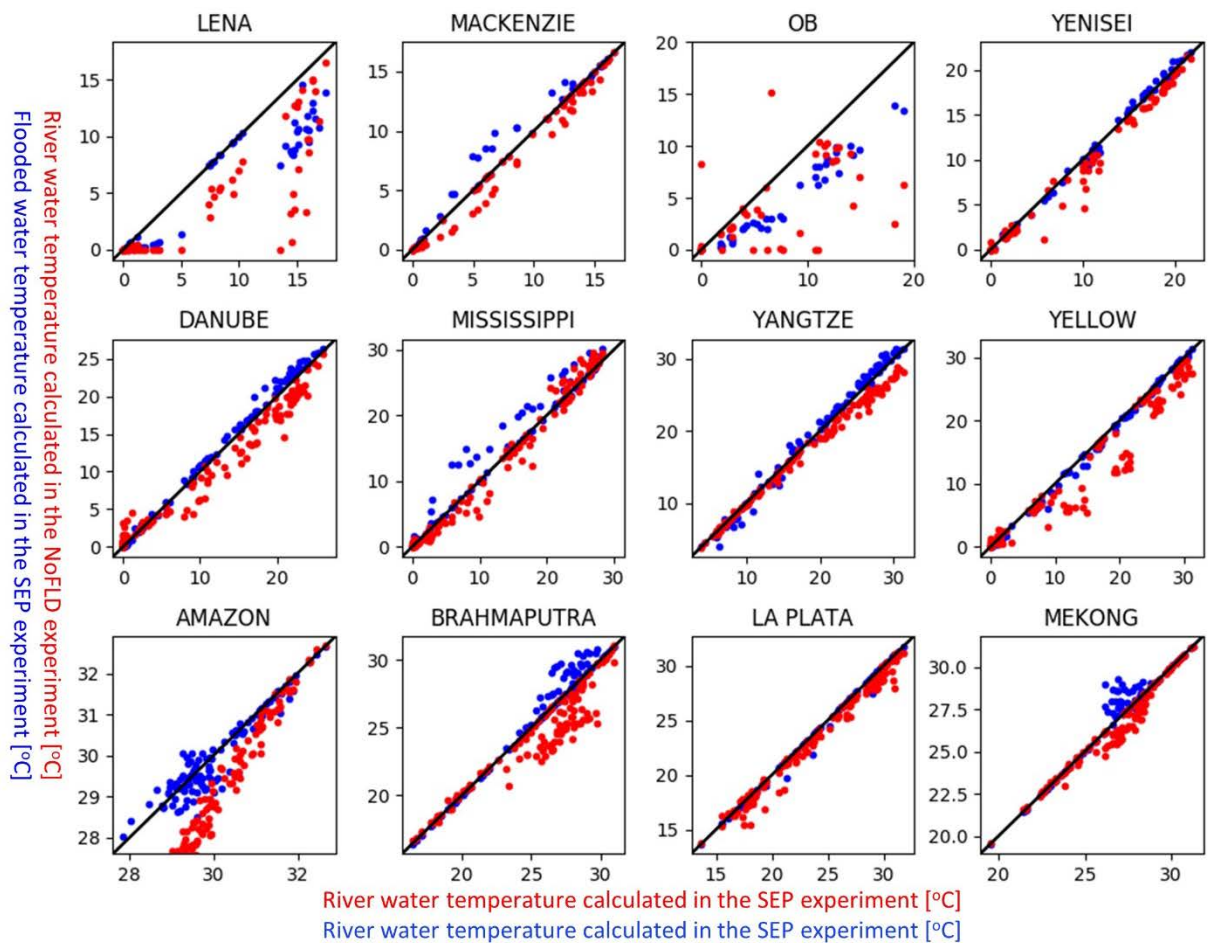


図 2-8 SEP実験とNoFLD実験における計算水温の比較.

(5) 計算水温の気象外力への感度

モデルによる水温計算値の気象外力への感度を調べるために、JRA55-ELSE以外の2つのデータセット、GSWP3 [Kim, 2017b] とPrcp-GPCCLW90 [Kim et al., 2009] をMATSIROとHEAT-LINKに入力した実験を行った。図 2-9では、CTL実験とNoFLD実験の結果を示す。本研究でこれまで指摘してきた傾向は、概して気象外力データセットの種類に依存しない。但し、GSWP3とPrcp-GPCCLW90を入力した場合、中緯度地域でも氾濫の考慮によって大きな水温差が生じている。また冬季における中緯度地域の河川とla Plata川では、氾濫の考慮によって水温が低下する傾向が顕著である。これは、氾濫原での熱収支が気象条件によって支配されており、これらの地域では氾濫原での熱放出による効果が卓越したことを示している。

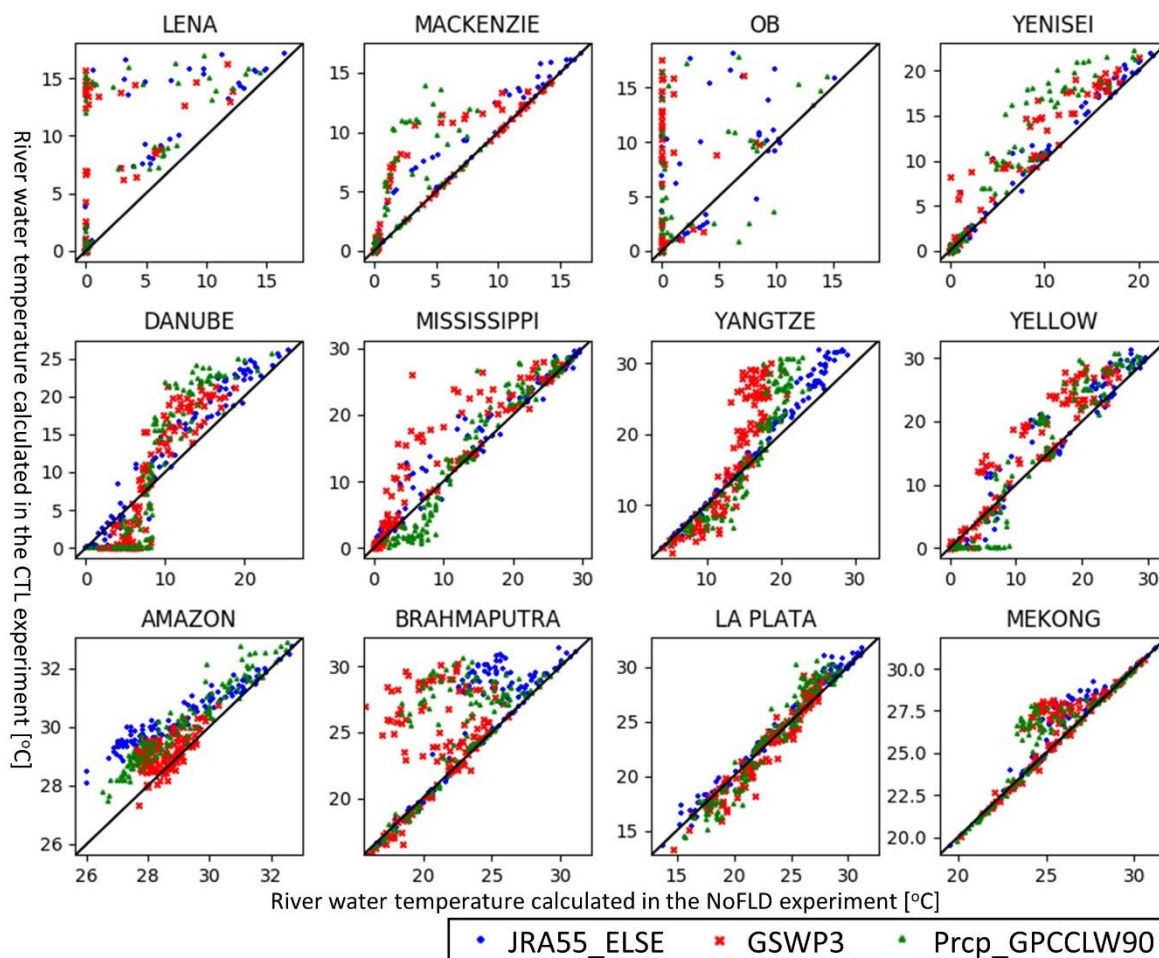


図 2-9 異なる気象外力データセット（JRA55-ELSE, GSWP3, Prcp-GPCCLW90）を入力したときのCTL実験とNoFLD実験の計算水温の比較。

2-5 議論

1次元河道を想定する河川水温モデルについて、これまで数多くの研究がなされてきた。本研究では、地域スケールの観測研究で水質への影響が指摘されてきた河川氾濫をそのモデルに導入する手法と、それによる水温への影響を示した。水動態の表現は、高解像度地形データのアップスケールと全球河川流下モデルに関する既往研究に基づいているが、河道と氾濫原の水が十分に混合され、それらの水温は均一であるという仮定を置いた。SEP実験では簡単なながらも河道と氾濫原の混合割合を計算し、それらの熱収支と水温を別々に解いた。その結果、河川水温は鉛直方向の熱収支と流下方向の移流のみならず、河道横断方向における熱収支の不均一性とその混合の程度にも影響を受けていることが示唆された。序論でまとめた通り、この様な河道横断方向の不均一性は複数の地点観測研究によって指摘されており [例えばJunk et al., 1989], 同様の傾向は水温以外の水質や土砂輸送でも確認されている [例えばZeug & Winemiller, 2008]。この様な水質項目の空間分布について、人工衛星画像を用いるとより包括的な把握が可能になる。例えばModerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 画像プロダクトを用いた研究では、Amazon川流域における河道、氾濫原、氾濫水が河道に戻らずに形成される三日月湖での、浮遊土砂濃度の不均一性や氾濫イベント前後における変化が観測されている [Park & Latrubesse, 2014]。この様な地域では河道と氾濫原の十分な混合という仮定は必ずしも成り立たず、その動的な変化のモデル表現は水温のみならず他の水質項目の再現、氾濫原における二酸化炭素の放出 [Pangala et al., 2017] といった物質収支のモデル化にも有用であると考えられる。

これには複数の方針が挙げられる。最も単純な選択肢は、モデルの空間解像度の詳細化である。細かい解像度のモデルは、粗い河道網で定義されていた氾濫原の中に河道と氾濫原を新たに追加する。しかしこの手法では氾濫水の孤立、三日月湖の形成が表現されない。三日月湖では河道よりも水が長く滞留するため、河道とは異なった生態系、物質循環システムが形成される。従ってこの様な現象の客観的なパラメタリゼーションが今後必要である。

本研究では陸面流出の水量と水温を陸面モデルによって与えるなど、地域ごとのパラメータ較正は行っていない。しかし、水中の浮遊土砂濃度などが短波放射の減衰率を変化させるため、その様なパラメータは必ずしも全球で均一ではない。従って、物質輸送のモデル化は河川水温の表現にも動的なパラメータの推定という利点がある。

また本研究では河道脇に分布する植生による遮断の影響を考慮してこなかった。それは本研究が対象とする大陸河川において、その河道幅が遮断の影響を受ける領域よりも遥かに広いという状況を想定しているからである。しかし、氾濫原での熱収支はこの限りでない。また既往研究 [Langhans et al., 2006] でも指摘されている通り、河道周辺や氾濫常襲地帯では高木が少なく、そこから離れるにつれて植生の密度が上がるという空間不均一性がある。従ってこの様なサブグリッドでの植生分布を考慮することで、一部地域における水温の過大評価を改善できると考えられる。

2-6 結語

本研究では、河川氾濫と河氷を考慮した全球河川水温モデルを開発、検証し、氾濫が水温に及ぼす影響を全球で評価した。本モデルは水温の河道内分布などいくつかの仮定を置いているものの、全球で河川水温の季節変動を良好に再現しており、また氾濫の考慮がその再現性を向上させることが確認された。氾濫の影響は2つに分けられる。1つは河道水深の減少であり、これは短波放射吸収率を上昇させる。もう1つは水面面積の増加であり、大気との熱交換を促進する。後者の効果は気象条件に応じて水温の上昇、低下のいずれの影響ももたらし得るが、計算の結果、氾濫の考慮は主に水温の上昇に寄与することが分かった。一方で氾濫水の熱収支を単独で解くと、複数の河川で河道水温よりも低くなった。この結果は、河道における水深減少の効果が卓越しており、氾濫原での熱収支はその一部を相殺していることを意味する。

近年、氾濫原が土砂輸送 [Park & Latrubesse, 2014] や炭素放出 [Pangala et al., 2017] に果たす役割に関心が集まっている。しかしこれまで水温への影響は全球で解明されていなかった。地球システムの熱収支から見れば、氾濫水を含めた河川水は、陸域に代わって大気と熱交換を行い、それを海洋まで再配分する媒体として捉えられる。本研究は、このような水動態が地球システムの水熱収支に及ぼす影響を解明するための基盤を提供するものである。

第3章 河川に駆動される熱輸送の全球推計

3-1 序論

地球表層の熱輸送は、地軸の傾きに起因する正味放射の偏在を調整する等、気候システムに大きな役割を果たしている。これまでの研究は、主に大気と海洋に駆動された全球規模の循環を推計することに加え [Bryan, 1969; Keith, 1995; Bryden & Imawaki, 2001], 地球上におけるもう1つのサブシステムである陸域が果たす役割の解明に注力してきた [例えばZeng et al., 1999]. 地球システムモデルにおいて陸面の影響を表現する最初期の試みでは、陸域と大気とが水熱交換を簡単にパラメタリゼーションしたバケツモデルであった [Manabe, 1969]. その後陸域における植生の明示的な表現 [Sellers et al., 1986; Dickinson et al., 1993], 光合成に代表される炭素循環過程の導入 [Sellers et al., 1996; Bonan, 1996] など多くの改良が行われてきた。また陸面は土地利用変化など人間活動の影響を強く受ける場所であり [Pitman, 2003; Vitousek, Mooney, et al., 1997], その影響を数値モデル [Noilhan & Planton, 1989; Su, 2002] や衛星観測 [Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2007] によって把握する研究が行われている。

これらは何れも陸面上における鉛直方向の水熱収支の物理過程である。水平方向の収支は主に水の流動が支配的である。例えば、地形に由来する陸面の不均一性が土壌水分量の分布や流出などに与える影響を解析的に表現するモデル [Beven & Kirkby, 1979] や、その流出が河道を形成して流下するflow routing scheme [例えばOki & Sud, 1998] の開発がその代表である。特にダム操作や地下水の汲み上げといった人間活動によって、河川の流況が変化するのみならず、海洋の水収支をも変化させる。地下水の汲み上げによる海面上昇は、海水の熱膨張と氷河とice capsの融解を合計した分の寄与を有すると推計されている [Pokhrel et al., 2012; Wada et al., 2016].

このように陸面を対象としたこれまでの研究は、鉛直方向の水熱収支、そして水平方向の水収支を定量評価する試みが主であり、河川によって駆動される水平方向の熱輸送については地域スケールの観測研究に留まってきた [Lammers et al., 2007; Whitefield et al., 2015]. 河川は水それ自体が流下すると同時に、それが媒体となって熱を輸送する。河川水面が陸上に占める割合は0.5%程度に過ぎないが [Allen & Pavelsky, 2018], 河川では概して水が一方向に流下するため、河川は上流域における気候的特徴や人間活動の影響を下流、沿岸部まで効率的に伝播する経路であると考えられる。実際、土砂 [Ludwig & Probst, 1998; Syvitski et al., 2005] や栄養塩 [Seitzinger et al., 2010] に関してはその量が推計されており、高緯度地域における炭素の輸送過程も明らかにされてきた [Serikova et al., 2018].

しかし、上述した通り地球システムにとって熱は重要な要素であるが、熱の水文輸送過程に関する全球推計は存在しない。本章における主要な目的は、この河川による水平方向の熱輸送を全球規模で定量化し、それが下流部や沿岸部における熱収支に及ぼす影響のポテンシャルを評価することである。そのためには、大気と河川との熱交換量や水温、流量といった情報が流域規模で必要となる。これらを全て実地観測によって把握するのは困難であるため、ここでは数値モデルによる推計を行う。近年では全球規模の河道網データセット [例えばOki & Sud, 1998; Yamazaki et al., 2009], 気象外力データ [例えばKim, 2017a], 河川流下モデル [例えばYamazaki et al., 2011; Yamazaki et al., 2013] の開発を背景に、河川水と河水の熱収支を解いてその水温を計算する全球モデルが開発されている [Van Vliet et al., 2012; Beek et al., 2012]. 本

研究では、全球河川水温モデルHEAT-LINK [Tokuda et al., 2019] を使用する。このモデルは氾濫原での熱収支も表現するため、そうでないモデルに比べて水体と大気との熱交換量の過小評価を防ぐことができる。

3-2 河川による熱輸送量の導出

水温とは、相対的なエネルギー状態を表す指標である。例えば水温を絶対温度で定義するか、摂氏温度で適宜するかに応じて、名目上の値の大きさが異なってしまう。以下では、その基準となる水温が質量、熱量保存則によって定義出来ることを示し、グリッドスケール、流域スケールでの水文熱輸送量の式を導出する。

1次元河道における質量、熱量保存則は次式で表される：

$$\frac{\partial a}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_r \quad (3-1)$$

$$c_w \rho_w \frac{\partial(aT)}{\partial t} + c_w \rho_w \frac{\partial(QT)}{\partial x} = c_w \rho_w q_r T_r + \phi \quad (3-2)$$

但し、 t は時刻 [s]、 x は流下方向の距離 [m]、 a は河道断面面積 [m²]、 Q は流量 [m³/s]、 q_r は単位長さ当りの流出 [m²/s]、 c_w は水の比熱 [J/kg K]、 ρ_w は水の密度 [kg/m³]、 T は水温 [°C]、 T_r は流出水温 [°C]、 ϕ は単位長さ当りの熱交換量 [W/m] である。また熱量保存則においては既往研究と同様に拡散の効果を無視している [Caissie, 2006]。これに各グリッドの河道長 L [m] を乗じて積分すると、以下の通りグリッドスケールの質量、熱量保存則が導かれる：

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (Q_{out} - Q_{in}) = Q_r \quad (3-3)$$

$$c_w \rho_w \frac{\partial(ST)}{\partial t} + (c_w \rho_w Q_{out} T_{out} - c_w \rho_w Q_{in} T_{in}) = c_w \rho_w Q_r T_r + \phi \quad (3-4)$$

但し、 $S(= aL)$ は貯留量 [m³]、 Q_{out} はグリッドから流出する流量 [m³/s]、 Q_{in} はグリッドに流入する流量 [m³/s]、 T_{out} はグリッドから流出する水温 [°C]、 T_{in} はグリッドに流入する水温 [°C]、 $Q_r(= q_r L)$ はグリッドへの流出 [m²/s]、 $\phi(= \phi L)$ はグリッドにおける熱交換量 [W] である。

(1) グリッドスケールの熱輸送量

各グリッドにおける熱交換によって得られた熱量 ϕ の内、下流に輸送される分を推計するためには、そのグリッドに供給される水の温度、即ち上流から流入する水と地表面から流出する水の温度を基準にすれば良い。即ち式(3-4)の $c_w \rho_w Q_{in} T_{in} + c_w \rho_w Q_r T_r$ を式(3-3)を用いて消去することを目的として、これらの平均水温 \bar{T} [°C] を

$$c_w \rho_w (Q_{in} + Q_r) \bar{T} = c_w \rho_w Q_{in} T_{in} + c_w \rho_w Q_r T_r \quad (3-5)$$

として定義し、 \bar{T} を式(3-3)の辺々に乗じて式(3-4)から減ずることで、

$$\begin{aligned} \phi &= c_w \rho_w Q_{out} (T_{out} - \bar{T}) + c_w \rho_w \frac{\partial(ST)}{\partial t} - c_w \rho_w \frac{\partial S}{\partial t} \bar{T} \\ &= c_w \rho_w Q_{out} (T_{out} - \bar{T}) + c_w \rho_w \frac{\partial S}{\partial t} (T - \bar{T}) + c_w \rho_w S \frac{\partial T}{\partial t} \end{aligned} \quad (3-6)$$

という、グリッドスケールでの熱の分配則が得られる。右辺第1項が上で議論した下流への熱流出量であり、第2、3項は各グリッドの熱貯留量の変化分である。

(2) 流域スケールの熱輸送量

グリッド間の移流項を流域全体 B で積分すると、その多くは相殺され、河口からの流出量のみが残る（最上流グリッドにおいて $Q_{in} = 0$ である）：

$$\int_B (Q_{out} - Q_{in})dA = \hat{Q} \quad (3-7)$$

$$\int_B (c_w \rho_w Q_{out} T_{out} - c_w \rho_w Q_{in} T_{in})dA = c_w \rho_w \hat{Q} \hat{T} \quad (3-8)$$

但し、ハット（ $\hat{\quad}$ ）は河口における物理量を表す。従ってグリッドスケールの質量、熱量保存則を流域全体で積分すると、

$$\int_B \frac{\partial S}{\partial t} dA + \hat{Q} = \int_B Q_r dA \quad (3-9)$$

$$\int_B c_w \rho_w \frac{\partial (ST)}{\partial t} dA + c_w \rho_w \hat{Q} \hat{T} = \int_B c_w \rho_w Q_r T_r dA + \int_B \phi \quad (3-10)$$

となる。この場合、流域全体に水を供給しているのは流域全体の流出であるから、その平均温度 \bar{T}_r を

$$\int_B c_w \rho_w Q_r T_r dA = c_w \rho_w \int_B Q dA \cdot \bar{T}_r \quad (3-11)$$

として定義すると、

$$\begin{aligned} \int_B \phi dA &= c_w \rho_w \hat{Q} (\hat{T} - \bar{T}_r) + \int_B c_w \rho_w \frac{\partial (ST)}{\partial t} dA - \int_B c_w \rho_w \frac{\partial S}{\partial t} \bar{T}_r dA \\ &= c_w \rho_w \hat{Q} (\hat{T} - \bar{T}_r) + \int_B c_w \rho_w \frac{\partial S}{\partial t} (T - \bar{T}_r) dA + \int_B c_w \rho_w S \frac{\partial T}{\partial t} dA \end{aligned} \quad (3-12)$$

という流域スケールの熱分配則が得られる。右辺の第1項が流域スケールの熱輸送量である。

ここで注意しておきたいのは、流域スケールの熱輸送量はグリッドスケールのそれと基準にしている温度が異なるということである。勿論式(3-6)を積分した右辺の値は式(3-12)と等しくなるが、単純な比較は出来ない。また今回は流域全体を対象に積分を行ったが、サブ流域単位での計算も可能である。その場合、最上流部を含まない領域では上流からの熱流入の効果を考慮することが必要である。

(3) 河水の導入

これまでの議論では簡単のため河水を考慮に入れてこなかった。しかし $c_w T$ を氷点を基準とした単位質量当りの水（液体）の有するエネルギー E_w 、 $\rho_w S$ を水（液体）の質量 M_w 、 $\rho_w Q$ を質量流束 P_w として読み替えると、1次元河道の質量、熱量保存則は

$$\frac{\partial (M_w + M_i)}{\partial t} + \frac{\partial (P_w + P_i)}{\partial x} = P_r \quad (3-13)$$

$$\frac{\partial (M_w E_w + M_i E_i)}{\partial t} + \frac{\partial (P_w E_w + P_i E_i)}{\partial x} = P_r E_r + \phi \quad (3-14)$$

として得られる。但し添え字 i は河水に関する物理量であることを表す（地表からの流出は液体の水のみである）。後は上と同じ手順によって、河水を考慮した熱分配則が得られる。例えば流域スケールでは、

$$\begin{aligned}
\int_B \phi dA = & \widehat{P}_w(\widehat{E}_w - \overline{E}_r) + \widehat{P}_i(\widehat{E}_i - \overline{E}_r) + \int_B \frac{\partial M_w}{\partial t}(E_w - \overline{E}_r)dA + \int_B \frac{\partial M_i}{\partial t}(E_i - \overline{E}_r)dA \\
& + \int_B M_w \frac{\partial E_w}{\partial t} dA + \int_B M_i \frac{\partial E_i}{\partial t} dA
\end{aligned} \tag{3-15}$$

となる。なお、モデルでは全面結氷した場合河氷は岸に同着するため流下しないと仮定している。

3-3 河川による熱の再分配

このように質量保存則と熱量保存則を連立することで、河川水のローカルな熱交換は、2つの項目に分配されることが示される：水温や河氷の量を変化させる分、水が下流に流下することによって輸送される分である。もしも水が流下しなかったら、水温が変化することで最終的に鉛直の熱交換が平衡に至る。しかし実際には熱平衡に達する前に水が下流にその熱の過不足分を輸送する。この熱輸送を全球で図示したものが図 3-1である（図 3-2はその季節変動を示す）。正の輸送量は、熱平衡状態よりも多くの熱を受け取ったまま下流に流下している状態を意味している。これはAmazon川やGanges-Brahmaputra-Meghna川、Mekong川といった低緯度地域の河川で顕著であり、また1年を通してその傾向に代わりはない。これは即ち流域全体で熱を過剰に受け取り、それを下流に再配分する役割を果たしていると言える。同じく低緯度でも、Nile川では特に中流部では負の輸送が行われている。この結果は即ち乾燥した大気状態に由来する多量の蒸発が生じており、それによる熱量の減少がローカルの各地域では解消せず、下流に伝播していることを示している。これらの地域では、河川の氾濫が水温にもたらす影響も反対になる。熱の放出が支配的である地域では、氾濫によって増加した水面によってその放出がより促進される。一方で氾濫は同時に河川全体の水深を浅くする効果があり短波放射の吸収効率を上昇させるため、他の地域では氾濫は河川水温の上昇をもたらすのである [Tokuda et al., 2019].

流域内での地域変動、季節変動が共に大きいのは高緯度地域の河川である。南方の上流域では河川に熱が供給され、北方の下流域ではその熱が消費されている。この傾向は1年を通して共通しているが、夏季には熱を供給する地域が増加する。また結氷期間では陸面からの流出が減少し、また河氷の摩擦によって河川流速も減少するため、河川から大気に熱が放出された分は河氷の増加をもたらす一方で、下流への負の熱輸送量は殆ど行われていない。

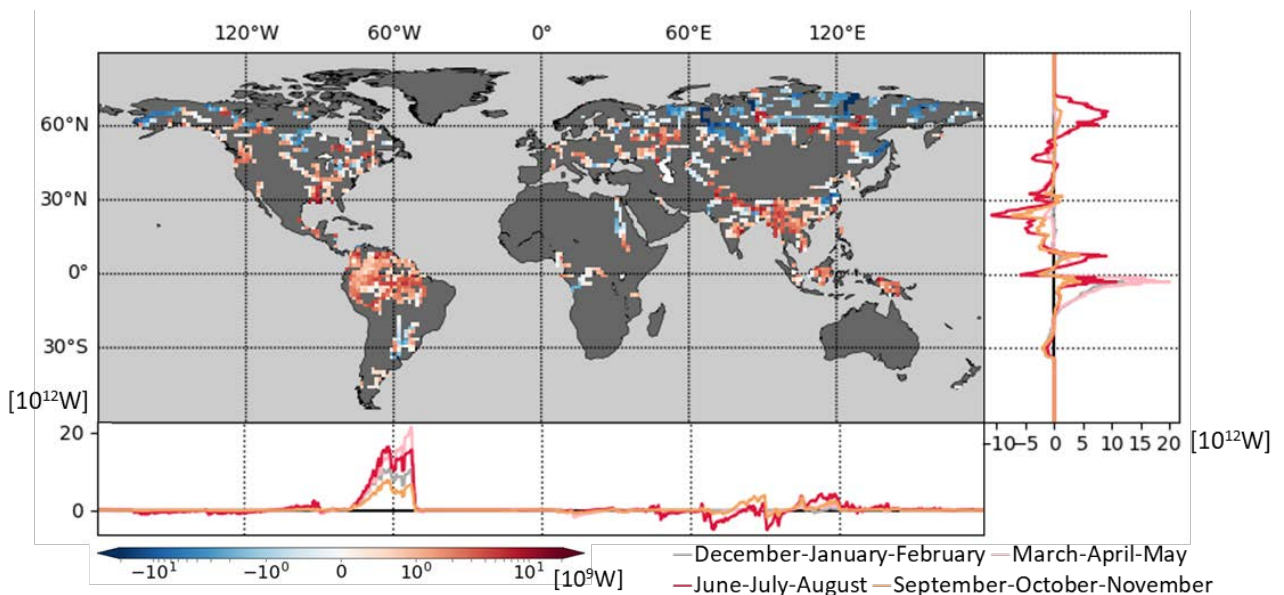


図 3-1 中央：河川によるグリッドスケールの水文熱輸送量。下・右：河川による東西、南北の熱輸送量の季節変動。推計は1990年から1999年の平均値。

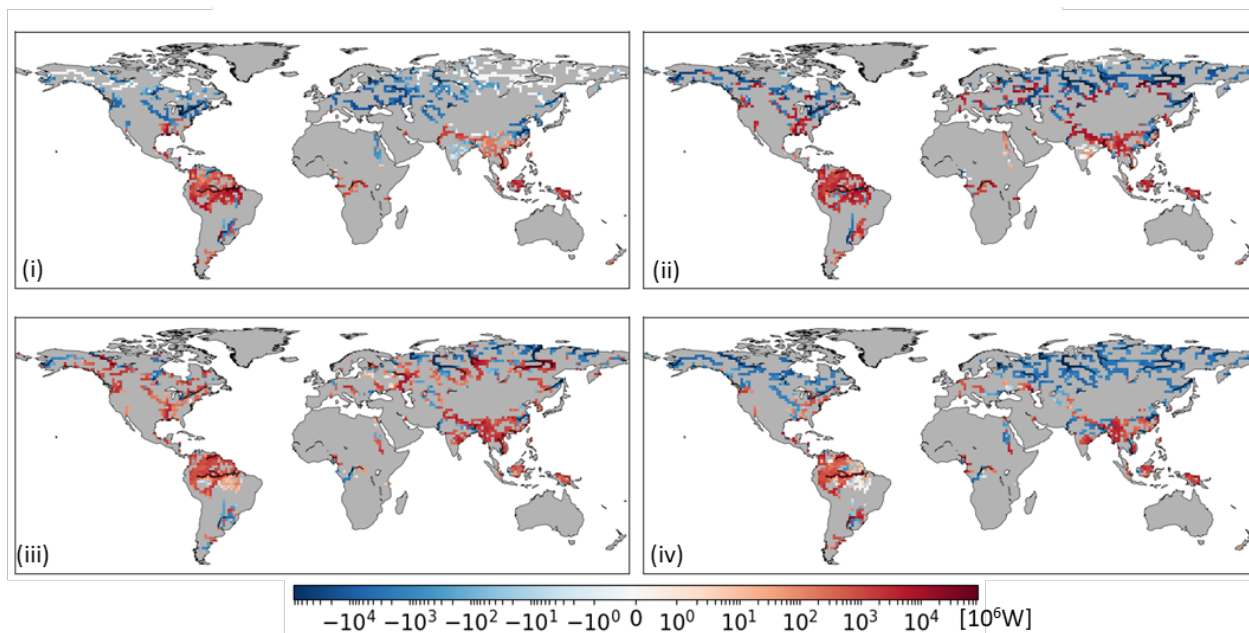


図 3-2 河川によるグリッドスケールの水文熱輸送量の季節変動. (i) 12月～2月, (ii) 3月～5月, (iii) 6月～8月, (iv) 9月～11月.

実際、河川水温のモデル研究では、河川の移流による効果を考慮せず鉛直の熱収支だけを考慮すると、このような河川の下流部では水温が過小評価される（図 3-3、移流を考慮しない場合、水の流下と鉛直の熱収支のみを考慮し、移流による温度変化を無視しているため、熱量は保存していないことに注意）。各河川に共通しているのは、（移流の考慮に関わらず）水温の計算値は同地点の気温よりも夏季のピークを迎えるタイミングが遅い点、移流を考慮した場合にはそのピークの気温よりも水温が高いという点である。またMackenzie川を除いて、河川水温は移流を考慮した場合の方がピーク前の水温が高くなるという特徴もある。特にLena川、Yenisei川ではその効果が大きく、水温の季節変動を再現するのに移流の考慮が大きな役割を果たしている。

このように移流が水温にもたらす効果は流域によって大きく異なる。その理由を図 3-4によって示される、Lena川とMackenzie川のサブ流域における熱収支によって考察する。熱収支は前章で示した推計方法による。Mackenzie川の下流部においても、上流からの熱流入量は鉛直方向の熱交換量の6割程度の寄与を有している。この値はLena川と同じく移流による水温上昇効果の大きいYenisei川よりも大きな値である。従って、河口部における移流効果の大きさは、サブ流域内での滞留、更に言えば流下経路の形状に影響を受けると考えられる。即ち、Lena川の本流では最上流部を除いては主に南北方向の流路が形成されている（下流2流域の本流河道は、緯度10度、経度6度の領域に収まる）。一方でMackenzie川の下流部では東西方向の流下が卓越しているため、南方の上流部から流入した暖かい水の有するエネルギーが失われ、同緯度帯での熱交換によって温度形成が支配されるのである。この様に河川の熱収支は、水動態のみならず流域形状や流下方向といった地形的な要因の影響を強く受けている。

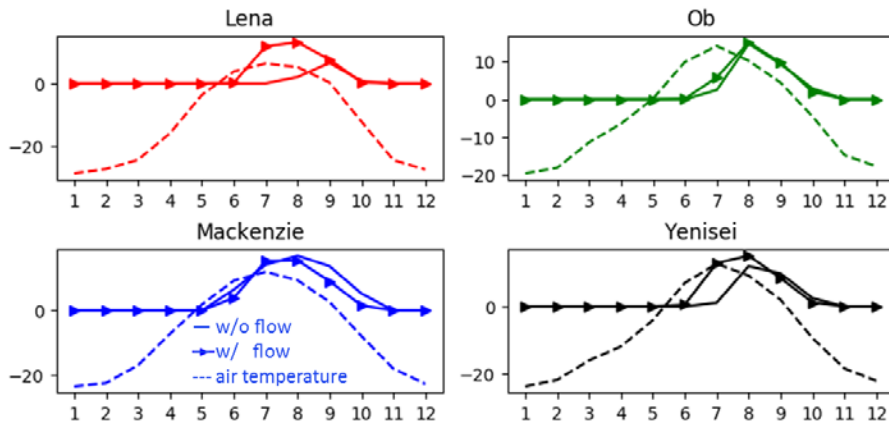
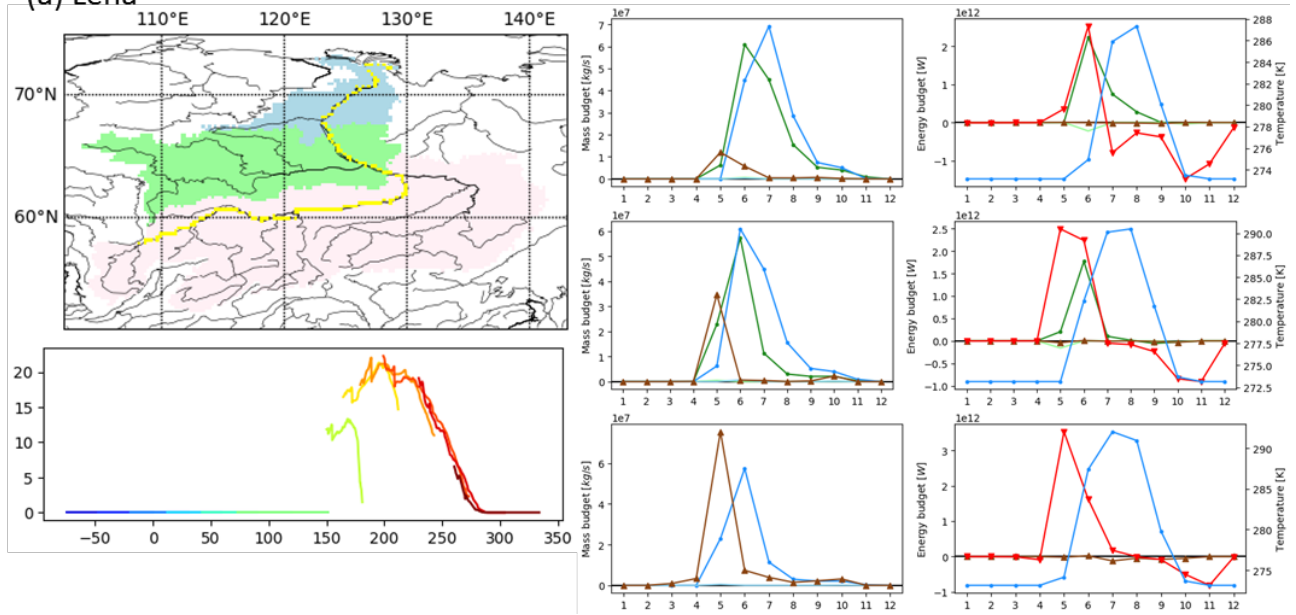


図 3-3 主だった高緯度河川の河口部における，移流を考慮するとき，無視するときの計算水温と気温の比較．1990年から1999年での月平均．

これらによって駆動される地球全体の南北・東西輸送を図 3-1の脇に示している．この推計では，流量と水温を乗じたものと河氷の流下量の合計を熱流量として定義している．東西方向の輸送では，西経60度付近にピークが存在している．これはAmazon川が西から東に流下していることを反映している．またAmazon川では水温の季節変動が小さいため，熱輸送量の季節変動は主に流量に起因している．この傾向は赤道付近の南北輸送でも確認される．また赤道から北緯30度では北から南に多くの熱量が輸送されている．これはGanges-Brahmaputra-Meghna川やMekong川によるものである．しかしこれらの河川による東西輸送は相殺されるため，南北輸送ほど顕著ではない．そして北極圏では夏季のみに南から北への熱輸送が顕著である．これは夏季の流量増加と水温上昇の2つが起因している．

(a) Lena



(b) Mackenzie

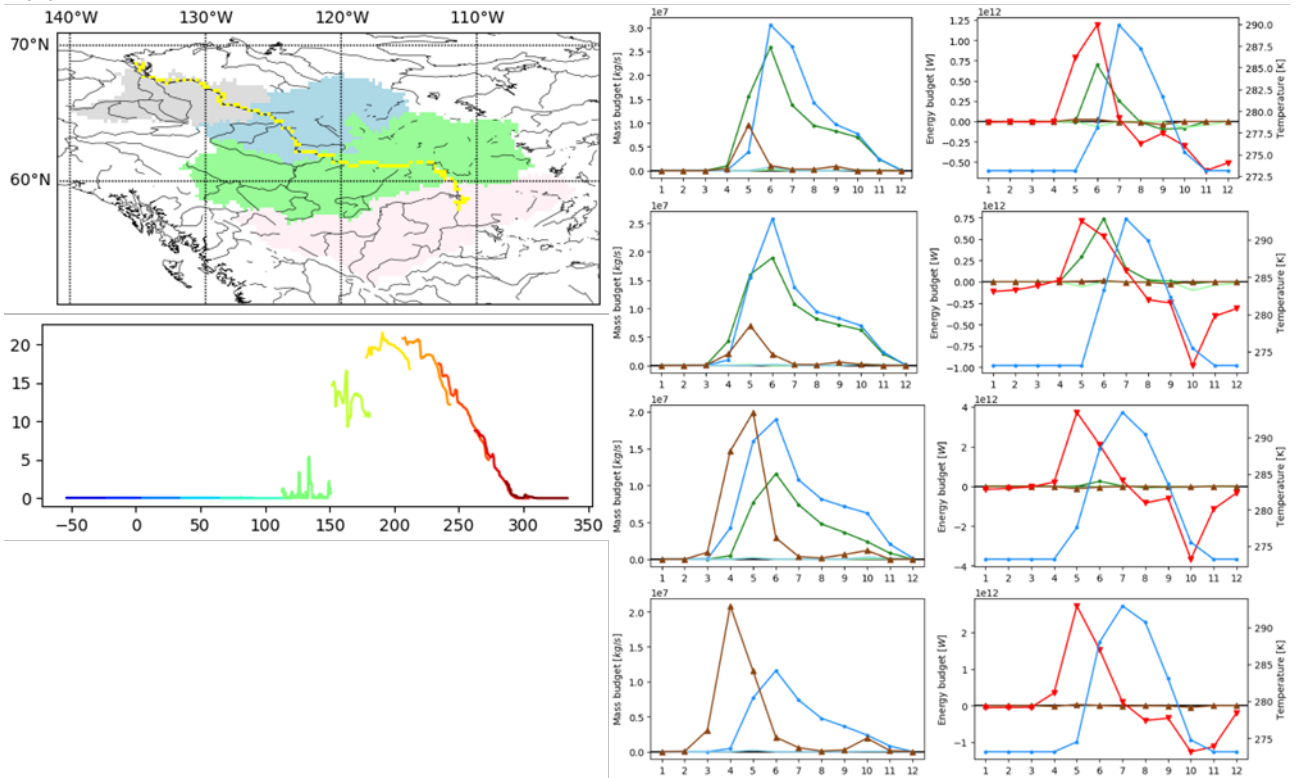


図 3-4 サブ流域ごとの水熱収支. 左上：本研究で定義したサブ流域. Lena川は3分割, Mackenzie川は4分割している. 黄色線は左下でたどる流路を示す. 左下：最上流域の流出水温をLagrangean的記述によって追跡したもの[°C]. 右：各サブ流域での水熱収支. 下から順に上流域から下流域を示す. 茶色が地表面流出, 緑が上流からの流入を示す. 水収支における青線は各サブ流域からの流量, 熱収支における青線は各流出口での水温 (右軸) を示す.

このように河川の流下過程では、鉛直方向における熱の吸収と放出の量が時空間的に偏在している。それでは流域全体で見ると、河川と大気の間における鉛直の熱交換量の内、どの程度が河口まで到達しているのだろうか？もし河川水が断熱状態で流下すれば、土壌からの流出した水温がそのまま河口まで保存される。従って今度は流域全体の流出温度を基準として河川水のエネルギー状態を評価することで、河口から海洋へ流出した正味の熱量を計算することができる。図 3-5は、世界の主要100河川において、この熱流出量と流域面積を比較した図である。流域全体で熱交換がほぼ平衡に達している場合を除いて、一般に熱流出量は流域面積とほぼ比例している。この事実は自明ではない。流域面積が増加するにつれて水面面積も大きくなるが、同時に滞留時間も長くなるために熱平衡に達し、流域面積の増加が熱流出量に寄与しないことも考えられた。しかし図 3-5が示す傾向は、結氷の有無にかかわらず、河川が流域全体で水平方向の不可逆な熱輸送を行っていることを示している。一方で、面積が近い流域においても、その熱流出量には約2オーダーの幅が存在する。例えばla Plata川はBrahmaputra川の約1.5倍の流域面積を有しているが、その熱流出量はMekong川の方が約50倍大きい。これは流域全体の気候条件に加えて、氾濫や滞留といった水文学的要因が関係している。即ちla Plata川は比較的中緯度に位置し、水温と気温はほぼ平衡状態にある。一方Brahmaputra川は滞留時間がla Plata川の約半分であり、また氾濫に伴う水温上昇の効果が大気中に放出されきる前に河口まで輸送される。このように水文学的要因は、地域単位のみならず流域スケールの河川による熱の再配分に支配的である。従って地球上の熱輸送を考える際には河川流下過程の詳細な検討が必要であると考えられる。

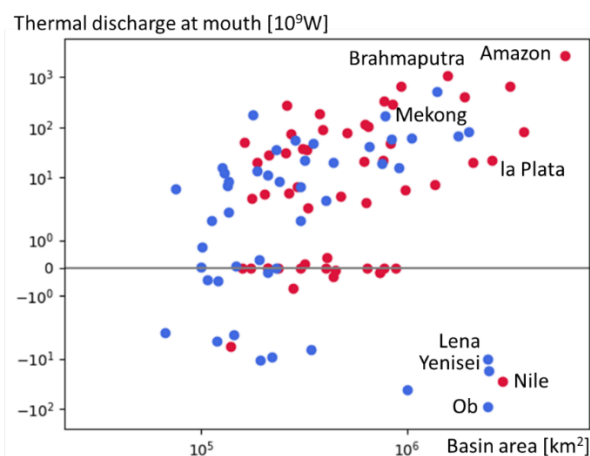


図 3-5 流域スケールの水文熱輸送量 [10⁹W] と流域面積の関係 [km²]. 赤点は結氷しない河川を、青点は結氷する河川を示す。結氷の有無は河口部の水温が氷点に達しているかどうかで判定した。

3-4 河川による沿岸域への熱流入に関する全球解析

これまでの議論は、河川がそこで得、又失った熱を陸上で再配分するという性質に関するものであった。それでは、この様に水と共に流下してきた熱は、最終的にどの程度海洋まで到達するのだろうか？そしてその熱は沿岸域における海洋熱収支に対してどのくらいの影響を有するのであろうか？

図 3-6は、河口から沿岸に流出する河川水とその近傍にある海水の温度差を、世界の主だった100の河川について示している。流出した河川水はその塩分濃度の違いによって表層に広がるため、ここでの海水温度は再解析データセットSimple Ocean Data Assimilation ocean/sea ice reanalysis Version 3 (SODA3) [Carton et al., 2018] における混合層での平均値である。河川は熱を確かに輸送しているが、海水からの温度差という観点からすれば相関は見られない。例えばAmazon川は世界で最大の流量を誇る大陸河川であるが、その流出水は大西洋よりやや温かい程度である。Brahmaputra川やYangtze川では反対に海水より冷たい水が流出するものの、その水温差は小さい。総じて低緯度から中緯度における河川では、その流下方向に関わらず海水温度との差は殆ど無い。

一方で高緯度地域、特に南から北に流れる河川が集中している北極域では、海水よりも遥かに温かい水が沿岸に流入している。長いところでは河川の結氷期間は半年以上にも及ぶため [Beltaos, 2000]、この温度差の大部分は夏季に流出した分による寄与である。これらの流域では、気温をはじめとした気候要因が南北で大きく変化している。そして河川は南の温かい上流域から北方に流下するため、河川は上流域の影響を北極海まで伝播する効率的な経路となる。河川水が塩分濃度の違いから海水よりも軽いことは先に述べたが、夏季の北極海ではこの効果に加えて、温度成層の形成が強化されることをこれらの結果は示している。

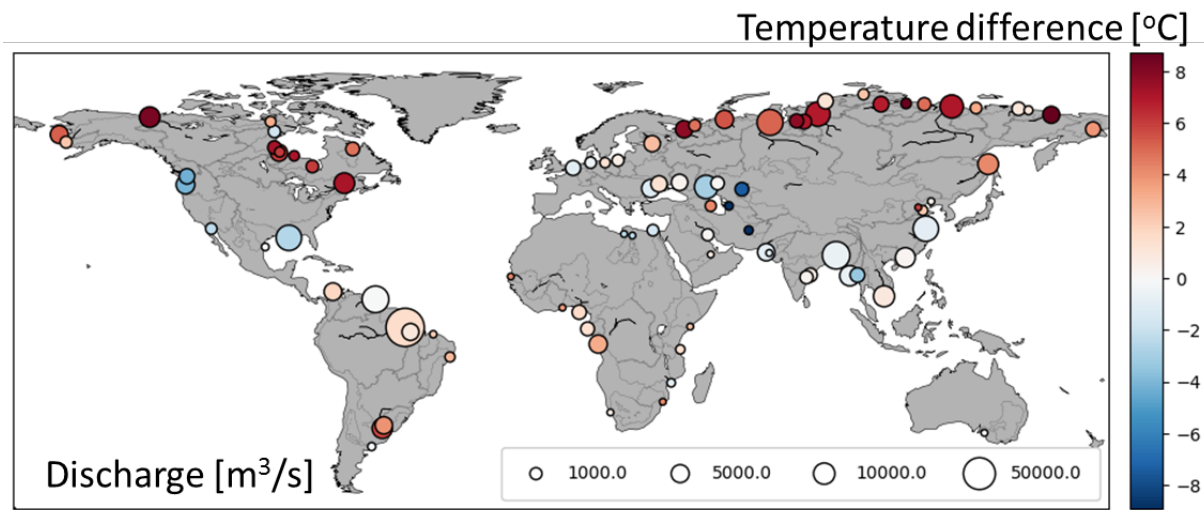


図 3-6 世界主要100河川における河口部での河川と海水の水温差。正の水温差（赤色）は河川の方が温かいことを示す。水温差は月単位で計算し、流量によって重み付け平均している。点の大きさは年間流量を、灰線は流域の形状を示す。

観測データに基づいた河川流量と水温のデータセットを用いたモデル計算によれば、河川水の流入によって海面からの熱フラックスは8TW増加し [Whitefield et al., 2015], 平均海氷面積の50%が1m薄くなると推計されている [Kwok & Untersteiner, 2011]. このデータセットの対象は30河川のみであるが, 本モデルで定義された北極海へ流入する全河川からの北極海への熱フラックスを計算すると, 既往研究よりも15%程度大きくなる (図 3-7). また ARDAT と同じ河川のみで総計すると, その熱量はほぼ一致する. この結果は, 本研究の推計結果が海洋モデルとの結合研究にも有用であることを示唆している.

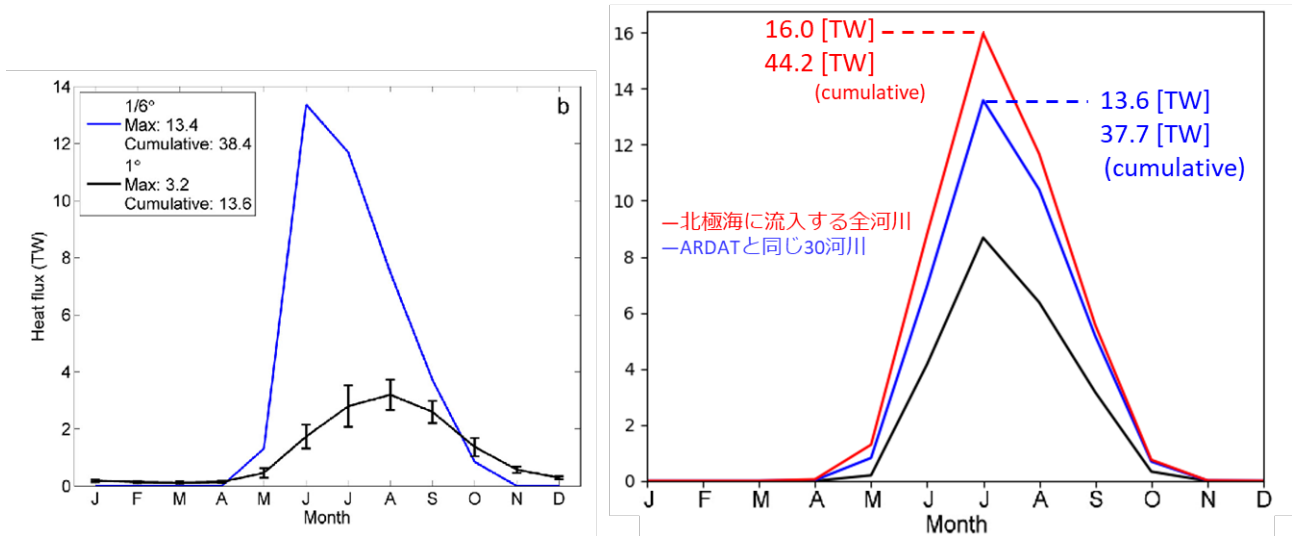


図 3-7 ARDAT [Whitefield et al., 2015] (左) と本研究 (右) における北極海に流入する熱フラックスの推計の比較. ARDATは1979~2013年, 本研究は1979~2010年の推計.

3-5 沿岸への熱流入量の長期変動

河川水温の経年変動に関する研究から、その長期変動傾向が流域によって異なることが示されている [例えばWebb & Nobilis, 2007; Kaushal et al., 2010]. 本研究では河川が海洋に与える影響の変動を推計するために、河川が流入する海域 [NCEI et al., 2018] 毎にその寄与を総計した. 図 3-8の左側は、沿岸水面における鉛直方向の熱交換量と、河川水による熱流入量の比較を示している. 沿岸水面における鉛直方向の熱交換量は、海岸線から200km [Holt et al., 2009] までの範囲におけるSODA3の値を合計して算出している. 熱流入量は、河川水と海水の温度差から計算した値であるため、沿岸域の熱収支に対する正味の寄与を示している. 太平洋、大西洋では河川水の寄与は大きくとも1%程度、インド洋ではそれ未満となっている. 一方で北極海でも夏季を除いては同程度であるが、夏季では最大10%程度の寄与が存在する. 従って河川水は密度成層の形成のみならず、蒸発量の増加など沿岸域の熱収支に直接影響を及ぼしていることが示唆される.

次に図 3-8の右側は、1965年から2014年における50年間の水熱流出量の長期変動を示している. 先ずこの結果は、淡水流出が大幅に増加していないという既存の研究を再現している [Vörösmarty et al., 2004; Lammers et al., 2007]. 多くの海域では熱流出量も淡水と同様の変動傾向を示している一方で、北極海については、熱流出量のみが有意に増加している ($p=0.0002$). 年による単回帰分析の結果に基づけば、2014年の淡水流出量は1965年のそれよりも3%大きいだけであったが、熱流出量は13%増加している. 海氷面積に代表される北極海の気候は地球規模のシステムと密接に関係しており [Sun et al., 2018], 近年その循環に大きく影響を与える要因として、淡水収支に関する研究が進展している. 現在気候下においては最大の淡水供給源は海氷の融解であるが、河川流出とBarents Sea Opening (BSO) フラックスによる寄与が将来大きく増加する [Shu et al., 2018]. 特に河川流出に伴う北極海表層への淡水供給は、海洋の鉛直成層を形成し、海氷生成を促進する [Aagaard & Coachman, 1975]. 然し北極海に流入する河川熱量の長期変動に関する本研究の推計は、河川水の熱流入に関するより詳細な扱いが必要であることを示している. 即ち、温かい水は成層発達をより強固にすると同時に、海氷を熱的に融解させる. これらが正味でどのような影響を与えているのか、またその影響が熱流入量と共にどのような経年変動をしているのか、温暖な河川水と海氷の関係については未解明な点が多く残っている. この様な複雑な気候システムを考察するためには、陸面、河川モデルを海洋モデル及び海氷モデルと結合した実験が必要である.

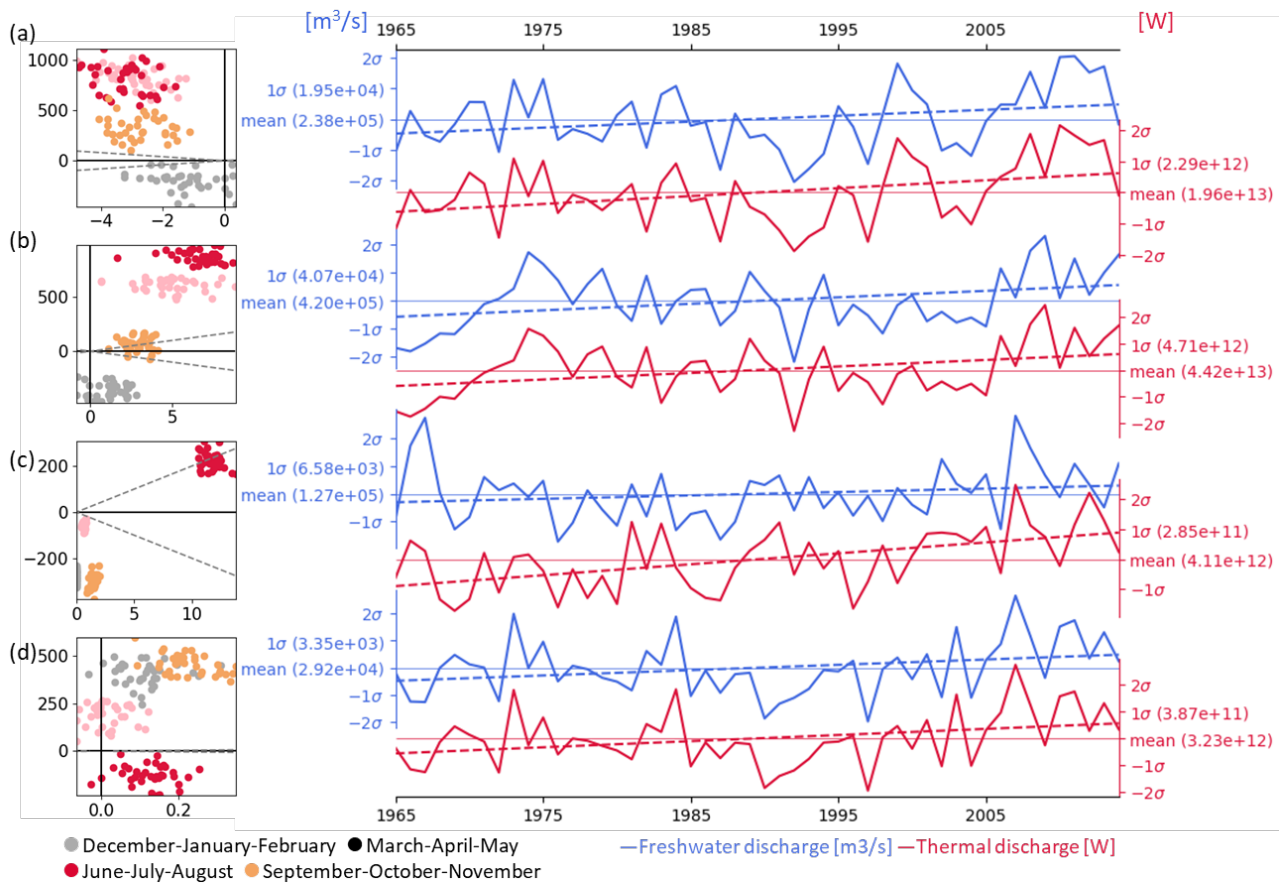


図 3-8 左：海洋沿岸部における表面熱フラックス（縦軸）と河川からの正味の熱供給量（横軸）の比較。1980年から2014年までの季節ごとの推計値を示す。破線は鉛直の熱フラックスにおける1%の寄与を示す。右：1965年から2014年までの海洋ごとの水熱河川流入量の時系列変化。青線は流量 $[m^3/s]$ ，赤線は熱量 $[W]$ を示す。破線は年による単回帰直線。(a) 太平洋，(b) 大西洋，(c) 北極海，(d) インド洋。

3-6 河川による熱流出が北極海に与える影響

本研究ではそのpilot studyとして、NASAの海洋モデルであるECCO2に2パターンの境界条件を入力して比較実験を行った：

- ・ 気象条件、河川流出をそれぞれJRA55-ELSE [Kim, 2017a], JRA55-do [Tsuji et al., 2018]によって与える
- ・ 上記に加え、全球河川水温モデルHEAT-LINKで計算された河川水温を与える（但しGreenlandの河川水温は計算していない）

なお、ECCO2はLLC270格子を用い、以下の結果は1992年から2017年におけるこれら2つの計算結果の差である。

図 3-9は、北極海周辺の海氷面積割合、sea-ice and snow loading、水面熱フラックスの差を示す。海水温度と河川流出温度の差は、陸面の河氷が融解した後の夏季に大きくなるため、これらの差も3月より9月の方が大きい。特にMackenzie川とLena川からの影響が顕著である。Ob川とYenisei川からの流出が海氷に与える影響はそれほど大きくないが、これは河川水が湾内に留まるためだと考えられる。またsea-ice and snow loadingに関しては3月でもその影響を見て取ることができる。

図 3-10は北極海全体の海氷面積と水面熱フラックスの季節変動である。ここではShu et al. [2018]を参考に、北極海を北緯66度以上の地域全体とした。海氷面積の季節変動について、全期間を平均して見ると7月の影響が最も大きく、河川水温の考慮で10,000km²以上の海氷が減少することが分かる。しかし単年で最も海氷が減少したのは9月であった。これらは河川水温と河川流量の位相のズレに起因すると考えられる。即ち、高緯度河川の流量は、融雪に由来する洪水によって5~7月にピークを迎える。この洪水によって河川水面に張った氷が押し流されるため、河川水温の本格的な上昇はその後になる [Tokuda et al., 2019]。即ち海洋への影響は流量と水温という2つの要素によって決定されるのである。一方で河川水温の考慮による熱フラックスの変化は9月に最大になるが、6月の平均値は負になっている。

図 3-11は図 3-10に示した物理量の各年9月における経年変動である。河川水温の考慮による海氷面積の減少量は年々減少している（Mann-Kendall testで $p=0.0002$ ）。これは、河川流出の影響は沿岸部で顕著である一方で、近年の気候変動によって融解すべき海氷が沿岸部にそもそも存在しなくなったからだと考えられる。一方で、その熱フラックスに大きな変化はない（ $p=0.628$ ）。河川から流出した熱が海氷融解でなく海水の熱収支に寄与するようになれば、河川が北極海を通して大気により直接的に影響を与えるようになる。しかし将来的な変化を議論するには材料が足りないため、今後研究を続けていく必要がある。

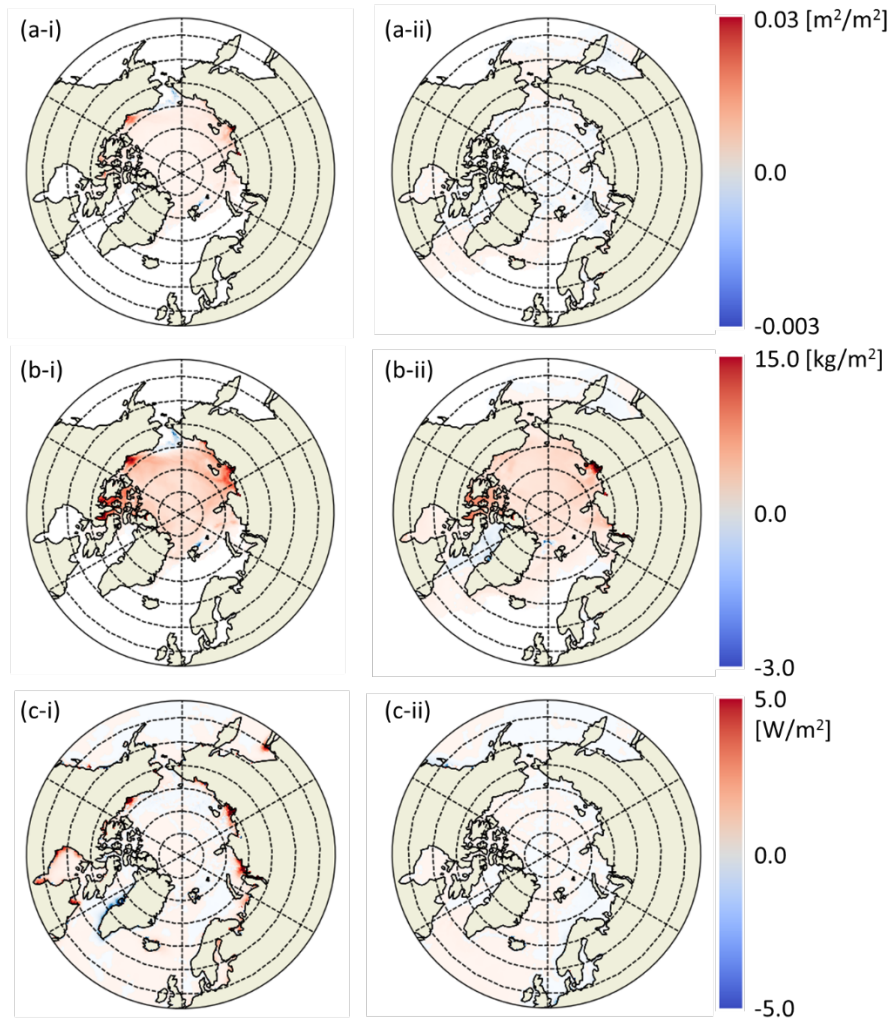


図 3-9 河川水温の考慮による(a) 海氷面積割合 [m^2/m^2], (b) sea-ice and snow loading [kg/m^2], (c) 正味の海水面熱フラックス [W/m^2] の差. (i)が9月, (ii)が3月における推計値. 正の値は海氷の減少と上向き熱フラックスの増加を表す.

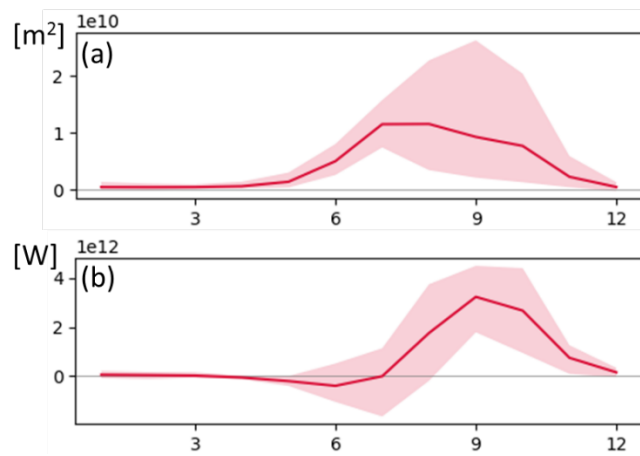


図 3-10 河川水温の考慮による(a) 海氷面積 [m^2] と(b) 海水面熱フラックス [W] 変化の季節変動. 実線は対象期間における平均値, 陰影部は最大最小値を示す.

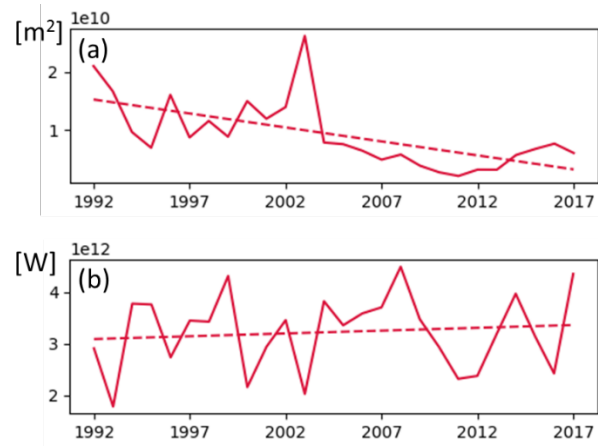


図 3-11 河川水温の考慮による(a) 海水面積 $[m^2]$ と(b) 海水面熱フラックス $[W]$ 変化の経年変動（各年9月の値）。破線は年による回帰直線を示す。

3-7 結語

河川による物質輸送については、流量と濃度の観測に基づくアプローチをはじめとして、これまで数多くの知見が蓄積されてきた。一方で水温は相対的なエネルギー状態を示す指標に過ぎず、河川による熱輸送の推計には、鉛直熱フラックスのみならず上下流の水温など多くの変数が必要である。本章ではまず、前章で開発した全球河川水温モデルを用いてその推計を行った。その結果、河川の熱収支は鉛直方向（ローカル）では閉じておらず、多くの地域では余剰な熱が下流に流下していることが分かった。また全球規模での南北輸送では、大気や海洋と比べてその総量は小さいものの、緯度方向のパターンは、地球の海陸分布や流域スケールの流下方向に依存するためにそれらと大きく異なる。

北極海に流入する高緯度河川では、南方の上流域では熱が供給されるものの、北方の下流域ではそれらの熱が失われるというパターンが存在している。しかしその熱の一部は北極海まで到達するため、北極海へ流出する河川水温は、近傍の海洋の表層温度に比べて数度高い。また特にこの水温差は融雪洪水の後水温が上昇する春先から夏にかけて顕著である。この季節における北極海沿岸部の熱収支を考えると、鉛直の熱フラックスと比較して、河川による熱流入は最大10%程度の寄与があることが分かった。また各海洋に流入する水熱量の長期変動では、水量の変化は統計的に有意でない一方で、北極海への熱流入量は有意に増加していることが分かった。最近の研究では北極海の真水の収支の将来変化が議論されているが、それに加えて河川からの熱供給が北極海に及ぼす影響も考慮する必要がある。

最後に、本河川水温モデルの出力を海洋モデルに入力する実験を行った。その結果、河川水温の考慮によって沿岸部の海氷面積割合が最大3%程度減少し、また上向き鉛直熱フラックスが増加することが分かった。一方で河川が海氷面積を減少させる効果は年々減少している。これは、北極海全体で沿岸部の海氷が減少していることに起因すると考えられる。この傾向が将来でも継続すると仮定すれば、河川からの流出熱は大気に直接放出されるようになると考えられるため、今後は海洋のみならず大気との関わりも考慮する必要がある。

これまで陸域での水熱収支は、大気との鉛直交換を通じて地球システムに影響を与えられてきた。しかし本章で示した通り、河川は上流から下流へその水熱を伝播する経路であり、その輸送量は各地域の気候的特徴のみならず、流域スケールの流下方向や海陸分布といった地理的な要因にも支配されている。特にその影響が顕著であるのは北極域であり、今後は河川流出熱と海氷面積の関係など、地球システムの観点から河川水温について議論する必要がある。

第4章 河川湖沼結合モデルの開発

4-1 序論

地球表層の水循環を表現するモデルは、その扱う領域、対象から幾つかに区別されている。領域が大きいモデルとしては、海洋モデルと大気モデルが挙げられる。陸面上の水循環を記述するモデルは水文モデルと呼ばれているが、これは更に陸面モデルと流出モデルの2つに分けられる。陸面モデルは放射や降水といった気象外力に対する陸面の応答を表現する。元々大気モデルの下部境界条件を与えるために発展してきたモデルであり、最初期の試みはManabe [1969] によるBUCKETモデルが挙げられる。流出モデルは主に河川計画や洪水予測への利用を念頭に、流出の再現に焦点を当てたモデルである。英語では陸面モデルをland surface model, 流出モデルをhydrological modelと呼ぶようである [Beck et al., 2017]。それぞれのモデルには様々なアプローチが存在するが、その議論は沖 [2006] に詳しい。

これら水文モデルは、各水平グリッド内における不均一性をモザイクやTOPMODEL [Beven & Kirkby, 1979] 等のパラメタリゼーションによって表現している。一方で、河川に代表されるグリッドをまたいだ水平方向の水輸送は、流下 (routing) モデルによって表現される (最近では「河道」から水が溢れ出た氾濫原における流れも計算するモデルが開発されているが、本論文において「河川モデル」と「流下モデル」は同一の類型を指すものとする)。水平2次元で流下過程を計算するモデルも存在するが [例えばBates et al., 2010]、全球流下モデルでは計算負荷の観点から水平1次元河道を想定する場合が多い。従って、近年盛んに行われている空間解像度の詳細化におけるボトルネックは、計算スキームの開発よりも、各グリッドの上流・下流関係を紐付ける水路網になっている。最初期は手作業で水路網を構築していたが [Oki & Sud, 1998]、近年では高解像度地形データをアップスケールするアプローチが登場している [Yamazaki et al., 2009]。

この様に全球流下モデルでは、水文モデルが扱わない水平方向の水輸送の表現が期待され、主に水平1次元のモデルとして開発が行われてきた。しかしその様なモデルでは、湖沼やダムに関する現象の表現が困難である。例えばダムと下流の河川を接続する堰や放流口では、河川とは異なりその流量を支配するのは水位勾配ではない。また河川ではその河道断面内では流速に由来する十分な混合が行われ、水温などの物理量は均一であると仮定されることが多いが [Caissie, 2006]、湖沼では風応力や密度差による混合は生じるものの、各物理量は鉛直に不均一である。従って特に水温を含む水質分野における流下モデルでは、これまでと同様に水平方向の輸送を解くモデルと、湖沼・ダムにおける動態を表現するモデルを別々に用意すると共に、それらの接続状況を指示する水路網が必要である (序章でも述べた通り、後者はこれまで「河道網」とよく呼ばれるものであったが、河川と湖沼の両者を含めた語句として本研究では「水路網」と呼ぶ)。

本章では、河川と湖沼の双方の流量、水温を計算するモデルを開発し、湖沼が熱輸送に果たす役割を評価する。そのために、河川と湖沼を考慮する水路網を構築した上で河川モデルと湖沼モデルを結合する。本研究が開発する湖沼モデルは地域スケールのモデルをある程度簡易化したものであるが、水路網とプログラム上のインターフェイスさえ用意すれば、結合されるモデルは特定のものに限定されず、また河川モデルと湖沼モデルはお互いに隠蔽されているためその改良、交換は容易である。

4-2 湖沼を明示した水路網の開発

河川のみを表現する河道網では、対象領域は複数のグリッドに分割されると同時に、どのグリッドからどのグリッドに河川が流下するのかという接続情報が付与される。本節で開発する水路網では、予め河川モデルを適用する領域と湖沼モデルを適用する領域を分別する。前者においてはこれまでと同様の河道網構築手法を適用し、後者に関しては各湖沼における流出口とそこでの流下方向から、その湖沼の下流に当たるグリッドを指定する。またこの手法によって、河川から湖沼への流入も表現される。

湖沼領域の指定を行うために、湖沼分布データセットHydroLAKES [Messenger et al., 2016] を用いる。また河道網構築の元データとして高解像度地形データMERIT-Hydro [Yamazaki et al., 2019] を使用し、これらをアップスケールする際には既存手法 [Yamazaki et al., 2009] を改良して適用する。これら2つのデータセットはいずれも全球スケールであるが、別々に開発されてきたものであるため、水路網を構築する前に両データセットを矛盾なくマージする必要がある。

(1) 入力データセット

1) MERIT-Hydro

このデータセットは、3秒（約90m）解像度の全球標高データMERIT-DEM [Yamazaki et al., 2017] と水面分布データG1WBM [Yamazaki et al., 2015] を元に、同解像度の流下方向や補正された標高を計算した全球データセットである [Yamazaki et al., 2019]。河道網や集水域を定義することを前提に開発されたデータセットであり、本研究の水路網開発に適したものであると考えられる。これには河道と湖沼を区別するデータも含まれているものの、湖沼間の区別が存在しないため、次のHydroLAKESを併用する。

2) HydroLAKES

このデータセットには、各湖沼の形状や名称、平均水深などが登録されている [Messenger et al., 2016]。シェイプファイルで配布されているが、本研究ではこれをMERIT-Hydroと同じく3秒解像度にラスタライズして用いる。湖沼ごとにID（属性名はHylak_ID）が設定されている。IDは1（カスピ海）から始まり、1,427,688（登録名なし）まで割り振られている。以降特段の区別を必要としない限り、「湖沼のID」とはこのHylak_IDを指すものとする。またIDが1から振られている性質上、湖沼ではないピクセルには0または負の値を埋めている。

(2) データセットのマージ手法

MERIT-HydroとHydroLAKESをマージする手順を表 4-1に示し、以下ではその詳細について記述する。手動で設定すべきパラメータは、集水域を定義する最小の湖沼面積ただ1つである。

表 4-1 MERIT-HydroとHydroLAKESのマージ手法.

番号	手順
1	湖沼サイズの分類
2	不連続水面の補完
3	各湖沼における流出口の設定
4	各湖沼内の流下方向の変更
5	流下方向のループの確認, 削除
6	上流域面積の計算

なお上述した通り入力データの空間解像度は3秒（1/1,200度，約90m）であり，計算機のメモリの都合上，全球で一度に処理することが出来ない．本研究では緯度経度5度毎（6,000グリッド×6,000グリッド）に分割して各作業を行ったが，その境界付近の処理に関する詳細は省略する．

1) 湖沼サイズの分類

本手法では，湖沼の大きさに従って次の2通りの表現を考える：

- ・大湖沼：それ単独で集水域を定義する
- ・小湖沼：アップスケールした後でサブグリッドモデルとして集約する

この閾値としては，後述する河道網アップスケール手法であるFLOWと同じ値を用いた．即ち，元データの空間解像度3秒から1分解像度にアップスケールする場合は20×20グリッドであり，15分解像度にアップスケールする場合は300×300グリッドである．このような閾値を用いると，アップスケール後のグリッドで各湖沼の単位集水域が他と重複なく定義できる（後述）．しかしこの閾値でなくともアップスケール後の湖沼グリッドが定義できるのであれば，この閾値より小さい湖沼を含めても，以下の手法は全て問題なく動作する．なお，本研究では小湖沼のサブグリッドモデルは実装していない．

2) 不連続水面の補完

i) 問題

HydroLAKESには河道網を構築する上での問題がある．それは，単一の湖沼中で不連続（直近の湖沼グリッドと2グリッド以上離れている）になっている箇所が存在するということである．これは，元データからのラスター化の際に生じたと考えられる．上述した通り，流下方向は各グリッドの周囲8グリッドに向かって設定されているため，2グリッド以上離れている箇所を1つの連続した湖沼として扱うことは出来ず，河道網を構築する上で障害となる．

例えば北緯9度，西経75度付近にある湖沼（HydroLAKES上のIDは880，名前は未定義である）にてこの問題が生じている（図 4-1）．水面は大きく南北の2つに分かれており，その間が不連続になっているのに加え，その付近にも2グリッドだけ他とは離れている様子が確認される．Googleマップで見ると，南北の水面は細い水路でつながっていることが分かる．

ii) 補完手法

各湖沼につき1つ始点を定め、そこに連続する水面を全て抽出する。その後不連続である同一湖沼が存在する場合、既に始点と連続している水面の内最も距離の近いグリッドを選択し、その間に水面を追加することで連続する水面を拡張する。この手順を繰り返すことで全ての水面を流出口と連続させる。

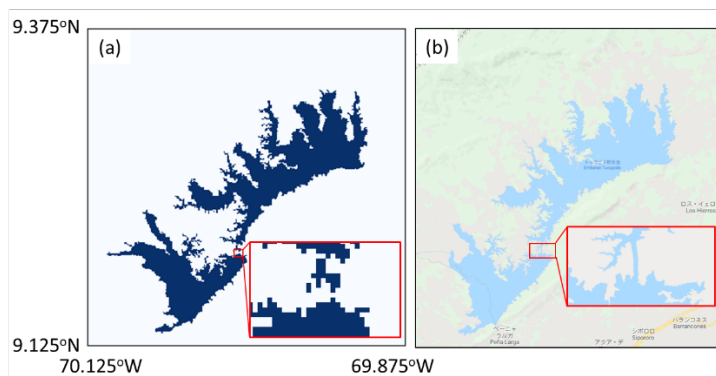


図 4-1 湖沼水面の不連続が起きている例。(a) HydroLAKESでの水面、(b) Googleマップ上での水面（右下は部分拡大図）。

3) 各湖沼における流出口の設定

以上で定義された湖沼分布をアップスケールに用いる。以降では、アップスケールに必要な他の情報の定義や補正について述べる。本節は各湖沼の流出口の位置情報についてである。HydroLAKESにおける流出口は現地情報には拠らず、上流域面積等によって算出されている。本研究でも同様に、これまでで定義された湖沼分布データとMERIT-Hydroの流下方向データ等を用いてその位置を各湖沼に1つずつ設定する。

まずMERIT-Hydroの流下方向情報を用いて湖沼の内側から外側に向かって流れているグリッドを、流出口の候補として全て抽出する。その際、流出してから再び同一湖沼に帰る経路は選択しない。MERIT-Hydroでは更に水面の中心線が定義されているため、それに該当するグリッドを優先的に候補から流出口として選択する。また複数の候補が存在した場合、上流域面積が最大であるグリッドを流出口として定義する。なお、上流域面積でも単一の流出口が定まらないというケースは、今回の対象湖沼（1）で定義された大湖沼）には存在しなかった。

なお、流下方向では流出口が定まらないケースがあった。その例として、HydroLAKESのIDが小さい順に4つを表 4-2に示す。これらの湖沼においては実際に流出河川が存在せず、流入した水は地下への浸透や蒸発によって失われている場所である。従ってこれらの湖沼に関しては流出口を設定していない。一方で表 4-2を含めた数例しか手作業では確認していないため、今後河川湖沼結合モデルを用いて、設定された/されなかった流出口の妥当性を検証する必要がある。また本研究ではHydroLAKESと同様に、1つの湖沼に対して1つの流出口を定義した。従ってカナダのLake Wollastonなど複数の流出口を有する湖沼に関しては、更なる改良が必要である。

表 4-2 流出口が定まらなかった湖沼の例.

HydroLAKESのID	名称	日本語名	特徴
12	Balkhash	バルハシ湖	流出河川なし
13	Large Aral Sea	アラル海	流出河川なし
14	Kara-Bogaz-Gol	カラ・ボガス・ゴル湾	カスピ海の湾, 流出せず
67	Great Salt	グレートソルト湖	流出河川なし

4) 各湖沼内の流下方向の変更

本研究では, ある湖沼から湖沼外に流出するのは上で設定した流出口においてのみであり, その湖沼に含まれる他の全グリッドは全てその流出口に流入すると仮定して水路網を構築する.

この過程では, 流出口に流入している湖沼グリッドをグループ化し, そのグループから1グリッドだけ離れている他の水面の流下方向をそのグループに流入するように変更, グループに編入する. 不連続水面は以前の作業で全て連結しているため, この作業を繰り返すことで湖沼内の全てのグリッドが流出口まで到達する.

しかし, これだけではアップスケール後の水路網に問題が生じることがある. 例えば, 上記の手法によって湖沼内で直線的な流路が並走することがある. この上に集水域を定義すると, 他陸面よりもはるかに細長い形状の集水域や, その影響を受けたとても小さい集水域などが形成されることがある. 前者は, モデルへの入力データの内挿時に問題になる. 即ちそのグリッドから離れた入力データの影響を受けることになる. また後者の小さい集水域が河川との境界付近に形成された場合, 計算タイムステップが過度に短くなり, 結果として計算時間が長くなる原因になる.

従って, 湖沼内の流向の追加的な変更を行う. あるグリッド数 $m_i (i = 1, 2, \dots)$ について, 各湖沼を $m_i \times m_i$ の正方形に分割する. その内正方形の全グリッドが当該湖沼であるものについて, そこからの流出口をその湖沼全体の流出口までの流下距離が最も短いグリッドとして定める. そしてその正方形内の他グリッドの流下方向をそのグリッド内流出口に到達するように変更する. 本研究では念のためこれを複数の m_i について行った. 15分解像度にアップスケールする際には $m_i = 25, 50, 100$ とした.

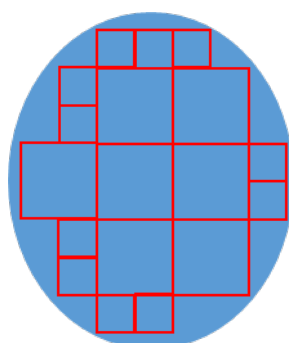


図 4-2 湖沼内のフラクタル分割の例.

5) 流下方向のループの確認, 削除

これまでの処理によって新たに生じる問題がある。それは流向の循環である。元々の標高に関わらず強制的に流向を変更しているために、複数の湖沼を循環するルートができてしまう可能性がある。実際、本研究で扱った湖沼の中では、Chad湖 (ID = 15) とその周辺の湖沼 (登録名無し, ID = 1538) の一例が確認された。これは非現実的であるのみならず、次の上流域面積の計算が終了しない原因にもなる。実際のチャド湖では流出河川は存在しないため、Chad湖の流出口における流向を設定しないことでこの問題に対応した。

6) 上流域面積の計算

基本的な計算方法は、最上流 (そのグリッドに流入する他グリッドが存在しない) から順に上流域面積を足し合わせていくというものである。具体的には、まず対象地域全てのグリッドについて、1グリッド上流にあるグリッド数を数え上げる。ここで上流グリッド数が0であるグリッドが最上流である。この最上流グリッドから下流に面積を足し合わせていくと同時に、足し合わせられた上流グリッドの数を各グリッドで数えておく。この数が最初に計算した上流グリッド数と一致したとき、そのグリッドにおける全上流域が足し合わせられたことになる。

(3) アップスケール手法

以上でマージした高解像度地形データと湖沼分布データをアップスケールする手法について述べる。その多くは既存手法 [Yamazaki et al., 2009] と対応しているため、ここではその更新箇所についてのみ記述する。

1) 湖沼水面のアップスケール

湖沼の水面面積とその流出口に関する情報を保持するため、少なくとも1グリッドはアップスケール後も各湖沼の水面を定義する必要がある。また湖沼でない陸上について、湖沼や海洋といった水面が大部分を占める地域ではそもそも河道網を定義する必要がない (たとえ定義しても、各単位集水域の面積が極端に小さくなる等の問題が発生する)。従って、単位集水域やアップスケール河道網の定義を行う前に、予めアップスケール後の湖沼水面を定義しておく。

その手法は以下の通りである。アップスケール前の湖沼水面データを、アップスケールする倍率と同じ辺長を持つ格子系に区切る (例えば6,000×6,000グリッドのデータを20倍にアップスケールするとき、300×300に分割する)。各々の低解像度格子の中で、高解像度の湖沼水面グリッドを数え上げ、その合計が或る閾値を超えた場合にその低解像度格子を湖沼水面と定義する。本研究では、低解像度格子の80%をその閾値とした。もしこの条件を満たす格子が1つも存在しない場合、その中に含まれている湖沼水面グリッド数が最も多い低解像度格子を湖沼水面として定義する。

前述した通り、このグリッドは次節において単位集水域を定義しなくても良いグリッドとなる。従ってこのアップスケール後の湖沼水面は必ずしも連続である必要はない。また、この手法では、湖沼とそうで

ない場所の境界付近では湖沼水面が定義されない他、湖沼の内部に陸面が存在する場合、湖沼自体が細長い形状をしている場合には、アップスケールされた後の湖沼水面グリッド数が少なくなる（上述）。但しこれらに関しても、少なくとも1つの湖沼水面が定義されれば河道網の構築には支障が無いため、特段の修正は行っていない。

2) 各湖沼の流出口の設定

その後、アップスケール後の湖沼水面に流出口を定義する。原則的には、高解像度の流出口に最も近い湖沼水面とした。但し複数の湖沼の流出口がごく近傍にある場合には、アップスケール後の1グリッドに複数の流出口が定義されてしまうことがある。そのときは、1グリッドに含まれる流出口は最大1つまでとするために、

①そのグリッドに流出口を設定する湖沼の決定

そのグリッドに含まれる水面が大きい方、同数である場合はHydroLAKESのIDが小さい方

②①以外の湖沼の流出口の移動

隣り合うグリッドで且つその湖沼が含まれているグリッドに移動。但しそこに既に他湖沼の流出口が設定されている場合はそちらを優先し、他グリッドを探索。

として流出口の位置を調整した。②で該当グリッドが存在しなかった場合、①の条件を緩めて再調整を行った。

3) 河道のアップスケール

以降のアップスケールは河道のみのアップスケールと同様の手法に従うが、各単位集水域の流出口を調整する際にも、湖沼の流出口は固定しておく。従って最終的に得られたアップスケール水路網においても、湖沼の流出口は、それが含まれる単位集水域の流出口と一致する。

また湖沼への流入地点は固定しないため、得られた単位集水域には、湖沼とそうでない陸面が混在したものが存在する。これらのグリッドもアップスケール後には湖沼として定義するため、アップスケール後には湖沼が含まれるグリッド面積は多くの場合大きくなる（例外は単位集水域が湖沼と一致した場合で、面積の変化は無い）。しかし高解像度で定義されている湖沼面積を考慮することで、アップスケール後の湖沼グリッドに含まれる湖沼水面面積とそうでないグリッドの面積を明示的に表現している。従って数値モデルでの（水深変化や水面での熱交換などの）計算において湖沼水面面積の過大評価は避けられている。

4-3 湖沼水動態モデルの記述

本研究では、水質量の保存と流出量の表現という2点を満足する水動態モデルを開発する。水文モデルの一部として質量が保存することは当然であるが、湖沼流出量も下流河川の境界条件となるために、その季節変動の表現も不可欠である。ダム操作モデル [例えばHanasaki et al., 2006] はその一方策である。但し人為的な流出量操作が行われていない自然湖への適用可能性や、各湖沼におけるパラメータ設定の煩雑さを考慮して、本研究では自然流出量の計算をデフォルトで行い、特に設定ファイルでダム操作パラメータが指定された場合には、それに基づいて流出量を計算する。

自然湖からの流出量について、既往の全球河川湖沼モデルWGHMでは、湖沼内に貯留された水量自体に基づいた表現を行っているが [Döll et al., 2003; Meigh et al., 1999]、その計算には仮想的なパラメータが必要である。従って本研究では、湖沼とその下流の水位によって湖沼流出量を計算することで、物理的な整合性を確保する (後述)。一方でこの手法は無限深の湖沼を想定して水面標高を一定とするモデルには適用できず、湖沼の水位の時間変化を計算する必要がある。従って、河川との流入による質量変化を、湖沼の水位変化に変換する。その際、後述する通り一部の湖沼については鉛直方向における湖沼面積の変化を考慮し、それ以外の湖沼に関しては面積を一定と仮定して質量変化と水位変化の変換を行う。その後、入力として与えられた湖沼の底面標高から水面標高を計算する。

(1) 湖沼からの流出量の計算

i) 理論的背景

湖沼から下流への流出量を計算する手法として、堰の公式の利用が考えられる。堰の公式はJIS規格 (B8302, K0094) に定められている通り、流出量が流出口の幅に比例し、堰より上にある水面の高さの1.5乗に比例する関係を表現する式である。その比例係数は多くの要因を考慮した経験式が提案されている。1.5乗に比例するという関係式は、湖沼を考慮した既往の全球モデルであるWGHM [Döll et al., 2003; Meigh et al., 1999] でも採用されている。但しWGHMでは、active storageというパラメータに関してこれを適用している。

堰の公式はエネルギー保存則から導出される [例えば日野, 1983; 鈴木, 1990]。自由落下水脈が形成される場合には、その流量 Q [m^3/s]は、

$$Q = \frac{2}{3} \sqrt{2g} C_d B h^{3/2} \quad (4-1)$$

と表される。但し、 g は重力加速度 [m/s^2]、 B は堰の幅 [m]、 h は堰から水面までの高さ [m]、 C_d は補正係数 [-] である。公式の適用範囲に注意する必要があるものの、流出口に堰等の施設が存在する場合、流出口の直下流の水面が流出口と比して十分低い場合には、この公式が適用可能であると考えられる。一方下流部の水面が高くなると、その水圧が流出量に影響するためこの公式は適用出来ない。またこの公式は、常流が越流部で限界水深をとりながら射流へと遷移する過程を想定している。

以上の考察から、湖沼からの流出量を以下の3通りに分けて計算する：

$$Q = \begin{cases} k \cdot w \cdot h_0^{3/2} & (h_1 \leq \frac{2}{3} h_0 \text{ のとき}) \\ k \cdot w \cdot (h_0 - h_1)^{3/2} & (\frac{2}{3} h_0 < h_1 \leq h_0 \text{ のとき}) \\ -k \cdot w \cdot (h_1 - h_0)^{3/2} & (h_0 < h_1 \text{ のとき}) \end{cases} \quad (4-2)$$

但し、 w は流出口の幅 [m]、 h_0 は流出口底面から測った湖沼水面の高さ [m]、 h_1 は同じく流出口下流水面の高さ [m]、 k は補正係数 [-] である。式(4-1)の C_d は1.7程度であるから、本研究では $k = 5.0$ とする。

なお、結合先の河川モデルCaMa-Floodにおいて、水深や水面標高は各単位集水域の最下流地点において定義される。従って単位集水域内での水深分布が均一であり、湖沼の流出口（最下流）とその直下流の単位集水域の最上流部における底面標高が同じであると仮定し、上式の h_1 は下流部の水深として与える。

(2) 面積-水深関係の導入

一般に湖沼や貯水池の水平面積は、上方ほど大きく、水底に近づくにつれて減少する。一方でHydroLAKESやそれを元にアップスケールした水路網では水面付近の面積に関する情報しか含んでいない。これを全水深に適用した場合、大きく3つの問題が生じると考えられる。1つは水収支に伴う水深変化を正しく表現しないことである。もう2つは熱収支に関わる問題で、深い部分の熱容量の過大評価と、後述する通り単位体積当りの短波放射吸収量の過小評価である。これらの問題を回避するために、本研究では湖沼の面積-水深関係（以下A-D）を全球規模でまとめたデータセットReservoir Geometry (ReGeom) [Yigzaw et al., 2018] を改良して利用する。以下ではそのデータセットに関する簡単な記述と、本モデルでの適用方法について述べる。

1) 全球湖沼面積-水深関係データセットReservoir Geometry (ReGeom)

ReGeomとは、全球貯水池データベースGlobal Reservoir and Dam (GRanD) [Lehner et al., 2011] に登録されている各貯水池について、水深ごとの面積をまとめたデータセットである。GRanDのポリゴンから（最大の）水面の形状を抽出し、同じくGRanDに登録されている面積と容積と整合するように、面積-水深関係を推定している。

このデータセットでは、水面の形状を3通り（Rectangular, Parabolic, Elliptical, 表 4-3）、水深による面積の減衰率を3通り（Prism, Bowl, Wedge, 表 4-4）定義している。ここで L 、 W はそれぞれ水面分布データから抽出された各湖沼の長さ [m] と幅 [m]、 z は面積が最大になる水面の高さを原点に、下向きを正にして測った水面までの距離 [m] であり、 D_0 は原点から水底までの距離 [m] である。即ち水深は $D_0 - z$ であり、また $r = z/D_0$ とする（図 4-3）。水面の形状ではRectangularのみが3種類の面積減衰率全てに対応し、ParabolicはWedgeのみ、EllipticalはBowlのみに対応する。従って計5通りの面積-水深関係が想定されている。また、GRanDに含まれる水面面積、容積データへの整合性を向上させるために、それぞれに補正係数を乗じている。ReGeomの開発過程では、各湖沼、各面積-水深関係の候補に対して最適な面積補正係数、容積補正係数を求めた上で、水面面積と容積の誤差を最も小さくする面積-水深関係が選択されている。

表 4-3 ReGeomで定義された水面の形状.

形状	最大面積
Rectangular	LW
Parabolic	$\frac{2}{3}LW$
Elliptical	$\frac{\pi}{4}LW$

表 4-4 ReGeomで定義された水深による面積減衰率.

形状	z における面積減衰率
Prism	$1 - r^2$
Bowl	$(1 - r^2)(1 - r)^{0.5}$
Wedge	$(1 - r^2)(1 - r)$

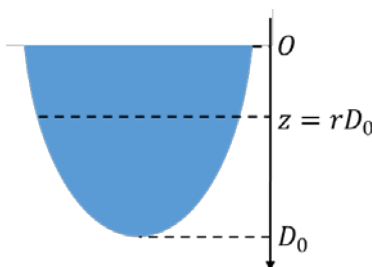


図 4-3 湖沼水深の定義.

2) 一般化ReGeomデータセット

このデータセットには大きく2つの改善点がある. 1つは, 実際の水面面積の代わりに, 水面形状から定義された1次元の幅, 長さパラメータが用いられている点である. もう1つは, 水面の補正係数と容積の補正係数が別々に定義されている点である. 補論で示す通り, 水面面積の最大値と減衰率が定義されれば, 容積は一意に算出される.

これを解決するために, 本研究ではReGeomの面積減衰率を一般化して, 水面面積と容積を直接関係付ける式を用いる. 即ち, 上と同様の z , D_0 , r に対して, $r < 1$ における面積減衰率 $f(r)$ を

$$f(r) = \begin{cases} f_a(r) = (1 - r^2)(1 - r)^a & (V_0 < \frac{2}{3}A_0D_0) \\ f_b(r) = 1 - r^b & (\frac{2}{3}A_0D_0 \leq V_0 < A_0D_0) \\ f_c(r) = 1 & (A_0D_0 \leq V_0) \end{cases} \quad (4-3)$$

として定義する. ここで, $V_0 = V(z = 0)$ は容積 [m^3], A_0 は最大水面面積 [m^2], $a(> 0)$ と $b(\geq 2)$ はパラメータ [-] である. $\frac{2}{3}A_0D_0$ という閾値は, Prism型の面積減衰率を有する湖沼の全容積

$$\int_{z=0}^{z=D_0} A_0 \left(1 - \left(\frac{z}{D_0}\right)^2\right) dz = A_0D_0 \int_{r=0}^{r=1} (1 - r^2) dr = \frac{2}{3}A_0D_0 \quad (4-4)$$

に拠る. また, 後のために各面積減衰率における容積を求めておく. 水面が $z = z_1 (\geq 0)$ ($r = z_1/D_0 = r_1$)

のときの容積は,

$$\begin{aligned}
V_a(z) &= A_0 D_0 \cdot \int_{r=r_1}^{r=1} (1-r^2)(1-r)^a dr \\
&= A_0 D_0 \cdot \int_{(1-r_1)^a}^0 (2-s^{1/a})s^{1+1/a} \cdot \frac{dr}{ds} ds \quad (s = (1-r)^a)
\end{aligned} \tag{4-5}$$

$$\begin{aligned}
&= A_0 D_0 \cdot (1-r_1)^2 (1-r_1)^a \left(\frac{2}{a+2} - \frac{1}{a+3} (1-r_1) \right) \\
V_a(z=0) &= A_0 D_0 \cdot \frac{a+4}{(a+2)(a+3)}
\end{aligned} \tag{4-6}$$

$$V_b(z) = A_0 D_0 \int_{r=r_1}^{r=1} (1-r^b) dr = A_0 D_0 \left(\frac{b}{b+1} - \left(r_1 - \frac{1}{b+1} r_1^{b+1} \right) \right) \tag{4-7}$$

$$V_b(z=0) = A_0 D_0 \cdot \frac{b}{b+1} \tag{4-8}$$

である。 $a=0, b=2$ のとき、確かに $V_a(z=0) = V_b(z=0) = \frac{2}{3} A_0 D_0$ と一致することが分かる。また V_b に関しては、 $b \rightarrow \infty$ のとき、 $V_b \rightarrow A_0 D_0$ である。

ここで、 V_0 は GRanD の CAP_MCM、 A_0 は AREA_SKM の値をそのまま使い、 D_0 に関しては ReGeom と同様に DAM_HGT_M $\times 0.95$ とする。これらを用いて、各湖沼の面積減衰率を f_a, f_b, f_c の3つから選択した上で、そのパラメータを決定すれば良い。 $V_0 < \frac{2}{3} A_0 D_0$ の場合は、

$$p = \frac{V_0}{A_0 D_0} = \frac{a+4}{(a+2)(a+3)} \quad \therefore a = \frac{-5p+1+\sqrt{p^2+6p+1}}{2p} \tag{4-9}$$

であり、 $\frac{2}{3} A_0 D_0 \leq V_0 < A_0 D_0$ の場合は

$$p = \frac{V_0}{A_0 D_0} = 1 - \frac{1}{b+1} \quad \therefore b = \frac{1}{1-p} - 1 \tag{4-10}$$

となる。

但し、 $A_0 D_0 \leq V_0$ の場合は、水平面積を変化させずに、

$$D_0' = \frac{V_0}{A_0} \tag{4-11}$$

として水深を再定義する。

以下では本モデルでの実装方法についてまとめる。まず $z \leq 0$ における水面面積は A_{max} で一定であると仮定する。従ってそのときの貯留量は、

$$V(z) = \begin{cases} A_{max} \int_z^D f(z) dz & (z > 0) \\ A_{max} \int_0^D f(z) dz + A_{max} \cdot (-z) & (z \leq 0) \end{cases} \tag{4-12}$$

として計算される。反対に、貯留量から水深や水面標高を求める際には、離散的な計算を行う。また本モデルでは水面標高ではなく底面標高を入力として与えるが、これは GRanD の水面標高（属性名は ELEV_MASL）から上で定義される D_0 または D_0' を減じたものとして与える。

なお、実際の湖沼では、平均水深 D_0 よりも水深が深いところで水温などの観測が行われている地点が存在する。例えば琵琶湖や Lake Ontario である。琵琶湖に関しては後述する通り他のパラメタリゼーションを用いたが、それ以外の湖沼で D_0 よりも深い地点で観測が行われている場合、モデル検証での不整合を防ぐために A-D は適用せず、面積を一定と仮定する。

3) 琵琶湖の面積-水深関係

ReGeomには琵琶湖も含まれるが、水深が42mとして登録されている。従って水深が104mあり、観測も水深60mまで行われている安曇川沖周辺のモデル化には不向きである。更にこのデータセットで推定されている琵琶湖のパラメータセットを用いると水面面積を30%以上過大評価してしまい、その誤差の絶対値はデータセットの全湖沼の中で7番目に大きい（面積との比率では278番目、なお最大の誤差率は三内川の河北湖である）。

従って本研究では、琵琶湖の面積-水深関係を新たに推定する。琵琶湖は北湖と南湖の2つに分けられ、北湖の方が面積、水深共に大きい（表 4-5）。また琵琶湖の水深分布によれば（図 4-4）、安曇川沖を最深部として、北湖全体に緩やかな傾斜がついている。一方で南湖の平均水深は4mほどであり、また水深分布の不均一性は小さい。全球データセットでの誤差は、この様にA-Dが大きく異なる2つの部分を一体として扱ったために生じたものだと考えられる。従って本研究では、図 4-5の通り琵琶湖のA-Dをモデル化する。即ち、南湖は水深が均一に4mであると仮定し、北湖ではそれ以深では水深に伴って徐々に面積が減少し、水深104mで面積が0になる。Yigzaw et al. [2018] に倣って、北湖の面積-水深関係は、

$$A(z) = A_{max} \cdot \left(1 - \left(\frac{z-4}{D_{max}-4}\right)^c\right) \quad (4-13)$$

と仮定する。但し z は水面から測った水深 [m]、 $A(z)$ はそこでの面積 [km^2]、 A_{max} は北湖の最大面積 [km^2]（=615.75）、 D_{max} は水面から測った最大水深 [m]（=104）、 c はパラメータ [-] である。これを拘束するのは琵琶湖の貯水量である。即ち、

$$275 \times 10^8 = 670.25 \times 10^6 \times 4 + \int_4^{104} A(z) \times 10^6 dz \quad (4-14)$$

が成立すれば良い。これを解くと $c \approx 0.675$ である。

表 4-5 琵琶湖の北湖、南湖の比較.

湖	面積 [km^2]	平均水深 [m]	貯水量 [10^8m^3]
北湖	615.75	43	273
南湖	54.5	4	2
計	670.25	41.2	275

滋賀県 [2019] より作成。南湖の面積のみ芳賀 [2006] に拠る。

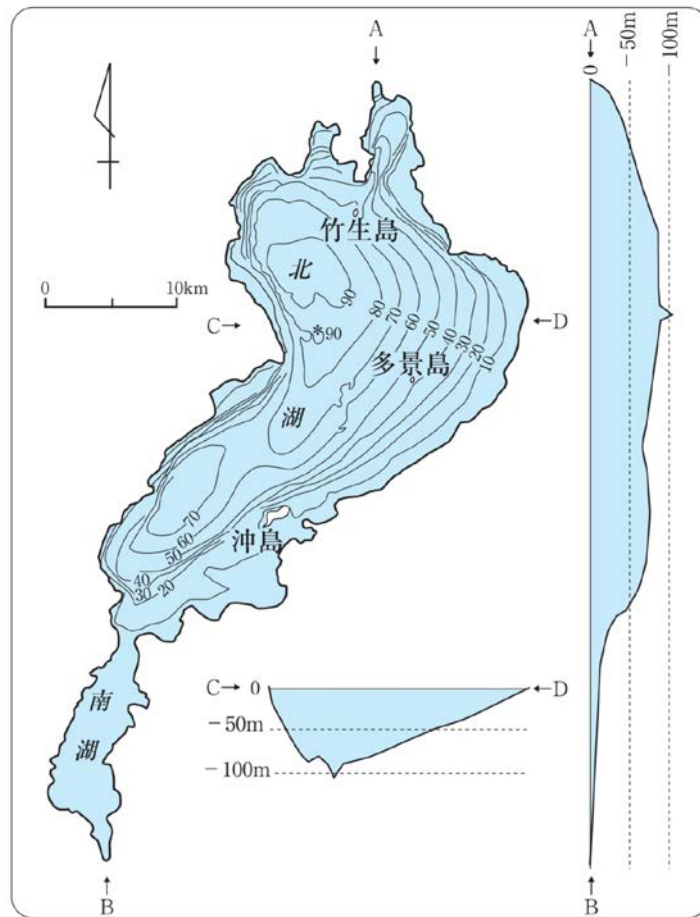


図 4-4 琵琶湖の水深分布と最深部を通る断面図（滋賀県 [2018] より引用）。

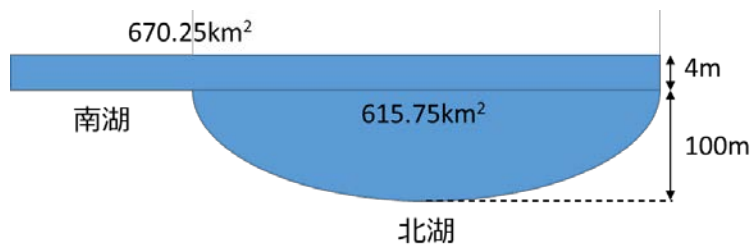


図 4-5 琵琶湖の面積-水深関係のモデル化。

4-4 湖沼水温モデルの記述

本節では、河川・湖沼結合モデル上に導入した湖沼水温モデルについて記述する。本研究では、そのモデルが満足すべき条件を2つ設定する：湖沼水温の鉛直不均一性を表現すること、河川との流出入の影響を明示的に表現することである。そのために、ここでは鉛直1次元、水平0次元（水平分布は無視する）モデルを開発する。鉛直の熱収支はDake & Harleman [1969] による短波放射減衰スキームとHenderson-Sellers [1985] による鉛直拡散スキームによって解く（図 4-6）。熱収支の結果湖水の生成融解を考慮し、またその形状は簡易なパラメタリゼーションによって表現する。湖水表面の熱フラックス収支は、熱容量を持たないskin temperatureを用いて計算する。また河川の流出入における水温変化は、熱量保存則と鉛直の水温構造を両立するために、本研究で新たに考案した手法によって表現している。

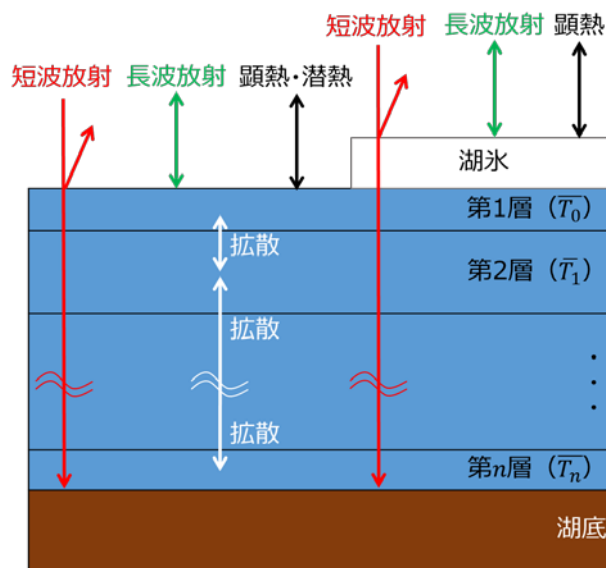


図 4-6 鉛直1次元湖沼水温モデルが想定する熱収支。

(1) 湖水モデル

1) 熱収支

高緯度地域における多くの湖沼では、冬季に結氷現象が生じる。湖沼の熱収支自体のみならず、五大湖を始めとする巨大湖が気候に与える影響への関心 [Hostetler et al., 1993] から、およそ30年前から湖水のモデル化が試みられており [例えばPatterson et al., 1998; Gu & Stefan, 1990; Hostetler, 1991; Croley & Assel, 1994]、現在でも広く用いられている [例えばYang et al., 2012]。多くのモデルは氷と水の2つを想定し、大気と氷、氷と水の間での熱フラックスの差から湖水の生成融解量を計算する。モデルによっては氷の上に雪の層を想定するものもあるが、熱伝導率の違いのみで全体的な構造は変わらない [Patterson et al., 1998; Gu & Stefan, 1990]。Great Lakes Environmental Research Laboratory (GLERL) によって開発された流域モデルAdvanced Hydrologic Prediction System (AHPS) では雪が直接氷の質量を増加させると仮定しており [Croley & Assel, 1994]、本モデルでも同様の扱いを行う。また昇華による氷の減少は考慮しない。

境界条件は、Patterson et al. [1998] やGu & Stefan [1990] と同様に、湖氷表面温度 T_{si} は大気温度 T_a と等しいこと、水と接している方の温度 T_{bi} は水の融点 T_m と等しいこととして設定する：

$$\begin{cases} T_{si} = \min(T_a, T_m) \\ T_{bi} = T_m \end{cases} \quad (4-15)$$

湖氷表面における熱収支は、

$$\phi_{dli} - \phi_{uli} - \phi_{Hi} - \phi_{ci} = 0 \quad (4-16)$$

である。ここで、 ϕ_{dli} 、 ϕ_{uli} 、 ϕ_{Hi} 、 ϕ_{ci} はそれぞれ下向き長波放射、上向き長波放射、顕熱、湖氷中の熱伝導によるフラックス [W/m^2] である。湖氷中の熱伝導フラックスは下向きを正に定義している。前3つのフラックスを、湖氷表面温度を用いて河川水温モデルと同様に計算した後、熱伝導フラックスを計算する。

湖氷本体の熱収支は、

$$\rho_i \gamma_f \frac{dS_i}{dt} = A_i (F_{ci} - F_{iw}) \quad (4-17)$$

である。ここで、 ρ_i は氷の密度 [kg/m^3] ($=916.71$)、 γ_f は水の融解熱 [J/kg] ($=333500$)、 S_i は湖氷の体積 [m^3]、 A_i は湖氷の水平面積、 F_{iw} は氷から水への熱伝導フラックス（下向きを正） [W/m^2] である。 F_{iw} は後述する水第1層から水面への熱フラックスとして計算している。但しこの計算で全ての湖氷が融解した場合、湖氷が丁度解けきるように F_{iw} を再計算する。

(なお、当初は湖氷の表面温度を明示的に与えず、湖氷本体の温度によって熱収支を解いていたが、一部の湖沼で湖氷が増加し続けるという結果が得られた。これは湖氷内部の温度勾配や表面付近の過冷却を表現する必要があることを意味する。)

2) 湖氷の形状

既存の熱収支モデル [例えばGu & Stefan, 1990; Hostetler, 1991] は、小さな湖沼を対象とした1次元モデルである。即ち湖氷は湖沼の水面全体で均一に成長し、1つの湖沼内に湖氷が存在する部分としない部分とが同時に存在しない。一方で五大湖にも適用事例がある水平2次元モデルでは、水面が湖氷の間で露出している割合 ε_L を単位面積当りの湖氷重量 M_i [kg/m^2] から、

$$\varepsilon_L = 1 - 0.0425 \cdot (M_i - 45) \quad (4-18)$$

として表現している [Goyette et al., 2000]。結果として、湖氷の厚さが約65cmを越えると、そのグリッドは全面結氷することになる。このモデルは気候モデルとの結合を目的に開発されており、移流を考えない代わりに湖沼を水平2次元に分割し、大気モデルの下部境界条件の水平分布を計算する。水平2次元モデルでは、湖氷の形状をそれが水面に占める割合としてパラメータ化することが出来る。一方で本モデルの様に移流を考慮する代わりに熱収支の水平分布を表現しないモデルでは、別の方法でその形状を表現する必要がある。

GLERL AHPSは五大湖とその周辺流域を対象に開発された水熱収支モデルであり [Croley, 2003]、現在でも気候変動により影響評価推計などに利用されている [Angel & Kunkel, 2010]。そこでは、各湖沼中の湖氷は一体として想定され、湖氷の成長がその面積 A_i と厚さ D_i をそれぞれ変化させるというモデル化が行われている [Croley & Assel, 1994]：

$$\begin{cases} \frac{\partial D_i}{\partial t} = \left(-\frac{Q_a}{A_i + x_w D_i} I_{(-\infty, 0]}(Q_a) - \frac{Q_a}{A_i + x_a D_i} I_{(0, \infty)}(Q_a) - \frac{Q_w}{A_i + x_w D_i} \right) \frac{1}{\rho_i \gamma_f} + \frac{P_i}{A_i} - \frac{E_i}{A_i + x_a D_i} \\ \frac{\partial A_i}{\partial t} = \left(-\frac{x_w Q_a}{A_i + x_w D_i} I_{(-\infty, 0]}(Q_a) - \frac{x_a Q_a}{A_i + x_a D_i} I_{(0, \infty)}(Q_a) - \frac{x_w Q_w}{A_i + x_w D_i} \right) \frac{1}{\rho_i \gamma_f} - \frac{x_a E_i}{A_i + x_a D_i} \end{cases} \quad (4-19)$$

但し, Q_a, Q_w は大気, 水から湖氷への熱フラックス [W/m^2], P_i, E_i は降雪, 昇華 [m^3/s] であり, $I_{(-\infty, 0]}(x), I_{(0, \infty)}(x)$ はそれぞれ

$$I_{(-\infty, 0]}(x) = \begin{cases} 1 & (x \leq 0) \\ 0 & (x > 0) \end{cases} \quad (4-20)$$

$$I_{(0, \infty)}(x) = \begin{cases} 1 & (x > 0) \\ 0 & (x \leq 0) \end{cases} \quad (4-21)$$

である (添え字は値が1となる x の範囲を示している). また

$$\begin{cases} x_a = \tau_a \sqrt{A_i} \\ x_w = \tau_w \sqrt{A_i} \end{cases} \quad (4-22)$$

である. この τ_a と τ_w はパラメータであり, 値は湖沼によって異なる.

本研究では, この湖氷成長・融解モデルを簡易化して全球に適用する. そのためにここでは2つの大きな仮定を置く. 湖氷の面積・厚さ (形状) 変化は大気との熱交換のみによって生じること, 湖氷形状におけるヒステリシスを無視し, 厚さが面積によって一意に表される:

$$D_i = f(A_i) \quad (4-23)$$

である.

これらの仮定の下では,

$$\frac{\partial D_i}{\partial t} = \frac{1}{\rho_i \gamma_f} \cdot \frac{1}{A_i + \tau D_i \sqrt{A_i}} Q_a = \frac{\partial D_i}{\partial A_i} \cdot \frac{\partial A_i}{\partial t} = \frac{\partial D_i}{\partial A_i} \cdot \frac{1}{\rho_i \gamma_f} \cdot \frac{\tau \sqrt{A_i}}{A_i + \tau D_i \sqrt{A_i}} Q_a \quad (4-24)$$

が恒等的に成り立つ必要がある. これを $D_i(A_i = 0) = 0$ の下で解くと,

$$\frac{\partial D_i}{\partial A_i} = \frac{1}{\tau \sqrt{A_i}} \quad (4-25)$$

$$D_i = \frac{2}{\tau} \sqrt{A_i} \quad (4-26)$$

となる. ここで, 五大湖とLake Georgianにおいて, パラメータ τ は $(9.5 \pm 0.5) \times 10^8 [\text{m/m}]$ であり, それらの平均が $9.2 \times 10^8 [\text{m/m}]$ であるから [Croley & Assel, 1994], 世界の全湖沼にこの値が共通して使用する.

(2) 湖水モデル

1) 支配方程式

鉛直1次元の熱収支は, 鉛直方向の乱流と分子拡散に駆動される熱交換と, 水面を透過して到達した短波放射等によるソースターム $\phi(z)$ によって記述される. 水深 z における湖沼の断面積を $A(z)$ [m^2], 熱拡散係数を併せて $K(z)$ [m^2/s]とおくと, 水温 $T(z)$ の時間変化は次の通り記述される:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) K(z) \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{c_w \rho_w A(z)} \cdot \frac{\partial (A(z) \phi(z))}{\partial z} \quad (4-27)$$

但し c_w は比熱 [J/kgK], ρ_w は密度 [kg/m^3] である.

2) 熱拡散係数の表式

熱拡散係数 $K(z)$ にはリチャードソン数 Ri

$$Ri = -\frac{g}{\rho_w} \cdot \frac{\frac{\partial \rho_w}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (4-28)$$

が関係していることが知られている [Ivey et al., 2008]. 但し g は重力加速度 [m/s²], ρ_w は水の密度[kg/m³], u は流速 [m/s] である. リチャードソン数とは, 浮力と慣性力の比であり, この値が大きい場合には密度差による自然対流, 小さい場合には速度差による乱流が支配的になる.

既存の湖沼水温モデルでは, このリチャードソン数を用いて

$$K(z) = K_0(z) \cdot (1 + a \cdot Ri^b)^{-c}$$

という表式が提案されている. 但し K_0 は中立成層時の鉛直拡散係数である. a, b, c はパラメータであり, 例えば $a = 37, b = 2, c = 1$ [Henderson-Sellers, 1985] や $a = 10/3, b = 1, c = 1.5$ [中村 et al., 1989; 矢島 et al., 2000] がある. 特に前者に基づいた湖沼モデル [Hostetler & Bartlein, 1990] には気候モデルと結合された事例があり [Hostetler et al., 1993], 本研究でも同様のパラメタリゼーションを用いる.

K_0 については水面における風応力が減衰しながら水深 z まで伝播するという表式が提案されている:

$$K_0(z) = \kappa u^* z \exp(-k^* z)$$

である [Henderson-Sellers, 1985]. ここで κ はカルマン定数 [-](=0.41), $u^* = 1.2 \times 10^{-3} U_2$ は摩擦速度 [m/s], U_2 は水面2mでの風速 [m/s], k^* は摩擦速度 u^* の減衰係数 [1/m] である. 減衰係数については,

$$k^* = d(\sin \theta)^e U_2^{-f}$$

として与えられる. 但し θ は緯度 [rad] であり, 上式はコリオリ力によって駆動されるエクマン輸送を表現している. $d = 6.6, e = 0.5, f = 1.84$ であるが [Henderson-Sellers, 1985], 日本域では $d = 0.51, e = 1, f = -1$ が提案されている [中村 & 高津, 1993].

しかしこれだけでは拡散係数 $K(z)$ を計算することは出来ない. リチャードソン数 Ri は流速の鉛直分布を含んでいるが, 鉛直1次元のモデルではこれを計算しないからである. 流速分布は一般式 [Henderson-Sellers, 1985] を用いることで, リチャードソン数 Ri を

$$Ri = \frac{-1 + \sqrt{1 + 40x}}{20}, x = \frac{\kappa^2 z^2 \frac{\partial \rho_w}{\partial z}}{u^{*2} \exp(-2k^* z)}$$

として計算する. なお水の密度 ρ_w は

$$\rho_w(T_c) = \frac{\rho_w(T_c = 4)}{1 + \alpha |T_c - 4|}$$

として計算される [西山, 1971]. 但し, T_c は水温 [°C], α は膨張係数 (=0.00043) [1/°C], $\rho_w(T_c = 4)$ は4°Cでの水の密度 (=999.97 [kg/m³]) である.

3) 離散化手法

i) スタッガード格子による離散化

以上の基礎方程式を解くために, 本モデルではスタッガード格子 (Staggered grid) による離散化を行う. 即ち, 水深に基づいて水柱を層に分割し, 各層の中心に水温を定義する. 一方で拡散による層間の熱区間

は各層の境界に定義する．図 4-6に示す通り，水面に近い順に $i = 1, 2, 3, \dots$ と層番号を定義し，第 $i - 1$ 層と第 i 層の境界で定義される変数を $X_{i-1/2}$ として表す．また水面は便宜的に $i = 0$ として表す．第 $i - 1$ 層から第 i 層への熱交換フラックス $F_{i-1/2}$ を下向きに

$$F_{i+1/2} = -c_w \rho_w K_{i+1/2} \cdot \frac{T_{i+1} - T_i}{z_{i+1} - z_i}$$

として定義すると，式(4-27)の熱収支式は次の通り離散化される：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_w \rho_w S_i} (A_{i-1/2} F_{i-1/2} - A_{i+1/2} F_{i+1/2}) + \frac{1}{c_w \rho_w S_i} (A_{i-1/2} \phi_{i-1/2} - A_{i+1/2} \phi_{i+1/2}) \quad (4-29)$$

水面と水底にそれぞれ境界条件を設定する必要がある．水面については，水面から第1層への熱フラックス $F_{1/2}$ を水面の熱収支に基づいて与える．これについては後述する．また水底での境界条件として，フラックスを0に固定する [Hostetler & Bartlein, 1990]．但し水底の土砂に関する熱収支を考慮して水底からの熱フラックスを計算している事例も存在するため [Fang & Stefan, 1998]，この簡易化については今後検証される必要がある．

ii) 水面の熱収支

水面の熱収支は次式で表される：

$$\phi_{sw}(z=0) + \phi_{dlw} - \phi_{ulw}(T_{sw}) - \phi_{Hw}(T_{sw}) - \phi_{LEw}(T_{sw}) - F_{1/2}(T_{sw}) = 0 \quad (4-30)$$

但し， ϕ_{dlw} ， ϕ_{ulw} ， ϕ_{Hw} ， ϕ_{LEw} はそれぞれ下向き長波放射，上向き長波放射，顕熱，潜熱による熱フラックス [W/m²]， T_{sw} は水面温度 [K] である．各フラックスは河川水温モデルと同様に計算される． $\phi_{sw}(z)$ は短波放射による熱フラックス [W/m²] であり，ここでは水面による吸収分が考慮される．また $F_{1/2}$ は湖水モデルと同様に，水第1層から水面への熱フラックス（下向き正）である．

水 ($z \geq 0$) が吸収する短波放射量は，Beerの法則に基づいて [Dake & Harleman, 1969]：

$$\phi_{sw}(z) = \begin{cases} (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot S_0 & (z = 0) \\ (1 - \alpha) \cdot (1 - \beta) \cdot S_0 \cdot \exp(-\lambda z) & (z > 0) \end{cases} \quad (4-31)$$

但し α はアルベド [-]， β は短波放射が水面で吸収される割合 [-] (=0.4)， S_0 は水面に入射する短波放射 [W]， λ は減衰率 [1/m] である．減衰率 λ について，透明度 (Secchi depth) Z_s [m] と関係付ける実験式が $\lambda = 1.66 Z_s^{-0.77}$ (フランス, Villerest reservoir) [Bonnet et al., 2000]や $\lambda = 1.5 Z_s^{-1}$ (日本, 池田湖) [藤田 et al., 1967]として提案されている．本研究では透明度やそれと関連する浮遊土砂濃度等を表現しないため， λ に関して感度分析を行った．

水面の熱収支では，水面温度 T_{sw} が湖水第1層の水温と等しいと仮定して $F_{1/2}$ を計算する．またこの計算は湖氷が存在していない部分でのみ行われる．以下水体の熱収支は湖氷の有無に関わらず湖沼全体で計算されるため，水体の第1層目に渡される熱フラックスは，湖氷から水体への熱フラックスと，湖氷のない水面から水体への熱フラックスが面積で重み付け平均されたものとして計算される．

iii) 陰解法による水温の更新

本モデルでは，各層の水温を陰解法によって更新する．即ち式(4-29)は

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{1}{c_w \rho_w S} (A_- F_-^* - A_+ F_+^*) + \frac{1}{c_w \rho_w S} (A_- \phi_-^* - A_+ \phi_+^*) \quad (4-32)$$

として解く．但し， $i - 1/2 \rightarrow -$ ， $i + 1/2 \rightarrow +$ 等の簡易表記を行い，また更新後の変数をスター (*) によ

って表している. 更新後のフラックス $F^*, F_+^*, \phi_-, \phi_+^*$ は, それぞれ更新前の水温を中心としたテイラー展開によって線形化する:

$$F_-^* = F_- + \frac{\partial F_-}{\partial T_-} \cdot \Delta T_- + \frac{\partial F_-}{\partial T} \cdot \Delta T = F_- + c_w \rho_w \frac{K_-}{z_-} \cdot \Delta T_- - c_w \rho_w \frac{K_-}{z_-} \cdot \Delta T \quad (4-33)$$

$$F_+^* = F_+ + \frac{\partial F_+}{\partial T} \cdot \Delta T + \frac{\partial F_+}{\partial T_+} \cdot \Delta T_+ = F_+ + c_w \rho_w \frac{K_+}{z_+} \cdot \Delta T - c_w \rho_w \frac{K_+}{z_+} \cdot \Delta T_+ \quad (4-34)$$

として近似される. また ϕ は層厚に伴った短波放射の吸収のみであるため T に依存しない. これらを式(4-32)に代入すると, 第 i 層における水温の時間変化は,

$$-k_- \cdot \Delta T_- + (1 + k_- + k_+) \cdot \Delta T - k_+ \cdot \Delta T_+ = \frac{\Delta t}{c_w \rho_w S} (A_- F_- - A_+ F_+) + \frac{\Delta t}{c_w \rho_w S} (A_- \phi_- - A_+ \phi_+) \quad (4-35)$$

$$k_- = \frac{A_-}{S} \cdot \frac{K_-}{z_-} \cdot \Delta t, k_+ = \frac{A_+}{S} \cdot \frac{K_+}{z_+} \cdot \Delta t$$

として記述される.

これらは時間 Δt における各層の水温変化 ΔT に関する連立方程式である. 従ってLU分解によって各層の水温変化を計算することが出来, それを加えることで各層の水温を更新する.

(3) 水の流出入に伴う水温鉛直分布の変化

湖沼から流出する水は, その流出口または堰に面している層の平均水温によって与える. ある層の一部しかその流出口に面していないとき, その面している面積のみによって重み付けされる. 例えば第1層が1m, 第2層が2mという層構造になっている湖沼において, 水面から1.5m下方に堰がある場合, その水温は第1層が1m分, 第2層が0.5m分の寄与があるという想定の下計算される.

一方で河川 (またはすぐ上流に位置する湖沼) から湖沼に水が流入するとき, 水面に最も近い第1層に全ての水が注がれると仮定する. これらの流出入によって質量と熱量は保存するものの, ある層だけが巨大になることを防ぐために, 水の流出入がある度に層構造を更新する. 即ち, 水の流出入を考慮した直後の全貯留量からその層構造を再定義し, その構造を満たすように水面から順に各層の水を混合することで, 各層の水温を更新する (図 4-7). これによって, 熱量を保存しつつ, 水温の鉛直不均一性を表現することが可能となる. 本研究ではこれらの手続きを「移流の0.5次元近似」と呼んでいる.

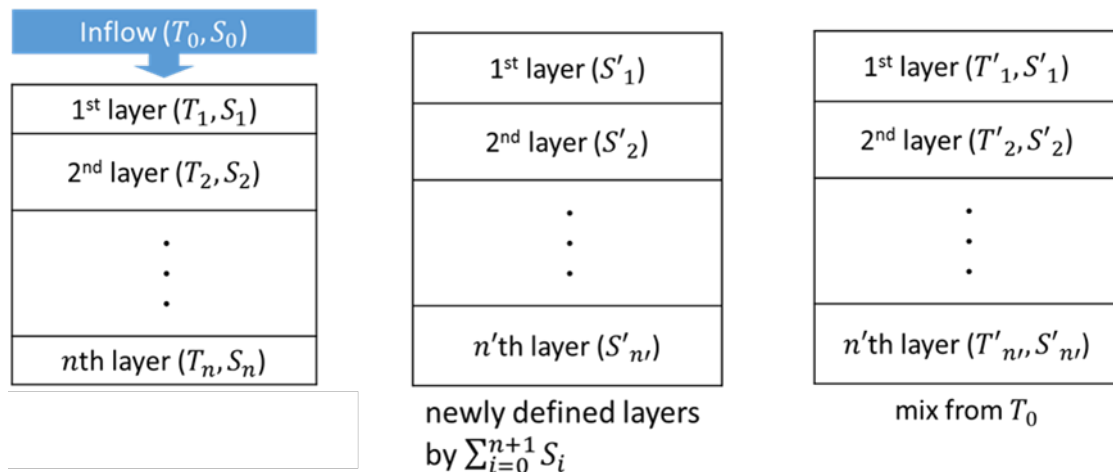


図 4-7 水の流出入に伴う湖沼水温の更新方法.

4-5 湖沼を導入した水路網の検証

本手法によって得られた水路網の検証を行うために、各湖沼の上流域面積を比較する。HydroLAKESに含まれる上流域面積（属性名はWshd_area）は、地形データであるHydroSHEDS [Lehner et al., 2008] から計算した値であり、これと比較するのはHydroSHEDSとMERIT-Hydroという2つの地形データを比較しているに過ぎない。従ってここではGRanDに含まれる上流域面積の報告値（属性名はCatch_rep）と、本手法によって得られた計算値の比較を行う。本研究が元データとしたHydroLAKESとGRanDでは同じ湖沼でもIDが異なるが、HydroLAKESには対応するGRanDのID（属性名はGrand_id）が含まれているため、これを用いた。本研究の提案するアップスケール手法は湖沼の上流域面積を保存するため、この検証は特にマージしたデータセットに関する検証となる。

その比較結果は図 4-8の通りであり、マッチングされた全108貯水池における相関係数は0.854と良好であった。但し中には大きく値が異なるものもあったため、計算値が報告値の0.5倍から2.0倍の範囲から外れているものを列挙したのが表 4-6であり、8貯水池が該当した。しかしGRanD以外の文献から上流域面積を収集してみると、その内5箇所では計算された上流域面積と近い値になっていた。以降は、それでもなお本研究で計算された上流域面積と文献値とが大きく異なる湖沼について確認した結果を示す。

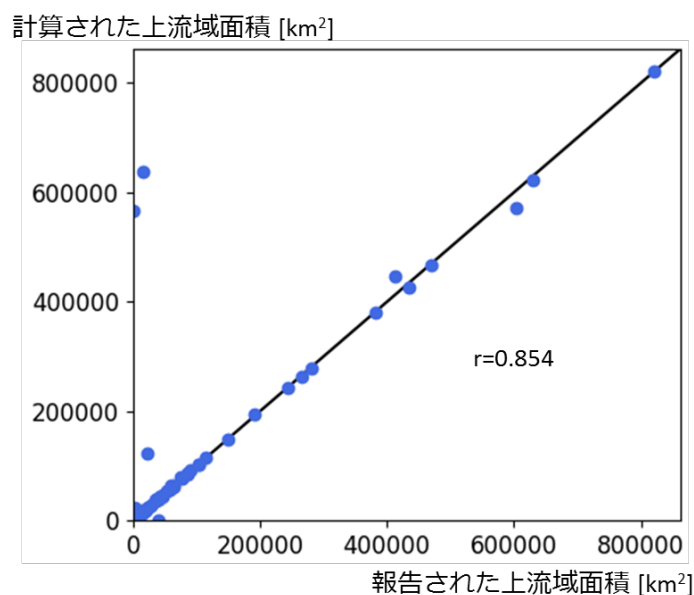


図 4-8 本研究の水路網における貯水池の上流域面積とGRanDに報告された上流域面積の比較。

表 4-6 上流域面積が大きく異なった貯水池一覧. 基準は報告値の半分から倍の範囲を外れているもの. IDはGRanDに拠る. 青色で塗りつぶしてある箇所は, 他文献による報告値とも大きく値が外れている貯水池.

No.	ID	湖沼名	緯度 [deg]	経度 [deg]	上流域面積の 計算値 [km ²]	GRanDによる 報告値 [km ²]	他文献による 報告値 [km ²]	出典
1	764	Sharpe湖	44.04	-99.449	638023.6	15126.0	645684.0	USGS 06442700
2	815	Eufaula湖	35.308	-95.358	122613.4	21769.0	123081.4	USGS 07244800
3	830	Moultrie湖	33.241	-79.999	350.3	38850.0	38331.8	USGS 02172002
4	835	Cedar Creek貯水池	32.182	-96.073	24599.4	2608.0	2608.1	USGS 08063010
5	1062	Iovskoye貯水池	66.645	31.347	19900.2	5510.0	5488.8	HydroLAKES
6	1293	Iron gates湖	44.673	22.531	566946.1	54.0	560682.4	HydroLAKES
7	1701	Pedder湖	-42.799	146.008	730.1	258.0	733.0	ANCOLD
8	8978	Cascade湖	44.523	-116.053	1596.8	5776.0	1592.8	USGS 13244500

※1: 湖沼名がHydroLAKES内に存在しないものも補完してある.

※2: 緯度と経度はHydroLAKESに登録されている流出口における値 (Pour_latとPour_long).

※3: 出典欄のUSGSはUnited States Geological Survey, ANCOLDはAustralian National Committee on Large Dams.

※4: 出典がUSGSであるものは, そこで振られている観測所記号を併記し, そのDrainage area又はContributing drainage areaを参照した. なお単位が平方マイルである値もkm²に換算してある. GRanD以外の報告値が見つからなかった貯水池に関してはHydroLAKESにおける計算上流域面積 (Wshd_area) を記載した.

1) Moultrie湖

Moultrie湖は米国South Carolina州を流れるCooper川の最上流部に位置する（図 4-9）。Cooper川は全長約230kmの小河川であり、その北部には複数の河川が合流してSantee川が流れる。その支流であるWateree川とCongaree川の合流部はMarion湖（HydroLAKESのIDは828）という湖沼になっているが、Moultrie湖はそのMarion湖から導管を通じて水を供給されている。即ちMarion湖には2つの流出口があり、1つは本流であるSantee川へ、もう1つはMoultrie湖へ通じている。一方本研究で開発した水路網は、HydroLAKESと同じく流出口を1つしか設定していないために、このような湖沼における分流が考慮されていない。実際、表 4-7に示す通り、Marion湖の上流域面積については報告値と計算値がほぼ一致している一方で、Moultrie湖の上流域面積の報告値はMarion湖のそれと近い値を示している。即ちMoultrie湖の上流域面積の報告値はMarion湖とその上流域を含めた値であると考えられる。

従ってこれらMoultrie湖やMarion湖の水収支を計算する際には、土壌流出などに関わる上流域面積の誤計算の影響は少ないが、それらをつなぐ導水管の存在を考慮する必要があると言える。

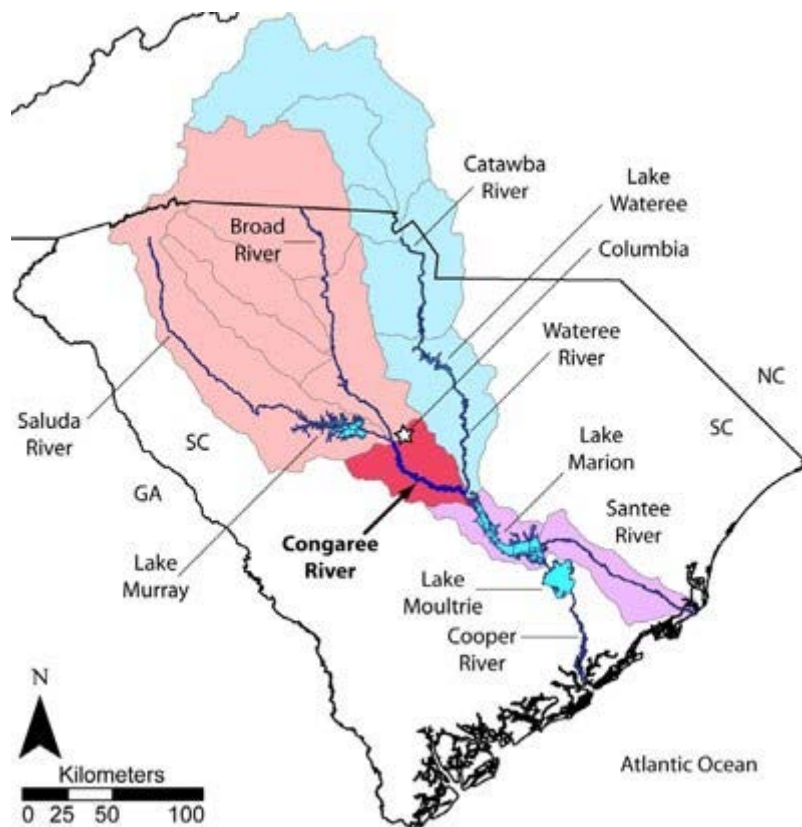


図 4-9 Moultrie湖周辺の流域図. 出典：アメリカ合衆国国立公園局 (<https://www.nps.gov/rlc/ogbfrec/watershed.htm>) .

表 4-7 Marion湖とMoultrie湖における上流域面積の比較.

名称	GRanD報告値 [km ²]	計算値 [km ²]
Marion湖	38073.0	38060.2
Moultrie湖	38850.0	350.3

2) Cedar Creek貯水池

Cedar Creek貯水池はTrinity川流域に所在するが（図 4-10）、本流と合流するのはその下流部である。一方で本研究が作成したデータセットにおいては、本流がCedar Creek貯水池に流入してしまっている。この現象は元データの1つであるMERIT-Hydroに起因する（図 4-11、図 4-12）。



図 4-10 Cedar Creek Reservoir周辺の流域図。出典：全米アカデミーズ (<http://nas-sites.org/waterreuse/what-is-water-reuse/case-study-the-trinity-river-in-texas/>)。一部加筆。

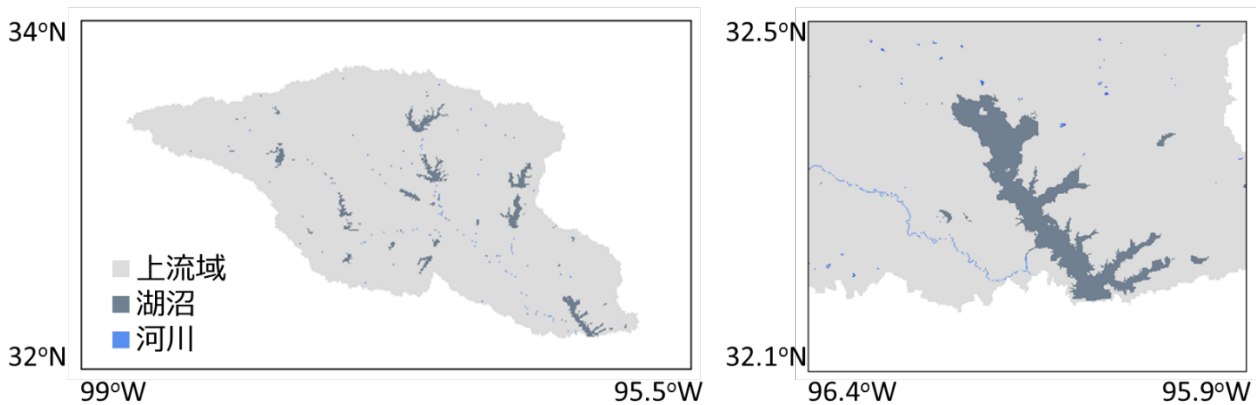


図 4-11 左：本研究が作成したCedar Creek貯水池の上流域。右：Cedar Creek貯水池周辺の河道との接続状況。

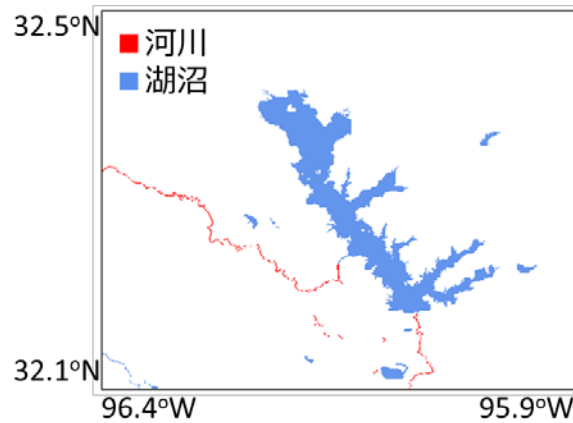


図 4-12 MERIT-HydroによるCedar Creek貯水池周辺の水面の分類.

3) Iovskoye貯水池

Iovskoye貯水池 (И о в с к о е) はKovda (Кóвда) 川流域にある貯水池である. この流域図 (図 4-13) によれば, Iovskoye貯水池の下流に存在する貯水池はKnyazhegubskoye貯水池のみであり, またKovda川全体の流域面積が25,600km²であることを踏まえると [O’Sullivan & Reynolds, 2008], Iovskoye貯水池の上流域面積が19900.2km²とした本研究の推定は妥当なものであると考えられる.

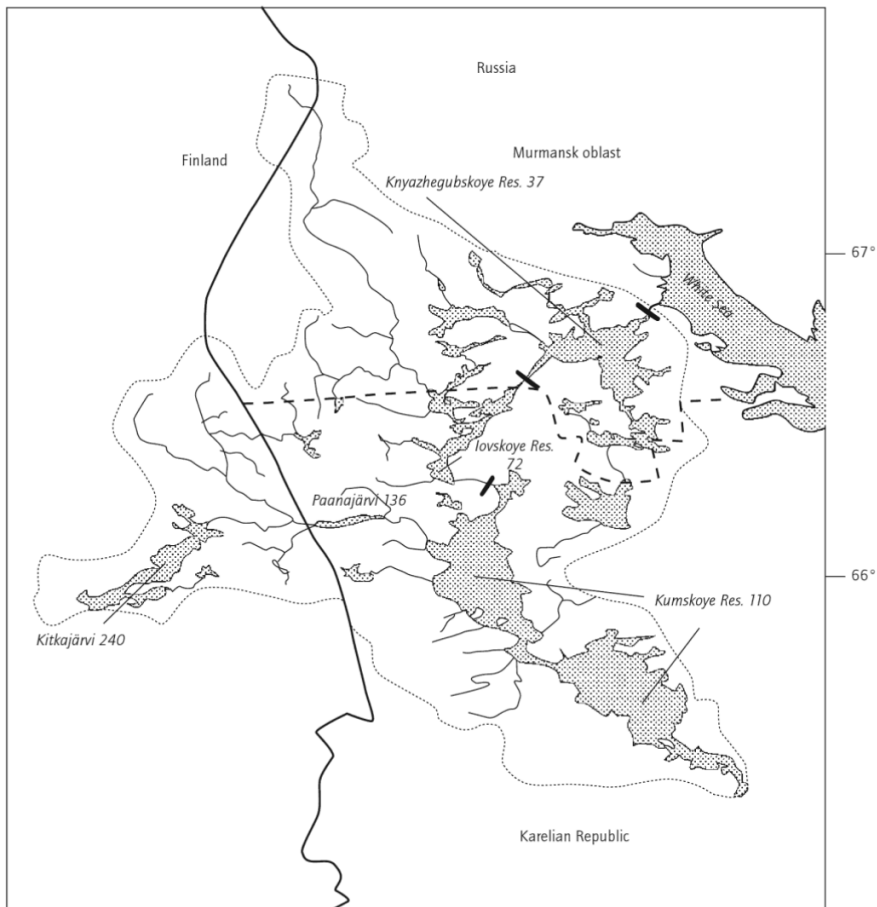


図 4-13 Kovda川の流域図. Iovskoye貯水池は上から2つ目と3つ目の黒棒 (水力発電所を示す) の間.
出典 : O’Sullivan & Reynolds [2008].

4-6 結合モデルの検証

(1) 計算設定

本節では河川・湖沼を結合した水温モデルの検証を行う。モデルは入力として気温や風速といった気象外力データと、陸面からの流出、その水温を必要とする。ここでは気象外力データとしてJRA55-ELSE [Kim, 2017a] を、それ以外は同じ気象外力データを陸面モデルMATSIRO [Takata et al., 2003] に入力して得られた計算値を使用する。本節では湖沼水温の鉛直分布が観測されている日本と北米大陸での計算結果を示すが、いずれもスピニアップは30年間（2001年の入力データを用いて30回計算する）、計算期間は2001年から2010年の10年間とした。また湖沼の層構造について、全21層を想定し、水面から4層は2.5m層厚、それ以深は5mごとの層厚とした。また最も水底に近い層の厚さは可変である。空間解像度は日本域では1分（約1.8km）、北米大陸では15分（約25km）である。

水温の鉛直分布に関する検証では、短波放射減衰率 λ とA-Dへの感度を調べるために、複数の λ （0.05, 0.10, 0.20, 0.30）とA-Dの考慮の有無の計8通りの計算結果を示す。短波放射の減衰率は各層が吸収する短波放射量を支配するパラメータであり、湖沼によって大きく異なる値の1つである。例えばDake & Harleman [1969] は0.05/mから0.27/mという範囲を報告している。

(2) 日本域における検証

1) 霞ヶ浦

本研究ではまず、霞ヶ浦からの流出量を検証するために国土交通省の水文水質データベースを検索したが、流出口付近、下流全域における観測所では水位のみが記録されており、流量の観測データは存在しなかった（表 4-8, 図 4-14）。これは、河川計画で流量が重要になるのはより上流域であるからだと考えられる。一方で茨城県の研究所資料に拠れば、1年間の総水収支が報告されている（図 4-15, ただし期間は明示されていない）[茨城県霞ヶ浦環境科学センター, 2012]。従って霞ヶ浦における検証では、この水収支の値とモデルによる計算値を比較した（図 4-16）。

茨城県の報告による年間表面流出量は14.14億 m^3 である一方、本モデルでは14.49億 m^3 と推計された。モデルでは還流や蒸発散を考慮していないため、経年変動を無視すると、この推計値は霞ヶ浦とその上流域からの総流出に等しい。従ってこの検証は、本研究で作成したアップスケール河道・湖沼網が霞ヶ浦の上流域を捉えていること、モデル中で湖沼内に非現実的な滞留が生じていないことを示している（勿論計算された流出が実際の半分で、上流域面積が倍であっても同じ結果が得られるが、本地域における陸面モデルにその様な計算誤差は無いことが多くの研究で知られている）。

表 4-8 霞ヶ浦流出口付近の観測地点。河川区分では麻生沖が霞ヶ浦，下2地点は常陸利根川。

観測所記号	観測所名
303031283303070	麻生沖（あそうおき）
303031283303100	牛堀（うしぼり）
303031283303110	潮来（いたこ）



図 4-14 霞ヶ浦周辺における観測所の配置。出典：国土交通省，水文水質データベース。

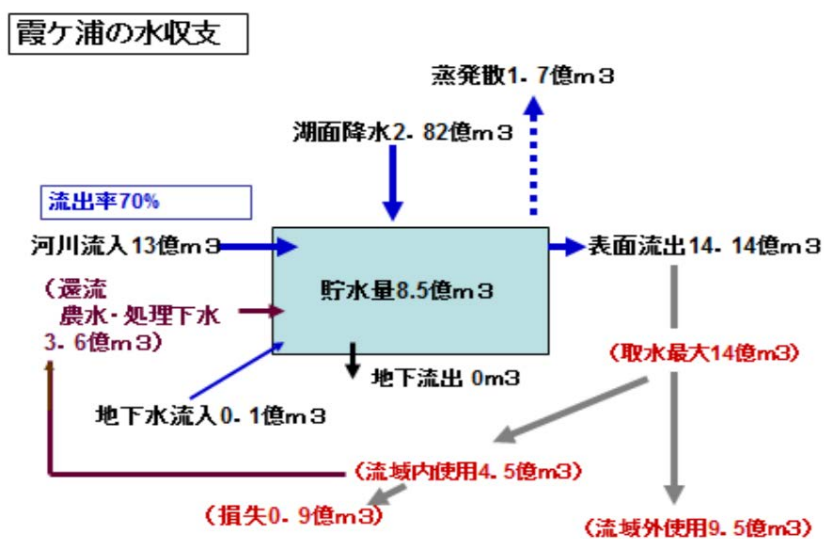


図 4-15 霞ヶ浦の年間水収支。出典：茨城県霞ヶ浦環境科学センター [2012]。

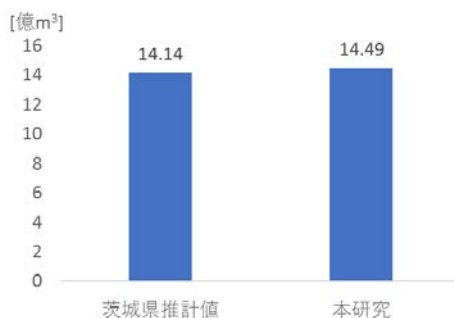


図 4-16 霞ヶ浦の年間表面流出量に関する比較。

2) 琵琶湖・淀川流域

i) 検証データ

琵琶湖では、水資源機構琵琶湖開発総合管理所によって安曇川沖総合自動観測所が管理されており [国土交通省, 2008], ここでは水温や溶存酸素といった水質項目が1時間ごとに6箇所の水深 (2m, 5m, 10m, 20m, 40m, 60m) で観測されている [琵琶湖開発総合管理所] (表 4-9). また淀川流域の他地点においても流量や水質項目の観測が多く行われている. 本研究では、代表的な河川観測所として、国土交通省の定める「基準地点」、「主要な地点」で且つ水質項目が観測されている4地点 (宇治, 島ヶ原, 加茂, 枚方) で検証を行った (羽束師観測所でも観測データはあったが、アップスケールした河道網の構造から検証対象から除外した). これらの地点の内、宇治は琵琶湖直下流に当たり、更に下流に枚方がある. 島ヶ原と羽束師, 加茂は琵琶湖とは異なる支流に位置する. なお、これらのデータは全て水文水質データベースからダウンロード可能である.

表 4-9 琵琶湖安曇川沖観測所での観測水深.

観測所記号	観測所名	水深 [m]
1363160430060	安曇川沖中央	2
1363160430011	安曇川沖中央2	5
1363160430021	安曇川沖中央3	10
1363160430031	安曇川沖中央4	20
1363160430040	安曇川沖中央5	40
1363160430050	安曇川沖中央6	60

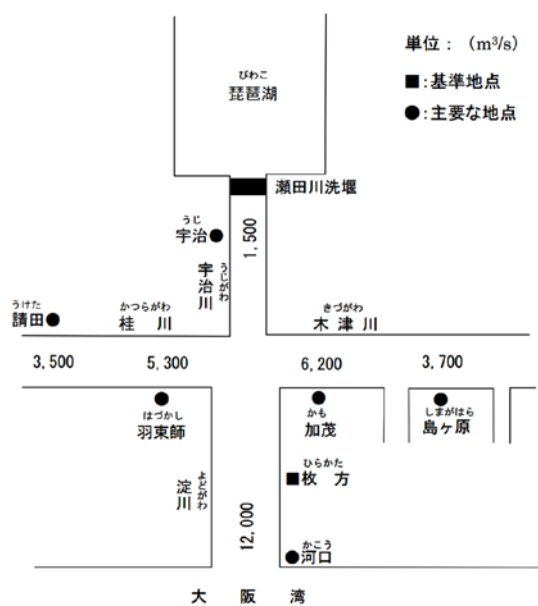


図 4-17 淀川流域での「基準地点」と「主要な地点」.

表 4-10 淀川流域での「基準地点」と「主要な地点」における水位流量と水質・底質の観測状況.

水位流量		水質・底質	
観測所名	観測所記号	観測所名	観測所記号
宇治	306041286606010	宇治川大橋	406041286606040
小戸	306041286608040	-	-
請田	306041286606300	-	-
島ヶ原	306041286617070	島ヶ原大橋	406041286617040
羽束師	306041286606340	羽束師橋	406041286606230
加茂	306041286606190	加茂恭仁大橋	406041286606170
枚方	306041286606090	枚方大橋 (中央)	406041286606070

ii) 琵琶湖水温の鉛直分布に関する検証

図 4-18に、琵琶湖における水温の鉛直分布に関する観測値と計算値の比較結果を示す。まず短波放射の減衰率 λ と計算値の関係についてまとめる。冬から春にかけては全水深で λ が小さいケースの方が水温を高く計算する。春から夏になると水面付近での水温の感度は低くなり、また λ が大きいケースの方が水面付近の温度を高く評価する期間もある。これは、 λ が大きい方が水面付近での短波放射吸収量が大きくなることに整合的である。一方で夏場の水面温度の λ への感度は比較的小さい。

幾つかの研究では、水面付近の透明度の観測値からこの短波放射の減衰率を見積り、これを全水深に与えている [例えばMartynov et al., 2010]。本研究でもこれに倣って減衰率を全層で一定と仮定して計算している。しかし減衰率は浮遊土砂濃度や植物プランクトン量に影響を受けるため [Ji, 2017]、減衰率は水深によって変化する筈であり、且つその値は水面付近の透明度だけでは決められない。気候モデルWRFに導入されている湖沼水温モデルの感度分析を行った研究では、水面温度の過小評価が鉛直拡散係数をオリジナルの 10^5 倍にすることで改善されたと報告されているが [Gu et al., 2015]、冬季の水面温度には短波放射の減衰率もまた重要なパラメータになり得る。

次にA-Dを考慮すると、深い場所の温度が上昇する。但しその上昇が大きくなるのは季節や短波放射減衰率によって異なり、10-20m付近で観察されるケースもあれば、 $\lambda=0.10/\text{m}$ のケースでは水深60m以深で数度程度の上昇がある。この原因は、上述の通り短波放射の効率的な吸収と、深いところでの熱容量の変化が考えられる。

$\lambda=0.10/\text{m}$ を仮定した場合が、1年を通した水温の再現性が最も良くなる。即ち水温の鉛直変動の大きさや、それが冬季より夏季で大きくなるという季節変動を再現している、しかしこのケースでは3月、4月の水面付近の温度を過大評価している。他の減衰率でもこの期間での水温分布を表現していないことから、この誤差は鉛直1次元モデルの適用に起因すると考えられる。実際の琵琶湖では、水深の浅い部分で温められた水塊がコリオリ力の影響などを受けて琵琶湖内に大きく2つの環流を作る。また本モデルでは、風速は潜熱、顕熱輸送と鉛直混合の計算に使ったのみであるが、実際には琵琶湖周辺の比良山脈から吹き下ろす北西の風が卓越しており、これも湖内循環を形成する要因の1つとなる（これら琵琶湖の循環については新井 [2004] によるレビューが詳しい）。

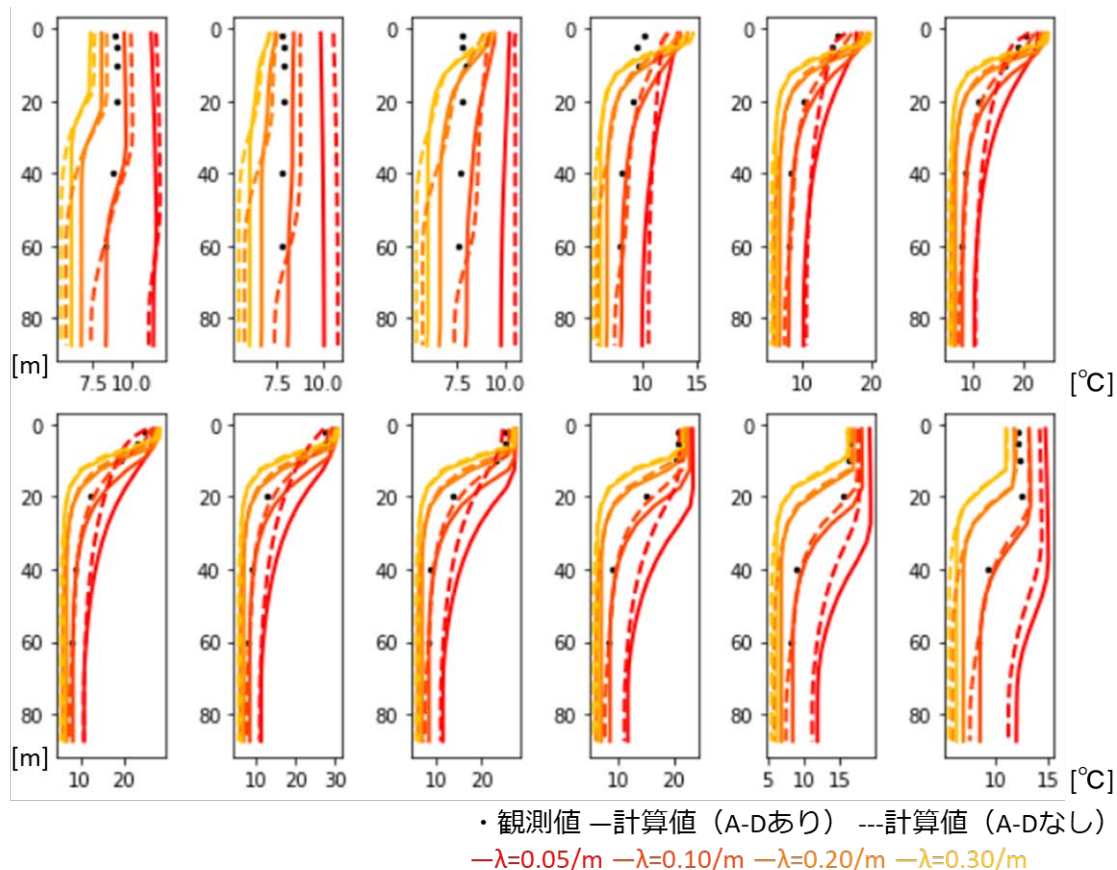


図 4-18 琵琶湖における水温の水深分布に関する観測値と計算値の比較. 2001年から2010年までの月平均値. 左上から左に向かって1月, 2月, …, 12月 (右下).

iii) 流量・水温の検証

淀川の各河川観測所における流量と水温の観測値と計算値を比較したのが図 4-19である. またそれらの再現性指標を表 4-11 (流量) と表 4-12 (水温) に示す. 本節では, 湖沼を考慮しないモデル (境界条件となる河道網も異なる) による結果も掲載している. なお, 検証期間は流量と水温の観測状況を鑑みて2001年から2003年の3年間としている.

まず琵琶湖の下流に位置するのは宇治観測所と枚方観測所の2つのみであり, それ以外の地点では計算結果が湖沼の考慮の有無によって変化しないことが確認される. 宇治と枚方では特に2003年の季節変動の大きさが過小評価されている. 年間の水収支の計算値が小さいため, これは入力された流出量自体の誤差に起因している. この実験では全球計算を念頭に気象外力データの空間解像度は1度であったが, 他より詳細な入力データを用いた検証を行う必要がある. また琵琶湖の導入が流量の季節変動を緩和する方向に働いているものの, これは堰の公式に基づいて流出量を計算したためであり, 流量調節や洪水調節などの操作ルールを導入すれば, その表現力が高まると期待される.

また水温については, 湖沼の導入前後で水温の過小評価が改善されている. これは再現性指標からも明らかである (表 4-12). 琵琶湖からは瀬田川洗堰を経由して水面付近の水が流出している. 従って湖沼導入による水面付近の水温上昇を表現したためにこの様な河川水温の再現性への影響が現れたと考えられる. 岩佐 et al. [1976] によれば, 琵琶湖から検証地点の間に立地する天ヶ瀬ダムでも温度成層は形成さ

れるものの、その流出入水の水温には数日の位相差があるのみで、大きな差はないと指摘されている。従って河川水温の過小評価改善には琵琶湖における鉛直水温分布の表現が特に関係していると考えられる。

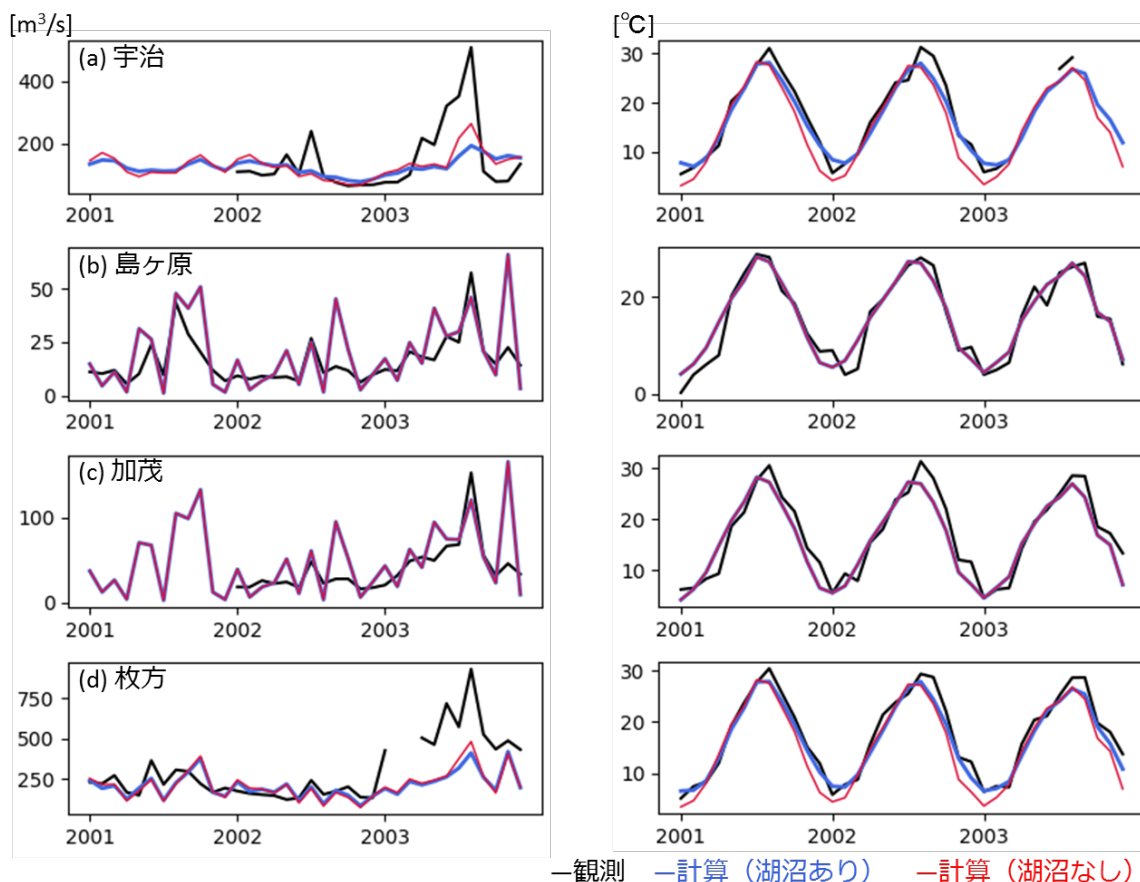


図 4-19 淀川流域における流量 [m³/s] (左) と水温 [°C] (右) の検証。黒線が観測値、青線が湖沼を考慮した計算値、赤線が考慮しない計算値。(a) 宇治, (b) 島ヶ原, (c) 加茂, (d) 枚方。

表 4-11 淀川流域における流量の再現性指標。各欄左が湖沼あり、右が湖沼なし。

観測所	CORR [-]		BIAS [m ³ /s]		RMSE [m ³ /s]		NSE [-]	
宇治	0.517	0.695	-22.4	-17.7	98.37	84.88	0.166	0.379
島ヶ原	0.671	0.671	3.6	3.6	12.96	12.96	-0.481	-0.481
加茂	0.604	0.604	9.4	9.4	33.18	33.18	-0.363	-0.363
枚方	0.658	0.692	-89.3	-86.3	171.82	164.26	0.148	0.222

表 4-12 淀川流域における水温の再現性指標。各欄左が湖沼あり、右が湖沼なし。

観測所	CORR [-]		BIAS [°C]		RMSE [°C]		NSE [-]	
宇治	0.985	0.964	-0.8	-2.2	1.95	3.2	0.947	0.857
島ヶ原	0.963	0.963	0.4	0.4	2.43	2.43	0.921	0.921
加茂	0.947	0.947	-1	-1	2.78	2.78	0.882	0.882
枚方	0.984	0.965	-1	-2.1	1.81	2.96	0.947	0.859

(3) 北米大陸における検証

1) 検証データ

湖沼水温の鉛直分布データはWater Quality Portal (WQP) によってオンラインで公開されている。WQPはUnited States Geological Survey (USGS) とEnvironmental Protection Agency (EPA), National Water Quality Monitoring Council (NWQMC) によって運営されており、同機関の観測データにアクセスできるポータルサイトである。対象地域には北米大陸以外の国(例えばロシアや中国)も含まれているが、今回検証を行う湖沼水温の鉛直分布に関するデータはアメリカとカナダにおけるもののみであった。

また五大湖ではGLERLが湖氷に関するデータを作成、公開している(水温はモデルの計算値のみ公開されている)。本研究では、湖氷の時系列観測データからその存在期間を計算し、それとの比較を行った。

2) 水温の水深分布に関する検証

まず検証手法について簡単にまとめる。ここでは、各層の水温を月単位で比較する方法を採る。まずWQPのデータには観測水深が含まれているので、それに対応するモデルの層番号を計算する。各月、各層に複数の観測データが含まれている場合は、それらを平均した。検証対象は複数水深で観測が行われている湖沼とし(図 4-20)、1湖沼内の複数地点で観測が行われていた場合、計算期間中のデータが多い3地点で代表させた。大きな湖沼ではその代表性が問題となる可能性もあるが、例えばSuperior湖ではその100年間の水温変動を1地点で代表させても頑健であると報告されている [Austin & Colman, 2008]。

多くの湖沼では夏場の水温鉛直分布が観測されている。モデルでは水面付近の温度が高く、底に近づくほど水温が下がるという傾向を特に短波放射減衰率 λ が低いケースで良く再現している(図 4-21)。特にLake Fort Peckでは、深層でも水は密度が最大となる4度まで下がらず、10度程度で安定している。モデルではその値も捉えられている。これは湖沼の水深をA-Dによって与えているからだと考えられる。検証を行った多くの湖沼はGRanDに登録されていないためA-Dも設定していない。しかしA-Dが設定されているFort Berthold ReservoirやLake Oaheでは、同様に深層の水温の再現性が向上していることが分かる。従って、最大容積などのデータ等がない湖沼についても、観測水深を利用して湖沼の水深を設定すると、水温の再現性に影響すると考えられる。

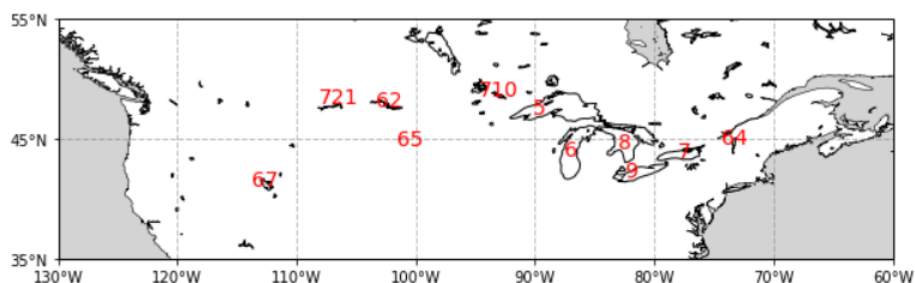


図 4-20 水温の検証対象とした湖沼の分布。5: Superior, 6: Michigan, 7: Ontario, 8: Huron, 9: Erie, 62: Fort Berthold Reservoir, 64: Champlain, 65: Oahe, 67: Great Salt, 710: Rainy, 721: Fort Peck.

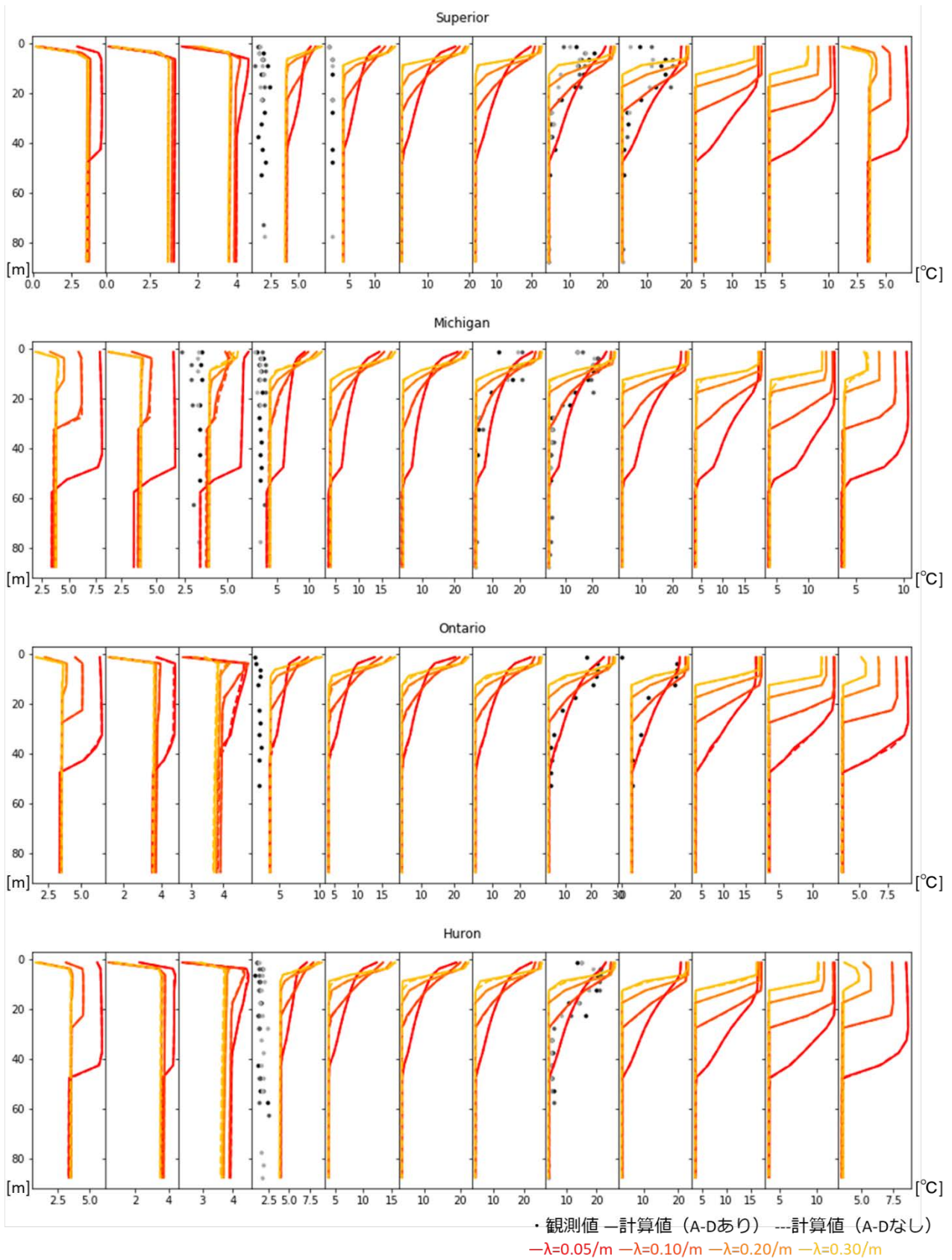


図 4-21 湖沼水温の鉛直分布に関する観測値と計算値の比較. 同一湖沼内に複数の観測地点がある場合, 最大3地点までを色別に示す. 左から1月, 2月, ..., 12月.

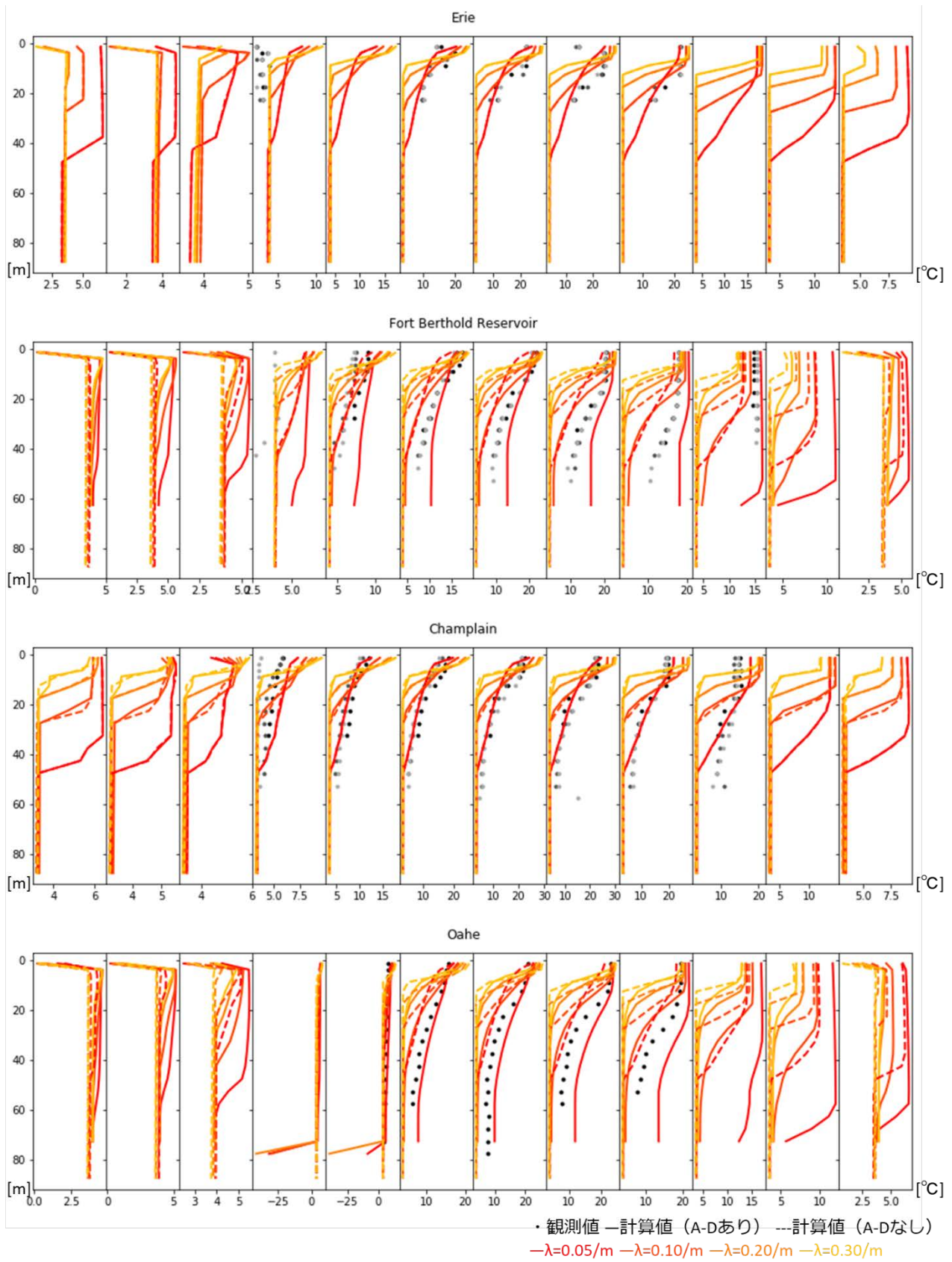


図 4-21 湖沼水温の鉛直分布に関する観測値と計算値の比較. 同一湖沼内に複数の観測地点がある場合, 最大 3 地点までを色別に示す. 左から 1 月, 2 月, ..., 12 月 (続き).

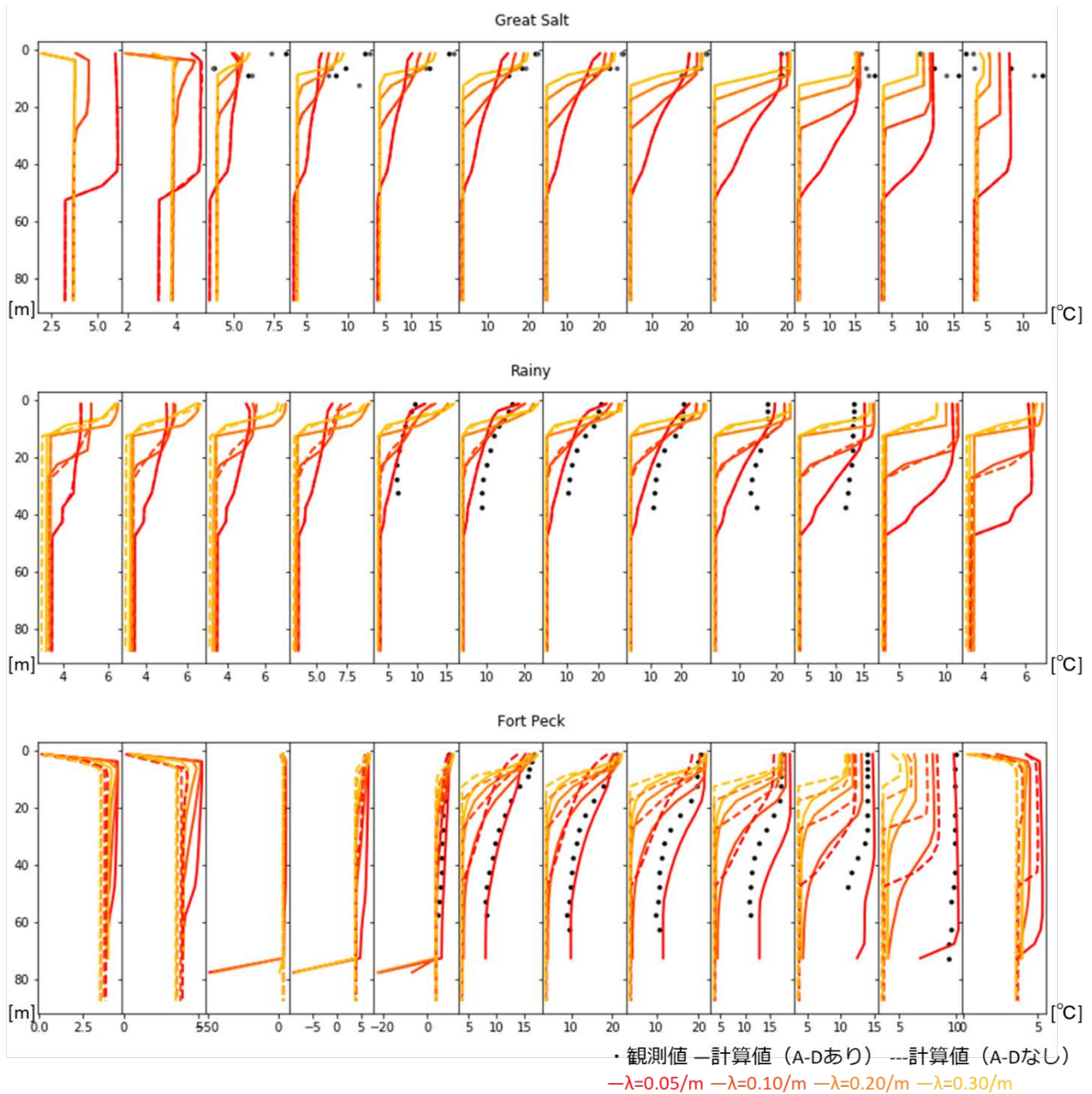


図 4-21 湖沼水温の鉛直分布に関する観測値と計算値の比較. 同一湖沼内に複数の観測地点がある場合, 最大 3 地点までを色別に示す. 左から 1 月, 2 月, ..., 12 月 (続き).

一方で五大湖では春先 (3 月, 4 月) も観測が行われているが, モデルではどのケースでもその水温を過大評価している. この原因については次節で議論する.

3) 湖氷の存在期間

湖氷の存在期間は、湖沼水面の湖氷被覆割合から計算した。その検証結果を図 4-22と表 4-13に示す。モデルは存在期間の経年変動をある程度の精度（相関係数0.5程度）で捉えている一方で、大きな過小評価傾向がある。特にMichigan, Huron湖では100日以上のバイアスが存在する。これは水平0次元モデルの課題を端的に示す結果だと考えられる。図 4-23はこのバイアスと各湖沼の緯度方向の大きさを比較したものである。概して緯度方向に大きい湖沼では湖氷の存在期間の過小評価傾向が大きくなっている。

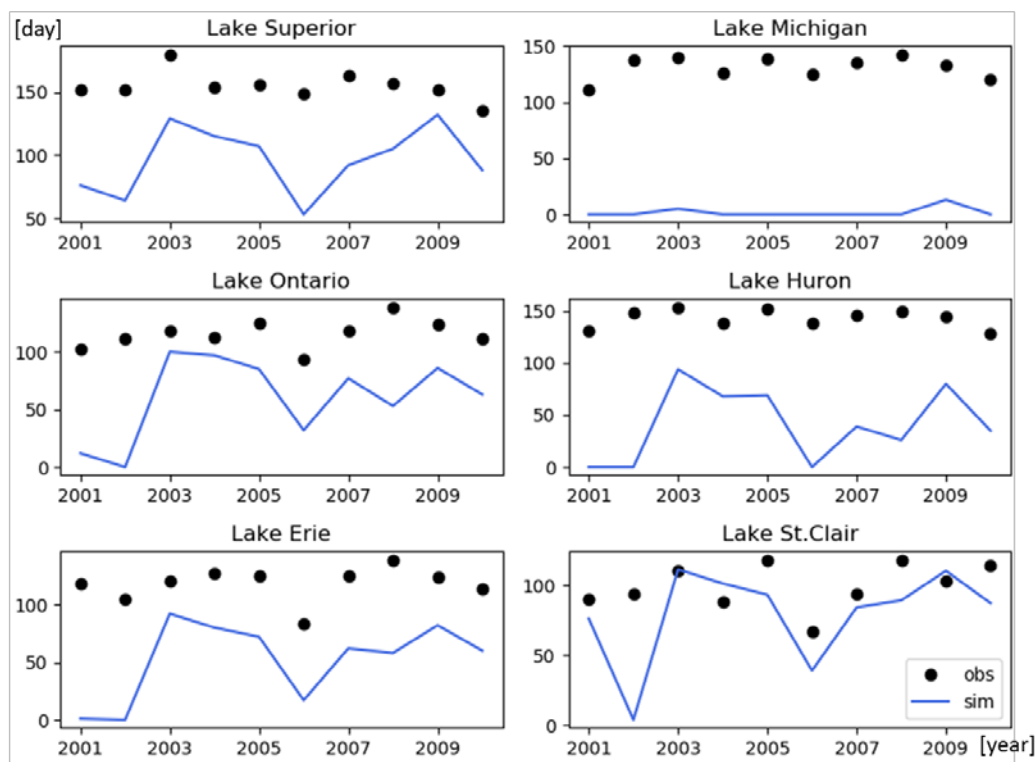


図 4-22 湖氷の存在期間に関する観測値（黒点）と計算値（青線）の比較。2001年から2010年における。

表 4-13 湖氷の存在期間に関する再現性指標（相関係数CORRとバイアスBIAS）と、各湖沼の緯度方向の大きさ（0.25度解像度にアップスケール後）。

湖沼	CORR [-]	BIAS [day]	緯度方向の 大きさ [deg]
Lake Superior	0.47	58.9	2.5
Lake Michigan	0.182	129.2	4.5
Lake Ontario	0.456	55.1	1.25
Lake Huron	0.427	102.2	3.5
Lake Erie	0.593	65.7	1.5
Lake St.Clair	0.506	20.2	0.25

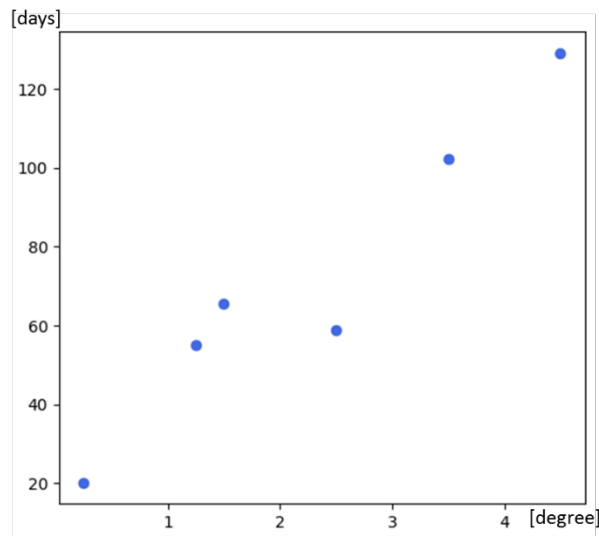


図 4-23 湖沼の緯度方向の大きさ（横軸）と、そこにおける湖氷の存在期間を過小評価している大きさ（縦軸）との関係.

4-7 陸域表層水からの蒸発量に関する全球推計

人間が活動するために必要な水の需給について考察する水資源工学の観点からすれば、陸域表層水からの蒸発は水資源賦存量の損失として捉えられる [Shiklomanov, 2000]. また近年の同位体研究によって炭素¹³Cと酸素¹⁸Oの双方に注目するmulti-proxy手法が開発されており、その結果湖沼における蒸発は同位体比率にも影響を及ぼすことが分かってきた [Horton et al., 2016]. この様な背景から、自然湖、ダム貯水池における蒸発量の全球推計は過去20年間でしばしば行われている。

これら既往研究と本研究による全球蒸発量の推計値を表 4-14にまとめる。蒸発量の推計は湖沼ごとに水面面積と単位面積当たりの蒸発量を計算するというボトムアップアプローチによって行われるため、その総量は依拠する湖沼データセットに大きく依存する。例えばFood and Agriculture Organization of the United Nations (FAOSTAT) による推計 [Kohli & Frenken, 2015] は1万4千を越えるダム貯水池を対象としているが、本研究では全球15分解像度で扱われた369湖沼(ダム貯水池98, 自然湖271)を対象としている。しかし単位面積当たりの蒸発量については研究間でオーダーが一致しており、本モデルの妥当性を示唆している。

表 4-14 陸域表層水からの蒸発量に関する全球推計値.

出典	対象	水面面積 [10^3km^2]	蒸発量 [km^3/year]	単位面積当たり 蒸発量 [mm/year]
Shiklomanov, 2000	ダム	500 ※1	188	380
Oki & Kanae, 2006	湖沼	2700	1300	480
Kohli & Frenken, 2015	ダム	659 ※2	346	520
本研究 ※3	ダム	316.4	208.0	657.3
	自然湖	1176	868.0	738.2
	河川 ※4	925.4	512.6	553.9
	計	2417.6	1591.6	658.3
本研究, 河川のみ	河川 ※4	1786.3	864.7	484.1

※1 蒸発量推計の対象はこの内貯水容量が 5km^3 以上のもの。

※2 蒸発量を推計する際にデータの補完を行っているが、この値は補完前のデータセットから算出。総容積は補完前後で 6469km^3 から 6700km^3 に増加したと報告されているが、補完後の水面面積は掲載されていない。

※3 本研究では、ダム貯水池をGRanDに登録されている湖沼、自然湖をそれ以外の湖沼とした。

※4 本モデルの想定する河道断面では、貯水量がどれだけ小さくとも河道幅は変化しない。これによる水面面積の過大評価を避けるため、ここでは水深1.0m未満のグリッドを無視した(表 4-15)。

表 4-15 全河川グリッドにおける水面面積と蒸発量（上段）と、水深1.0m未満のグリッドを無視したときの変化（下段）。

計算設定	水面面積 [10^3km^2]	蒸発量 [km^3/year]
河川・湖沼結合モデル	1116.5	603.0
	925.4	512.6
河川のみモデル	1986.5	958.3
	1786.3	864.7

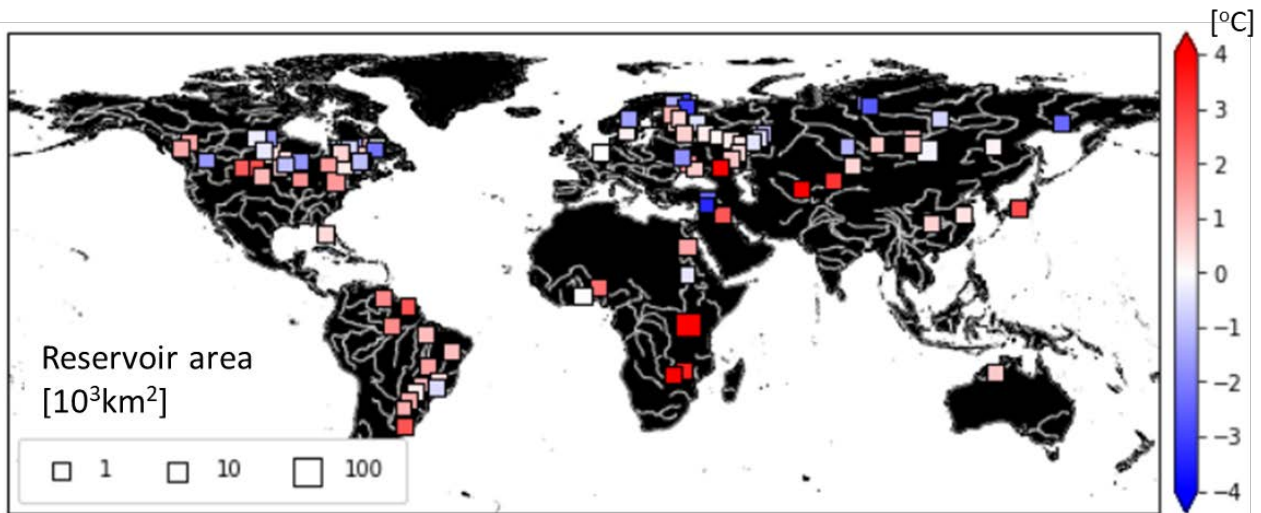


図 4-24 ダム貯水池の水面温度と、ダムを考慮しないモデルにおける同グリッドの河川水温との差。2001年から2003年の平均値。ダムが複数グリッドにまたがる場合、水面面積によって重みづけした河川水温と比較している。正の値がダム貯水池の水面温度の方が河川水温より温かいことを示す。

ダム建設に伴う蒸発量の増加は水面面積の増加に起因するとしばしば説明されるが [例えば Shiklomanov, 2000], 本研究の結果からもう1つのメカニズムの存在を指摘することができる。図 4-24は、ダム貯水池における水面温度と、ダムを考慮しない河川水温モデルにおける同地点の水温を比較している。Victoria湖をはじめとする低、中緯度地域に所在する多くのダム貯水池では、水面温度の方がダムのない河川水温よりも温かい傾向を示す。これはダム建設に伴う滞留時間の増加に起因すると考えられる。なお、表 4-14では湖沼やダムを考慮するモデルの方が河川水面からの蒸発効率も増加するという結果を示している。これは主にカスピ海周辺の河川の影響である。即ちカスピ海の陽な考慮によってバックウォーター現象が生じ、周囲の河川の水深や水面面積が増加したことに起因する。

この水面温度の上昇が蒸発量に与える影響を評価するために、簡単な試算を行う。仮にダム貯水池や自然湖（併せて「湖沼」と呼ぶ）からの単位面積当たりの蒸発量が（河川のみを考慮した）河川水面からのそれと同じであると仮定すると、湖沼からの全蒸発量は $722.5\text{km}^3/\text{year}$ となる。この場合、湖沼からの蒸発量を30%以上、河川を併せた全蒸発量を20%以上過小評価することになる。この結果は、水賦存量推計においては水面面積など水動態のみならず、熱動態の考慮が不可欠であることを示している。

4-8 結語

河川と湖沼はいずれも陸域表層水の循環を構成する要素であるが、これらを表現する既往の全球モデルには大きな課題が残っていた [e.g. Yamazaki et al., 2011; Wanders et al., 2019]. 即ち、移流の影響を重視する河川モデルでは水温成層に代表される湖沼の鉛直動態が簡略化され、また大気モデルの下部境界条件を与えるための湖沼モデルでは河川の効果が無視されていた。本研究では、これら異なる動態を考慮すると同時に移流による水熱輸送を表現するために、まず河川と湖沼の両方を考慮した水路網の開発を行った。そこでは河川モデルと湖沼モデルが適用される領域を明示的に区別すると共に、それらの接続状況を表現している。得られた水路網における各湖沼の上流域面積は文献値と良く整合しており、湖沼の水熱収支を分析する際の頑健な基礎情報を提供できたと言える。

更に本章では、開発された水路網の上で、既往の全球河川モデルと湖沼の水動態モデル、熱動態モデルを結合し、日本、北米大陸で検証と感度分析を行った。各実験の間で水面付近（水深10m程度まで）の水温の差異は比較的小さく、大気との熱交換が支配的な要因であることが示唆された。また下流部の河川水温については両モデルの結合によって過小評価が改善したが、これは湖沼表層の温かい水が下流に流出したからだと考えられる。一方でそれ以深の水温は短波放射の減衰率や面積-水深関係の影響を鋭敏に受けていた。前者は浮遊土砂濃度など鉛直不均一な水質からの影響を受けるため、将来的には水質モデルとの結合から動的に計算されることが望ましいと考えられる。また面積-水深関係についてはそれを定義するための情報が不足している湖沼が多いが、今後は湖沼の底面標高分布に関する全球データセット [Kourzeneva, 2009; Kourzeneva et al., 2012; Choulga et al., 2014] 等からその適切なアップスケール手法を開発する必要がある。

最後に、この結合モデルを用いて陸域表層水からの蒸発量に関する全球推計を行った。既往研究では、ダム建設に伴う蒸発量増加の要因として水面面積の増加を指摘していたが、本研究では、それに加えて滞留時間の増加に伴う水面温度の増加が蒸発量の増加に寄与している地域が多いことを示した。この結果は、水資源賦存量の推計には水の量のみならず、その熱動態の考慮が不可欠であることを示す。

本研究では河川-湖沼間の移流における水熱保存を重視したために、湖沼内での水平不均一性を無視する水平0次元モデルを採用したが、今後はこの改良に注力する必要がある。琵琶湖など比較的小さな湖では気象条件の不均一性は無視できるが、反対に湖岸付近の浅い部分が駆動する湖内循環が発達することが報告されている。五大湖における検証では、冬季水温の過大評価や湖水存在期間の過小評価が確認され、特に後者は湖沼の緯度方向の大きさと相関していた。これは、湖内における気象条件の不均一性を陽に考慮する必要性を示唆している。一方で気候モデルに結合されている湖沼モデルでは、水の水平移動を考えない代わりに湖沼内を水平分割している。将来的にはこれらのハイブリッドモデルが必要である。例えば緯度方向における循環の表現に絞ると、各緯度帯で平均的な水温の水深分布を計算した後で風成循環と密度循環によって温度を更新するという方法も考えられる。このような改良は、本研究で開発したモデルと大気モデルの結合にも重要である。その際には、本モデルで表現している湖沼水面面積の増減を大気モデルの扱うグリッドに適切に渡すマッピングテーブルが必要である。その湖沼に該当する水路網上のグリッドに対して、均等に最大水面面積と比較した比率を配分するというのが簡易的な方法である。将来的には衛星画像などから各湖沼の水量と水面分布の対応関係を推定する等の高度化が望まれる。

4-9 補遺

(1) MERIT-HydroとHydroLAKESの水面分布の比較

本研究では、水路網を構築する前にMERIT-HydroとHydroLAKESの2つのデータセット間の整合性を確認した。2つのデータセットで水面、湖沼の分布が異なる場合、どのグリッドを湖沼と定義するのか議論する必要があったためである。その基礎情報を与えるべく、各湖沼のグリッド数を比較した（図 4-25）。MERIT-Hydroには、どの水面がどの湖沼に属しているかという情報は存在しないため、MERIT-Hydro中のグリッド数は、HydroLAKESで当該湖沼であるグリッドにおいて、MERIT-Hydroで水面と判定されているグリッドとしてカウントした。従ってMERIT-Hydro中のグリッド数は常にHydroLAKES中のそれ以下になる。即ち表 4-16の示す水面定義の四分割表において、横軸はa+bであり、その縦軸はaとなる。

この図 4-25によれば、面積の大きい湖沼であってもMERIT-Hydroの過小評価が目立つものが存在する。例えばHydroLAKESでは約 4×10^6 グリッドを占めるAral海、約 2×10^6 グリッドを占めるChad湖等である。これらは水面の季節乃至経年変動が大きい湖沼として知られている。つまり、MERIT-Hydroの定義する「水面」は実際の水面分布を反映しているものの、HydroLAKESの定義する「湖沼」の中には水面が存在しないグリッドが存在する。本研究では、湖沼水面面積の季節、経年変動をパラメータ化するため、水面でないグリッドも含んでいるHydroLAKESの湖沼を、湖沼が分布し得る最大の領域として扱う。

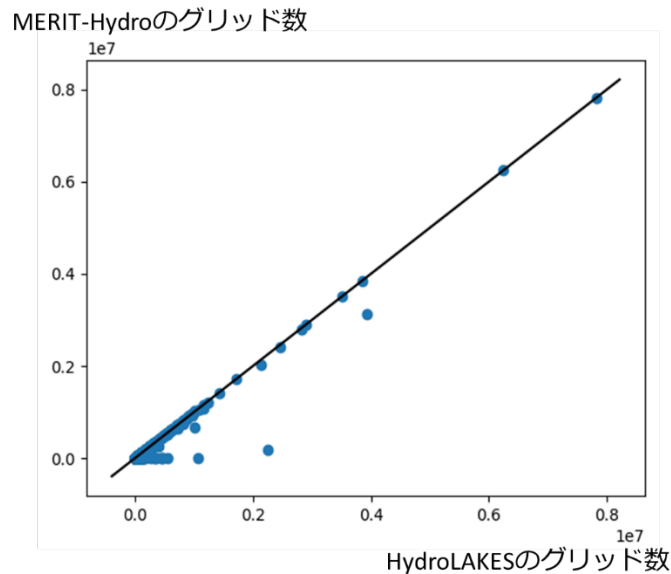


図 4-25 2つのデータセットにおける、各湖沼中の水面グリッド数の比較。グリッド数上位10湖沼は図から省いているが、データセット間での差は比較的小さかった。

表 4-16 本比較手法における水面の定義。

		HydroLAKES	
		water	land
MERIT-Hydro	water	a	c
	land	b	-

1) 水面面積の補完について（本研究では不採用）

MERIT-Hydroの水面を補完するために、HydroLAKESで湖沼と定義されているグリッドで、最終的に2つのデータセットで共通する水面に流入する場合は、湖沼として定義する、という手法も考えられる。確かにこの手法は湖沼グリッド数の増加には有用である（図 4-26）。しかし、河道網を構築する上で重要な問題を未だに残していることが分かった。それは、単一湖沼内の不連続性である。この例を図 4-27（Bras d'Or湖）に示す。ここでは、水面が殆ど補完されていないのみならず、HydroLAKESでは連続していた水面が不連続になっている。この状況は非現実的であると考え、HydroLAKESの元の水面データを湖沼として定義する河道網を構築することにした。

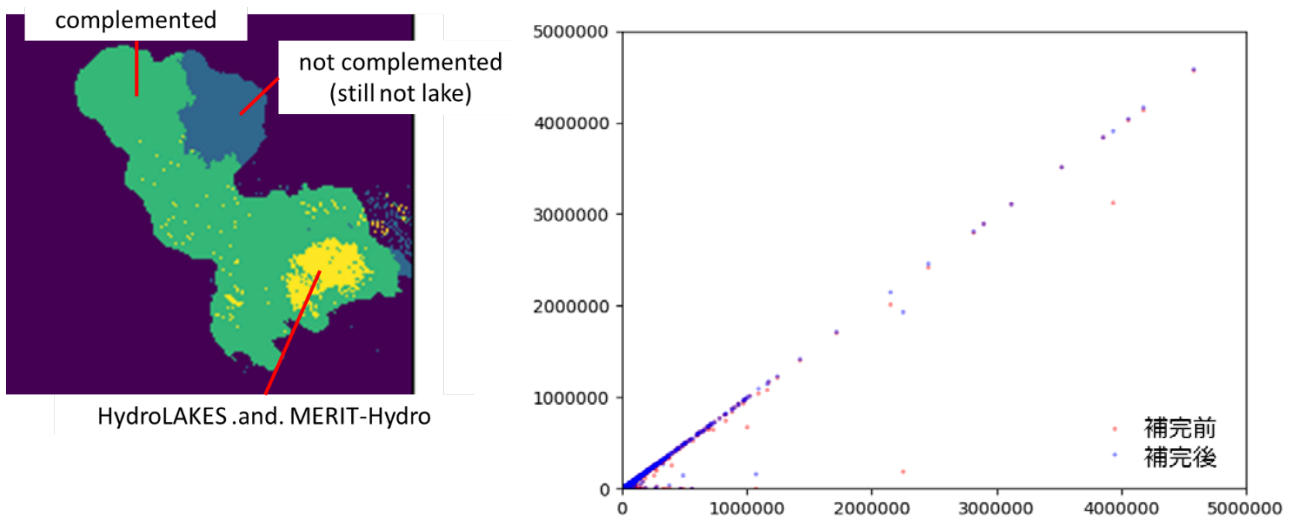


図 4-26 左 : Lake湖における共通水面の補完例. 右 : HydroLAKESの定義する湖沼グリッド（横軸）と、MERIT-Hydroとの共通水面（縦軸）の補完前後のグリッド数比較.

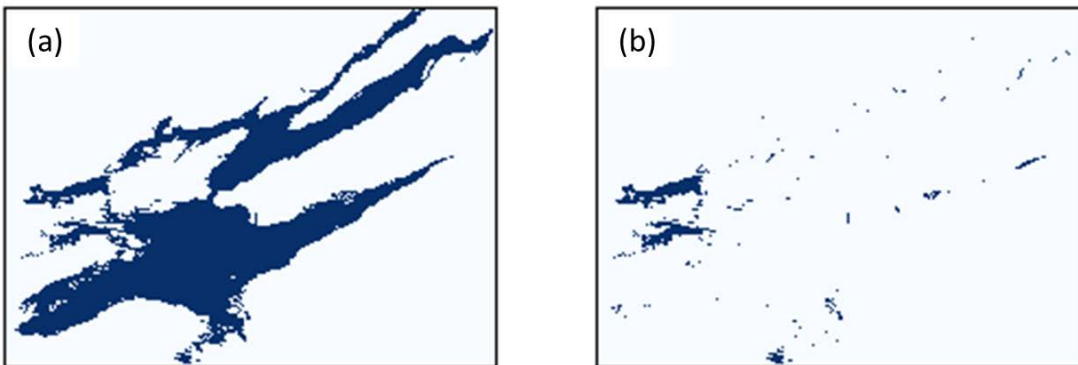


図 4-27 Bras d'Or湖における水面の比較 (a) HydroLAKESの水面, (b) 共通水面+補完手法の水面.

(2) 湖沼内部における孤立陸面の削除（本研究では不適用）

本研究がマージした湖沼分布データは、HydroLAKESを元に、同一湖沼内での不連続を解消したのみである。しかしこのデータには、湖沼内部の島は湖沼でないという扱いである。それでもアップスケール時に問題は発生しないが、湖沼貯留量の増減に伴ってこの島の面積が増減する場合、この島も湖沼に含めて定義する必要がある。この様な現象は本研究の焦点を越えているために表現はしていないものの、この様な湖沼内部で孤立した陸面グリッドを湖沼に含めるアルゴリズムを以下に示す。

最も基本的な発想は、水平軸、鉛直軸をそれぞれ探索し、各水平・鉛直座標において湖沼の存在する鉛直・水平座標の最大値と最小値を取得し、その間を全て湖沼にするというアルゴリズムである（これを「アルゴリズムA」と呼ぶ）。しかしこのアルゴリズムは凹型の湖沼に適用できない（図 4-28 (a)）。凹部の陸地も湖沼と誤判定されてしまうからである。従って反対に、湖沼でないグリッド（非湖沼グリッド）を外側から詰めていく必要がある（これを「アルゴリズムB」と呼ぶ）。しかしこの方法でも対応できない場合がある。その具体例を図 4-28 (b)に示す。ドーナツ型の一部が欠けた形の水面（つまり外部から連続している非湖沼グリッドが凸である水面）では、非湖沼グリッドが十分抽出されていない様子が観察される。故に孤立水面を削除する（若しくは湖沼の外周を確定する）アルゴリズムは、アルゴリズムBによって一旦非湖沼グリッドを抽出した後、繰り返し計算によって非湖沼グリッドを拡張するという方法である。この繰り返し計算には、各非湖沼グリッドに隣接する4（又は8）グリッドが湖沼グリッドまたは非湖沼グリッドとして確定されているか否かを示すマスクを使用することで、非湖沼グリッドの拡張可能性が容易に判断出来る。また繰り返し計算は、非湖沼グリッドの増分が0となったタイミングである。

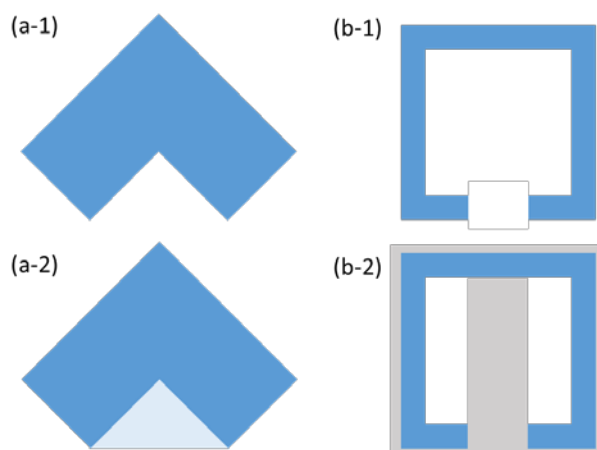


図 4-28 湖沼内部の孤立水面を削除するアルゴリズムで注意すべき例。(a-1) アルゴリズムAが機能しない水面。(a-2) アルゴリズムAで誤判定される水面（薄水色）。(b-1) アルゴリズムBが機能しない水面。(b-2) アルゴリズムBで湖沼外部と判定される部分（灰色）。

(3) 河川モデルと湖沼モデルの結合手法

本節では、河川モデルと湖沼モデルの結合手法について示す。両モデルで共有されるのは水路網とタイムステップ管理、外力データ、熱フラックスの計算手法などの物理過程のみであり、湖沼の形状や河川の氾濫といった表現の多くは隠蔽されている。また河川・湖沼グリッド間の移流を考えるために、各タイムステップで各グリッドから他グリッドへの流入量のみを交換（共有）する。以下ではこれらを実現する具体的な手法について示す。

1) ディレクトリ構造

河川と湖沼の状態を個別に管理するモデル構造を実装する（表 4-17）。河川モデルと比較して特に変更が加えられるのは、lake/ディレクトリの新設と、河道網に湖沼を追加するためのmod/ディレクトリ内の変更である。lake/ディレクトリ内に存在するnexus_lake.f90が実際に状態変数の定義、管理を行っている。そこには水面標高や貯留量等が含まれる（後述）。反対にriver/nexus_river.f90では水深や流量等が状態変数として扱われている。

またmod/内では、既存の（湖沼が定義されない）河道網の内、どのグリッドを湖沼として扱うかを示す湖沼マスクを読み込み、続いて湖沼と河川の上下流の定義を行う。この際気をつけなければならないのは、湖沼の底面標高などといった地形情報の要請は湖沼モデルに依存するために、mod/内ではなくlake/内で扱われる点である。即ちmod/内では湖沼と河川の分離を行い、河川と湖沼それぞれの地形情報や計算過程についてはriver/内とlake/内に隠蔽される。又熱フラックスの計算等は河川と湖沼で共通であるため、それらとは独立したディレクトリ管理にしている。

またこの分離過程においては、湖沼過程を導入した後も計算機中のベクトル化を行うため、グリッドの配列を表 4-18から表 4-19の通り再定義する。このベクトル構造によって、ループ計算中に各グリッドが河道か湖沼かを判別する必要がなく、効率的なベクトル演算が可能となる。なお、地形データは河道と湖沼を併せた全グリッドに対して保存され、河川の貯留量や氾濫面積といった流下断面の情報は河道グリッドのみに定義される。反対に、河道グリッドにおける水の流出入を計算するために、流量（やそれらがどこにどれだけ流入するかという配列）は湖沼グリッドを含めた全グリッドに対して定義される。

なお、水温や河氷といった熱動態や、溶存酸素など水質に関わる状態変数については、river/とlake/の下でそれぞれ河道と湖沼に対して定義される。即ち、質量保存則や運動量保存則を解く水動態に関してはnexus_***.f90で管理され、それ以外の物理量はheatlink_***.f90やmeteor_***.f90といったファイル内で追加的に管理される。この様な構造にすることで、モデルの複雑さや表現の範疇の制御が可能である。

表 4-17 河川・湖沼結合モデルのディレクトリ構造

ディレクトリ名	機能
driver/	タイムステップの管理等を行う主プログラムを配置する
lib/	他モジュールに依存しないライブラリの管理を行う
mod/	河道湖沼網などグローバル変数の管理，変数の交換を行う
river/	河川に関する状態変数の管理や計算を行う
lake/	湖沼に関する状態変数の管理や計算を行う
io/	リスタートファイルを含む入出力を行う
adv/	移流の計算を行う
water/	水動態の計算を行う
phys/	熱フラックス，熱収支の計算を行う

表 4-18 河川・湖沼グリッドのベクトル構造（湖沼モデル結合前）。

グリッド番号	該当グリッド
1~NSEQRIV	河口以外の河道
NSEQRIV+1~NSEQALL	河口

表 4-19 河川・湖沼グリッドのベクトル構造（湖沼モデル結合後）。

グリッド番号	該当グリッド
1~NSEQALL	全グリッド
SSEQRIV~ESEQRIV	河道
SSEQRIVCHL~ESEQRIVCHL	湖沼，海洋に流入しない河道
SSEQLAKEIN~ESEQLAKEIN	湖沼に流入する河道
SSEQRIVMTH~ESEQRIVMTH	河口
SSEQLAKE~ESEQLAKE	湖沼
SSEQLAKE~SSEQLAKEOUT-1	下記以外の湖沼
SSEQLAKEOUT~ESEQLAKEOUT	河道，海洋に流出する湖沼

※表中の各種グリッドが1つずつ以上存在する場合， $SSEQRIV = SSEQRIVCHL = 1$ ， $SSEQLAKEIN = ESEQRIVCHL + 1$ ， $SSEQRIVMTH = ESEQRIVCHL + 1$ ， $ESEQRIV = ESEQRIVMTH$ ， $SSEQLAKE = ESEQRIVMTH + 1$ ， $ESEQLAKE = ESEQLAKEOUT = NSEQALL$ が成立する。この様に情報が重複する変数も存在するが，便宜上定義してある。

2) lake/ディレクトリ内の構造

またlake/ディレクトリ内は表 4-20が示す構造である。湖沼の水面標高など水動態に関連する状態変数はnexus_lake.f90が、水温や氷形状といった熱収支に関連する状態変数はheatlink_lake.f90が管理している。但しnexus_lake.f90はheatlink_lake.f90のインターフェイスも兼ねており、熱収支関連の手続きを含めてdriverから呼ばれるのは全てnexus_lake.f90内の手続きである。

geo_lake.f90は水深-水面面積関係など地形情報の管理を行っている。また水面標高-水深の変換や、それらと貯留量の変換もこれが担当する。本研究では水面面積を水深に依らず一定と仮定しているが、将来的に他の水深-水面面積を導入する場合、また水深を2次元データで与える場合等は、このファイルが置き換えられる。またlayer_lake.f90は層構造の定義と計算を行う。モデル初期化時に各層厚の最大値を定義し、湖沼の水深が更新される度に各層厚の再計算を行う。河川の流出入や土壌流出による水深変化に伴う総構造の更新については、湖沼水温モデルの章で記述している（水面標高のみを参照する湖沼流出量の計算では層構造は不要である、しかし水温や水質の計算には必要であるため、層厚やその貯留量等はnexus_lake.f90で管理する）。

water_lake.f90は湖沼からの流出量を計算する。この中にはOutSchemeというクラスが定義されており、これが自然流出か、ダム操作かといった流出スキームを管理している。これはモデル初期化時に設定ファイル（ネームリスト）からパラメータの値と共に読み込まれる。

表 4-20 lake/ディレクトリ内のファイルとその機能.

ファイル名	機能
nexus_lake.f90	状態変数の管理, driverからは全てこのモジュールが呼び出される
geo_lake.f90	湖沼の地形情報の管理, 計算
layer_lake.f90	湖沼の層構造の管理, 計算
water_lake.f90	湖沼流出量等の計算
mod_lake.f90	その他グローバル変数の定義
lib_lake.f90	その他の計算 (湖沼平均等)
heatlink_lake.f90	水温や氷等熱収支関連の状態変数の管理

(4) 補論：ReGeomの容積の解析解

本研究では採用していないが、ReGeomの定義する面積減衰率からも容積を解析的に導出することが可能である。原論文ではこれらのパラメータセットから数値的に湖沼の容積を計算しているが、モデル中では解析解の利用によって計算負荷が軽減すると考えられる。湖沼の最大面積を A_0 、平均水深を D_0 とおくと、前章と同様の計算により、水面が $z(> 0)$ であるときの水の容積 $V(z)$ は表 4-21の通り導かれる。

表 4-21 ReGeomの面積減衰形状と容積の関係.

形状	z における面積減衰率	$V(z)/A_0D_0$	$V(z=0)/A_0D_0$
Prism	$(1-r^2)$	$\frac{2}{3} - \left(r - \frac{1}{3}r^3\right)$	$\frac{2}{3}$
Bowl	$(1-r^2)(1-r)^{0.5}$	$\frac{4}{5}(1-r)^{\frac{5}{2}} - \frac{2}{7}(1-r)^{\frac{7}{2}}$	$\frac{18}{35}$
Wedge	$(1-r^2)(1-r)$	$\frac{5}{12} - \left(\frac{1}{4}r^4 - \frac{1}{3}r^3 - \frac{1}{2}r^2 + r\right)$	$\frac{5}{12}$

(5) 各層への短波吸収量

各層の上端を原点として、下向きを正として水深 z を定義する。上端に到達する短波放射量を I_0 、水深 z における短波放射量を $I(z)$ とすると、

$$I(z) = I_0 \cdot \exp(-\lambda z) \quad (4-36)$$

である。ここで、 λ [m]は短波放射の減衰率である。

また水深 z における面積を $A(z)$ 、層厚を d とすると、その層全体で吸収される短波放射吸収量 ϕ_{sw} は、

$$\phi_{sw} = \int_0^d A(z) \cdot \left(-\frac{dI(z)}{dz} \right) dz \quad (4-37)$$

として計算される。以下では $A(z=0) = A_0$ として議論する。

1) 面積が水深に関して一定の場合

$A(z) = A_0 = \text{const.}$ として式(4-37)を積分すると、

$$\phi_{sw} = I_0 \lambda \int_0^d A_0 \cdot \exp(-\lambda z) dz = I_0 A_0 (1 - \exp(-\lambda d)) \quad (4-38)$$

となる。 $z = d$ において短波放射は $I_0 \exp(-\lambda d)$ まで減衰しているの、上端での I_0 との差が吸収されたと解釈するとこの表式は明らかである。

2) 面積が水深に関して変化する場合

各層の面積はその上端 A_0 から下端 $A(z=d) = A_1$ まで線形に変化すると仮定する：

$$A(z) = A_0 - kz, k = \frac{A_0 - A_1}{d} \quad (4-39)$$

ここで

$$\begin{aligned} \int_0^d z \cdot \exp(-\lambda z) dz &= \int_0^d z \cdot \left(-\frac{1}{\lambda} \exp(-\lambda z) \right)' dz \\ &= \frac{1}{\lambda^2} (1 - (\lambda + 1) \cdot \exp(-\lambda d)) \end{aligned} \quad (4-40)$$

を用いて式(4-37)を積分すると、

$$\begin{aligned} \phi_{sw} &= I_0 \lambda \int_0^d (A_0 - kz) \cdot \exp(-\lambda z) dz \\ &= I_0 A_0 (1 - \exp(-\lambda d)) - \frac{I_0 k}{\lambda} (1 - (\lambda + 1) \cdot \exp(-\lambda d)) \end{aligned} \quad (4-41)$$

である。この第2項が、面積が水深に関して減少した分、減少する短波放射吸収量を示す。

第5章 全球に適用可能な水質スキームを開発するためのレビュー

5-1 緒言

河川と湖沼という陸域表層水を構成する2要素において、その水質を計算するモデルの開発がそれぞれ行われてきた。しかしそれらの研究の対象や展開には大きな差異があると指摘されている [川島 & 岡田, 1986]。即ち、湖沼の水質研究では植物プランクトンの大量発生に代表される生物活動に関心が集まっており、一方で初期の河川水質モデルは、水域に流入した病原菌や有毒物質の輸送過程や水底への沈着などの除去過程を表現することで、それらが下流域に与える影響の解明を主たる焦点としていた。この典型が古典的な河川水質モデルの1つであるStreeter-Phelpsの式である [Streeter & Phelps, 1925]。これは溶存酸素 (DO; dissolved oxygen) の濃度 DO の時間変化について、濃度 L である有機汚濁物質の分解過程と大気からの酸素供給過程にそれぞれ1次反応式を仮定して、

$$\frac{dDO}{dt} = -k_1L + k_2(DO_* - DO) \quad (5-1)$$

として表現する。ただし、 k_1 は脱酸素係数、 k_2 は再曝気係数、 DO_* は飽和溶存酸素濃度である。これは $L(t=0) = L_0, DO(t=0) = DO_0$ の下で

$$DO_* - DO(t) = \frac{k_1L_0}{k_2 - k_1} \cdot (\exp(-k_1t) - \exp(-k_2t)) + (DO_* - DO_0) \cdot \exp(-k_2t) \quad (5-2)$$

として解析的に積分可能である。河川の流速と流下距離からこの t を算出すれば、この式から流下に伴う溶存酸素濃度の変化を計算できる。なお、有機汚濁物質の分解速度は微生物量に影響されると考えられるが、Streeter-Phelpsの式はその複雑な過程の定量化を回避して簡易な一次近似を行ったモデルであると言える。この様な要因を考慮して当式のパラメータを決定する試みも盛んに行われたが [e.g. Dobbins, 1964], 現在は物質や微生物量の収支を表現して時間積分する研究が主流である。これらについては後段で詳述する。

河川水質モデル、湖沼水質モデル、これらの2つの方向性の違いは、近年のレビュー論文にも見てとることができる。湖沼水質モデルの研究では関連研究コミュニティが発達しており、モデルの比較プロジェクトLAKEMIP [Stepanenko et al., 2010] では16のモデルが比較されている。また最近のレビュー論文では総勢31名もの著者が共著として並び [Mooij et al., 2010], 「車輪の再発明」を防ぐためにモデルの類似性を比較した論文も存在する [Janssen et al., 2015] (この論文の著者は39名である)。一方で以下に述べる河川水質モデルのレビュー論文は多くても著者は5人である。河川水質モデルのレビュー論文では、1つのモデルを複数地域に適用する汎用的な手法を異なる論文や適用事例から抽出する難しさ [Moriasi et al., 2012] を踏まえ、モデルの開発や構造、入出力変数、それらによるモデルの適用限界を把握した上で、対象とする流域や現象を表現するために適切なモデルを選定すること [Cox, 2003; Sharma & Kansal, 2013], および異なる流域でも適用可能なモデルのパラメータ決定手法等をパッケージ化したモデルの標準化 (model standardization) の必要性 [Wang et al., 2013] などが強調されている。

この様な河川と湖沼の水質モデル研究における差は、主に河川水質モデルの入力データ量の多さに起因すると考えられる。即ち、対象水域へ流入する栄養塩や物質の量は、モデル使用時の重要な入力データ

である。湖沼水質モデルでは湖沼の上流端（河川からの流入口）における流量や濃度によってこれは与えられるため、モデル開発の主たる焦点は湖沼内生態系の表現の高度化に注がれる。そしてそれを実湖沼に適用するには必要な入力データを適宜収集、観測するという手法が採られる。一方河川水質モデルの場合、森林や市街地といった面源負荷や工場排水等の点源負荷など、流域全体の情報が必要であり、従前のデータ整備状況から使用可能なモデルが大きく制限される。また上記の河川水質モデルに関するレビュー論文は、実流域に適用するモデルの選定に係わる指針の提供を目的としているため、堰の考慮など水質スキームとは異なるモデルの特徴に注目しており、水質スキーム内の状態変数や各過程の進行速度の表式を直接比較するものではない。

本研究は陸域表層水による物質の水文輸送の全球推計を目的としている。しかし、次章で述べる通り全球の水質観測状況と比して既存の（地域スケールの）水質モデルは過度に詳細である。従って、これらのモデルを単純に全球規模で適用すると、入力データの不足やパラメータ推定の困難といった問題が生じる。従って本章では、全球スケールで適用可能な、即ち計算可能かつ検証可能な水質スキームの開発を行うための基礎情報を提供することを目的として、改めて河川水質モデルのレビューを行い、①詳細な地域モデルは何を表現しており、また②その妥当な簡略化は何か、という2点を抽出する。以降では水質モデルの状態変数、それらに関連付ける過程、各過程の反応速度の表式の順に比較を行う。

本節の最後に、本章と次章で用いる表記についてまとめる。炭素C、窒素N、リンPに関しては、植物プランクトンによる利用可能性などの観点からその存在形態も区別して扱うことが多い。それらを表 5-1 にまとめる。無機態の物質はイオンとして存在することもあるが、そのときの価数は省略する。また各状態変数を斜体で表記した場合、その濃度を表すものとする。例えばNH₄はアンモニウムイオンを表し、NH₄はその濃度を表す。またそれ以外の水質項目の表記を表 5-2にまとめる。

表 5-1 炭素, 窒素, リンに関して本研究で用いる表記.

文字	D/P	O/I	C/N/P
	D: dissolved 溶存(態)	O: organic 有機(態)	C: carbon 炭素
意味	P: particulate 粒子(態)	I: inorganic 無機(態)	N: nitrogen 窒素
	T: total 総		P: phosphorus リン

D/PとO/Iの全てを指す場合は、1文字でT (total 総) と表記するのが一般的である。例えばDOC, DIC, POC, PIC (これは殆ど無い) は併せてTTCではなくTC (total carbon 総炭素) となる。

表 5-2 上記以外の水質項目に関する表記.

文字	意味
Phyto	植物プランクトン
Det	Detritus
(C)BOD	(Carbonaceous) Biochemical Oxygen Demand
DO	溶存酸素

5-2 本レビューの対象とするモデル

本研究ではまず、最近出版された河川水質モデルのレビュー論文6本 [Sharma & Kansal, 2013; Wang et al., 2013; Tsakiris & Alexakis, 2012; Kannel et al., 2011; Kianirad et al., 2006; Cox, 2003] で紹介されている33の水質モデルにSWAT [Susan L Neitsch et al., 2011] を加えたモデル群について、その記述論文（とあればテクニカルドキュメント）を収集した（表 5-3）。但し、表中のQUAL2とはQUAL2E, QUAL2EU, QUAL2K, QUAL2Kwを総称している。これらの違いはテクニカルドキュメントに詳しいが、今回は最近でもドキュメントが更新されているQUAL2Kをレビューの対象とした。その上で、①素過程に基づいた計算を行っており、かつ②他モデルからの援用でないオリジナルの表現を行っている9モデルをレビューの対象とした。なおISISとDESERTは本研究が対象とする炭素や窒素といった物質を扱っていないため、本レビューの対象から除外した。またECOWIN2000も、公式ホームページ (<http://www.ecowin.org/resources.asp>) からその詳細にアクセスできなかったため（2019年11月現在）、本レビューの対象から除外した。

ここで挙げた素過程モデルの内約半数は、水動態の表現など水質過程とは異なる部分で差別化されているに過ぎない。当然のことだが、水質モデルは流域管理などの実務でも多く使われているため、堰が水質に及ぼす影響など、それぞれのモデルが焦点としている事象は様々である。しかし水質モデルの開発・改良を研究する際には、モデルの各部分（ここでは水質）について支配方程式から比較検討していく必要がある。

表 5-3 本研究が対象とする素過程に基づいた河川水質モデル.

モデル名	1	2	3	4	5	6	Process-based	出典
AQUATOX	x	-	-	-	x	-	x	Park & Clough, 2009
ATLSS	-	-	-	-	x	-	-	Donald L. DeAngelis et al., 1996
BASINS	-	x	-	-	-	-	AQUATOX, WASP	EPA, 2009
BLTM	x	-	-	-	-	-	QUAL2	Jobson & Schoellhamer, 1993
CATS	-	-	-	-	x	-	-	Traas & T, 1992
CE-QUAL-RIV1	-	-	-	-	-	-	x	Dortch & Martin, 1990
DESERT	-	-	-	-	x	-	(x)	Ivanov et al., 1995
ECM	-	-	x	-	-	-	-	Omerik, 1976
ECOTOX	-	-	-	-	x	-	-	Jørgensen et al., 2012
ECOWIN2000	-	-	-	-	x	-	x	Ferreira, 1995
EFDC	-	x	-	-	-	-	-	Shoemaker, 1997
EPD-Riv1	x	-	-	-	-	-	x	Martin et al., 2002
GIBSI	-	-	-	-	x	-	QUAL2	Rousseau et al., 2000
GREAT-ER	-	-	-	-	x	-	-	Feijtel et al., 1998
MIKE	-	x	x	-	-	x	x	Liang et al., 2015
MODSIM	-	-	-	-	-	-	QUAL2	Labadie, 2006
MONERIS	-	-	x	-	-	-	-	Behrendt et al., 2007
PLM	-	-	-	-	x	-	-	Voinov et al., 1999
QUAL2	x	x	x	x	-	x	x	Chapra et al., 2012
QUASAR	-	x	-	x	-	x	x	Whitehead et al., 1997
SIAM	-	-	-	-	x	-	QUAL2	Bartholow et al., 2005
SIMCAT	-	-	x	x	-	x	-	Warn, 2010
STREAMES	-	-	-	-	x	-	-	Comas et al., 2002
STREAMPLAN	-	-	-	-	x	-	-	Jolma et al., 1997
SWAT	-	-	-	-	-	-	QUAL2	S.L. Neitsch et al., 2011
TOMCAT	-	-	x	x	-	x	-	Bowden & Brown, 1984
TOPCAT-NP	-	-	x	-	-	-	-	Quinn et al., 2008
WASP	x	x	-	x	-	-	x	Martin et al., 2017
WQRRS	x	-	-	-	-	-	x	USACE - HEC, 1986

※1 : 1: Sharma & Kansal, 2013, 2: Wang et al., 2013, 3: Tsakiris & Alexakis, 2012, 4: Kannel et al., 2011, 5: Kianirad et al., 2006, 6: Cox, 2003である.

※2 : 「Process-based」欄に他モデル名が入っているものは、そのモジュールを援用しているものであり、「(x)」は計算する変数が本研究の焦点とは異なったためレビューから除外したものである.

5-3 状態変数の比較

レビューの結果、状態変数は大きく3つに分けられることが分かった (表 5-4)。1つは無機物であり、例としてアンモニウムイオンや溶存酸素が挙げられる。もう1つは生物である。無機態の窒素、リンを栄養分として成長し、光合成によって溶存酸素量を増やす植物プランクトンがその代表例である。また水に浮遊しないがそれと似た働きをする要素として、大型水生植物macrophyteを考えるモデルも多くある。またAQUATOXではそれらを摂取する動物プランクトンや魚類までを対象としている。最後の1分類は非生有機物である。有機物である生物の死骸や沿岸からの落葉などによって供給される。これらは酸素などを消費しながら無機物まで分解される他、一部は沈降して水底に堆積する。

この分類に基づいて各モデルの状態変数を比較した結果が表 5-5である (モデルによっては、非生有機物が減少する過程しか考慮されていないものも存在したが、他の無機物の状態変数などと併記されているものは状態変数として列挙した)。まず、上記の3分類においてモデル間の差の程度に違いがあることが分かる (表 5-4)。即ち、無機物は化学的に分類が可能であるため、(そもそもある変数を考えないなどの簡易化を除いて) モデル間の違いはそこまで大きくない (表中では原著論文の表記を優先しているため PO_4 とIPといった複数の表記があるが、実際には同じものだと考えられる)。

また生物についても、どこまで食物連鎖を表現するのか、水底での生態系をどの程度表現するのかといった違いに留まっている。なお、多くのモデルでは生物はその種別に管理されているが、QUAK2だけは、生物に含まれているNやPといった元素を状態変数としており、生物中の元素構成の変化を計算している。

一方で、非生有機物の定義はモデル間で大きく異なる。溶存態や粒子態といった存在形態や反応性による定義や、構成元素による定義がある。例えばWASPではDetrital N/PとDON/Pを区別している。これによって生物はまずDetrital態に変化し、その後溶存有機態を経由して無機物に変化するという2段階の経路を表現している。

またそれ以外の物質の状態変数で代表的なのは浮遊物質と鉄、マンガンである。特に後者は沿岸域の水質に影響を与えるものとして注目されている。また多くのモデルは水温も計算している。これは水温が反応速度に与える影響を表現するためであると考えられる (後述)。

表 5-4 水質モデルにおける状態変数の分類.

分類	特徴	モデル間の違い
無機物inorganic materials	化学的に分類可能	小
生物biota	植物プランクトンが主であるが、考慮する食物連鎖の階層に違い	中
非生有機物detritus, non-living organic materials	生物の死骸などで構成、溶存態や粒子態といった存在形態や反応性、構成元素など分類の基準は様々	大

表 5-5 各水質モデルで扱われる状態変数.

	生物	非生有機物	無機物					その他	
			O	N	P	C	その他		
AQUATOX	Phytoplankton	Refractory	DO	NH ₄	PO ₄	IC	Inorganic	pH	
	Blue-greens	Dissolved		NO ₃			sediments		
	Periphyton	Refractory							
	Rooted Macrophytes	Suspended							
	Non-rooted, Floating Macrophytes	Refractory							
	Bryophytes	Sediments							
	Pelagic Invertebrates	Refractory Buried							
	Benthic Invertebrates	Labile Dissolved							
	Benthic Insect	Labile Suspended							
	Fish	Labile Sediments							
			Labile Buried						
CE-QUAL-RIV1	Algae	CBOD ※1	DO	NH ₄	PO ₄		Fe	Temperature	
	Macrophytes	ON		NO ₃		-	Mn		
	Coliforms								
EPD-Riv1	Algae	CBOD	DO	NH ₄	PO ₄		Fe	Temperature	
	Coliforms	CBOD2		NO ₃			Mn		
		NBOD					-		
		ON							
		OP							
MIKE	Chlorophyll-a	Dissolved BOD	DO	NH ₄	PO ₄			Temperature	
	Bacteria	Suspended BOD		NO ₂					
	Faecal coliforms	Sedimentated BOD		NO ₃			-		
	Total coliforms						-		
QUAL2K	Phytoplankton	Detritus	DO	NH ₃	IP	TIC	Inorganic	Conductivity	
	Phytoplankton N	Slowly Reacting		NO ₃			Suspended Solids		Pathaogen
	Phytoplankton P	CBOD							
	Bottom algae biomass	Fast Reacting							
	Bottom algae N	CBOD							
	Bottom algae P	ON							
		OP							

表 5-5 各水質モデルで扱われる状態変数（続き）.

	生物	非生有機物	無機物					その他
			O	N	P	C	その他	
QUASAR	-	BOD	DO	NH ₄ NO ₃	-	-	-	Temperature
WASP	Phytoplankton	DON	DO	NH ₄	PO ₄	IC	Inorganic Silica	Temperature
	Macro algae	DOP		NO ₃			Inorganic Solids	Salinity
	Macro algae N	Dissolved						TDS
	Macro algae P	Organic						pH
	Bacteria	Silica						Alkalinity
		CBOD						
		Detrital C						
		Detrital N						
		Detrital P						
		Detrital						
		Silica						
WQRRS		Total						
		Detritus						
	Phytoplankton	Detritus	DO	NH ₄	PO ₄	TIC	Inorganic	Temperature
	Benthic algae	Organic		NO ₂			suspended solids	Total alkalinity
	Zooplankton	sediment		NO ₃			Inorganic sediment	pH
	Benthic animals						Total dissolved solids	Unit toxicity
	Aquatic insects							
	Fish							
	Coliform							
	bacteria							

※1：CE-QUAL-RIV1の非生有機物について、その量は入力データによって与え、他の状態変数への影響のみを計算する.

5-4 各状態変数を増減させる過程の比較

次に、状態変数を関係付ける各過程について比較する。上述の通り非生有機物の定義はモデル間で大きく異なるため、これらを一括りにして各状態変数を増減させる過程、また各過程に関連する状態変数を比較する。生物に関しては、ほぼ全てのモデルで考慮されている植物プランクトンを、また無機物では窒素N、リンP、炭素C、酸素Oの4元素に注目する。

以下では各状態変数を増減する過程を表にまとめて示す。その中である過程によって増加する場合は「+過程名」、減少する場合は「-過程名」として表記する。これらを考慮するモデルには「x」を、しないモデルには「-」を入れている。過程によっては複数の状態変数に関連するものがある。これについては次節で化学量論関係と共に議論する。また外部負荷（流域から流入する分）に関しては多くの状態変数で共通しているためその記述を省略している。しかしこの省略はこれらが重要でないことを必ずしも意味しない。

(1) 生物

1) 植物プランクトン

表 5-6 植物プランクトンを増減する過程.

モデル	+光合成 photosynthesis	-呼吸 respiration	-死亡 mortality	-沈降 settling	-捕食 predation	-排泄 excretion
AQUATOX	x	x	x	x	x	x
CE-QUAL-RIV1	x	x	-	-	-	-
EPD-Riv1	x	x	-	-	-	-
MIKE	x	-	x	x	-	-
QUAL	x	x	x	x	-	x
WASP	x	x	x	x	-	-
WQRRS	x	x	-	x	x	-

植物プランクトン量の時間変化は、大きく光合成による増加（成長growthとも）と、分解decayによる減少に分けられる（表 5-6）。光合成は植物プランクトンが成長する過程であり、無機物を吸収（uptakeまたはassimilation）しながら酸素を放出する。吸収されるイオンは、モデルが表現する元素に依存しており、例えば二酸化炭素の吸収は省略されることがある。

Decayによる減少はさらに、モデルによって呼吸や死亡、排泄といった複数の過程に分けられる。これらは植物プランクトンが変化する先によって考えるのが分かりやすい。即ち、呼吸は光合成の逆反応として表現されることが多く、その場合呼吸によって無機物が増加する。反対にどのモデルにおいても植物プランクトンが死亡するとその遺骸は非生有機物を形成するが、QUAL2では遺骸の一部は直接無機物に変化するとモデル化されている。次節の「生物摂取」には、これら植物プランクトンの減少も含む。

(2) 無機物

1) アンモニウムイオン

表 5-7 アンモニウムイオンを増減する過程.

モデル	+無機化 rem mineralization	-生物摂取 uptake	-硝化 nitrification	-ガス放出 gas loss	+水底放出
AQUATOX	x	x	x	-	x
CE-QUAL-RIV1	x	x	x	-	-
EPD-Riv1	x	x	x	-	x
MIKE-11	x	x	x	-	x
QUAL	x	x	x	x	-
QUASAR	-	-	x	-	-
WASP	x	x	x	-	x
WQRRS	x	x	x	-	-

アンモニウムイオンを増減する過程を表 5-7にまとめる。生物は、アンモニウムイオンの増加にも減少にも関わっており、また非生有機物が分解することによってもイオンが供給される。モデルによってはこの無機化rem mineralizationをその反応原理から加水分解hydrolysisと呼ぶものもある。CE-QUAL-RIV1はこれらを併用しているが、生物から直接無機イオンになる過程を無機化、非生有機物から無機イオンになる過程を加水分解と区別している。またもう1つ特徴的な過程は硝化である。これはアンモニウムイオンが硝酸イオンまたはその中間生成物である亜硝酸イオンに変化する過程であり、酸素が消費される。

2) 亜硝酸イオン

表 5-8 亜硝酸イオンを増減する過程.

モデル	+硝化1 nitrification	-硝化2 nitrification
MIKE-11	x	x
WARRS	x	x

硝化1は $\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{NO}_2^-$ 、硝化2は $\text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO}_3^-$ の反応を指す。

亜硝酸イオンを明示的に表現するモデルはMIKE-11とWARPSの2つのみであるが、いずれも扱っている過程は同じである（表 5-8）。即ちアンモニウムイオンから亜硝酸イオンに変化する過程、亜硝酸イオンから硝酸イオンに変化する過程である。

3) 硝酸イオン

表 5-9 硝酸イオンを増減する過程.

モデル	-生物摂取 uptake	+硝化 nitrification	-脱窒 denitrification	+水底放出
AQUATOX	x	x	x	x
CE-QUAL-RIV1	x	x	x	-
EPD-Riv1	x	x	x	-
MIKE-11	-	x	x	-
QUAL	x	x	x	-
QUASAR	-	x	x	-
WASP	x	x	x	-
WQRRS	x	x	-	-

硝酸イオンを増減する過程を表 5-9にまとめる。硝酸イオンは植物プランクトンに摂取されるが、植物プランクトンや非生有機物が直接硝酸イオンに変化することはない。硝酸イオンが増加するには、それらが一旦アンモニウムイオンに無機化された後、硝化反応が生じる必要がある。AQUATOXでは水底からの硝酸イオン放出によっても増加する。また硝酸イオンに関連する特徴的な過程に、脱窒がある。脱窒は硝酸イオンが窒素分子 N_2 となって大気中に放出される過程であり、水底への沈降を除けば、水中から窒素が取り除かれる唯一の過程である。特にEPD-Riv1では水中での脱窒と水底での脱窒を区別して計算している。

なお、脱窒によって発生する亜酸化窒素 N_2O は二酸化炭素の約300倍という大きな温室効果を有し、また紫外線による分解を受けた後はオゾン層の破壊要因になるなど、地球環境への影響が懸念されている物質の1つである。しかし、 N_2O は主に自然土壌や農地、海洋から放出され [Colliver & Stephenson, 2000]、また河川水中からの脱窒によって生成される N_2O はそれに係わるNの0.3~1.0%に過ぎないため [Beaulieu et al., 2011]、ここでは N_2O が物質収支に与える影響は無視する。

4) リン酸イオン

表 5-10 リン酸イオンを増減する過程.

モデル	-生物摂取	+無機化	-吸着	-沈降	その他
AQUATOX	x	x	x	-	+ diagenesis flux
CE-QUAL-RIV1	x	x	x	-	-
EPD-Riv1	x	x	x	-	+ sediment release
MIKE	x	x	-	-	- heterotroph respiration
QUAL	x	x	-	x	-
WASP	x	x	-	x	+ bottom algal excretion
WQRRS	x	x	-	-	-

リン酸イオンの増減は主に生物による摂取と、生物と非生有機物の無機化、鉱物への吸着によって説明される（表 5-10）。また水底への沈降は、この吸着と、ポリリン酸の沈降を含むと考えられる。但しこのポリリン酸は自然由来では発生しない。

5) 二酸化炭素

表 5-11 二酸化炭素を増減する過程.

モデル	-光合成 photosynthesis	+呼吸 respiration	+酸化（分解） oxidation (decompose)	+再曝気 reaeration
AQUATOX	x	x	x	x
QUAL2	x	x	x	x
WQRRS	x	x	x	x

WASPでもCO₂は計算されているが、QUAL2から移植されたものであるため省略。

今回レビューしたモデルにおいて二酸化炭素の量を明示的に表現するものは3つのみであるが、考慮する過程はいずれも同じである（表 5-11）。生物の光合成と呼吸によって増減すると共に、非生有機物の酸化分解によっても生成される。また大気との交換も生じる。

6) 溶存酸素

表 5-12 溶存酸素を増減する過程.

モデル	+光合成	-呼吸	-酸化	+再曝気	-硝化	その他
AQUATOX	x	x	x	x	x	-
CE-QUAL-RIV1	x	x	x	x	x	-Fe oxidation -Mn oxidation
EPD-Riv1	x	x	x	x	x	-Fe oxidation -Mn oxidation -sediment oxygen demand
MIKE-11	x	x	x	x	x	-sediment oxygen demand
QUAL	x	x	x	x	x	-
QUASAR	x	x	x	x	x	-benthic oxygen demand
WASP	x	x	x	x	x	-
WQRRS	x	x	x	x	x	-

溶存酸素を増減する過程に関しても二酸化炭素と同様に、比較的モデル間での違いは少ない（表 5-12）。二酸化炭素とは反対に光合成によって生産され、呼吸と酸化によって消費される。また硝化反応で消費されると共に、大気との交換によって増減する。モデルによっては水底での消費や鉄、マンガンの酸化反応による消費を考慮している。

5-5 支配方程式の比較

これまでのレビューでは、各モデルで定義されている状態変数と、それらに関係付ける過程について比較してきた。本節では各過程の進行速度の表現、それによって増減する状態変数の化学量論関係を整理するために、各モデルでの具体的な表式を比較する。後者は各状態変数の単位に依存するが、C, N, O₂, Pに関連する変数についてはその元素が占める質量g/m³(=mg/L)で、それ以外(植物プランクトンなど)の単位は全質量で示す。例えば水1m³にアンモニウムイオンのNH₄⁺が1mol溶けている場合、アンモニウムイオン全体の質量は18gであるが14gN/m³と表す。

(1) 基本的な計算式

水質モデルで進行速度を表現する際に用いられる典型的な考え方を紹介しておく。

1) 一次近似式

ある物質Aがある過程によって消費されるとき、時間当りの消費量 $-\frac{dA}{dt}$ が、その時々Aの濃度Aに比例すると仮定する：

$$-\frac{dA}{dt} = kA \quad (5-3)$$

但し、 k は比例定数である。

2) Michaelis-Menten式

これは酵素の反応速度論における知見を援用したモデルである：

$$-\frac{dA}{dt} = v = \frac{A}{k_m + A} V_{max} \quad (5-4)$$

ただし、 k_m はMichaelis-Menten係数であり、 $v = V_{max}/2$ となるAの濃度を表す。 V_{max} は当該反応の最大速度である。この式は、

- ・濃度Aが低い場合、反応速度はその濃度に比例する
- ・濃度Aが高い場合、最大速度 V_{max} に収束する

という関係を表す。

水質モデルで特にこの関係式を使うのは、Aの反応速度が別の物質Bによって制約される場合である。

3) Arrhenius式

速度が v である反応が温度依存性を有する場合、

$$v = k_a(T = T_0) \cdot \exp(T - T_0), T \geq T_0 \quad (5-5)$$

と表す。これは温度 T が T_0 よりも高いとき、その反応速度が指数関数的に上昇する関係を表す。

(2) 本レビューでの表記

関数形について、上でまとめた3つの関係式などを表 5-13の通り表記する。 $x^a = \exp(a \ln x)$ (但し a は定数) より、 $EXP(x)$ にはこの形も含む。また過程間、モデル間で同じ文字を使うことがあるが、それは文字の区別による煩雑さを避けるため、異なる値、関数である。ただし、1つの欄 (同じモデルの同じ過程) 内で同じ文字が使われている場合、それらは同一である。他に使用する文字とその意味は表 5-14の通りである。また、化学量論的な関係を示す表では通常値以外に表 5-15で示す記号を埋める場合がある。

表 5-13 本レビューにおける関数形の表記。関係する状態変数を x とする。

表記	意味
$EXP(x)$	指数関数的な増減。ある基準値を用いるものも含む (e.g. $a \cdot \exp(x - x_0)$)
$MM(x)$	Michaelis-Menten式
$AR(T)$	Arrhenius式
$\phi(x)$	その他の関数形

表 5-14 本レビューにおける文字とその意味。

文字	意味
K	定数
Q	流量
D	水深
U	流速
W	風速
T	水温
pH	pH

表 5-15 化学量論的な関係で通常値以外に示される記号と意味。

記号	意味
-	状態変数として考慮されていない、またはその過程に関わらない
± 0	状態変数ではあるが、その量を変化させない
?	考慮されているものの、ドキュメントからその値が発見できなかった

(3) 光合成

1) 進行速度

光合成の進行速度の表式は表 5-16の通りまとめられる。その多くは栄養塩による制限、短波放射量による制限、そして温度の影響である。栄養塩の制限は大抵ミカエリス・メンテン式によって記述されるが、植物プランクトンの窒素、リン組成の変化を陽に表現するQUALだけは、それらの影響も考慮している。また短波放射による影響は水深に伴う減衰を反映した物理的なものとなっている。またCE-QUAL-RIV1は水中ではなく底面と側面における成長を想定している。

表 5-16 光合成の進行速度を表す式のモデル間比較。

モデル	表式
	$K \cdot l_{lim} \cdot n_{lim} \cdot \phi(T) \cdot \phi(\cdot) \cdot Phyto$
AQUATOX	$l_{lim} = \phi(\lambda, D, I)$ $n_{lim} = \min(MM(PO_4), MM(NH_4 + NO_3), MM(CO_2))$
CE-QUAL-RIV1	$K \cdot I \cdot \exp(-\lambda D) \cdot Phyto$ $K \cdot I \cdot \frac{2}{\lambda} \cdot (1 - \exp(-\lambda D)) \cdot Phyto$ 順に底面、側面での反応。
EPD-Riv1	$K \cdot l_{lim} \cdot n_{lim} \cdot Phyto$ $l_{lim} = \phi(\lambda, D, I)$ $n_{lim} = MM(NH_4 + NO_3) \cdot MM(PO_4)$
MIKE	$K \cdot \exp(-\lambda D) \cdot I \cdot AR(T)$ $K \cdot AR(T) \cdot l_{lim} \cdot n_{lim} \cdot Phyto$
QUAL	$l_{lim} = \phi(\lambda, D, I)$ $n_{lim} = \min\left(1 - \phi_1 \left(\frac{PhytoN}{Phyto}\right), 1 - \phi_2 \left(\frac{PhytoP}{Phyto}\right), MM(H_2CO_3 + HCO_3)\right)$
QUASAR	$K \cdot \phi(I, T, Phyto)$ $K \cdot \min(l_{lim}, n_{lim}) \cdot Phyto$
WQRRS	$l_{lim} = MM(I)$ $n_{lim} = \min(MM(NH_4 + NO_3), MM(PO_4), MM(CO_2))$

但し、 λ は短波放射の減衰率、 I は単位面積当りの短波放射量、 l_{lim} は短波放射量による制限、 n_{lim} は栄養塩による制限、 $PhytoN$ 、 $PhytoP$ は植物プランクトン中のN、P含有量である。

2) 化学量論的な関係

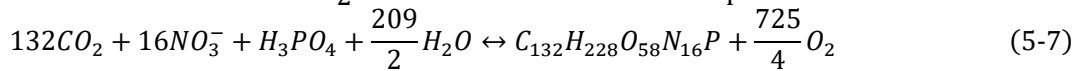
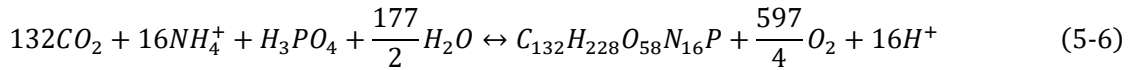
光合成に伴う化学量論的な関係を表 5-17にまとめる。モデルによってこれら化学量論の変換方法が異なるのは、光合成に関わる反応式が異なるからである。CE-QUAL-RIV1やEPD-Riv1が根拠としているのは、

表 5-17 光合成の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.

モデル	NH_4	NO_3	PO_4	CO_2	DO
AQUATOX	$-0.079 \cdot \phi(NH_4, NO_3)$	$-0.079 \cdot \phi(NH_4, NO_3)$	-0.018	-0.53	+1.6
CE-QUAL-RIV1	$-0.075 \cdot c$	$-0.075 \cdot \frac{NO_3}{NH_4 + NO_3}$	-0.01	-	$+1.59 + 0.35 \cdot \frac{NO_3}{NO_3 + NH_4}$
EPD-Riv1	$-0.075 \cdot \frac{NH_4}{NH_4 + NO_3}$	$-0.075 \cdot \frac{NO_3}{NH_4 + NO_3}$	-0.01	-	$+1.59 + 0.35 \cdot \frac{NO_3}{NO_3 + NH_4}$
MIKE	?	-	?	-	?
QUAL	※1	※1	※1	-	$+0.96 + 0.29 \cdot \frac{NO_3}{NO_3 + NH_4}$
QUASAR	±0	±0	-	-	+1 ※2
WQRRS	-0.08	-0.08	-0.012	-0.4	+1.6

※1: QUALによる NH_4 , NO_3 , PO_4 の摂取量は植物プランクトン内部の含有率によって依存する.

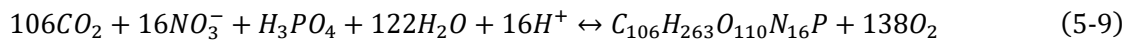
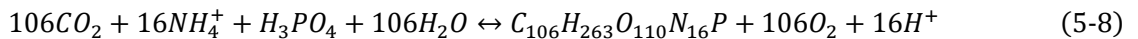
※2: QUASARは植物プランクトンを状態変数とせず, 光合成量は酸素に基準化されている.



の2式である [Foree & McCarty, 1968]. 反応に関わる窒素がアンモニア由来であるときは上式を, 硝酸由来であるときは下式になる (これは左辺を見ると分かりやすい). 右辺第1項が植物プランクトンであり, その分子量はどちらの式でも $(12 \times 132 + 1 \times 228 + 16 \times 58 + 14 \times 16 + 30 \times 1 =)$ 2994である. 従ってこれが光合成によって1g増加するとき, いずれの反応によっても窒素は $(14 \times 16 \div 2994 =)$ 0.075gN必要となる. これは水中のアンモニウム態窒素と硝酸態窒素の割合に応じて供給されると考えられるので, 上表の様な化学量論関係となる.

光合成による酸素の増加量は反応経路によって異なる. アンモニア態窒素が関わる方がその量は少なく, 植物プランクトン1g当り $(597/4 \times 32 \div 2994 =)$ 1.59gOの発生である. 硝酸態窒素の方では1.94gO発生するので, 両者を併せて上表に示す表式となる. なおEPD-Riv1でのリンの減少量は-0.01となっているが, これも近似ではなく上の反応式から導かれた値である.

一方で, QUALが依拠する反応式は,



である [Stumm & Morgan, 1996]. ここでの植物プランクトンの分子量は3549であり, 化学量論関係の導出は上と同様である. 但し, QUALでは植物プランクトンにおける窒素とリンの含有率も状態変数としている.

これら異なる反応式の混在はDeas & Orlob [1999] によっても指摘されているが, どちらを用いるべきかは明記されていない. 但し後者の植物プランクトンの組成は, 海洋の植物プランクトンの組成が海域や深度に依らず一定であるというRedfield比 ($C:N:P = 106:16:1$ [Redfield, 1934]) と整合している事実は指摘しておく.

(4) 植物プランクトンの減少

1) 進行速度

植物プランクトンの減少に関する表式は表 5-18の通りまとめられる。その表式にモデル間の一貫性はあまりないが、溶存酸素や温度への依存性が表現されることが多い。またモデルによっては栄養塩からの影響を表現するものもある。

表 5-18 植物プランクトンの減少の進行速度を表す式のモデル間比較.

モデル	表式
AQUATOX	$K_1 \cdot AR(T) \cdot Phyto$ $K_2 \cdot (1 - l_{lim}) \cdot Photo$ $(K_3 + EXP(T) + 1 - EXP(1 - n_{lim} \cdot l_{lim})) \cdot Phyto + Poisoned$ <p>上からrespiration, excretion, mortality. predationは省略.</p>
CE-QUAL-RIV1	$K \cdot \phi(DO) \cdot Phyto$
EPD-Riv1	$K \cdot MM(DO) \cdot Phyto$
MIKE-11	$K_1 \cdot AR(T) \cdot n_{lim}, n_{lim} = \frac{2}{MM(NH_4 + NO_3) + MM(PO_4)}$ $-K_2 \cdot Phyto$ <p>上からrespiration, mortality.</p> $-K \cdot \phi(DO) \cdot AR(T) \cdot Phyto$
QUAL	$-K \cdot AR(T) \cdot Phyto$ <p>上からrespiration, mortality.</p>
QUASAR	$K_1 \cdot AR(T) \cdot (K_2 + K_3 \cdot Phyto)$
WQRRS	$-K \cdot Phyto$

但し、AQUATOXの l_{lim} は光合成計算時の l_{lim} と同一であり、 $Photo$ は光合成量、 $Poisoned$ は有毒物質による減少量を指す。 n_{lim} は栄養塩による制限である。

表 5-19 植物プランクトンの減少の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.

モデル	NH_4	NO_3	PO_4	CO_2	DO
AQUATOX	-	-	-	-	-
CE-QUAL-RIV1	+0.0075	-	+0.01	-	-1.59
EPD-Riv1	-	-	-	-	-1.59
MIKE-11	-	-	-	-	-
QUAL	※1	※1	※1	+1.31	$-0.96 - 0.29 \cdot \frac{NO_3}{NO_3 + NH_4}$
QUASAR	±0	±0	-	-	+1 ※2
WQRRS	+0.008	+0.008	+0.012	+1.6	-1.6

※1：QUAL2による NH_4 、 NO_3 、 PO_4 の排出量は植物プランクトン内部の含有率によって依存する。

※2：QUASARは植物プランクトンを状態変数とせず、減少量は酸素に基準化されている。

2) 化学量論的な関係

それに伴う化学量論的な関係を表 5-19にまとめる。モデル間での厳密な一致は見られないものの、そのオーダーは近くなっている。但し水質モデルの多くは、呼吸と光合成を逆反応として捉えているため [Ji, 2017], モデル内での一貫性は確保されている。

(5) 硝化（アンモニア態窒素の減少）

1) 進行速度

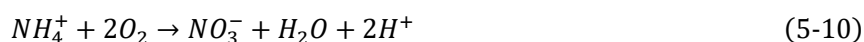
硝化の進行速度を表 5-20にまとめる。モデルで主に表現されるのは溶存酸素と水温への依存性である。

表 5-20 硝化の進行速度を表す式のモデル間比較.

モデル	表式
AQUATOX	$K \cdot \phi(DO) \cdot EXP(T) \cdot EXP(pH) \cdot NH_4$
CE-QUAL-RIV1	$K \cdot EXP(Q) \cdot AT(T) \cdot MM(DO) \cdot NH_4$
EPD-Riv1	$K \cdot MM(DO) \cdot AR(T) \cdot NH_4$
MIKE-11	$K \cdot AR(T) \cdot NH_4$
QUAL	$K \cdot \phi(DO) \cdot AR(T) \cdot NH_4$
QUASAR	$K \cdot AR(T) \cdot NH_4$
WQRRS	$K \cdot NH_4$

2) 化学量論的な関係

硝化に関する化学量論的な関係を表 5-21にまとめる。ほとんどのモデルで1gN当り4.57gOの酸素が消費される。これは



に従う化学変化($32 \times 2 \div 14 = 4.57$)を示す。

表 5-21 硝化の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.

モデル	DO
AQUATOX	?
CE-QUAL-RIV1	-4.57
EPD-Riv1	-4.57
MIKE-11	?
QUAL	-4.57
QUASAR	-4.57
WQRRS	-3.5

窒素質量を基準にしているため、増加するNO₂またはNO₃の量は硝化によって減少するNH₄と等しい。

(6) 脱窒（硝酸態窒素の減少）

1) 進行速度

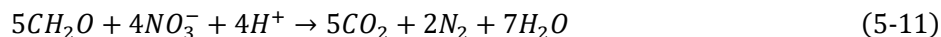
脱窒の進行速度を表 5-22にまとめる。多くは溶存酸素と水温への依存性を表現している。特筆すべきは、一部のモデルでは進行速度が硝酸イオンではなくBODの量に比例することである。

表 5-22 脱窒の進行速度を表す式のモデル間比較.

モデル	表式
	$K \cdot (1 - \phi(DO)) \cdot \phi(T) \cdot \phi(pH) \cdot NO_3$
AQUATOX	$K \cdot d \cdot \phi(T) \cdot \phi(pH) \cdot NO_3$ 順に水中，水底における反応.
CE-QUAL-RIV1	$K \cdot \phi(Q) \cdot AR(T) \cdot MM(DO) \cdot MM(NO_3) \cdot BOD$
EPD-Riv1	$K \cdot AR(T) \cdot MM(DO) \cdot MM(NO_3) \cdot BOD$
MIKE-11	$K \cdot AR(T) \cdot NO_3$
QUAL	$(1 - \phi(DO)) \cdot AR(T) \cdot NO_3$
QUASAR	$K \cdot AR(T) \cdot NO_3$

2) 化学量論的な関係

脱窒の化学量論的な関係を表 5-23にまとめる。BODの減少を考慮するモデルはいずれも同じ係数である。この反応は、



に従う。1gNの窒素元素が脱窒するのに、有機炭素は $(5 \times 12 \div (4 \times 14)) = 15/14$ gC必要である。今考えているのは炭素ではなくBODの減少量であり、炭素と（O₂の減少量によって表される）BODの関係は、式(5-8)から12gCにつき32gOだと分かる。結局、1gNの窒素元素が脱窒すると、BODは $((15/14) \times (32/12)) = 1/0.35$ gOだけ必要である。

表 5-23 脱窒の化学量論的な関係を表す式のモデル間比較.

モデル	BOD
AQUATOX	±0
CE-QUAL-RIV1	- 1/0.35
EPD-Riv1	- 1/0.35
MIKE-11	-
QUAL	- 1/0.35
QUASAR	±0

QUALでは0.00286[gO₂/mgN]と表記されているが、実質同じ値であるので上記の通りとした。

(7) 二酸化炭素，溶存酸素の再曝気

二酸化炭素と溶存酸素の再曝気量に関する表式を表 5-24と表 5-25にまとめる．またこの過程では CO_2 と DO 以外の状態変数は増減しないため，化学量論関係の整理は省略する．全てのモデルにおいて，再曝気量は，それぞれの飽和濃度との差によって定義されている．またその係数については多くのモデルで流速，風速，水深への依存性が考慮されている．

表 5-24 二酸化炭素の再曝気の進行速度を表す式のモデル間比較.

モデル	表式
AQUATOX	$+\phi(W, U, D) \cdot (CO_2^* - CO_2)$
QUAL	$+K \cdot AR(T) \cdot (CO_2^* - CO_2)$
WQRRS	$+K \cdot (CO_2^* - CO_2)$

但し， CO_2^* は二酸化炭素の飽和濃度である．

表 5-25 溶存酸素の再曝気の進行速度を表す式のモデル間比較.

モデル	表式
AQUATOX	$+\phi(W, U, D) \cdot (DO^* - DO)$
CE-QUAL-RIV1	$+K \cdot EXP(U) \cdot \frac{1}{EXP(D)} \cdot AR(T) \cdot (DO^* - DO)$
EPD-Riv1	$+\phi(W, U, D) \cdot (DO^* - DO)$
MIKE-11	$+\phi(W, D, H) \cdot (DO^* - DO)$
QUAL	$+K \cdot \phi(U, D) \cdot AR(T) \cdot (DO^* - DO)$
QUASAR	$+\phi(U, D) \cdot AR(T) \cdot (DO^* - DO)$
WQRRS	$+K \cdot (DO^* - DO)$

但し， DO^* は溶存酸素の飽和濃度である．

5-6 議論

(1) モデルの簡略化

複数のモデルで考慮されている状態変数や過程を比較することで、各モデルでは表 5-26で示す5種類の簡略化が行われていると推察される。これらの簡略化の抽出によって、ある程度詳細なモデルを一旦作り、観測データの数や各反応の律速要因に関する知見の多寡から、表現する状態変数や反応の経路を限定していくというモデル開発が可能になる。またこれらは次章で述べる全球水質モデルでも用いられる。

表 5-26 水質モデルにおける簡略化の方法.

簡略化の方法	内容	例
系からの除外	モデルで明示的に表現しない、 その影響は他パラメータで吸収	NO ₂ の無視
変数の同一視	複数の変数を一体として扱う	PONとDONをまとめてONに
経路の集約	A→B間の複数経路を集約	植物プランクトンの呼吸と排泄を集約
経路の限定	A→B→C, A→Cという経路で後者を削除	生物はデトリタスのみに直接変化し、 溶存態有機物にはならない
影響の限定	ある反応速度に影響する因子を削除	流速（流量）の影響を無視

(2) 非生有機物の扱い

5-3でも指摘した通り、非生有機物の定義はモデル間によって大きく異なる。本節では他状態変数に与える影響という観点から、これを次の5通りに分けて考える：

- ・ 生物からの供給：生物の遺骸が非生有機物に変化
- ・ 無機物の供給：非生有機物が無機物に変化
- ・ 溶存酸素の消費：酸化分解で消費される、二酸化炭素を状態変数とするモデルではその増加も生じる
- ・ 他の非生有機物への変化
- ・ その他：他反応への影響（脱窒など）

表 5-27は、各モデルが定義する非生有機物について、その働きをまとめたものである。この結果を踏まえると、非生有機物を区別するアプローチは2つに分けられる。最初のアプローチは、AQUATOXとMIKEに代表される、形態による区別である（存在形態アプローチ）。Dissolved, Suspended, Sedimentとは、それぞれ溶存態、浮遊態、堆積態を表している。AQUATOXでは更にBuried（ここでは埋没態と訳す）を考慮している。これらの定義は大きく2つの特長を有している（図 5-1）。1つは、植物プランクトン以外の生物の表現である。従属栄養生物の中には、浮遊態、堆積態の非生有機物を直接摂取できるものが存在する（例えばdetritivoreによるingestion）。従ってこれらの生物を含めた植物連鎖を表現するためには、浮遊態

などの明示的な表現が必要である。もう1つの特長は、水底への沈降量の表現である。堆積態と埋没態は共に水底における存在形態であるが、生物や無機物との質量交換を行う、いわば水体とのインターフェースになるのが堆積態である。反対に埋没態は水底における物質の貯留庫として機能している。従って長期の計算を行えば、水底が物質の供給源なのか吸収源なのかを明示的に表現できると考えられる。

非生有機物内の区別に関するもう1つのアプローチは、構成元素による定義である（構成元素アプローチ）。CE-QUAL-Riv1とEPD-Riv1がそのシンプルな例であり、ON、OP、CBODといった状態変数を定義している。このモデルでは、生物から放出された有機物はON、OP、CBODに分けられる。そのONとOPは加水分解によって無機物（NH₄やPO₄）に変化するが、その際にはDOは消費されない。DOを消費する役割は全てCBODが担っている。QUAL2KはこのCBODをより細分化したものである。生物由来の有機物の内ONとOPにならなかった分は全てdetritusに変化する。このdetritusは酸化分解や無機物の供給を行うことはなく、一旦CBODを経由する。WASPはONとOPにも溶存態とdetrital態を導入したモデルである。

ただし、「ONやOPの加水分解速度は独立なのか」という問いについては一考する必要がある。CE-QUAL-RIV1とEPD-Riv1では、CBODとONは同じ割合で減少すると想定されている。この表現は、基本的にCBODとONは有機物として一体であり、分解の程度も等しいという立場を示唆している。しかし、EPD-Riv1ではOPの分解速度はそれらと独立したパラメータによって与えられる（CE-QUAL-RIV1はOPを状態変数として持っていない）。反対に他の構成元素アプローチのモデルであるQUAL2とWASPでは、ONの分解速度も独立したパラメータによって計算される。これら非生有機物の分解速度で恣意的なキャリブレーションが行われないう、その拘束条件に関する理論的な考察が今後必要である。

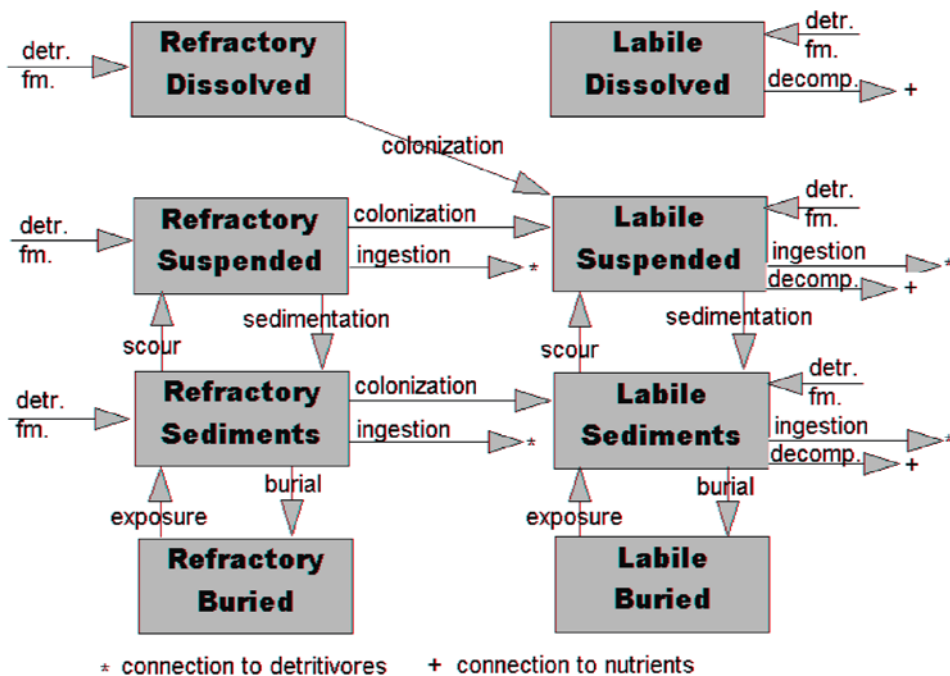


図 5-1 AQUATOXにおける非生有機物の定義。

表 5-27 各モデルで定義される非生有機物とその働き。「生物」欄には生物からの供給の有無, 「無機物」欄にはその非生有機物に変化して生じる無機物, 「酸素消費」欄には溶存酸素の消費の有無, 「非生有機物」欄にはそれが変化して生じる非生有機物を, 「その他」欄には非生有機物が関係する反応を示す。

モデル	非生有機物	生物	無機物	酸素消費	非生有機物	その他
AQUATOX	Refractory Dissolved	x	-	-	Labile Suspended	-
	Refractory Suspended	x	-	-	Refractory Sediments	-
					Labile Suspended	
	Refractory Sediments	x	-	-	Refractory Suspended	-
					Refractory Buried	
					Labile Sediments	
	Refractory Buried	-	-	-	Refractory Sediments	-
	Labile Dissolved	x	NH ₄ , PO ₄	x	-	-
	Labile Suspended	x	NH ₄ , PO ₄	x	Labile Sediments	-
	Labile Sediments	x	NH ₄ , PO ₄	x	Labile Suspended	-
				Labile Buried		
	Labile Buried	-	-	-	Labile Sediments	-
CE-QUAL-RIV1	CBOD	-	-	x	-	denitrification
	ON	-	NH ₄	-	-	-
EPD-Riv1	CBOD	x	-	x	-	denitrification
	NBOD	-	-	x	-	-
	ON	x	NH ₄	-	-	denitrification
	OP	x	PO ₄	-	-	-
MIKE	Dissolved BOD	-	NH ₄ , PO ₄	x	-	-
	Suspended BOD	-	NH ₄ , PO ₄	x	Sedimented BOD	-
	Sedimentated BOD	-	NH ₄ , PO ₄	x	Suspended BOD	-

表 5-27 各モデルで定義される非生有機物とその働き（続き）。

モデル	非生有機物	生物	無機物	酸素消費	非生有機物	その他
QUAL2K	Detritus	x	-	-	Slowly Reacting CBOD	-
					Fast Reacting CBOD	
	Slowly Reacting CBOD	-	CO ₂ ※1	x ※1	Fast Reacting CBOD	-
	Fast Reacting CBOD	-	CO ₂	x	-	denitrification
	ON	x	NH ₄	-	-	-
OP	x	PO ₄	-	-	-	
QUASAR	BOD	x	-	x	-	-
WASP	DON	x ※2	NH ₄	-	-	-
	DOP	x	PO ₄	-	-	-
	DOSi	x	ISi	-	-	-
	CBOD	-	CO ₂	x	-	denitrification
	Detrital C	x	-	-	CBOD	-
	Detrital N	x	-	-	-	-
	Detrital P	x	-	-	-	-
	Detrital Si	x	-	-	DOSi	-
	Total Detritus	x	-	-	CBOD	-
	WQRRS	Detritus	x ※3	NH ₄ , PO ₄ , CO ₂	x	Organic Sediment
Organic sediment		x	NH ₄ , PO ₄ , CO ₂	x	-	-

※1：ドキュメントには明記されていないが、Slowly Reacting CBODも二酸化炭素の増加，酸素消費に関わっていると考えられる。

※2：溶存態は生物の呼吸から，Detrital態は生物の遺骸から形成される。

※3：Detritusは主に動物プランクトンから，Organic Sedimentsは植物プランクトンから供給。

この様に構成元素アプローチは、各状態変数の酸素消費の有無、その分解速度の表現という観点からすれば、多少概念的であると言える。しかし、近年では陸面における元素の収支を解いて水域への流出量を計算するモデルが登場しており [例えばBeusen et al., 2015], その出力を直接活用できるという点で、構成元素アプローチが有利であると言える。なお、有機態炭素についてはCBODなどに含めて考えるというのが慣例である。例えばSWAT [Arnold et al., 1995] では、DOCを酸素量に変換した値がCBODとして定義される。また陸面から流出するPOCは、植物プランクトンとdetritusの炭素分として計算される。

将来的には、これら存在形態アプローチと構成元素アプローチのハイブリッドモデルが登場すると考えられる。その中では、QUAL2が植物プランクトン内の窒素やリンの構成量を状態変数としているように、各存在形態における窒素やリンの構成比が明示的に計算されると考えられる。また非生有機物内の元素構成比からその沈降量が計算されるため、それに関するパラメータの削減が可能になると考えられる。

5-7 結語

河川水質モデルをレビューしたこれまでの論文の多くは、既存モデルの選定に係わる指針の提供を主目的の1つに据えてきた。従って、対象地域のデータ整備状況や各流域で特徴的な水動態など、水質とは直接関係しない要素にも注意を払う必要があり、却って各モデルが扱う状態変数やそれらを関連付ける過程の律速要因の直接的な比較があまりなされてこなかった。本章ではまず、各モデルが定義する状態変数の比較を行い、特に非生有機物の定義方法に大きな差があることを指摘した。無機物や生物は客観的な定義が可能である一方で、非生有機物の定義には、溶存態や粒子態といった存在形態や反応性に着目するアプローチ、その構成元素によるアプローチの大きく2つが存在する。観測における客観性の確保や陸域での元素ごとの収支を計算するモデルが登場している現状を鑑みるに、後者のアプローチを軸としていく方が、モデルの適用可能性をより向上させると考えられる。

次に、各状態変数の量を増減させる過程と、その速度の依存性を表現する方程式群を直接比較した。水温への依存性が多いモデル、過程で考慮されている一方で、特に植物プランクトンの光合成や呼吸に関しては、化学量論的な関係にもモデル間で差異が確認された。地域スケールの観測研究の更なるレビューによって適当な式を選定すると共に、特に無機物に関する過程については、キャリブレーションすべきパラメータの個数を減らす取り組みが必要である。

これらのレビューを踏まえて、本章の最後には水質モデルの簡略化のアプローチをまとめた。次章では全球に適用可能な水質モデルを開発する。

第6章 河川・湖沼水質モデルの開発

6-1 序論

これまでの全球規模の水文物質輸送推計では主に海洋への流出量が関心の焦点であり，輸送過程には簡易的な表現が用いられてきた [例えばMayorga et al., 2010; Beusen et al., 2015; Vilmin et al., 2018]. この様なモデルでは水中から除去された物質の配分先が表現できないのみならず，物質の形態ごとに行われている現地観測との比較検証も困難である．一方で前章でレビューした通り，水中の生物活動や物質の化学変化といった物質動態の表現に関する知見は地域スケールのモデルに多数蓄積されている [例えば Chapra et al., 2012]. しかし観測データの少ない地域におけるパラメータ推定の難しさから，それらを直接全球に適用することには課題が残る．

本章では，前章のレビューで得られた知見，また全球での水質観測状況を踏まえて簡易な水質スキームを開発し，全球に適用，検証を行う．その計算結果と全球の推計値との比較によって物質収支の全体的な傾向を議論する．その後外部負荷量が各水質項目の供給量全体に占める寄与を推計することで，外部負荷量の有する不確実性を特定するための基礎情報を提供すると共に，海洋までの到達率を推計することで，水中の物質動態が海洋への物質輸送量に与える影響について議論する．

6-2 状態変数と生成消失項

これまでのレビューを踏まえて、本研究では表 6-1と図 6-1の通り状態変数とそれを増減する過程（以下では「物質動態」と呼ぶ）を定義する。

状態変数の選定について説明する。本論文の冒頭でも議論した通り、本研究は炭素や窒素などの物質循環に焦点を当てている（反対に、一部の水質モデルは溶存酸素量の再現を重視している）。従ってそれに関する無機物イオンとして4つを定義し、亜硝酸イオン NO_2^- は、多くのモデルに倣って無視した。

生物としては植物プランクトンただ1つを定義した。動物プランクトンによる捕食圧が植物プランクトン量に影響することが海洋 [Irigoien et al., 2005] や湖沼 [Jeppesen et al., 1990] において知られている。従って本モデルは植物プランクトン量を過大評価すると考えられるが、後述の検証結果で指摘する通り、植物プランクトン（またはその関連指標であるクロロフィルa）の観測データが少ないため、今後も議論を重ねる必要がある。

表 6-1 本研究で定義する状態変数とそれを増減する過程。

種類	状態変数名	内容	単位	増減する過程
生物	Phyto	植物プランクトン	g/m^3	+ 光合成 - 呼吸 - 死亡
無機物	NH_4	アンモニウム態窒素	gN/m^3	- 光合成 + 呼吸 + ON加水分解 - 硝化
	NO_3	硝酸態窒素	gN/m^3	- 光合成 + 呼吸 + 硝化 - 脱窒
	PO_4	無機態リン	gP/m^3	- 光合成 + 呼吸 + OP加水分解 - 沈降
	CO_2	無機態炭素	gC/m^3	- 光合成 + 呼吸 + 酸化 + 再曝気
	DO	溶存酸素	gO_2/m^3	+ 光合成 - 呼吸 - 酸化 - 硝化 + 再曝気
非生有機物	Detritus	デトリタス	g/m^3	+ 死亡 - 分解
	CBOD	CBOD	gO_2/m^3	+ 分解 - 酸化 - 脱窒
	ON	有機態窒素	gN/m^3	+ 死亡 - ON加水分解
	OP	有機態リン	gP/m^3	+ 死亡 - OP加水分解

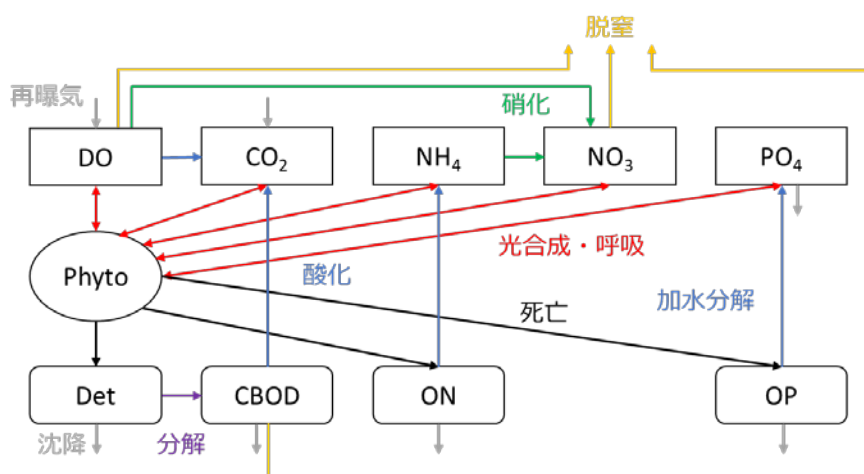


図 6-1 本研究で定義する状態変数とそれを増減する過程。各矢印の始点が消費され、終点が増加する。

非生有機物については、元素ごとの陸面流出量を計算するモデル（次章で詳述する）の出力を利用するため、構成元素による分類を行った。QUAL2系と類似しているが、その内Slowly Reacting CBODをDetritusと同一視している。またOCは水質モデルの慣用に倣ってCBODとして扱っている。

植物プランクトンを増減する過程には、光合成、呼吸、死亡の3つを考える。その内光合成と呼吸は逆反応であると仮定する。従ってこれら2つは無機物に関わる。反対に植物プランクトンの死亡は非生有機物を増加させる。その内NとPについては直接ONとOPに変化する一方で、Cについては一旦Detritusを経由する。またその他の反応は表 6-1に示す通りである。

以下では、各過程の進行速度とその化学量論関係についてまとめる。変数名や関数名については前章と同様である（例えば $AR(T)$ はアレニウス則による水温依存性を示す）。進行速度についてはモデルによって異なる表式が用いられることが多いが、本研究では計算安定性のため、負のフィードバック（ある反応によってある状態変数が減少するとき、反応速度はその変数に依存する）の明示的な表現を重視して式を選んだ。また化学量論関係について、植物プランクトンの分子式は $C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}P$ を、またDetritusの構成比はQUALと同様に100gD:40gC:1000mgAを仮定した。但しDはDetritusの乾燥重量、Aはchlorophyll aの重量である。

またパラメータのデフォルト値や値の範囲について、式が同形であれば複数のモデルで紹介されているものを列挙する。本研究が参照したモデルで具体的な値が紹介されていたのは、CE-QUAL-RIV1, EPD-Riv1, QUAL2（添付されているエクセルに元々入力されている値）、WQRRSの4つであった。値が紹介されている変数の数が少なかったため、MIKEで用いられる値は記載していない。

(1) 光合成

光合成速度 P は、水温と太陽光、栄養塩濃度に依存する。太陽光、栄養塩による制限はAQUATOXやWQRRSに倣ってMichaelis-Menten式を用いた。太陽光は水深に従って減衰するため、他の条件が同じである場合、水底より水面付近の方が光合成は活発になる。河道断面全体で平均された濃度でもその効果を反映するため、太陽光による制限は水深に関して積分する必要がある：

$$P = K \cdot AR(T) \cdot l_{lim} \cdot n_{lim} \cdot Phyto = k \cdot \theta^{T-20} \cdot l_{lim} \cdot n_{lim} \cdot Phyto \quad (6-1)$$

$$l_{lim} = \frac{1}{\int_0^D w(z) dz} \int_0^D f(I(z)) \cdot w(z) dz \quad (6-2)$$

$$f(I(z)) = \frac{I(z)}{I(z) + m_l} \quad (6-3)$$

$$I(z) = I_0 \cdot \exp(-\lambda z) \quad (6-4)$$

$$\begin{aligned} n_{lim} &= \min(MM(NH_4 + NNO_3), MM(PO_4), MM(CO_2)) \\ &= \min\left(\frac{(NH_4 + NO_3)}{(NH_4 + NO_3) + m_N}, \frac{PO_4}{PO_4 + m_P}, \frac{CO_2}{CO_2 + m_C}\right) \end{aligned} \quad (6-5)$$

ここで l_{lim} と n_{lim} はそれぞれ太陽光と栄養塩による制限 [-], $f(I(z))$ は太陽光による制限を表す関数, $I(z)$ [W/m^2] は水面から z [m] における短波放射量, w [m] は河道幅である。特に河道断面が水深 D の矩形であるとき、

$$l_{lim} = \frac{1}{\lambda D} \cdot \ln \left(\frac{m_l + I_0}{m_l + I_1} \right) = \frac{1}{\lambda D} \cdot \ln \left(\frac{m_l + I_0}{m_l + I_1} \right) \quad (6-6)$$

である ($I_1 = I(D)$)。本研究では、面積-水深関係に依らず上式を用いて太陽光の影響を表現する。

これは矩形でない面積-水深関係を与えたときに l_{lim} の表式が初等関数の中で表せないことに拠る。例えば氾濫原や湖沼の熱収支を解く際に仮定した $w(z) = w_0 - kz$ の下では、

$$\begin{aligned} \int_0^D f(I(z)) \cdot w(z) dz &= \int_0^D \frac{I(0) \cdot \exp(-\lambda z)}{I(0) \cdot \exp(-\lambda z) + m_l} \cdot (w_0 - kz) dz \\ &= -\frac{1}{\lambda} \int_{I_0}^{I_1} \frac{1}{t + m_l} \left(w_0 + \frac{k}{\lambda} \ln \left(\frac{t}{I_0} \right) \right) dz = -\frac{w_0}{\lambda} \int_{I_0}^{I_1} \frac{1}{t + m_l} dz - \frac{k}{\lambda^2} \int_{I_0}^{I_1} \frac{1}{t + m_l} \ln \left(\frac{t}{I_0} \right) dz \end{aligned} \quad (6-7)$$

となる ($t = I(0) \cdot \exp(-\lambda z)$)。この第2項を更に変形すると、

$$\int \frac{\ln(x-1)}{x} dx = (\ln(x-1) - \ln(1-x)) \ln x - \text{Li}_2(x) \quad (6-8)$$

の計算が必要であることが分かるが、 $\text{Li}_2(x)$ はオーダー2の多重対数関数

$$\text{Li}_2(x) = - \int_0^x \frac{\ln(1-x')}{x'} dx' = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{x^n}{n^2} \quad (6-9)$$

である。 $f(I(z))$ の他の式形 (例えばQUALでは $I(z) / \sqrt{m_l^2 + I(z)^2}$ や $I(z) / m_l \cdot \exp(1 + I(z)/m_l)$ を用いる)

でも同様の問題が生じる。今後は $\text{Li}_2(x)$ の近似や他の面積-水深関係を含めて検討を進める必要がある。

光合成に関するパラメータを表 6-2 にまとめる。特に太陽光への依存性に関するパラメータは、モデル間で大きく異なる。従ってそれへの感度には注意する必要がある。

光合成に伴う他状態変数の増減については前章の式に基づいて計算する (表 6-3)。

表 6-2 本研究の光合成におけるパラメータの値。

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	-, -, 2.5	-, -, 1.5	-, -, 3
θ	-	-, -, 1.07	-, -, 1	-, -, 1.07
m_l	W/m ²	-, 27.89, 12.55 (16.74)	1.2, 19.37, 8.368 (12.55)	6.0, 53.26, 16.74 (25.10)
m_N	gN/m ³	-, -, 0.06	0.01, -, 0.04	0.3, -, 0.10
m_P	gP/m ³	-, -, 0.03	0.001, -, 0.02	0.05, -, 0.05
m_C	gC/m ³	-, -, 0.025	-, -, 0.02	-, -, 0.04

値は順にEPD-Riv1, QUAL2, WQRRSより。()内はWQRRSのType2植物プランクトン。

表 6-3 本研究の光合成における化学量論的な関係。

状態変数	NH_4	NO_3	PO_4	CO_2	DO
増加量	$-0.063 \cdot \frac{NH_4}{NH_4 + NO_3}$	$-0.063 \cdot \frac{NO_3}{NH_4 + NO_3}$	-0.0085	-0.36	$+0.96 + 0.29 \cdot \frac{NO_3}{NO_3 + NH_4}$

(2) 呼吸

呼吸 R はQUAL2と同様の表式を用いる。逆反応である光合成では栄養塩が、呼吸では溶存酸素量がそれぞれ制限要因として考慮される。呼吸に関する化学量論的な関係は光合成と同様である。また呼吸に関するパラメータは表 6-4の通りである。

$$R = K \cdot \phi(DO) \cdot AR(T) \cdot Phyto = k \cdot \theta^{T-20} \cdot \frac{DO}{DO + m} \cdot Phyto \quad (6-10)$$

表 6-4 本研究の呼吸におけるパラメータの値.

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	-, -, 0.1	-, -, 0.05	-, -, 0.5
θ	-	-, -, 1.07	-, -, 1	-, -, 1.07
m	gO ₂ /m ³	0.5, -, -	-, -, -	-, -, -

値は順にCE-QUAL-RIV1, EPD-Riv1, QUAL2より.

(3) 死亡

死亡 M もQUALと同様に水温への依存性を表現する。そのパラメータ、化学量論的な関係は表 6-5, 表 6-6の通りである。

$$M = K \cdot AR(T) \cdot Phyto = k \cdot \theta^{T-20} \cdot Phyto \quad (6-11)$$

表 6-5 本研究の死亡におけるパラメータの値.

パラメータ	デフォルト値	最小値	最大値
k	0	0	1
θ	1	1	1.07

値はQUAL2より.

表 6-6 本研究の死亡における化学量論的な関係.

状態変数	<i>Detritus</i>	<i>ON</i>	<i>OP</i>
増加量	+100	+7.2	+1

(4) 硝化

硝化 N について、溶存酸素、水温への依存性を表現するためにEPD-Riv1と同様の表式を用いる。またパラメータは表 6-7の通りである。硝化に伴う溶存酸素の消費量は多くのモデルに共通する値を用いた(表 6-8)。

$$N = K \cdot MM(DO) \cdot AR(T) \cdot NH_4 = k \cdot \theta^{T-20} \cdot \frac{DO}{DO + m} \cdot NH_4 \quad (6-12)$$

表 6-7 本研究の硝化におけるパラメータの値.

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	0.3, -, 1.693622	-, 0.025, 0.05	-, 6, 3
θ	-	1.1, 1.085, 1.07	-, -, 1	-, -, 1.07
m	gO ₂ /m ³	0.5, -, -	-, -, -	-, -, -

値は順にCE-QUAL-RIV1, EPD-Riv1, QUAL2より.

表 6-8 本研究の硝化における化学量論的な関係.

状態変数	NO ₃	DO
増加量	+1	-4.57

(5) 脱窒

脱窒 D はNO₃とCBODが消費される反応であり, その速度は溶存酸素量と水温にも依存する. これらを表現するために, QUAL2における表式を用いる. そのパラメータは表 6-9の通りである. 化学量論関係は多くのモデルで共通する値を用いる (表 6-10).

$$D = K \cdot AR(T) \cdot (1 - EXP(DO)) \cdot NO_3 = k \cdot \theta^{T-20} \cdot (1 - \exp(-l \cdot DO)) \cdot NO_3 \quad (6-13)$$

表 6-9 本研究の脱窒におけるパラメータの値.

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	0.1	0.1	1.0
θ	-	1.047, 1.045	1.045	1.07
l	-	0.6	-	-

値はQUAL2より.

表 6-10 本研究の脱窒における化学量論的な関係.

状態変数	CBOD
増加量	-1/0.35

(6) PO₄沈降

PO₄の沈降 (吸着を含む) Q はEPD-Riv1の表式を援用して,

$$Q = K \cdot AR(T) \cdot PO_4 = k \cdot \theta^{T-20} \cdot PO_4 \quad (6-14)$$

とする. 各パラメータの値は明記されていなかったため, ここでは $k = 0.01$ [/day], $\theta = 1.07$ [-]とした.

(7) DO, CO₂再曝気

DOとCO₂の再曝気 R_{DO} , R_{CO_2} は次式の通り表される：

$$R_{DO} = \phi(U, D) \cdot (DO^* - DO) \quad (6-15)$$

$$R_{CO_2} = \phi'(U, D) \cdot (CO_2^* - CO_2) \quad (6-16)$$

流速, 水深への依存性 $\phi(U, D)$ [day]は, AQUATOXの表式を用いる. 遷移水深 D_t [m] を

$$D_t = \begin{cases} 0 & (U < 0.518) \\ 4.411 \cdot U^{2.9135} & (U \geq 0.518) \end{cases} \quad (6-17)$$

として定義し, 水深と遷移水深の関係から

$$\phi(U, D) = \begin{cases} \frac{234 \cdot (1/0.3048 \cdot U \cdot s)^{0.408}}{(1/0.3048 \cdot D)^{0.66}} & (D < 0.06) \\ 5.349 \cdot U^{0.67} \cdot D^{-1.85} & (0.06 \leq D < 0.61) \\ 3.93 \cdot U^{0.50} \cdot D^{-1.50} & (D \leq 0.61, D_t < D) \\ 5.049 \cdot U^{0.97} \cdot D^{-1.67} & (D \leq 0.61, D \leq D_t) \end{cases} \quad (6-18)$$

として計算する. 一部の式における $1/0.3048$ はフィートからメートルへの変換である. 他の多くのモデルにおける $\phi(U, D)$ の計算では, 上記4式のいずれかを選択する方式となっている (QUAL2では別の経験式も選択可能である).

DOの飽和蒸気圧に関する表式でしばしば用いられるのは, Elmore & Hayes [1960] とAPHA [1985] である. 例えばAQUATOXやQUAL2では後者が採用され, EPD-Riv1では2つの選択制となっている. 本研究では, より最近に提案されている後者による表式：

$$DO^* = (1 - 0.000114829 \cdot E) \cdot \exp\left(-139.34411 + \frac{1.575701 \times 10^5}{T_K} - \frac{6.642308 \times 10^7}{T_K^2} + \frac{1.243800 \times 10^{10}}{T_K^3} - \frac{8.621949 \times 10^{11}}{T_K^4}\right) \quad (6-19)$$

を用いる. 但し E は水面標高 [m], T_K は絶対温度 [K] ($= T + 273.15$)である.

二酸化炭素の再曝気量は, AQUATOXとQUAL2と同様の方法で計算する. 即ち再曝気効率 $\phi'(U, D)$ [day]は, 酸素と二酸化炭素の分子量から

$$\phi'(U, D) = \left(\frac{32}{44}\right)^2 \cdot \phi(U, D) \quad (6-20)$$

として表す. また二酸化炭素の飽和蒸気圧 CO_2^* [gC/m³] は

$$CO_2^* = 12000 \cdot 10^{pK}, pK = \frac{2385.73}{T_K} - 14.0184 + 0.0152642 \cdot T_K \quad (6-21)$$

として表す.

(8) Detritus分解

Detritus分解 E について, QUAL2と同様の表式を用いる. パラメータは表 6-11の通りである. 本研究では, 分解されたdetritusは全てCBODに変化すると想定している. その量は, 先に示した光合成の反応式とdetritusの組成を元に計算する (表 6-12).

$$E = K \cdot AR(T) \cdot Det = k \cdot \theta^{T-20} \cdot Det \quad (6-22)$$

表 6-11 本研究のDeritus分解におけるパラメータの値.

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	0.1668335	0.05	0.5
θ	-	1.07	1.07	1.07

値はQUAL2より.

表 6-12 本研究のDetritus分解における化学量論的な関係.

状態変数	CBOD
増加量	+1.07

(9) CBOD酸化

CBOD酸化 C について、EPD-Riv1の表式を用いる。パラメータは表 6-13の通りである。CBODは O_2 について基準化されているため、CBODが $1gO_2$ 減少したときに消費されるDOも $1gO_2$ である。また CO_2 の増加量については、 $12gC : 32gO_2$ の関係を用いる（表 6-14）。

$$C = K \cdot AR(T) \cdot MM(DO) \cdot CBOD = k \cdot \theta^{T-20} \cdot \frac{DO}{DO + m} \cdot CBOD \quad (6-23)$$

表 6-13 本研究のCBOD酸化におけるパラメータの値.

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	0.15, -, 0.7646	-, 0.004, 0	-, 4, 5
θ	-	1.047, 1.047, 1.047	-, -, 1	-, -, 1.07
m	gO_2/m^3	0.5, -, -	-, -, -	-, -, -

値は順にCE-QUAL-RIV1, EPD-Riv1, QUAL2より.

表 6-14 本研究のCBOD酸化における化学量論的な関係.

状態変数	CO_2	DO
増加量	+ 12/32	-1

(10) ON加水分解

ON加水分解 H_{ON} について、QUALと同様に水温への依存性を表現する。そのパラメータ、化学量論的な関係は表 6-15, 表 6-16の通りである。

$$H_{ON} = K \cdot AR(T) \cdot ON = k \cdot \theta^{T-20} \cdot ON \quad (6-24)$$

表 6-15 本研究のON加水分解におけるパラメータの値.

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	0.1598225	0.05	0.3
θ	-	1.07	1	1.07

値はQUAL2より.

表 6-16 本研究のON加水分解における化学量論的な関係.

状態変数	NH_4
増加量	+1

(11) OP加水分解

OP加水分解 H_{OP} について、QUALと同様に水温への依存性を表現する。そのパラメータ、化学量論的な関係は表 6-17, 表 6-18の通りである。

$$H_{OP} = K \cdot AR(T) \cdot OP = k \cdot \theta^{T-20} \cdot OP \quad (6-25)$$

表 6-17 本研究のOP加水分解におけるパラメータの値.

パラメータ	単位	デフォルト値	最小値	最大値
k	/day	0.276065	0.05	0.3
θ	-	1.07	1	1.07

値はQUAL2より.

表 6-18 本研究のOP加水分解における化学量論的な関係.

状態変数	PO_4
増加量	+1

6-3 モデルの記述

本節では、上で示した状態変数、生成消失項に加えて新たに表現する事項をまとめる。

(1) 沈降, 巻き上げ

生物（植物プランクトン）と非生有機物（detritus, CBOD, ON, OP）については、河川と湖沼のいずれにおいても沈降による除去を考慮する。その際、植物プランクトンの沈降速度を0.03m/s、非生有機物の沈降速度を0.3m/sと仮定する。河川においては、摩擦速度に依存する巻き上げ [池田 et al., 2000] による収支を考える。

湖沼に関しては、沈降を含む鉛直1次元の質量保存則を解く。ある物質が水1m³中に含まれる量を X とすると、その質量保存則は、

$$A \frac{\partial X}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(KA \frac{\partial X}{\partial z} \right) - \frac{\partial (wAX)}{\partial z} + A\phi \quad (6-26)$$

である。但し、 z は水深、 A は水面面積 [m²]、 K は鉛直拡散係数 [m²/s]、 w は沈降速度 [m/s]、 ϕ は単位体積当りの生成消失項である。 X と ϕ の単位は物質に依存する。

湖沼水温モデルで同様の方程式を用いたが、それとの違いは、沈降速度項の追加（右辺第2項）と生成消失項の表式（右辺第3項）である。植物プランクトンや有機物等或る程度の大きさを有する物質は、自重による沈降の考慮が不可欠である。一方で熱エネルギーや無機態イオンは水と共に流動するため、それらの計算では沈降速度項は無視される。

(2) 数値解法

1) 生成消失項の扱いについて

数値解法は、計算安定性と計算効率を両立する必要がある。上述の通り生成消失項は多くの物質が関わる複雑な過程であるため、移流拡散方程式の内これは別に解く。その他について、河川モデルは水温と同じくFTCSスキームで、湖沼モデルは陰解法によって解く。また生成消失項による物質の増減は4次のルンゲ=クッタ法によって更新する。計算安定性の観点からは陰解法の方が良い。しかしその場合、その過程に関連する物質をまとめて定式化する必要があり、結果河川の各グリッド、湖沼の各層で逆行列を求めなくてはならない。従って本研究ではこの計算負荷を回避するため、陽解法の中でも計算安定性の高いルンゲ=クッタ法を選択した。なお、生成消失項の計算によって物質の量が負になってしまった場合、その物質の量が予め設定された下限になるように反応に関わる物質の変化を補正する。

2) 鉛直1次元モデルでの離散化

物質が溶解している等の理由で沈降が無視 ($w = 0$) される場合、移流拡散方程式は湖沼水温モデルと同様に解かれる。即ち上から第 i 層において式(6-26)は

$$\begin{aligned}
& -k_- \cdot \Delta X_- + (1 + k_- + k_+) \cdot \Delta X - k_+ \cdot \Delta X_+ = \frac{\Delta t}{S} (A_- F_- - A_+ F_+) \\
& k_- = \frac{A_-}{S} \cdot \frac{K_-}{z_-} \cdot \Delta t, k_+ = \frac{A_+}{S} \cdot \frac{K_+}{z_+} \cdot \Delta t, F_- = -K_- \frac{X - X_-}{z - z_-}, F_+ = -K_+ \frac{X_+ - X}{z_+ - z}
\end{aligned} \tag{6-27}$$

である。但し、 S は第 i 層の体積 [m³]である。また A_+ 、 K_+ 、 z_+ は第 i 層と第 $i + 1$ 層の境界における水平面積 [m²]、鉛直拡散係数 [m²/s]、距離 [m]であり、下付き文字が $-$ である変数は第 $i - 1$ 層と第 i 層の境界に定義される。この様な水温モデルとの類似性は、 $c_w \rho_w T$ (c_w は水の比熱 [J/kgK]、 ρ_w は密度 [kg/m³]、 T は温度 [K]) を「水の単位体積当りに含まれるエネルギー濃度」として解釈すれば明らかである。

一方で、沈降が無視できない場合、通常陰解法では計算誤差が大きく、後方差分法と中心差分法を組み合わせたハイブリッド手法が提案されている [Dhamotharan et al., 1981, 湖沼モデルでの適用例は Saloranta & Andersen, 2007]。この手法は、移流と拡散の程度の比を表すペクレ数

$$Pe = \frac{w \Delta z}{K} \tag{6-28}$$

に基づいている。 Pe が大きい、即ち移流が卓越する場合は後方差分を、そうでない場合は中心差分を重視して重み付けを行う。その結果、式(6-26)は

$$\begin{aligned}
& -k_- \cdot X_- + (1 + k_- + k_+) \cdot X - k_+ \cdot X_+ = 0 \\
& k_- = \frac{w \Delta t}{z_-} \left(1 + \frac{1}{\exp Pe_- - 1} \right), k_+ = \frac{w \Delta t}{z_+} \left(1 + \frac{1}{\exp Pe_+ - 1} \right), Pe_- = \frac{w S}{K_- A_-}, Pe_+ = \frac{w S}{K_+ A_+}
\end{aligned} \tag{6-29}$$

として離散化される（ここでは物質の増減ではなく、その量自体が解かれることに注意）。

6-4 観測データとの対応

本研究では各状態変数の初期値の作成や検証に、Global Environment Monitoring System (GEMS) によって収集された観測データを使用する。ここでは、そのデータ数（観測所数）を確認した上で、観測データと状態変数の対応関係について記述する。

表 6-19 GEMSによる観測変数と観測所数.
観測変数とはParameter Code, 名称とはParameter Long Nameを指す.

種別	観測変数	名称	単位	観測所数
植物プランクトン	Phyt-B	Phytoplankton Biomass	mg/m ³	3
	Chl-a	Chlorophyll A	mg/L	114
窒素	NH3N	Free Ammonia Nitrogen	mg/L	1,359
	NH4N	Total Ammonia Nitrogen	mg/L	1,136
	NO3N	Nitrate	mg/L	2,377
	NO2N	Nitrite	mg/L	1,830
	NOxN	Nitrate and Nitrite	mg/L	376
	DON	Dissolved Organic Nitrogen	mg/L	93
	PON	Particulate Organic Nitrogen	mg/L, μg/L	17
	TON	Total Organic Nitrogen	mg/L	26
	TDN	Total Dissolved Nitrogen	mg/L	3
	TKN	Total Kjeldahl Nitrogen	mg/L	409
	DKN	Dissolved Kjeldahl Nitrogen	mg/L	19
	TN	Total Nitrogen	mg/L	532
	PN	Particulate Nitrogen	mg/L	19
リン	DIP	Dissolved Inorganic Phosphorus	mg/L	10
	DRP	Dissolved Reactive Phosphorus	mg/L	1,441
	TDP	Total Dissolved Phosphorus	mg/L	113
	TP	Total Phosphorus	mg/L	2,596
	TPP	Total Particulate Phosphorus	mg/L, μg/L	15
	TRP	Total Reactive Phosphorus	mg/L	68
炭素	CO2	Free Carbon Dioxide	mg/L	2
	CO3	Trioxidocarbonate(2-)	mg/L	13
	HCO3	Hydrogencarbonate	mg/L	17
	DIC	Dissolved Inorganic Carbon	mg/L	20
	TIC	Total Inorganic Carbon	mg/L	12
酸素	O2-Dis	Dissolved Oxygen	mg/L	1,555
CBOD	BOD	Biochemical Oxygen Demand	mg/L	1,352

(1) 植物プランクトン

Phytoと関連する観測変数はPhyt-B [mg/m^3] とChl-a [mg/L] だが、前者は後者よりも観測数が少なく、初期値の面データを作成するには不向きである。一方でクロロフィルa（以降Chl-aと略記する）はPhytoとDetの双方に含まれており、それぞれ

$$Chla = \frac{0.526}{45} Phyto \quad (6-30)$$

$$Chla = \frac{1}{100} Det \quad (6-31)$$

として関係付けられる（それぞれAQUATOX, QUAL）。ここでChlaはChl-a量 [mg/L]、Phytoは植物プランクトン量 [mg/L]、Detはデトリタス量 [mg/L]である。

従ってモデルの検証ではこのChl-aの比較を行い、また2つの状態変数の初期値は、Chl-aがそれぞれ半分ずつPhytoとDetに由来すると仮定して与える。

(2) 窒素

窒素に関する本モデルの状態変数は NH_4 、 NO_3 、ONの3つである。

まず NH_4 については、 NH_3N と NH_4N の2つが直接関連する観測変数である。但し前者がイオン化していないアンモニア分子、後者がそれにイオン化したアンモニウムイオンを加えたものである点に注意が必要である（濃度にも依るが、弱塩基であるアンモニアが電離する割合は小さい）。実際、どちらも計測している観測所80地点において、両者の値の差はそこまで大きくない。どちらも1,000を越える観測所で計測されており、また観測所の重複も少ない。従って、モデルの状態変数と厳密に一致する NH_4N を優先するが、それが存在しない場合、 NH_3N のデータも単位変換せずに使用する。

NO_3 については、 NO_3N 、 NO_2N 、 NO_xN の3つが対応する。モデルでは亜硝酸 NO_2 を無視しているため、厳密に対応するのは NO_xN 、もしくは NO_3N と NO_2N の合計である。図 6-2は NO_3N と NO_2N 、 NO_3N と NO_xN をどちらも観測している観測所における各変数の平均値の分布である。この図から、 NO_2 は NO_3 に比べて遥かに少なく、 NO_x の大半は NO_3 の量が占めていることが分かる。従って NO_3 の観測値は、最初に NO_xN を用い、次に NO_3N と NO_2N の和として推定する。それでも観測データが存在しないグリッドが存在すれば、 NO_3N のみを観測している地点のデータをそのまま用いる。

最後にONについては、DON、PON、TON、TKN、DKN、DN、PN、TNなどが対応する。モデルと厳密に対応するのはTON、もしくはDONとPONの合計である。しかし、前者はそもそも観測されている地点数が少なく（26）、またDONとPONの両者を観測している観測所は1地点しかない。従って、TONを観測していない地点では、TNからIN（ NH_4 と NO_3 の合計）を減じたもの、もしくはTKNから NH_4 を減じたものとして補完する。

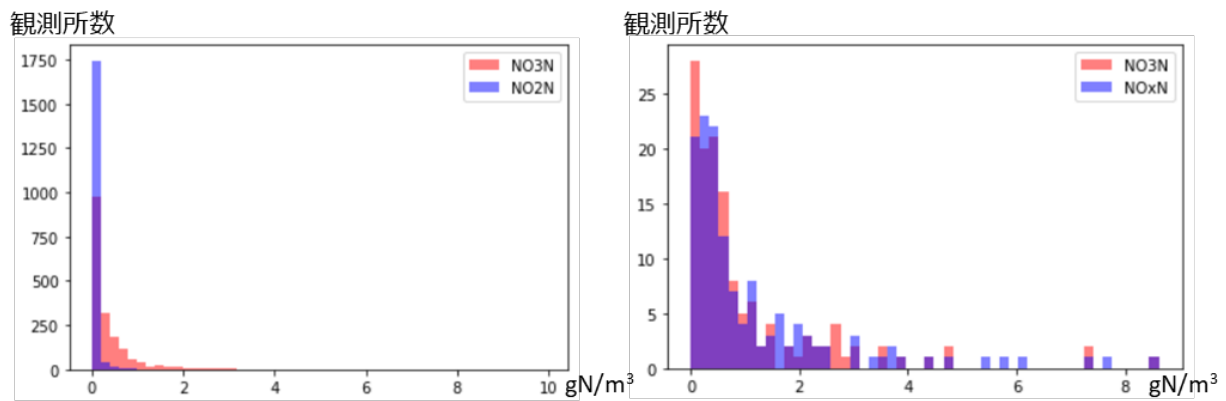


図 6-2 NO3NとNO2N（左），NO3NとNOxN（右）の平均値の分布．観測所数はそれぞれ1,809，136地点．

(3) リン

リンに関する本モデルの状態変数は PO_4 ， OP の2つである．

PO_4 に関する観測変数はDIPとDRPであり，厳密に対応するのは前者である．リン酸は水中でオルト態（オルトリン酸）とポリ態（重合リン酸）の2つの存在形態をとるが，反応性を有するのはオルトリン酸のみである．DIPはこれらの合計，DRPはオルトリン酸のみの観測である．しかし観測数はDRPの方が遥かに多く，また重合リン酸は自然水中には含まれず，特に汚濁した水域以外では少ないため [国土交通省近畿地方整備局近畿技術事務所, 1996]，本研究ではDRPを PO_4 の観測値として代用する．またOPの観測値は，やはり観測数の多いTPからDRPを減じたものとする．

(4) 炭素

炭素に関する本モデルの状態変数は CO_2 である．表 6-19に示す通り，観測数の多いTICとDICを用いる．即ち，TICが観測されている地点ではそれを，そうでない地点ではDICを用いる．

(5) 酸素

モデルの想定する溶存酸素はGEMSによるO2-Disと対応する．

(6) CBOD

モデルが想定するCBODはultimate BODであるが，GEMSによる観測データの殆どは5-day BODである（表 6-20，ultimate CBODとは反応が十分に進行したときに消費される酸素量，5-day BODは5日間で反応を打ち切った場合の酸素消費量）．即ち硝化に伴う酸素消費の影響（NBOD: nitrogenous BOD）と，時間経過による影響を取り除く必要がある．NBODは計測から7-8日以上経過しないと活発にならないため [Ji,

2017], 本研究では後者の影響のみを指数法則によって考慮する。即ち,

$$CBOD_u = \frac{CBOD_5}{1 - \exp(-kt)} \quad (6-32)$$

とする。ここで $CBOD_u$ はultimate CBOD, $CBOD_5$ は5-day CBOD, k は分解率 [1/day], t は日数 [day] (=5)である。この k は0.05から0.4までの範囲をとると報告されているため [Ji, 2017], ここでは $k = 0.2$ を仮定して観測値を変換する (結果的に, 観測値を約1.58倍することになる)。

表 6-20 GEMSによるCBODの測定手法とデータ数.
測定手法はAnalysis Method Code, 名称はMethod Nameに拠る.

測定手法	名称	データ数
BOD-ATU	5-Day BOD Test with Allylthiourea	8,742
BOD-ISE	5-Day BOD Test using Membrane Electrode	60,624
BOD-RESP	Respirometric Method	3,371
BOD-T-COL-AZD	5-Day BOD Test using Acide Modification	43,847

6-5 入力データの作成

本モデルは、境界条件として陸域から水域への物質排出量を必要とする。本研究ではこのデータを作成するために、2種類の既往陸域モデルの出力を利用する。その出典とデータの解像度、対応する状態変数を表 6-21にまとめる。空間解像度は同じであるが、時間解像度はBraakhekke et al. [2017]の方が細かいため、それを優先する。以下では各データの概要と本モデルの想定する状態変数との対応関係について、出典ごとに整理する。

表 6-21 本研究が境界条件として使用するデータセットの解像度と、本モデルで対応する状態変数。

出典	空間解像度	時間解像度	期間	対応する本モデルの状態変数
Beusen et al., 2016	0.5度	1年※	1900年-2000年	ON, NH ₄ , NO ₃ , OP, PO ₄
Braakhekke et al., 2017	0.5度	1ヶ月	1901年-2006年	CBOD, ON, NH ₄ , NO ₃

※オンラインで利用可能なデータは5年である。

(1) Beusen et al., 2016

この論文は、統合影響評価モデルIntegrated Model to Assess the Global Environment (IMAGE) に栄養塩モデルGlobal Nutrient Model (GNM)を導入し(図 6-3, 図 6-4, Beusen et al., 2015), 陸域での物質収支や陸域から水域への物質排出量, 河川や湖での物質輸送量を評価した研究である。陸域の物質収支では有機態, 無機態の区別をしていないため, 本研究では文献値を元にそれらを按分する(表 6-22, 表 6-23, Vilmin et al., 2018)。またこのモデルにおいて水生生物(aquaculture)とは鯉やサケを指すため[Bouwman et al., 2013], 植物プランクトンやデトリタスを状態変数として扱う本モデルでも境界条件として考慮する。

表 6-22 Beusen et al. [2016] によるデータ一覧(窒素, 水域への物質負荷量に関連するもののみ)。単位はいずれも[kgN/year]。割合はVilmin et al. [2018]に拠る。

変数名	内容	割合 (NH ₄ /NO ₃ /ON)
surface_runoff_agri	Nitrogen load from surface runoff from agricultural land	10/70/20
surface_runoff_nat	Nitrogen load from surface runoff from natural land	10/70/20
groundwater_agri	Nitrogen load from groundwater from agricultural land	5/45/50
groundwater_nat	Nitrogen load from groundwater from natural land	5/45/50
N_gnpp	Nitrogen load from allochthonous organic matter input to rivers	0/0/100
N_aquaculture	Nitrogen load from aquaculture	30/70/0※1
N_deposition_water	Direct nitrogen deposition on surface water	35/35/30
Npoint	Discharge of nitrogen in wastewater	77.5/0/22.5※2

※1: Vilmin et al. [2018]とは異なり粒子態, 溶存態を区別していないため, 総量が多い溶存態のみを利用。

※2: Vilmin et al. [2018]とは異なり下水の処理方法を区別していないため, 総量が多いuntreatedとprimary treatmentの平均を利用。

IMAGE 3.0 framework

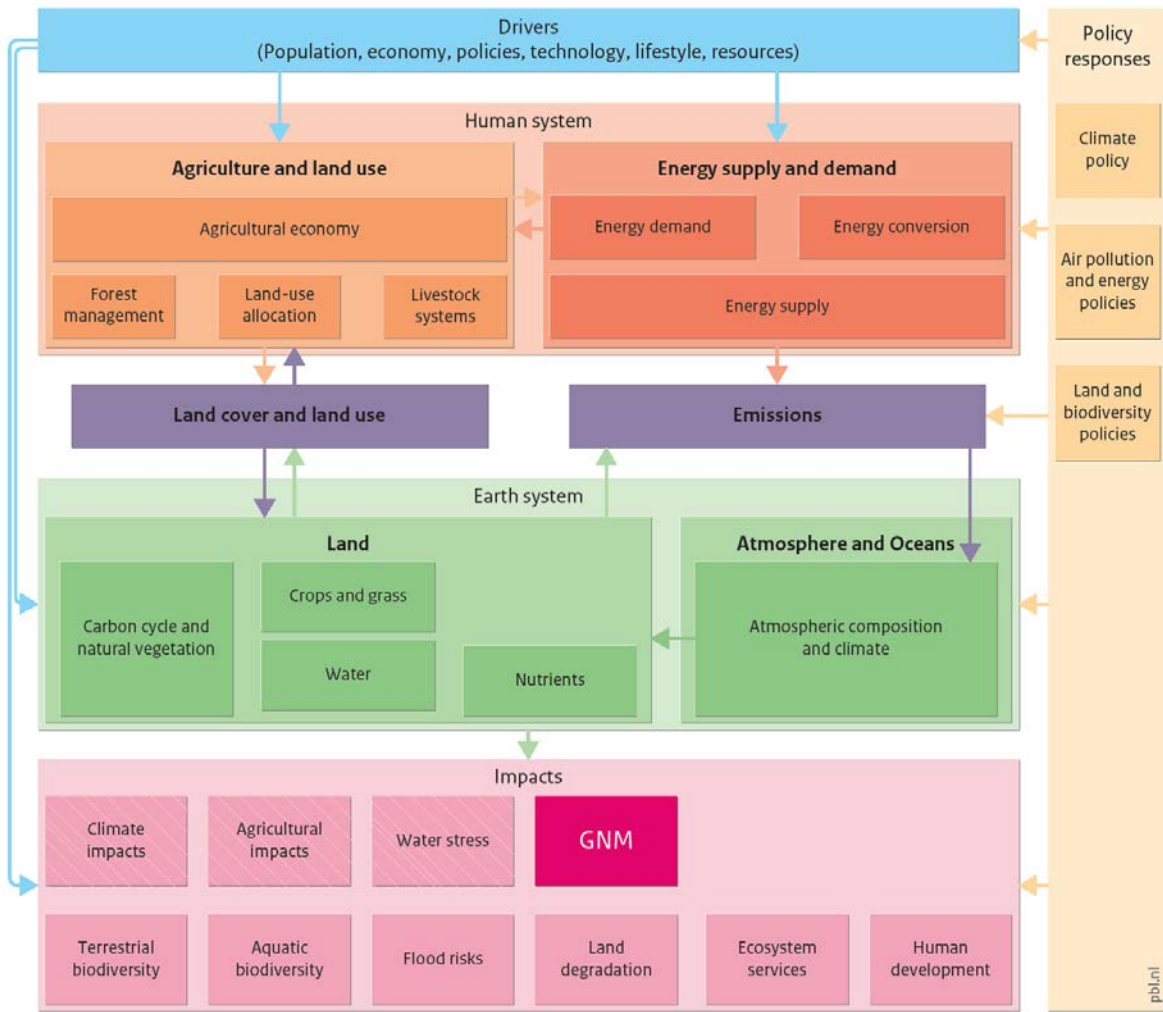


図 6-3 IMAGE-GNMモデルの構造. Beusen et al. [2015]より引用.

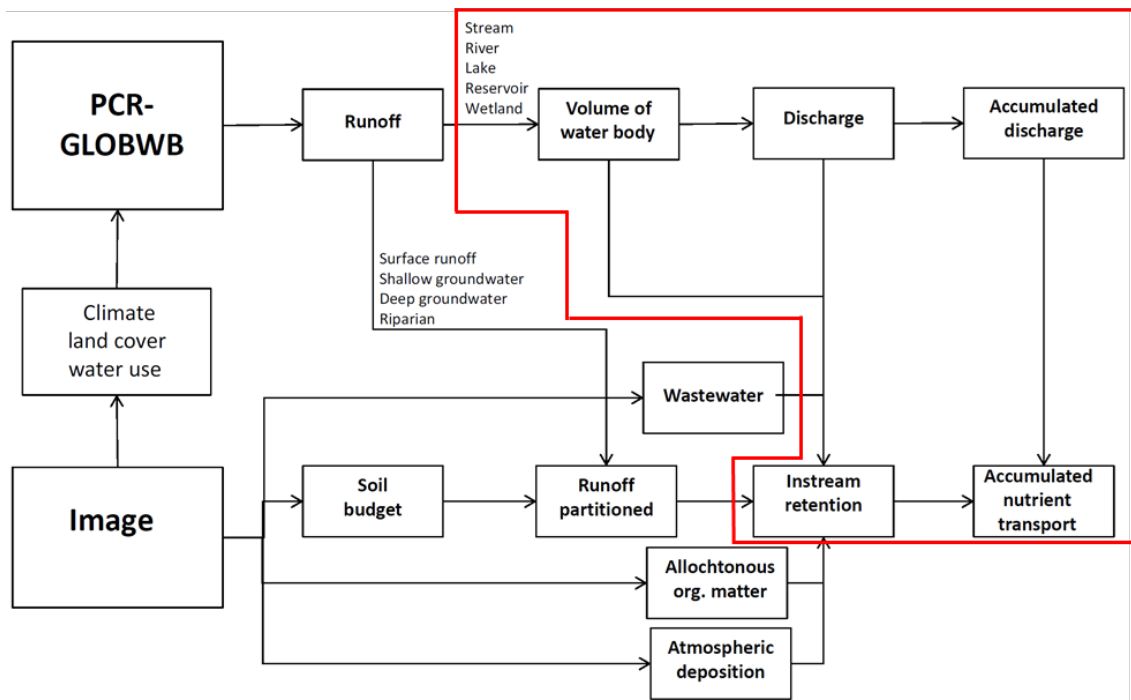


図 6-4 IMAGE-GNMモデルが想定する陸域と水域の物質収支. 赤枠が本モデルの対象.

表 6-23 Beusen et al. [2016] によるデータ一覧（リン，水域への物質負荷量に関連するもののみ）．
単位はいずれも[kgP/year]．割合はVilmin et al. [2018] に拠る．

変数名	内容	割合 (PO ₄ /OP)
Psurface_runoff_agri	Phosphorus load from surface runoff from agricultural land	60/40
Psurface_runoff_nat	Phosphorus load from surface runoff from natural land	60/40
pbackground	Phosphorus load from weathering	100/0
P_gnpp	Phosphorus load from allochthonous organic matter input to rivers	0/100
P_aquaculture	Phosphorus load from aquaculture	60/40※1
Ppoint	Discharge of phosphorus in wastewater	67.5/32.5※2

※1：Vilmin et al. [2018] とは異なり粒子態，溶存態を区別していないため，2つの平均を利用．

※2：Vilmin et al. [2018] とは下水の処理方法を区別していないため，総量が多いuntreatedとprimary treatmentの平均を利用．

(2) Braakhekke et al., 2017

この論文は，Lund–Potsdam–Jena General Ecosystem Simulator (LPJ-GUESS) を用いて陸域での物質収支を月単位で計算したものである．但し耕作地は考慮していない．論文中でも上記IMAGE-GNMとの比較が行われており，特に窒素負荷量の緯度分布は良く対応することが確認されている．河川への負荷量に関する変数は，minNleach, orgNleach, SOClleachの3種類である．

無機態窒素であるminNleachについて，土壌は負に帯電しており陽イオンであるアンモニウムイオンの多くは土壌に付着するため，その大半は硝酸イオンであると考えられる．しかし表 6-22はアンモニウムイオンが少量ながら含まれていることを示しているため，本研究では土壌からの流出の多くを占めるgroundwater_agri/natにおける比率を援用し，minNleachの10%がアンモニウムイオン，90%が硝酸イオンであると仮定する．

また本研究では，有機態炭素はCBODの中に含まれると仮定している．CBODとOCの変換は，その分子量を考えて

$$CBOD = 2.67 \times OC \quad (6-33)$$

である [Ji, 2017]．但しCBOD [gO₂]，OC [gC] である．

(3) 2つのデータセットのマージ

窒素については2つのデータセットが一部重複して存在している．従ってBeusen et al. [2016] のsurface_runoff_nat, groundwater_nat, N_gnppをBraakhekke et al. [2017]のminNleach, orgNleachに置き換える．またBeusen et al. [2016] のデータは線形内挿により1年ごとのデータにする．このマージによって，窒素負荷量を擬似的に月単位のデータとする．またリンの負荷量は年単位，CBODの負荷量は月単位である．

6-6 モデルの検証

(1) 計算設定

空間解像度は水温モデルと同じく15分（約25km）とする。計算期間は前節で整備した入力データの関係から1991年から1993年の3年間とし、スピニングアップは3年間とする。また本研究では、これまで開発してきた物質動態スキームへの感度を調べるために、表 6-24で示される2つの実験設定に基づいて計算を行う。これまでに記述してきた全ての過程を考慮した実験がCTLであり、もう一方の実験NOKINEはCTLから物質動態の計算を捨象したものである。またCTLではアレニウス則に代表される各反応の水温依存性を、水温のモデル計算値から推定している。

(2) 検証地点

本研究では、河川と湖沼の双方についてモデルの検証を行う。河川の流量はGlobal Runoff Data Centre (GRDC)、水質はGEMSの収集するデータを参照する。河川における各水質項目に関して全球で検証を行うと共に、流量と水質のどちらについても観測データが存在する地点において時系列の分析を行う。そのマッチングには、両機関の観測所が緯度経度共に0.5度以内に位置し、またその上流域面積が±20%であるという基準を用いた。一方で湖沼については、前章と同様にWQPの観測データとの比較を行う。本研究がアップスケールした水路網に定義される湖沼の中で水温以外の水質項目を観測しているのはLake Superiorを除く五大湖と、Lake Champlainのみであった（水路網上に表現されない中小湖沼での観測は存在する）。

表 6-24 本研究で行った実験の設定.

実験名	実験設定
CTL	本研究で開発した河川・湖沼結合水質モデル.
NOKINE	生物・化学過程の有無に関する感度実験：CTLから生物活動（光合成など）や化学反応（硝化など）、湖沼内の拡散と沈降を無視した実験.

(3) 水質項目の全球検証

図 6-5に、各水質項目（水温、クロロフィルa, ON, NH₄, NO₃, OP, PO₄, CBOD, CO₂, DO）に関する再現性指標の全球分布を示す。再現性指標は前章でも用いた標準化バイアスpBIAS（BIASを観測値の平均で除したもの）と相関係数CORRである。pBIASは計算値の平均から観測値の平均を減じたものとして定義しているため、正のpBIASはモデルが観測値を過大評価していることを示す。またCORRは月平均値から算出した。上述の通り、外部負荷量のデータの一部は年単位であるため、以降はpBIASを中心に議論する。

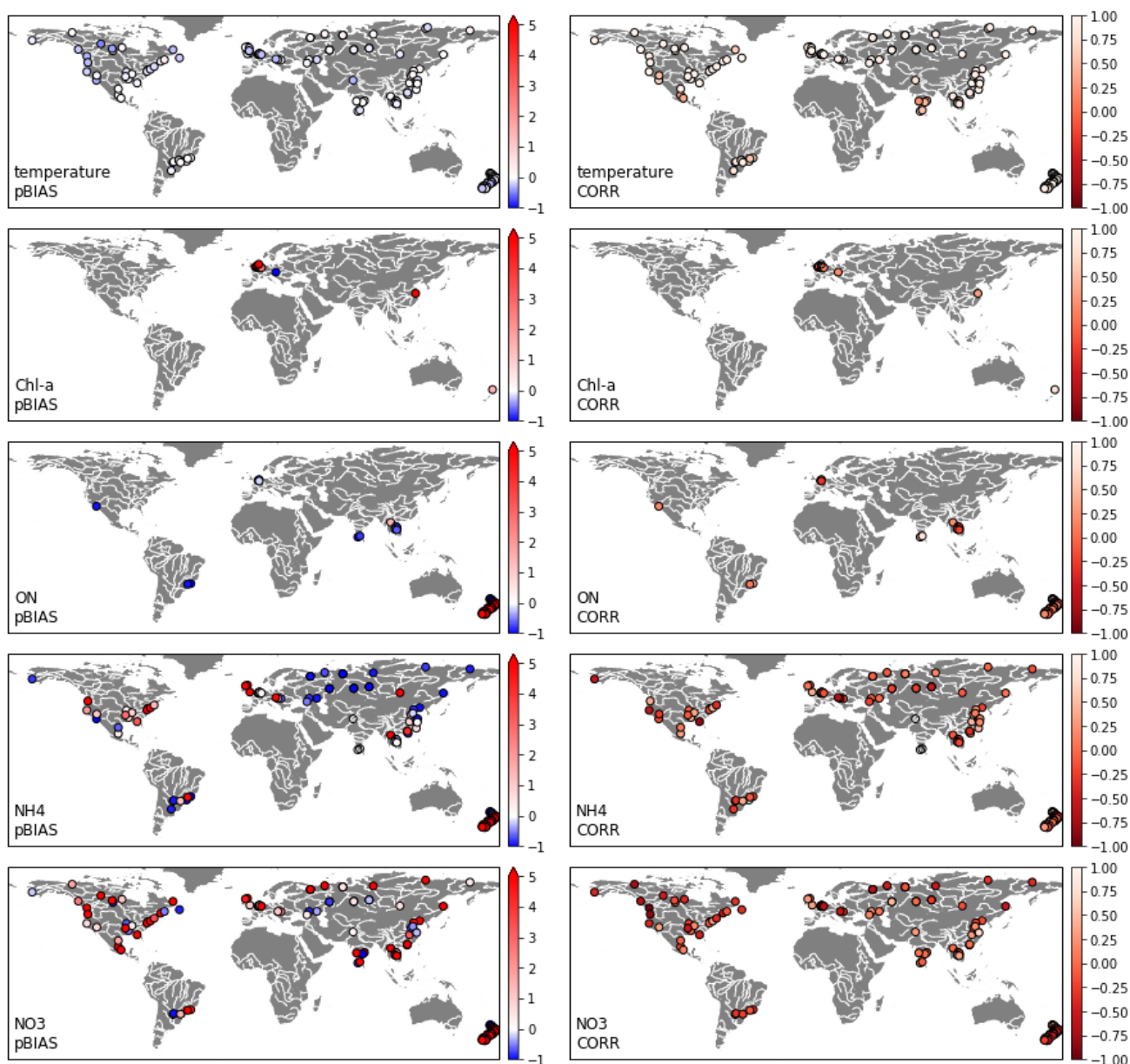


図 6-5 各水質項目に関する再現性指標（pBIASとCORR）の全球分布。上から順に水温、クロロフィルa, ON, NH₄, NO₃.

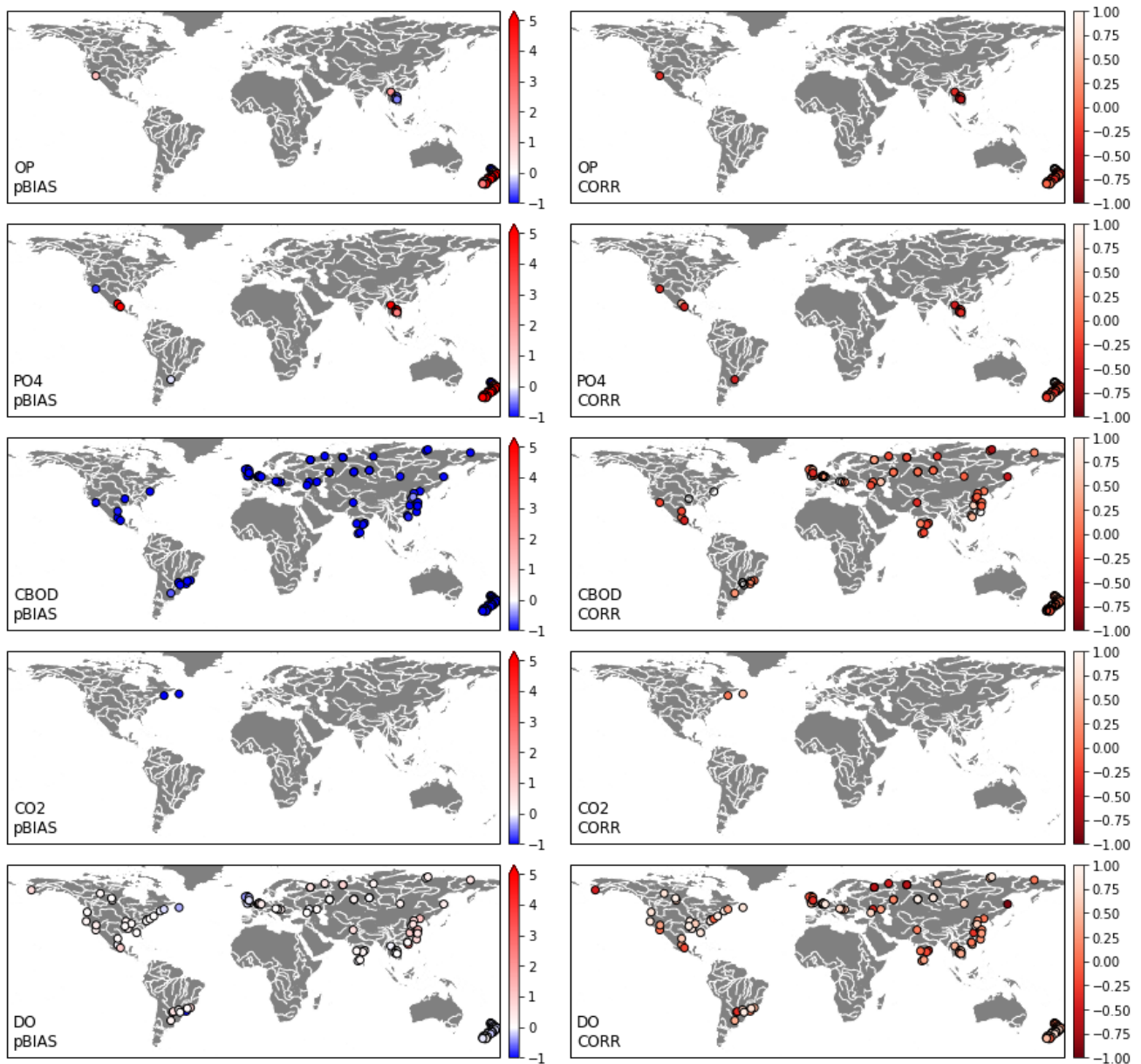


図 6-5 (続き) 上から順にOP, PO₄, CBOD, CO₂, DO.

ここでは観測データの豊富なDO, 窒素, CBODを中心に議論する. まずDOについては, 全球で大きなバイアスがなく, また季節変動を比較的良く再現している. DOは多くの反応に係わっているものの, 再曝気によるDO飽和濃度への調整がその変動に支配的であるためだと考えられる. このDO飽和濃度は水温に依存するため, この結果は水温計算が水質の表現にも不可欠であることを示している.

またNH₄は中緯度で良く再現されているものの, 高緯度地域では過小評価していることが指摘される. 一方でNO₃に関しては全体的に過大評価傾向である. ONとChl-aの観測が行われている地域が少ないため, ここでは脱窒量に関する全球推計 [Beaulieu et al., 2011] との比較を行う. 上述の通り, NO₃の脱窒ではN₂とN₂Oが生成される. 特にこのN₂Oは温室効果とオゾン層破壊の観点からその供給源の推定が盛んに行われている [Colliver & Stephenson, 2000]. Beaulieu et al. [2011] は安定同位体¹⁵Nに関する観測を72の源流域で行った結果から, ①水中の脱窒においてN₂Oに変化するNO₃は全体の0.3~1.0%であり, ②それによるN₂O放出量の全球平均は9.6μgN/m²/hと推定している. 本研究における全球の(NO₃)脱窒量は

479.9 $\mu\text{gN}/\text{m}^2/\text{h}$ であったため、 N_2O の放出量は上記の割合を用いると1.440~4.479 $\mu\text{gN}/\text{m}^2/\text{h}$ と推定される。即ち、本研究では脱窒量を85~53%程度過小評価している。上述の通り、本モデルでは脱窒の進行速度はDOと水温、 NO_3 によって決定される。この内DOと水温は良好に再現されており、また NO_3 は全体的に過大評価しているため、脱窒量の過大評価は脱窒速度の水温依存性の表現に起因すると考えられる。本研究では全ての水温依存性を 20°C を基準に表現したが、今後は室内実験の結果などからこのパラメタリゼーションを改良する必要がある。

次節では、多数の水質項目の観測が行われている流域に絞って時系列の比較を行い、陸域表層水における物質収支について議論する。

(4) 各地域の時系列比較

CBODはほぼ全ての地点で過小評価傾向である。CBODの供給は外部負荷とdetritusの分解によって行われ、またその消費はCBOD酸化と脱窒、沈降によって行われる。脱窒を除いて関連する水質項目の観測は全球でも少ないためその傾向を議論することは困難であるが、ヨーロッパの2観測所では流量とCBODを含む多数の観測が行われているため、その時系列比較を行う(図 6-6)。ここでは参考のため物質動態を考慮しないNOKINE実験の結果も併記する。

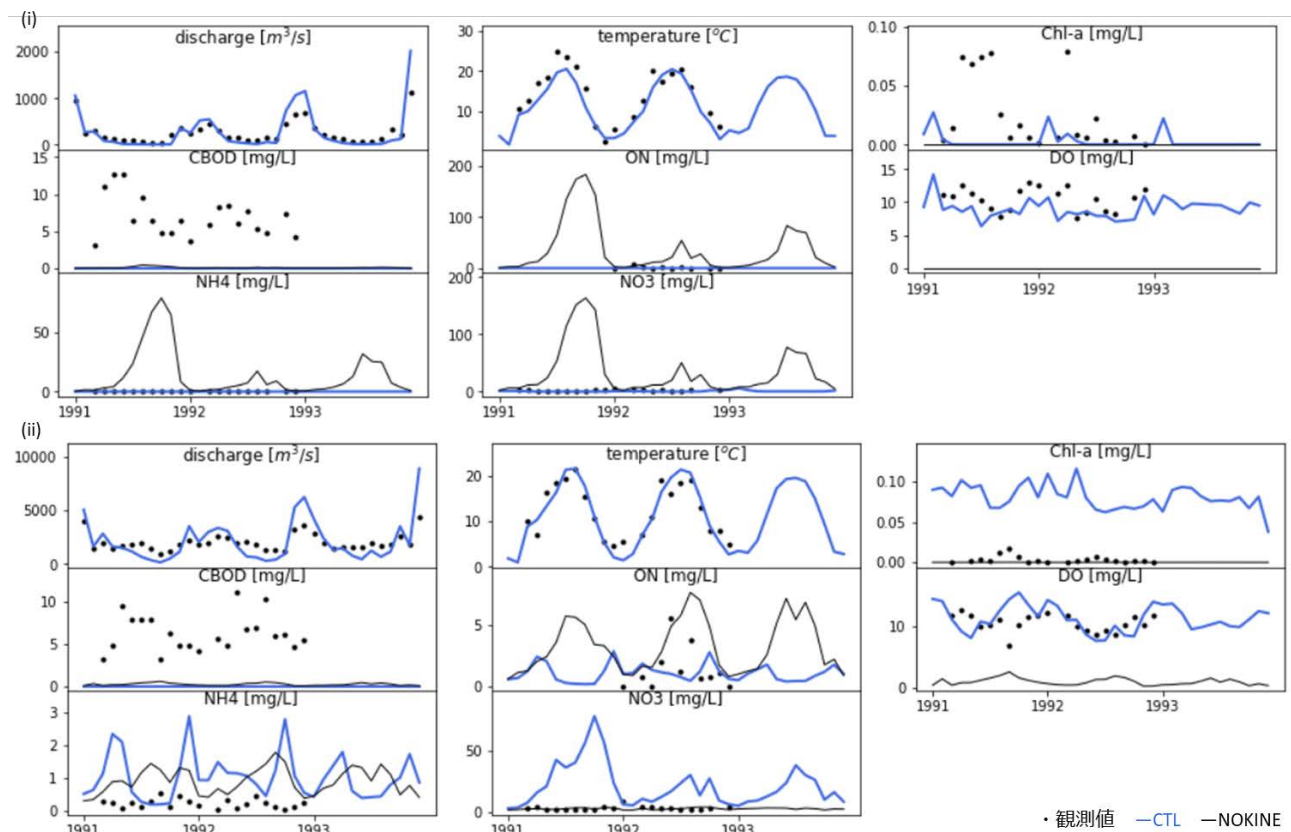


図 6-6 ヨーロッパにおける流量と水質の時系列比較.
(i) Meuse川Heer観測所, (ii) Sure川Martelange観測所.

まず流量、水温、DOについては比較的良好にその季節変動を再現している。一方で窒素に関する3項目（ON、NH₄、NO₃）については地点によって物質動態の考慮が計算結果に与える影響が異なる。Meuse川のHeer観測所では物質動態の考慮は全ての窒素関連項目の過大評価を大幅に改善する一方で、Sure川のMartelange観測所では却ってNO₃の過大評価の原因となっている。また植物プランクトンとdetritusから計算されるChl-aは、Heer観測所では過小評価され、Martelange観測所では過大評価される。このいずれにおいてもCBODは過小評価されている。これらの結果から、CBODの過小評価の要因は炭素に関連する非生有機物の扱い、具体的には、①detritus内部におけるCBODへの寄与の無視、②それらの間の変化量の過小評価、③外部負荷量における人間活動の無視、の3つが考えられる。

Mekong川では流域全体でリンを含む多くの水質観測が行われているため、そこでの時系列比較を行う（図6-7）。Chiang Saen観測所を除き、物質動態の考慮はOPとPO₄の過大評価を改善している。同観測所ではNO₃についても物質動態の考慮が過大評価傾向を悪化させているため、この観測所周辺で大きな外部負荷があると考えられる。またMekong川全体の特徴として、DOの季節変動の大きさをモデルが過小評価している点が挙げられる。水温の再現性は良好であるため、生物活動やその他反応による酸素消費などの季節変動がMekong川のDO変動に影響していると考えられる。

また北米湖沼での検証の結果も河川と同様に、DOとNH₄はどの湖沼でもそのオーダーを捉えていることが分かった。但し、NH₄は同一湖沼内でも観測地点間の差が大きく、当該湖沼全体のモデル化になっているかどうかの検証には、水質の湖内分布の情報が必要である。河川とは異なり、NO₃はそのオーダーを捉えている。湖沼ではその滞留時間からモデルでも脱窒が十分に進行するからだと考えられる。水面付近のNO₃を過大評価しているのは、河川流入の影響が原因だと考えられる。

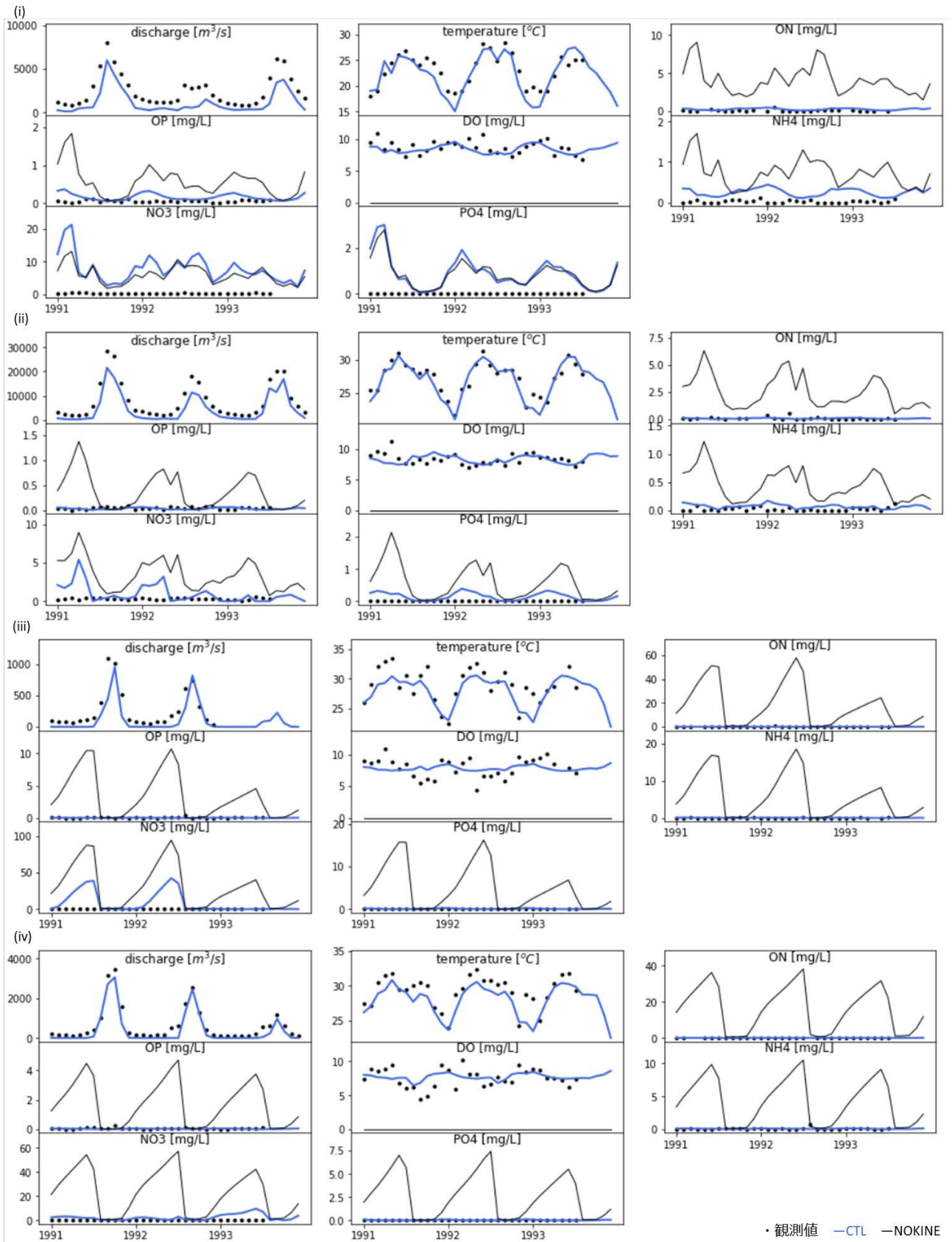


図 6-7 Mekong川における流量と水質の時系列比較. (i) Chiang Saen観測所, (ii) Khong Chiam観測所, (iii) Yasothon観測所, (iv) Kaeng Saphu Tai観測所.

6-7 議論

(1) 各水質項目における外部負荷量の寄与

図 6-8 は外部負荷量が各物質の供給量全体に占める割合を示している。この割合が 1 であればその物質の全てが外部負荷量によって、反対に 0 であれば水中の物質動態（例えば植物プランクトンの呼吸や硝化）によって賄われることを示す。各項目に共通しているのは、主河道において外部負荷量の寄与が低くなることである。これは、水量が多い地域ではそれに伴って物質動態の寄与が増加するからだと考えられる。陸面における物質収支の結果として陸域表層水に流出する物質の量がこの外部負荷量であるが、この結果は、水量の少ない上流域における水質の検証が、外部負荷量の不確実性の推定に資することを示唆している。一方で、下流の主河道では、ローカルな外部負荷量や上流域から流入してきた物質、またその変化によって水質が支配されるため、モデルの検証から外部負荷量の過大、過小を判断することが難しい。

また特に窒素に関しては、外部負荷量の寄与が形態によって異なっている。全体として ON への寄与が大きく、反対に NH_4 への寄与は小さい。図 6-1 にまとめた通り ON は植物プランクトンの死亡によって、また NH_4 は ON の加水分解や植物プランクトンの呼吸によって供給されるが、この結果は、これら水中の物質動態が NH_4 収支を支配していることを意味する。陸域由来の多くの窒素は ON または NO_3 として流出しているが、下水のみ NH_4 が全ての無機態窒素を構成する。従って上流域における形態別の水質検証は、供給源ごとの不確実性を特定する基礎情報となり得ると考えられる。

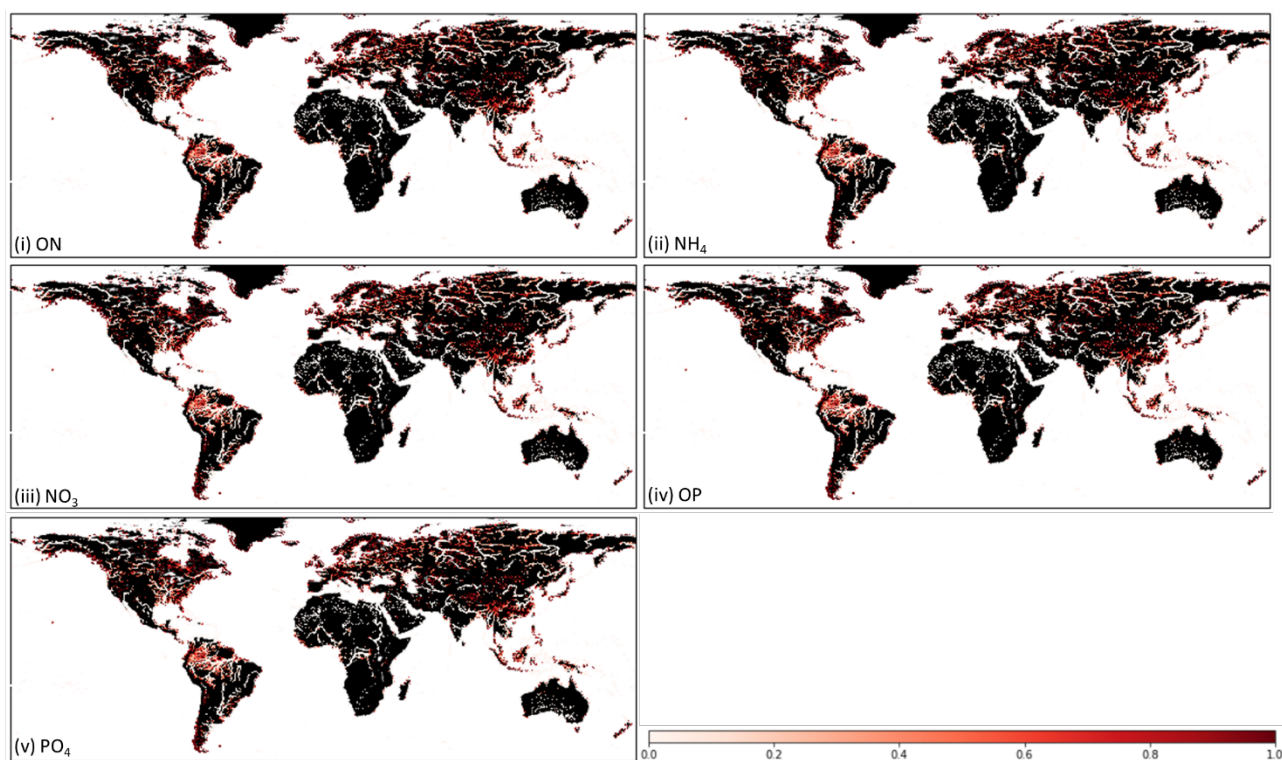


図 6-8 各水質項目に関する外部負荷量の寄与。(i) ON, (ii) NH_4 , (iii) NO_3 , (iv) OP, (v) PO_4 .

(2) 海洋までの物質流出

第3章では、河川が陸面表層で担う熱輸送と海洋との関係について考察した。図 6-9には、河川と湖沼を併せた陸域表層水が輸送するNとPについて、流域全体の負荷量の内海洋まで到達する割合を示す。これまで検証してきた通り、NとPは存在形態を変化させながら陸面を流下するため、ここで示しているのは総窒素TN (ON, NH₄, NO₃) と総リンTP (OP, PO₄) である。また植物プランクトンに含まれる量はどちらにも計上していない。

TNとTPに共通する特徴は、海洋までの到達率に南北勾配があることである。いずれも低緯度の多くの流域では6割程度は水文輸送過程で除去される一方で、高緯度の一部の地域では陸域から排出された物質のほぼ全てが海洋に流出する。この南北勾配の主たる要因は、物質動態の反応速度が水温に依存していることだと考えられる。陸面から流出した総窒素を鉛直方向に除去するのはONの沈降とNO₃の脱窒であり、また総リンを減少させるのはOPとPO₄の沈降である。この内モデルでは脱窒とPO₄沈降の水温依存性を考慮しており、これらの過程が南北勾配を形成したと考えられる。最新の地球システムモデルにおいても陸域から海洋への物質到達率を1と仮定するものが存在するが [Hajima et al., 2019], 本研究の結果は水文輸送過程における物質動態の考慮が海洋物質循環や生態系を表現する際に不可欠であることを示唆している。簡易的に水温や気温などから到達率を関連付ける手法も考えられるが、陸域から海洋までの流下に要する時間差を追加的に考慮する必要がある。

なお、この到達率は外部負荷量の流域内分布にも依存するため (例えば河口付近で大きな外部負荷が存在する場合、その到達率は大きくなる)、これと水温の影響を切り分けるには、物質の到達率 (もしくは除去率) の流下方向の変化を追跡する必要がある。また本モデルでは、河川では沈降と巻き上げの両方を考慮している一方で、湖沼の底面からの物質供給を無視している。将来的には湖沼の底面標高分布の明示的な扱いと共に底面における熱物質収支の表現を追加する必要がある。

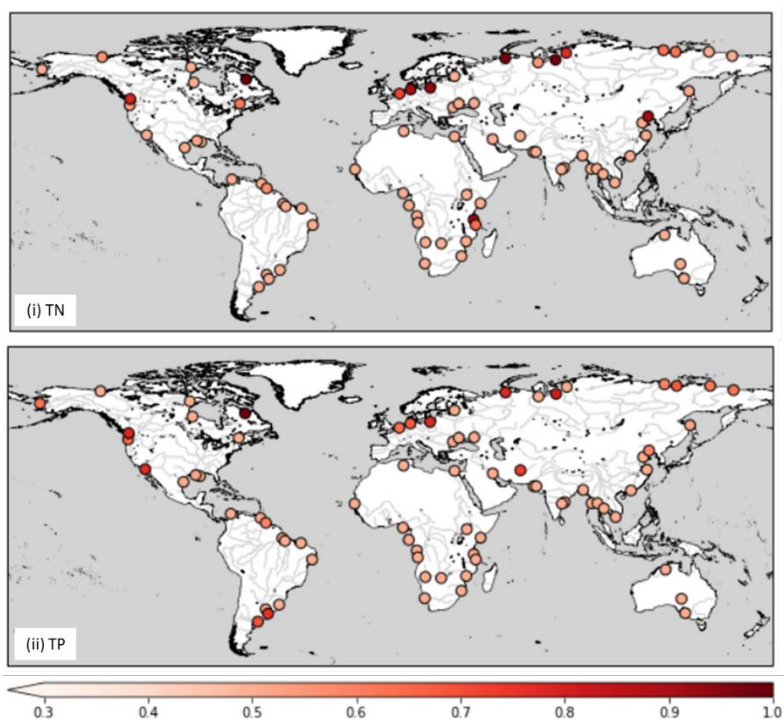


図 6-9 流域全体の負荷量が海洋に到達する割合。(i) TN, (ii) TP.

(3) モデル化の妥当性について

これまでの検証結果を踏まえて、モデル化の妥当性を議論する。

まず状態変数とそれらに関連付ける過程の選択について、本モデルでは非生有機物の扱いを大きく簡略化した。即ち非生有機物の構成元素によってのみ分類し、粒子態や溶存態といった存在形態による区別は行っていない。前章でレビューした通り、この区別を陽に行う地域モデルも存在するが、6-4節でも指摘した通り、それと直接対応する観測データは少ない。しかし本モデルでもONやOPの絶対量を良く再現すること、また物質動態の考慮は主にそれらの過大評価を改善することが確認された。一方で、モデルはCBODをほとんどの観測地点において過小評価していた。前節で議論した通り、この問題は陸域の物質収支と水文輸送モデルの両方が関わっていると考えられる。

また序論で指摘した通り、流下過程での物質動態は観測値と整合するようにチューニングされる広域モデルが多数であった。本研究では反対にパラメータを全球一律に与えて計算を行った。従ってこの問題は回避されているが、地域ごとのパラメータ較正を全く行わない計算もまた非現実的である。実際、海洋に生息する植物プランクトンは約4,000の種に分けられる [Sournia et al., 1991]。陸域の植物プランクトンも同様に多数の種の複合体であることを考えると、光合成などの生物活動の速度依存性は地域によって異なると考えられる。その最たる例が水温への感度であろう。これまでの実験では20度を基準にしたArrhenius則を適用したが、例えば高緯度地域では低温でも活発に活動する種が生息すると考えられ、また適者生存則を前提するとその様な種が卓越していくと考えられる。同様の議論は栄養塩の構成率が異なる地域でも可能である。従って将来的には、地域スケールの観測研究を収集した上で、本モデルのパラメータを他パラメータから推定する（例えばArrhenius則の基準温度をその地域の気温や水温から推定する）などの高度化を図り、パラメータの自由度を抑制する取り組みが必要である。

またこの様な植物プランクトン種の違いが非生有機物にも反映されているのかは議論が必要である。即ち、Aという種とBという種の植物プランクトンの遺骸が分解する速度は、（その構成元素が同じだと仮定して）同じ様な依存性に律速されるのであろうか？この点についても追加的な文献レビューが必要となるが、もし種間の依存性が大きくない場合、非生有機物に関しても無機物と同様にパラメータを固定することが可能になる。但し、前章で指摘した通りモデルにおける状態変数の定義には複数のアプローチがあるため、「モデルで表現している状態変数と観測されている変数が一致しているか」という確認は常に必要である。

6-8 結語

本章では、水質モデルのレビューを踏まえて河川・湖沼結合水質モデルを開発し、その検証を行った。本モデルの想定する状態変数とそれらを関連付ける過程は図 6-1にまとめた通りである。CNPの3元素が中心であり、それぞれ無機態と有機態に分けられる（OCは慣用的にCBODと呼んでいる）。また植物プランクトンとデトリタスを生物関連の変数として定義している。その後、この様に定義された状態変数と観測データ、入力データを紐付けた。得られた入力データは、年単位のデータの一部を月単位のデータに差し替えたものである。一部の水質項目についてはこの実験設定で絶対量のみならず季節変動も再現できることが示された。

全球の観測データを用いたモデル検証の結果、水温と溶存酸素の季節変動は良好に再現されていることが確認された。これらの項目は大気との交換が支配的な形成要因であると考えられる。また水中の生物活動や化学変化を考慮することで、主に水質項目の過大評価が大幅に改善された。一方で多くの地点で共通する課題として、NO₃の過大評価とCBODの過小評価がある。脱窒量を全球規模で過小評価していることが前者の原因と考えられるが、CBODについてはdetritusによる寄与の表現や入力データにおいて人間活動の考慮が必要であると考えられる。

各水質項目の供給量における外部負荷量の寄与を推計した結果、上流域では外部負荷量が主要な供給源であることが示された。またその寄与は形態によっても変化するため、モデルによる物質収支推計は外部供給量の有する不確実性の特定に資すると考えられる。また流域全体の外部負荷量に対する海洋までの到達量の割合を全球で示した。高緯度では負荷量のほぼ全てが海洋まで到達する流域が存在するものの、低緯度における多くの流域では負荷量の半分以上は大気への放出や水底への沈降によって水域から取り除かれる。この結果は、海洋の物質収支を推計する際には水文輸送過程における物質動態の考慮が不可欠であることを示している。

第7章 終章

7-1 結論

河川や湖沼といった陸域表層水によって駆動される熱、物質の輸送を、本研究は水文輸送と呼び、その全球評価を行った。約40年も前から河川から海洋への物質輸送量を推計する試みが蓄積されてきたが、河川による熱輸送には注目されてこなかった。これは、温度とは水の相対的なエネルギー状態を示す指標に過ぎず、熱輸送が流量と水温の観測だけでは推計し得ないことに起因する。この問題を解決するために、本研究ではまず河川における水と氷の質量、運動量、熱量保存則を解く全球モデルを開発し、その出力を活用して河川による全球熱輸送の定量評価を行った。河川水は熱平衡に達する前に下流に流下し、低緯度地域では余剰の熱を下流部に輸送していると推計された。即ち、ある地点から下流に流出する水は、その上流から流入する水と陸から流出する水よりも温かい。一方で北極海に注ぐ高緯度河川においては、南部の上流域では河川に熱が供給される一方で、北部にある下流域では上流から流入してきた熱が消費される。しかしその全てが失われる訳ではなく、一部は海洋まで到達し、海洋と河川の水温差を形成する。

また陸域の物質輸送に関しては、河川のみならず湖沼の果たす役割が無視できないことが指摘されてきた。本研究ではその影響をモデル化するために、全球の高解像度データセットを活用した河道-湖沼網（水路網）の開発を行った上で、河川モデルと湖沼モデルを結合した。まず水路網上に表現された湖沼の上流域面積の検証を行った結果、多くの湖沼で良好な再現性が確認された。また湖沼表現の導入によって河川水温の過小評価が改善したのみならず、複数の湖沼の鉛直水温分布を良好に再現することが確認された。物質動態の進行速度の多くは温度に依存しているため、この結合水温モデルによってそれを計算するための入力データを提供することが可能になる。また陸域表層水からの蒸発量に関する全球推計の結果、ダム建設は水面面積の増加のみならず、滞留時間の増加に伴う水面温度の上昇によって蒸発量を増加させるという結果が得られた。貯水池内の水温は、選択取水など水質の一項目として議論されることが多いが、この様に水資源賦存量にも直接的に影響するのである。

次に全球水質モデルの開発を行った。その前段階として、地域スケールで開発されてきた水質モデルのレビューを行った。これら地域モデルは想定する状態変数やその関連過程が詳細である一方で、多くのパラメータ較正が必要であった。従って全球に適用可能な（即ち計算可能で且つ検証可能な）水質モデルを開発するために、複数のモデルを比較することで、モデル間の差異やモデルの簡略化の方法などを抽出した。このようなレビューを経て実際に開発した水質モデルを全球で適用、検証を行った。水温や溶存酸素の季節変動を良好に再現する一方で、硝酸イオン量を全体的に過大評価するなど、一定の成果と課題が見つかった。本研究では地域ごとのキャリブレーションを一切行っていないが、その妥当性については今後詳細な検証が必要である。最後にこのモデルを用いて全球で流域全体の負荷量が海洋に到達する割合を推計した。その結果、海洋までの到達率には大きな南北傾度があり、低緯度では水域に流入した多くの物質が大気への放出、または水底への沈降によって取り除かれることが分かった。これは地球システムモデルで陸域から海洋への物質収支を考える際にも、水中の物質動態を考慮することが必要であることを示唆している。

7-2 今後の展望

モデルの改良や詳細な検証といった課題や改善点は各所で議論してきたので、ここでは、本研究による成果が可能にした研究や、それを活用した将来構想についてまとめる。

本研究が開発したモデルを核に、今後の展開を概念的に示した図が図 7-1である。本研究はあくまで陸域表層水の内部の熱、物質動態に焦点を当てていた。しかし第3章で示した通り、河川は陸域の自然、人間活動の影響を海洋まで輸送する経路であり、これまで注目されてこなかった熱輸送の影響も無視できないことが分かった。この河川が海洋、沿岸部の環境に果たす役割を解明する試みは今後更に活発になると考えられ、本モデルの地球システムモデルへの導入などは、本研究が将来のモデル研究へ果たすべき貢献例の一つである。

沿岸部へ与える影響は本研究の「下流」への発展にあたる。一方で「上流」側に視点を置いた研究は、陸域から水域への物質排出量推計の高度化が挙げられる。これは物質輸送モデル（水質モデル）を実行する際の重要な境界条件であり、本研究ではこれを既存モデルの出力から与えた。しかし多くの項目は年単位の推計しかなく、月単位で計算できるモデルも自然状態についてのみであった。農業投入量のデータセットも全球のグリッドベースで整備されているが、農業の投入に代表される人間活動の季節変動は表現されていない [Lu & Tian, 2017]。実際の農耕期を考えるとその投入量は大きく季節変動する筈であり、その推計は陸水域の物質収支の重要な基礎情報となりえる。既に農業用水の需要量はモデルで計算することが可能であるため [例えばHanasaki et al., 2008]、類似のアプローチが農業投入量にも適用できると期待される。

次に、「横断方向」への研究展開が考えられる。本研究では、全球湖沼データセットHydroLAKES [Messenger et al., 2016] で定義されているグリッドを湖沼グリッドとして水路網上に定義し、それ以外のグリッドは従来の河川モデルで解いた。しかし水路網の開発過程でも触れた通り、HydroLAKESに登録されている湖沼の形状は大小様々、河川に見まがうほど細長いものも存在する。それでは、河川と湖沼とはどの様に区別されるのだろうか？これに対する本研究の仮定は、「河川では河道断面内での混合が十分であるため均一な水質であり、湖沼では鉛直不均一性が発達する」というものであり、そしてどの水面で鉛直不均一性が発達するのかは、「その様な水域は慣習的に湖沼と呼ばれているためにHydroLAKESにも登録されている筈である」という期待に基づいている。

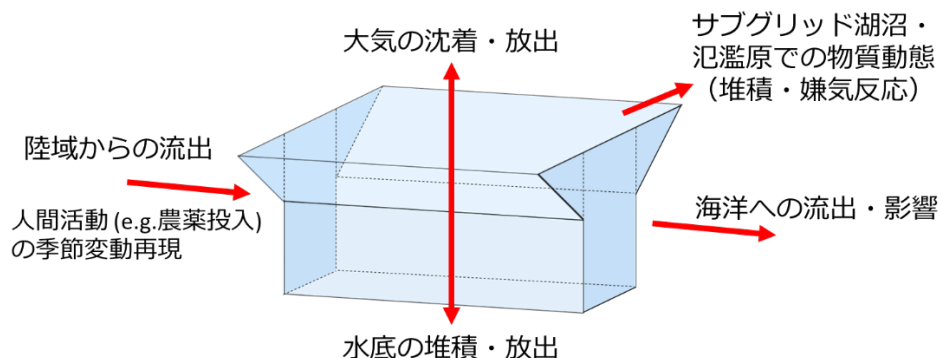


図 7-1 本研究が開発したモデル（中央青枠）と今後の展開（赤矢印）。

これが検証されるべき前提であることは言うまでもない。そしてこの様な区別が極めて曖昧になるのが氾濫原における水動態である。高水期の河川が氾濫すると、周囲の氾濫原の一部でも水の流下が行われる。その後水が引くと、標高の低い氾濫原には水が取り残されて三日月湖を形成する。図 7-1の「横断方向」成分は、この様な水動態に対するモデル適用性に関する議論である。人工衛星画像から推定された浮遊土砂濃度の水平分布に拠れば、この様な水動態は三日月湖のみならず本流の水質にも大きく影響する [Park & Latrubesse, 2014]。また氾濫原における嫌気反応がメタン放出を活性化しているという報告もあるため [Pangala et al., 2017]、氾濫原の水動態を適切に簡略化したサブモデルの要請は高い。この実現には、一旦詳細な(2次元, 3次元)モデルで計算した後に、何らかの手法でそれをサロゲートする等の必要があると考えられる。

最後に「鉛直方向」の研究の発展が考えられる。多くの数値モデルは質量保存則に基づいて構築されている。従ってモデルが計算する物質収支とは、「モデルが想定する時間スケールで循環している物質の貯留量変化とフラックス収支」である。例えば森林が二酸化炭素を吸収すると言われるが、樹木が寿命を終えた後は周囲の微生物や細菌によって腐食、分解され、再び炭素が放出される。その例外が化石燃料であり、樹木が進化の過程で難分解性の構造を獲得してから細菌がそれも分解する酵素を獲得するまでの期間 [Floudas et al., 2012]、そして巨大大陸の内部に沼地が形成され、樹木の死後はその中で醸成されるという期間 [Moore, 1989]、地質時代的に極僅かな期間にのみ炭素が正味で固定されていた。しかし人間が化石燃料を使用することでその炭素も再び大気中へと放出されている。この様に人間活動は、それまで(ある時間スケールで見て)循環系から切り離されていた貯留を、強制的に循環系に移動するという側面を持つ。本研究は、この働きのことをanthropogenic activation (AA)と呼んでいる。水文学で近年知られる様になったAAの例は化石水の汲み上げであり、これが海水面の上昇にも寄与していることがモデル推計によって明らかにされている [Pokhrel et al., 2012]。

ここで挙げた2つのAAは、人間が意図的に行った活動の結果である。しかしそれに惹起された気候変動に伴って、意図せざる領域でAAが起こりつつある。それは、湖底に堆積した物質の分解、そこからの炭素放出である。主に高緯度地域において、気候変動や人間活動変化に対する湖沼の応答が研究されている。例えば湖底の有機態炭素が分解されて二酸化炭素やメタンとして放出されていることが報告されている [Gudasz et al., 2010]。一方で、流域からの硝酸負荷量の増加により有機態炭素の堆積が増加しているという事例も報告されている [Heathcote et al., 2015]。湖沼の滞留時間とこれらの物質収支を関連付けた研究も存在するが [Weyhenmeyer et al., 2015]、多くの研究は複数の湖沼を比較したものであり、同一湖沼の経時変化、将来変化に関する頑健な知見は未だ得られていない。本研究の成果は、モデル推計という観点からこの不確実性を減少させることを可能にする。

この様に、陸域、水域の物質収支推計は、定量すべき情報が膨大であるため、未だ多くの不確実性が残されている。本研究で開発したモデルは、陸面モデルの出力や水質観測データといった複数の情報を(時空間的に離れていても)つなぐことを可能にする。即ち離散的データの内挿をモデルによって行っていると見ることも出来る。今後本研究で提案したモデルが水熱物質収支の多角的な推計、検証に活用されることを期待する。

参考文献

- Aagaard, K. & Coachman, L.K., 1975. Toward an ice - free Arctic Ocean. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 56(7), pp.484–486.
- Abril, G. et al., 2014. Amazon River carbon dioxide outgassing fuelled by wetlands. *Nature*, 505(7483), p.395. Available at: <https://www.nature.com/articles/nature12797>.
- Alexander, R.B., Smith, R.A., Schwarz, G.E., Boyer, E.W., Nolan, J. V. & Brakebill, J.W., 2008. Differences in phosphorus and nitrogen delivery to the Gulf of Mexico from the Mississippi River Basin. *Environmental Science and Technology*, 42(3), pp.822–830.
- Allen, G.H. & Pavelsky, T., 2018. Global extent of rivers and streams. *Science*, 361(6402), pp.585–588.
- Allen, R.G., Tasumi, M. & Trezza, R., 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 133(4), pp.380–394.
- Angel, J.R. & Kunkel, K.E., 2010. The response of Great Lakes water levels to future climate scenarios with an emphasis on Lake Michigan-Huron. *Journal of Great Lakes Research*, 36(SUPPL. 2), pp.51–58. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jglr.2009.09.006>.
- APHA, 1985. WPCF, 1992 Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater.
- Arnold, J.G., Williams, J.R. & Maidment, D.R., 1995. Continuous-time water and sediment-routing model for large basins. *Journal of Hydraulic engineering*, 121(2), pp.171–183.
- Arscott, D.B., Tockner, K. & Ward, J. V, 2001. Thermal heterogeneity along a braided floodplain river (Tagliamento River, northeastern Italy). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58(12), pp.2359–2373.
- Austin, J. & Colman, S., 2008. A century of temperature variability in Lake Superior. *Limnology and Oceanography*, 53(6), pp.2724–2730.
- Baede, A.P.M., 2001. The climate system: an overview. *Climate change 2001: the scientific basis*, pp.38–47.
- Bartholow, J.M., Heasley, J., Hanna, B., Sandelin, J., Flug, M., Campbell, S., Henriksen, J. & Douglas, A., 2005. *Evaluating water management strategies with the Systems Impact Assessment Model: SIAM version 4*, US Geological Survey.
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A. & Holtslag, A.A.M., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of hydrology*, 212, pp.198–212.
- Bates, P.D., Horritt, M.S. & Fewtrell, T.J., 2010. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*, 387(1), pp.33–45.
- Beaulieu, J.J. et al., 2011. Nitrous oxide emission from denitrification in stream and river networks. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(1), pp.214–219.
- Beck, H.E., Van Dijk, A.I.J.M., De Roo, A., Dutra, E., Fink, G., Orth, R. & Schellekens, J., 2017. Global evaluation of runoff from 10 state-of-the-art hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6), pp.2881–2903.
- Beek, L.P.H., Eikelboom, T., Vliet, M.T.H. & Bierkens, M.F.P., 2012. A physically based model of global freshwater surface temperature. *Water Resources Research*, 48(9).
- Van Beek, L.P.H. & Bierkens, M.F.P., 2009. The global hydrological model PCR-GLOBWB: conceptualization, parameterization and verification. *Utrecht University, Utrecht, The Netherlands*, 1, pp.25–26.
- Van Beek, L.P.H., Wada, Y. & Bierkens, M.F.P., 2011. Global monthly water stress: 1. Water balance and water availability. *Water Resources Research*, 47(7).
- Behrendt, H., Venohr, M., Hirt, U., Hofmann, J., Opitz, D. & Gericke, A., 2007. The model system MONERIS, version 2.0, User's manual. *Leibniz Institute of Freshwater Ecology and Inland Fisheries in the Forschungsverbund Berlin eV, Müggelseedamm*, 310.
- Beltaos, S., 2000. Advances in river ice hydrology. *Hydrological processes*, 14(9), pp.1613–1625.
- Benyahya, L., Caissie, D., St-Hilaire, A., Ouarda, T.B.M.J. & Bobée, B., 2007. A review of statistical water temperature models. *Canadian Water Resources Journal*, 32(3), pp.179–192.
- Benyahya, L., St-Hilaire, A., Ouarda, T.B.M.J., Bobée, B. & Ahmadi-Nedushan, B., 2007. Modeling of water temperatures based on stochastic approaches: case study of the Deschutes River. *Journal of Environmental Engineering and Science*, 6(4), pp.437–448.
- Beusen, A.H.W., Van Beek, L.P.H., Bouwman, A.F., Mogollón, J.M. & Middelburg, J.J., 2015. Coupling global models for hydrology and nutrient loading to simulate nitrogen and phosphorus retention in surface water – description of IMAGE-GNM and analysis of performance. *Geosci. Model Dev.*, 8(12), pp.4045–4067. Available at: <https://www.geosci-model-dev.net/8/4045/2015/>.
- Beusen, A.H.W., Bouwman, A.F., Van Beek, L.P.H., Mogollón, J.M. & Middelburg, J.J., 2016. Global riverine N and P transport to ocean increased during the 20th century despite increased retention along the aquatic continuum. *Biogeosciences*, 13(8), pp.2441–2451. Available at: <https://www.biogeosciences.net/13/2441/2016/>.
- Beusen, A.H.W., Dekkers, A.L.M., Bouwman, A.F., Ludwig, W. & Harrison, J., 2005. Estimation of global river

- transport of sediments and associated particulate C, N, and P. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4).
- Beven, K.J. & Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), pp.43–69.
- Billen, G. et al., 2011. Nitrogen flows from European regional watersheds to coastal marine waters. *The European Nitrogen Assessment*, pp.271–297.
- Bonan, G.B., 1996. *Land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and users guide. Technical note*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (United States
- Bonnet, M.-P., Poulin, M. & Devaux, J., 2000. Numerical modeling of thermal stratification in a lake reservoir. Methodology and case study. *Aquatic Sciences*, 62(2), pp.105–124.
- Bouwman, A.F., Beusen, A.H.W., Overbeek, C.C., Bureau, D.P., Pawlowski, M. & Glibert, P.M., 2013. Hindcasts and future projections of global inland and coastal nitrogen and phosphorus loads due to finfish aquaculture. *Reviews in Fisheries Science*, 21(2), pp.112–156.
- Bowden, K. & Brown, S.R., 1984. Relating effluent control parameters to river quality objectives using a generalised catchment simulation model. *Water Science and Technology*, 16(5–7), pp.197–206.
- Box, G.E.P. & Jenkins, G.M., 1976. *Time series analysis forecasting and control*,
- Braakhekke, M.C., Rebel, K.T., Dekker, S.C., Smith, B., Beusen, A.S.W. & Wassen, M.J., 2017. Nitrogen leaching from natural ecosystems under global change: a modelling study. *Earth System Dynamics*, 8(4), pp.1121–1139.
- Brown, G.W., 1969. Predicting temperatures of small streams. *Water resources research*, 5(1), pp.68–75.
- Bryan, K., 1969. Climate and the ocean circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 97, pp.806–827.
- Bryden, H.L. & Imawaki, S., 2001. Ocean heat transport. *International Geophysics Series*, 77, pp.455–474.
- Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology*, 51(8), pp.1389–1406.
- Caissie, D., El-Jabi, N. & St-Hilaire, A., 1998. Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25(2), pp.250–260.
- Carpenter, S.R., Caraco, N.F., Correll, D.L., Howarth, R.W., Sharpley, A.N. & Smith, V.H., 1998. Nonpoint pollution of surface waters with phosphorus and nitrogen. *Ecological applications*, 8(3), pp.559–568.
- Carton, J.A., Chepurin, G.A. & Chen, L., 2018. SODA3: a new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate*, (2018).
- Chapra, S., Pelletier, G. & Tao, H., 2012. *QUAL2K: A Modeling Framework for Simulating River and Stream Water Quality, Version 2.12: Documentation and Users Manual*, Medford, MA.
- Choulga, M., Kourzeneva, E., Zakharova, E. & Doganovsky, A., 2014. Estimation of the mean depth of boreal lakes for use in numerical weather prediction and climate modelling. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66(1).
- Ciais, P. et al., 2014. Carbon and other biogeochemical cycles. In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 465–570.
- Cluis, D.A., 1972. Relationship between stream water temperature and ambient air temperature. *Hydrology Research*, 3(2), pp.65–71.
- Coe, M.T., Costa, M.H., Botta, A. & Birkett, C., 2002. Long - term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20).
- Colliver, B.B. & Stephenson, T., 2000. Production of nitrogen oxide and dinitrogen oxide by autotrophic nitrifiers. *Biotechnology advances*, 18(3), pp.219–232.
- Comas, J., Llorens, E., Poch, M., Markakis, G., Battin, T., Gafny, S., Maneux, E., Martí, E. & Morais, M., 2002. The STREAMES Project : Linking Heuristic And Empirical Knowledge Into An Expert System To Assess Stream Managers. *International Congress on Environmental Modelling and Software*, 196, pp.444–449.
- Conrads, P.A. & Roehl, E.A., 1999. Comparing physics-based and neural network models for simulating salinity, temperature, and dissolved-oxygen in a complex, tidally affected river basin. In *Proceedings of the south Carolina environmental conference*.
- Cox, B.A., 2003. A review of currently available in-stream water-quality models and their applicability for simulating dissolved oxygen in lowland rivers. *Science of the Total Environment*, 314, pp.335–377.
- Croley, T.E. & Assel, R.A., 1994. A one - dimensional ice thermodynamics model for the Laurentian Great Lakes. *Water Resources Research*, 30(3), pp.625–639.
- Croley, T.E.I., 2003. Great Lakes Climate Change Hydrologic Impact Assessment I.J.C. Lake Ontario-St. Lawrence River Regulation Study. *Components*, p.77.
- Crutzen, P.J., 1970. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(408), pp.320–325.
- Dake, J.M.K. & Harleman, D.R.F., 1969. Thermal stratification in lakes: analytical and laboratory studies. *Water Resources Research*, 5(2), pp.484–495.

- Deas, M.L. & Orlob, G.T., 1999. *Klamath river modeling project*, Center for Environmental and Water Resources Engineering, Department of
- Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F. & Aires, F., 2008. A new river flooding scheme for global climate applications: Off - line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D11).
- Dhamotharan, S., Gulliver, J.S. & Stefan, H.G., 1981. Unsteady one - dimensional settling of suspended sediment. *Water Resources Research*, 17(4), pp.1125–1132.
- Dickinson, E., Henderson-Sellers, A. & Kennedy, J., 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model.
- Dobbins, W.E., 1964. BOD and oxygen relationship in streams. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, 90(3), pp.53–78.
- Döll, P., Kaspar, F. & Lehner, B., 2003. A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, 270(1–2), pp.105–134.
- Döll, P. & Lehner, B., 2002. Validation of a new global 30-min drainage direction map. *Journal of Hydrology*, 258(1–4), pp.214–231.
- Donald L. DeAngelis, C.C., Walls, S., Romañach, S.S. & Waddle, H., 1996. Across Trophic Level System Simulation (ATLSS). Available at: https://sofia.usgs.gov/projects/index.php?project_url=atlss [Accessed February 14, 2019].
- Dortch, M.S. & Martin, J.L., 1990. CE-QUAL-RIV1: A Dynamic, One-Dimensional (Longitudinal) Water Quality Model for Streams. User's Manual. , (November).
- Dumont, E., Harrison, J.A., Kroeze, C., Bakker, E.J. & Seitzinger, S.P., 2005. Global distribution and sources of dissolved inorganic nitrogen export to the coastal zone: Results from a spatially explicit, global model. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4), pp.1–14.
- Edinger, J.E., Duttweiler, D.W. & Geyer, J.C., 1968. The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research*, 4(5), pp.1137–1143.
- Elmore, H.L. & Hayes, T.W., 1960. Solubility of atmospheric oxygen in water. In *Proc. Am. Soc. Civil Engrs.* pp. 41–53.
- EPA, 2009. *BASINS 4.0 climate assessment tool (CAT): Supporting documentation and user's Manual*, USEPA Washington.
- Fang, X. & Stefan, H.G., 1998. Temperature variability in lake sediments. *Water Resources Research*, 34(4), pp.717–729.
- Feijtel, T. et al., 1998. Development of a geography-referenced regional exposure assessment tool for European rivers GREAT-ER. *Journal of Hazardous Materials*, 61(1–3), pp.59–65.
- Ferreira, J.G., 1995. ECOWIN - an object-oriented ecological model for aquatic ecosystems. *Ecological Modelling*, 79(1–3), pp.21–34.
- Floudas, D. et al., 2012. The Paleozoic origin of enzymatic lignin decomposition reconstructed from 31 fungal genomes. *Science*, 336(6089), pp.1715–1719.
- Foree, E.G. & McCarty, P.L., 1968. *The Decomposition of Algae in Anaerobic Waters*, Stanford, CA.
- Goyette, S., McFarlane, N.A. & Flato, G.M., 2000. Application of the Canadian Regional Climate Model to the Laurentian Great Lakes region: Implementation of a lake model. *Atmosphere-Ocean*, 38(3), pp.481–503.
- Gu, H., Jin, J., Wu, Y., Ek, M.B. & Subin, Z.M., 2015. Calibration and validation of lake surface temperature simulations with the coupled WRF-lake model. *Climatic Change*, 129(3–4), pp.471–483.
- Gu, R. & Stefan, H.G., 1990. Year-round temperature simulation of cold climate lakes. *Cold Regions Science and Technology*, 18(2), pp.147–160.
- Gudasz, C., Bastviken, D., Steger, K., Premke, K., Sobek, S. & Tranvik, L.J., 2010. Temperature-controlled organic carbon mineralization in lake sediments. *Nature*, 466(7305), p.478.
- Hajima, T. et al., 2019. Description of the MIROC-ES2L Earth system model and evaluation of its climate–biogeochemical processes and feedbacks. *Geoscientific Model Development Discussions*, 5(October), pp.1–73.
- Hanasaki, N., Kanae, S. & Oki, T., 2006. A reservoir operation scheme for global river routing models. *Journal of Hydrology*, 327(1), pp.22–41.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y. & Tanaka, K., 2008. An integrated model for the assessment of global water resources–Part 1: Model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(4), pp.1007–1025.
- Harrison, J.A., Caraco, N. & Seitzinger, S.P., 2005. Global patterns and sources of dissolved organic matter export to the coastal zone: Results from a spatially explicit, global model. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4).
- Harrison, J.A., Seitzinger, S.P., Bouwman, A.F., Caraco, N.F., Beusen, A.H.W. & Vörösmarty, C.J., 2005. Dissolved inorganic phosphorus export to the coastal zone: Results from a spatially explicit, global model. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4).
- Heathcote, A.J., Anderson, N.J., Prairie, Y.T., Engstrom, D.R. & Del Giorgio, P.A., 2015. Large increases in carbon burial in northern lakes during the Anthropocene. *Nature communications*, 6, p.10016.

- Hejzlar, J. et al., 2009. Nitrogen and phosphorus retention in surface waters: An inter-comparison of predictions by catchment models of different complexity. *Journal of Environmental Monitoring*, 11(3), pp.584–593.
- Henderson-Sellers, B., 1985. New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Applied Mathematical Modelling*, 9(6), pp.441–446.
- Holt, J. et al., 2009. Modelling the global coastal ocean. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 367(1890), pp.939–951.
- Hondzo, M. & Stefan, H.G., 1994. Riverbed heat conduction prediction. *Water Resources Research*, 30(5), pp.1503–1513.
- Horton, T.W., Defliese, W.F., Tripathi, A.K. & Oze, C., 2016. Evaporation induced 18O and 13C enrichment in lake systems: A global perspective on hydrologic balance effects. *Quaternary Science Reviews*, 131, pp.365–379.
- Hostetler, S.W., 1991. Simulation of lake ice and its effect on the late-Pleistocene evaporation rate of Lake Lahontan. *Climate Dynamics*, 6(1), pp.43–48.
- Hostetler, S.W. & Bartlein, P.J., 1990. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney - Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, 26(10), pp.2603–2612.
- Hostetler, S.W., Bates, G.T. & Giorgi, F., 1993. Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D3), pp.5045–5057.
- Irigoiien, X., Flynn, K.J. & Harris, R.P., 2005. Phytoplankton blooms: a ‘loophole’ in microzooplankton grazing impact? *Journal of Plankton Research*, 27(4), pp.313–321.
- Ivanov, P., Masliev, I., Kularathna, M., Kuzmin, A. & Somlyódy, L., 1995. DESERT: Decision support system for evaluating river basin strategies.
- Ivey, G.N., Winters, K.B. & Koseff, J.R., 2008. Density stratification, turbulence, but how much mixing? *Annual Review of Fluid Mechanics*, 40(1), p.169.
- Jacob, D.J., 1999. *Introduction to atmospheric chemistry*, Princeton University Press.
- Janssen, A.B.G. et al., 2015. Exploring, exploiting and evolving diversity of aquatic ecosystem models: a community perspective. *Aquatic ecology*, 49(4), pp.513–548.
- Jeppesen, E., Søndergaard, M., Sortkjaer, O., Mortensen, E. & Kristensen, P., 1990. Interactions between phytoplankton, zooplankton and fish in a shallow, hypertrophic lake: a study of phytoplankton collapses in Lake Søbygård, Denmark. In *Trophic Relationships in Inland Waters*. Springer, pp. 149–164.
- Ji, Z.-G., 2017. *Hydrodynamics and water quality: modeling rivers, lakes, and estuaries*, John Wiley & Sons.
- Jobson, H.E. & Schoellhamer, D.H., 1993. Users manual for a branched lagrangian transport model. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 97-4050*, p.80.
- Johnson, F.A., 1971. Stream temperatures in an alpine area. *Journal of Hydrology*, 14(3), pp.322–336.
- Jolma, A., De Marchi, C., Smith, M., Perera, B.J.C. & Somlyódy, L., 1997. StreamPlan: A support system for water quality management on a river basin scale. *Environmental Modelling and Software*, 12(4), pp.275–284.
- Jørgensen, L.A., Nielsen, S.N. & Jørgensen, S.E., 2012. *ECOTOX: ecological modelling and ecotoxicology*, Elsevier.
- Junk, W.J., Bayley, P.B. & Sparks, R.E., 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences*, 106(1), pp.110–127.
- Kannel, P.R., Kanel, S.R., Lee, S., Lee, Y.S. & Gan, T.Y., 2011. A Review of Public Domain Water Quality Models for Simulating Dissolved Oxygen in Rivers and Streams. *Environmental Modeling and Assessment*, 16(2), pp.183–204.
- Kaushal, S.S., Likens, G.E., Jaworski, N.A., Pace, M.L., Sides, A.M., Seekell, D., Belt, K.T., Secor, D.H. & Wingate, R.L., 2010. Rising stream and river temperatures in the United States. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 8(9), pp.461–466.
- Keith, D.W., 1995. Meridional energy transport: Uncertainty in zonal means. *Tellus A*, 47(1), pp.30–44.
- Keller, H.M., 1967. Sources of streamflow in a small high country catchment in Canterbury, New Zealand. *J. Hydrol.(NZ)*, 6(1), p.2.
- Kianirad, E., Bedoya, D., Ghosh, I., McGarvey, K. & Novotny, V., 2006. Review of watershed ecological models.
- Kim, H., 2017a. [Global Climate] River Discharge [in “State of the Climate in 2016”]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8), pp.28–30.
- Kim, H., 2017b. Global Soil Wetness Project Phase 3 Atmospheric Boundary Conditions (Experiment 1) [Data set]. *Data Integration and Analysis System (DIAS)*.
- Kim, H., Yeh, P.J., Oki, T. & Kanae, S., 2009. Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins. *Geophysical Research Letters*, 36(17).
- Kim, K.S. & Chapra, S.C., 1997. Temperature model for highly transient shallow streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(1), pp.30–40.
- Kohli, A. & Frenken, K., 2015. Evaporation from Artificial Lakes and Reservoirs. *FAO AQUASTAT Reports*, p.10. Available at: <http://www.fao.org/aquastat/en/databases/dams>.
- Kondo, J., 1992. Bulk transport coefficient on water surface. *Journal of Japan Society of Hydrology & Water Resources*,

5(3), pp.50–55.

- Kothandaraman, V., 1971. Analysis of water temperature variations in large river. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, 97(1), pp.19–31.
- Kourzeneva, E., 2009. Global dataset for the parameterization of lakes in numerical weather prediction and climate modeling. *ALADIN Newsletter*, 37, pp.46–53.
- Kourzeneva, E., Asensio, H., Martin, E. & Faroux, S., 2012. Global gridded dataset of lake coverage and lake depth for use in numerical weather prediction and climate modelling. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), p.15640.
- Kronvang, B., Borgvang, S.A. & Barkved, L.J., 2009. Towards European harmonised procedures for quantification of nutrient losses from diffuse sources - The EUROHARP project. *Journal of Environmental Monitoring*, 11(3), pp.503–505.
- Kwok, R. & Untersteiner, N., 2011. The thinning of Arctic sea ice. *Phys. Today*, 64(4), pp.36–41.
- Labadie, J.W., 2006. MODSIM: decision support system for integrated river basin management.
- Lal, A.M.W. & Shen, H.T., 1991. Mathematical model for river ice processes. *Journal of hydraulic Engineering*, 117(7), pp.851–867.
- Lammers, R.B., Pundsack, J.W. & Shiklomanov, A.I., 2007. Variability in river temperature, discharge, and energy flux from the Russian pan - Arctic landmass. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 112(G4).
- Langhans, S.D., Tiegs, S.D., Uehlinger, U. & Tockner, K., 2006. Environmental heterogeneity controls organic-matter dynamics in river-floodplain ecosystems. *Polish Journal of Ecology*, 54(4), pp.675–680.
- Lauerwald, R., Regnier, P., Camino-Serrano, M., Guenet, B., Guimberteau, M., Ducharne, A. & Ciais, P., 2017. ORCHILEAK: A new model branch to simulate carbon transfers along the terrestrial-aquatic continuum of the Amazon basin. *Geoscientific Model Development Discuss*, pp.1–58.
- Lehner, B. et al., 2011. High - resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river - flow management. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(9), pp.494–502.
- Lehner, B., Verdin, K. & Jarvis, A., 2008. New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(10), pp.93–94.
- Lenton, T.M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J.W., Lucht, W., Rahmstorf, S. & Schellnhuber, H.J., 2008. Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(6), pp.1786–1793.
- Liang, J., Yang, Q., Sun, T., Martin, J.D., Sun, H. & Li, L., 2015. MIKE 11 model-based water quality model as a tool for the evaluation of water quality management plans. *Journal of Water Supply: Research and Technology - AQUA*, 64(6), pp.708–718.
- Livingstone, D.A., 1963. *Chemical composition of rivers and lakes*, US Government Printing Office.
- Lu, C. & Tian, H., 2017. Global nitrogen and phosphorus fertilizer use for agriculture production in the past half century: Shifted hot spots and nutrient imbalance. *Earth System Science Data*, 9(1), pp.181–192.
- Ludwig, W. & Probst, J.-L., 1998. River sediment discharge to the oceans; present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, 298(4), pp.265–295.
- Ludwig, W. & Probst, J.L., 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1), pp.23–41.
- Manabe, S., 1969. Climate and the Ocean Circulation. *Monthly Weather Review*, 97(11), pp.775–805.
- Martin, J.L., Ambrose, R.B. & Wool, T.A., 2017. *WASP8 Macro Algae-Model Theory and User's Guide*,
- Martin, J.L., Wool, T. & Olson, R., 2002. A dynamic one-dimensional model of hydrodynamics and water quality (EPD-RIV1), version 1.0. *Model Documentation and User Manual*. Atlanta, GA: Georgia Environmental Protection Division.
- Martynov, A., Sushama, L. & Laprise, R., 2010. Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: Performance assessment for interactive coupling with regional climate models. *Boreal Environment Research*, 15(2), pp.143–164.
- Mayorga, E., Seitzinger, S.P., Harrison, J.A., Dumont, E., Beusen, A.H.W., Bouwman, A.F., Fekete, B.M., Kroeze, C. & Van Drecht, G., 2010. Global Nutrient Export from WaterSheds 2 (NEWS 2): Model development and implementation. *Environmental Modelling and Software*, 25(7), pp.837–853. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.01.007>.
- Meigh, J.R., McKenzie, A.A. & Sene, K.J., 1999. A grid-based approach to water scarcity estimates for eastern and southern Africa. *Water Resources Management*, 13(2), pp.85–115.
- Messenger, M.L., Lehner, B., Grill, G., Nedeva, I. & Schmitt, O., 2016. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach. *Nature communications*, 7, p.13603.
- Meybeck, M., 1982. Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *Am. J. Sci*, 282(4), pp.401–450.
- Mohseni, O. & Stefan, H.G., 1999. Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of*

- hydrology*, 218(3), pp.128–141.
- Mohseni, O., Stefan, H.G. & Erickson, T.R., 1998. A nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research*, 34(10), pp.2685–2692.
- Mooij, W.M. et al., 2010. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches. *Aquatic Ecology*, 44(3), pp.633–667.
- Moore, P.D., 1989. The ecology of peat-forming processes: a review. *International Journal of Coal Geology*, 12(1–4), pp.89–103.
- Moriasi, D.N., Wilson, B.N., Douglas-Mankin, K.R., Arnold, J.G. & Gowda, P.H., 2012. Hydrologic and water quality models: Use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), pp.1241–1247.
- Myhre, G. et al., 2013. Anthropogenic and natural radiative forcing. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 659–740.
- Nakayama, T., 2017. Development of an advanced eco-hydrologic and biogeochemical coupling model aimed at clarifying the missing role of inland water in the global biogeochemical cycle. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122(4), pp.966–988.
- Nash, J.E. & Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), pp.282–290.
- NCEI, NESDIS & NOAA, 2018. *World Ocean Atlas 2018*, Available at: <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/>.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R. & Williams, J.R., 2011. Soil & Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009. *Texas Water Resources Institute*, pp.1–647.
- Neitsch, Susan L, Arnold, J.G., Kiniry, J.R. & Williams, J.R., 2011. *Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009*, Texas Water Resources Institute.
- Noilhan, J. & Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, 117(3), pp.536–549.
- O’Sullivan, P. & Reynolds, C.S., 2008. *The lakes handbook: lake restoration and rehabilitation*, John Wiley & Sons.
- Oki, T. & Kanae, S., 2006. Global hydrological cycles and world water resources. *science*, 313(5790), pp.1068–1072.
- Oki, T. & Sud, Y.C., 1998. Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)-A global river channel network. *Earth interactions*, 2(1), pp.1–37.
- Omernik, J.M., 1976. The influence on land use on stream nutrient levels. EPA-600/3-76-104. U.S. Environ. Prot. Agency, Corvallis, OR. , p.116.
- Ozaki, N., Fukushima, T., Harasawa, H., Kojiri, T., Kawashima, K. & Ono, M., 2003. Statistical analyses on the effects of air temperature fluctuations on river water qualities. *Hydrological Processes*, 17(14), pp.2837–2853.
- Pachauri, R.K. et al., 2014. Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 151.
- Pangala, S.R. et al., 2017. Large emissions from floodplain trees close the Amazon methane budget. *Nature*, 552(7684), p.230.
- Papa, F., Prigent, C., Aires, F., Jimenez, C., Rossow, W.B. & Matthews, E., 2010. Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D12).
- Park, E. & Latrubesse, E.M., 2014. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 147, pp.232–242.
- Park, R.A. & Clough, J.S., 2009. AQUATOX—Volume 2: Technical Documentation.
- Patterson, J.C., Hamblin, P.F. & May, N., 1998. Thermal Simulation of a Lake with Winter Ice Cover. *Limnology*, 33(3), pp.323–338.
- Pekel, J.F., Cottam, A., Gorelick, N. & Belward, A.S., 2016. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633), pp.418–422. Available at: <http://dx.doi.org/10.1038/nature20584>.
- Pinet, P. & Souriau, M., 1988. Continental erosion and large - scale relief. *Tectonics*, 7(3), pp.563–582.
- Pitman, A.J., 2003. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23(5), pp.479–510.
- Pokhrel, Y.N., Hanasaki, N., Yeh, P.J.F., Yamada, T.J., Kanae, S. & Oki, T., 2012. Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage. *Nature Geoscience*, 5(6), p.389.
- Quinn, P.F., Hewett, C.J.M. & Dayawansa, N.D.K., 2008. TOPCAT - NP: a minimum information requirement model for simulation of flow and nutrient transport from agricultural systems. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(14), pp.2565–2580.
- Raymond, P.A. et al., 2013. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature*, 503(7476), pp.355–359.
- Redfield, A.C., 1934. On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton. *James Johnstone memorial volume*, pp.176–192.
- Rousseau, A.N., Mailhot, A., Turcotte, R., Duchemin, M., Blanchette, C., Roux, M., Etong, N., Dupont, J. & Villeneuve,

- J.P., 2000. GIBSI - An integrated modelling system prototype for river basin management. *Hydrobiologia*, 422–423, pp.465–475.
- Saloranta, T.M. & Andersen, T., 2007. MyLake—A multi-year lake simulation model code suitable for uncertainty and sensitivity analysis simulations. *Ecological modelling*, 207(1), pp.45–60.
- Schlesinger, W.H. & Melack, J.M., 1981. Transport of organic carbon in the world's rivers. *Tellus*, 33(2), pp.172–187.
- Seitzinger, S.P. et al., 2010. Global river nutrient export: A scenario analysis of past and future trends. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(4).
- Seitzinger, S.P., Kroeze, C., Bouwman, A.F., Caraco, N., Dentener, F. & Styles, R. V., 2002. Global patterns of dissolved inorganic and particulate nitrogen inputs to coastal systems: Recent conditions and future projections. *Estuaries*, 25(4 B), pp.640–655.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. et al & Dalcher, A., 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6), pp.505–531.
- Sellers, P.J., Tucker, C.J., Collatz, G.J., Los, S.O., Justice, C.O., Dazlich, D.A. & Randall, D.A., 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Journal of climate*, 9(4), pp.706–737.
- Serikova, S. et al., 2018. High riverine CO₂ emissions at the permafrost boundary of Western Siberia. *Nature Geoscience*, p.1.
- Sharma, D. & Kansal, A., 2013. Assessment of river quality models: a review. *Reviews in Environmental Science and Bio/Technology*, 12(3), pp.285–311.
- Shen, H.T., 2010. Mathematical modeling of river ice processes. *Cold Regions Science and Technology*, 62(1), pp.3–13.
- Shen, H.T., Wang, D.S. & Lal, A.M.W., 1995. Numerical simulation of river ice processes. *Journal of Cold Regions Engineering*, 9(3), pp.107–118.
- Shiklomanov, I.A., 2000. Appraisal and Assessment of world water resources. *Water International*, 25(1), pp.11–32.
- Shin, S., Pokhrel, Y. & Miguez-Macho, G., 2019. High-Resolution Modeling of Reservoir Release and Storage Dynamics at the Continental Scale. *Water Resources Research*, 55(1), pp.787–810.
- Shoemaker, L., 1997. Compendium of tools for watershed assessment and TMDL development.
- Shu, Q., Qiao, F., Song, Z., Zhao, J. & Li, X., 2018. Projected Freshening of the Arctic Ocean in the 21st Century. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(12), pp.9232–9244.
- Sinokrot, B.A. & Stefan, H.G., 1993. Stream temperature dynamics: measurements and modeling. *Water resources research*, 29(7), pp.2299–2312.
- Smil, V., 2001. *Feeding the world: A challenge for the twenty-first century*, MIT press.
- Smith, K., 1968. Some thermal characteristics of two rivers in the Pennine area of northern England. *Journal of Hydrology*, 6(4), pp.405–416.
- Smith, R.A., Schwarz, G.E. & Alexander, R.B., 1997. Regional interpretation of water-quality monitoring data. *Water Resources Research*, 33(12), pp.2781–2798.
- Sournia, A., Chrdtiennot-Dinet, M.-J. & Ricard, M., 1991. Marine phytoplankton: how many species in the world ocean? *Journal of Plankton Research*, 13(5), pp.1093–1099.
- Stepanenko, V.M., Goyette, S., Martynov, A., Perroud, M., Fang, X. & Mironov, D., 2010. First steps of a lake model intercomparison Project: LakeMIP. *Boreal environment research*, 15, pp.191–202.
- Streeter, H.W. & Phelps, E.B., 1925. A study of the natural purification of the Ohio River. Washington: Public Health Service, 1925. *Public health bulletin*, 146.
- Stumm, W. & Morgan, J.J., 1996. *Aquatic chemistry* 3rd ed., New York: Wiley-Interscience.
- Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and earth system sciences*, 6(1), pp.85–100.
- Sun, L., Alexander, M. & Deser, C., 2018. Evolution of the global coupled climate response to Arctic sea ice loss during 1990-2090 and its contribution to climate change. *Journal of Climate*, 31(19), pp.7823–7843.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J. & Green, P., 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *science*, 308(5720), pp.376–380.
- Takata, K., Emori, S. & Watanabe, T., 2003. Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and planetary Change*, 38(1), pp.209–222.
- Tang, T., Strokal, M., van Vliet, M.T.H., Seuntjens, P., Burek, P., Kroeze, C., Langan, S. & Wada, Y., 2019. Bridging global, basin and local-scale water quality modeling towards enhancing water quality management worldwide. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 36, pp.39–48. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2018.10.004>.
- Theurer, F.D., Voos, K.A. & Miller, W.J., 1984. *Instream water temperature model. Instream flow information paper 16*, US Fish and Wildlife Service.
- Tockner, K., Malard, F. & Ward, J. V., 2000. An extension of the flood pulse concept. *Hydrological processes*, 14(16–17), pp.2861–2883.

- Tokuda, D., Kim, H., Yamazaki, D. & Oki, T., 2019. Development of a global river water temperature model considering fluvial dynamics and seasonal freeze - thaw cycle. *Water Resources Research*.
- Traas, T.P. & T, A., 1992. CATS-1: a model for predicting contaminant accumulation in a meadow ecosystem. The case of cadmium. , p.132.
- Tsakiris, G. & Alexakis, D., 2012. Water quality models: an overview. *European Water*, 37, pp.33–46.
- Tsujino, H. et al., 2018. JRA-55 based surface dataset for driving ocean–sea-ice models (JRA55-do). *Ocean Modelling*, 130(December 2017), pp.79–139.
- USACE - HEC, 1986. WQRSS Water Quality for River - Reservoir Systems User's Manual.
- Vilmin, L., Mogollón, J.M., Beusen, A.H.W. & Bouwman, A.F., 2018. Forms and subannual variability of nitrogen and phosphorus loading to global river networks over the 20th century. *Global and Planetary Change*, 163(November 2017), pp.67–85. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.02.007>.
- Vitousek, P.M., Aber, J.D., Howarth, R.W., Likens, G.E., Matson, P.A., Schindler, D.W., Schlesinger, W.H. & Tilman, D.G., 1997. Human alteration of the global nitrogen cycle: sources and consequences. *Ecological applications*, 7(3), pp.737–750.
- Vitousek, P.M., Mooney, H.A., Lubchenco, J. & Melillo, J.M., 1997. Human domination of Earth's ecosystems. *Science*, 277(5325), pp.494–499.
- Van Vliet, M.T.H., Ludwig, F., Zwolsman, J.J.G., Weedon, G.P. & Kabat, P., 2011. Global river temperatures and sensitivity to atmospheric warming and changes in river flow. *Water Resources Research*, 47(2).
- van Vliet, M.T.H., Wiberg, D., Leduc, S. & Riahi, K., 2016. Power-generation system vulnerability and adaptation to changes in climate and water resources. *Nature Climate Change*.
- Van Vliet, M.T.H., Yearsley, J.R., Franssen, W.H.P., Ludwig, F., Haddeland, I., Lettenmaier, D.P. & Kabat, P., 2012. Coupled daily streamflow and water temperature modelling in large river basins. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(11), pp.4303–4321.
- Voinov, A., Costanza, R., Wainger, L., Boumans, R., Villa, F., Maxwell, T. & Voinov, H., 1999. Patuxent landscape model: Integrated ecological economic modeling of a watershed. *Environmental Modelling and Software*, 14(5), pp.473–491.
- Vörösmarty, C. et al., 2004. Humans transforming the global water system. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(48), pp.509–514.
- Wada, Y., Lo, M.-H., Yeh, P.J.-F., Reager, J.T., Famiglietti, J.S., Wu, R.-J. & Tseng, Y.-H., 2016. Fate of water pumped from underground and contributions to sea-level rise. *Nature Climate Change*, 6(8), p.777.
- Wanders, N., van Vliet, M.T.H., Wada, Y., Bierkens, M.F.P. & van Beek, L.P.H., 2019. High - Resolution Global Water Temperature Modeling. *Water Resources Research*, 55(4), pp.2760–2778.
- Wang, Q., Li, S., Jia, P., Qi, C. & Ding, F., 2013. A review of surface water quality models. *The Scientific World Journal*, 2013.
- Ward, J. V, Tockner, K., Uehlinger, U. & Malard, F., 2001. Understanding natural patterns and processes in river corridors as the basis for effective river restoration. *Regulated Rivers: Research & Management*, 17(4 - 5), pp.311–323.
- Warn, T., 2010. SIMCAT 11.5: A Guide and Reference for Users. , (November), pp.1–248.
- Webb, B.W., 1996. Trends in stream and river temperature. *Hydrological processes*, 10(2), pp.205–226.
- Webb, B.W., Clack, P.D. & Walling, D.E., 2003. Water–air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow. *Hydrological processes*, 17(15), pp.3069–3084.
- Webb, B.W. & Nobilis, F., 2007. Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors. *Hydrological Sciences Journal*, 52(1), pp.74–85.
- Webb, B.W. & Zhang, Y., 1997. Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. *Hydrological processes*, 11(1), pp.79–101.
- Westhoff, M.C., Savenije, H.H.G., Luxemburg, W.M., Stelling, G.S., Van de Giesen, N.C., Selker, J.S., Pfister, L. & Uhlenbrook, S., 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Weyhenmeyer, G.A., Kosten, S., Wallin, M.B., Tranvik, L.J., Jeppesen, E. & Roland, F., 2015. Significant fraction of CO₂ emissions from boreal lakes derived from hydrologic inorganic carbon inputs. *Nature Geoscience*, 8(12), p.933.
- Whitefield, J., Winsor, P., McClelland, J. & Menemenlis, D., 2015. A new river discharge and river temperature climatology data set for the pan-Arctic region. *Ocean Modelling*, 88, pp.1–15.
- Whitehead, P.G., Williams, R.J. & Lewis, D.R., 1997. Quality simulation along river systems (QUASAR): Model theory and development. *Science of the Total Environment*, 194–195, pp.447–456.
- Yamazaki, D., Almeida, G.A.M. & Bates, P.D., 2013. Improving computational efficiency in global river models by implementing the local inertial flow equation and a vector - based river network map. *Water Resources Research*,

- 49(11), pp.7221–7235.
- Yamazaki, D., Ikeshima, D., Sosa, J., Bates, P.D., Allen, G.H. & Pavelsky, T.M., 2019. MERIT Hydro: A High-Resolution Global Hydrography Map Based on Latest Topography Dataset. *Water Resources Research*, pp.5053–5073.
- Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O’Loughlin, F., Neal, J.C., Sampson, C.C., Kanae, S. & Bates, P.D., 2017. A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophysical Research Letters*, 44(11), pp.5844–5853.
- Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H. & Oki, T., 2011. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, 47(4).
- Yamazaki, D., Oki, T. & Kanae, S., 2009. Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(11), p.2241.
- Yamazaki, D., Trigg, M.A. & Ikeshima, D., 2015. Development of a global~ 90 m water body map using multi-temporal Landsat images. *Remote Sensing of Environment*, 171, pp.337–351.
- Yang, Y., Leppäranta, M., Cheng, B. & Li, Z., 2012. Numerical modelling of snow and ice thicknesses in Lake Vanajavesi, Finland. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1).
- Yigzaw, W., Li, H.Y., Demissie, Y., Hejazi, M.I., Leung, L.R., Voisin, N. & Payn, R., 2018. A New Global Storage-Area-Depth Data Set for Modeling Reservoirs in Land Surface and Earth System Models. *Water Resources Research*, 54(12), pp.10,372–10,386.
- Younus, M., Hondzo, M. & Engel, B.A., 2000. Stream temperature dynamics in upland agricultural watersheds. *Journal of Environmental Engineering*, 126(6), pp.518–526.
- Zeng, N., Neelin, J.D., Lau, K.-M. & Tucker, C.J., 1999. Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, 286(5444), pp.1537–1540.
- Zeug, S.C. & Winemiller, K.O., 2008. Relationships between hydrology, spatial heterogeneity, and fish recruitment dynamics in a temperate floodplain river. *River Research and Applications*, 24(1), pp.90–102.
- 中村由行, 西田克司, 早川典生 & 西村肇, 1989. 沿岸海域における鉛直拡散係数の推定法に関する研究. 海岸工学論文集, 36, pp.809–813.
- 中村由行 & 高津治, 1993. 閉鎖性水域における密度成層のモデル化. 海岸工学論文集, 40, pp.981–985.
- 国土交通省, 2008. 国土交通省近畿地方整備局 琵琶湖河川事務所 環境、水質に関するお問い合わせと回答. Available at: <https://www.kkr.mlit.go.jp/biwako/info/faq/qlist/qlistb/b149.html> [Accessed July 20, 2019].
- 国土交通省近畿地方整備局近畿技術事務所, 1996. 水質調査の基礎知識. Available at: <http://www1.river.go.jp/100307.html>.
- 岩佐義朗, 松尾直規 & 遠藤正昭, 1976. ダム貯水池の水温予測.
- 川島博之 & 岡田光正, 1986. 河川、湖沼の水質モデル. 水質汚濁研究, 9(10), pp.623–628.
- 新井正, 2004. 地域分析のための熱・水収支水文学, 古今書院.
- 日野幹雄, 1983. 明解 水理学, 丸善.
- 池田駿介, 佐野貴之, 福元正武 & 河村一弘, 2000. 複断面開水路に生じる大規模組織渦と浮遊砂輸送. 土木学会論文集, (656), pp.135–144.
- 沖大幹, 2006. 2.2.3 水文モデル. 総合科学技術会議地球規模水循環変動研究イニシャティブ (編) 『地球規模水循環変動研究の最前線と社会への貢献』, pp.84–95.
- 滋賀県, 2019. 琵琶湖の概要. Available at: <https://www.pref.shiga.lg.jp/ippan/kankyoshizen/biwako/gaiyou.html> [Accessed June 16, 2019].
- 滋賀県, 2018. 琵琶湖ハンドブック 三訂版., Available at: <https://www.pref.shiga.lg.jp/ippan/kankyoshizen/biwako/11346.html>.
- 琵琶湖開発総合管理所, 琵琶湖流域の環境情報の収集. Available at: https://www.water.go.jp/kansai/biwako/html/report/report_02.html [Accessed July 20, 2019].
- 矢島啓, 道上正規, 檜谷治 & 宇田康弘, 2000. 浅い汽水湖における密度成層破壊の数値解析. 水工学論文集, 44, pp.993–998.
- 芳賀裕樹, 2006. 琵琶湖南湖の面積について. 陸水学雑誌, 67(2), pp.123–126.
- 茨城県霞ヶ浦環境科学センター, 2012. 霞ヶ浦への招待. Available at: https://www.pref.ibaraki.jp/soshiki/seikatsukankyo/kasumigauraesc/04_kenkyu/introduction/kahology_top.html.
- 藤田親男, 村山三郎 & 呉羽尚寿, 1967. 池田湖における消滅係数. 鹿児島大学水産学部紀要, 16, pp.46–56.
- 西山哲男, 1971. 流体力学 1, 日刊工業新聞社.
- 鈴木幸一, 1990. 水理学演習, 森北出版.