

分布型水文モデルによるレナ川流域の 長期流出解析

八田 茂実¹⁾ 早川 博²⁾ 朴 昊澤³⁾
山崎 剛⁴⁾⁵⁾ 山本 一清⁶⁾ 太田 岳史⁶⁾

1) 長岡工業高等専門学校環境都市工学科
(〒940-8532 新潟県長岡市西片貝町888)

2) 北見工業大学工学部社会環境工学科
(〒090-8507 北見市公園町165)

3) 海洋研究開発機構データ統合・解析グループ
(〒237-0061 横須賀市夏島町2-15)

4) 東北大学大学院理学研究科
(〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉6-3)

5) 海洋研究開発機構地球環境観測研究センター
(〒237-0061 横須賀市夏島町2-15)

6) 名古屋大学大学院生命農学研究科
(〒464-8601 名古屋市千種区不老町)

本研究ではレナ川流域を対象に長期間の日単位河川流量を推定できる水文モデルの構築を目的とした。

本研究で構築した水文モデルは、植生・積雪・土壌の熱・水交換を考慮できる陸面モデルと、河道網上の洪水追跡による流出モデルから構成され、陸面モデルで計算された土壌からの流出水が流出モデルの入力値となる。対象流域では、遅い流出成分と冬季間の河川氷が流出に大きな影響を与えている。このため、流出モデルでは、1) 陸面モデルで計算された流出水の30%を遅い流出成分として、貯留関数を介して流出モデルの入力として与えること、2) 河川氷厚を同時に計算し、結氷していない部分を流下させることによってその影響を考慮した。

本研究で構築した水文モデルを1987年から2003年までの期間に適用した結果、全期間に渡ってハイドログラフをほぼ再現できることを確認した。この結果は、本研究で構築した水文モデルが北方圏の河川における水循環のシミュレーションに有用なものであることを示している。

キーワード：分布型水文モデル、レナ川、長期流出解析、河川氷

I. はじめに

北極海は地球の熱循環・水循環を考える上で非常に重要である。北極海は北アメリカとユーラシア大陸に囲まれており、その集水域は極めて大きく、ここに流入する河川水は、北極海の塩分濃度や水温に大きな影響を与えている。

Peterson *et al.* (2002) はエニセイ川、レナ川など北極海に注ぐユーラシアの6つの大川からの流量が1936年から1999年の間に約7%増加したと報告している。また、Yang *et al.* (2002) は、1935～1999年のレナ川流域の気温・降水・流量・河川氷厚・活

動層厚の資料から、冬季間の流出量が増加し、融雪流出が早まっているなどの傾向を示すとともに、レナ川の水文過程の変化が主として最近のシベリアの温暖化による凍土の状態と密接に関連しているとしている。このように、微妙な温度のバランスの上に成立している北極圏の河川流域は、温暖化の影響が最も顕著に現れると考えられている。

これまでになされている北極圏を対象とした研究は、長期間の環境変動に注目して、月単位・年単位の水文資料を用いて流出量の増減を検討しているものが多く、水収支的な検討に重点が置かれてきた。

一方、こうした地域にも都市や集落は存在し、脆弱なインフラの下で人々が生活しており、環境の変動に対する適応性や災害の防御能力など検討すべき課題は多い。このような課題に対しては、少なくとも日単位スケールでの流出が重要であり、流出過程を含めた水文モデルが必要となる。Ma *et al.* (2000) はレナ川を対象に陸面モデルと流出モデルを組み合わせた分布型水文モデルを開発し、更にMa *et al.* (2002) は、提案した水文モデルに河川氷の効果を加え、日単位のハイドログラフを再現できることを示した。Maらの先駆的な研究は、観測資料が必ずしも十分ではない北極圏の大河川にあっても、河川氷の効果を組み込むことによって日単位のハイドログラフが再現できることを示している点で極めて重要である。しかしながら、植生の影響や蒸発散、融雪などの表現が十分ではない点、試行錯誤的に設定するモデルパラメータが多いといった点で、長期間にわたる解析での適合性や他流域への展開が難しいといった問題がある。

このような観点から、本研究ではレナ川流域を対象に、パラメータ決定に際しての試行錯誤的な部分を極力排除して、現況の流出を日単位で再現できる水文モデルを構築することを目的とする。

II. 対象流域の概要

レナ (Lena) 川はバイカル湖北側にそびえるスタノヴォイ山脈に発し、途中主要な支川であるアルダン (Aldan) 川、ヴィリユイ (Vilui) 川を集めながら北極海へ流れ込んでいる。流域面積は249 万 km²、主河道長が4400 km の大河川である。レナ川流域は、その大半が永久凍土に覆われている点で他のシベリアの大河川と異なる。図-1に流域の概要を示す。流域内には40地点程度流量観測点が設置され、日単位の流量資料が得られている。このうち、図中に▲印で示した34地点では、流量資料に加えて1986年～1988年の冬季間、10日間おきに測定された河川氷厚の資料も得られている。本研究では、キュシユル地点 (流域面積243 万 km²、図-1中のA地点) を最下流に設定し、内部の支流域として、アルダン川流域・ヴィリユイ川流域・レナ川上流域の3流域を設定した。各支流域の諸元は表-1に、また、図-1に流域内の流量観測点の配置状況をあわせて示す。流域周辺の気象データはBaseline Meteorological Data in Siberia (BMDS) Version4.1を使用した (Suzuki *et al.*,

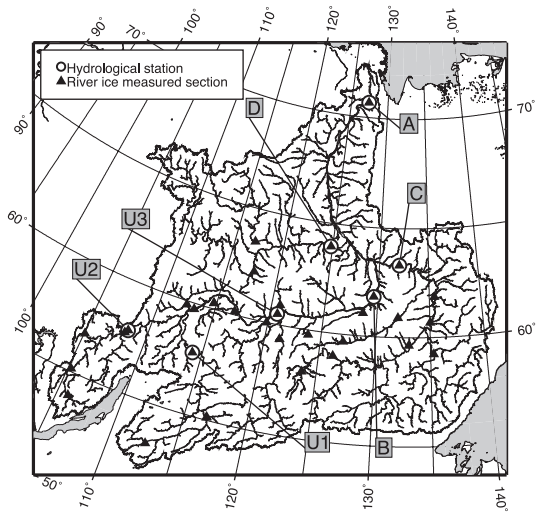


図-1 レナ川流域と観測点の位置

Fig.1 The Lena River basin and locations of hydrological stations.

表-1 支流域の概要

Table 1 List of the major subbasins.

| 支流域名 | 流量観測点 (図-1) | 流域面積 (km ²) |
|----------|-------------|-------------------------|
| レナ川上流域 | B | 897000 |
| アルダン川流域 | C | 696000 |
| ヴィリユイ川流域 | D | 452000 |

2007).

図-2は1986年～2003年の各流量観測点における月間流出高の平均値を標準偏差とともに示したものである。対象流域では5～6月に融雪流出が観測され、年最大流量は5月下旬から6月上旬に観測されている。また、冬季間 (10～4月) の流出量は夏期 (5～9月) にくらべると極端に小さくなっている。これは、凍土に覆われた流域では中間流の貯水容量が小さいため、冬季の基底流は小さく、夏期の流出は大きくなるためである (Kane, 1997)。支流域別に見ると、アルダン川・レナ川上流域では、8～9月に流域南部・東部の山岳地帯の降雨の影響により、夏期の流出量も大きく現れており、その年々変動も大きい。また、ヴィリユイ川流域は他の2流域よりも夏期流出量が小さく、冬期流出量が多くなっている。これは夏期の降雨が小さいことに加えて、上流のチェルヌイシェフスキー付近 (63.03N, 112.47E) にある最大貯水容量35.9 km³のダム操作によるものであり、ダム建設後の平滑化された流出量の時間変動はYe *et al.* (2003) によって報告されている。

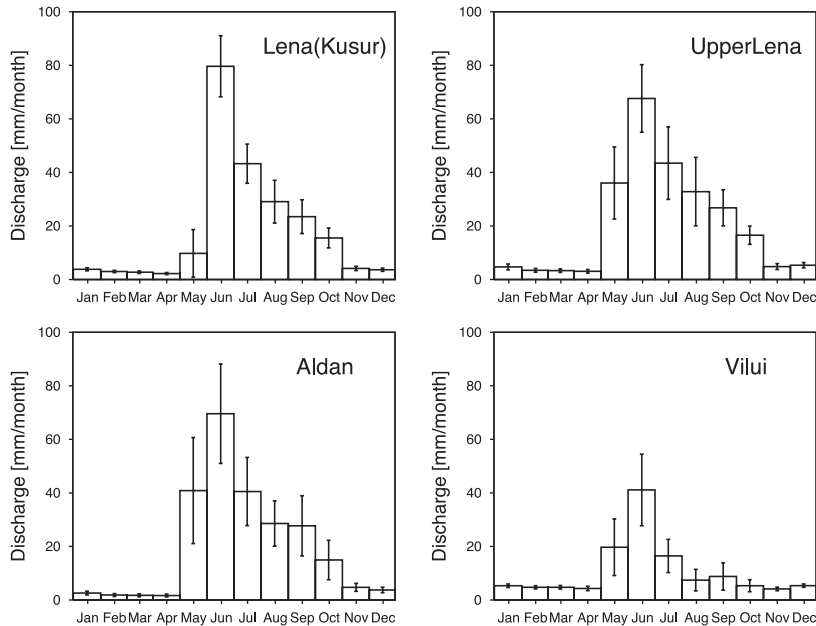


図-2 レナ川の月間流出高 (1986-2003, 縦棒は標準偏差)

Fig. 2 Lena basins mean monthly discharge, 1986-2003.

Ⅲ. 分布型水文モデルの概要

本研究では、対象流域で緯度方向に降雨の分布が大きく異なること、また降雨が時空間的に大きく変動することを考慮して分布型の水文モデルを用いることとした。採用した水文モデルは、植生の影響や積雪・凍土などを取り扱うことのできる陸面モデルと、陸面モデルにより計算される土壌からの流出水を河道網で合成する流出モデルの2つのモデルによって構成される。以下ではそれぞれのモデルについて概説する。

1. 陸面モデル

使用した陸面モデルは、Yamazaki *et al.* (2004) によって提案されている2層モデル (2LM) と呼ばれるもので、植生上下2層、積雪、土壌のサブモデルから構成される。2LM の概念図を図-3に示す。植生サブモデルにおいて、森林上 (C2) と森林内 (C1) での水・エネルギーフラックスは、次式によって計算される。

$$C \frac{dT_{Ci}}{dt} = S_{Ci} + L_{Ci} - H_{Ci} - LE_{Ci} \quad (i = 1, 2) \quad (1)$$

ここで、 C は熱容量、 T_{Ci} は各層のキャノピ温度、 S_{Ci}

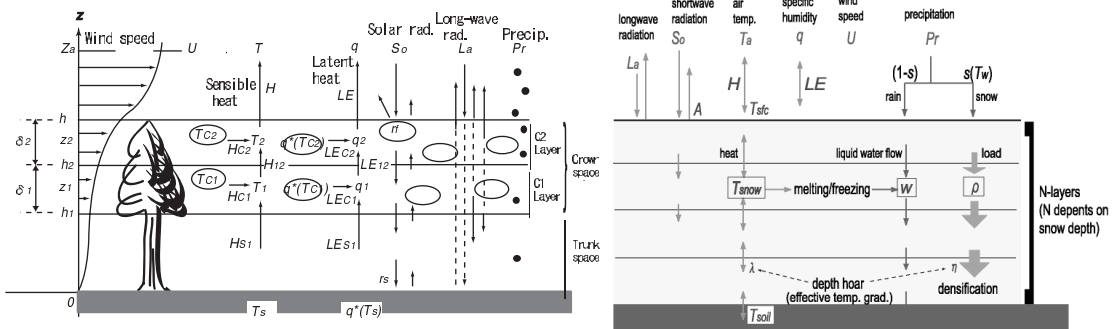


図-3 陸面モデルの概念図 (左は植生サブモデル, 右は積雪サブモデル)

Fig. 3 Outline of the land surface model. (left : vegetation sub-model ; right : snowpack sub model)

と L_{ci} は吸収される日射量と長波放射量, H_{ci} は顕熱フラックス, LE_{ci} は潜熱フラックスである. LE_{ci} の中で大気からのフォーシングに対して植物の生理的反応を表す気孔コンダクタンス g_s は以下のJarvis型モデルによって与えている.

$$g_s/g_{s_{max}} = f_1(PAR)f_2(T_a)f_3(VPD)f_4(\theta) \quad (2)$$

$$f_1(PAR) = \frac{PAR}{PAR + 1/a} \quad (3)$$

$$f_2(T_a) = \left(\frac{T_a - T_{min}}{T_0 - T_{min}} \right) \left(\frac{T_{max} - T_a}{T_{max} - T_0} \right)^{\frac{T_{max} - T_0}{T_0 - T_{min}}} \quad (4)$$

$$f_3(VPD) = 1 / \left[1 + \left(\frac{VPD}{D_{50}} \right)^b \right] \quad (5)$$

$$f_4(\theta) = 1 - \exp[k(\theta_{min} - \theta)] \quad (6)$$

ここで, $g_{s_{max}}$ は最大気孔コンダクタンス, PAR は光合成有効放射量, a は $PAR=0$ の時の傾き, T_a は気温, T_{min} は最低気温, T_{max} は最高気温, T_0 は最適温度, VPD は飽差, D_{50} は g_s が $g_{s_{max}}$ の50%の時の VPD , b は曲率, θ は土壌の体積含水率, θ_{min} は気乾含水率, k は定数である. これらの各パラメータは, ヤクーツク(東シベリア), 母子里(北海道), 瀬戸(愛知)で行われている気象, 水文, 森林生理生態測定 of 個葉レベルでの気孔コンダクタンス測定により“潜在的”応答特性の概念(Matsumoto *et al.*, 2008)に基づく地域, 森林タイプを問わない共通の値が用いられている.

積雪サブモデルは寒冷地で発達するしもぎらめ雪を考慮できる多層の積雪モデルにより, 温度, 密度, 含水量のプロファイルを計算し, 積雪及び融雪のプロセスをモデル化したものである.

土壌サブモデルでは, 土壌での凍土の融解・凍結熱を見かけの熱容量を融点付近で大きくする形で考慮した多層モデルにより土壌と大気間の水・熱移動をモデル化している. 陸面モデルでは土壌が飽和して発生した余剰水が計算され, この余剰水が次の流出モデルの入力値となる. なお, 陸面モデルの詳細はPark *et al.* (2008)を参照されたい.

2. 流出モデル

1) 流出過程

本研究では流出モデルとして, 河道網上の洪水追跡によるモデルを採用した. 単位河道での洪水追跡には, 陸ら(1989)の河道追跡スキームを採用し, メッシュ標高値から作成した河道網を介して流域下

流端までの洪水流の追跡を行う. 洪水流の追跡には, kinematic wave法を採用した. 単位河道への入力はメッシュ中心に集中させて与えるものとし, さらに仮想流路を広幅矩形断面と仮定して抵抗則にManning則を用いると, kinematic wave法の基礎式は以下のように簡略化できる.

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (7)$$

$$A = \lambda Q^{3/5}, \quad \lambda = \left(\frac{n}{\sqrt{i}} \right)^{3/5} B^{2/5} \quad (8)$$

ここで, B は河道幅, A は通水断面積, i は河床勾配, n はマンニングの粗度係数, Q は流量である.

対象流域では, 冬季間河川は結氷し, 春先の解氷とともに大きな洪水を引き起こすという重要な流出特性を有する. 河川氷は水面に浮いている状態, 河岸に固定されている状態もあり, これらを考慮に入れて非凍結部の河川水の流下を記述することは困難である. このため本研究では, 河道中の水量から結氷厚の増分に見合う水量をその地点に保留し, 結氷厚が減少すれば減少に見合う水量を上流からの流入量に加えて流下させるとしたうえで, 水面にも壁面と同じ粗度を与え, 非結氷部分を流下させることとした. すなわち, 結氷時には式(8)中の λ を次式の λ' に置き換えて計算を行う.

$$\lambda' = \frac{2^{2/5}}{F} \left(\frac{n}{\sqrt{i}} \right)^{3/5} B^{2/5} \quad (9)$$

ここで, F は全水深に対する非結氷部の水深である.

単位河道への入力は, 上流側からの流入量と陸面モデルにより計算された単位メッシュからの流出となる. 本研究では図-4に示すように, 陸面モデルに

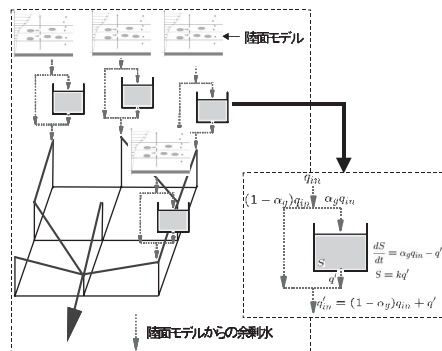


図-4 流出モデルの概念図

Fig. 4 Schematic of the runoff model.

より計算された単位メッシュからの流出 q_{in} を一定割合 α_g で遅い流出成分 $\alpha_g q_{in}$ と早い流出成分 $(1-\alpha_g)q_{in}$ に分け、遅い流出成分は線形貯留関数法を介した上で単位河道への入力値として与えることとした。この α_g は冬季間の低水流量が一致するように試行錯誤的に決定する。なお、遅い流出成分を与える線形貯留関数の時定数は、キュシユル地点の秋季～冬季の減水部より決定する。

2) 河道特性

流域モデルとなる河道網は、計算時間を考慮して $5' \times 5'$ グリッドとした。河道網の算出にはアメリカ地球物理データセンター (NGDC) が提供している空間分解能 $2'$ の標高値であるETOPO2 とアメリカ地質調査所 (USGS) が提供している主要な河道位置を表すHydro-1K Stream data set for Asia を利用した。具体的には、ETOPO2 から $5' \times 5'$ のDEMを再構成し、Hydro-1Kの河道位置が $5' \times 5'$ メッシュの中央を通るよう変換し、早川 (1997) によって提案されている手順でグリッド型の流域河道モデルを作成した。図-5は、このようにして得られた河道網による内部流域の集水面積と各地点で公表されている集水面積を比較したものである。図より、作成した河道網は妥当なものと考えられる。

流出計算では、Hydro-1Kで実河道の与えられているメッシュは河道部、それ以外のメッシュは斜面部として、それぞれにモデルパラメータを与えた。河道部に関しては、衛星写真から低水時の河道幅を測定し、その地点の集水面積と河道幅の関係を次式のように与えた。

$$B_c = 0.2S^{0.68} \quad (10)$$

ここで B_c は河道部の河道幅 (m)、 S はその地点の集水面積 (km^2) である。また、河道部の粗度係数 n_c は、大きな支川流入のない区間で上流と下流に流量観測所のある区間 (図-1中のU3～B区間; 区間長670 km) について、上流側 (U3地点) の流量を流下させて下流側 (B地点) の流量を再現できるような粗度を選定し、全河道に一定の値 $0.05 (\text{m}^{-1/3}\text{s})$ を与えた。また、斜面部に関しては河道幅にメッシュ幅を与え、等価粗度は水理公式集を参考に $0.7 (\text{m}^{-1/3}\text{s})$ を採用した。

3) 河川の結氷と解氷

対象流域では河川の結氷と解氷をいかに再現するかが重要になる。ここでは、1986年9月から1988年5月にかけて流域内の34地点で観測された河川氷厚に基づいて検討する。なお、これらの資料は、10日おきに観測されたもので、結氷期間の最初と最後の氷厚の観測値のある日をそれぞれ結氷開始日・解氷日とみなしていること、また、観測資料の河川氷厚が必ずしも河道断面を代表するものと限らない点に注意すべきである。

河川氷の氷厚はステファンの式に基づいて求めることとした。ステファンの式は以下のように表される。

$$id = \kappa \sqrt{D_f} \quad (11)$$

ここで、 id は河川氷厚 (cm)、 D_f は結氷後の積算寒度 ($^{\circ}\text{C}\text{day}$)、 κ は係数 ($\text{cm}/(^{\circ}\text{C}\text{day})^{1/2}$) である。係数 κ は理論的には、 $3.48 \text{ cm}/(^{\circ}\text{C}\text{day})^{1/2}$ の値となる。 κ の値は積雪に覆われた河川氷では1.4～1.7程度の値をとることが知られている (Beltaos, 1995)。図-6は、1986年～88年に観測された河川氷厚と結氷後の積算寒度の関係を示したものである。全データとも

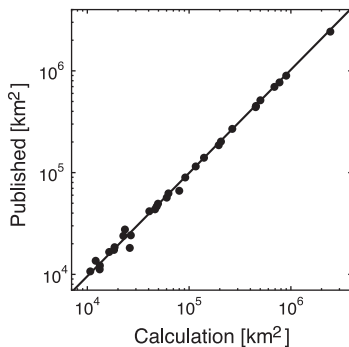


図-5 河道網モデルによる内部流域の集水面積の再現性と公表されている集水面積の比較

Fig.5 Drainage areas in the channel-network model for selected gauging stations are compared with official numbers attributed to each gauging station.

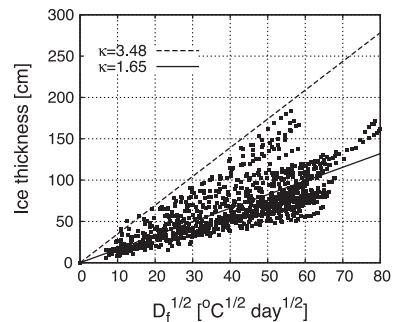


図-6 河川氷厚と積算寒度の関係 (1986-1988)

Fig.6 Relation between ice thickness and the accumulated freezing degree-days (1986-1988).

係数 κ は理論値を下回り、平均値は $1.65 \text{ cm}/(\text{°C day})^{1/2}$ が得られた。この値は、文献値と比較しても妥当な値で、本研究では、 κ にこの値を採用することとした。

図一七は、解氷時の積算暖度 D_{m0} とその地点の最大河川氷厚の関係を示している。ばらつきは大きいものの、河川氷厚が大きくなると解氷時の積算暖度も大きくなるのがわかる。河川氷の解氷は熱的な要因・機械的な要因などが複雑に絡まっているため、当然これ以外にも多くの要因が考えられるが、これらをすべて考慮して流出モデルに組み込むことは困難である。本研究では、解氷時の積算暖度の閾値を最大河川氷厚によって定め、積算暖度がこの閾値を越えた場合に、解氷するものとした。次式により解氷日の積算暖度の閾値を定める。

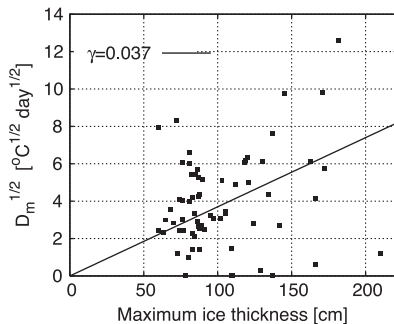
$$\sqrt{D_{m0}} = \gamma \times id_{max} \tag{12}$$

ここで、 D_{m0} は解氷日の積算暖度、 id_{max} は最大結氷厚 (cm)、 γ は係数で、本研究では観測資料の平均値0.037を採用する。

上式により、解氷日を決定することができるが、元となる観測資料の解氷日は、正確には「河川氷厚の記録がなくなる初日」を表しており、河道内の河川氷が完全に融解した状態ではない。このため、式(12)により求められる解氷日以降も、河川氷の影響がなくなるわけではない。本研究では、解氷後、河川氷が氷厚を減少するような形で、この影響を考慮することにした。具体的には、次式のように河川氷が時間とともに指数関数的に氷厚を減少するものとした。

$$id = id_0 \exp(-\zeta t) \tag{13}$$

ここで、 id_0 は解氷日の氷厚 (cm)、 t は解氷からの日数、 ζ は係数である。今のところ係数 ζ を合理的に



図一七 最大河川氷厚と解氷日の積算暖度の関係(1986-1988)
Fig. 7 Relation between maximum ice thickness and accumulated degree days of ice breakup dates (1986-1988).

決定する方法はないため、観測流量を再現できるように試行錯誤的に決定する。

IV. モデルの適用と流出量の算定結果

1. 陸面モデルの適用とその結果

陸面モデルを対象地域へ適用するに当たっては、対象地域を $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ メッシュに分割することとした。各メッシュには、それぞれ8タイプに分類した植生および土壌特性、更にLAIの季節変化を与え、地表面状態、土壌の空間分布を考慮している。また、気象データは77ヶ所のBMSDsを用いて近距離補完法により $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ の日単位のフォーシングデータセットを構築し、陸面モデルへの入力値とした。なお、利用するデータは降水量、日照時間、最高・最低気温、湿度及び風速である。日射量は近藤ら(1991)、下向き長波放射量はIijima *et al.* (2004)の実験式によって推定して用いた。以上、陸面モデルへの入力となる植生や土壌特性・気象要素の空間分布の詳細に関しては、Park *et al.* (2008)を参照されたい。

図一八は、陸面モデルを1986年から2003年の18年間に連続適用して得られた土壌からの余剰水(これが流出モデルの入力値となる)をDOY=116~145の期間について平均し、5日間ごとの積算値として示したものである。この時期の余剰水は融雪によるもので、対象流域の最も大きな洪水を構成している。図のように、この時期の余剰水は特に空間分布に偏りが見られ、余剰水が大きく計算される場所は、ほぼ緯度に沿う形で上流側から下流側へ向かって移動していることが分かる。

次に図一九は、陸面モデルで計算された1986年から2003年の流出モデルの入力値の流域平均値(年値)と観測されている各流域の年間流出量と比較したものである。支流別に見ると、アルダン川流域では、陸面モデルによる流出量と河川流出量はほぼ一致しているのに対し、レナ川上流域では陸面モデルによる計算値が $40 \sim 50 \text{ mm/yr}$ 程度小さく、ヴィリュイ川流域では $20 \sim 50 \text{ mm/yr}$ 程度実測流出量を上回っている。ヴィリュイ川流域ではダムの影響を考慮していないため止むを得ないものと考えられる。支流流域のうち、流域面積の大きいレナ川上流域の影響を受け、レナ川最下流流域(キュシュル地点)では、陸面モデルの計算値が全体にやや小さくなっている。一方、図一十は、3つの支流と図一1中のU1,U2地点で定義される支流について流域平均降水量と流出

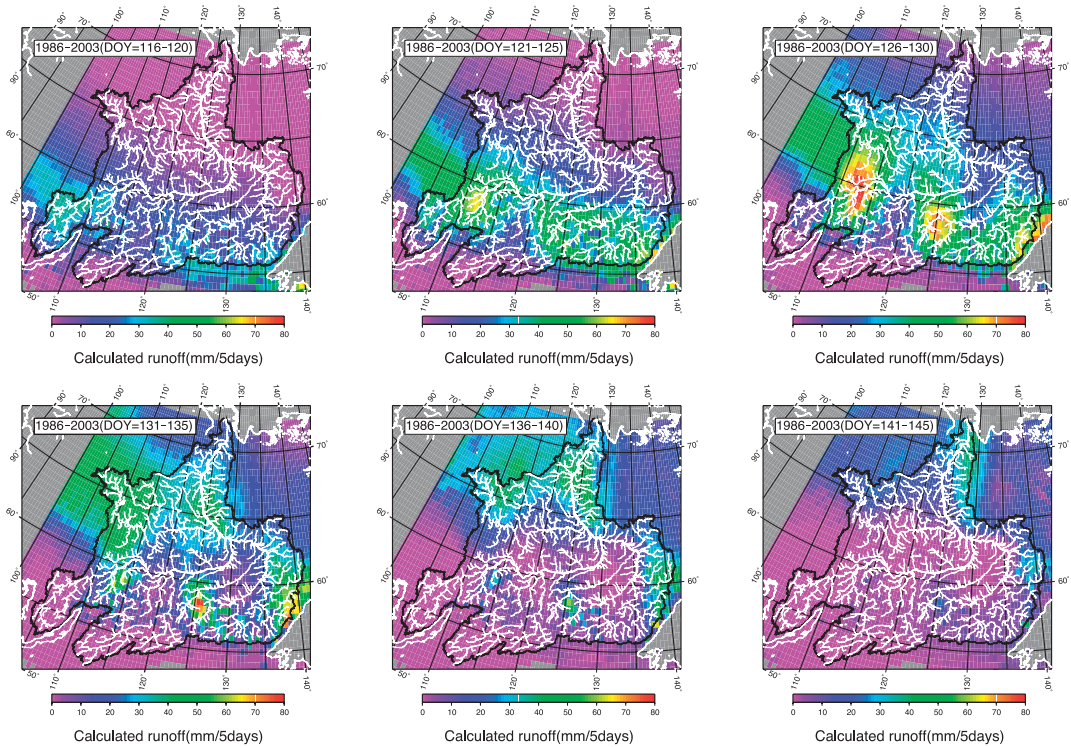


図-8 陸面モデルから計算された流出モデル入力値の空間分布 (1986-2003)

Fig. 8 Distribution of mean runoff model input calculated by LSM (1986-2003).

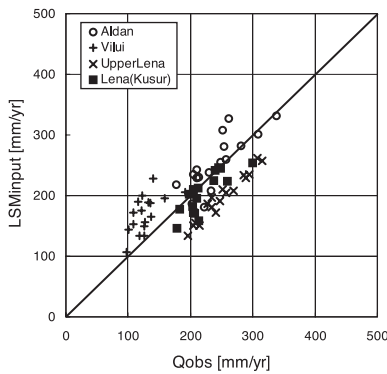


図-9 年流出量と陸面モデルから計算された流出モデル入力値の比較 (1986-2003)

Fig. 9 Comparison between observed river discharge and runoff model input calculated by LSM (1986-2003).

高の1986年～2003年の平均値を取ったものである。図によれば、3つの支流の中では最も温暖なレナ川上流域で、流出高と降水量の差が最も小さくなっている。また、レナ川上流域の更に上流側の支流U1,U2では、年流出高が年降水量との差が更に小さくなっている。このように、レナ川上流域では流出量に対して

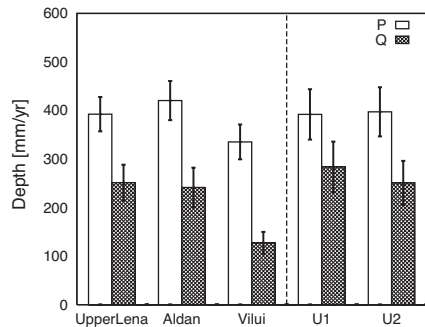


図-10 支流における流域平均降水量と流出高 (1986-2003, 縦棒は標準偏差)

Fig. 10 Subbasins mean annual precipitation and discharge, 1986-2003.

降水量を過小に評価している可能性があり、陸面モデルによる計算値が小さくなっている原因と考えられる。しかし、得られるデータの制約が多いことを考え合わせると、ほぼ満足のいく結果である。

2. 流出モデルの適用とその結果

陸面モデルからの余剰水を先に示した流出モデル

への入力として流出量の計算を行った。流出計算は1986年から開始し、1987年から2003年を検証期間としている。流出モデルの適用に当たっては、遅い流出成分への配分率 α_g と式(13)の解氷後の河川氷の減少を表す係数 ζ を定める必要がある。本研究では実測流量を再現できるよう、これらの係数を試行錯誤的に求め、それぞれ $\alpha_g=0.3$ 、 $\zeta=0.1$ の値を採用した。

流出モデルに組み込んだ河道効果・流出成分の効果・結氷の効果を確認するため、これらの効果を順次加えた以下の(a)~(d)の4つのモデルを設定し、

計算結果の比較を行った。

- (a) 陸面モデルからの出力のみで流出モデルを通さない場合
- (b) 陸面モデルからの出力を早い流出成分として流出モデルに与え、河川氷を考慮しない場合
- (c) 陸面モデルからの出力を早い成分と遅い成分に分離して適用し、河川氷を考慮しない場合
- (d) (c)に河川氷の影響を組み込む場合

なお、モデル(d)が最終的な流出モデルとなる。図-11は、1987年から2003年までのレナ川最下流

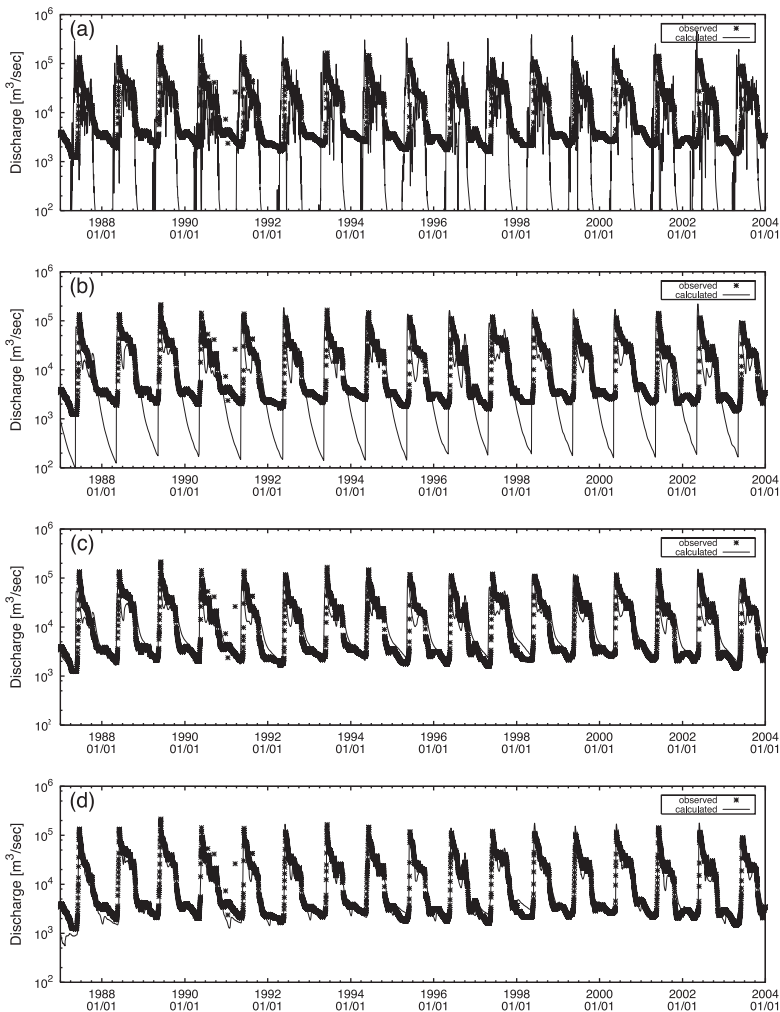


図-11 1987-2003年のキュシユル地点の流出量の算定結果 (a) 陸面モデルから流出モデルへの入力, (b) 流出モデルによる結果 ($\alpha_g=0$, 河川氷なし), (c) 流出モデルによる結果 ($\alpha_g=0.3$, 河川氷なし), (d) 流出モデルによる結果 ($\alpha_g=0.3$, 河川氷あり)

Fig. 11 Observed and calculated hydrographs at Kusur station, 1987-2003. (a) runoff model input calculated by the LSM, (b) runoff model results ($\alpha_g=0.0$, without river ice model) (c) runoff model results ($\alpha_g=0.3$, without river ice model), (d) runoff model results ($\alpha_g=0.3$, river ice model).

キュシユル地点の日流量をモデル(a)~(d)により算定した結果を示している。

モデル(b)のように、河道効果を組み込むことにより夏期の流出が概ね再現できるようになる。更に、モデル(c)のように陸面モデルからの入力を遅い流出成分にも配分することで、冬季間の低水部が大きく改善されることがわかる。Shepelev *et al.* (1984)は、永久凍土中および永久凍土下からの遅い流出成分がレナ川の全流出量の20~30%であることを示している。今回試行錯誤的に定めた遅い流出成分の配分率は0.3で、この値はShepelevらが示した永久凍土とその下層からの流出の比率と結果的に一致している。モデル(c)では、解氷期には計算流出量のほうが実測流出量よりも約2週間ほど早く hidrograph が立ち上がるとともに、秋季には結氷によると考えられる急速な流量の低減を再現できていない。しかし、河川氷を考慮したモデル(d)では、春先の hidrograph の立ち上がりのタイミングと秋口の流出量の低下部分が大きく改善していることがわかる。

図-12は、1987年から2003年まで期間についてレナ川流域の各地点の日流量の平均値の実測値とモデル(d)の計算値を示している。レナ川上流域では、融雪出水直後に計算流出量が急激に落ち込み、その影響がレナ川最下流まで及んで計算流量の再現性を低

下させている。これは、先に示したように、レナ川上流域では、雨量資料やその補間方法の問題で流出高に対して降水量が小さくなっているためであり、現況の気象資料の観測密度を勘案すると止むを得ないものと考えられる。ヴィリユイ川流域では、冬季の流量を実測よりも小さく、またピーク流量を大きく見積もっているが、これはダム操作の影響と考えられ、特にダム建設後の冬季の流量の差はYe *et al.* (2003)が指摘している400~600 m³/s という値とも一致している。また、冬季の低水量についてみれば、比較的温暖なレナ川上流域では観測値より小さく、寒冷なアルダン川流域では観測値より大きく計算されている。これは、モデル上、冬季の流量は遅い流出成分で構成されるため、この配分率が大きく影響することに関係している。現在は全期間・全流域内で一定の値を採用しているため、凍土の影響の大きい地域では遅い流出成分が過大に、凍土の影響の小さな地域では過小に配分されているためと考えられる。

このようなことを勘案すれば、ダムの影響の大きいヴィリユイ川流域を除いては、計算流量は実測流量をほぼ再現できており、本研究で採用したモデルにより、流域内の支流の hidrograph を日単位スケールで再現することが可能である。

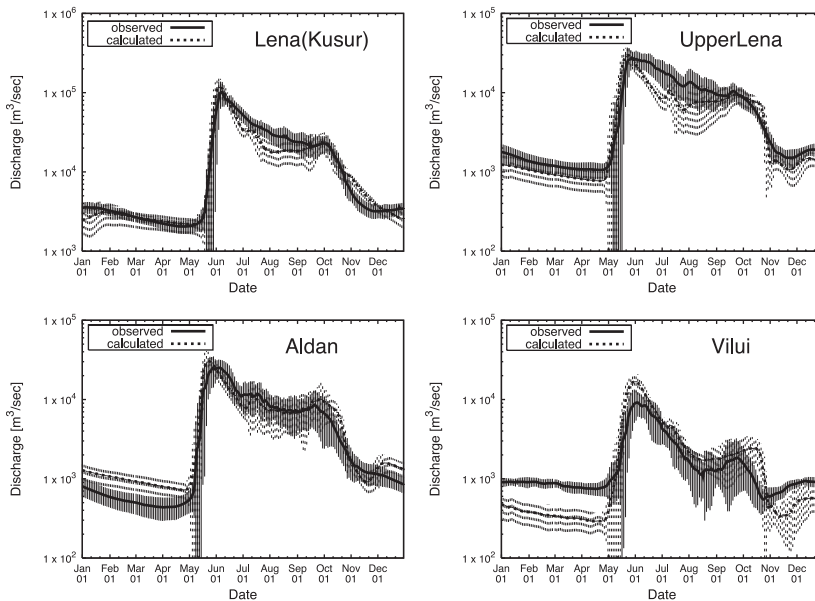


図-12 各観測点における1987-2003年の平均日 hidrograph の算定結果 (縦棒は標準偏差)

Fig. 12 Comparisons between observed and calculated mean daily discharge at four hydrological stations in the Lena River basin, 1987-2003.

V・おわりに

本研究では、植生・積雪・土壌の熱・水交換を考慮できる陸面モデルと、洪水追跡による流出モデルを組み合わせた分布型水文モデルによりレナ川流域の流出量の算定を行った。対象流域では、遅い流出成分と冬季間の河川氷が流出ハイドログラフに与える影響が大きい。このため、流出モデルでは1) 陸面モデルで計算された流出水の30%を遅い流出成分として、貯留関数を介して流出モデルの入力として与えること、2) 河川氷厚を同時に計算し、結氷していない部分を流下させることによってその影響を考慮した。本研究で採用した水文モデルを1987年から2003年までの期間に適用した結果、全期間に渡ってハイドログラフをほぼ再現できることを確認した。これまで、同流域における長期間の日流量を再現した例はなく、これは特筆すべきものである。また、全期間で同一のパラメータで実測ハイドログラフを再現できたことは、この期間、流域スケールでの流出に影響を及ぼすような流出過程の大きな変化がなかったことを示唆するものである。

今回試行錯誤的に決定したパラメータは陸面モデルからの入力の遅い流出成分への配分率 α_g と解氷後の河川氷の減少を表す係数 ξ のみであり、これ以外のパラメータは観測資料、文献値から得られたもので、特別なチューニングは行っていない。このうち、遅い流出成分への配分率 α_g はShepelev *et al.* (1984)が示した永久凍土とその下層からの流出の比率と結果的に一致した。このことは、貯留関数を經由する成分は永久凍土とその下層からの流出に量的に対応するものと考えられる。今後 α_g の空間分布やこの成分そのものの物理的流出過程のモデル化が重要であると考えられる。

謝辞

本研究は科学技術振興機構戦略的創造研究推進事業 (JST-CREST)「北方林地帯における水循環特性と植物生態生理のパラメータ化 (「水の循環系モデリングと利用システム」領域、代表・太田岳史、平成14年度～平成19年度)」および科学技術振興機構委託研究「北方圏での分布型流出モデルの開発と適用 (代表八田茂実)」の支援を得て行われました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- Beltaos S. 1995. River Ice Jams, Water Resources Publications : LLC; 48-49.
- 早川博 (1997) : 流域の地形構造を考慮した降雨流出の確率応答と流域スケールに関する研究, 北海道大学博士論文, pp.14-21.
- Iijima Y, Yabuki H, Ohata T. 2004. Estimation of downward longwave radiation for clear sky conditions during the cold season in eastern Siberia, Proc. 6th Int. Study Conf. on GEWEX in Asia and GAME, Dec, 2004, Kyoto, Japan, GAME CD-ROM, Publ. No.11, T1Y130Jul04160330.
- Kane DL. 1997. The impact of Arctic hydrologic perturbations on Arctic ecosystems induced by climate change, in Global Change and Arctic Terrestrial Ecosystems, Ecol. Stud. Ser. 124, Springer-Verlag: New York ; 63-81.
- 近藤純正・中村亘・山崎剛 (1991) : 日射量および下向き大気放射量の推定, 天気, 38, pp.41-48.
- Ma X, Fukushima Y. 2002. A numerical model of the river freezing process and its application to the Lena River, Hydrological Processes 16: 2131-2140.
- Ma X, Fukushima Y, Hiyama T, Hashimoto T, Ohata T. 2000. A macro-scale hydrological analysis of the Lena River basin, Hydrological Processes 14: 639-651.
- Matsumoto K, Ohta T, Nakai T, Kuwada T, Daikoku K, Iida S, Yabuki H, Kononov AV, van der Molen MK, Kodama Y, Maximov TC, Dolman AJ, Hattori S. 2008. Responses of surface conductance to forest environments in the Far East, Agricultural and Forest Meteorology 148: 1926-1940. doi:10.1016/j.agrformet.2008.09.009.
- Park H, Yamazaki T, Yamamoto K, Ohta T. 2008. Tempo-spatial characteristics of energy budget and evapotranspiration in the eastern Siberia, Agricultural and Forest Meteorology 148: 1990-2005. doi:10.1016/j.agrformet.2008.06.018.
- Peterson BJ, Holmes RM, McClelland JW, Vorosmarty CJ, Lammers RB, Shiklomanov AI, Shiklomanov IA, Rahmstorf S. 2002. Increasing River Discharge to the Arctic Ocean, Science, 298 (5601) : 2171-2173.
- 陸叡蛟・小池俊雄・早川典生 (1989) : 分布型水文情報に対応する流出モデルの開発, 土木学会論文集, 411/II-12, pp.139-144.
- Shepelev VV, Tolstykhin ON, Piguzova VN. 1984. Permafrost hydrogeological conditions of Eastern Siberia Novosibirsk, Science: 187. (in Russian)
- Suzuki R, Razuvaev VN, Bulygina ON, Ohata T. 2007. Baseline Meteorological Data in Siberia Version 4.1, Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Japan.
- Yamazaki T, Yabuki H, Ishii Y, Ohta T, Ohata T. 2004. Water and energy exchanges at forests and a grassland in eastern Siberia evaluated using one-dimensional land surface model, Journal of Hydrometeorology, 5: 204-515.
- Yang D, Kane DL, Hinzman LD, Zhang X, Zhang T, Ye H. 2002. Siberian Lena River hydrologic regime and recent change, Journal of Geophysical Research, 107 (D23) : 4694. doi:10.1029/2002JD002542.
- Ye B, Yang D, Kane DL. 2003. Changes in Lena River streamflow hydrology: Human impacts versus natural variations, Water Resources Research, 39 (7) : 1200. doi:10.1029/2003WR001991.

(受付: 2008年7月17日, 受理: 2008年12月8日)

Long Term Runoff Analysis of the Lena River Basin using a Distributed Hydrological Model

Shigemi HATTA¹⁾ Hiroshi HAYAKAWA²⁾ Hotaek PARK³⁾
Takeshi YAMAZAKI⁴⁾⁵⁾ Kazukiyo YAMAMOTO⁶⁾ Takeshi OHTA⁶⁾

¹⁾ Department of Civil Engineering, Nagaoka National College of Technology
(888 Nishikatagai-cho, Nagaoka, Niigata 940-8532, Japan)

²⁾ Department of Civil and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
(165 Koen-cho, Kitami, Hokkaido 090-8507, Japan)

³⁾ Data Integration and Analyses Group, Japan Agency for
Marine-Earth Science and Technology
(2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan)

⁴⁾ Graduate School of Science, Tohoku University
(6-3 Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai, Miyagi 980-8578, Japan)

⁵⁾ Institute of Observational Research for Global Change,
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
(2-15 Natsushima-cho, Yokosuka 237-0061, Japan)

⁶⁾ Graduate School of Bioagricultural Sciences, Nagoya University
(Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan)

The objective of this study is to develop a hydrological model that can estimate daily discharge over a long period of the Lena River basin.

The hydrological model developed by this study is composed of a land surface model that can take the heat/water exchange of the vegetation, snow and soil into consideration and an runoff model based on the flood routing in the river channel network, with the outflow water from the soil calculated by the land surface model to be the input value to the runoff model.

In the Lena River basin, the slow components of stream flow and the river ice during winter season have large effects to the hydrograph. Taking their effects into consideration, the following 2 processes were added to the runoff model; 1) 30 % of the outflow from the soil calculated by the land surface model regarded as the slow outflow component was given as the input to the outflow model through the storage function model and 2) The river ice thickness was calculated, letting the unfrozen portion flow down.

The stream discharge was calculated for the period from 1987 to 2003 using the above hydrological model, and as a result, it was possible to exactly reproduce the actual measured hydrograph throughout the entire period. The results show that the hydrological model developed in this study is effective for simulation of the water cycle in the Northern Regions.

Key words : distributed hydrological model, Lena River, long-term runoff analysis, river ice