

リモートセンシングデータを用いた高緯度流域降雪量補正に関する研究

長岡技術科学大学大学院

土佐林 卓

1. はじめに

高緯度における流出の実態を把握することは、融雪によって引き起こされる洪水の予測、または融雪水の水資源としての有効利用の両面を考えると非常に重用である。

しかし、高緯度地方では積雪状況を正確に把握することが難しく、したがって、降雪・融雪の予測もまた困難である。その主要な原因としては、降雪粒子は風に運ばれやすいこと、また雨量計の存在により周囲の気流が乱され降雪粒子がうまく捕捉されないことなどにより正確な量として降水が計測されないということが挙げられる。

そこで本研究では、1987～1988年において対象流域をレナ川とし、分布型融雪流出モデルにより出力されるレナ川の流出量と、積雪深データをもとに作成する積雪分布データが、実測値により近づくように最適パラメータを同定することにより降雪量補正を行う。また同時に、積雪深に関する情報を含んでいるといわれる、受動型マイクロ波センサ SSM/I で観測された輝度温度データを用いて、積雪深に関する情報の抽出を試みるとともに、そのデータを用いてモデル出力に対する評価手法や、モデル精度の向上手法についても検討していくものとする。

2. 使用データの概要

本研究で使用する分布型融雪流出モデルによる河川流量と積雪面積の算出のための気象データは、ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project) を使用した。また、擬河道網作成のための数値地理情報として、水域の位置を経度緯度のベクターデータとして記述した DCW (Digital Chart of the data) と全球陸域の標高を約 30 秒間隔で表現した GLOBE (Global Land One-km Base Elevation) を用いた。モデルによる算出流量との比較を行うための観測データは、レナ川出口での流出量データを用い、算

出積雪面積データと比較を行うための積雪面積算出のための衛星データセットは以下に示すものを使用した。

また、積雪量算定を検討するためのマイクロ波輝度温度データとその特性について以下に示した。

2.1. 衛星観測による積雪分布データ

本研究で使用した衛星データセットは、1971年1月4日から1995年9月3日にセンサ AVHRR、GOES での観測と他のいくつかの可視領域での衛星データにもとづく北半球のウィークリー積雪分布図をもとに作成された積雪分布データ、及び1978年10月23日から1995年9月3日にマイクロ波センサ SMMR、SSM/I で観測された輝度温度データにもとづく海氷分布データであり、その中から1987、1988年のデータを用いた。空間分解能は25キロメートルであり、データ範囲は北半球をカバーしている。データは、Lambert 正積方位図法により保管され、北半球を投影し北極を中心とした721×721のグリッド座標にマッピングされている。本研究では、このグリッドデータを比較対象である ISLSCP と同様の形式にするために、以下に示す式にしたがい、最近隣法によって(1°×1°)の緯度、経度座標のデータに変換し使用した。

$$r = 2 \times R / C \times \sin(l) \times \sin(p / 4 - f / 2) + r_0 \quad (1)$$

$$s = 2 \times R / C \times \cos(l) \times \sin(p / 4 - f / 2) + s_0 \quad (2)$$

r : 列座標 R : 地球の半径
s : 行座標 C : 名目上のセルサイズ
λ : 緯度 r₀ : 列の起点
φ : 経度 s₀ : 行の起点

2.2. 輝度温度データ

本研究で用いた輝度温度データは、マイクロ波領域においては、対象となる物質の物理温度と測定される輝度温度を用いて以下のように表される。

$$T_b = \varepsilon T \quad (3)$$

T_b : 輝度温度 ε : 放射率 T : 物理温度

物質の放射率は、常に $0 \leq \varepsilon \leq 1$ であり、物質の誘電率や表面の粗さなどの物理的性質と周波数、偏波特性、入射角、方位角により変化するため、輝度温度もこれらの性質、条件によって変化する。

本研究では、1987年8月1日から1988年12月31日までにマイクロ波センサ SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) によって観測された輝度温度データを使用した。

2.2.1 衛星搭載マイクロ波センサ SSM/I

本研究で用いた輝度温度データは、マイクロ波センサ SSM/I(Special Sensour MicroWave/Imager)によって観測されたデータである。表 2.1 に SSM/I の使用を示すが、本研究では周波数 19.350、37.000 (GHz)を対象に解析を行った。

搭載衛星	DMSP		
軌道要素	太陽同期極軌道 高度：860±25km		
観測幅	1394km		
回帰日数	16日		
周波数 (GHz)	偏波	分解能 (km)	
		along-track	cross-track
19.350	垂直偏波 (v)	69	43
	水平偏波 (h)	69	43
22.235	垂直偏波 (v)	50	40
	水平偏波 (h)	37	29
37.000	垂直偏波 (v)	15	13
	水平偏波 (h)	15	13

表 2.1 SSM/I の仕様

3. 分布型融雪流出モデルの概要

本研究に用いた分布型融雪流出モデルは、陸らの分布型流出モデル¹⁾の概念に基づき、流域の陸域を矩形のメッシュに分割し、各メッシュに対して降雪モデル、融雪モデル、流出モデルを適応することにより、降雪・融雪・流出の過程を表現するものである。

各メッシュでは、数値地理情報をもとに流出方向が計算され、擬河道網が作成される。各メッシュからの流出量は、この擬河道網を介して河道追跡モデルにより擬河道網内を追跡計算され、流域出口での流量に変換される。図 3.1 に本モデルのフローを示す。

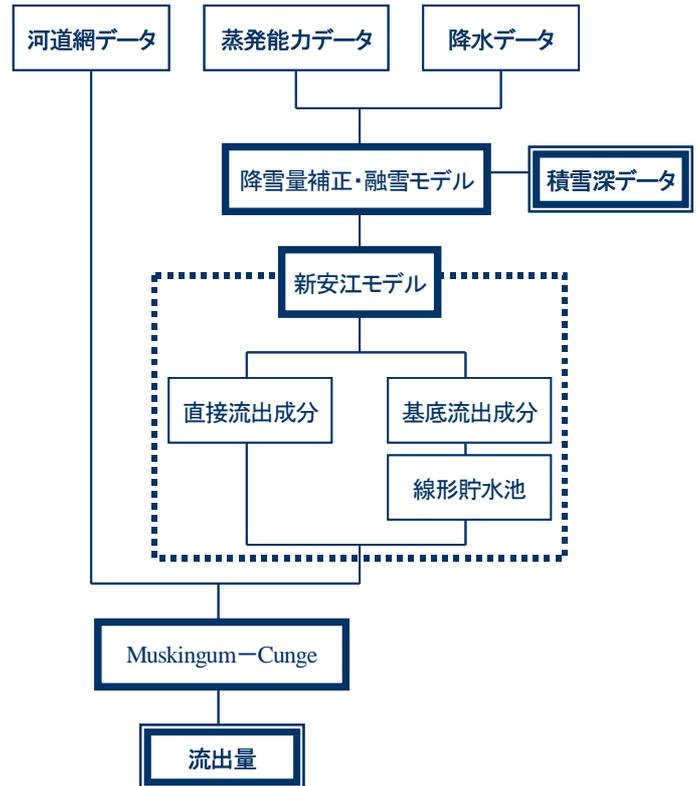


図 3.1.分布型モデルのフローチャート

3.1. 降雪量補正モデル

本研究で用いる降水データには降水形態に関する情報が含まれていない。したがって、気温がある値(本研究においては 0°C とする)を下回る場合に、当該メッシュの降水量を積雪として取り扱い計算する。これを、以下の定数モデルに適用し、降雪量補正を行う。

$$P(h) = A \times P_0(h) \quad (4)$$

P : 補正後の降水量 A : 雨量計補正係数

h : 当該メッシュの標 $P_0(h)$: 補正前の降水量

本研究では、 A をパラメータとして取り扱う。

3.2. 融雪モデル

本研究では、融雪モデルに以下の 2 種類の手法を使用し、その影響と効果を評価する。

3.2.1. degree-day 法を導入した融雪モデル

$$M_{cal} = M_t + M_p \quad (5)$$

M_{cal} : 総融雪量

M_t : degree - day 法による融雪量[mm]

M_p : 降雨による融雪量[mm]

degree - day 法による融雪量 M_t

気温日数 (degree - day) は、 0°C 以上の日平均気温と日数との積で、融雪量はこの値に比例するといわれている。この気温日数 1°Cday 当りの融雪量を気温日融雪率 (DDF) とすると、気温 $T^{\circ}\text{C}$ の時の融雪量 $M_t[\text{mm}]$ は次式で表される。

$$M_t = \begin{cases} 0 & (T < 0) \\ DDF \times T & (T > 0) \end{cases} \quad (6)$$

本研究では、DDF をパラメータとして取り扱う。

降雨による融雪量 M_p

降雨による融雪量 $M_p[\text{mm}]$ は、次式によって表される。

$$M_p = \frac{PT_0}{2.38L_m} C_p \quad (7)$$

L_m : 融解潜熱[gJ] T_0 : 降雨時の平均気温[$^{\circ}\text{C}$]

P : 降水量[mm] C_p 比熱[gJ/ $^{\circ}\text{C}$]

3.2.2. 熱収支法を導入した融雪モデル

本研究では、以下の熱収支式によって融雪熱量を算出する。入力は、ISLSCP データを使用した。

$$M = (R^{\downarrow} - \sigma T_s^4) - c_p r C_H U (T_s - T) - i r b C_H U (q_s - q) \quad (8)$$

M : 融雪熱量[Wm^{-2}]、 R^{\downarrow} : 放射収支[Wm^{-2}]、 σ : ステファンボルツマン定数($=5.67 \times 10^{-6} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)、 T : 気温[K]、 T_s : 地表面温度[K]、 ρ : 空気の密度[kgm^{-3}]、 C_H : 顕熱輸送のバルク輸送係数[-]、 U : 風速[ms^{-1}]、 i : 水の気化潜熱[Jkg^{-1}]、 β : 地表面の蒸発効率[-]、 q : 比湿[-]、 q_s : 飽和比湿[-]

3.3. 新安江モデル

本研究では、各メッシュで降水によって発生する流出は、新安江モデルによって計算した。このモデルは、

超蓄流出理論に基づき、各メッシュでの流出を直接流出 R_s と基底流出 R_g の 2 成分に分離し計算する。また、流出はある地点での貯留量が貯蓄能力 WPM を超えたときに発生すると考え、到達してからは最終浸透能 F で浸透し、浸透できない部分が地表面流出となる。

3.4. 河道追跡モデル

大陸スケールの大河川を扱う場合には、河道での流れをモデル化し、貯留効果や遅れの影響を考慮することが重要である。

本研究では、各メッシュからの流出量を、作成した河道網を介し、Muskingum-Cunge 法により研究対象地点まで追跡計算を行う。

4. 結果と解析概要

4.1. モデルの出力結果

モデルパラメータは、以下の流出量、積雪面積率の 2 つの指標が、モデル出力と観測値間でマッチングするように同定した結果、降水量補正係数 $A=1.5$ 、気温日融雪係数 $DDF=8.0$ と決定した。

以下に、流出量と積雪面積率の時系列変化のグラフを示す。その際、融雪モデルに degree-day 法を導入したモデルと熱収支法を導入したモデルの 2 種類の結果を比較し、その影響を考慮する。

横軸は、1987/1/1 から 1 日 1 ステップで 2 年間 731 ステップを示している。

積雪面積率とは、全流域面積に対する積雪面積の値であり、全流域が積雪に覆われている時が 1 であり、全く積雪がない場合が 0 となる。

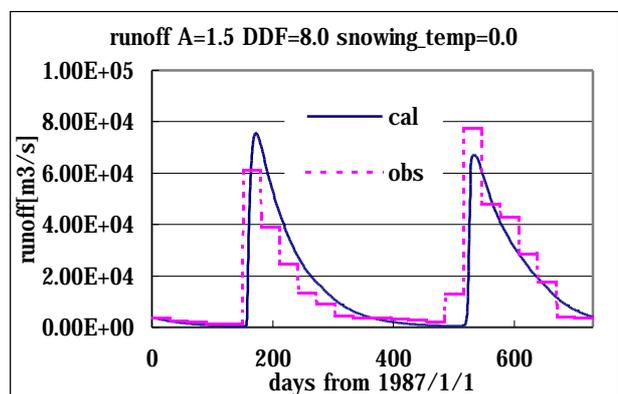


図 4.1. 流出量の時系列変化 (融雪モデル : degree-day 法)

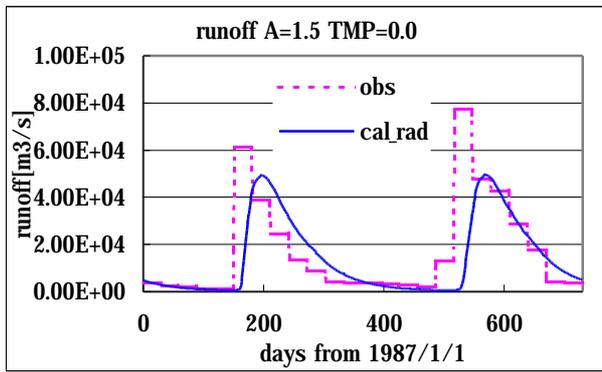


図 4.2. 流出量の時系列変化(融雪モデル: 熱収支式)

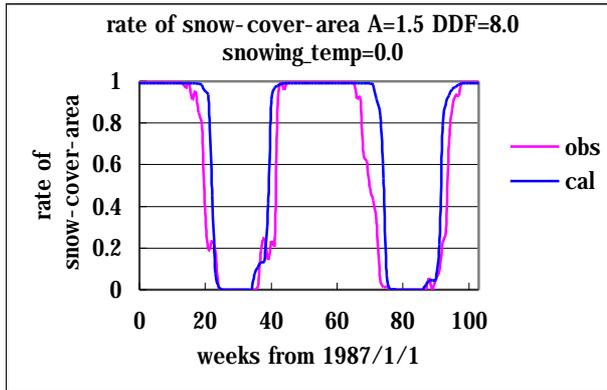


図 4.3. 積雪面積率の時系列変化(融雪モデル: degree-day 法)

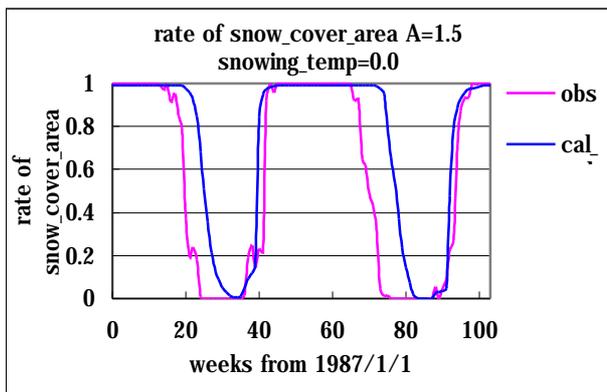


図 4.4. 積雪面積率の時系列変化(融雪モデル: 熱収支式)

図 4.3、4.4 を比較すると、どちらも観測値と比べ融雪開始期に 1,2 ヶ月の遅れを生じている。しかし、図 4.3 は、融雪期間が短いため、融雪終了期は観測値とほぼ同じである。一方、図 4.4 は、融雪開始期、終了期とも遅れているが、融雪過程は非常によく表しており、およそ融雪期間は観測値と同じである。

流出量は、この融雪過程をよく反映しており、図 4.1 は、短期間に大量の流出を発生している。一方、図 4.2 は、融雪期が全体的に遅れるため、流出のピークに遅れが生じ、全体的に流出量が少ないことが分かる。

以上から、融雪開始期の遅れを改善することにより

モデル全体の精度を向上することが可能であると考えられる。

4.2. 輝度温度データからの積雪情報の抽出

以下に輝度温度データから抽出した積雪情報の時系列変化のグラフを示す。解析指標は、以下の 2 種類とする。

- ・ 放射率: 式〈3〉より算出
- ・ snow_index: 以下の式より算出

$$\text{snow_index} = \frac{b_temp_19 - b_temp_37}{b_temp_19 + b_temp_37} [-] \quad \langle 9 \rangle$$

b_temp_19: 19GHz で観測された輝度温度データ

b_temp_37: 37GHz で観測された輝度温度データ

横軸は、1987/1/1 から 1 日 1 ステップで 2 年間 731 ステップを示している。尚、データの切れている部分は、データの欠損部分である。

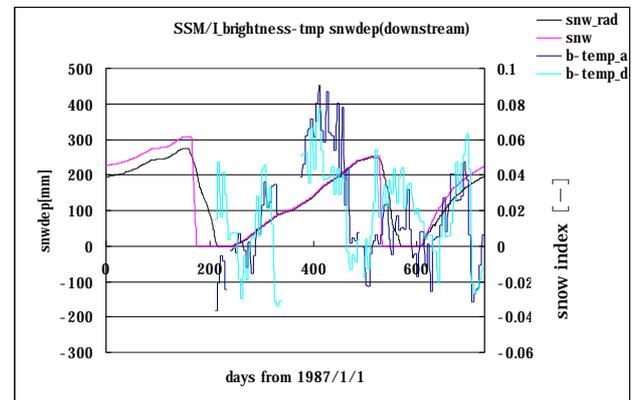


図 4.5. 放射率の時系列変化(下流域)

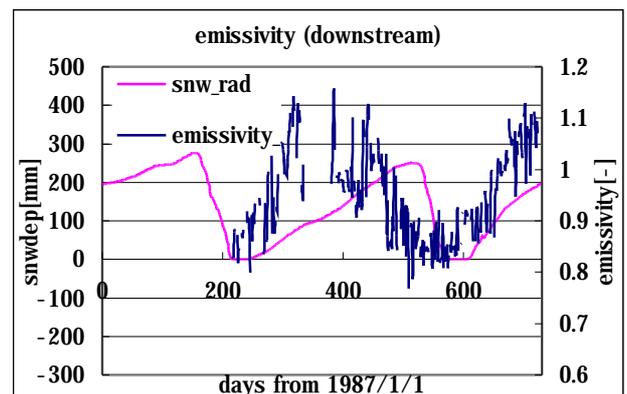


図 4.6. snow_index の時系列変化(下流域)

図 4.5、図 4.6 から、放射率、snow_index が、おおまかな地表状態を示していることが分かるが、モデルの解析に用いるためにはまだ検討が必要である。