



# HOKKAIDO UNIVERSITY

|                  |                                                                                                 |
|------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Title            | アラスカ・ユーコン河流域における物質輸送機構 : 観測とモデリング                                                               |
| Author(s)        | 知北, 和久; 和田, 知之; 工藤, 勲                                                                           |
| Citation         | 低温科学, 74, 43-54                                                                                 |
| Issue Date       | 2016-03-31                                                                                      |
| DOI              | <a href="https://doi.org/10.14943/lowtemsci.74.43">https://doi.org/10.14943/lowtemsci.74.43</a> |
| Doc URL          | <a href="https://hdl.handle.net/2115/61063">https://hdl.handle.net/2115/61063</a>               |
| Type             | departmental bulletin paper                                                                     |
| File Information | 043-054.pdf                                                                                     |



# アラスカ・ユーコン河流域における物質輸送機構： 観測とモデリング

知北 和久<sup>1)</sup>, 和田 知之<sup>2)</sup>, 工藤 勲<sup>3)</sup>

2006年6月～2009年9月の3年余の期間、アラスカ・ユーコン河最下流部のUSGS水位観測点(PLS地点)で浮遊物質濃度、懸濁態炭素(POC)濃度、懸濁態窒素(PON)濃度の1時間連続データを得た。ユーコン河流域(面積 $8.57 \times 10^5 \text{ km}^2$ )の約75%は不連続永久凍土をもつ森林域、1.1%は高山氷河域である。6月～9月の夏期には、ユーコン河の流量と浮遊物質濃度は氷河と凍土の融解と数日間にわたる数回の降雨によって大きく変動する。4月下旬～5月初旬には、融雪増水に伴う河水の破碎(breakup)が生じ、この後は6月初旬まで融雪出水が続く。2007～2009年の3回の融雪出水について、年間の流量・土砂流出量・POCフラックス・PONフラックスに対する寄与を評価した。結果として、年間の流量に対し14.1-24.8%、土砂流出量に対し8.7-22.5%、POCフラックスに対し11.6-23.7%、PONフラックスに対し10.3-24.5%の寄与があった。2006～2008年夏期の日平均流量と日平均土砂流出量の時系列について、それぞれタンク・モデルおよび計算流量のべき関数を適用して、その再現を試みた。結果として、モデル計算は観測結果との間に $r=0.88-0.94$ (流量)と $r=0.73-0.93$ (浮遊物質濃度)の高い相関を示し、モデルによる再現が共に妥当であることがわかった。土砂流出量から得られる浮遊物質濃度に対する数値解析から、流送土砂の給源が氷河域と河道にあると推定された。感度解析では、温暖化による気温上昇が氷河融解流出に与える効果について議論した。

## Material-loading processes in the Yukon River basin, Alaska: Observations and modelling

Kazuhisa A. Chikita<sup>1</sup>, Tomoyuki Wada<sup>2</sup> and Isao Kudo<sup>3</sup>

Hourly time series of discharge, suspended sediment concentration, POC (particulate organic carbon) and PON (particulate organic nitrogen) were obtained at the lowest gauging station, PLS (Pilot Station) of U. S. Geological Survey in the Yukon River basin, Alaska, in June 2006 - September 2009. The river basin (area,  $8.57 \times 10^5 \text{ km}^2$ ) is occupied by 1.1 % glacierized mountainous regions and ca. 75 % lower forest regions with discontinuous permafrost. Thereby, the Yukon River discharge in summer consists of glacier-melt and permafrost-melt discharges over the summer and a few rainfall runoffs for several days. Focusing on the snowmelt runoff in late April or early May to early June, its contribution to annual discharge, sediment load, POC flux and PON flux was estimated. As a result, the three snowmelt runoffs in 2007, 2008 and 2009 occupied 14.1 - 24.8% of annual discharge, 8.7 - 22.5% of annual sediment load, 11.6 - 23.7% of annual POC flux, and 10.3 - 24.5% of annual PON flux. The discharge and suspended sediment concentration time series in the summers of 2006-2008 were simulated by the tank model and a power function of modeled discharge, respectively. The simulated results were agreeable to the observed ones with the correlation coefficient,  $r=0.88-0.94$  for discharge and  $r=0.73-0.93$  for suspended sediment concentration. In the simulation of suspended sediment concentration, it was suggested that the sediment source is located in the glacierized

連絡先

知北 和久

北海道大学大学院理学研究院

〒060-0810 北海道札幌市北区北10条西8丁目

Tel. 011-706-2764

e-mail: chikita@mail.sci.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学大学院理学研究院

Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

2) (株)地球システム科学

Earth System Science Co., Ltd., Tokyo, Japan

3) 北海道大学大学院水産科学研究院

Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University,  
Hakodate, Japan

regions and river channels. As a sensitivity analysis, the effect of an increase in air temperature, due to global warming, on the glacier-melt discharge is discussed.

キーワード：ユーコン河，融雪出水，土砂流出，氷河融解，タンク・モデル

Yukon River, snowmelt runoff, sediment load, glacier-melt, tank model

## 1. はじめに

Köppen の気候区分，およびその改良型である Köppen-Geiger の気候区分 (Peel et al., 2007) に拠れば，カナダ・ユーコン準州～米国アラスカ州にまたがるユーコン河流域の気候区は大部分が記号 Dfc で表され，亜寒帯湿潤気候に属する．また，北海道の場合は記号 Dfb であり，亜寒帯域の南限に位置する．しかし，ユーコン河流域の山岳域には氷河，および低地の森林帯・湿地帯には永久凍土が存在する．このため，タナナ川流域のように山岳氷河域と永久凍土帯の両方を持つ支流域，ポーキュパイン川流域のように永久凍土帯のみを有する支流域があり，これより小さな流域スケールでは氷河域または永久凍土帯のみをもつ流域とが存在する．本稿が対象とするユーコン河流域では，夏季に降雨，氷河融解，凍土融解が同時に起こり，さらに土砂流出が主に氷河の融解土砂流出に因るので，流域スケールが同じでもそれぞれの流域で異なる水・土砂の流出特性をもつことになる (和田ほか, 2007; Wada et al., 2011)．アラスカの流域内では，農地開発などの人為的影響はほとんど見られないが，河川水を主な水資源としているため，近年の温暖化による急速な氷河縮退が安定した水資源を脅かしつつある (知北ほか, 2012)．

比較的規模の大きな河川に対する流出解析・土砂流出解析は，バルク型モデルや半分布型モデルによって，これまで数多くの研究がなされている．例えば，コロンビア河に対する Nijssen et al. (1997)，デルウェア河に対する Kite (2001)，メコン河に対する Takeuchi et al. (2008)，ニジェール河に対する Picouet et al. (2001)，ミシシッピ河に対する Sivakumar (2002) などがある．しかし，融雪や氷河融解を伴う土砂流出解析は事例が極めて少なく (Morehead et al., 2003)，その理由は融解水による堆積物浸食機構の研究が十分に進んでいないことによる．

筆者らは，1998～2013 年のユーコン河流域調査によって，米国地質調査所 (USGS) の水位観測点での流量データをもとに土砂流出量，および POC・PON・DOC・DON・主要無機イオンの負荷量に関する連続データを得てきた．ここでは，2006～2009 年におけるユーコン河の水・土砂・PON・POC の流出特性を議論するとともに，ユーコン河の年間流量と年間土砂流出量に対する融雪出水の

寄与を明らかにする．さらに，氷河融解流出と降雨流出が同時に起こる夏期 (6～9 月) におけるユーコン河の流量・土砂流出量の変動について，タンク・モデルと計算流量のベキ関数を用いてこれを再現し，氷河融解流出と降雨流出の寄与を定量的に明らかにする．

## 2. 対象流域と方法

### 2.1 対象流域と観測方法

図 1 に，ユーコン河流域および筆者らが利用した USGS 水位観測点の位置 (白丸および黒丸) を示す (Chikita et al., 2012)．流域面積は  $8.57 \times 10^5 \text{ km}^2$  で，沖繩諸島を含む日本国土面積  $3.78 \times 10^5 \text{ km}^2$  の約 2.3 倍である．流域面積の 50% 以上は北極圏 (北緯  $66^\circ 33'$ ) の南にあり，亜寒帯域に属する．流域の地形は起伏に富み，基盤露頭の複雑な分布により永久凍土も不連続分布をなす．他方，氷河高山帯がブルックス山脈の一部およびアラスカ山脈～ランゲル山地に分布し，氷河被覆面積は流域全体の 1.1% (約  $9,427 \text{ km}^2$ ) である (Chikita et al., 2007)．この氷河域の約 50% を占めるのがタナナ川流域である．また，森林帯は流域全体の約 75% を占め，林床や湿地帯には永久凍土が不連続に分布している．

筆者らは，ユーコン河の流量と土砂流出量に与える氷河融解の影響を調べるため，1998 年から最下流部の PLS 地点，中流部の YKB 地点，および支流タナナ川下流の TNN 地点と源頭部氷河域の PC 地点で水温ロガー (TidbiT, オンセット・コンピュータ社製; 測定誤差  $\pm 0.2^\circ\text{C}$ ) と自記式濁度計 (ATU 3-8 M 型, JFE アドヴァンテック社製; 測定最大誤差, 実測値の  $\pm 0.2\%$ ) を設置し，河川の水温・濁度の測定を 1 時間間隔で行った (図 1)．図 2 は，PLS, YKB 地点における測器の係留法である．なお，得られた濁度  $TD$  (ppm) の値は，“深度積算採水器 (depth-integrating sampler)” による同時採水で得た浮遊物質濃度 (Suspended Sediment Concentration; 以下，英語の場合は SSC と表記)， $C$  (mg/L) との間の相関関係 ( $C = 0.7656 \cdot TD + 59.733$ ;  $R^2 = 0.756$ ,  $p < 0.001$ ) から，浮遊物質濃度に変換している (Chikita et al., 2012)．この場合，濁度～浮遊物質濃度間は 1:1 対応に近い関係があった．このモニタリング中の河川状況について，11 月～4 月は河川が結氷し，4 月末～5 月上旬の

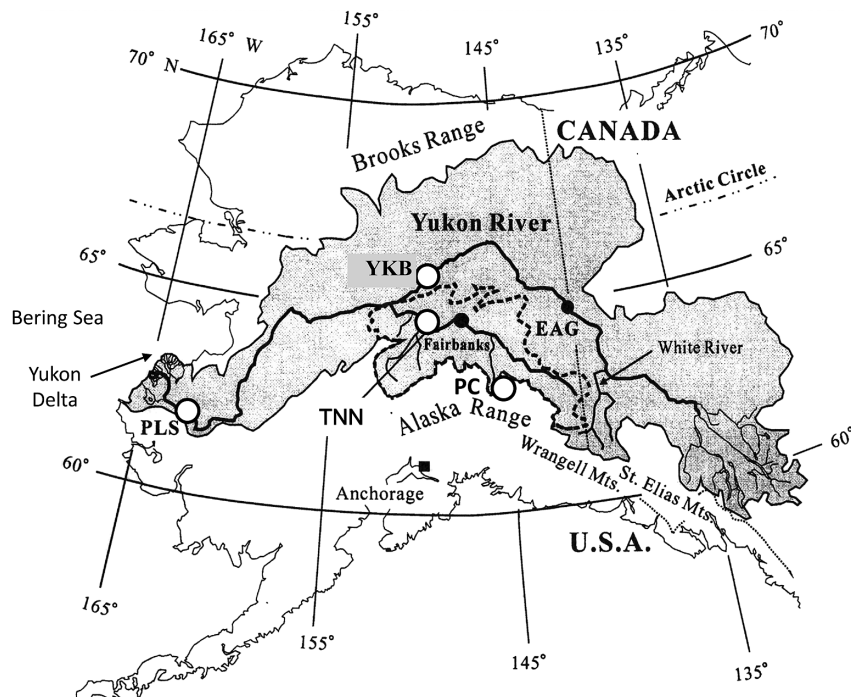


図 1: ユーコン河流域における米国地質調査所 (USGS) の主要な河川水位観測点の位置 (白丸および黒丸).

Figure 1: Location of some major USGS gauging stations in the Yukon River basin (white and black circles).

融雪期は解氷現象として水位上昇にともなう河水の破碎 (breakup) が起こる (URL <http://www.yukonriver-breakup.com/>) (日本の場合, 吉川ほか (2009) を参照). このため, 図 2 の河岸への係留ケーブルが切断され, 計器が流失するアクシデントがしばしば起こった. これにより, 10 月~5 月の期間では欠測が多い.

PLS, YKB, TNN 地点では流路幅が高水時で 370~850 m になるため, 図 2 に示す一点法では, その測定値の代表制が問題となる. そこで, Chikita et al. (2002) は, PLS, YKB 地点でのロガー計測中に TTD (Temperature-Turbidity-Depth) プロファイラーによる水温・濁度の横断面観測を行った. 結果として, 水温と浮遊物質濃度の断面内平均値とロガーによる同時値との差は, 測定値の大きさにかかわらず, それぞれ  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  以下,  $\pm 20 \text{ mg/L}$  以下であった. このことから, 5 月~9 月におけるロガーによる水温・浮遊物質濃度の変動は, 十分有意な変動を表していると言える. 結果として, 各点での土砂流出量  $L (\text{kg/s})$  は, 流量  $Q (\text{m}^3/\text{s})$  と浮遊物質濃度  $C (\text{mg/L})$  の積として  $L = 0.001 \cdot Q \cdot C$  で求められ, それぞれの 1 時間データが得られた.

河川水の浮遊物質に含まれる懸濁態有機窒素 (PON) と懸濁態有機炭素 (POC) の量は, 浮遊物質濃度を得るのに使用した濾過フィルター (Whatman GF/F) を塩酸

処理し, 質量スペクトル分析装置 (Finnigan Delta V plus, Thermo Fisher Scientific, Inc.) で求めている. なお, 得られた POC 濃度  $y_1 (\text{mg/L})$  と PON 濃度  $y_2 (\text{mg/L})$  については, 浮遊物質濃度  $C (\text{mg/L})$  との間に, それぞれ  $y_1 = 0.00471C + 1.1359$  ( $R^2 = 0.747$ ,  $p < 0.001$ ),  $y_2 = 0.000475C + 0.04294$  ( $R^2 = 0.790$ ,  $p < 0.001$ ) の線型関係があり, この関係式を用いて浮遊物質濃度, POC 濃度, PON 濃度の 1 時間データを得た (Chikita et al., 2012). これより, 土砂流出量と同様に, POC フラックス,  $L_C (\text{kg/s})$  と PON フラックス,  $L_N (\text{kg/s})$  が  $L_C = 0.001 \cdot Q \cdot y_1$ ,  $L_N = 0.001 \cdot Q \cdot y_2$  で計算された.

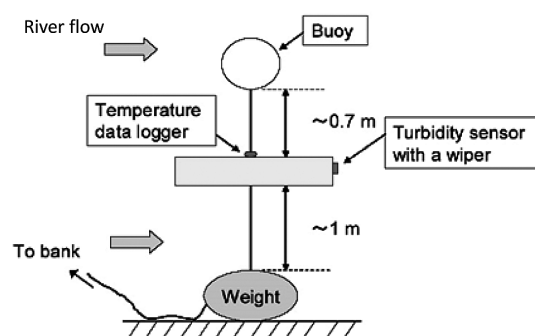


図 2: PLS 地点における計器の係留法 (Chikita et al., 2012).  
Figure 2: Mooring system of instruments at site PLS (Chikita et al., 2012).

### 3. 観測結果と考察

図3に、PLS地点で得られた2006年6月19日～2009年9月5日における日平均の水温・浮遊物質濃度・流量・土砂流出量・POCフラックス・PONフラックスの時間変動を示す。水温がほぼ0℃である2006年11月5日～2007年5月8日、2007年10月18日～2008年5月14日、2008年10月14日～2009年5月7日の期間は、ユーコン河の結氷期間で、これが終了する3～5日前に融雪による水位上昇で河水の破碎（breakup）が起こる。浮遊物質濃度の値は結氷期間で100 mg/L程度であるが、各年で変動があり安定しない。この理由として、河の水位低下と河水の成長で河水下の流水の範囲が狭まり、流水中にある濁度センサーが、河床から浸食される浮遊物質の動きに敏感に反応するためと思われる。なお、水温が0℃を下回る場合は、センサーが氷内に一時的に閉じこめられたことを意味する。

図3から明らかのように、融雪による極大流量はその年の最大流量を表す。融雪期間の定義として、breakup前の流量上昇の開始（4月下旬～5月初旬）から土砂流出量の急減の終息（6月初旬～中旬）までの期間とする。すると、図3での融雪期間は2007年4月25日～6月1日（38日間）、2008年5月4日～6月10日（38日間）、2009年5月3日～6月11日（38日間）となる。この中で2007年の融雪流出が最も規模が小さく、これは、この年の流域内の小積雪と融雪開始の遅れが原因と考えられる（Chikita et al., 2012）。PLS地点では、1976年からUSGSによって水位が観測されており流量に変換されている。これによると、2007年融雪期の最大流量（5月12日の15,340 m<sup>3</sup>/s）は2番目に低い値をとり、2009年の最大流量（5月24日の29,730 m<sup>3</sup>/s）は、3番目に高い値を記録した。融雪による土砂流出は、融雪出水より1～3日遅れて開始する。しかし、2008年と2009年の融雪期は土砂流出量のピークが流量のピークより、それぞれ3日、1日だけ先行して現れた。一方、2007年の融雪期では、土砂流出のピークが流量のピークより2日遅れて現れた。このピークの時間的ズレの原因は、ユーコン河の場合、流量が約15,000 m<sup>3</sup>/sを超えると河道堆積物が一齐に浸食されはじめ浮遊物質濃度が増大するが、浸食されるべき堆積物量に限界があるため、浮遊物質濃度が先に減少することが考えられる（Chikita et al., 2012）。

ここで、ユーコン河の年間負荷量と年間流出に対する融雪出水の寄与を考える。ただし、一水文年の境界を氷河融解が急速に衰える9月初旬にとる。すると、2006年9月5日～2009年9月4日の3年間について、年間の流

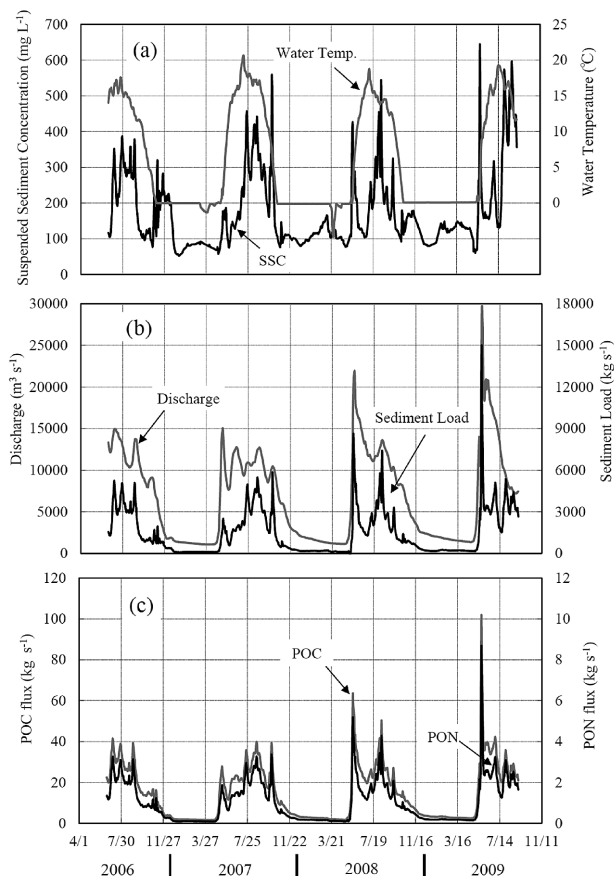


図3：PLS地点における2006年6月～2009年9月の日平均の水温（℃）・浮遊物質濃度（SSC：mg/L）・流量（m<sup>3</sup>/s）・土砂流出量（kg/s）・POCフラックス（kg/s）・PONフラックス（kg/s）の時間変化（Chikita et al., 2012）。

Figure 3: Temporal variations of daily mean water temperature (°C), suspended sediment concentration (SSC: mg/L), discharge (m<sup>3</sup>/s), sediment load (kg/s), POC flux (kg/s) and PON flux (kg/s) at site PLS in June 2006 – September 2009 (Chikita et al., 2012).

量・土砂流出量・POCフラックス・PONフラックスは、それぞれ  $1.94 \times 10^{11} \sim 2.01 \times 10^{11}$  m<sup>3</sup>,  $3.94 \times 10^7 \sim 5.08 \times 10^7$  ton,  $4.05 \times 10^5 \sim 4.77 \times 10^5$  ton,  $2.80 \times 10^4 \sim 3.44 \times 10^4$  ton と計算される（表1）。これによって、融雪出水による寄与は、年間流量に対し14.1～24.8%，年間土砂流出量に対し8.7～22.5%，年間POCフラックスに対し11.6～23.7%，年間PONフラックスに対し10.3～24.5%と求まる（表2）。2006年9月5日～2007年9月4日における水・土砂・POC・PONの年間負荷量は他の2年間と比べ、それぞれ6.7～7.6%，22.4%，14.7～15.1%，18.4～18.6%減少した。しかし、融雪出水の寄与は他の年に比べ、それぞれ29.5～43.1%，56.1～61.3%，41.7～51.1%，48.0～58.0%と大きな減少が認められる。このように、流域積雪が小さい（それゆえ、融雪出水の規模が小さい）場合は、それに続く夏期の氷河融解や降雨による流出が効率よく土砂・POC・PONを

表 1 : PLS 地点における 3 年間各年の流量・土砂流出量・POC フラックス・PON フラックス、年平均濃度も示されている (Chikita et al., 2012).

Table 1 : Annual discharge, sediment load, POC flux and PON flux ( $\text{ton yr}^{-1}$ ), and annual mean SSC, POC and PON concentrations ( $\text{mg L}^{-1}$ ) at site PLS (Chikita et al., 2012).

| Period                       | Water discharge<br>( $\text{m}^3 \text{yr}^{-1}$ ) | Sediment load ( $\text{ton yr}^{-1}$ )<br>(SSC; $\text{mg L}^{-1}$ ) | POC flux ( $\text{ton yr}^{-1}$ )<br>(POC conc.; $\text{mg L}^{-1}$ ) | PON flux ( $\text{ton yr}^{-1}$ )<br>(PON conc.; $\text{mg L}^{-1}$ ) |
|------------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
| 5 Sep. 2006 –<br>4 Sep. 2007 | $1.94 \times 10^{11}$                              | $3.94 \times 10^7$<br>(203)                                          | $4.05 \times 10^5$<br>(2.09)                                          | $2.80 \times 10^4$<br>(0.144)                                         |
| 5 Sep. 2007 –<br>4 Sep. 2008 | $2.08 \times 10^{11}$                              | $5.08 \times 10^7$<br>(244)                                          | $4.75 \times 10^5$<br>(2.28)                                          | $3.43 \times 10^4$<br>(0.165)                                         |
| 5 Sep. 2008 –<br>4 Sep. 2009 | $2.10 \times 10^{11}$                              | $5.08 \times 10^7$<br>(241)                                          | $4.77 \times 10^5$<br>(2.27)                                          | $3.44 \times 10^4$<br>(0.163)                                         |

表 2 : 各年間負荷量に対する融雪出水の寄与率 (%) (Chikita et al., 2012).

Table 2 : Contribution of the snowmelt runoff to each annual flux (Chikita et al., 2012).

| Snowmelt runoff period             | Discharge | Sediment load | POC flux | PON flux |
|------------------------------------|-----------|---------------|----------|----------|
| 25 Apr. – 1 June 2007<br>(38 days) | 14.1%     | 8.7%          | 11.6%    | 10.3%    |
| 4 May – 10 June 2008<br>(38 days)  | 20.0%     | 19.8%         | 19.9%    | 19.8%    |
| 3 May – 11 June 2009<br>(38 days)  | 24.8%     | 22.5%         | 23.7%    | 24.5%    |

浸食・運搬することがわかる。Striegel et al. (2007) は、2001～2005 年の平均年間 POC フラックスを  $7.48 \times 10^5$  ton と評価している、しかし、今回、我々が得た平均年間 POC フラックスは  $4.52 \times 10^5$  ton であり、彼が過大評価していることがわかる。一方、Milliman and Farnsworth (2011) は、幾つかの文献に基づいて、ユーコン河の年土砂流出量を 54 Mton と見積もっており、この値は、我々が得た平均年土砂流出量 47 Mton とほぼ同じで、彼らの評価が妥当であることがわかる。ただ、近年ではユーコン河流域における氷河の縮退が著しいため (Matsuo and Heki, 2010)、主な土砂生産源である氷河域での氷食作用の低下によって、この値は漸次、減少することが考えられる。2008 年と 2009 年における年間流量に対する融雪出水の寄与は、ほぼ同程度である (表 2)。このとき、この寄与率は他の負荷量についても同程度であることがわかる。このことから、融雪出水の年間流量への寄与率が比較的高い場合、他の負荷量についても寄与率はほぼ同程度と判断できる。

融雪出水後の流量・浮遊物質濃度・土砂流出量の変動は、上流域での局所的な降雨による流出と氷河域での融解流出 (または (融解 + 降雨) による流出) によって規定される。特に、図 3 に見られる土砂流出量ピークの多くは、降雨流出によって河岸堆積物が浸食される fluvial erosion に因るものである。ここで、PLS 地点上流の流域を流域内外の 63 カ所の気象観測点の位置に従い、

ティーセン法で区分してみる (図 4)。結果として 63 区分域に分割され、局所的な降雨がこの区分域のどこで生じたのかを判断できる (表 3)。例えば、2006 年 7 月 6 日と 9 月 2 日、2007 年 7 月 22 日と 8 月 21 日、2008 年 8 月 5 日と 8 月 11 日の土砂流出量ピークは局所的な降雨によるもので、このときの降雨発生区分域の場所や降雨期間・総雨量が表 3 のように示される。このように、ユーコン河の流量と土砂流出量 (これに付随した POC・PON フラックス) の夏期における時間変化を説明するには、氷河域にも降雨はあるので、氷河域での (氷河融解 + 降雨) の流出、および非氷河域での (凍土融解 + 降雨) の流出の過程を議論し、その流出に伴う土砂侵食過程を議論する必要がある。

#### 4. モデリング

ここでは、PLS 地点で得られた 2006～2008 年の 6～9 月の日平均流量と日平均土砂流出量の時系列について、菅原 (1972) によるタンク・モデル、およびモデル計算された流量のベキ関数によってそれぞれを再現し、氷河融解流出と降雨流出の寄与を定量的に評価する (Wada et al., 2011)。また、この評価から、浮遊土砂の給源を明らかにする。

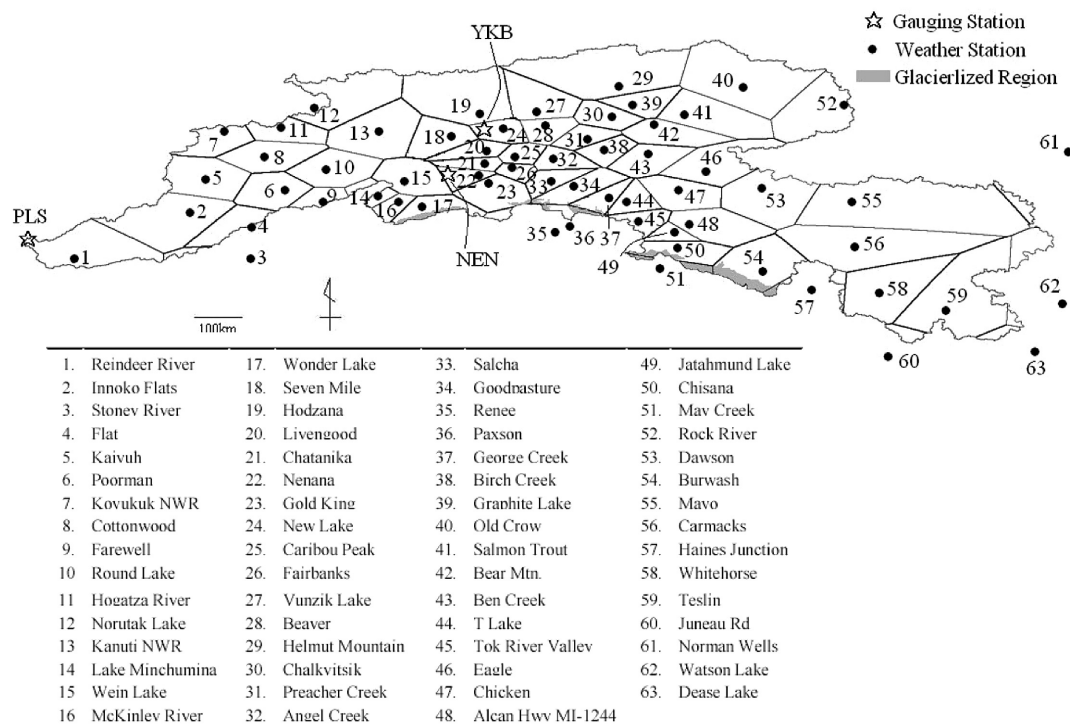


図4: PLS 地点上流のユーコン河流域内と隣接する 63 カ所の気象観測点の位置, およびこれに基づくティーセン法による区分域。

Figure 4 : Location of 63 weather stations in or around the Yukon River basin upstream of site PLS, and 63 subareas separated by the Thiessen method.

表3: PLS 地点でのピーク土砂流出量をもたらした降雨の発生区分域番号とその降雨期間・総雨量。  
Table 3 : Location, period and total amount of rainfalls which produced peak sediment loads at site PLS. The location of rainfalls is shown by the subarea numbers in Fig. 4.

| Year | Date of the peaks | Location of rainfalls<br>(subarea no.) | Period of rainfalls | Total amount of rainfall<br>(mm) |
|------|-------------------|----------------------------------------|---------------------|----------------------------------|
| 2006 | 6 July            | 44, 45, 47 and 48                      | 21 - 26 June        | 5.2 - 11.8                       |
|      | 2 September       | 30 and 31                              | 16 - 18 August      | 9.1 and 12.1                     |
| 2007 | 22 July           | 55 and 56                              | 30 June             | 16, 50                           |
|      | 21 August         | 30 and 31                              | 3 - 5 August        | 5.3 and 7.5                      |
| 2008 | 5 August          | 38 to 41                               | 18 - 20 July        | 8.7 - 14.4                       |
|      | 11 August         | 21 to 26                               | 30 - 31 July        | 8.9 - 17.8                       |

#### 4.1 解析方法

まず, 図4の63区分域について, 各区分域における代表的な気象要素を求めた。なお, PLS 地点上流の流域面積は,  $8.41 \times 10^5 \text{ km}^2$  である。63 区分域の中で, 番号 17, 34-36, 50, 51, 54, 57 の8区分域が氷河被覆域である。各観測点の気象データは日平均気温と日降水量で, これらは米国の Western Region Climate Center (WRCC), NOAA, USGS およびカナダの National Climate Data and Information Archive (NCDIA) からダウンロードした。また, 数値標高モデル (DEM) は Global 30 Arc Second Elevation Data Set (GTOPO30) を適用し, それぞれの区分域の平均標高を計算した。このとき, 気象観

測点の標高と計算した平均標高の差に気温減率  $-0.66^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  を適用し, 各区分域の平均気温を求めた。8つの氷河被覆域についても同様の気温減率を適用し, 非氷河域と同様の方法でそれぞれの平均気温を求めた。雨量の高度補正については, 米国 Climate Source 社製の高度補正された 1961~1990 年平均の 6 月データマップを上記の DEM に当てはめ, 今回の計算対象となる 2006~2008 年の 6~9 月についても同様の高度効果があると仮定して, 各区分域での高度分布から氷河被覆域を含む 63 区分域の平均雨量を求めた。

PLS 地点上流域に適用したタンク・モデルにおける, タンクの構成と配置を図5に示す。ユーコン河流域の代

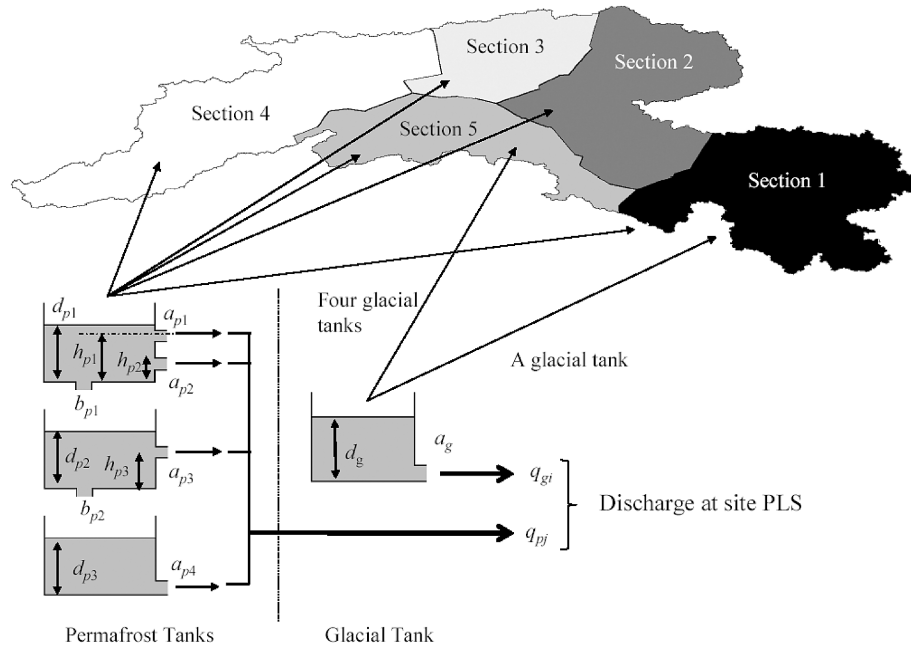


図5：図4の63区分域から統合された5つの区域、これに配置された“永久凍土タンク”と“氷河タンク”，および各タンクの貯留・流出パラメータ．氷河タンクは地理的に離れた5つの氷河域に配置された．

Figure 5: Five sections compiled from the 63 subareas in Fig. 4 and the placement of “permafrost tanks” and “glacial tank” with storage and discharge parameters. The glacial tank was placed on four glacierized regions in Section 5 and a glacierized region in Section 1.

表的な支流の分布 (Brabets et al., 2000), 先の63区分域の分布, および高水時の河川流量に対して起こる下流への減衰状態を考慮して, 図4の63区分域を5つの区域に統合した. 結果として, No.5区域はタナナ川流域となった. 非氷河域は, 不連続永久凍土帯が分布する森林地帯が多いが, そこでは, 夏季に雨水と凍土融解水の降下浸透が起こりうる. そこで, 非氷河域に対しては, 直列三段タンクを与えて“永久凍土タンク”とした. また, 氷河域では氷河内で雨水と融解水の貯留が起こりうるが, ここでは簡単のため“氷河タンク”として一段タンクを与えた. なお, No.1区域とNo.5区域に氷河域が存在し, この二つの区域に氷河タンク, この二つを含む全ての区域に永久凍土タンクを配置した. なお, No.5区域にはアラスカ山脈とランゲル山地が存在し, 氷河域が4つの異なる場所に存在する. このため, No.5区域にはそれぞれの氷河域に計4つの氷河タンクを配置した.

ここで, 各上段タンクに与える雨量としては, 先に各区分域で求めた平均雨量をもとに各区域ごとの平均雨量を与えた. また, 各区分域で得られた平均気温をもとに, 各区域での標高分布を考慮した平均気温を求めた. この値を用いて, 次式で示すハモン法 (Hamon, 1963) によって上部タンクからの可能蒸発散量を求めた.

$$PET = 29.8 \cdot D \cdot \frac{e_s(T_a)}{T_a + 273.2} \quad (1)$$

ここで,  $PET$  可能蒸発散量 (mm/day),  $D$  日照時間 (hr),  $e_s$  日平均気温  $T_a$  (°C)での飽和水蒸気圧 (kPa) で,  $D$  値は太陽の赤緯, 観測点の緯度, および地球の回転速度から求めている (Dingman, 2002). (1) 式で得られる  $PET$  を, 今回対象の6月~9月の合計値として  $PET_{sum}$  で表すと, 次のパイク式から, 実蒸発散量の合計値  $ET_{sum}$  が求まる (Dingman, 2002).

$$ET_{sum}^i = W_i / \left[ 1 + (W_i / PET_{sum}^i)^2 \right]^{1/2} \quad (2)$$

ここで,  $ET_{sum}^i$  と  $PET_{sum}^i$  は, それぞれ図4の  $i$  番目 ( $i=1 \sim 63$ ) の区分域における実蒸発散量と可能蒸発散量の6~9月合計値で,  $W_i$  は,  $i$  番目の区分域における6~9月の合計雨量である. 以上から, 蒸発散比  $\alpha_i = ET_{sum}^i / PET_{sum}^i$  が, 各区分域について2006年, 2007年, 2008年の6~9月での値としてそれぞれ計算される. この  $\alpha_i$  値が各年の6月~9月にわたって一定と仮定すると, (1) 式で得た日可能蒸発散量  $PET$  値から日実蒸発散量が計算できる.

高度補正された日平均気温  $T_a$  を用いると, 氷河域における日融解量は次のPDDA (positive degree-day approach) の式で求めることができる (Braithwaite, 1995 ;

Kido et al., 2007).

$$M = T_a \times f \quad (3)$$

ここで,  $M$  氷河融解量 (mm/day),  $f$  degree-day factor (mm/day/°C) である. ここでは, Kido et al. (2007) のガルカナ氷河における結果に基づき,  $f=7.0$  を採用した. また, 氷河上の雪線高度の季節変化, 氷河域からの昇華や融解水の蒸発は無視できるものとした. さらに非氷河域の凍土融解については, 降雨に比べ無視できるとした.

タンクモデルでは, 永久凍土タンクからの流出高  $q_{pj}^m$  ( $j=1\sim4$ ;  $m=1\sim5$ ) (mm/s) と氷河タンクからの流出高  $q_g^m$  (mm/s) は, 各タンクの流出孔の水深に比例する (図 5). タンク・パラメータ,  $a_{pj}^m$  ( $j=1\sim4$ ),  $b_{pi}^m$  ( $i=1, 2$ ),  $d_{pk}^m$  ( $k=1\sim3$ ),  $h_{pl}^m$  ( $l=1\sim3$ ),  $a_g^m$  および  $d_g^m$  の値については, 2006 年 6~9 月のハイドログラフにベスト・フィットする様に決定され (検定, calibration), 同値を 2007 年と 2008 年 6~9 月のハイドログラフに適用した (検証, validation). また, 各上流のタンク流出から PLS 地点流量にいたるまでの遅延時間は一定とした.

浮遊土砂流出量の時系列を再現するため, 浮遊土砂の給源を氷河域として氷河タンクからの流出量  $Q_g$  (m³/s) (=融解流出+降雨流出) に対してベキ関数  $L_{gal}=aQ_g^b$  で表すこととする. ここで,  $L_{gal}$  はモデルによる氷河域からの土砂流出量 (kg/s),  $a, b$  は任意定数である. なお, PLS 地点における 6~9 月の土砂流出量ピークの多くは, 上流での局所的な降雨によって河川が増水し, これによって河道堆積物が浸食運搬される fluvial erosion によって生じることがわかっている (表 3). このため, 降

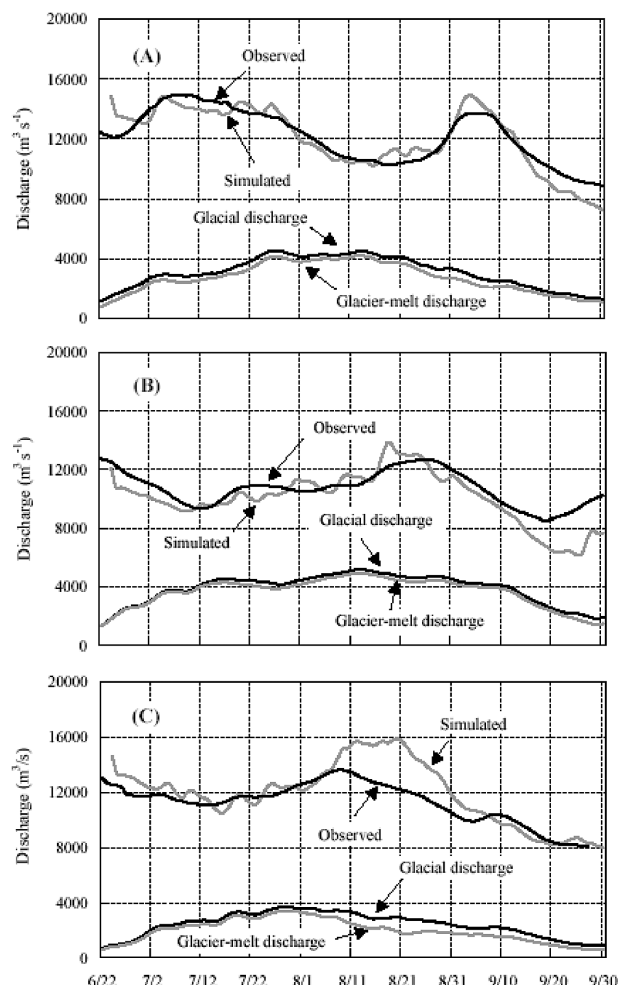


図 6 : PLS 地点のハイドログラフに対する観測結果と計算結果の比較, および計算された氷河域からの全流出と氷河融解流出. (A) 2006 年, (B) 2007 年, (C) 2008 年.

Figure 6 : Comparison between observed and simulated hydrographs, and calculated glacial discharge and glacier-melt discharge. (A) 2006, (B) 2007, (C) 2008.

表 4 : PLS 地点の 2006 年ハイドログラフに対して適用されたタンク・パラメータ.

Table 4 : Tank parameters applied for the simulation of the 2006 hydrograph at site PLS.

| Section                     | Permafrost tanks      |                       |                       |                       |                       | Glacial tank          |                       |                       |                       |                       |
|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
|                             | Section 1             | Section 2             | Section 3             | Section 4             | Section 5             | Section 1             | Section 5-1           | Section 5-2           | Section 5-3           | Section 5-4           |
| parameters                  | $m=1$                 | $m=2$                 | $m=3$                 | $m=4$                 | $m=5$                 | $m=1$                 | $m=2$                 | $m=3$                 | $m=4$                 | $m=5$                 |
| $a_{p1}$ (h <sup>-1</sup> ) | $1.85 \times 10^{-5}$ | $8.42 \times 10^{-4}$ | $1.45 \times 10^{-3}$ | $3.39 \times 10^{-4}$ | $6.64 \times 10^{-4}$ | $4.36 \times 10^{-3}$ | $4.72 \times 10^{-3}$ | $3.06 \times 10^{-3}$ | $3.71 \times 10^{-3}$ | $2.99 \times 10^{-3}$ |
| $a_{p2}$ (h <sup>-1</sup> ) | $1.85 \times 10^{-4}$ | $1.44 \times 10^{-4}$ | $1.45 \times 10^{-3}$ | $1.95 \times 10^{-3}$ | $6.64 \times 10^{-4}$ | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $a_{p3}$ (h <sup>-1</sup> ) | $5.90 \times 10^{-3}$ | $6.9 \times 10^{-2}$  | $3.70 \times 10^{-2}$ | $3.39 \times 10^{-2}$ | $6.64 \times 10^{-4}$ | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $a_{p4}$ (h <sup>-1</sup> ) | $1.84 \times 10^{-3}$ | $8.72 \times 10^{-4}$ | $9.38 \times 10^{-4}$ | $9.51 \times 10^{-4}$ | $3.39 \times 10^{-4}$ | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $b_{p1}$ (h <sup>-1</sup> ) | $4.40 \times 10^{-3}$ | $1.14 \times 10^{-3}$ | $1.45 \times 10^{-3}$ | $1.99 \times 10^{-3}$ | $1.99 \times 10^{-3}$ | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $b_{p2}$ (h <sup>-1</sup> ) | 0.14                  | $6.2 \times 10^{-2}$  | $1.45 \times 10^{-4}$ | $4.93 \times 10^{-3}$ | $4.93 \times 10^{-3}$ | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $h_{p1}$ (mm)               | 14.5                  | 1                     | 1                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $h_{p2}$ (mm)               | 13.8                  | 4                     | 3.76                  | 4                     | 4                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $h_{p3}$ (mm)               | 0.245                 | 0                     | 1                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $d_{p1}$ (mm)               | 10.5                  | 0.6                   | 10.6                  | 0.6                   | 0.6                   | 100                   | 100                   | 100                   | 100                   | 100                   |
| $d_{p2}$ (mm)               | 15.5                  | 20.0                  | 20.0                  | 20.0                  | 20.0                  | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| $d_{p3}$ (mm)               | 40.4                  | 50.4                  | 50.4                  | 40.4                  | 40.4                  | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     | 0                     |
| Area (km <sup>2</sup> )     | $2.2 \times 10^5$     | $1.75 \times 10^5$    | $8.3 \times 10^4$     | $1.22 \times 10^5$    | $2.31 \times 10^5$    | $3.8 \times 10^3$     | $2.12 \times 10^3$    | $1.00 \times 10^3$    | $9.74 \times 10^2$    | $1.42 \times 10^3$    |
| Delay (day)                 | 23                    | 17                    | 15                    | 11                    | 4                     | 21                    | 14                    | 12                    | 13                    | 12                    |

表 5 : 2006~2008 年夏期の PLS 地点ハイドログラフに対する計算結果と観測結果との相関係数  $r$  と二乗平方根誤差  $RMSE$ 。計算された氷河タンクからの全流出量の平均値と寄与および平均融解流出量も示されている。

Table 5 : Simulated results for the 2006, 2007 and 2008 hydrographs at site PLS. Discharges averaged over the simulated time periods are shown. The glacial discharge is the sum of glacier-melt discharge and rainfall discharge.

| Year | $r$  | $RMSE$ ( $m^3/s$ ) | Discharge ( $m^3/s$ ) | Discharge from all glacial tanks ( $m^3 s^{-1}$ ) | Contribution of glacial discharge (%) | Glacier-melt discharge ( $m^3 s^{-1}$ ) |
|------|------|--------------------|-----------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------|
| 2006 | 0.94 | 753                | 12,350                | 3,088                                             | 26.1                                  | 2,717                                   |
| 2007 | 0.88 | 1,127              | 10,870                | 3,879                                             | 37.5                                  | 3,652                                   |
| 2008 | 0.93 | 1,324              | 11,510                | 2,414                                             | 21.7                                  | 1,976                                   |

表 6 : 各氷河タンクからの流出量  $Q_g$  のべき関数  $L = aQ_g^b$  における  $a$  の最適値。 $b$  値は 1.9 (一定) である。

Table 6 :  $a$  values in the power function,  $L = aQ_g^b$ , applied to the discharges from the five glacial tanks in Sections 1 and 5. The other coefficient,  $b$ , is constant at 1.9.

| Year       | Section 1 | Section 5-1 | Section 5-2 | Section 5-3 | Section 5-4 |
|------------|-----------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 2006, 2008 | 0.001748  | 0.002093    | 0.003733    | 0.003215    | 0.002383    |
| 2007       | 0.001156  | 0.001283    | 0.002936    | 0.001993    | 0.001510    |

雨が起った区分域を含む区域タンクからの全流出量について別個のべき関数を与えた。

## 4.2 解析結果

図 6 に、2006 年~2008 年のハイドログラフに対する観測結果と計算結果、5 つの氷河タンクからの融解流出量 (glacier-melt discharge)、およびこの融解流出量に氷河域での降雨流出量を加えた計算結果 (glacial discharge) を示す。また、表 4 に適用したタンク・パラメータ、 $a_{pj}$ ,  $b_{pi}$ ,  $d_{ph}$ ,  $h_{pi}$ ,  $a_g$ ,  $d_g$  の値、各区域の面積、および PLS 地点に達するまでの時間を示す。計算結果は、相関係数  $r=0.94$  (2006 年),  $0.88$  (2007 年),  $0.93$  (2008 年), 二乗平均平方根誤差  $RMSE=753 m^3/s$  (2006 年),  $1,127 m^3/s$  (2007 年),  $1,324 m^3/s$  (2008 年) であり、極めて妥当な結果が得られた (表 5)。結果として、氷河域からの全流出量は、その 81.9~94.1% が氷河融解流出量で、PLS 地点流量に対し 21.7~37.5% を占めることがわかった。このように、ユーコン河の流域面積に対する氷河被覆域の占有率 1.1% を考えると、極めて大きな寄与を占めていることがわかる。このことから、地球温暖化による今後の氷河縮退を考えると、ユーコン河の流量・負荷量が有意に減少することが考えられる。また、検証期間である 2007 年と 2008 年の計算結果が極めて妥当なことから、気象データのみから PLS 地点流量の推測が可能である。

図 7 は、モデル計算された氷河流出量  $Q_g$  に対するべき関数  $L_{gal} = aQ_g^b$  から得られた浮遊物質濃度の計算結果と観測結果、および PLS 地点の観測流量と計算され

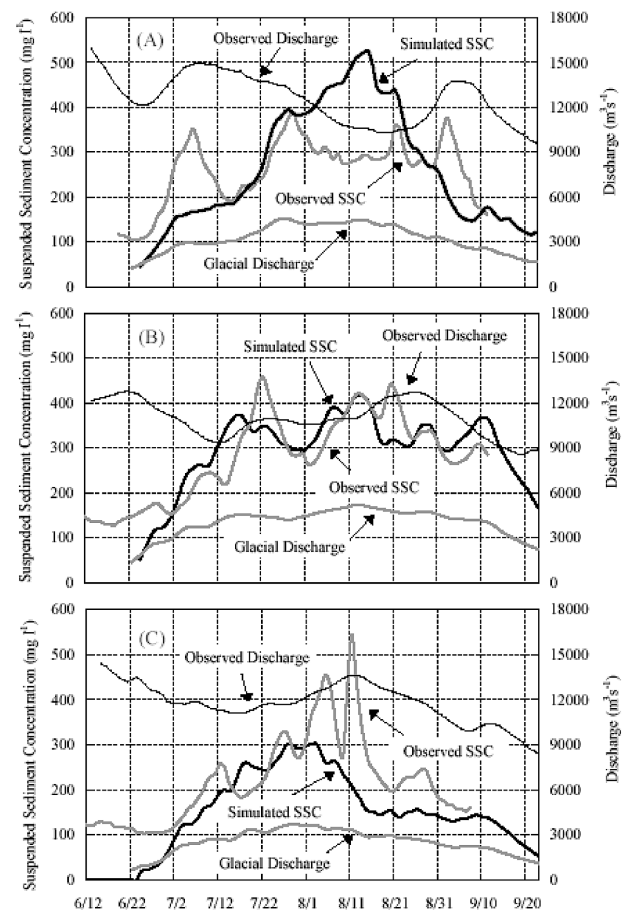


図 7 : PLS 地点での浮遊物質濃度 (SSC) の時間変化に対する観測結果と計算結果の比較。観測流量と計算された氷河域からの全流出も示されている。(A) 2006 年, (B) 2007 年, (C) 2008 年。

Figure 7 : Comparison between observed and simulated SSC variations. The observed PLS hydrograph and calculated glacial discharge are also shown. (A) 2006, (B) 2007, (C) 2008.

た  $Q_g$  の結果を示す。結果として、観測された土砂流出量に対しベスト・フィットする任意定数は  $a=0.001156 \sim 0.003733$ ,  $b=1.9$  (一定) と与えられ、相関係数  $r=0.59$  (2006 年),  $0.77$  (2007 年),  $0.71$  (2008 年) と 2006 年を除いて比較的妥当な結果が得られた。これは、ユーコン河への土砂供給が主に氷河域からの流出によって起こることを意味する。特に、相関の高い 2007 年は、氷河流出の影響が高かったと判断される。図 7 に示す浮遊物質濃度の計算結果は、相関の高かった 2007 年でさえ全てのピークを再現していない。この再現されなかったピークの大部分は、PLS 地点上流で起こった降雨流出による fluvial erosion によってもたらされたものである (表 3)。このことから、fluvial erosion による土砂流出量と降雨域を含む区域のタンク流出との間について、他のベキ関数を与えた。結果として、降雨区域のタンクからの流出量と土砂流出量 (= 降雨区域タンクの流出量  $\times$  PLS 地点での相当浮遊物質濃度) との間に、 $r=0.90 \sim 0.95$  の高い相関が認められた。図 8 は、降雨流出による fluvial erosion を加えて再計算した結果を示す。相関係数  $r=0.73$  (2006 年),  $0.83$  (2007 年),  $0.93$  (2008 年) となり、図 7 に比べ改善されたことがわかる。結果として、降雨土砂流出は主に No.2, 3, 5 の区域で発生していることがわかった。2006 年の相関が相対的に低いのは、7 月 30 日～8 月 22 日の観測結果が計算結果に比べ一貫して低い浮遊物質濃度を示すことが原因である。浮遊物質濃度が高く計算された理由は、この期間に氷河域の気温が比較的高かったことによる。しかし、この時の PLS 地点流量は低い値のままであった (図 6)。このことから、低い浮遊物質濃度を示す理由として、PLS 地点に至るまでに流送土砂の顕著な沈殿があったことが考えられる。

#### 4.3 感度解析

ユーコン河流域では、1961～1990 年間に流域平均で  $0.75^\circ\text{C}/\text{年}$  の割合で気温が上昇している (Chapman and Walsh, 1993; Brabets et al., 2000)。このことから、感度解析として、2006 年 6～9 月の平均気温を  $1^\circ\text{C}$  上昇させた場合の 2006 年ハイドログラフをタンク・モデルで再現した。結果として、氷河融解量は 18% 上昇し、氷河タンクからの全流出量は 12.8% 増加した。しかし、同時に非氷河域からの蒸発散量も 4.9% 上昇したため、結果として、PLS 地点流量の増加は 3.5% であった。問題は土砂流出量で、ユーコン河の浮遊土砂の主な給源は、氷河域での基盤に対する氷食作用にある。氷河縮退に伴う将来の氷河融解流出の減少は、ユーコン河の土砂流出や POC・PON など他の懸濁物質の負荷量を大きく減少さ

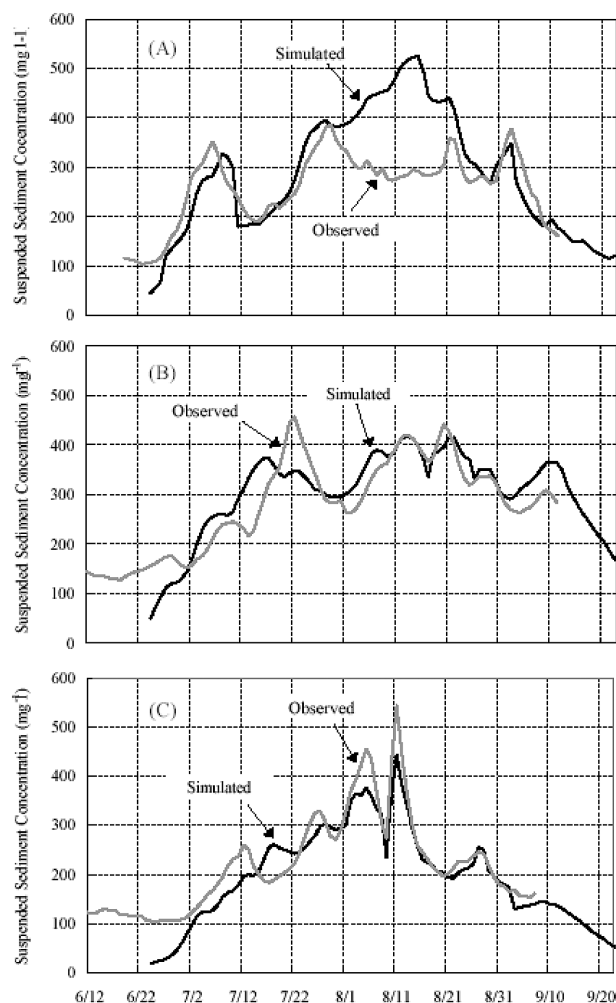


図 8: PLS 地点での浮遊物質濃度 (SSC) の時間変化に対する観測結果と再計算結果の比較。(A) 2006 年, (B) 2007 年, (C) 2008 年。

Figure 8: Comparison between observed and recalculated SSC variations. (A) 2006, (B) 2007, (C) 2008.

せることが考えられる。この土砂流出量の減少によって、ベーリング海沿岸の河口デルタがもつ前進平衡作用が衰え、海面上昇による沿岸浸食の拡大と合わせ、同沿岸域での土地流出が急速に進むことが考えられる。

#### 5. まとめ

ユーコン河最下流部の USGS 水位観測点 (PLS 地点) において、2006 年 6 月 19 日～2009 年 9 月 5 日の 3 年余にわたる水温・浮遊物質濃度・流量・土砂流出量・POC フラックス・PON フラックスの 1 時間時系列データを得た。本稿では、2007～2009 年の 4 月下旬～5 月上旬に現れる融雪出水に着目し、2006 年 9 月 5 日～2009 年 9 月 4 日の 3 年間の各年間値に対するその寄与を評価した。結果として、融雪流出の寄与は流量に対し 14.1～24.8%, 土砂流出量に対し 8.7～22.5%, POC フラック

スに対し 11.6~23.7%, PON フラックスに対し 10.3~24.5%と求められた。また, 3 年間の平均年土砂流出量は 47 Mton で, Milliman and Farnsworth (2011) による 54 Mton とほぼ妥当な値が得られた。POC フラックスについては, Striegel et al. (2007) による平均年間値  $7.48 \times 10^5$  ton に対して, 今回は  $4.52 \times 10^5$  ton が得られた。これにより, Striegel et al. は POC フラックスを過大評価していると判断される。

2006 年~2008 年夏期 (6~9 月) における PLS 地点での流量・土砂流出量の時系列について, タンク・モデルと計算流量のベキ関数を用いて再現することを試みた。結果として, 計算結果は妥当であり, PLS 地点流量に対する降雨を含む氷河域からの流出量の寄与は 21.7~37.5%であることがわかった。PLS 地点土砂流出量について, モデルで得られた氷河域からの流出量と局所的な降雨による流出量についてベキ関数で表されるとして再現を試みた, 結果として, 再現された浮遊物質濃度は, 観測結果との間に相関係数  $r=0.73$  (2006 年),  $0.83$  (2007 年),  $0.93$  (2008 年) の高い相関がみられ, 再現性が妥当であることがわかった。このことから, ユーコン河における流送土砂の給源は, 氷河域と河道にあることが示唆された。さらに再現を向上するには, 河道内の沈殿をモデルに組み込む必要がある。非氷河域の永久凍土融解は, 降雨流出量に比べかなり小さく, しかも融解量が計算値と観測値の間の二乗平均平方根誤差の範囲内にあるため, ユーコン河流量からの分離は行わなかった。今後は, 永久凍土分布を考慮した半分布型モデルを用いた評価が必要と思われる。

## 謝辞

ユーコン河流域における観測やデータ提供について, 米国地質調査所 (USGS) のアンカレッジ支所, フェアバンクス支所のスタッフに大きな支援をいただいた。ここに, 厚く御礼申し上げます。また, 気象データを提供してくださった米国 WRCC とカナダ NCDIA に感謝申し上げます。また, アラスカ滞在中は, アラスカ大学フェアバンクス校国際北極圏研究センター (IARC) の Larry Hinzman 博士, Yongwon Kim 博士, Yoriko Freed 女史に大変お世話になった。ここに, 深謝いたします。なお, 本研究は 2005~2013 年の IARC/JAXA 研究計画 (代表者: 北海道大学大学院水産科学研究院・齋藤誠一博士) での支援に拠った。また, 本稿の出版については北海道大学低温科学研究所共同研究プログラムの支援を受けた。ここに, 御礼申し上げます。

## 参考文献

- Brabets T. P., B. Wang and R. Meade (2000) Environmental and hydrologic overview of the Yukon river basin, Alaska and Canada. *Water-Resources Investigations Report 99-4204, US Geol. Surv.*, 106 pp.
- Braithwaite, R. J. (1995) Aerodynamic stability and turbulent heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet. *Journal of Glaciology*, **41**, 562-571.
- Chapman, W. L. and J. E. Walsh (1993) Recent variations of sea ice and air temperatures in high latitudes. *Bulletin of American Meteorology Society*, **74**, 33-47.
- Chikita, K. A., R. Kemnitz and R. Kumai (2002) Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena*, **48**, 235-253.
- Chikita, K. A., T. Wada, I. Kudo, D. Kido, Y. Narita and Y. Kim (2007) Modelling discharge, water chemistry and sediment load from a subarctic river basin: the Tanana River, Alaska. *IAHS Publications*, **314**, 45-56.
- Chikita, K. A., T. Wada, I. Kudo and Y. Kim (2012) The intra-annual variability of discharge, sediment load and chemical flux from the monitoring: the Yukon River, Alaska. *Journal of Water Resource and Protection*, **4**, 173-179.
- 知北和久 (2012) 亜寒帯河川流域の流出特性: アラスカと北海道との比較. 日本水文科学会誌, **42**, 第 3 号, 131-146.
- Dingman, S. L. (2002) *Physical Hydrology*, 2nd edn. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Hamon, R. W. (1963) Computation of direct runoff amounts from storm rainfall. In: *Surface Waters* (Proc. Symp. at IUGG Assembly at Berkeley), 52-62. IAHS Publications **63**, IAHS Press, Wallingford, UK.
- Kido, D., K. A. Chikita and K. Hirayama (2007) Subglacial drainage system changes of the Gulkana Glacier, Alaska: discharge and sediment load observations and modelling. *Hydrological Processes*, **21**, 399-410.
- Kite, G. (2001) Modelling the Mekong: hydrological simulation for environmental impact studies. *Journal of Hydrology*, **253**, 1-13.
- Matsuo, K. and K. Heki (2010) Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry. *Earth and Planetary Science Letters*, **290**, 30-36.
- Milliman, J. D. and K. L. Farnsworth (2011) River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis. Cambridge University Press, Cambridge, doi: 10.1017/CBO9780511781247
- Morehead, M. D., J. P. Syvitski, E. W. H. Hutton and S. D. Peckham (2003) Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*, **39**, 95-110.
- Nijssen, B., D. P. Lettenmaier, X. Liang, W. Wetzel and E. F. Wood (1997) Streamflow simulation for continental-scale river basin. *Water Resources Research*, **33**, 711-724.

- Peel, M. C., B. L. Finlayson and T. A. MacMahon (2007) Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, **11**, 1633–1644.
- Picouet, C., B. Hingray and J. C. Olivry (2001) Empirical and conceptual modelling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: the Upper Niger river basin. *Journal of Hydrology*, **250**, 19–39.
- Sivakumar, B. (2002) A phase-space reconstruction approach to prediction of suspended sediment concentration in rivers. *Journal of Hydrology*, **258**, 149–162.
- Striegel, R. G., M. M. Dornblaser, G. R. Aiken, K. P. Wickland and P. A. Raymond (2007) Carbon export and cycling by the Yukon, Tanana, and Porcupine rivers, Alaska, 2001–2005. *Water Resources Research*, **43**, doi:10.1029/2006WR005201
- Takeuchi, K., P. Hapuarachchi, M. Zhou, H. Ishidaira and J. Magome (2008) A BTOP model to extend TOPMODEL for distributed hydrological simulation of large basins. *Hydrological Processes*, **22**, 3236–3251.
- 菅原正巳 (1972) : 流出解析法. 共立出版, 257 pp.
- 和田知之, 知北和久, 工藤勲, 城戸大作, 成田悠一 (2007) 亜寒帯河川流域の流出に与える山岳氷河の影響について. 日本水文科学会誌, **37**, 3号, 103–113.
- Wada, T., K. A. Chikita, Y. Kim and I. Kudo (2011) Glacial effects on discharge and sediment load in the subarctic Tanana River basin, Alaska. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **43**, 632–648.
- 吉川泰弘, 渡邊康玄, 平井康幸 (2009) 天塩川における解氷現象と気温の関係について. 北海道開発局平成 20 年度技術研究発表会, 安-23, 7 pp.