

モンゴル東部ヘルレン川流域の水収支

WATER BALANCE OF THE KHERLEN RIVER BASIN, EASTERN MONGOLIA

上米良 秀行¹・陸 旻皎²

Hideyuki KAMIMERA and Minjiao LU

¹学生会員 工修 長岡技術科学大学 大学院工学研究科 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

²正会員 工博 長岡技術科学大学助教授 環境・建設系 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

Water losses from channel have been observed in the middle and lower reaches of the Kherlen River flowing through eastern Mongolia. The objective of this study is to investigate the cause of these water losses. The Kherlen basin is divided into three subbasins: the upper, the middle, and the lower. The analysis of channel water balance is carried out each subbasin using meteorological and hydrological data and a simple water balance model. The analysis produces two main results. (1) The estimated net amount of surface- or ground-water inflow from surrounding areas into channel is plus. (2) The estimated amount of seepage through river bed to aquifer is in proportion to square root of observed river flow; this means that the actual is not zero. These two results support a hypothesis on surface- or ground-water interaction between channel and its surrounding areas. To be more precise, the runoff generated in surrounding areas is consumed by evaporation and seepage and does not contribute to changing river flow in the middle and lower of the Kherlen basin.

Key Words: *water balance, semi-arid basin, water losses*

1. 緒 論

乾燥・半乾燥域を流れる河川では、水面からの蒸発や河床からの浸透が卓越する結果、流下にもなって徐々に流量を減じてゆくことが知られており、このような河川は失水河川と呼ばれる。本研究で対象とするヘルレン (Kherlen) 川 (図-1) は、モンゴル東部の半乾燥域を流れる失水河川の典型であり、中・下流での流量減少が観測事実として認められている¹⁾。この事実を明確に示しているのが 図-2 である。流域を上・中・下流の 3 つの部分流域に分け (分割方法は後述)、部分流域ごとに領域平均された暖候期 (5-9 月) 積算の降水量と流出量 (正味の河川流量) の年々変化を示している。これによると、上流では降水と流出のあいだに関係性が見て取れるが、中・下流では降水はあるが流出はほとんど生ずることなく、時には負の流出、すなわち流量の減少となる。この観測事実が示唆することは 2 つの可能性である。ひとつは、中・下流域では降水はほとんどすべて蒸発し、河川流出はほとんど発生しないことである。もうひとつの可能性は、中・下流域では河川への流入があっても、それとほぼ同量の水が河道水面からの蒸発や河道底面からの浸透などによって河川から損失していて、実質的には河川流量の増減に参与しないことである。

中流の草原域にある Kherlenbayan-Ulaan (KBU) 地点 (図-1) では実験的に微気象観測が実施されており、渦相関法によって蒸発量が計測されている^{2),3),4)}。この観測資料を解析した結果として、2003 年 3 月 25 日から翌年 3 月 24 日までの 1 年間の蒸発量は $163-203 \text{ mm y}^{-1}$ (降水量 268 mm y^{-1}) とする報告⁴⁾や、2004 年 1 年間の蒸発量は 130 mm y^{-1} (降水量 161 mm y^{-1}) とする報告⁵⁾がある。それぞれの解析では手法や対象期間が異なるが、この地点では、どうやら年間降水のうち約 60-80 % が蒸発し、残りが土壌水として貯留されたり地下水を涵養して、最後には河川流出となるようである。

このことからすると、先に述べた 2 つの可能性のうち、後者の可能性がより有力な仮説であると考えられる。本研究では、この仮説の確からしさを検証するために、上・中・下流の各部分流域の河道について水収支を考え、気象・水文観測資料と単純な地表面水収支モデルを用いて水収支各項を求めて考察を行った。

2. 観測資料

(1) 現業観測資料

モンゴルでは全国約 320 地点から成る気象観測網と約 120 地点から成る水文観測網が整備されている。観

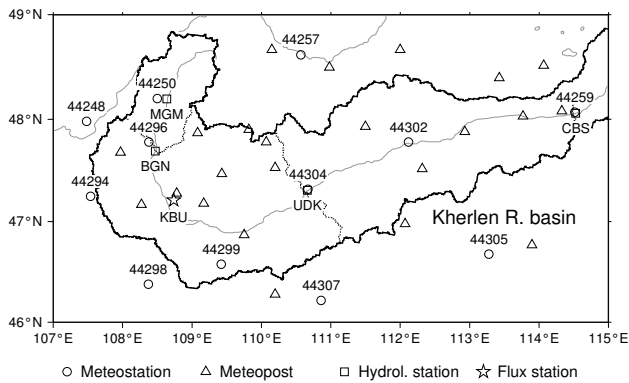


図-1 ヘルレン川流域と現業（気象・水文）・実験観測所。太い実線は流域の境界，細い破線は部分流域の境界。Meteostation（丸）には観測所番号，水文観測所（四角）・実験観測所（星）には略称を付した。

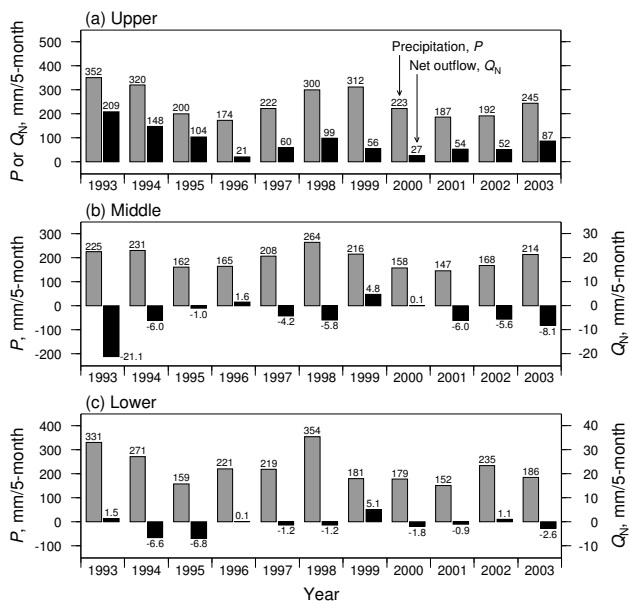


図-2 暖候期（5-9月）積算の降水量と流出量（正味の河川流量）。1993-2003 各年について部分流域ごとの領域平均値。単位は mm/5-month. (a) 上流域, (b) 中流域, (c) 下流域。

測の歴史は古く、1940 年代に観測が開始されて以来、約 60 年の歴史がある。これらの観測網は、気象水文環境監視庁 (NAMHEM) の所管であり、現業は気象水文研究所 (IMH) が担っている。気象観測所は Meteostation, Meteopost と呼ばれる 2 種類の観測所に分類される (以下 MS, MP と略記)。MS では毎日 00 時から 3 時間おきに 8 回、MP では毎日 02 時から 6 時間おきに 4 回の頻度で、標準的な気象変数が定常観測されている (ただし降水量は 1 日 2 回の観測。MS は 09, 21 時, MP は 08, 20 時)。水文観測所では 1 日 1 回河川水位が観測されており、年ごとの水位・流量関係に基づいて河川流量が求められる。各年の水位・流量関係は、約 10 日の間隔で実施される流量観測に基づいている。河川結氷期

間の水位・流量は観測されない。ヘルレン川流域の場合、例年 10 月下旬から翌年 4 月上旬まで河川結氷する。

降水量は Tretyakov 型の降水量計を用いて計測されている。風よけ付きの貯水型降水量計で、受水口が地上高 2 m になるように設置されている。貯水びんに溜まった降水を 12 時間おきにますに移して計量する。この降水量計は、強風時の捕捉率低下の結果、特に寒候期の降雪量を過小評価する問題が指摘されている⁶⁾が、ここでは暖候期を対象としているので、補正はせず計測値をそのまま用いる。気温・湿度は 2 本の棒状水銀温度計から成る乾湿計で計測する。これは露場内の百葉箱の中に地上高 2 m となるように設置されている。地表面温度は棒状水銀温度計を地面と水平に寝かせて半分ほど埋めた状態で設置されている。埋設場所は部分的に裸地面状態となっている。風向風速の観測高度は 10 m で、板状風速計と矢羽根で計測される。測風ポールの先端にある矢羽根で風向を計測し、垂直に吊るされた短冊状の板の傾斜角度を風速に換算する。目視観測で 2 分間の平均値を得る。気圧は水銀気圧計で計測される。これは観測露場近傍の事務所に設置されている。

本研究に先立って、1993-2003 年の MS 12 地点、MP 24 地点、水文観測所 4 地点の観測資料を入手した。MS の資料に比べて、MP の資料は欠損率が非常に高く、観測頻度が少なく、観測時刻も一致しない。資料の統一的な扱い易さと均質性を考慮して、本研究では、MS 12 地点 (表-1) の資料のみを利用する。MP 24 地点の資料をどのように活用すべきかは、今後の課題としたい。MS の資料にも欠損が含まれているが、品質検査による異常値の検出・除去の過程を経て、観測時刻ごとに MS 12 地点を相互参照して、欠損でない最近傍の観測所の計測値で置換する方法で欠損を補完した。水文観測資料は下流側 3 地点 (表-2) を利用する。この 3 地点を基準にして流域を上・中・下流の 3 つの部分流域に分割した。上述の河川結氷の問題から、解析対象は 1993-2003 各年の暖候期 (5-9 月) 5 か月間とする。

(2) 実験観測資料

研究課題「北東アジア植生変遷域の水循環と生物・大気圏の相互作用の解明 (RAISE)」²⁾の一環として、2003 年 3 月に Henti 県の KBU 地点 (図-1) に微気象観測所が設けられた。以来、この観測所では水・熱・CO₂ フラックスの実験観測が継続されている。植生は *Stipa krylovii* (イネ科の多年生草本) などの C3 植物が優占する草原帯 (ステップ) である⁷⁾。土壌の種類は Kastanozem (栗色土) に分類され、2002 年 8 月に観測所近傍で実施された土壌断面調査の結果⁷⁾によれば、土性 (粒径組成による区分) は、地表から順に砂質塩土 (SCL, 0.00-0.07 m), 砂壤土 (SL, 0.07-0.38 m), 壤質砂土 (LS, 0.38-1.10

表-1 ヘルレン川流域内・近傍の気象観測所 (MS) 一覧. 観測所番号は WMO の定める番号に対応. IMH 作成の観測所一覧表より引用.

観測所番号	観測所名	緯度 (°N)	経度 (°E)	標高 (m)
44248	Terelj	47.98	107.48	1532
44250	Mungunmorit	48.20	108.50	1000
44257	Binder	48.62	110.57	1033
44259	Choibalsan	48.07	114.52	759
44294	Maanit	47.25	107.54	1430
44296	Baganuur	47.78	108.38	1272
44298	Choir	46.38	108.37	1284
44299	Orgil	46.58	109.42	973
44302	Bayan-Ovoo	47.78	112.12	813
44304	Underkhaan	47.32	110.67	1033
44305	Baruun-Urt	46.68	113.28	996
44307	Galshir	46.22	110.86	1200

表-2 ヘルレン川流域の水文観測所一覧. 緯度・経度・標高は簡易 GPS (Garmin 社) を用いて計測. 集水面積は HYDRO1k をもとに計測.

観測所名 (略称)	緯度 (°N)	経度 (°E)	標高 (m)	集水面積 (km ²)
Mungunmorit (MGM)	48.20	108.64	1404	3994
Baganuur (BGN)	47.69	108.47	1319	7329
Underkhaan (UDK)	47.31	110.66	1040	40095
Choibalsan (CBS)	48.06	114.53	749	72528

m) と変化する.

本研究で利用するのは, 降水量, 気温, 湿度, 風速 (地上高 3 m), 気圧, 地表面温度, 顕熱・潜熱輸送量 (渦相関法) である. これらは 30 分ごとの平均値として取得されている. 各変数の計測やデータの統計処理の方法については, Li *et al.* の文献^{3),4)}に詳細がある.

地表面熱収支の不均衡の観点から, 渦相関法で計測された顕熱・潜熱輸送量は過小評価される傾向にあるとの議論⁸⁾があり, この理由から, 顕熱・潜熱輸送量を補正する試み^{3),4),8)}もあるが, 本研究ではこれを実施せずに観測値をそのまま利用する.

3. 地表面水収支モデル

(1) 水収支モデルの構築

地表面の水収支は, 土壌層に出入りする水の質量収支を考えて, 次式で与える.

$$\Delta W = P - E - R \quad (1)$$

すなわち, 降水量 P から蒸発量 E と流出量 R を差し引いた分だけ, 土壌の水分貯留量は変化する (ΔW). 各項の単位は, 時間間隔 Δt あたり・単位面積あたりの質量として mm で表す. 時間間隔 Δt ごとに, P とポ

テンシャル蒸発量 E_p を与えて, E, R を評価し ΔW を求める. (1) 式を差分形式で表すと,

$$W_{n+1} = W_n + P - E - R \quad (2)$$

であるが, まず, P と W_n から流出量を評価し, $W_{n+1/2}$ を求める. 次に, E_p と $W_{n+1/2}$ から流出量を評価し, W_{n+1} を求める. すなわち,

$$W_{n+1/2} = W_n + P - R \quad (3)$$

$$W_{n+1} = W_{n+1/2} - E \quad (4)$$

である.

流出量の評価には, 新安江モデル⁹⁾を適用する. これはバケツモデル¹⁰⁾に類似する単純な貯留型モデルで, 土壌の水分貯留量 W を予報変数とする. バケツモデルのように最大貯留量を超えたときに初めて流出が起これるとするのではなく, 貯留量に応じて流出が起これるように工夫されている. パラメータは W_m と b である. W_m は最大貯留量, b は降水量を流出量と貯留量増分とに配分する比を決定するパラメータである. $b = 0$ のときバケツモデルに等しい. R は次式で与えられる.

$$R = \begin{cases} P - W_m + W + W_m \left[1 - \frac{W' + P}{W_m} \right]^{1+b}, & W' + P < W_m \\ P - W_m + W, & W' + P \geq W_m \end{cases} \quad (5)$$

$$W_m = W_m(1 + b) \quad (6)$$

$$W' = W_m \left[1 - \left(1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{1+b}} \right] \quad (7)$$

蒸発量 E は, ポテンシャル蒸発量 E_p に, 貯留量 W の関数である係数 $f(W)$ を乗じて求める.

$$E = f(W)E_p \quad (8)$$

$f(W)$ は文献¹¹⁾を参考にして, 次のように与える.

$$f(W) = \frac{1}{4} \left[1 - \cos \left(\frac{W}{W_m} \pi \right) \right]^2 \quad (9)$$

また, E_p は地表面・大気間の潜熱交換に関する次のバルク式をもとに与える.

$$lE = l\rho C_E U [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (10)$$

ここに lE は潜熱輸送量, l は水の蒸発潜熱, ρ は空気の密度, $C_E U$ は潜熱の交換速度, $q_{\text{sat}}(T_s)$ は地表面温度 T_s に対する飽和比湿, q_a は大気の比湿である. 地表面が十分に湿っているとき, $C_E U$ は顕熱の交換速度 $C_H U$ に等しいとみなせるので, E_p は次式で与える.

$$E_p = \rho C_H U [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (11)$$

これは (10) 式の $C_E U$ を $C_H U$ に置き換えて, 両辺を l で除した形式となっている. この式に気温・湿度・風速・気圧・地表面温度を与えることで, ポテンシャル蒸発量が求まる.

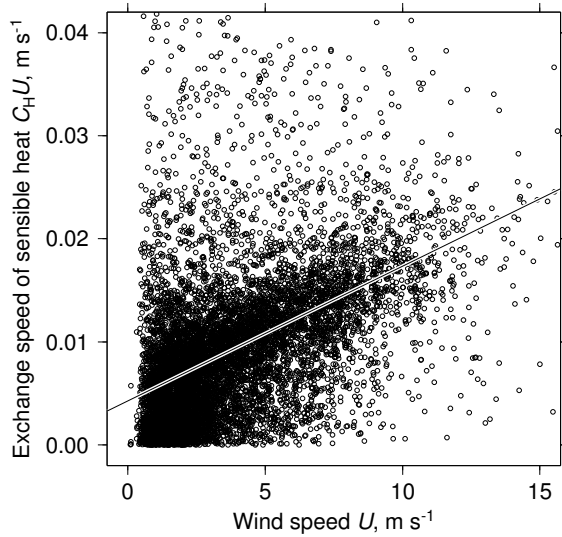


図-3 草原域の $C_H U$ - U 関係 (KBU 地点, 2004 年).

$C_H U$ は次に示す地表面・大気間の顕熱交換に関するバルク式に、顕熱輸送量 H 、地表面温度 T_s 、気温 T_a を代入すれば求まる.

$$H = \rho c_p C_H U (T_s - T_a) \quad (12)$$

ここに c_p は定圧比熱である. この式に気温・地表面温度・顕熱輸送量の観測値を代入して求めた $C_H U$ と地上高 3 m で観測された風速 U_3 の関係を 図-3 に示す. 実験式は次のようになる.

$$C_H U = 0.00428 + 0.00131 U_3 \quad (13)$$

これは、KBU 地点の 2004 年 1 年間の 30 分平均の観測値から求めた実験式である. この実験式を全地点に適用する. すなわち、実験観測所のある KBU 地点の気候条件や植生状態をヘルレン川流域の大部分を占める草原域の代表とみなすことに相当する.

(2) 水収支モデルの同定

新安江モデルのパラメータ W_m, b は適切な値が知られていないので、上述の水収支モデルを用いて W_m, b の感度実験を行った. 図-4 は W_m を 10–200 mm, b を 0–1 の間で変化させたときの年蒸発量の等値線図を示しており、年水収支を評価するには、年蒸発量 130 mm y^{-1} の等値線近傍で交わる W_m, b を採用すればよいことが分かる. 従来、湿潤域で適用されてきた $W_m = 120$ mm, $b = 0.2$ を採用すれば年蒸発量 148 mm y^{-1} となるが、例えば $W_m = 120$ mm, $b = 0.91$ を採用すれば年蒸発量 130 mm y^{-1} となり年水収支を適切に評価できる.

次に $W_m = 120$, $b = 0.91$ で算定された蒸発量の時系列を様々な時間単位で平均化して、観測値に対する算定誤差として平均 2 乗誤差の平方根 (RMSE) を求めた. 図-5 は平均化時間と RMSE の関係を示している.

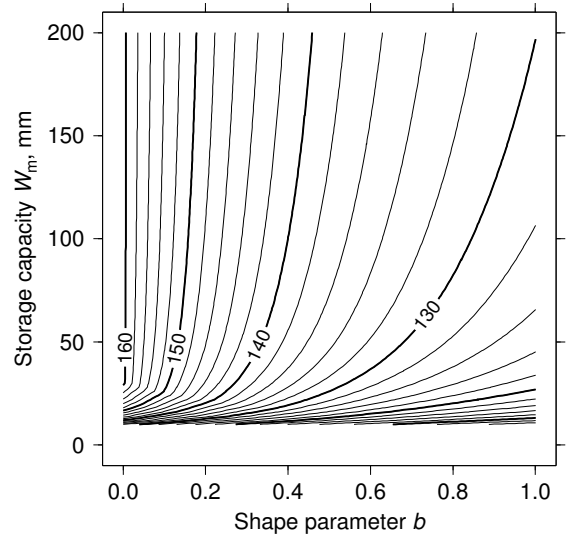


図-4 年蒸発量の等値線図.

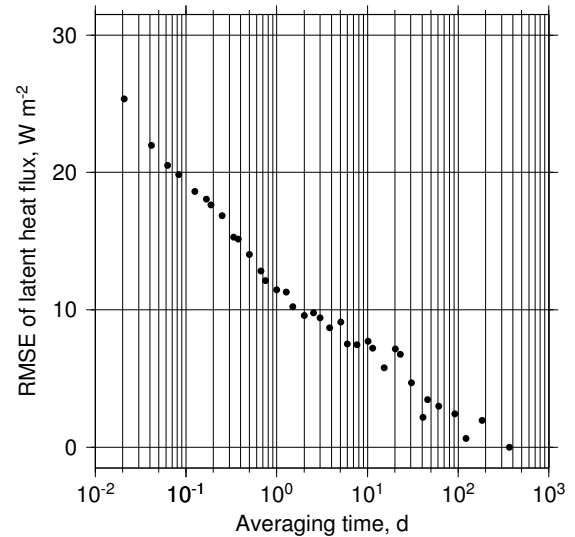


図-5 平均化時間と蒸発量算定 RMSE.

平均化時間を長くすれば積分効果により RMSE は減少する. 平均化時間が 1 日より短い場合は、RMSE が極端に大きい、それより長い場合は数 $W m^{-2}$ の誤差となる. すなわち、このモデルは、日周期変動を表現できるほどの短い時間単位での蒸発量算定は困難であるが、旬・月・年などの長い時間単位では精度よく蒸発量を算定できるといえる.

4. 流域各地の地表面水収支

さて、上述のように同定された水収支モデルを用いて、流域各地の地表面水収支を求める. それに先立ち、各地の MS における観測資料から気温・湿度・風速・気圧・地表面温度 (すべて瞬時値) を用いて、毎日 00 時から 3 時間おきに瞬時のポテンシャル蒸発量を求め、例

表-3 部分流域ごとの暖候期 (5-9 月) の降水量 (P)・蒸発量 (E)・流出量 (R)・正味の河川流量 (Q_N) の累年平均と標準偏差 (1993-2003 年, 単位: mm/5-month).

部分流域	P	E	R	Q_N
上流域	247 (62)	166 (26)	75 (34)	83 (56)
中流域	196 (38)	141 (20)	47 (15)	-4.7 (6.7)
下流域	226 (67)	160 (33)	57 (30)	-1.2 (3.4)

例えば 00 時と 03 時の平均値を 00-03 時の 3 時間のポテンシャル蒸発量とみなした. このとき, 各地の MS で計測される風速は地上高 10 m の風速 U_{10} であるから, 風速の鉛直分布は対数則にしたがうと仮定して, 次式で補正して地上高 3 m の風速 U_3 を求めた.

$$U_3 = U_{10} \frac{\ln(z_3/z_0)}{\ln(z_{10}/z_0)} \quad (14)$$

ここで $z_{10} = 10$ m (高度), $z_3 = 3$ m (高度), $z_0 = 0.01$ m (地表面粗度, 草丈 0.1 m の草原を想定) を与える. なお, 各気象変数について 00 時と 03 時の平均値を求めてから, それらを用いて 00-03 時の 3 時間のポテンシャル蒸発量を求めても, 先の結果とは大きく変わらない.

また, 降水量は毎日 09, 21 時に計測された前 12 時間の積分値であるので, 各計測時刻の前 12 時間にわたって均等に降水があると仮定して, 例えば 09 時の降水量は 4 で割り算して, 前日 21-24 時, 当日 00-03 時, 03-06 時, 06-09 時の各 3 時間の降水量とした.

観測所ごとに求めた P , E , R を Thiessen 法によって集計し, 部分流域ごとの P , E , R を求めた. その結果を 表-3 に示す. P , Q_N は観測された降水量と流出量 (正味の河川流量) である. 5-9 月の 5 か月単位で見ると降水の約 7 割は蒸発し, 残りの約 3 割は流出している. R , Q_N を比較すると, 上流域では観測事実とよく一致するが, 中・下流域では観測結果よりかなり大きな値となっている. ただし, ここでは蒸発や浸透といった河道からの損失が考慮されていない.

5. 部分流域ごとの河道水収支

次に, 部分流域ごとに河道に出入りする水の質量収支から, 次の水収支式を考える.

$$\Delta S = (Q_I + Q_P + Q_R) - (Q_O + Q_E + Q_S) \quad (15)$$

すなわち, 河道への流入は, 上流域から流入する河川流量 Q_I , 河道水面への降水量 Q_P , 河道周辺の集水域から河川への流入量 Q_R である. また, 河道からの流出は, 下流域へ流出する河川流量 Q_O , 河道水面からの蒸発量 Q_E , 河道底面 (潤辺) からの浸透量 Q_S である. この流入流出の収支の結果, 河道の貯留量は変化する (ΔS). あるいは, Q_R と Q_S の差を河道と周辺域との水交換量 Q_{Ex} と定義して, 一つの項として扱えば,

表-4 各部分流域の総面積と河道面積. 河道面積の括弧内は総面積に占める河道面積の割合.

部分流域	総面積 (km ²)	河道面積 (km ²)
上流域	7329	82 (1.12 %)
中流域	32766	315 (0.96 %)
下流域	32433	318 (0.98 %)

(15) 式は次のようになる.

$$\Delta S = (Q_I + Q_P) - (Q_O + Q_E) + Q_{Ex} \quad (16)$$

式 (15) の右辺各項を求めるに先立ち, Landsat TM 画像をもとに各部分流域について河道域とその他の領域を判別して河道面積を計測した. その結果を 表-4 に示す.

Q_I , Q_O は水文観測所の資料から算定した. Q_P は河道域を小区間に分解し, 小区間ごとに最近隣の気象観測所の降水量を参照し, 集計した. Q_E も同じく, 小区間ごとに最近隣の気象観測所の風速・気温・湿度・気圧・地表面温度を参照し, (10) 式のパルク式に水面蒸発時の係数 ($C_E = 1.2 \times 10^{-3}$) を与えて, 蒸発量を計算し集計した. ただし, 河川の水面温度ないし表層水温は地表面温度で代替したので厳密な計算ではない. Q_R は各地の MS ごとに求めた流出量をもとに, 部分流域のうち河道域以外の領域について Thiessen 法で集計して算出した. このとき, 河道周辺の集水域で発生した流出は, 途中で損失することなくすべて河道に達すると仮定した. $\Delta S = 0$ m³/5-month を仮定すると, 河道底面からの浸透損失量 Q_S が推定される.

表-5 に結果を示す. 各部分流域の Q_{Ex} はいずれも正值である. Q_{Ex} を Q_R の最小値 ($Q_S = 0$ の場合の Q_R) と解釈すれば, 各部分流域で少なくとも Q_{Ex} の河川流出があることを示している.

流域各地の流出量を集計して求めた Q_R について考える. 上流域では $Q_R < Q_{Ex}$ なので過小評価であるといえる. その結果 Q_S が負値となり矛盾する. 中・下流域では $Q_R > Q_{Ex}$ なので水収支の上では矛盾していない. ただしその絶対量が大きく, 求められた値がどの程度確からしいのかは判断できない.

次に, Q_S について考える. 河道底面からの浸透損失量の大小は, 河道の断面形状や流水潤辺の長さ, 底側面の土壌の種類や土性などで決まると想像できる. 河川水位の変化にくらべて, その他の要因の時間的変動性は微小であるから, 浸透量の変化は河川水位の変化で説明できると考えられる. そこで, 各部分流域の河道について, 河川水位の近似値として上・下流端平均の河川流量の平方根を求めて, Q_S との関係調べた (図-6). これによると, 流量の平方根が大きいほど浸透量 (河道の単位長さあたり) は大きくなる傾向にあり, 両者は比例関係にあることが見て取れる. Q_R と同じく Q_S の値

表-5 部分流域ごとの暖候期 (5-9 月) の河道水収支各項の累年平均と標準偏差 (1993-2003 年, 単位: $10^6 \text{ m}^3/5\text{-month}$). Q_I : 上流域から流入する河川流量, Q_P : 河道水面への降水量, Q_R : 河道周辺の集水域からの河川への流入量, Q_O : 下流域へ流出する河川流量, Q_E : 河道水面からの蒸発量, Q_S : 河道底面 (潤辺) からの浸透量, Q_{Ex} : 河道と周辺域との水交換量 ($Q_R - Q_S$).

部分流域	流入流量			流出流量			交換流量
	Q_I	Q_P	Q_R	Q_O	Q_E	Q_S	Q_{Ex}
上流域	0 (0)	20 (5)	547 (248)	610 (408)	92 (29)	-132 (227)	681 (389)
中流域	610 (408)	62 (12)	1552 (503)	457 (268)	578 (98)	1189 (713)	364 (280)
下流域	457 (268)	72 (21)	1848 (966)	418 (257)	589 (95)	1370 (1066)	478 (169)

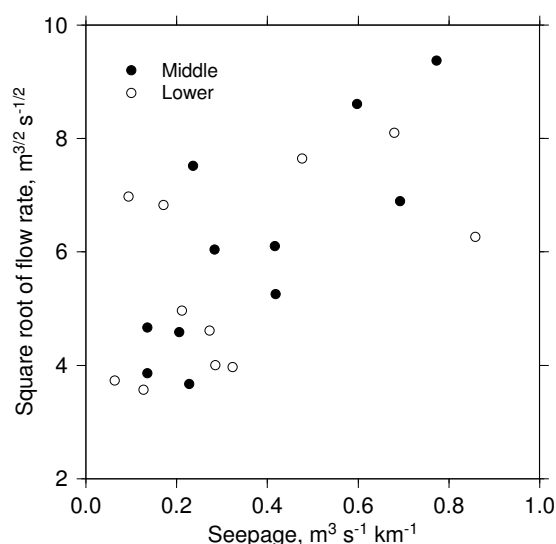


図-6 中・下流域における河川流量の平方根 (河川水位) と河道底面からの浸透量の関係。

はどの程度確からしいのかは判断できないが、定性的には河道底面からの浸透があり得るといえる。

6. まとめ

本研究では、モンゴル東部ヘルレン川流域の上・中・下流の各部分流域の河道について水収支を考え、気象・水文観測資料と単純な地表面水収支モデルを用いて、水収支各項を求めた。その結果、各部分流域で河道と周辺域との水交換量 Q_{Ex} は正值であり、少なくとも Q_{Ex} の河川流出があることが示された。また、河道底面からの浸透量 Q_S と河川流量の平方根 (河川水位) の関係性から河道底面からの浸透があり得ることが示された。これらは、ヘルレン川の中・下流域では河川への流入があっても、それとほぼ同量の水が河道水面からの蒸発や河道底面からの浸透などによって河川から損失していて、実質的には河川流量の増減に寄与しないという仮説を支持するものである。

謝辞: 本研究は、科学技術振興機構の戦略的創造研究推進事業「水の循環系モデリングと利用システム」に

おける研究課題「北東アジア植生変遷域の水循環と生物・大気圏の相互作用の解明」(代表: 杉田 倫明) の研究成果である。

参考文献

- 1) Kamimera, H., Lu, M., Doi, H., Oyunbaatar, D. and Davaa, G.: Spatial variation and long-term change of hydrological regime of Kherlen River basin, Mongolia. *Bull. TERC, Univ. Tsukuba*, No. 5 Suppl., 50-53, 2005.
- 2) Sugita, M., Asanuma, J., Tsujimura, M., Mariko, S., Lu, M., Kimura, F., Azzaya, D. and Adyasuren, Ts.: An overview of the Rangelands Atmosphere-Hydrosphere-Biosphere Interaction Study Experiment in Northeastern Asia (RAISE). *J. Hydrol.*, in press.
- 3) Li, S.-G., Asanuma, J., Eugster, W., Kotani, A., Liu, J.-J., Urano, T., Oikawa, T., Davaa, G., Oyunbaatar, D. and Sugita, M.: Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. *Global Change Biol.*, **11** (11), 1941-1955, 2005.
- 4) Li, S.-G., Asanuma, J., Kotani, A., Davaa, G., Oyunbaatar, D. and Sugita, M.: Water balance for a Mongolian steppe and its environmental constraints. *Bull. TERC, Univ. Tsukuba*, No. 5 Suppl., 92-94, 2005.
- 5) 上米良 秀行・陸 旻皎: 半乾燥草原域に適用できる単純な地表面水収支モデル. 日本気象学会 2006 年度春季大会講演予稿集 (89), 453, 2006.
- 6) Zhang, Y., Ohata, T., Yang, D. and Davaa, G.: Bias correction of daily precipitation measurements for Mongolia. *Hydrol. Process.*, **18** (16), 2991-3005, 2004.
- 7) 浅野 眞希: モンゴル国ヘルレン川流域のステップに分布する土壌の諸性質に関する研究. 修士論文, 筑波大学 大学院生命環境科学研究科, 2004.
- 8) Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J. and Wesely, K. L.: Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. For. Meteorol.*, **103** (3), 279-300, 2000.
- 9) Zhao, R.-J.: The Xinanjiang model applied in China. *J. Hydrol.*, **135** (1-4), 371-381, 1992.
- 10) Manabe, S.: Climate and the ocean circulation: I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97** (11), 739-774, 1969.
- 11) Lee, T. J. and Pielke, R. A.: Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteor.*, **31** (5), 480-484, 1992.

(2006. 9. 30 受付)