



Title	アラスカ永久凍土地帯の小流域における夏期の蒸発水損失について
Author(s)	石川, 信敬; 兒玉, 裕二; 小林, 大二; 若浜, 五郎
Citation	低温科学. 物理篇, 47, 103-116
Issue Date	1989-03-10
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18568
Type	bulletin (article)
File Information	47_p103-116.pdf



[Instructions for use](#)

アラスカ永久凍土地帯の小流域における 夏期の蒸発水損失について*

石川信敬・兒玉裕二

小林大二・若浜五郎

(低温科学研究所)

(昭和63年11月受理)

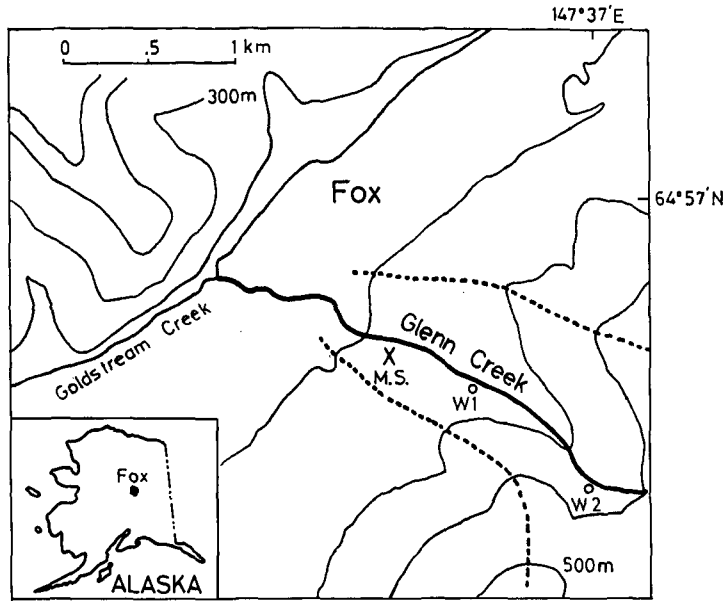
I. 緒 言

一般に、流域においては表層水面や土壌水面、植物表面からの水の蒸発、及び植物の気孔を通じた蒸散が生じる。この蒸発散量は種々の場所において様々な方法で測定されているが、気象条件、表面状態、植生、地理的要因に大きく依存する量である¹⁾。特に植生のある地表面からの蒸発散は夏期において著しく大きな値をとり^{2,3)}、流域の水収支を算定する上で重要な量である。高緯度地帯においては北極ツンドラの植生面からの蒸発^{4,5)}や極域の融雪面からの蒸発が測定され^{6,7)}、融雪量に対する蒸発量の評価がなされている^{8,9)}。そこで今回はアラスカ永久凍土地帯の小流域における表面状態の異なる地点で、熱収支観測及びパン蒸発測定に基づく夏期の蒸発量の見積りを行なった。

II. 観 測 方 法

観測は米国アラスカ中央部の不連続永久凍土地帯に位置するフォックス (64°57'N, 143°37'W) 付近の小流域 (グレンクリーク、面積 1.8 km²、標高 250~500 m) で、1987年の夏期 (7~8月) に行なった (第1図)。気象条件は冬期は低温、夏期は温暖弱風、平均年降水量は 287 mm でその 1/3 は降雪である⁶⁾。調査流域の地表面状態は、黒とうひ、低密度のヤナギ等の灌木やモスが群生する植生地帯、及び溜り水が点在する湿地帯と小河川である¹⁰⁾。北斜面には永久凍土が存在するが、地面から 20~70 cm は融解しており、多量に水を含んだ粘土の季節活動層が形成されている。植生の根は浅い (約 20 cm)。流域下部の植生地帯 (灌木とモス) で微気象観測を行なった (第1図の M.S. 点)。以下 M.S. 点を草地観測点と呼ぶことにする。さらに草地観測点 (M.S.) から約 500 m 及び 1,500 m 離れた上流に水位、水温の観測点 (W1, W2) を設置した。測定項目を第1表に示した。気温、湿度、風向、風速、日射量、放射収支量は地上 1.5 m で、地温は地表面下 0.0, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 0.95 m の深さで連続測定した。最下層の地温センサーは凍結層に達している。蒸発量は直径 1.22 m、深さ 0.25 m の大型蒸発パンの水位変化をダイゲージで読み取って求めた。なお蒸発パンは表層 (主にモス) を剥ぎ取り底から 2/3 は地表面

* 北海道大学低温科学研究所業績 第 3183 号



第1図 調査流域の平面図

MS: 微気象観測地点, W1, W2: 水文観測地点

第1表 測定項目及び測定方法

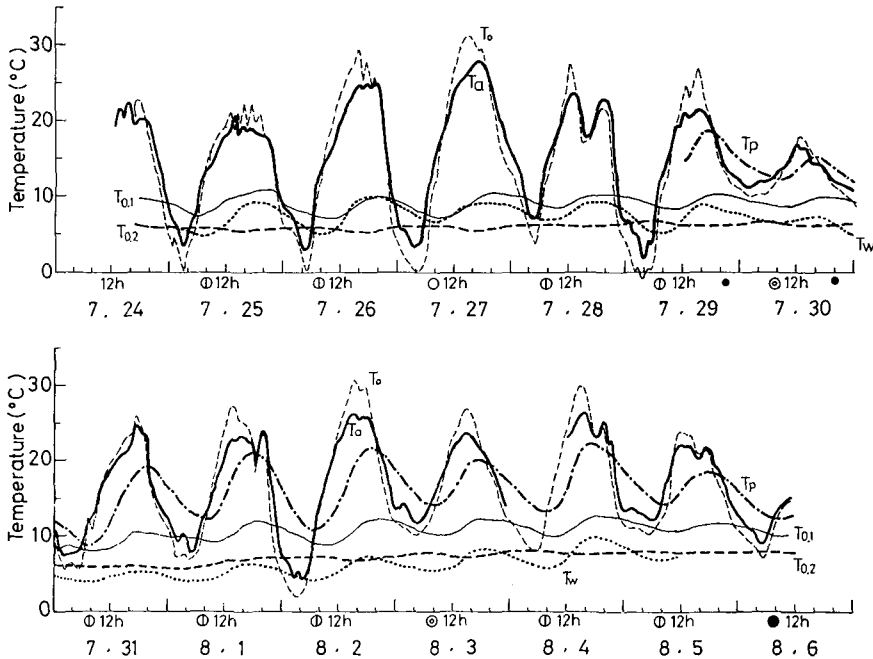
測定項目	測定方法	備考
気温	通風小型サーミスター (THR-2)	連続 (MS)
相対湿度	高分子湿度センサー (THR-2)	〃 (〃)
風速	3杯風速計 (AS41)	〃 (〃)
風向	矢羽式風向計 (VS41)	〃 (〃)
日射量	全天日射計 (MS-42)	〃 (〃)
放射収支量	放射収支計 (CN-11)	〃 (〃)
地温	測温抵抗体	〃 (〃)
蒸発計水温	〃	〃 (〃)
川水温	〃	〃 (W1)
川水位	リチャール式水位計	〃 (W1)
蒸発量	蒸発パン	隔測 (MS)
气温・湿度	アスマン温湿度計	〃 (MS, W1, W2)
地温・水温	サーミスター温度計	〃 (MS, W1, W2)
表面アルベード	アルベドメータ	〃 (MS, W1)

下になるように設置した。

III. 観測結果

(1) 草地と水面における気象要素の比較

観測は1987年7月24日～8月6日に行なわれた。期間中の天気状況は大旨晴天日であったが、7月28, 29日, 8月6日は曇天日(弱い降雨を伴う), 7月30日は15.5 mmの強い降雨があった(期間中の総降雨量は25.0 mm)。

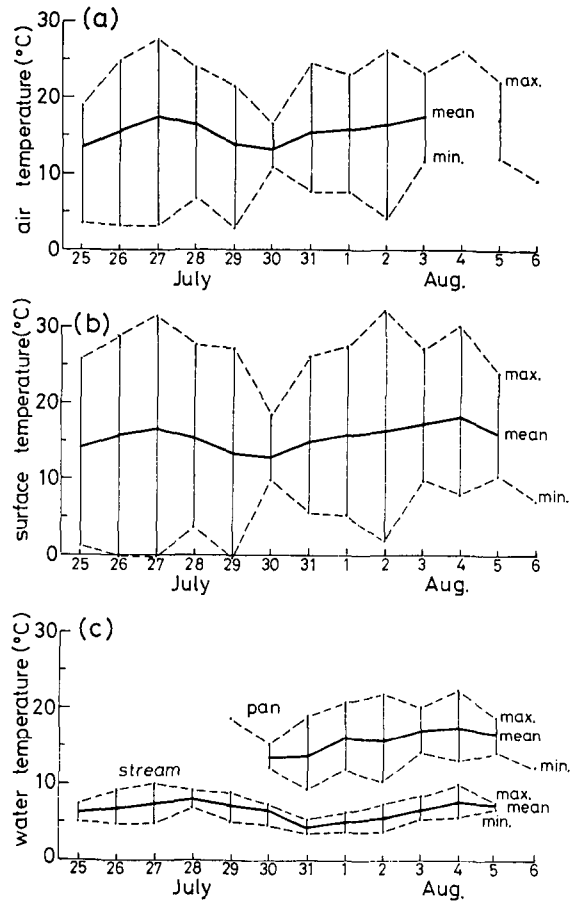


第2図 各点における温度の時間変化と毎日の気象状況

T_a : 気温, T_o : 草地表面温度, T_p : 蒸発パン水温,
 T_w : 川水温, $T_{o.1}, T_{o.2}$: 10 cm と 20 cm の地温

第2図はそれぞれ異なる地点の温度の時間変化を示したものである。気温 (T_a) や草地の表面温度 (T_o) は強い降雨日 (7月30日) 以外は顕著な日変化を示している。いずれも最高値は14~15時, 最低値は3~4時に現われている。溜り水である蒸発パン内の水温 (T_p) にもはっきりと日変化が現われているが, 極値の出現は気温のそれに比べて2~3時間遅くなっている(観測開始は7月29日)。流水である川の水温 (T_w) や0.1 m地温 ($T_{o.1}$) にも日変化が認められるが, 0.2 m地温 ($T_{o.2}$) にはもはや変化がみられない。

気象要素の日平均値及び極値の変化を第3~5図, 及び第2表に示したが, 観測されたそれぞれの場所によって日較差が大きく異なっている。気温 (図3・a) は期間中の日平均値は15.6°Cであり, 日較差は晴天日に大きく(最大24.5度), 曇天日には小さい(約5度)。草地の表面温度 (図3・b) の平均値は15.5°Cで気温とほぼ同じであったが, 日最高温度は30°C以上, 日最低温度は0°C以下で日較差は最大31.4度にもなった。流水である川の水温 (図3・c) は低く(平均値



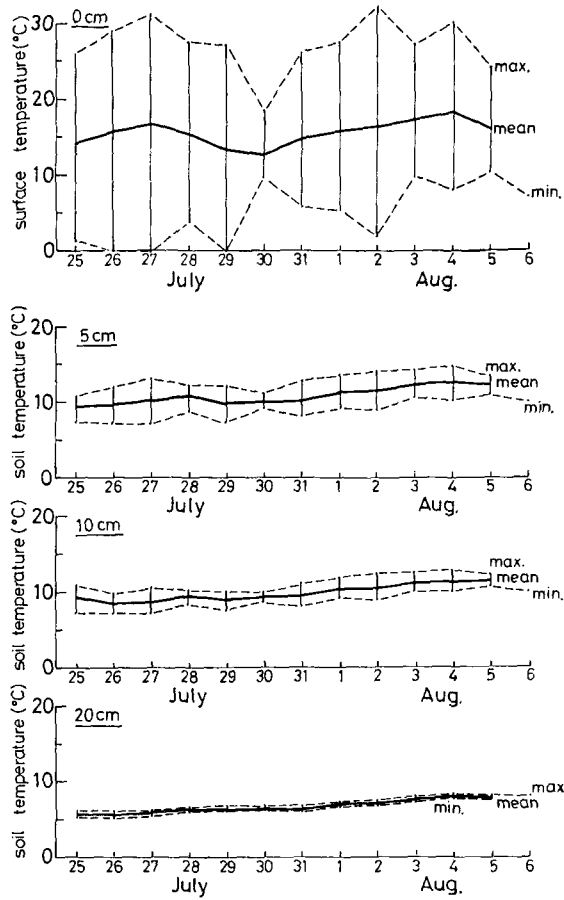
第3図 3地点における温度の日平均、及び日最高値、日最低値の比較

(a) 気温, (b) 草地表面温度, (c) パン及び川水温

6.6°C), 日最高は10°C, 日最低は5°Cで日較差は最大5.2°Cであった。なお降雨の後に川の水溫は急激に低くなっている。一方溜り水であるパンの水溫は川水溫よりも高く(平均15.7°C), 気温や草地表面温度の平均値に等しい。パン水溫の日較差は川水溫に比べて約2倍(11.6度)であった。第4図には各深さにおける地溫の日較差を示した。5 cm地溫は平均10.8°C, 10 cmで9.9°C, 20 cmでは6.8°Cと深くなる程温度は低下し, 75 cmの深さで0°Cの凍結層に達した。なお日較差も深さと共に減少し20 cmではほとんどみられない。

相対湿度は連日夜間になると100%に達するが, 晴天日の昼間には50%以下となり大きな日較差が現われている(最大日較差62%)。なお期間中の平均相対湿度は78%であった。水蒸気圧を3地点で比較すると(第5図), 大氣中(1.5 m)では平均13.7 mb, 日較差10.6 mb, 川面では平均9.8 mb, 日較差3.7 mb, 蒸発パン水面上では平均18.2 mb, 日較差13.8 mbであり同じ水面でも, 溜り水面と流水面では相異が著しい。

同じ流域内においても表面状態が異なると気象要素もそれぞれ異なる変化をする。第6図

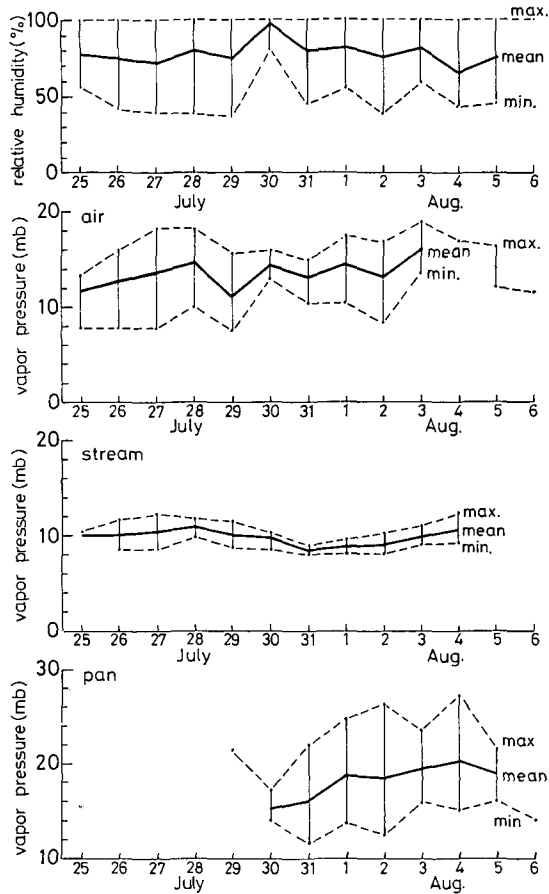


第4図 0, 5, 10, 20 cmの深さにおける地温の日平均及び極値の比較

第2表 気象要素の平均値及び極値

(*は7月29日~8月6日, 他は7月25日~8月6日)

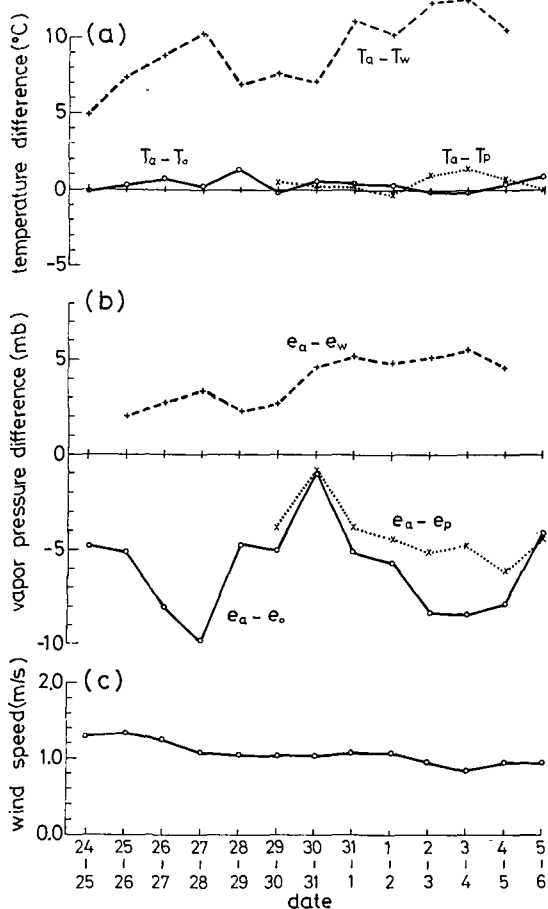
項目(単位)	平均値	最大(平均)	最小(平均)	最大日較差
気 温 (°C)	15.6	22.9	6.9	24.5
表 面 温 度 (°C)	15.5	27.1	4.7	31.4
5 cm 地 温 (°C)	10.8	12.8	8.8	6.0
10 cm 地 温 (°C)	9.9	11.2	8.6	3.7
20 cm 地 温 (°C)	6.8	6.9	6.4	0.9
川 水 温 (°C)	6.6	8.1	5.0	5.2
*蒸 発 計 水 温 (°C)	15.7	19.6	12.1	11.6
相 对 湿 度 (%)	78	100	48	62
風 速 (m/s)	1.1	1.6	0.4	1.5
大 気 中 水 蒸 気 圧 (mb)	13.68	16.59	9.97	10.57
*蒸 発 計 水 蒸 気 圧 (mb)	18.19	23.01	14.13	13.75
川 面 水 蒸 気 圧 (mb)	9.83	10.87	8.72	3.67



第5図 溜り水、流水、及び草地 1.5 m 上の水蒸気圧の比較

は3地点における表面温度及び水蒸気圧と 1.5 m 高度の気温及び水蒸気圧のそれぞれの差を日平均値の変化で示したものである。ここで草地表面の水蒸気圧以外は全て実測値である。そこで草地表面の水蒸気圧は、表面直下に水飽和の凍結融解層が存在し、しかも地表面に点在するモス層が常に湿潤であることから、表面が水飽和になっていると仮定して求めた。草地表面温度や蒸発パン水温と気温の差 ($T_a - T_0$, $T_a - T_p$) は日平均としてみると極めて小さい。一方川水温と気温の差 ($T_a - T_w$) は大きく、川面上では温度の逆転が生じていることが分る (約9度)。3地点における水蒸気圧と大気中の水蒸気圧の差をとると、場所によって逆の傾向が現われている。すなわち草地と蒸気パンの水蒸気圧は大気中より大であり、逆に川面では小さくなっている。これは草地や溜り水では蒸発、川面では凝結が生じていることを意味している。同図には日平均風速の変化も示されているが、測定点では風は弱く期間中はほぼ 1 m/s であった。

草地と川面での温度勾配及び水蒸気圧勾配の特徴の微細変動を、第7図には2地点の温度差の比 ($\alpha = (T_a - T_w) / (T_a - T_0)$)、第8図には2地点の水蒸気圧差の比 ($\beta = (e_a - e_w) / (e_a - e_0)$) の時間変化で示した。 α は夜間に同符号、昼間に逆符号をとっている。これは顕熱の向きが両地点で同方向又は逆になることを示している。なお午前と夕方の1日2回両地点における α が不



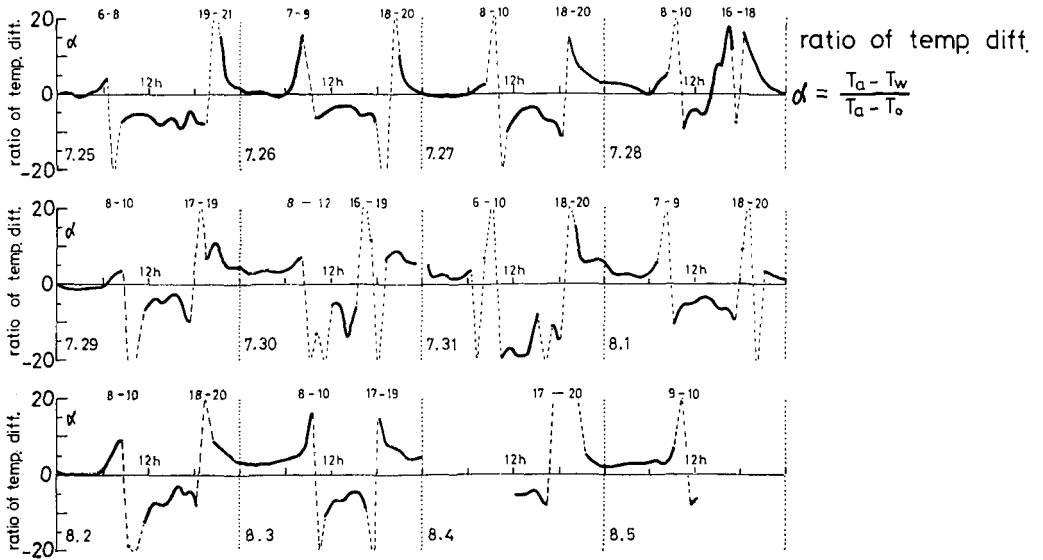
第6図 3地点(草地, 川, 蒸発パン)と地表面上1.5 mの温度差(a), 及び水蒸気圧差(b), (c)は日平均風速

定になるのは草地において表面温度と気温の差が小さくなるためである。図中の点線及び数字は $|\alpha| > 20$ の期間を示している。両地点における β も夜間に同符号, 昼間に異符号になっており潜熱伝達方向が逆になることを表わしている。なお草地において大気中と表面において水蒸気圧に差がなくなると β も不定になるが, その出現時間は α に比べて早朝はほぼ同時刻, 夕方には2~3時間遅くなっている。本報告では昼夜の区別はただ地方時を用いた。しかし高緯度地帯の夏期には一日中日射が観測され, このような状況では昼と夜の定義は困難である。第7, 8図に示した如く草地と水面における温度差や水蒸気圧差の比が逆転する時間(すなわち顕熱や潜熱の伝達方向が逆転する時間)も昼夜を区別する目安になるようだ。

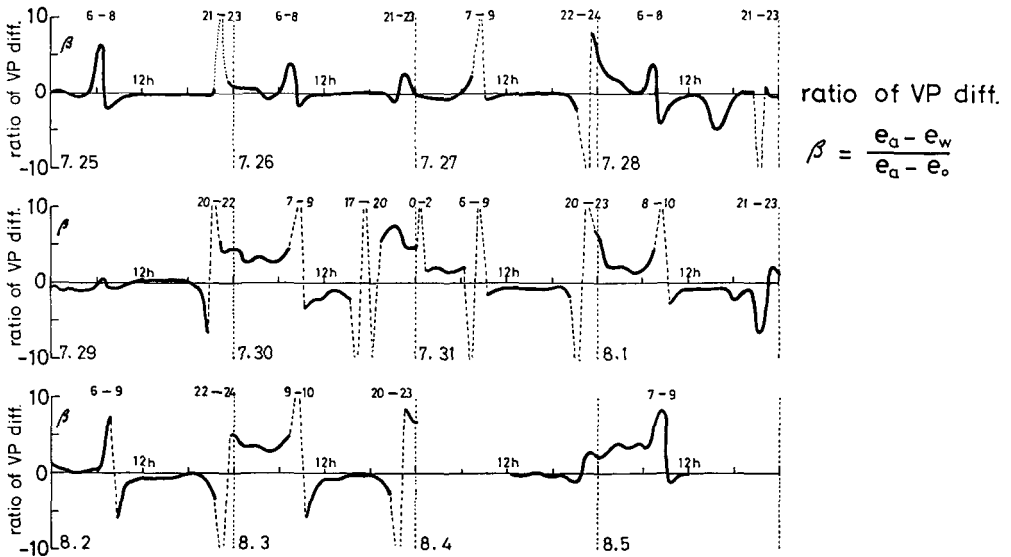
(2) 流域における熱収支特性

(2-1) 熱収支モデル

観測対象の流域の表面状態は多様である。本報告では流域を代表する点として低い灌木及びモス地帯(草地), 溜り水の点在する湿地帯(蒸発パン), 流水(小河川)を選び, それぞれの地点で熱収支成分を求めた。3地点とも体積熱収支を考えるが, 草地においては表面下 4Z 層



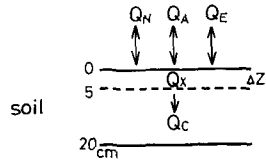
第7図 草地と川面上の温度勾配の比 (α)



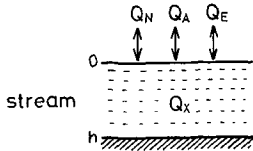
第8図 草地と川面上の水蒸気勾配の比 (β)

(5 cm) について、小川川と蒸発パンにおいては水深 h の水塊について熱収支モデルを設定した(第9図)。3地点とも表面と大気間では放射収支 (Q_N)、顕熱 (Q_A)、蒸発(凝結)潜熱 (Q_E) の交換がある。草地では $4Z$ 層より深いところでは熱伝導 (Q_C) を考える。 Q_x は残差項であるが草地では $4Z$ 層内の貯熱量変化、蒸発パンではパン内の貯熱量変化、河川では移流項と貯熱量変化を含めて Q_x と考える。3地点における熱収支は

$$Q_x = Q_N + Q_A + Q_E (+ Q_C) \tag{1}$$

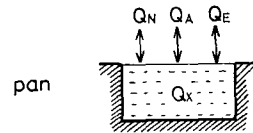


Net Radiation $Q_N = (1 - \alpha_o) I_o + L_o - \epsilon T_o^4$
 soil direct measurement
 water $Q'_N = Q_N + (\alpha_o - \alpha_w) I_o + \sigma (T_o^4 - T_w^4)$
 α : albedo ($\alpha_s = 0.17, \alpha_w = 0.08$)
 I : solar rad, T_o : surface temp, T_w : water temp.



Evaporation
 direct $Q_E = L \cdot M$
 bulk $Q_E = k_e V \Delta e (= \frac{0.622 \rho L}{P} h_e V \Delta e)$

Sensible Heat
 bulk $Q_A = k_a V \Delta T (= \rho C_p h_a V \Delta T)$
 $h_e = h_a = 4.03 \times 10^3$



Conduction $Q_c = k \Delta T / \Delta Z$
 Bowen Ratio $B = \frac{Q_A}{Q_E} = r \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (r = 0.66)$

第9図 3地点における熱収支モデル

Q_N : 放射収支, Q_A : 顕熱, Q_E : 蒸発(凝結) 潜熱,
 Q_C : 伝導熱, Q_X : 残差

と表わすことができる。なお右辺の各項の符号は熱が与えられる時に正、奪われる時に負を取り、左辺は正の時に加熱、負の時に冷却を意味する。

(a) 放射収支量

地表面における放射収支量 Q_N は

$$Q_N = (1 - \alpha_a) I_o + L_a - \epsilon \sigma T_o^4 \tag{2}$$

で表わされる。ここで α_a は表面アルベード、 I_o は全天日射量、 L_a は大気放射量、 T_o は表面温度であり、 ϵ と σ は表面の射出率とステファン・ボルツマン定数である ($\sigma: 5.67 \times 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)。草地では放射収支量と全天日射量は直接測定した。しかし任意の地点における放射収支量の連続直接測定は困難なので以下の方法によった。すなわち流域内の平坦な場所においては放射収支量と大気放射量は草地の値に等しく、さらに射出率も場所によらず1であると仮定すると、川面や蒸発パン上の放射収支量は

$$Q'_N = Q_N + (\alpha_a - \alpha_b) I_o + \sigma (T_o^4 - T_b^4) \tag{3}$$

式で表わすことができる。ここで指標 b は任意の地点を表わす。任意の地点で表面アルベード α_b と表面温度(水温) T_b を測定すれば、草地で測定した放射収支量 (Q_N) と日射量 (I_o) を用いて任意の地点における放射収支量 Q'_N が求められる。なお期間中の平均アルベードは草地で $\alpha_a = 0.17$ 、水面で $\alpha_b = 0.08$ であった。

(b) 蒸発(凝結) 潜熱伝達量

1日あたりの蒸発量は蒸発パンを用いて直接測定した。すなわち

$$Q_E = L \cdot M \tag{4}$$

ここで L は蒸発潜熱 ($2.5 \text{ MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$), M は蒸発計の水位変化量である。さらに蒸発 (凝結) 潜熱伝達量 Q_E は空気力学的方法

$$Q_E = \frac{0.622L\rho}{P} h_e V (e_a - e_0) \quad (5)$$

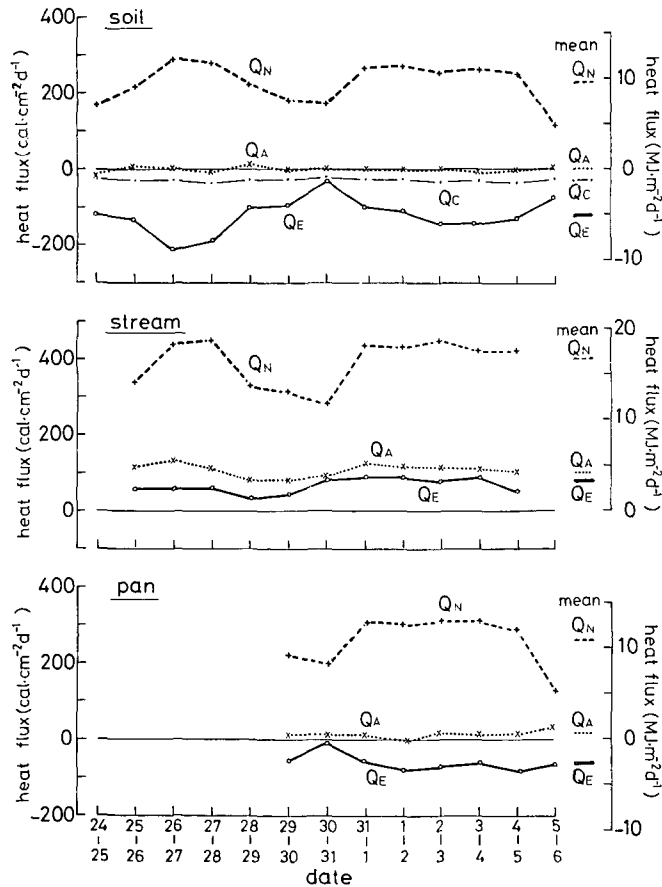
を用いて求めることができる¹¹⁾。ここで ρ は空気の密度 ($1.23 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, 15°C にて), h_e は水蒸気輸送係数, V は風速, P は大気圧 (mb), e_a と e_0 は大気中と表面における水蒸気圧 (mb) である。本研究では水蒸気輸送係数は蒸発パンの実測値を基に (4), (5) 式を比較することにより求めた ($h_e = 4.03 \times 10^{-3}$)。この値は流域内で一定, さらに時間変化がないと仮定することにより任意の場所における蒸発 (凝結) 潜熱伝達量を (5) 式を用いて算出した。

(c) 顕熱伝達量

顕熱伝達量 Q_A は

$$Q_A = \rho C_p h_a V (T_a - T_0) \quad (6)$$

式を用いて求めた。ここで e_p は空気の定圧比熱 ($1.01 \text{ kJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$), h_a は熱の輸送係数, T_a



第 10 図 流域内 3 地点における熱収支成分の比較

Q_N : 放射収支, Q_A : 顕熱伝達量, Q_E : 蒸発 (凝結) 潜熱, Q_C : 伝導熱

と T_0 は気温と表面温度である。なお熱の輸送係数は大気が中立状態に近い時には水蒸気の輸送係数に等しいとみなすことができる¹²⁾。

(d) 伝導熱量

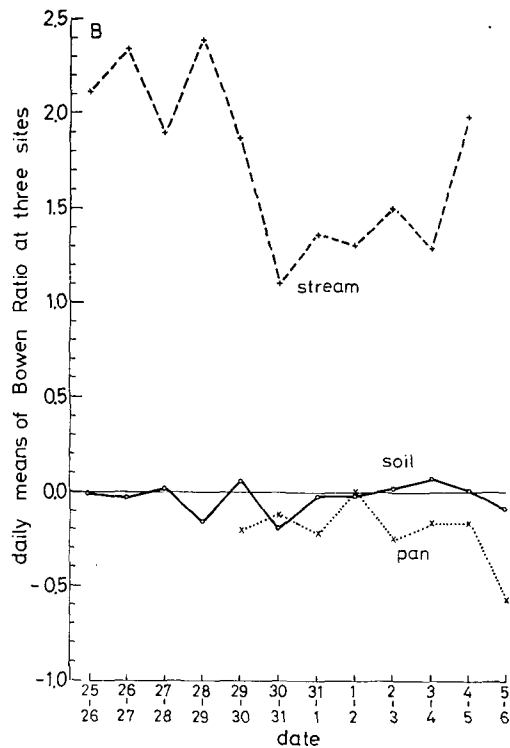
観測地点は永久凍土地帯であるが地表面から数 10 cm は融解し季節活動層を形成している。活動層内の伝導熱量 Q_c は

$$Q_c = k_a(T_{0.2} - T_{0.05})/\Delta Z \tag{7}$$

式から求めた。ここで k_a は水飽和状態にある泥炭の熱伝導率 ($0.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)¹²⁾, $T_{0.2}$ と $T_{0.05}$ は 20 cm と 5 cm の深さの地温, ΔZ は地温測定の間隔 (15 cm) である。

(2-2) 流域内 3 地点における熱収支の比較

第 10 図は 3 地点における熱収支各成分の日総量の変化を示したものである。各熱量は 1 時間毎に算出し、前日の 12 時から当日の 12 時までを 1 日量とした。草地においては放射収支量は晴天日で $10.5\sim 12.2 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 曇天日で $5.0\sim 7.1 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均値は $10 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ を得た。潜熱伝達量は晴天日で $-6.3\sim -8.4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 曇天日で $-1.3\sim -3.4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均値は $-5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ となり常に蒸発を示している。なお蒸発潜熱の値はほぼ放射収支量の 1/2 になっている。顕熱伝達量は極めて小さな値であり熱収支成分としては重要でない。伝導熱は $-1.3 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ で下向き一定熱量になっているが、これは下層に凍結層が存在し地温分布の変化が小さいことによる。溜り水の蒸発パンにおいては放射収支量は $13 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (晴天日) $\sim 5.4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ (曇天日), 平均 $11 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ であり草地とほぼ同じ値を示した。潜熱は $-2.5\sim -3.4 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均 $-2.5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ であり草地の約 1/2 であった。顕熱伝達量は下向きの小さな値であった。一方流水である川面では、熱収支 3 成分がいずれも正であり、川に対して熱供給となっている。放射収支量は 18.9 (晴天日) ~ 12.6 (曇天日) $\text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均 $16.5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ であり草地の 1.6 倍を示した。これは水面のアルベードが草地より小さいために日射の吸収量が増加し、しかも水温が低いために赤外放射の放出量が少なくなったことによる。顕熱は $3.4\sim 5.9 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 平均 $4.5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ と大きな値を示し他の 2 地点と全く異なる。潜熱は全て凝結となった (平均 $3.5 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$)。蒸発パンと同じく川水面も水飽和になっている。しかし流水温度



第 11 図 流域内 3 地点におけるボーエン比 (B)

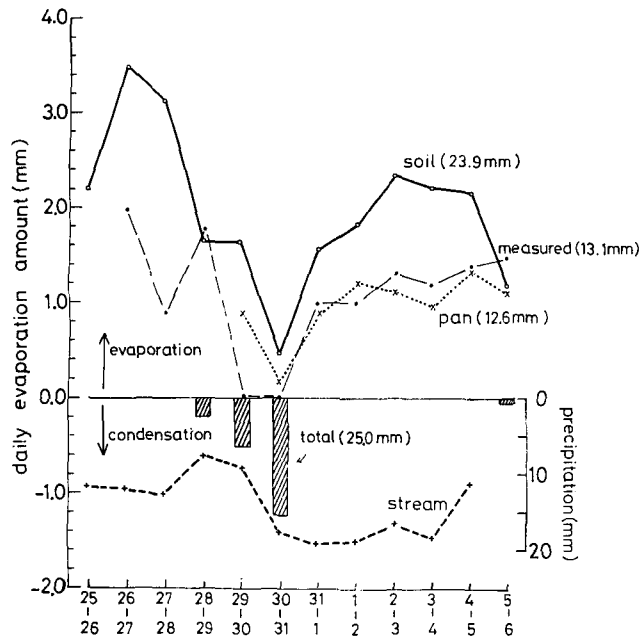
$$B = \frac{Q_A}{Q_E}$$

が低く表面の水蒸気圧が大気中より小さくなるため凝結が生じる。川水面においては熱収支3成分は全て供給となっている。しかし川水温の変化(貯熱量変化)は小さい。そこで移流項の影響が考えられるが、本研究では移流熱量を見積る観測はなされてなかった。

地表面の状態が違ると顕熱と潜熱の伝達方向及び大きさに差がみられる。そこで3地点における両者の比(ボーエン比)を比較した(第11図)。草地や溜り水であるパン水面では、ボーエン比は極めて小さく(最大0.3以下)、顕熱に比べて蒸発潜熱の重要性が著しい。一方川面ではボーエン比は大きく顕熱は潜熱の2倍以上にもなっていることが分る。なお強い降雨があると、川面ではボーエン比が急激に減少し、顕熱と潜熱はほぼ同量となった。

IV. 考 察

水を資源としてみる時、流域内に雨や雪として入った水がどのくらい河川水として流域から流出するかを知らなければならない。この時流域から大気中へ蒸発し河川水として使用できない量を見積ることが重要である。多様な表面状態を有する流域内において、草地、溜り水面、流水面からの日蒸発量を求めて第12図に示した。同図には蒸発量を正、凝結量を負で表わし、日降水量も示してある。蒸発パンを用いて直接測定した日蒸発量(細い実線)と(5)式から求めた日蒸発量(点線)を比較すると、日蒸発量及び総蒸発量、さらには日変化の傾向も良く合っていることから前述の方法で求めた水蒸気の輸送係数の妥当性が示されている。草地では気象条件により蒸発量は大きく変動している。すなわち晴天日には大(最大3.4mm)、曇天日には著しく小さくなる(0.4mm)。溜り水では強い降水日以外はほぼ0.8~1.0mm/日と変動は小さい。一方川面では常に凝結が生じている(0.6~1.6mm/日)、期間中の総降水量は25.0mm



第12図 流域内3地点における蒸発量(折線グラフ:左軸)及び日降水量(棒グラフ:右軸)

であったが、草地表面からは 23.9 mm、溜り水面からは 12.6 mm の蒸発があった。このような短期間の観測からは流域の水収支を求めることはできない。しかし永久凍土帯の流域においても草地や溜り水面からの蒸発水損失が多いことが分った。一方、永久凍土帯にある河川は夏期でも水温が低く水面にもかかわらず凝結が生じていることが分った。

本研究には昭和 62 年度文部省海外学術研究—大学間協力研究費の一部を使用した。アラスカ大学水資源研究所の Dr. Kane, Mr. Hinzman, Mr. Gieck, Mr. Ray, 米国寒地技術研究所 Dr. Chacho には現場観測の遂行に多大の援助を受けた。記して感謝いたします。

文 献

- 1) 梶根 勇 1980 水文学. 自然地理学講座 3, 大明堂, 272, pp.
- 2) 竹内俊雄 1977 年蒸発量の実測例. 水利科学, **21**(3), 86-97.
- 3) Amiro, B. D. and Wuschke, E. E. 1987 Evapotranspiration from a boreal forest drainage basin using an energy balance/eddy correlation technique. *Boundary-Layer-Meteorology*, **38**, 125-139.
- 4) Rouse, W. R. 1984 Microclimate at Arctic tree line. *Water Resour. Res.*, **20**(1), 57-78.
- 5) Ohmura, A. 1982 Evaporation from the surface of the Arctic tundra on Axel Heiberg Island. *Water Resour. Res.*, **18**(2), 291-300.
- 6) Eaton, F. and Wendler, G. 1983 The heat balance during the snow melt season for a permafrost watershed in interior Alaska. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, **31**, 19-33.
- 7) Price, A. G. and Dunne, T. 1976 Energy balance computations of snowmelt in a Subarctic area. *Water Resour. Res.*, **12**(4), 686-694.
- 8) Kane, D. L. and Stein, J. 1984 Plot measurements of snowmelt runoff for varying soil conditions. *Geophysica*, **20**(2), 123-135.
- 9) Hinzmann, L. D. and Kane, D. L. 1987 Active layer hydrology for Imnavait Creek, Toolik Alaska. Preliminary Data Report. R4D Project for Department of Energy Office of Health and Environmental Research, Washington, D.C., 20545, 1-47.
- 10) Dingman, S. L. 1971 Hydrology of the Glenn Creek Watershed Tanana River Basin, Central Alaska. CRREL Research Report, 297, 1-112.
- 11) 竹内清秀・近藤純正 1981 地表に近い大気. 大気科学講座 1, 東京大学出版会, 226 pp.
- 12) 斎藤直輔・新田 尚訳 1981 境界層の気候 (Oke, T. R. 著), 朝倉書店, 324 pp.

Summary

Micrometeorological observations were carried out in the Glenn Creek near Fox, Alaska, in the summer of 1987 in order to study evaporation from a discontinuous permafrost area. The area is covered with a dense birch-aspen forest on the south-facing slope and a black spruce forest of lower density on the north-facing slope with numerous small bushes and shrubs. The depth of the active layer was about 20~75 cm varying with the surface conditions. Observed meteorological items are shown in Table 1. Quantities of net radiation, sensible heat flux and latent heat flux were estimated over three different surface conditions; namely, surface of an organic layer; stayment water in the evaporation pan; and running water in the small creek. The main heat source was net radiation over the three surfaces. The amount of sensible heat flux was negligibly small over the organic layer and the stayment water, but large and downward over the running water. The main heat sink was the latent

heat for evaporation over the organic layer and the stayment water. Condensation, however, occurred over the running water. The average directions of sensible and latent heat fluxes over the running water were different from those over the organic layer and the stayment water, because the temperature of the running water was very low even in summer due to the surrounding permafrost.