

永久凍土地帯の小流域における夏期の熱収支

石川信敬、児玉裕二、小林大二（北大・低温研）

（緒言）

流域内に存在する水を利用可能な資源としてみる時、流域から大気中へ直接蒸発してしまい水利用に供さない量を見積ることが重要である。本研究では永久凍土地帯の小流域において夏期の蒸発量を見積った。観測は1987年7月-8月の約2週間米国アラスカ州中央部（64°57'N, 147°37'W）の小流域（グレンクリーク、面積1.8km<sup>2</sup>、高度250-500m）で行った。調査流域の地表面状態は黒とうひ、カン木類、モス等の植生地帯と湿地地帯及び小河川である。北斜面には永久凍土が存在するが、地面から20-40cmは融解し多量に水を含んだ粘土層となっていた。流域下部（海拔高度300m）の裸地（カン木、モスが点在する）地帯では気温、湿度、風速、地温、表面温度、日射量、放射収支量、アルベード等の微気象観測と大型蒸発計を用いて蒸発量の直接測定を行った。さらに小河川においては水位と水温の測定を行った。

（観測結果）

観測期間中の各気象要素（平均値、極値、日較差）を第1表に示した。気温、表面温度、蒸発計の水温の平均値はほぼ同じ値を得たが、日較差は地表面で最も大きくなった。川水温は低く日較差も小さい。地温は表面から深くなる程下がり20cmの深さでは日較差がほとんどみられなかった。同じ水面でも流水面の小河川面とたまり水の蒸発計水面では水蒸気圧に大きな差がみられる。このように表面の性質が異なると各気象要素の値が大きく異なる。そこで流域内熱収支を求める時は、対象とする面をどこにするかが重要となる。今回は裸地、川水面、静止水面（蒸発計水面）における大気-表面間の熱交換量を求めた。

(i) 放射収支量 (Q<sub>N</sub>)

裸地では放射収支計を用いてQ<sub>N</sub>を直接測定した。裸地上でQ<sub>N</sub>は

$$Q_N = (1 - \alpha_s) I_s + I_L - \sigma T_s^4 \quad (1)$$

で表される。α<sub>s</sub>は裸地のアルベード、I<sub>s</sub>は日射量、I<sub>L</sub>は大気放射量（長波長）、T<sub>s</sub>は地表面温度である。水面上では

$$Q_N' = (1 - \alpha_w) I_s + I_L - \sigma T_w^4 \quad (2)$$

である。α<sub>w</sub>は水面のアルベード、T<sub>w</sub>は水温であり、日射量と大気放射量は裸地と同じ値をとるとした。(1)式、(2)式より

$$Q_N' = Q_N + (\alpha_s - \alpha_w) I_s + \sigma (T_s^4 - T_w^4) \quad (3)$$

となり、裸地の放射収支量を両地点のアルベードと表面温度で補正することにより、水面上の放射収支量が得られる。

(ii) 蒸発（凝結）潜熱量 (Q<sub>E</sub>)

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
5cm地温 (°C)	10.8	12.8	8.8	6.0
10cm地温 (°C)	9.9	11.2	8.6	3.7
20cm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
相対湿度 (%)	78	100	48	62
風速 (°C)	1.1	1.6	0.4	1.5
水蒸気圧 (大気中) (mb)	13.68	16.59	9.97	10.57
*水蒸気圧 (蒸発計) (mb)	18.19	23.01	14.13	13.75
水蒸気圧 (川面) (mb)	9.83	10.87	8.72	3.67

第1表、気象要素の平均値、極値

(\*は7月29日-8月6日、その他は7月25日-8月6日)

大型蒸発計の水位変化 ( $\Delta h$ ) から蒸発量 ( $M$ ) を測定し、蒸発による潜熱量 ( $Q_E$ ) を求めた。

$$Q_E = L \cdot M \quad (4)$$

$L$  は蒸発潜熱である。直接測定のない裸地と川水面ではバルク法を用いて  $Q_E$  を求めた。

$$Q_E = L \cdot h_a \cdot \rho \cdot V (q_a - q_o) \quad (5)$$

$h_a$  はバルク係数、 $\rho$  は空気の密度、 $V$  は風速、 $q_a$  と  $q_o$  は高度 1.5 m と表面における水蒸気量である。なおバルク係数は (4), (5) 式を用いて蒸発計水面上で求めた値を他の地点においても使用した。

(iii) 顕熱伝達量 ( $Q_A$ )

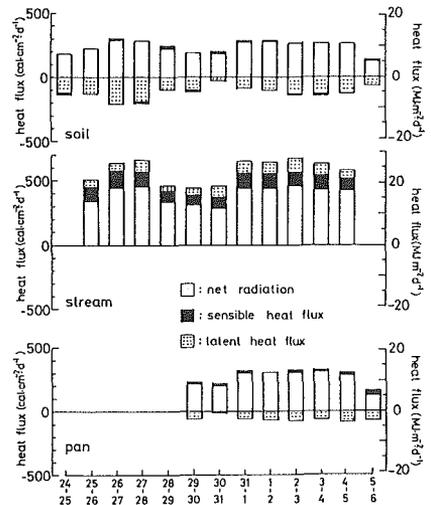
各地点における顕熱伝達量 ( $Q_A$ ) もバルク法を用いて求めた。

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

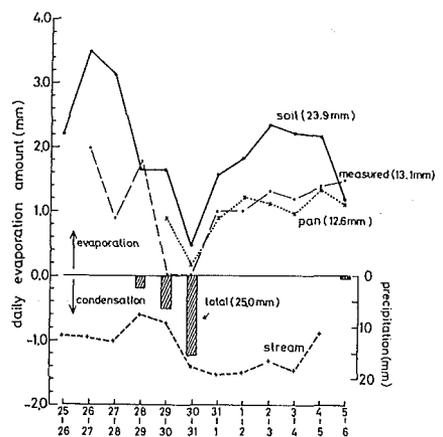
$C_p$  は空気の比熱、 $h_a$  は熱のバルク係数、 $T_a$  と  $T_o$  は高度 1.5 m と表面における温度である。

なお  $h_a = h_o$  と仮定した。

第 1 図には 3 地点において得られた熱収支 3 成分 (放射収支量、顕熱量、潜熱量) の日総量の変化を示した。裸地と蒸発計水面における主な供給熱は放射収支量 (期間中の平均 8.4 MJ/m<sup>2</sup>、11.8 MJ/m<sup>2</sup>) であり、蒸発による潜熱 (-5.0 MJ/m<sup>2</sup>、-2.9 MJ/m<sup>2</sup>) が消費熱になっている。顕熱は表面温度と気温の差がないために (第 1 表) 非常に小さな値となっている。一方、川水面においてはアルベードが小さく川水温が低いために、他の 2 地点に比べて放射収支量 (16.8 MJ/m<sup>2</sup>) も顕熱伝達量 (4.4 MJ/m<sup>2</sup>) も大きくなっている。さらに潜熱伝達量も正の符号をとり水面で凝結が生じている (3.4 MJ/m<sup>2</sup>)。第 2 図は 3 地点における蒸発 (凝結) 量の変化を示した。なお棒グラフは降雨日総量を表している。期間中の蒸発総量は裸地で 23.9 mm、蒸発計水面で 13.1 mm であった。これは総雨量 (25.0 mm) の 95~53% にあたる。なおこの時、河川流出量は降水量の 14% であった。通常夏期には水面から蒸発が生じる。しかし永久凍土帯の流域では川水温が極めて低いために、夏期であっても凝結があることが分かった。



第 1 図 3 地点における熱収支 3 成分 (放射収支量、顕熱量、潜熱量)



第 2 図 3 地点における蒸発量 (棒グラフは降雨日総量)