



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	積雪の蒸発量 : 札幌と母子里での測定結果
Author(s)	小島, 賢治; KOJIMA, Kenji; 石川, 信敬 他
Citation	低温科学. 物理篇, 44, 49-62
Issue Date	1986-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18518
Type	departmental bulletin paper
File Information	44_p49-62.pdf



積雪の蒸発量

—札幌と母子里での測定結果*—

小島賢治・石川信敬

(低温科学研究所)

本山秀明・山田芳則**

(北海道大学大学院 理学研究科)

(昭和60年11月受理)

I. 緒言

小島(1984)¹⁾は札幌で10余年間に実測された積雪の蒸発速度(日量と1時間量)をまとめてさきに報告した。しかし、冬期間の日蒸発量の測定例が少なく、特に12月と2月については平均値を報告できなかった。そこで1985年1月19日～3月1日の間に追加測定を行った。その結果に加え、北海道北部の母子里で4月後半に得られた測定値5年分とともに各時期毎の平均蒸発量を示し、札幌については積雪期間の総降水量あるいは最大積雪水量のおよそ何パーセントが蒸発によって失われるかもここに改めて報告することにした。札幌では以前から雪面熱収支を見積るための気象観測を筆者等は実施しているので、それに基づいて全冬期間の雪の蒸発・凝結量の時間変化を推定することが望ましい。しかし、そのための経験定数(バルク係数)をいまだ確定できていない。これについての二三の測定例はここでも紹介する。

母子里では1983年と84年の4月に盆地底部の観測基地で蒸発量を測定する一方、これより約300m高い山の上でも同時測定を行ったので、樹木の影響などと共にこれらの結果を報告する。

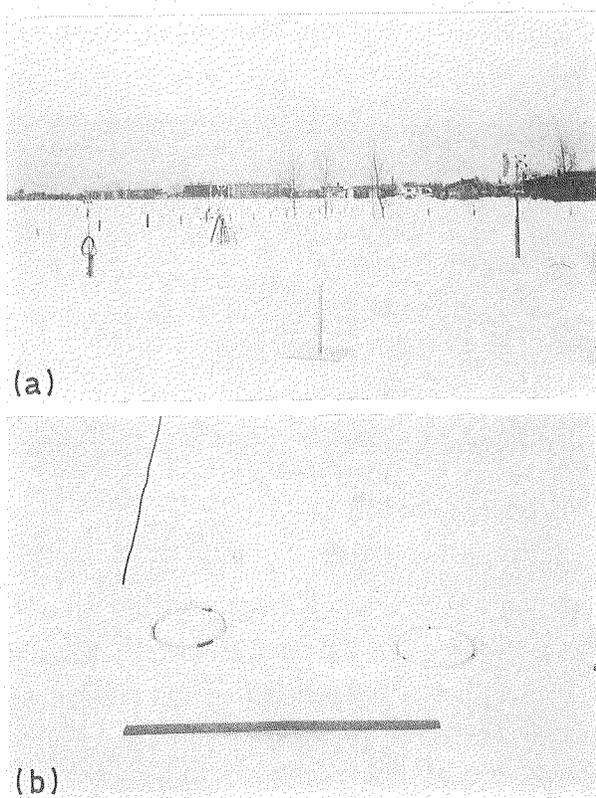
II. 測定方法

1. 測定場所

(a) 札幌: 低温科学研究所裏の観測露場で測定した。第1図(a)に示すようにたいらで十分に広い。(b) 母子里: 北大雨竜地方演習林母子里作業所構内にある低温研融雪観測室の露場と隣接の演習林試験地(第2図(a))で、標高290mの盆地にある。この盆地はまわりを標高500～600mの山に囲まれている。この山のピークのひとつ(標高580m)でも測定した。ピークといってもかなり広くて平らである(第2図(b))。第3図の地図にP、Bと記号をつけた地点がそれぞれ山頂と盆地の観測点である。

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2789号

** 現在札幌管区気象台



第1図 (a) 札幌の観測場所 (低温科学研究所観測露場, 北大農場と隣接)
(b) 積雪蒸発測定試料2個

2. 時 期

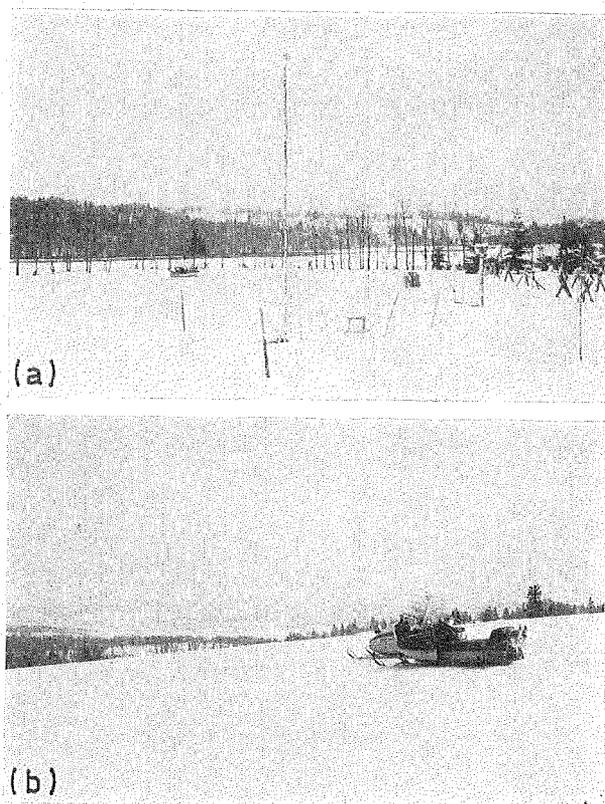
(a) 札幌: 全積雪期間にわたるが、蒸発量を測定できるのは雪も雨も降らず、地ふぶきも無い時だけであるから測定の際は稀である。3月後半には測定できる機会が多い。特に24時間継続できることは冬期には少ない。

(b) 母子里: 蒸発量の測定値があるのは4月後半だけである。ここに報告する日蒸発・凝結量は1968, 71, 82~84年の5年分に1970年の1日を加えたものである。

3. 測定方法

(a) 積雪蒸発量の測定。内径14 cm、深さ6 cmの透明なアクリル製円筒型容器に雪を入れ、その表面が自然雪面と同じレベルになるように、あらかじめ雪の表面層に作った穴に収めておく(第1図(b))。一定時間ごとに静かに引き上げて容器ごと試料の重さを秤る。秤の最小読取値は1981年までは0.1 g、1982年からは0.01 gであるが、母子里の山の上では0.1 gである。野外に秤をおく時は風防箱を用いた。雪試料はなるべく自然の構造を崩さぬようにとるようにつとめ、そのための道具を用意した。

(b) 関連気象要素の測定。積雪の蒸発速度は雪面近くの大気中の水蒸気圧勾配と風速勾配とに左右されるが、勾配を測定するかわりに、一定の高さ(主に雪面から1 m)での水蒸気圧と風速ならびに雪面温度を連続測定した。

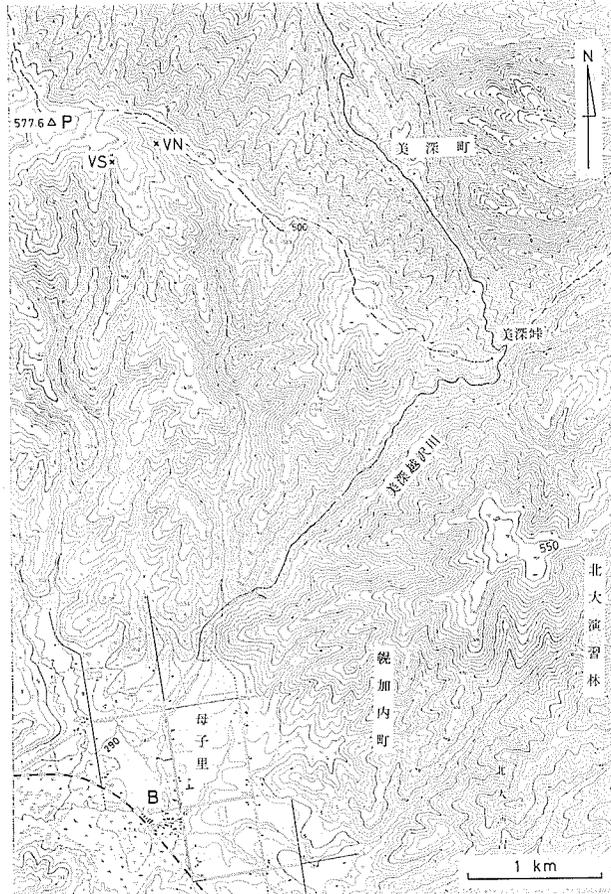


第2図 (a) 母子里の平地観測点(標高290 m)
 (b) 母子里の山頂観測点(標高580 m, 5 km 遠方に平地観測点が見える)

水蒸気圧: (i) 通風乾湿計。抵抗体またはサーミスタ感温素子を金属管内に収めて連続通風し、センサの1本にはガーゼをまいて湿球とした。水が凍る時は1時間に3分間ずつ湿球と水容器の氷面に熱風を吹きつけて氷を融かしてガーゼに水を吸わせた。札幌の冬期間では普通、熱風ブローが止ってから5~15分で示度が落付き、次の加熱融氷時までには凍結(時に過冷却)湿球として働いた。アナログ記録上では過冷却と凍結の区別が付き、また温度上昇時の本来の湿球温度を推定し易いが、デジタル平均値収録では不都合がある。湿球が凍結しない時はブローが動作せぬように自動制御した。1983年冬にアスマン通風乾湿計で検定を繰返したところ、水蒸気圧の誤差は平均0.1 mb(高)であった。センサの位置は雪面上1 mになるよう毎日調節した。

(ii) デューセル露点計。1982年以降に使用した。1985年冬の蒸発測定時にアスマン乾湿計による露点温度との比較を繰返して行った。5分間平均値を比較すると、使用したデューセル露点計による露点温度はアスマンによるよりも平均0.4°C低かったが、ある時期には1°C低いこともあった。

風速: 光電式3杯風速計を用い、風杯が雪面上1 mの高さにあるように毎日調節した。風速は30分または1時間積算値を記録して平均を求めた。これとは別にプロペラ式微風向風速計で10分間平均値を連続記録した。ただし高さは固定である。



第3図 母子里の地形図, B: 平地観測点, P: 山頂観測点, V: 山頂付近の谷観測点

雪面温度: 赤外放射温度計 (ナショナル ER-2007 型) で連続記録した。

4. 気象要素による蒸発速度の推定

雪面からの高さ 1 m での気温を T_1 (°C), 水蒸気圧を e_1 (mb), 雪面温度 T_s での飽和水蒸気圧を e_{ss} (mb), 高さ 1 m での風速を u_1 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) とすると, 蒸発速度 E_h ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) は

$$E_h = \beta_1 u_1 (e_1 - e_{ss}) \quad (1)$$

であらわされるとみなし, β_1 は比例定数とする。 β_1 の単位は $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{mb}$ である。 E を $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ で表わし, 空気の密度を ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), 比湿を q として式 (1) の代りに

$$E = C_E \rho u_1 (q_1 - q_{ss}) \quad (2)$$

とすれば C_E は無次元バルク係数である (たとえば近藤 (1981)²⁾)。 大気圧を P mb とすると, $q_1 = (0.623/P) e_1$ である。 式 (1) と (2) の E の時間単位をそろえると,

$$C_E = \frac{1}{\rho} \left(\frac{P}{0.623} \right) \beta_1$$

の関係にある。 300 m ほど高度が変わっても温度が同じなら C_E/β_1 にはほとんど差が無いが, 同じ

場所でも温度で多少変る。次章に蒸発量の測定値とともに推定値も図示してあるが、それは $\beta_1 = 1.0 \times 10^{-2}$ (単位上記) として式 (1) で算出したものである。

一方、顕熱フラックスを H ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} = \text{kW} \cdot \text{m}^{-2}$) とし、空気の定圧比熱を c_p ($\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$) とすると、

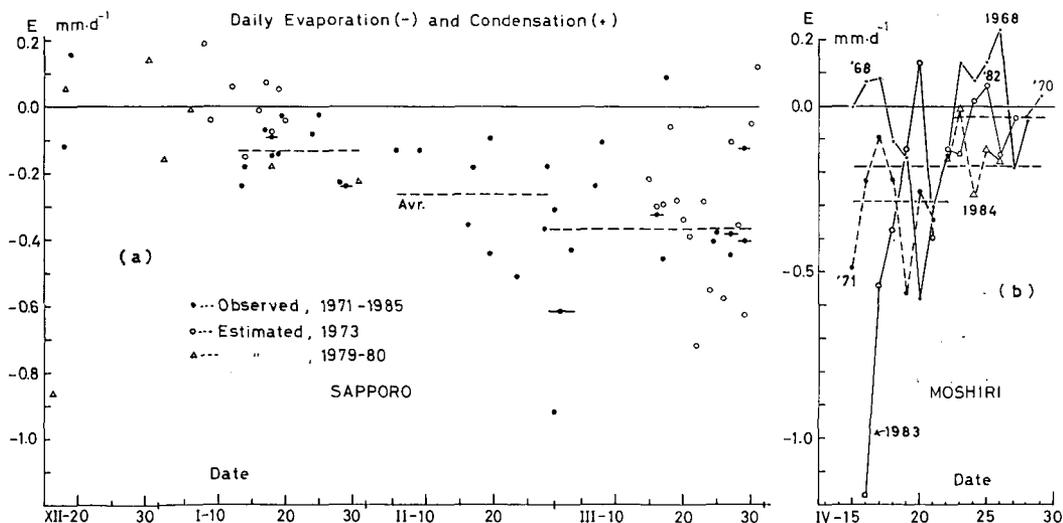
$$H = C_H c_p \rho u_1 (T_1 - T_s) \quad (3)$$

である。バルク係数 C_H は雪面や広い水面に対しては、顕熱と水蒸気の伝達と拡散の機構が同じなら、 C_E と同じ値をとるはずである。1982年以降超音波フラックスメータで H を測定したが、誤差は不明である。

III. 測定結果

1. 日蒸発量とその月別平均

小島 (1984) は 1970 年から 1983 年までの間の冬季に札幌で測定した日蒸発量 27 例を資料報告¹⁾ に数値表の形で発表した。それに 1985 年 1 月 19 日～3 月 1 日に同じ場所で得た測定値 9 例を追加し、測定年に構わず 12 月から 3 月までの月日に対して日蒸発量 (24 時間蒸発凝結収支量) をプロットしたのが第 4 図 (a) の黒円印である。負号は蒸発、正は凝結を表わす。1～3 月の各月につき測定値が在る期間内の平均を水平破線で示した。1 月は 0.135 , 2 月は 0.263 , 3 月は $0.368 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ($= \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) の蒸発であった。ただしこれらは測定できた値の平均であって、24 時間内に雨や雪が降った場合は含まない。それが融雪期以前のデータが少ない理由でもあり、また真の月平均は上記の値より小さいと考えて差支えない。1 月 15 日以前の測定値が非常に少ないので、気象要素から推定した日蒸発・凝結量の一部を白円と三角印で記入した。



第 4 図 (a) 札幌で 12 月 15 日～3 月 31 日の間に観測された積雪蒸発・凝結収支日量 (黒円印) および気象要素による推定値の一部 (○および△印)。水平破線は平均値。横軸は月日
 (b) 母子里で融雪期 (4 月後半) に観測された積雪蒸発・凝結日量 (1971 年は推定値)。水平破線は平均値を示す

図が煩雑にならぬよう、推定値は1月20日以前と3月15日以後だけにした。1973年の推定値は資料報告¹⁾の表に示したのと同じものである。3月後半の平均は測定値も白円印も同じ0.31 mm/dの蒸発である。

第4図(b)は母子里で4月後半に測定された日蒸発・凝結量で、この時期は母子里の融雪期である。年別に毎日の測定値を表わす点を直線で結んだ。年により変化の様子が違うが、全体の傾向として融雪初期に蒸発量が多く、4月末に向って減少する。短い水平破線は4月22日までとそれ以後の測定値の平均を示す。5月に入ると雪面では蒸発よりも凝結の機会が多くなる。なお1971年の値は、その時に求めた経験定数 β による推定値である。

2. 札幌の冬期間の総降水量に対する蒸発量の割合

札幌の降水量の平年値は12月から3月までの4カ月間に385 mmで、総日数121日で割った平均は3.18 mm/dである。一方、第4図(a)に示した蒸発量測定値の平均は、12月の平均を仮に-0.1 mm/dとして、0.22 mm/dの蒸発となるが、降雨雪日を含めた真の平均はこれより小さいはずである。したがって、12~3月の雪の蒸発量はこの間の平年降水量の6.9%以下ということになり、2月までの3カ月については(平年降水量307 mm, 蒸発量14.7 mm以下であるから)4.8%以下ということになる。

札幌の冬期間最大積雪水量は、低温科学研究所の観測資料によると過去20年間の平均が約300 mmで、3月上旬から中旬に現われることが多い。根雪の初日を12月10日とし、これから3月10日までの雪の蒸発量は16 mm以下であるから、最大積雪水量平年値の5.5%以下である。

3. 1時間蒸発量

1983年3月までの札幌での測定値136例は資料報告¹⁾にすべて掲載した。昼間の蒸発量の1, 2および3月の平均はそれぞれ0.02, 0.03および0.046 mm/h, 最大蒸発量は2月までは0.07 mm/h以下であるが、3月には0.12 mm/hが観測された。1983年4月16日の母子里の盆地で観測された0.18 mm/hは格別である。昼間の凝結量測定値の最大は、札幌では0.02 mm/h(1979年12月), 母子里では0.04 mm/h(1973年4月)である。

4. 盆地底部と山の上の蒸発量の比較

(a) 両地点での蒸発速度の比

1983年4月17日~21日と1984年4月24~26日の期間に母子里の観測基地(第2図(a))と山頂(第2図(b))とで蒸発量の同時観測を行った。第1表と第2表に両地点での蒸発量とその比のほか、関連する気象要素の比較を示した。1983年の結果によると、期間内の平均で山頂の蒸発量は平地の2.4倍であった。一方、風速勾配と水蒸気圧勾配の積に相当する $u_1(e_1 - e_{ss})$ の両地点での値の比は、表の右端に示したように平均2.5と求められた。風速比の平均は1.5であるから、山の上の風が強いためだけではない。1984年の測定結果によると山頂の蒸発速度の平均は平地(B地点)の3.0倍であったが、この期間には風速比が1.9であった。風系によって風速比が変るが、1983年の期間の終り頃は山頂の風がかえって平地より弱かった。このような時は蒸発速度の両地点での差が小さい。この場合にも u/e の比は蒸発速度の比をよく説明している。なお、山頂の水蒸気圧はアスマン通風乾湿計で測定した。風速は3杯風速計による記録

第1表 母子里の山頂(P)と平地(B)観測点での積雪蒸発速度の比較(1983年4月17日~21日)

月日 時刻	蒸発速度(E)		比 E_P/E_B	気温(T_1)		水蒸気圧(e_1)		風速(u_1)		比 u_P/u_B	$u_1(e_1 - e_{ss}) = x'$		比 x'_P/x'_B
	P (山頂)	B (平地)		P	B	P	B	P	B		P	B	
	$(\frac{kg}{m^2 \cdot h})$	$(\frac{kg}{m^2 \cdot h})$		(°C)	(°C)	(mb)	(mb)	$(\frac{m}{s})$	$(\frac{m}{s})$		$(m \cdot s^{-1} \cdot mb)$	$(m \cdot s^{-1} \cdot mb)$	
IV-17 (1048)	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$											
(1148)	-11.9	-4.2	2.8	6.6	10.5	4.64	4.50	4.0	1.8	2.2	-5.9	-2.9	2.0
(1508)													
(1608)	-13.9	-4.3	3.2	7.5	10.9	4.09	4.74	4.3	2.1	2.1	-8.7	-2.9	3.0
(1620)													
(1720)	-8.6	-1.5	5.7	6.4	9.2	4.70	5.60	3.9	2.4	1.6	-5.5	-1.2	4.6
IV-18 (1108)													
(1208)	-7.9	-3.8	2.1	8.0	11.3	4.54	4.99	6.2	2.0	3.1	-9.7	-2.2	4.4
(1346)													
(1446)	-16.5	-5.9	2.8	9.3	12.2	3.87	4.66	6.5	3.8	1.7	-14.6	-5.5	2.7
V S (1505)													
(1605)	-10.6	-4.3	2.5	9.8	12.2	4.21	5.30	4.6	3.4	1.3	-8.7	-3.1	2.8
IV-20 (1502)													
(1602)	-9.9	-7.7	1.3	3.4	6.0	3.76	4.16	4.5	4.4	1.0	-10.6	-6.6	1.6
(1705)	-9.3	-6.5	1.4	1.9	4.4	3.87	4.28	2.9	4.4	0.66	-6.4	-5.5	1.2
IV-21 (1004)													
(1104)	-13.3	-10.9	1.2	3.5	5.9	2.91	3.73	3.9	4.5	0.87	-12.4	-9.1	1.4
(1110)													
(1210)	-11.3	-10.0	1.1	3.7	6.1	2.84	3.60	3.4	4.5	0.76	-11.2	-9.7	1.1
平均			2.4							1.5			2.5

第2表 母子里の山頂と平地の観測点での積雪蒸発速度の比較(1984年4月21日~26日)

月日 時刻	蒸発速度(E)		比 E_P/E_B	気温(T_1)		水蒸気圧(e_1)		風速(u_1)		比 u_P/u_B	$u_1(e_1 - e_{ss}) = x'$		比 x'_P/x'_B
	P (山頂)	B (平地)		P	B	P	B	P	B		P	B	
	$(\frac{kg}{m^2 \cdot h})$	$(\frac{kg}{m^2 \cdot h})$		(°C)	(°C)	(mb)	(mb)	$(\frac{m}{s})$	$(\frac{m}{s})$		$(m \cdot s^{-1} \cdot mb)$	$(m \cdot s^{-1} \cdot mb)$	
IV-24 (1430)	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$											
(1530)	-9.9	-3.9	2.5	1.1	3.2	4.90	5.26	4.9	3.4	1.4	-5.93	-2.62	2.3
(1630)	-5.9	-2.6	2.3	0.2	2.8	4.81	5.40	4.2	2.5	1.7	-5.46	-1.65	3.3
IV-25 (1100)													
(1200)	-3.9	-2.2	1.8	2.5	5.2	5.39	5.68	4.0	2.6	1.5	-2.88	(-1.12)	2.6
(1610)													
(1710)	-4.6	-1.3	3.5	2.3	5.0	5.00	5.75	3.7	1.6	2.3	-4.11	(-0.50)	—
IV-26 (1025)													
(1100)	-7.9	-3.9	2.0	7.5	10.4	4.24	5.09	4.3	2.3	1.9	-8.0	-2.4	3.4
(1105)													
(1205)	-13.8	-2.8	4.9	8.5	11.2	3.94	5.20	5.3	1.9	2.8	-11.5	-1.7	6.6
(1415)													
(1500)	-10.5	-3.3	3.2	8.8	11.5	3.73	4.50	2.7	1.8	1.5	-6.4	-2.9	2.2
(1505)													
(1605)	-9.2	-2.3	4.0	8.4	11.1	2.47	4.51	3.3	1.4	2.4	-7.7	-2.2	3.5
平均			3.0							1.9			3.4

に、ピラム風速計の読取りを併用して求めた。

(b) 両地点での蒸発量対融雪量の比

蒸発測定試料を入れる容器は水がもらぬように作ってあるので融雪水が底に溜る。蒸発による試料の重さの変化を測った直後に水だけを捨てて再び秤量すると、蒸発測定時間内のおよその融雪量を知ることができる。この方法では試料に含まれる水が全部出るわけではなく、融雪水の何%が残ったかを知ることにはめんどうである。一方、容器に入れた試料は自然の雪に比べて融け過ぎる傾向がある。この両者が丁度相殺すれば都合がよい。

第3表に山頂と平地とにわけて、蒸発量と融雪量、およびその比(%)を示した。測定期間は1983年4月18日～21日の4日間である。蒸発量対融雪量の比は、融雪は止りかけても蒸発は進む時には非常に大きな値(表中*印)となり、凝結の場合には正負が逆になる(表中VNと

第3表 母子里の山頂と平地における蒸発量対融雪量の比
(1983年および1984年4月)

年月日	時刻	山 頂 (P)			平 地 (B)		
		蒸 発 E_P	融 雪 M_P	比 100 $(E/M)_P$	蒸 発 E_B	融 雪 M_B	比 100 $(E/M)_B$
		$(\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1})$		(%)	$(\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1})$		(%)
(1983)	1346	$\times 10^{-2}$			$\times 10^{-2}$		
IV-18	1446	-16.5	-4.1	4.0	-5.9	-4.2	1.4
VS	1505						
	1605	-10.6	-2.7	3.9	-4.3	-2.4	1.8
IV-19	1745						
	0735	-7.4	$\triangle -1.4$	5.4	-0.45	$\triangle -0.51$	0.9
	1110						
IV-20	1210	-4.0	-5.7	0.7	-1.1	-4.2	0.3
	1101						
VN	1210	2.7	$\triangle -2.2$	—	-3.3	$\triangle -3.8$	0.9
	1225						
VN	1425	7.9	$\triangle -3.9$	—	-4.2	$\triangle -2.7$	1.6
	1502						
IV-21	1705	-9.6	-0.29	3.3*	-7.2	-0.73	9.9*
	1004						
	1104	-13.3	-1.13	11.8	-10.9	(-5.0)	2.2
	1210	-11.3	-2.2	5.2	-10.0	-3.5	2.8
	* 以外平均			5.2			1.5
	\triangle 以外平均	-10.9	-2.7	4.0	-6.6	-3.3	2.0
(1984)					(総量, $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)		(%)
IV-23, 10h~					-0.508	-73.2	0.7
IV-26, 17h							
昼 (10-17h) 計					-0.605	-67.5	0.9

記号をつけた部分)。これらの場合を除外した百分比の平均を表の下方に示した。山頂では蒸発量が融雪量の4~5%である時に、平地では2~1.5%であった。山頂は平地より、蒸発量が多くて(昼間は)融雪量が小さいからである。しかし18~19日夜間のように、山頂の蒸発量が平地の16倍、融雪量も2倍ということもある。この時は夜を含む13時間平均の風速が山頂では6.7 m/sで平地の3.6倍であった。第3表にVNとあるのは、山頂付近の小さい谷の底(尾根との標高差50 m)の北向き斜面という意味で、この部分だけ凝結が起っていた。翌1984年4月23~26日の4日間についても、平地(B地点)で蒸発量と融雪量の比を測ったところ、昼夜こみで0.7%、昼間だけでは0.9%であった。小島(1984)¹⁾は札幌の1983年融雪期の平均蒸発速度が平均融雪速度の1.7%であったと報告した。母子里の平地の4月20日前後についてもこれと同程度の割合と言えよう。

なお、この方法による1984年の前記4日間の融雪量は73 mmであったが、別の方法(受水面積90 cm四方のライシメータ2台)で測定した融雪量はやはり73 mmであった。上記の「相殺」がうまく行ったのであろうか。

5. 林の中の雪の蒸発量

母子里のB地点の一部は北大演習林の造林試験地で、高さ4 m前後の小さい林がある。その中に蒸発測定試料をおいて(第5図)、わずか1昼夜足らずの短時間であったが、開けた雪原での蒸発量と比較した。第4表に測定結果を示す。昼間6時間の蒸発量を比べると、林の中は開けた雪原の56%に過ぎなかったが、夜を含む17時~09時の間の試料質量の収支総量は、雪原では正(凝結)であったのに林内では負(わずかに蒸発)であった。そのため22時間の蒸発総量では、林内は雪原の87%となった。木に囲まれた場所の雪面温度が夜間に下り難く、夜の凝結量が雪原より少ないためと思われる。

6. 同じ温度のぬれ雪と水面の蒸発

蒸発測定用の試料容器のひとつにぬれざらめ雪を入れ、これに水面が雪の上面と一致するまで水を注ぐ。ただし秤量のさいに水がこぼれぬように表面の位置を容器のへりより少し下げておく。雪の蒸発測定と並行して0°Cの水面からの蒸発量を測定した。1983年4月20日の11~16時と、翌21日の10~12時の計7時間の蒸発量を比較すると、水面からの蒸発量は雪の蒸発量の81%であった。雪の表面近



第5図 母子里の小さい林の中での積雪蒸発測定

第4表 母子里の小さい林の中と開けた雪原での積雪蒸発量の比較

年月日 (1984)	時刻	低林内 蒸発量 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)	開雪原 蒸発量 ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)	比 (林/野)
IV-25	1414	$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$	0.31
	1701	-1.78	-5.76	
		-0.46	4.27	
IV-26	0913			0.75
	1200	-5.84	-7.80	
計		-8.08	-9.29	0.87
昼計(17-09省)		-7.62	-13.56	0.56

くの間隙率は0.5~0.6であったが、水面には隙き間が無い。雪の間隙が蒸発にどのように影響するかはいまだ研究不十分である。

7. 蒸発量とバルク気象要素との関係

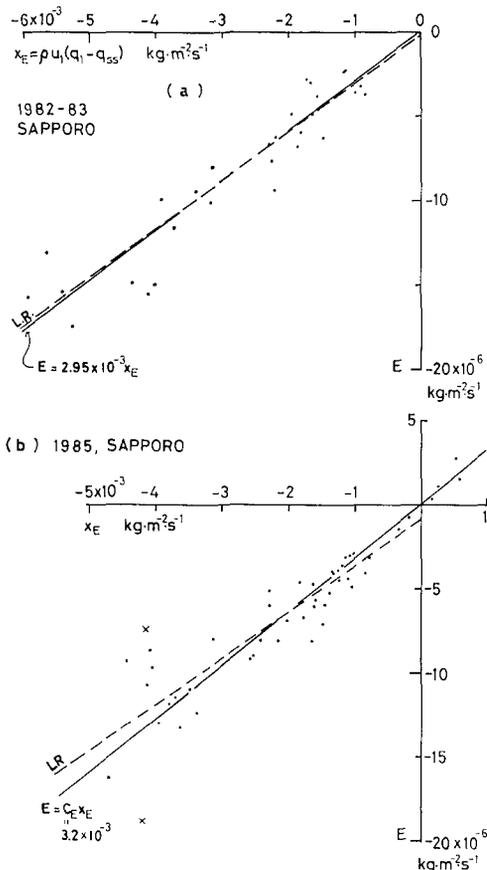
II. 3(c) で述べたようにして、観測された一定高さの風速 u_1 、水蒸気圧 e_1 (または比湿 q_1) および雪面温度 T_s での飽和水蒸気圧 e_{ss} (または飽和比湿 q_{ss}) を用いて蒸発速度 E を推定するためには、比例定数 β または C_E を経験的に求めておく必要がある。 E と $u_1(e_1 - e_{ss})$ との関係は、大気安定度、雪の表面構造と粗度高、雪面近くでの風の乱れの強さ、いわゆる内部融解の有無などに左右されるためかこれまで不確定のままである。

ここでは1983年と1985年の札幌と1983年の母子里での観測結果に基づく E 対 $\rho u_1(q_1 - q_{ss})$ または $u_1(e_1 - e_{ss})$ のプロット例を紹介する。

第6図(a)は1983年、同図(b)は1985年に札幌で観測した蒸発速度と $\rho u_1(q_1 - q_{ss}) \equiv x_E$ との関係を示す。L.R. と付記した破線は回帰直線で、実線はL.R. に近くて原点を通るように引いた直線(この場合は $\bar{E} = C_E \bar{x}_E$ で表わされる直線)である。 C_E の値は図に記入してある。(a)と(b)とで近い値になったが、平均をとると $C_E = 3.1 \times 10^{-3}$ となり、これは $\beta = 0.86 \times 10^{-2}$ (単位前記) に相当する。この値

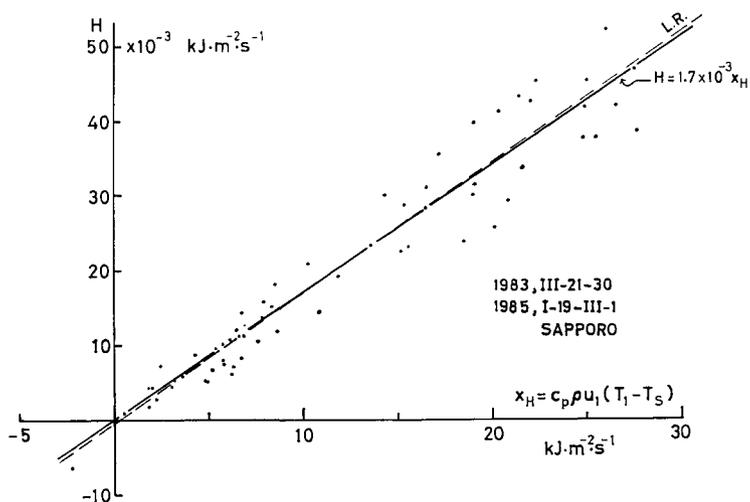
は結局15年前に成瀬他(1970)³⁾ または小島(1969)⁴⁾ が報告した値に近い。第6図ではこの C_E の値により E を推定した時の標準誤差は 1.2×10^{-6} mm/s ($= 4.3 \times 10^{-3}$ mm/h) である。なお、(a)と(b)とでは水蒸気圧の測り方が違う。(a)は連続通風乾湿計(センサ:白金抵抗体)、(b)はデュールセル露点計であるが、露点温度はアスマン乾湿計との比較結果により補正した。

C_E は同じ場所で同じ時期に求めた C_H (顕熱伝達のバルク係数) と等しければ幸である。第7図は超音波フラックスメータで測定した顕熱フラックス H を $c_p \rho u_1 (T - T_s) \equiv x_H$ に対してプロットしたもので、1983年と1985年(何れも蒸発測定時期)とを一緒にしてある。 $H = C_H x_H$ とするときの C_H はここでは 1.7×10^{-3} で、 C_E の0.55倍と非常に小さい。石川他(1982)⁵⁾ は1982年の母子里で $C_H = 2.5 \times 10^{-3}$ を得、1984年には 2.2×10^{-3} を得た⁶⁾。いずれにしても C_E より大分小さい。超音波フラックスメータによる H の値の可否も検討の余地があると思われる。

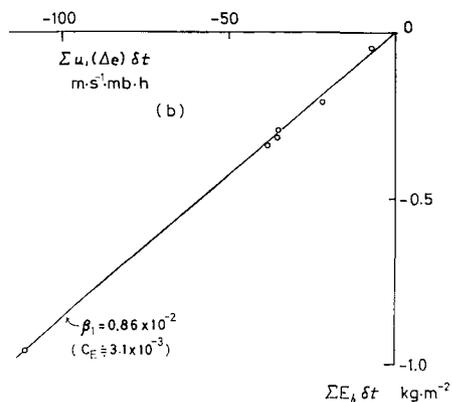
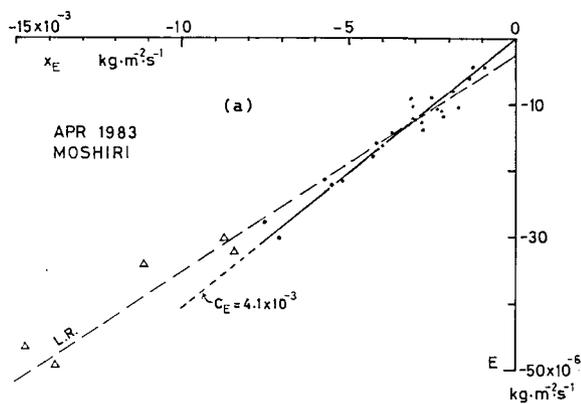


第6図 積雪蒸発速度測定値 E と $\rho u_1(q_1 - q_{ss}) = x_E$ との関係。 ρ は空気密度、 u_1 と q_1 は高さ1 mでの風速と比湿、 q_{ss} は雪面温度での飽和比湿。LRは回帰直線。実線は $E = C_E x_E$ 直線

(a) 1982~83年の測定値による
(b) 1985年1~2月の測定結果



第7図 超音波風速温度計で測定された顕熱フラックス H と $x_H = c_p \rho u_1 (T_1 - T_s)$ との関係。1983年3月下旬と1985年の蒸発測定時のデータによる。 c_p は空気の定圧比熱、 T_1 は雪面からの高さ1mの気温、 T_s は雪面温度



第8図 (a) 母子里で1983年融雪期に観測された蒸発速度 E と x_E との関係。 \triangle 印は風速6m/s以上、実線は $u_1 < 6$ m/s の場合の $E = C_E x_E$ 直線。比湿は通風乾湿計による。
(b) (a)と同じ蒸発データによる昼間の積算蒸発量と $u_1(e_1 - e_{ss})$ の時間積算値との関係。水蒸気圧 e_1 はデュセル露点計(未補正)による。 E_h は1時間蒸発量 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)

第8図(a)は1983年に母子里で測定した E と x_E との関係で、比湿は通風乾湿計による。 \triangle 印は1時間平均風速が6~9 m/sの場合であり、これらを除外した残りについては $E=4.1 \times 10^{-3} x_E$ (実線の直線)を得た。同図(b)はデュセル露点計による水蒸気圧を補正せずに用いて、(a)と同じ蒸発データによる6~7時間積算蒸発量と $u_1 de$ の同じ時間内積算値との関係を表わしたものである。その直線の傾きから $\beta=0.86 \times 10^{-2}$ ($C_E=3.1 \times 10^{-3}$)を得た。乾湿計と露点計の双方に対して検定を怠ったので C_E の正しい値はわからない(露点計による露点温度は乾湿計によるものより 1°C 低く、濃霧に包まれた夜間に気温より $0.5\sim 0.6^\circ\text{C}$ 低かった(低過ぎ)。仮に(a)と(b)の中間をとると $C_E \approx 3.6 \times 10^{-3}$ で、これは $\beta=1.0 \times 10^{-2}$ に相当する。第4図の推定値の推定に用いた係数は偶然これと一致する。

IV. ま と め

さきに小島(1984)が資料報告の形で発表した札幌の積雪蒸発量測定値の(1983年までの7年分の)まとめに、1985年1~2月の測定値を補充し、さらに北海道北部の母子里で4月後半に測定した種々の結果を加えてまとめ直した。

札幌の日蒸発量測定値の1~3月の月ごとの平均はそれぞれ0.13, 0.27および0.37 mm/dである。12月には平均するほどの日量測定値がないが、時間当たり測定値と気象要素からの推定値などをもとに0.10 mm/dと仮定し、12月から2月または3月までの降水量の何パーセントが雪面の蒸発で失われるかを検討した。蒸発の測定値の平均は降雪日を含む真の平均より大きいので、たとえば、「2月末までの雪の蒸発量はその間の年平均降水量の4.8%以下、3月末までの合計では降水が減って蒸発が増えるので6.9%以下」という表現に止めた。札幌の最大積雪水量の年平均值は約300 mmで、3月10日前後に現われることが多い。それまでにその5%以下が蒸発で失われている。4月後半の母子里の蒸発量測定値は天候により大きく変るが、5年分40日の平均日蒸発量は0.18 mm/dである。しかしこのうちの10日は蒸発ではなくて凝結であった。5月に入ると1日中凝結が続くことが多い。

母子里の盆地底部とこれより300 m高い山の上とで蒸発量の同時観測を行った。昼間の1時間量を比較すると、平均として山頂の蒸発量は平地の2~3倍であった。しかし山の上でも、尾根上で蒸発があるときに近くの谷では凝結が起ることさえあり、また林の中の蒸発量は小さい。したがって流域全体の蒸発量は平地に比べてそれほど多くはないと考えられる。

蒸発による雪の損失は融雪期の融解による消耗に比べればきわめてわずかであることは言うまでもない。融雪期に限って比較すれば、(平地では)前者は後者の1~2%程度である。

蒸発測定は以下の分担で実施した。札幌と母子里の平地の大部分は小島、母子里の山頂部分は山田が担当した。母子里の1968年の測定値は小島他(1970)⁷⁾の資料報告から引用したが、測定はその報告の著者の1人である成瀬と小島が受持った。1983年の札幌の融雪量は山田が観測し、そのほかの各種の観測は筆者等の協同によった。1981年までの気象観測には現北海道教育大学岩見沢分校油川英明助教授のほか、当時大学院学生であった多くの人々の協力を得た。

母子里での観測に当たっては北大雨竜地方演習林と同母子里作業所から宿舍利用その他につき種々便宜を与えられた。また、この報告は低温科学研究所小林大二助教授の再三の勧めに

負う所が大きい。以上を併記して感謝のしるしとしたい。

文 献

- 1) 小島賢治 1984 札幌の冬期間に観測された積雪表面からの蒸発量. 低温科学, 物理篇, **43**, 資料集, 41-49.
- 2) 近藤純正 1981 数値シミュレーションによる水温・蒸発・蒸散量の推定. 水温の研究, **25** (2), 15-43.
- 3) 成瀬廉二・大浦浩文・小島賢治 1970 気温融雪の野外研究. 低温科学, 物理篇, **28**, 191-202.
- 4) 小島賢治 1969 融雪期における積雪表面の蒸発係数について. 低温科学, 物理篇, **27**, 399-403.
- 5) 石川信敬・小林俊一・小島賢治 1982 融雪期の顕熱フラックス I. 低温科学, 物理篇, **41**, 109-116.
- 6) 石川信敬・本山秀明・小島賢治 1984 融雪期の顕熱測定 III. 日本気象学会 1984年秋季大会講演予稿集, 147.
- 7) 小島賢治・小林大二・小林俊一・成瀬廉二・石川信敬 1970 母子里における融雪・気象観測資料 (1968). 低温科学, 物理篇, **28**, 資料集, 1-23.

Summary

The rate of evaporation of snow at the surface of a snow cover has been observed in Sapporo since the winter of 1970-71 and in Moshiri of northern Hokkaido every April since 1968, though the observations have been possible only on days without precipitation and drifting of snow. The amounts of daily evaporation observed in Sapporo during the seven seasons are summarized by plotting all the data against the date of observation in Fig. 4 (a) with solid circles independent of the year of observations. The monthly averages of daily evaporation observed in January, February and March are found to be 0.13, 0.27 and 0.37 mm/d respectively. The normal precipitation in Sapporo during the three months from December to February is 307 mm and that of four months including March is 385 mm, which give the average of 3.41 and 3.18 mm/d for these periods respectively. The average of observed daily evaporation of snow for these periods may be 0.16 and 0.22 mm/d with an assumed average of 0.10 mm/d for December. Since these averages of observed evaporation rate are considered greater than the actual averages including rainy or snowy days, it may be stated that "the loss of water due to evaporation of snow may not be greater than 5% of normal precipitation for three months from December to February and 7% for four months including March." Daily evaporation observed in Moshiri during the latter half of April averages 0.22 mm/d and decreases, as a whole, from the beginning to the end of the melting season as shown in Fig. 4 (b), during which frequent chances of condensation appear in late April. The greatest hourly evaporation was observed to be smaller in Sapporo than 0.07 mm/h until February and 0.12 mm/h in March. The extreme value of 0.18 mm/h was found in Moshiri on April 16, 1983, when the hourly mean wind speed was 9 m/s.

The evaporation rate of snow on a ridge of a mountain (Fig. 2 (b)) near Moshiri basin was compared with that in the basin (Fig. 2 (a)), with the elevation difference of about 300 m. The former was found to be twice or three times the latter and such a difference was explained well by comparing the values of $u_1(e_1 - e_{ss})$ at both places, where u_1 and e_1 are respectively the wind speed and the vapor pressure at a height of 1 m above the snow surface and e_{ss} the saturation vapor pressure at the surface temperature of snow.

The rate of evaporation E ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} = \text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$) can be estimated from $E = C_E \rho u_1 (q_1 - q_{ss})$, where ρ is the density of air in $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, q_1 and q_{ss} are respectively the specific humidities at

the 1 m height and at the surface, and C_E is the dimensionless coefficient of proportionality between E and $\rho u \Delta q = x_E$. The value of C_E , 3.1×10^{-3} , was obtained by plotting the observed evaporation rate against x_E using meteorological data observed during the periods in which evaporation was measured (Fig. 6).