

アラスカ内陸部における大気—雪氷相互作用の観測

(1) 気象・土壤・積雪状態の季節変化および年々変化

佐藤 威^{*1}・鎌田 慶^{*2}・阿部 修^{*1}・小杉健二^{*1}・清水増治郎^{*3}
中村 亘^{*4}・吉川謙二^{*5}・L. D. HINZMAN^{*5}・石川信敬^{*6}・佐藤篤司^{*1}

Observation of Air-Snow-Permafrost Interaction at the Inland of Alaska

(1) Seasonal and Inter-Annual Variations of Meteorological, Soil and Snow Cover Conditions

By

Takeshi SATO^{*1}, Yasushi KAMATA^{*2}, Osamu ABE^{*1}, Kenji KOSUGI^{*1}, Masujiro SHIMIZU^{*3},
Toru NAKAMURA^{*4}, Kenji YOSHIKAWA^{*5}, L. D. HINZMAN^{*5}, Nobuyoshi ISHIKAWA^{*6}, and Atsushi SATO^{*1}

^{*1}Shinjo Branch of Snow and Ice Studies,

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan

^{*2}Domestic Research Fellow, Shinjo Branch of Snow and Ice Studies, NIED

^{*3}Nagaoka Institute of Snow and Ice Studies, NIED

^{*4}Japan Marine Science and Technology Center, Japan

^{*5}Water and Environment Research Center,

University of Alaska Fairbanks, USA

^{*6}Institute of Low Temperature Science,

Hokkaido University, Japan

Abstract

The observation of meteorology, soil and snow cover has been carried out at the inland of Alaska since August 1997, and its outline is summarized herein. The ground surface around the observation site is covered with shrubs and moss, which is similar to that of a typical tundra region. The main results on the conditions of meteorology, soil and snow cover are as follows.

The air temperature changed seasonally from below -40°C to about 20°C , and no significant changes were observed in its annual mean. The atmosphere was dry from March to June and was wet during other periods of the year. The diurnal change of wind speed was large in the warm season. The downward short wave radiation in the warm season showed inter-annual variation caused by the change in the cloud amount. Remarkable seasonal variation was seen in the surface albedo during the snow-covered period, that is, the albedo decreased from about 0.8 before the snowmelt to 0.1 after the snowmelt. The net radiation changed from a negative value in the cold season to a positive value in the warm season. The time of the change depended on the time of the snowmelt. The soil began to freeze from the surface downward in October, and it melted from the surface in May of the following year. The melted soil was almost saturated regardless of its depth, and its volumetric water content was about 60%. The maximum snow depth was below 40cm in the first and the second years, and it was 87cm with the longest period of snowmelt in the third year. In the third

^{*1}防災科学技術研究所 新庄雪氷防災研究支所

^{*2}防災科学技術研究所 新庄雪氷防災研究支所 特別研究員

^{*3}防災科学技術研究所 長岡雪氷防災実験研究所

^{*4}海洋科学技術センター

^{*5}アラスカ大学フェアバンクス 水文環境研究所

^{*6}北海道大学 低温科学研究所

year, the snowfall was substantial and the thick snow cover suppressed the cooling of soil providing an insulating layer, which resulted in extensive soil warming in the following warm season.

Key words: Air-land interaction, Heat and water exchange, Snow cover, Frozen ground, Alaska

1. はじめに

我が国の自然災害のうち、気象・水象に関するものには台風や集中豪雨、豪雪などがあるが、いずれも地球規模の大気循環と深く関わっている。この大気循環は地球上に到達する太陽エネルギーを駆動力として、地球全体にわたり熱と水を輸送するとともに、逆に地球規模での熱と水の分布の影響を様々な過程を経て受けている。

地球上の雪氷は、太陽エネルギーを効率よく反射する（積雪のアルベド効果）とともに、融雪期には融解の潜熱を吸収することから大気に対する負の熱源として作用する。また融雪により生ずる融雪水は土壤水分を高め、その後の季節における地表面温度の上昇を抑えるとともに、夏期の積雲対流を活発化させる（積雪の水文学的効果）ことが報告されている。積雪のアルベド効果は春先に、水文学的効果は夏期に現れるといわれているが（Yasunari *et al.*, 1991），地域によってそれぞれの効果の有効性が異なることも指摘されている（Qse, 1996）。さらに積雪は熱伝導率が小さいため断熱効果も顕著である。また、高緯度地帯や高山域に存在する凍土は、土壤水分を氷として地中にとどめるため、秋の気候シグナルを翌春まで遅延したり、ローカルな水循環にも影響を与える（Ohata *et al.*, 1994）。

極域では冬期の一定期間日射がなくなる、もしくは著しく減少する。そして低温状態が継続し、しもざらめ雪と呼ばれる特有の構造の積雪に覆われるとともに凍土が発達する。このような環境における積雪・凍土が熱や水の循環にどのような影響を与えていたかについての研究はあまりない。

極域は寒帯林に覆われたタイガ帯と低木やコケのみが存在するツンドラ帯の2つの気候帯に大別される。それぞれの植生に適する気候条件が異なっているのはもちろん、植生は大気や地表面に対して大きな影響を与えるため、それぞれの気候帯での大気と雪氷の相互作用も異なると考えられる。このような観点からシベリアのレナ川流域のタイガ帯とツンドラ帯においてGAME-Siberia（大畑・太田, 1995）が、北米のマッケンジー川流域ではMAGS（Stewart *et al.*, 1998）が、いずれもGeWEXの研究プロジェクトとして熱・水循環の解明を目指して実施されている。

防災科学技術研究所は、自然災害の原因となる地球上の水循環について、モデル、観測、実験などの手法で総合的に研究する特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」を1991年度に開始し、雪氷関係では極域における水循環の素過程をフィンランドとアラスカにおける観測ならびに実験によって解明する研究を行っている。フィンランドでは1995年から積雪と気象の観測を

継続的に行い、樹木で覆われた極域の熱収支などを明らかにしている（佐藤ほか, 1996；杉浦ほか, 2000）。また、アラスカでは内陸部において1997年から同様の観測を始めるとともに、海水面上で雪氷・気象観測を1997年3月に実施した。アラスカ内陸部での観測結果の一部は、小杉ほか（1998）、佐藤ほか（1998）、鎌田ほか（1998）、小杉ほか（1999）、佐藤ほか（1999）、鎌田ほか（1999）、鎌田ほか（2000）、佐藤ほか（2000）に示されている。また、アラスカの海水面上での観測結果は佐藤篤司ほか（1997）、佐藤威ほか（1997）、小杉ほか（1997）に示されている。これらの観測的研究の目的は、異なる気候条件下における大気と雪氷の間の熱・水交換の素過程を明らかにするとともに、極域における水循環に関わる基礎データを蓄積することである。これにより得られる知見は、気候モデルなどに組み込まれている雪氷モデルの改良に役立てることも可能となる。

本報告では、アラスカ内陸部における観測の概要を紹介するとともに、得られた結果のうち、気象や土壤ならびに積雪の状態について、主として季節変化と年々変化を中心に報告する。

2. 観測

2.1 観測地点

米国アラスカ州の内陸部に位置するフェアバンクス近郊に、アラスカ大学のカリブー・ポーカー・クリーク試験流域がある。その中のカリブー・クリークのほぼ中間の平坦な地点（以下、気象観測点と称する）において、気象と土壤ならびに積雪の自動観測を行っている。気象観測点の位置を図1および表1に示す。北側には比高が350m前後の稜線が、南側には比高が250m前後の稜線が連なり、南向き、北向き斜面はいずれも緩やかではあるが2次元的な谷状地形となっている。南向き斜面には主として広葉樹（冬期は落葉する）が生え、北向き斜面には主として針葉樹（常緑）が生えているが、いずれも地面はコケで覆われている。また、気象観測点の周囲には高さ数10cmの小木が生えているが、地面はやはり厚さ数cm～10数cmのコケで覆われている。周囲の地表面状態を図2に示した。気象観測点における地下水位は高く、地面を少し掘るとすぐに水がしみ出てくる非常に湿った土壤である。また、地下には永久凍土があり、暖候期に表層のみ融解する。このように気象観測点の周囲は、極域に見られるツンドラ湿地の条件に近いと考えられる。

2.2 観測内容

観測は、上記の観測点において無人で連続的に行う自動観測と、現地に人が赴いて行う有人観測に分かれる。



図1 観測を行っているカリブー・ポーカー・クリーク試験流域の地形および観測点の位置

Fig. 1 Topography of the Caribou Poker Creek Research Watershed and locations of the observation sites.

表1 観測点

Table 1 Summary of observation sites.

地点	位 置			観測項目
	経度 (西経)	緯度 (北緯)	標高 (m)	
Met. Site	147° 32.6'	65° 9.0'	258	気象・土壤・積雪自動観測(表2および3参照), 土壤サンプリング, 積雪内日射観測, アルベド観測, 積雪サンプリング
(南向き斜面)				
Sp	147° 32.5'	65° 10.2'	621	気温・湿度自動観測, 積雪サンプリング
Sm	147° 31.2'	65° 9.8'	435	気温・湿度自動観測
Sb	147° 30.0'	65° 9.6'	250	気温・湿度自動観測
S1	147° 31.8'	65° 9.2'	270	積雪サンプリング
S2	147° 31.3'	65° 9.8'	480	積雪サンプリング
(北向き斜面)				
Nm	147° 31.4'	65° 8.7'	328	気温・湿度自動観測
N1	147° 31.5'	65° 8.9'	240	積雪サンプリング

(1) 自動観測

気象観測点における自動観測は、1997年8月からアーンデラー気象観測装置（以下では、アーンデラーと略すことがある）を用いて開始した。これは、主なセンサーを1本のマスト（アーンデラータワー）に取り付けたものであるが、同年11月に倒壊したため1998年1月にタワーを補強した上で観測を再開した（写真1）。この観測装置ではセンサーからの信号をスキャナーで切り替えながらDSU（メモリー）に記録するが、厳冬期には動作不良となり正常な記録がとれない期間があった。アーンデラーアメテオロジカル観測装置による観測内容を表2に示した。これ

らの観測と同時に地温と土壤水分の自動観測も開始した。また、気圧センサーはアーンデラーアメテオロジカル観測装置にも含まれていたが、消費電力が大きいため、1998年9月から別のセンサーで観測するようにした。上述したように冬期間の自動観測に問題があったため、1998年9月からキャンベル気象観測装置（以下では、キャンベルと略すことがある）を追加導入して観測値の欠落を防ぐようにした。新たなセンサーは一部を除き三角塔（キャンベルタワー）に取り付けてある（写真2）。アーンデラーアメテオロジカル観測装置によるもの以外の観測内容を表3に示すとともに、測器の配置を図3に示した。

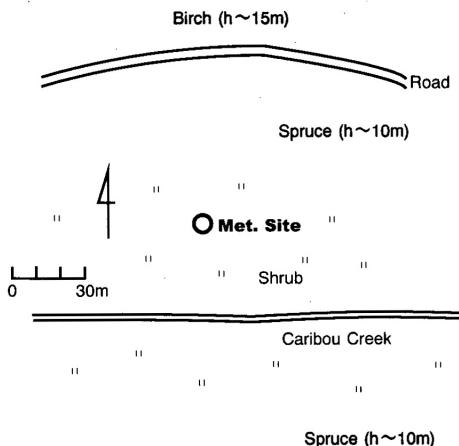


図2 気象観測点の周囲の地表面状態

Fig. 2 Ground surface conditions around the Met. Site.



写真1 気象観測点に設置したアーンデラータワー
(1999年3月撮影)

Photo 1 The AANDERAA tower at the Met. Site
(March 1999).

表2 観測内容（アーンデラーア気象観測装置）

Table 2 Summary of observations (AANDERAA weather system).

観測要素	センサー	高度/深度	記録間隔
気温	白金測温抵抗体 自然通風シェルター	10m ^{*1} 5m 2.5m ^{*2}	5, 10, 60分 (適宜) (平均風速, 最大風速, 日照時間は, それぞれ 記録間隔内の平均値, 最大値, 積算値, それ以外の要素は瞬間 値)
相対湿度	静電容量式 湿度センサー 自然通風シェルター		
全放射量(下向き)	サーミスタ アフロントーム	10m ^{*1}	
全放射量(上向き)	サーミスタ ガラストーム		
日射量(下向き)	サーミスタ ガラストーム	10m ^{*1}	
日射量(上向き)	フォトダイオード		
日照時間	フォトダイオード	10m ^{*1} 5m 2.5m ^{*2}	
平均風速	三杯式風速計		
最大風速	矢羽根式風向計	10m ^{*1}	
積雪深	超音波式積雪深計	3m	
地温	白金測温抵抗体	0cm ^{*3}	
気圧	圧力センサー	1m	

データはすべてメモリ(DSU 2990)に記録される。

観測開始は1997/8/5。

*1 9.7m(1998/1/3~)

*2 3.0m(1998/1/3~1999/9/15)

*3 モス層の下端

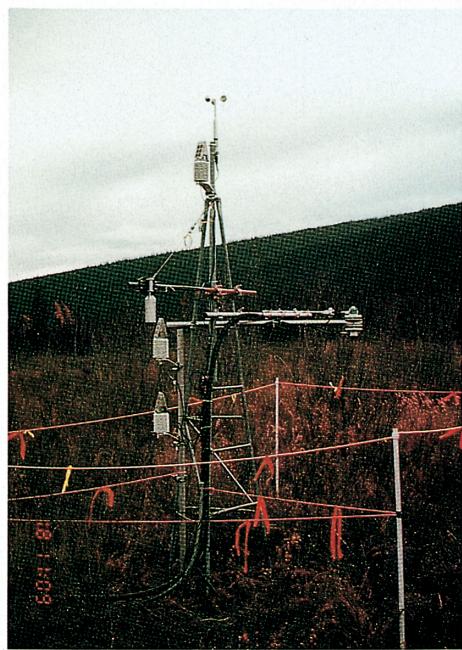
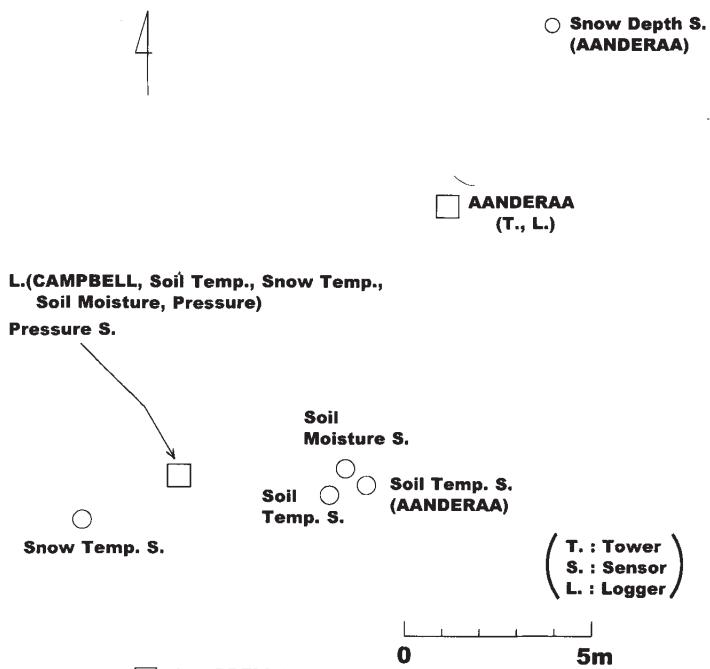


写真2 気象観測点に設置したキャンベルタワー (1999年9月撮影)

Photo 2 The CAMPBELL tower at the Met. Site (September 1999).



▽ CAMPBELL T.

図3 気象観測点における測器の配置

Fig. 3 Positions of the instruments at the Met. Site.

表3 観測内容 (アーンデラー気象観測装置以外)

Table 3 Summary of observations (excluding AANDERAA weather system).

観測要素	センサー	高度/深度	データロガー	記録間隔	観測開始日	備考
キャンベル気象観測装置	気温	白金測温抵抗体 自然通風シェルター*3	CAMPBELL: C-CR10X-XT-2M	30分 (積雪深は瞬間値、それ以外は平均値)	1998/9/20	*1 3.12m, 1.83m, 1.26m(1999/9/15測定) 3.20m, 1.87m, 1.30m(2000/9/15測定) *2 アーンデラータワーに取り付けて、2000/3/14から観測開始 *3 日中のみ強制通風(1999/3/23~)
	相対湿度	静電容量式 湿度センサー 自然通風シェルター*3				
	長波放射量(下向き)	赤外放射計 シリコンドーム				
	長波放射量(上向き)					
	日射量(下向き)	アルベドメーター ガラストドーム				
	日射量(上向き)					
	風速	三杯式風速計			1999/9/15	*4 3.73m(2000/9/15測定)
	積雪深	超音波式積雪深計			1999/9/16	*5 1.96m(2000/9/15測定)
雪温	白金測温抵抗体	0~70cm*6 10cm間隔	KONA:KADEC UN-8	1時間 (瞬間値)	1998/9/23	*6 0~60cm, 10cm間隔(1999/9/14~)
地温	白金測温抵抗体	0,5,12,25, 45,70cm*7	KONA:KADEC US-6	1時間 (瞬間値)	1997/8/7	観測深度はモル層の下端からの深さ *7 0,5,12,25,45,80cm(2000/9/15~)
気压	圧力センサー	1m	KONA:KADEC UN	1時間 (瞬間値)	1998/9/20	
土壤水分 (体積含水率)	TDR土壤水分計	0~11cm の平均*8	MCS: Freeslot-68KD/B	1時間 (瞬間値)	1997/8/7	*8 8.5,23.5,38.5cm(1998/3/25~1999/9/17) 8.5,38.5cm(1999/9/17~2000/7/26) 8.5,23.5,38.5cm(2000/7/27~)

表4 観測期間
Table 4 Summary of observation periods.

	観測項目	1997			1998			1999			2000						
		A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N
アーンデラータワー	8/5～11/9							2/5～									
キャンベルタワー								1/3～11/16									
風速(3.67m)*1																	
積雪深*1																	
気温・湿度・風速(7.4m)*2																	
気圧																	
地温	8/7～																
土壤水分	8/7～																
雪温																	
斜面																	
気温・湿度																	

*1 : キャンベルタワーに取り付けてキャンベルに記録
*2 : アーンデラータワーに取り付けてキャンベルに記録

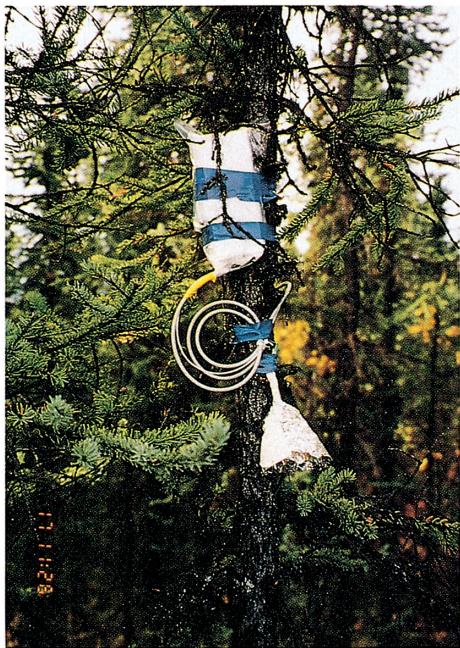


写真3 斜面上の観測点に設置した気温・湿度センサー

Photo 3 Air temperature and humidity sensors fixed onto trees at the sites on the slope.

一方、試験流域内の気温と湿度の分布を調べるために、北向き・南向き斜面上において気温と湿度の自動観測を行っている。気温・湿度センサーはロガー付きのもので、日射よけのフードをかぶせて木の幹に取り付けた（写真3）。この観測は1999年3月に短期間実施した後、1999年9月から連続的に行っており、観測場所は図1と表1に示した。

各観測項目の観測期間を表4にまとめた。

（2）有人観測

1998年以降、毎年3月と9月に現地に赴き有人観測を実施してきた。これは、観測機器の保守点検をかねたものである。3月には積雪断面観測と積雪深・積雪相当水量観測を気象観測点および周囲の斜面上で行い、積雪状態の広域的な把握に努めた。また、積雪のアルベドと積雪内の日射透過量の測定を適宜行うとともに、積雪内の固体粒子量測定のための積雪サンプリングを流域内の4か所（図1と表1を参照）において行った。9月には気象観測点において土壤サンプリングを行い、土壤水分や土壤の物性値を求めた。

なお、積雪断面観測と積雪深・積雪相当水量観測ならびに有人観測による積雪内温度分布の観測結果については、それぞれKosugi *et al.* (2001) と Kamata *et al.* (2001) にまとめられているので本報告では省略する。

3. 観測結果

3.1 気象状態

ここでは、気温、湿度、風速、日射量、アルベド、長波放射量、正味放射量の時間的变化について述べる。以

下で、日平均値、日最高値、日最低値はアラスカ標準時（AST）で日界0時として求めた。また、日最高値・日最低値は1時間平均値から求めた。

（1）気温

図4に気象観測点における日平均・日最高・日最低気温の時系列を示す。観測高度（無雪期の地面からの測定）は、1997年11月までは2.5m（アーンデラー）、1998年1月から9月20日までは3.0m（アーンデラー）、それ以後は3.2m（キャンベル）である。キャンベルによる測定範囲は-39.6~60°Cなので、冬期間の気温がこの範囲以下となりアーンデラーによる観測値がある場合は、それで置き換えてある。日平均気温は10月～3月には氷点下で、1～2月に最低となって-40°C以下の日が年に何回かあった。また、6～7月に最高となるが、20°Cを越えることはほとんどなかった。年平均気温（9月～翌年8月）は1998年～1999年が-4.3°C、1999年～2000年が-4.2°Cと両年で差がない。気温の変動は5～9月（以下、暖候期と呼ぶ）に小さく、10～4月（以下、寒候期と呼ぶ）に大きい。また、日変化幅は暖候期に大きく、寒候期に小さいが、寒候期には日射が小さくなるためと考えられる。

表5に斜面上の観測点と気象観測点における平均気温を、暖候期と寒候期に分けてまとめた。気象観測点における気温は高度1.8m（キャンベル）、斜面上の気温は高度1.5mの値である。暖候期には気温はSmより下では標高とともにわずかに高くなるが、Smより上では標高とともに低くなり、SpはSmよりやや低温となっている。また、寒候期にはSmより下では標高とともにやや高くなるものの、SpはSmとほぼ同じ気温である。斜面上と気象観測点における日平均気温の差の時系列を図5に示す。日平均気温の差は1999年10月中旬～2000年3月上旬とそれ以降で傾向が異なり、前者においては斜面上の気温が高い日が多く谷状地形内に安定成層が形成されやすいが、後者においては気温差は小さい。谷状地形内の安定層が形成されやすい上記の期間は、積雪期間に対応するというよりもむしろ、下向き日射量がある程度より小さい期間に対応している。このことは、谷状地形内の気温分布には、積雪の有無よりも斜面上の樹木による日射の吸収とそれによる大気の加熱が大きな影響を与えていていることを示唆している。南向き斜面の頂上Spと気象観測点の日平均気温の差と気象観測点における日平均風速の関係を図6に示す。寒候期には日平均気温の差が正となることが多く、谷状地形内部に安定成層が存在しやすいことを示している。特にこの傾向は気象観測点での風速が弱い場合に顕著となり、風が強くなると気温差が-2°Cに収束する傾向がある。2地点の標高差が363mであるから、この時の気温勾配を求める-0.6°C/100mとなり、気温の標準断熱減率に近い値となる。このことは、風が強くなるとその混合作用により谷状地形内に安定層ができなくなることを示している。このような寒候期における気温分布は試験流域内の積雪の変態にも影響を与えている可能性がある。

次式で定義される積算寒度Iはその場所の寒冷さの目

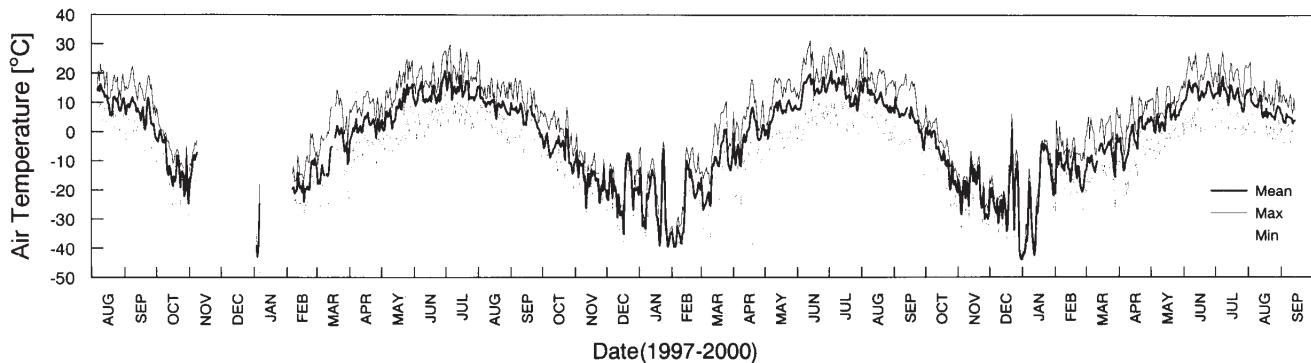


図4 気象観測点における日平均・日最高・日最低気温の時系列。1999/1/20-21, 1/28-29, 2/2-5, 2/9-10の気温は、センサーの測定範囲を下回ったため、-39.6°Cとしてプロットした。

Fig. 4 Time series of the daily mean, maximum and minimum air temperatures at the Met. Site. The values of 1999/1/20-21, 1/28-29, 2/2-5 and 2/9-10 are plotted as -39.6°C although they were below -40°C.

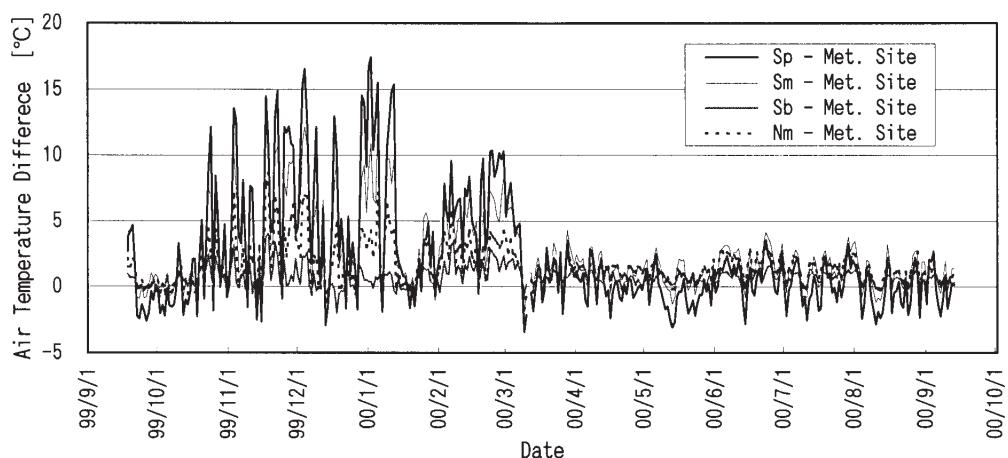


図5 斜面上の観測点と気象観測点における日平均気温の差の時系列

Fig. 5 Time series of the daily mean air temperature difference between the sites on the slope and the Met. Site.

表5 斜面上の観測点と気象観測点における平均気温と平均水蒸気圧

Table 5 Mean air temperature and mean water vapor pressure at the sites on the slope and at the Met. Site.

地点	標高(m)	平均気温(°C)		平均水蒸気圧(hPa)
		寒候期 (1999/Oct- 2000/Apr)	暖候期 (2000/May- 2000/Sep)	
Sp	621	-10.2	8.8	7.89
Sm	435	-10.7	10.1	8.38
Nm	328	-12.2	10.0	8.95
Sb	250	-13.2	9.4	9.08
Met. Site	258	-14.0	8.8	8.52

安となる。

$$I = \sum |T| \quad (1)$$

ただし、 T は日平均気温で、負の場合のみ積算する。図7に気象観測点における2冬期(1998/1999, 1999/2000)の積算寒度の推移、ならびに斜面上の観測点と気象観測点における積算寒度の比較を示す。気象観測点においては、1998/1999冬期は前半の積算寒度の増大が緩やかで後半に急増しているが、1999/2000冬期は逆に前半に急増した後に1月中旬より緩やかに増大している。最終的な積算寒度は1998/1999冬期のほうがやや上回っている。また、斜面上では標高とともに積算寒度が小さくなっていることがわかる。

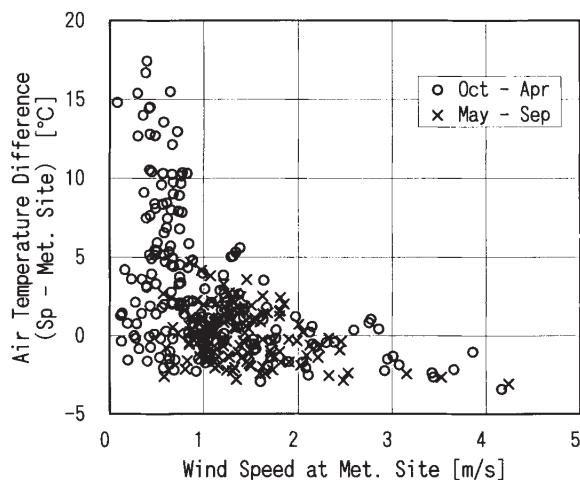


図6 南向き斜面頂上の観測点と気象観測点における日平均気温の差と気象観測点における日平均風速の関係

Fig. 6 Difference in the daily mean air temperature between the top of the south-facing slope, Sp, and the Met. Site versus daily mean wind speed at the Met. Site.

(2) 湿度

図8に気象観測点における日平均・日最高・日最低相対湿度の時系列を示す。観測高度は気温と同様である。

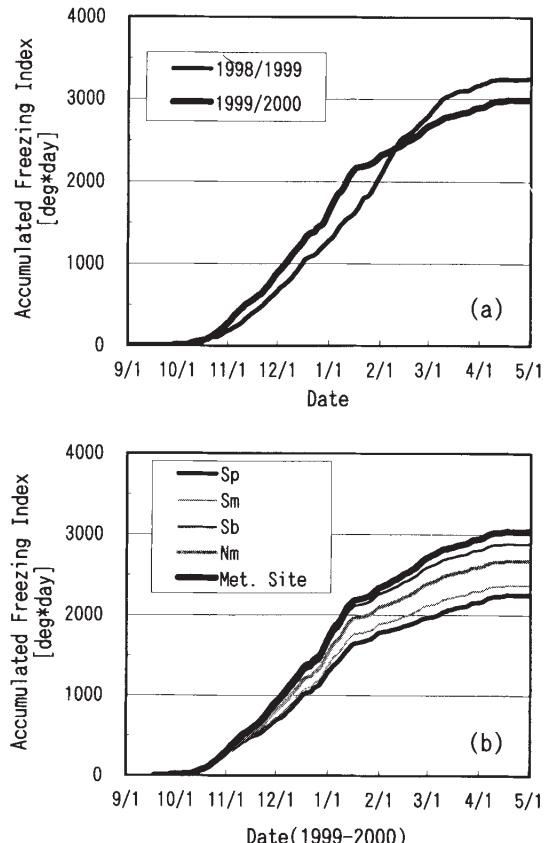


図7 気象観測点における積算寒度の年々変化(a)および斜面上の観測点と気象観測点における積算寒度の比較(b)

Fig. 7 Inter-annual variations of the accumulated freezing index at the Met. Site (a) and the comparison of the accumulated freezing index between the sites on the slope and the Met. Site.

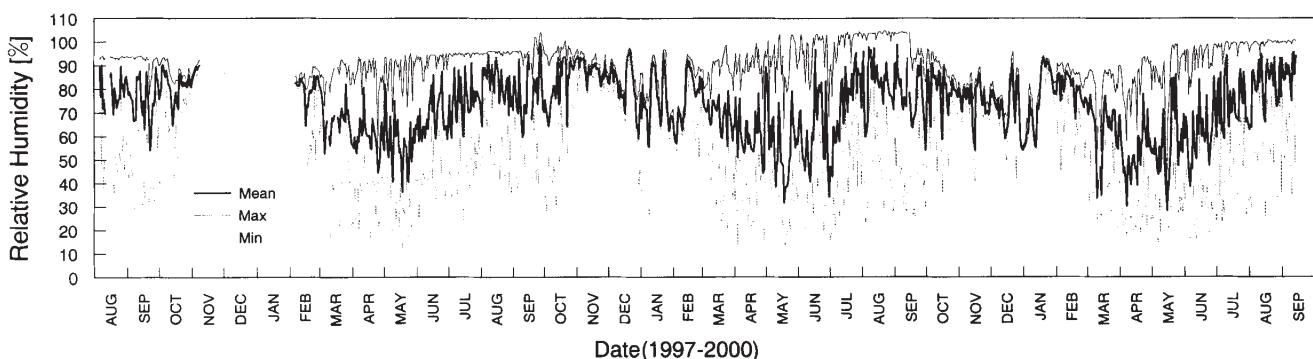


図8 気象観測点における日平均・日最高・日最低相対湿度の時系列

Fig. 8 Time series of the daily mean, maximum and minimum relative humidity at the Met. Site.

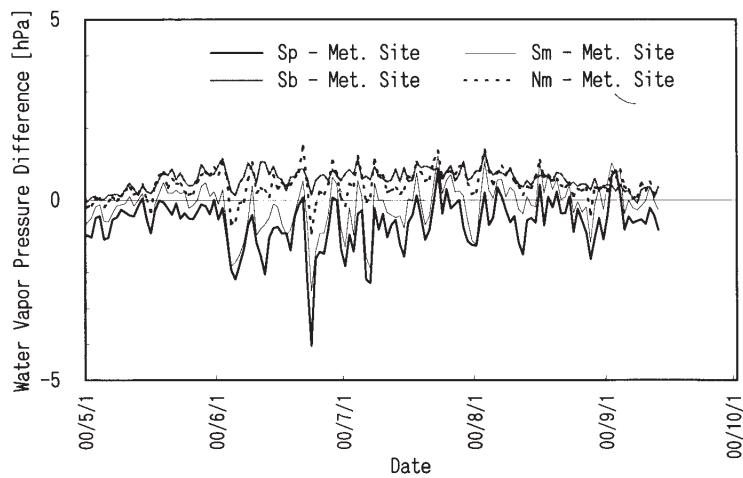


図9 斜面上の観測点と気象観測点における日平均水蒸気圧の差の時系列

Fig. 9 Time series of the daily mean water vapor pressure difference between the sites on the slope and the Met. Site.

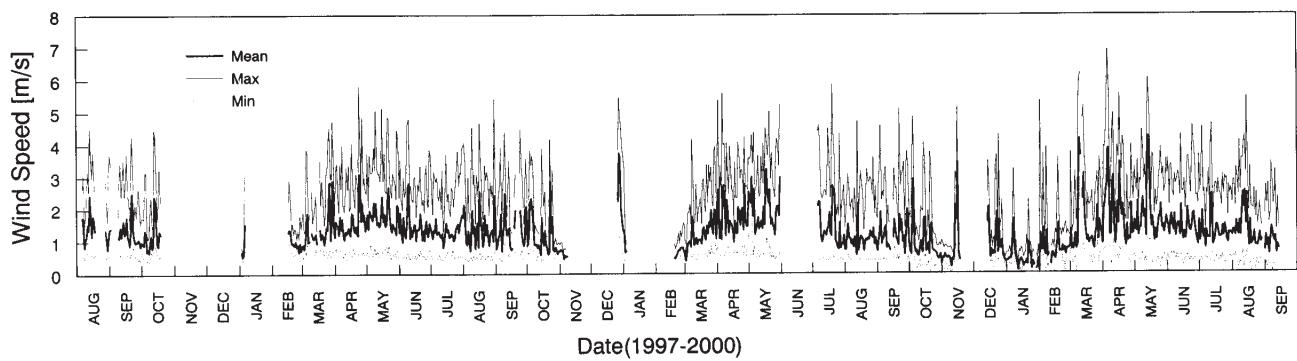


図10 気象観測点における日平均・日最大・日最小風速の時系列

Fig. 10 Time series of the daily mean, maximum and minimum wind speed at the Met. Site.

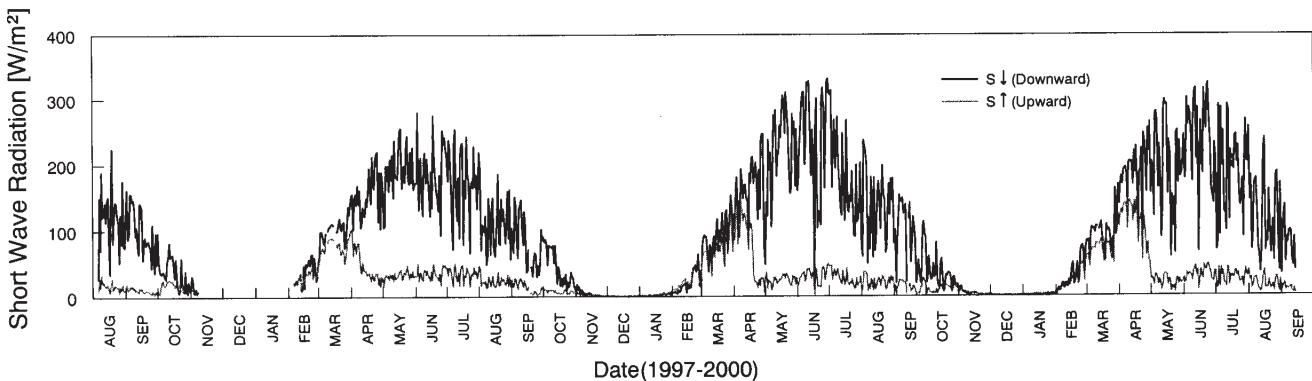


図11 気象観測点における日平均下向き・上向き日射量の時系列

Fig. 11 Time series of daily mean downward and upward short wave radiation at the Met. Site.

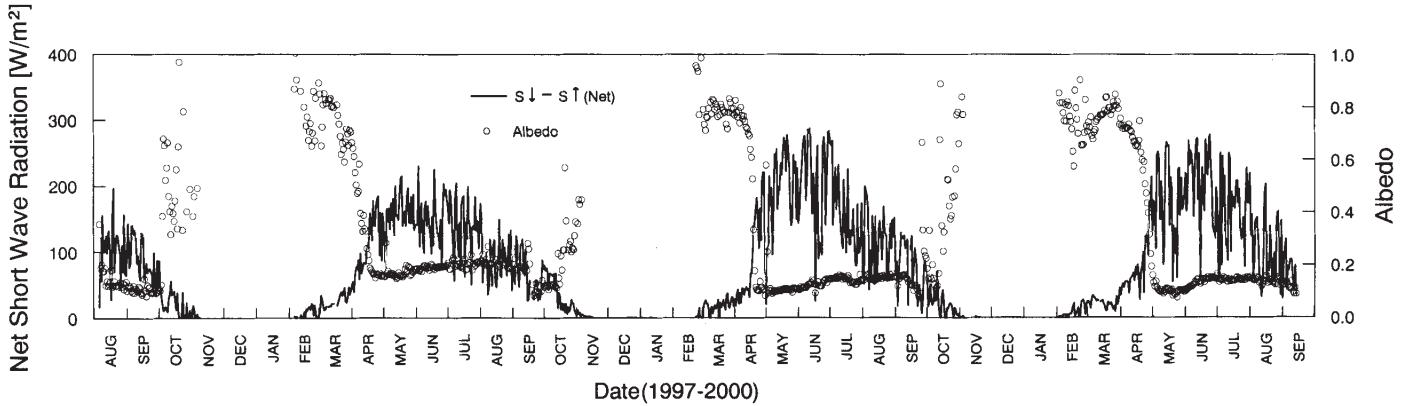


図12 気象観測点における日平均正味日射量とアルベドの時系列

Fig. 12 Time series of daily mean net short wave radiation and the albedo at the Met. Site.

表6 有人観測で得られた積雪のアルベド

Table 6 Summary of the snow surface albedo observed manually.

No.	観測日時 (アラスカ標準時)	アルベド	観測地点
1	1998/3/16 12:04	0.42	針葉樹林内
2	17:06	0.80	広葉樹林内
3	1998/3/17 11:53	0.80	針葉樹林(疎)内
4	12:48	0.82	針葉樹林(疎)内
5	16:23	0.77	広葉樹林内
6	1999/3/23 13:00	0.82	気象観測点(まばらな小木)
7	16:56	0.54	針葉樹林(疎)内
8	1999/3/24 11:00	0.88	針葉樹林(疎)内
9	12:09	0.95	やや広い開地
10	14:35	0.79	やや広い開地
11	16:30	0.46	広葉樹林内

日平均相対湿度は3~6月に低く、7月以降は高くなる。寒候期になると再び相対湿度が低くなるが、これは、相対湿度はその時の水蒸気圧とその気温における水面に対する飽和水蒸気圧の比で定義されているため、氷点下の気温の場合にその気温における水面に対する飽和水蒸気圧の比で考えるとかなり(氷)飽和に近い状態である。静電容量式の湿度センサーの場合、相対湿度が100%に近い時の測定精度はあまりよくなく、ヒステリシスも存在する。このため、日最高相対湿度が100%を越えているデータは100%と見る必要がある。また、気温が0°C以下で湿度センサーに霜が着くと相対湿度の測定は不正確となる。相対湿度の日変化幅が暖候期に大きく寒候期に小さいのは、寒候期の気温の日変化幅が小さいためと考えられる。

図9は斜面上と気象観測点における日平均水蒸気圧(日平均相対湿度と日平均気温から計算)の差の時系列である。ただし、斜面上の観測点で使用した湿度センサーは気温が0°C以下では正常に動作しないので暖候期のみ示している。気象観測点に比べ、Sbの水蒸気圧はやや高めになっていて、局所性が現れているのかもしれない。南向き斜面上のみで比べると、標高とともに水蒸気圧が

減少している(表5)。

(3) 風速

図10に気象観測点における日平均・日最大・日最小風速の時系列を示す。観測高度は、1999年9月20日までは5m(アーンデラー)、それ以後は3.7m(キャンベル)である。アーンデラーの場合は、風速センサーが止まつても記録は0.4m/sとなるため、日最小風速はこの値以下にはならない。欠測でないにも関わらず一日中風速が0.4m/s(アーンデラー)、または0m/s(キャンベル)となっている場合は、風速センサーに雪が積もり動かなくなつたためと考え、この図にはプロットしていない。なお、これ以外にも冬期間の降雪がある時には、冠雪のため風速が正確に測定できていない可能性が高い。

一般に、接地境界層の安定度の日変化に伴い、風速は日中に強く夜間に弱いという日変化をするが、日射の弱くなる寒候期には一日中夜が続くような状態となり、日変化が小さくなる(日最大風速と日最小風速の差が小さくなる)。

(4) 日射量とアルベド

図11に気象観測点における日平均下向き・上向き日射量の時系列を示す。1998年9月20日まではアーンデ

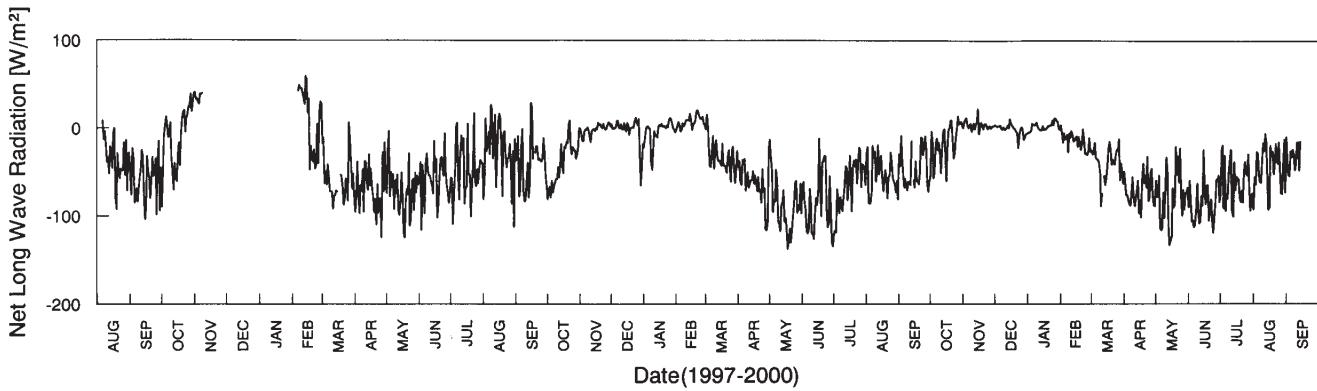


図13 気象観測点における日平均正味長波放射量の時系列

Fig. 13 Time series of the daily mean net long wave radiation at the Met. Site.

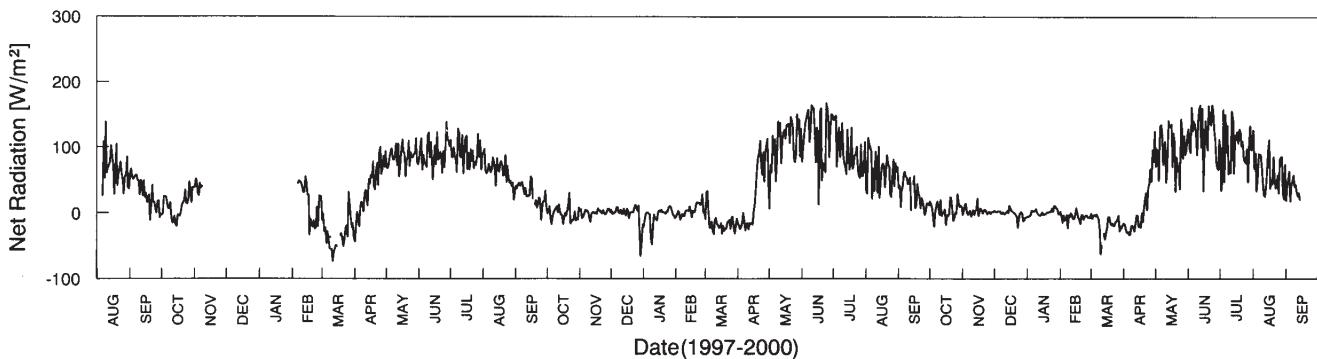


図14 気象観測点における日平均正味放射量の時系列

Fig. 14 Time series of the daily mean net radiation at the Met. Site.

ラー、それ以後はキャンベルによる観測値である。アンデラーの日射センサーの特性は、有人観測の時に基準となる日射計と比較して決定した。また、キャンベルタワーは1999年6月25日～9月15日の間傾いていたため、この期間のキャンベルの下向き日射量に対して補正を行ってある。気象観測点は北極圏(北緯67°30'以北)のやや南にあるが、11月中旬～2月上旬の間は下向き日射量はほとんどなくなる。降雪時には下向き日射センサーが冠雪するため日射量を過小評価すると考えられるが、その補正はしていない。1998年の下向き日射量が1999年および2000年に比べ小さいのは、この年の暖候期の雲量が他の年に比べ多かった(フェアバンクスのルーチン気象データより)ためと考えられる。

下向き日射量と上向き日射量の比で定義される地表面アルベドは、顕著な季節変化をする(図12)。積雪で覆われる寒候期にはアルベドは大きく、降雪直後は0.9前後まで上昇するが数日で低下しその後は約0.8で経過する。融雪期には積雪粒子の粗大化と含水によりアルベドは低下し、雪が融け終わると0.1程度となる。この値は、湿った裸地の値に相当する。その後、小木に葉が展開するとともにアルベドはやや大きくなり、秋に落葉する頃には再び最低値に戻っている。このような地表面状態の変化に対応するアルベドの季節変化の影響を受けて、地

表面が受け取る正味日射量は厳冬期には下向き日射がないため0であるが、春になり下向き日射が回復してもしばらくは非常に小さな値で推移する。正味日射量は融雪期の頃から増加し始め、融雪後に急増して6月に最大となった後に徐々に減少する。暖候期の正味日射量が、1999年と2000年に比べて1998年はやや小さいのは、前述のように1998年の雲量が他の年より多いことと、1998年のアルベドが他の年よりやや大きいことによる。後者の理由として、上向き日射センサー直下の地表面状態の違いのほか、アンデラータワーの場合には、タワー本体からの反射光も測定して見かけ上アルベドが大きくなつた可能性も考えられる。

表6に有人観測の際に行った積雪のアルベド観測の結果をまとめた。1998年の観測では、1か所あたり場所を変えながら数点で測定を行って空間平均値を求めたが、1999年の観測では1か所あたり1点で測定を行った。いずれも簡易型日射センサーを反対向きに固定したもの水平に保持して測定を行った。一部の小さな値を除くと、その時の自動観測による積雪のアルベドとほぼ一致していた。No.1のアルベドが小さい理由として、直射日光が強くかつ樹林がやや密であるため、明瞭な日向と日陰ができていたにもかかわらず、測定点数が少ないので空間的な平均化が十分でなかった可能性がある。また、No.7

表7 気象観測点における土壤の種類

Table 7 Summary of the soil texture at the Met. Site.

深さ(cm)	土壤の種類	主な構成成分	
0 - 5	砂土	細砂	0.2mm以下
//	砂土	細砂	
//	砂土	細砂	
//	砂土	細砂(斑状に粗砂を含む)、根系-腐植を含む	
6 - 11	砂土	細砂	0.2mm以下-0.02mm以上
//	砂土	細砂(粘土を含む)	
12 - 17	砂土	細砂	
//	砂壤土	微砂質壤土(粘土を含む)	
18 - 23	砂土	細砂	
24 - 29	砂土	細砂	
//	砂土	細砂(細根を多数含む)、有機物(腐植)を含む層あり	

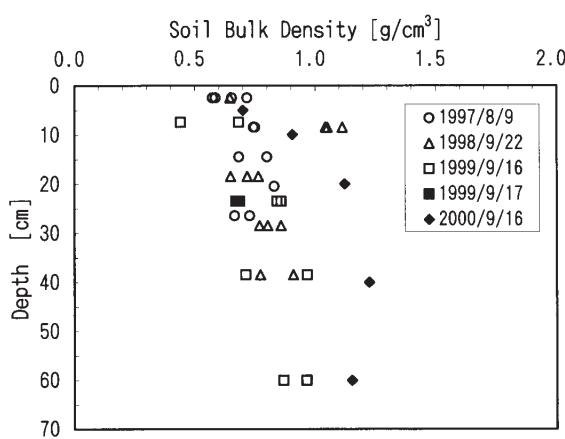


図15 気象観測点における土壤の乾燥密度の鉛直分布。白抜き記号は地温・土壤水分センサーの近くのサンプルに、黒塗り記号はそれよりやや離れた場所でのサンプルに対応する。

Fig. 15 Vertical profile of the soil bulk density at the Met. Site. An open symbol indicates that the soil was taken close to the soil temperature and soil water content sensors, and a solid symbol indicates that the soil was taken at a slight distance from the sensors.

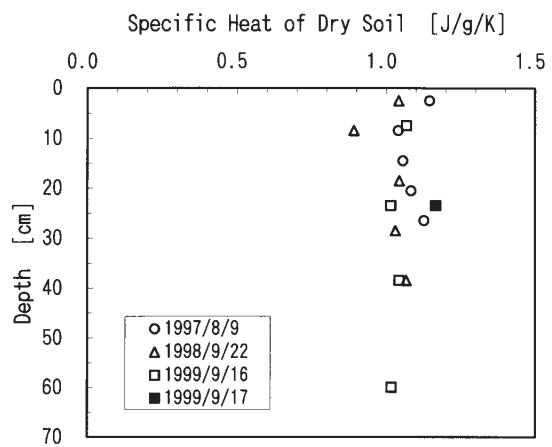


図16 気象観測点における土壤の乾燥比熱の鉛直分布。白抜き記号は地温・土壤水分センサーの近くのサンプルに、黒塗り記号はそれよりやや離れた場所でのサンプルに対応する。

Fig. 16 Vertical profile of the specific heat of dry soil at the Met. Site. An open symbol indicates that the soil was taken close to the soil temperature and soil water content sensors, and a solid symbol indicates that the soil was taken at a slight distance from the sensors.

の測定時には日射が弱く、測定精度が悪いかもしれない。なお、No.11は積雪の融解や後述する積雪の表面や内部に存在する固体粒子のためアルベドが小さいと考えられる。

(5) 長波放射量

図13に気象観測点における日平均正味長波放射量の時系列を示す。1998年9月20日まではアーンデラー、それ以後はキャンベルによる観測値である。アーンデラーの場合は、長波放射量のみの測定はできず、全(短波+長波)放射量が測定される。また、上向き・下向き全放射センサーともに温度ドリフトが大きく、上向き・下向き全放射量を別々に補正することは困難であった。このため、2つのセンサーの温度ドリフトが同じであると仮

定して両者の差から正味全放射量を求め、さらにそれから正味日射量を差し引いて正味長波放射量を求めた。キャンベルの場合は、上向き・下向き長波放射量を別々に測定できるが、図には正味の値を示している。全放射センサーの特性は、有人観測の期間中に基準となる日射計と赤外放射計を設置し、それらの出力との比較から決定した。また、キャンベルタワーが傾いた時でも、長波放射へはそれほど影響がないのでその補正是していない。さらに、下向き全放射センサー・長波放射センサーが冠雪したりドームに着霜した場合には、観測される長波放射量は気温に近い温度の黒体放射量となり、正味長波放射量は0に近くなってしまう。このため、冬期間の正味長波放射量は正確ではないと考えられる。

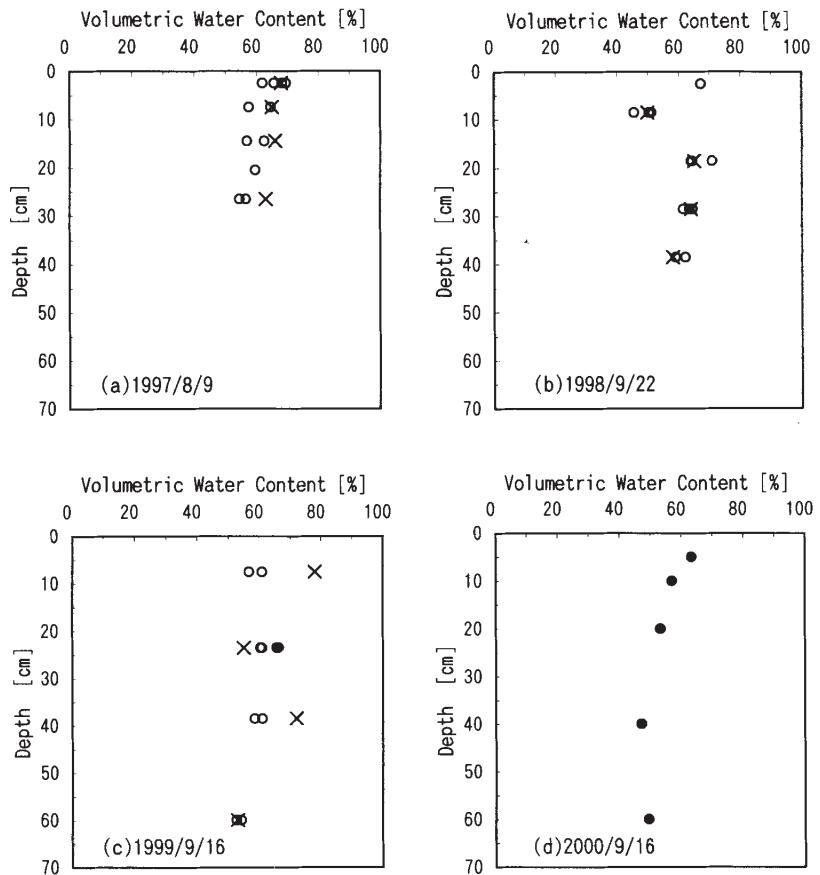


図17 気象観測点における土壤の体積含水率(○, ●)と飽和体積含水率の鉛直分布(×)。○は地温・土壤水分センサーの近くのサンプルに、●はそれよりやや離れた場所でのサンプルに対応する。

Fig. 17 Vertical profile of the volumetric water content (circle) and the saturated volumetric water content (cross) at the Met. Site. An open circle indicates that the soil was taken close to the soil temperature and soil water content sensors, and a solid circle indicates that the soil was taken at a slight distance from the sensors.

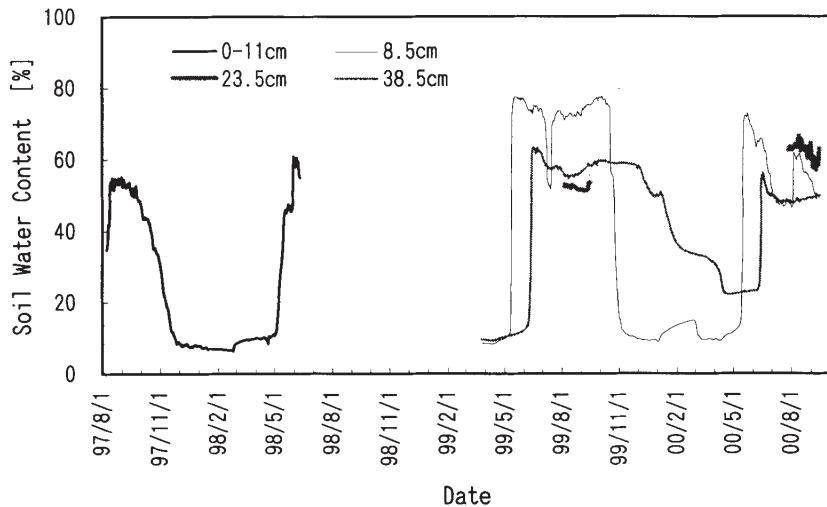


図18 気象観測点における日平均体積含水率の時系列

Fig. 18 Time series of daily mean volumetric soil water content at the Met. Site.

正味長波放射量は、一年を通じて負であるが、その絶対値は暖候期に大きく、寒候期に小さい。

(6) 正味放射量

図14に気象観測点における日平均正味放射量の時系列を示す。正味放射量は前述の正味日射量と正味長波放射量の和である。積雪がある期間の値は冠雪の影響のため不正確と考えられるが、その期間を除くと暖候期に正、寒候期には負の値となっている。1999年と2000年の暖候期の正味放射量は負から正に転じる時期が違うのみで、その後の季節変化はほとんど同じであった。

3.2 土壌状態

(1) 土壤

地温センサーと土壤水分センサーを埋設した場所の近傍で、1997年8月に100cc土壤サンプラーを用いて深さ毎に複数の土壤試料を採取し、目視により土壤の種類を判定した。その結果を表7にまとめた。また、後述の土壤水分測定後の炉乾した土壤試料より乾燥密度を求め、さらに100°C程度まで加熱した乾燥土壤を水の中に投入して水温の変化から乾燥比熱を求めた。図15に示すように、乾燥密度は表層で約0.7g/cm³で深さとともにやや大きくなる傾向がある。また図16に示すように乾燥比熱は深さによらずほぼ一定値(約1.1J/g/K)となっている。

(2) 土壤水分と飽和含水率

1997年8月、1998年9月、1999年9月および2000年9月に、地温センサーと土壤水分センサーを埋設した場所付近で、100cc土壤サンプラーで深さ毎に土壤試料を採取し、炉乾により土壤水分(体積含水率)を求めた。また、乾燥した土壤試料を細かく砕き、これが飽和に達するまで水を再度加えて飽和体積含水率を求めた。これらの結果を図17に示す。サンプリングした場所や深さにあまりよらず、土壤は飽和に近く体積含水率は60%程度

であった。この結果は、サンプリング時に穴を掘ると水がしみ出してきたことと整合する。

図18に気象観測点における日平均体積含水率の時系列を示す。センサーやデータロガーが不調な時期もあり、記録は連続していない。使用したTDRセンサーは、長さ11cmの2本の検出用ロッドが2cm間隔で平行になっていて、その間の土壤の体積含水率を測定するものである。1997年8月～1998年6月はこのセンサーを地表面から垂直に差し込み測定したので、得られた体積含水率は0～11cmの深さの平均的な値と考えられる。その後は、センサーを水平に埋設するようにしたので、その深さの体積含水率が測定されている。また、土壤が凍結する場合、すべての土壤水分が凍結するとは限らず、一部の水が未凍結のまま存在することがあり得る。しかし、TDRセンサーがそのような不凍水の量を正確に測定できるかどうかは不明なので、土壤が凍結している期間の体積含水率の測定値は不正確かもしれない。土壤が融解している期間の体積含水率は60%前後であるが、深さ8.5cmに見られる夏期の一時的な体積含水率の低下は、土壤表層が乾燥しつつあることを示していると考えられる。この影響は深さ23.5cm以下には及んでいない。

(3) 地温

図19に気象観測点における日平均地温の時系列を示す。ただし、深さ0cmはコケの層とその下の土壤との境界である。また、期間中に測定値が異常となった時のデータはプロットしていない。3か年とも土壤は10月になると表層から凍結し始め、翌年5月に表層から融解するという季節変化を示した。しかし、1997/1998冬期および1998/1999冬期には深さ0cmの地温が-5°C前後まで低下し、深さ25cmの地温も-5～-3°Cまで低下しているのに対し、1999/2000冬期は1999年12月にやや低下しているものの、2000年になってからはほとんど低下して

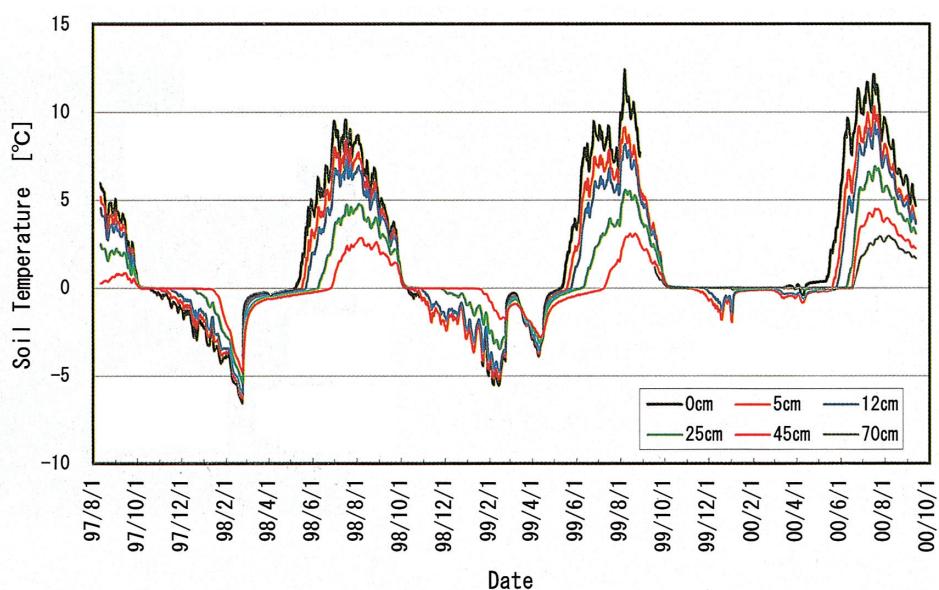


図19 気象観測点における日平均地温の時系列

Fig. 19 Time series of daily mean soil temperature at the Met. Site.

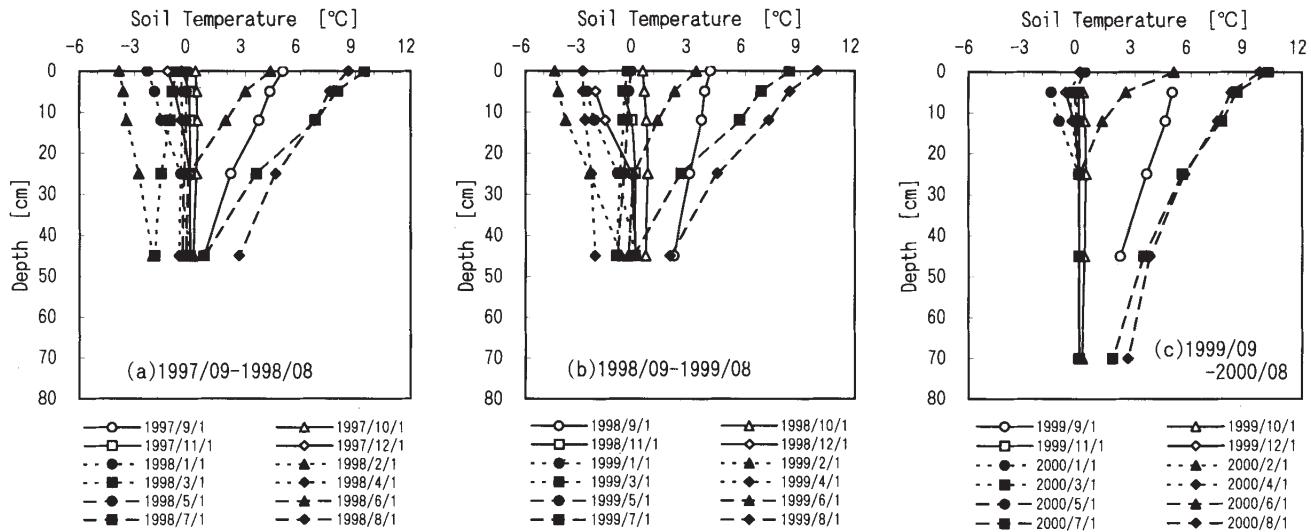


図20 気象観測点における毎月1日の日平均地温の鉛直分布

Fig. 20 Vertical profile of daily mean soil temperature on the first of every month at the Met. Site.

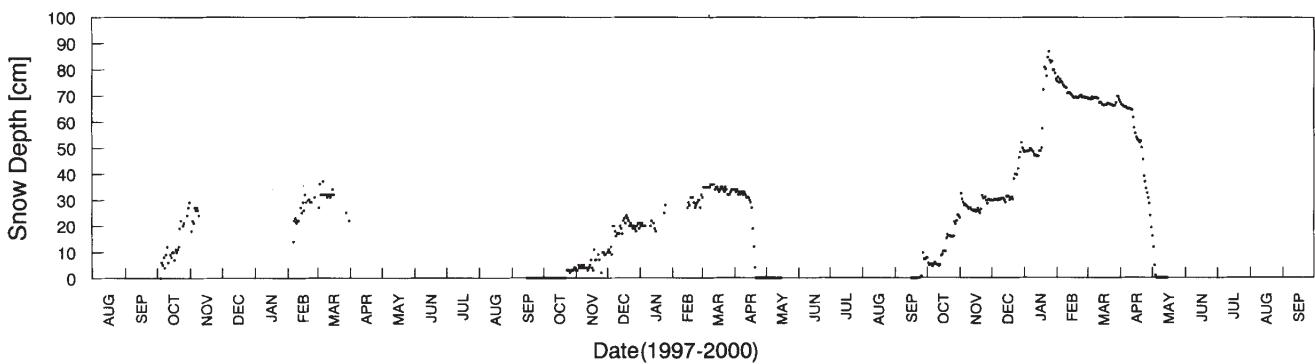


図21 気象観測点における積雪深の時系列

Fig. 21 Time series of daily snow depth at the Met. Site.

いないうことが注目される。図7より、1999/2000冬期は1月中旬以降の冷え込みが1998/1999冬期より弱いことがわかったが、地温に見られた上記の違いは、後述する積雪深の違いにもよると考えられる。すなわち、2000年1月に急増した積雪の断熱効果によっても土壤の冷却が抑制されたものと考えられる。

1998年2月下旬と1999年2月下旬に、地表面からの加熱以外の原因によると思われる突然の地温上昇が見られた。気象観測点周辺では冬期間に河川水が凍結し、地下水の一部が地上にオーバーフローする現象が見られる。この現象は、冷え込みが厳しく積雪が少ない年に顕著であることが知られているが、観測期間中の積雪は前述の通り1999/2000冬期が多く、1997/1998冬期および1998/1999冬期は少なかった。実際、気象観測点では2000年3月中旬には見られなかったオーバーフローの痕跡が1998年3月および1999年3月の有人観測の時に認められた。従って、観測された冬期間の地温の突然昇温は、地下水のオーバーフローと関係していると考えられる。



写真4 気象観測点に設置した雪温計のセンサー

Photo 4 The sensors for snow temperature measurement at the Met. Site.

図20に気象観測点における毎月1日の日平均地温の鉛直分布を示した。1997年9月～1998年8月と1998年9月～1999年9月の地温分布はあまり変わらないが、1999年8月～2000年8月は前の2年間と違い冬期間の地温の低下が少なく、その後の夏の地温の上昇が大きくなりそれにそれがより深くまで及んでいることがわかる。このため、2000年夏の活動層（夏期に融解する永久凍土の表層部分）は前の2年より厚かったと考えられる。前述のように暖候期の正味放射量は1999年と2000年で大差なかったことから、このような地温や活動層の厚さの違いは、その前の冬の地温の低下量の違いを反映していると考えられる。したがって、冬期間の積雪の多少がその後の暖候期の地温状態や凍土の融解に影響を与えたことになる。

3.3 積雪状態

(1) 積雪深

図21に気象観測点における積雪深（原則としてアラスカ標準時で15時における値）の時系列を示す。1997/1998冬期は欠測が多く、積雪の消長がすべてとらえられたとはいえないが、9月中に積もり始め11月には30cmに達したものの、その後の積雪深の増加はほとんどなく、最大積雪深は40cm弱と推定される。また、融雪期は3冬期のうち一番早く始まったようである。1998/1999冬期の積雪は10月下旬から始まり、3月に最大積雪深（36cm）が記録されている。積雪が少ないため融雪期間は非常に短く4月21日には消雪した。一方、1999/2000冬期

の積雪は9月下旬から始まり、その後何回かのまとまつた降雪により積雪深は増加し、特に1月中旬の降雪により最大積雪深（87cm）に達した。この後、圧密により積雪深は減少したが、2月上旬～4月上旬の間はほぼ一定の積雪深で経過した。積雪が多かったため融雪期間も長く、4月中旬～5月上旬のほぼ3週間をかけて消雪した。

(2) 雪温

熱収支解析などのためには、積雪表面と積雪内の温度を測定するのが理想的である。しかし、積雪深が変化するため積雪表面温度を自動観測することは困難である。本研究では写真4に示す雪温計を使用したが、これは、地面とそれより上方70cmまで10cm毎に温度センサーをあらかじめ固定しておき、積雪に覆われているセンサーのデータのみを雪温として使用するものである。積雪に覆われているか否かの判断には積雪深データを使用したので、積雪深が場所によって違えば積雪面上にしているセンサーを積雪内部にあると誤る可能性がある。また、後述するように日射はある程度積雪内に透過するので、積雪表層にあるセンサーは日射を吸収し、雪温を過大評価する可能性がある。なお、後者は日射が強くなる春先ほど起こる可能性が高いと考えられる。

図22に気象観測点における1998/1999冬期および1999/2000冬期の日平均雪温の時系列を示す。1998/1999冬期は積雪が少ないため、積雪表面における周期数日程度の温度変動の影響が0cm（土壤の表面）にまで及んでいる。一方、1999/2000冬期には、積雪の少なかった1月

図22 気象観測点における日平均雪温の時系列

Fig. 22 Time series of daily mean snow temperature at the Met. Site.

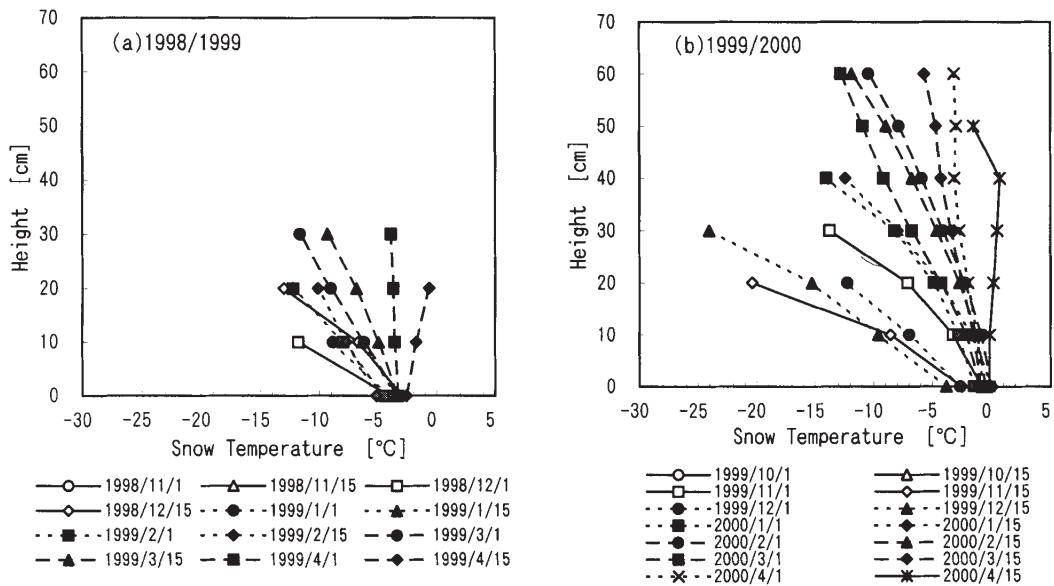


図23 気象観測点における毎月1日と15日の日平均雪温の鉛直分布

Fig. 23 Vertical profile of daily mean snow temperature on the first and 15th at the Met. Site.

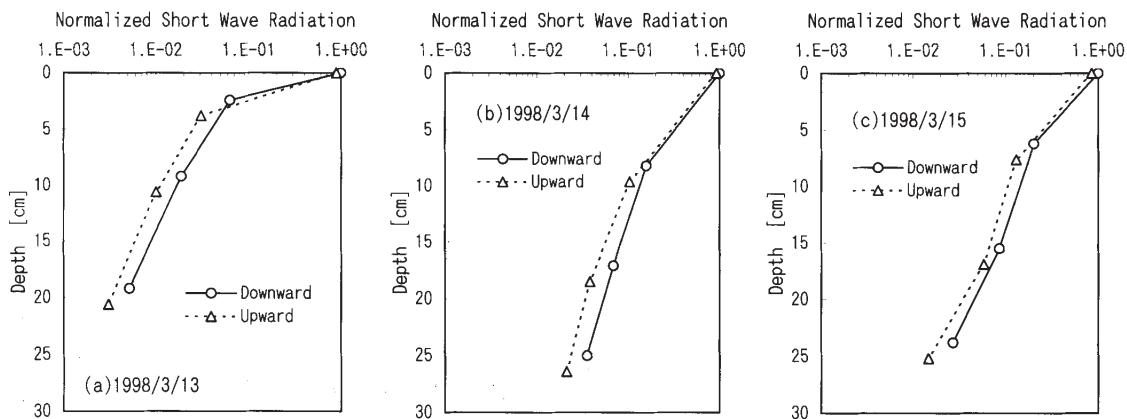


図24 積雪内の下向き・上向き日射量の鉛直分布（雪面に入射する下向き日射量で規格化してある）

Fig. 24 Vertical profile of the downward and upward short wave radiation in the snow at the Met. Site, which are normalized with the downward short wave radiation at the snow surface.

表8 気象観測点において測定された積雪内の日射の減衰係数

Table 8 Summary of the attenuation coefficient of snow for short wave radiation, which was measured at the Met. Site.

測定日	深さ(cm)	減衰係数(1/cm)		
		下向き	上向き	平均
1998/3/13	0 - 2.4	1.2		
	0 - 3.8		0.88	1.0
	2.4 - 19.2	0.15		0.14
	3.8 - 20.6		0.14	
1998/3/14	0 - 8.2	0.22		0.23
	0 - 9.6		0.23	
	8.2 - 25.0	0.089		0.092
	9.6 - 26.4		0.094	
1998/3/15	0 - 6.2	0.26		0.25
	0 - 7.6		0.25	
	6.2 - 23.8	0.11		0.12
	7.6 - 25.2		0.12	

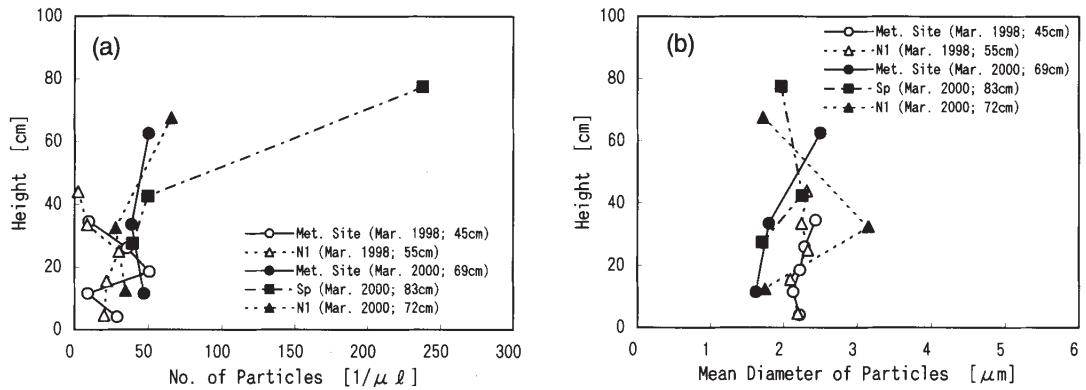


図25 積雪内の固体粒子数(融解水 $1\mu l$ 当たり)の鉛直分布(a)および固体粒子の平均粒径の鉛直分布(b)。凡例内にサンプル採取地点の積雪深を示した。

Fig. 25 Vertical profile of the number of solid particles in the snow per $1\mu l$ of meltwater (a) and that of the mean diameter of solid particles (b). The snow depth where the snow sample was taken is shown in a legend.

中旬までは同様であるが、その後積雪深が急増してからは積雪の断熱性が大きくなり、0~20 cm の雪温には周期数日程度の変動が見られなくなった。このような雪温の変動(日変動も含め)から積雪(しもざらめ雪)の熱伝導率を評価した結果は Kamata *et al.* (2001) に報告されている。

図23に気象観測点における毎月1日および15日の日平均雪温の鉛直分布を示した。積雪表面の温度は必ずしも測定できていないが、ある程度表面から離れる積雪内部の温度分布はほぼ直線的であることがわかる。

(3) 積雪内の日射透過量

1998年3月の有人観測の際、気象観測点において積雪内の日射透過量の測定を行った。日射をさえぎる樹木がなく、なるべく雪が平坦に積もっている場所(異なる3か所)において、積雪内部に3個の受光センサーを水平に差し込み、また、雪面から40 cm の高さにも同様の受光センサーを水平に置き、下向き日射量と上向き日射量を測定した。これらから次式で定義される日射の減衰係数 k を評価した。

$$S_2 = S_1 \exp(-k(z_2 - z_1)) \quad (2)$$

ここで S_1 と S_2 はそれぞれ深さ z_1 と z_2 における日射量(下向きまたは上向き)である。図24に雪面に入射する下向き日射量で規格化した日射量の鉛直分布を示す。積雪層は日射の減衰の著しい厚さ数cmの表層とそれ以下の層に分かれていることがわかる。積雪断面観測の結果、前者は粒径の小さなこしもざらめ雪に、後者は粒径の大きなしもざらめ雪に対応していた。

得られた日射の減衰係数を表8にまとめた。しもざらめ雪の減衰係数は $0.09\sim0.14/cm$ とややばらついているが、場所によるしもざらめ雪の発達の程度の違いによるものと考えられる。また、こしもざらめ雪の減衰係数は、3月13日を除きしもざらめ雪よりやや大きな値($0.23\sim0.25/cm$)であった。これらの値はいずれもしまり雪の値(およそ $0.3/cm$)よりも小さい。なお、3月13

日の表層の減衰係数が大きいのは、雪が融解しつつあったためかもしれない。

(4) 積雪内の固体粒子

1998年3月および2000年3月の有人観測の際、気象観測点、北向き斜面のN1、南向き斜面のSp、S1、S2において、異なる深さから積雪サンプルを採取し、積雪中の固体粒子含有量を測定した。これらの含有量が多ければ、融雪期における雪面のアルベド低下を助長すると考えられる。採取した積雪サンプルはその日のうちにサンプル容器内で融解させ、日本に持ち帰ってから固体粒子計数装置を用いて粒径毎の固体粒子数の測定を行った。固体粒子計数装置は年毎に別のものを使用した。1998年3月のサンプルに対しては融解水を $10\mu m$ のフィルターでろ過した後、 $1.35\sim10\mu m$ の範囲の粒径分布を求めた。また、2000年3月のサンプルに対しては融解水をろ過しないで $0.6\sim160\mu m$ の範囲の粒径分布を求めた。

結果の一例を図25に示す。図25(a)は固体粒子の粒子数(融解水 $1\mu l$ 当たり)の鉛直分布、図25(b)は平均粒径の鉛直分布である。2000年3月の場合は、検出された最大粒径は9サンプル中の2サンプルで約 $20\mu m$ であったが、その他の7サンプルでは $10\mu m$ 以下であったので、1998年3月と2000年3月の結果を比較する場合に、測定粒径範囲の違いを考慮する必要はないと考えられる。1998年3月は積雪表層の固体粒子は少なく、中層で粒子数が最大となっている。2000年3月はSpの表層の固体粒子がかなり多いが、その他の地点の粒子数は積雪層内でほぼ一様となっている。一方、固体粒子の平均粒径は、年や場所によらずほぼ一定で、積雪内部でも一様となっている。

4. まとめと今後の課題

1997年8月からアラスカ内陸部のカリブー・ポーカー・クリーク試験流域で行っている気象・土壤・積雪観測の概要、ならびに得られた結果のうち、気象状態(気温、湿度、風速、日射量、アルベド、長波放射量、正味

放射量), 土壤状態(物性値, 土壤水分, 地温)および積雪状態(積雪深, 雪温, 内部の日射透過量, 含有固体粒子)についてまとめた。観測地点は緩やかな谷状地形の底部にあり周囲は平坦である。また, 一帯には小木が生えているが, 地面はコケで覆われて土壤は湿潤である。得られた主な結果は以下の通りである。

- 1) 日平均気温は1~2月に最低(-40°C以下), 6~7月に最高(約20°C)となった。年平均気温は約-4°Cで年による違いは小さかった。また, 寒候期には谷状地形内に安定層が形成され, 気象観測点における風速が弱いほど安定度が強かった。
- 2) 日平均相対湿度は3~6月に低く, 7月以降は高かった。寒候期にはかなり(氷)飽和に近い状態となっていた。また, 水蒸気圧は標高とともに小さくなつた(暖候期のみ)。
- 3) 風速の日変化は暖候期に大きく寒候期に小さかった。
- 4) 下向き日射量は11月中旬~2月上旬にほとんどなくなり, 6月前後に最大となった。雲量の多かった1998年の暖候期の下向き日射量は1999年, 2000年と比べ小さかった。
- 5) 地表面アルベドは顕著な季節変化を示し, 積雪に覆われた期間については, 融雪期以前は0.8前後で融雪の進行とともに0.1程度まで減少した。無雪期には小木の葉の展開とともにやや大きくなつたが, 秋には再び0.1程度に戻った。
- 6) 正味日射量は融雪期に徐々に増加し始め, 融雪後に急増した。その後, 6月前後に最大となった後に減少した。
- 7) 正味長波放射量は一年を通して負であったが, その絶対値は暖候期に大きく寒候期に小さかった。
- 8) 正味放射量は寒候期に負, 暖候期に正であった。1999年と2000年の暖候期では負から正に転ずる時期(融雪期に対応する)が異なるものの, その後の値には大差がなかった。
- 9) 土壤の乾燥密度は表層で約0.7 g/cm³で深さとともにやや大きくなる傾向があった。また乾燥比熱は深さによらずほぼ一定(約1.1 J/g/K)であった。
- 10) 土壤は10月になると表層から凍結し始め, 翌年5月に表層から融解した。土壤の冷却は, 1997/1998冬期および1998/1999冬期は大きく, 1999/2000冬期は小さかった。また, 1999/2000冬期の後の暖候期の地温上昇は大きかった。
- 11) 融解している土壤は深さによらず飽和に近く, 体積含水率は60%程度であった。
- 12) 1997/1998冬期および1998/1999冬期は最大積雪深が40 cm以下で少雪であったが, 1999/2000冬期は最大積雪深が87 cmと多雪で融雪期も長かった。
- 13) 積雪の少なかった1998/1999冬期は, 積雪表面における周期数日の温度変動の影響が土壤表面まで及んでいたが, 積雪の多い1999/2000冬期後半は及んでいなかつた。積雪表層を除くと雪温はほぼ直線的に

分布していた。

- 14) 積雪内部における日射の減衰係数は, 粒径の小さなこしもざらめ雪では大きく, 粒径の大きなこしもざらめ雪では小さかった。いずれもしまり雪の減衰係数より小さかった。
- 15) 積雪内部に含まれる固体粒子の数の鉛直分布には年や場所による違いが見られたが, 平均粒径は年や場所によらず積雪内ではほぼ一様であった。

以上の結果をもとに, 今後は熱収支解析により大気と地表面の間の熱・水交換量の評価を行い, 特に, 熱・水交換において寒候期に存在する積雪と凍土が果たす役割, およびそれらと大気の相互作用の解析を進める予定である。

最後に, これまでの観測を通して明らかになった今後の課題を以下にまとめる。

- 1) 寒冷な積雪地域では, 日射計や放射計のドームや風速計の風杯への冠雪や着霜は避けられない。これらの対策として, ファンにより送風したりヒーターで加熱するなどの方法があるが, 現地には商用電源がなくすべての観測装置を太陽電池とバッテリーで駆動しているため, 現時点では対策の施しようがない。下向き日射量と下向き長波放射量に関しては実験式が提案されている(近藤, 1994)ので, それによる推定値を解析に使用する必要がある。
- 2) 積雪の熱収支解析を行う場合には, 積雪深のみならず積雪相当水量が必要であり, そのための自動観測が必要である。
- 3) ある程度広域(カリブー・ポーカー・クリーク試験流域全体など)における熱収支解析を行う場合には, 斜面上の気温や湿度のほか, 風速やアルベドの分布が必要となる。
- 4) これまでに3年間の観測データが蓄積されたが, その中には多雪・少雪という異なる気象条件の年が含まれ, 積雪の多少が土壤の融解・凍結に影響を与えていたことがわかった。これは, 大気-雪水相互作用が積雪の量にも影響されていることを示すもので, さらに長期間にわたる観測を続け, そのような変動性についても研究を進める必要がある。これは, 単に年々変動を押さえるという意味だけでなく, 1地点における長期観測によって年毎に異なる気象条件下で得られるデータは, 見方を変えれば気象条件の異なる様々な場所における知見を与えるという意味でも重要と考えられる。

謝辞

本研究を進めるにあたり, 現地観測ではアラスカ大学水文環境研究所のスタッフの方々の多大な援助を頂いている。また本研究の立ち上げ時には, 海洋科学技術センターの滝沢隆俊博士ならびに地球科学技術推進機構の細野益男氏の支援を頂いた。さらに, 株式会社MTS雪水研究所には現地観測と機器の維持などで協力を頂いている。土壤の種類の判定は北海道立林業試験場の清水一博士に, 土

壤の含水率の測定の一部は東北大学山崎剛博士によるものである。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 鎌田 慈, 小杉健二, 阿部 修, 佐藤 威, 清水増治郎, 吉川謙二, 細野益男, 佐藤篤司(1998) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(3)ーしもざらめ雪内部の雪温鉛直分布ー. 東北の雪と生活, No. 13, 8-10.
- 2) 鎌田 慈, 小杉健二, 阿部 修, セルゲイ A ソクラトフ, 佐藤 威, 吉川謙二, 佐藤篤司(1999) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(6)ー融雪期の雪温鉛直分布と積雪の構造ー. 東北の雪と生活, No. 14, 39-42.
- 3) 鎌田 慈, 小杉健二, 佐藤 威, 吉川謙二, 佐藤篤司(2000) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(7)ー積雪の構造と熱伝導率の変化ー. 東北の雪と生活, No. 15, 47-48.
- 4) Kamata, Y., K. Kosugi, T. Sato, O. Abe, A. Sato, and K. Yoshikawa (2001) : Winter variations of snow temperature profile and snow stratigraphy in Alaska. (submitted to *Polar Meteorology and Glaciology*)
- 5) 近藤純正(1994) : 水環境の気象学. 朝倉書店, 348pp.
- 6) 小杉健二, 清水増治郎, 納口恭明, 菊池 隆, 佐藤篤司, 佐藤 威, 中村 亘, 阿部 修, 細野益男(1997) : アラスカの海水上の積雪・気象観測(3) 積雪の構造と分布. 東北の雪と生活, No. 12, 40-41.
- 7) 小杉健二, 阿部 修, 鎌田 慈, 佐藤 威, 清水増治郎, 吉川謙二, 細野益男, 佐藤篤司(1998) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(1)ーカリブー・ポーカー・クリークにおける積雪の分布ー. 東北の雪と生活, No. 13, 2-3.
- 8) 小杉健二, 阿部 修, 鎌田 慈, セルゲイ ソクラトフ, 佐藤 威, 吉川謙二, 佐藤篤司(1999) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(4)ー南北斜面による積雪分布の相違ー. 東北の雪と生活, No. 14, 35-36.
- 9) Kosugi, K., Y. Kamata, T. Sato, O. Abe, A. Sato, and K. Yoshikawa (2001) : Snow cover distribution in a drainage area of inland Alaska. (submitted to *Polar Meteorology and Glaciology*)
- 10) Ohata, T., K. Ueno, N. Endo, and Y. Zhang (1994) : Meteorological observations in the Tanggula Mountains, Qingzang (Tibet) Plateau from 1989 to 1993. *Bull. of Glacier Res.*, 12, 77-86.
- 11) 大畠哲夫, 太田岳史(1995) : GAME 観測計画IV : シベリ
- ア. 水文・水資源学会誌, 8, 250-254.
- 12) Ose, T. (1996) : The comparison of the simulated response to the regional snow mass anomalies over Tibet, Eastern Europe, and Siberia. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 845-866.
- 13) 佐藤篤司, 中村秀臣, 久保田裕士, 松田益義(1996) : 北極域気象・積雪観測の開始. 東北の雪と生活, No. 11, 26-28.
- 14) 佐藤篤司, 佐藤 威, 小杉健二, 阿部 修, 納口恭明, 清水増治郎, 中村 亘, 菊池 隆, 細野益男(1997) : アラスカの海水上の積雪・気象観測(1) 観測の概要. 東北の雪と生活, No. 12, 32-35.
- 15) 佐藤 威, 中村 亘, 小杉健二, 菊池 隆, 佐藤篤司, 納口恭明, 清水増治郎, 阿部 修, 細野益男(1997) : アラスカの海水上の積雪・気象観測(2) 気象条件の変動. 東北の雪と生活, No. 12, 36-39.
- 16) 佐藤 威, 中村 亘, 阿部 修, 小杉健二, 鎌田 慈, 清水増治郎, 吉川謙二, 細野益男, 佐藤篤司(1998) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(2)ー冬期間の気象変化ー. 東北の雪と生活, No. 13, 4-7.
- 17) 佐藤 威, 阿部 修, 小杉健二, 鎌田 慈, ソクラトフ セルゲイ, 中村 亘, 吉川謙二, 佐藤篤司(1999) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(5)ー積雪アルベドの変化ー. 東北の雪と生活, No. 14, 37-38.
- 18) 佐藤 威, 小杉健二, 鎌田 慈, 吉川謙二, 佐藤篤司(2000) : アラスカ内陸部における積雪・気象観測(8)ー積雪と気温の空間分布およびそれらの変動ー. 東北の雪と生活, No. 15, 49-50.
- 19) Stewart, R. E., H. G. Leighton, P. Marsh, G. W. K. Moore, H. Ritchie, E. D. Soulis, G. S. Strong, R. W. Crawford, and B. Kochtubajda (1998) : The Mackenzie GEWEX Study : the water and energy cycles of a major North American river basin. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2665-2684.
- 20) 杉浦幸之助, 佐藤篤司, 久保田裕士(2000) : フィンランド極域タイガにおける熱収支. 東北の雪と生活, No. 15, 51-54.
- 21) Yasunari, T., A. Kitoh, and T. Tokioka (1991) : Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate -A study with the MRI-GCM-. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 1033-1049.

(原稿受理: 2000年12月27日)

要 旨

1997年8月からアラスカ内陸部で行っている気象・土壤・積雪観測の概要をまとめた。観測地点の周囲は典型的なツンドラ地域の特徴を有している。観測から明らかになった3年間の気象・土壤・積雪の季節変化と年々変化は次の通りである。

気温は、 -40°C 以下～約 20°C の間で季節変化したが、年平均気温はあまり変わらなかった。大気は3月～6月はやや乾燥していたが、その他の月は湿潤であった。また、暖候期には風速の日変化が大きかった。暖候期の下向き日射量には雲量の変化に対応した年々変化があった。地表面アルベドは顕著な季節変化を示し、積雪に覆われた期間については、融雪期以前は0.8前後で融雪の進行とともに0.1程度まで減少した。正味放射量は寒候期に負、暖候期に正と季節変化したが、負から正に転ずる時期は融雪の時期に依存していた。土壤は10月になると表層から凍結し始め、翌年5月に表層から融解した。融解している土壤は深さによらず飽和近く、体積含水率は60%程度であった。1年目と2年目は最大積雪深が40cm以下で少雪であったが、3年目は最大積雪深が87cmと多雪で、融雪期も長かった。多雪年には、積雪が断熱層として作用して土壤の冷却を抑制し、その後の暖候期の地温上昇が大きかった。

キーワード：大気—陸面相互作用、熱・水交換、積雪、凍土、アラスカ