

冬の菅平 一天候と積雪—



Ver. 4.1

目次

- 1, はじめに
- 2, 実験センターの概要
- 3, 冬期の天候
- 4, 菅平の気象データ
- 5, 冬期の降水観測
- 6, 積雪断面観測
- 7, 積雪構造
- 8, 積雪の狭域観測
- 9, 積雪の広域観測
- 10, 積雪のモデル
- 11, 切片のレプリカ作成と降雪粒子測定
- 12, 雪面熱収支と積雪底面の世界
- 13, 着氷と着雪
- 14, 雪庇と雪崩
- 15, その他いくつかの研究課題、参考文献

1, はじめに

大気や水の運動や熱的状态を直接体感することはなかなか難しい。降雪は、大気と陸面、両者の影響を受けて堆積し、さらに融雪過程を経て土壌水分や河川水へと寄与していく。積雪は、これらの目に見えない様々な大気陸面過程を我々に教えてくれる**天然の“教科書”**である。せっかく菅平まで足を伸ばしたのだから、是非、日頃のデスクワークを離れ、野外に出て白銀の世界を歩き回り、積雪に直に触れながら**多くの事を考え自然現象を体感してみようではないか**。本パンフレットは、この“教科書”の副読本となるよう、今までの観測経験に基づく知見をまとめたものである。雪氷気象学に関する専門書は、最後にまとめて紹介しているので、理論的知識はそちらで吸収して欲しい。本書は、作成途上であり、文中でも質問形式や箇条書きの部分が多数見られるであろう。不明点や加筆修正の要望はどしどし聞かせて欲しい。

H19. 2. X day

上野健一（筑波大学生命環境科学系）

追記1: 早い物で菅平冬期実習も7回目を迎える。

(<http://air.geo.tsukuba.ac.jp/~kueno/suga-pic.pdf>)

毎回 10-20 名の参加者があり、学外も含めてリピーターの参加も見られるようになった。今年度は筑波に着任して2回目の学郡実習として実施する。テキストに着氷の章も付加した。大気科学は広範囲の時空間スケールをカバーする分野にもかかわらず、生の自然変動を“体感”する機会が非常に少ない。本実習を通じて自然に接する楽しさを実感し、多くの友人が増えれば本望である。

H24.2.X day う

追記2: H28 年から学類 2 年向けの野外実験でも本テキストを使用します。今後、斜面での観測も念頭に、14 章に雪崩に関する内容を付記しました。

H28.1.X day う

★ 本テキストは、地球学類および地球環境科学専攻の大気分野で実施している冬期実習用に作成しています。無断での転用をお断りいたします。

2, 実験センターの概要

筑波大学菅平高原実験センター(以後、実験センター)は上田市に属し、標高 1320m、北緯 36° 31' 25"、東経 138° 20' 50"に位置する。実験センターの歴史は古く、ホームページの解説によれば“1934年に東京文理科大学附属菅平高原生物研究所として冷涼な高原地帯の生物や地理を研究する目的で開設された”とある。草原に隣接する家屋が、旧実験施設の名残をとどめている。本施設は、教員、技術支援員、および事務員が通年常駐し、予約をすれば食事のまかないを頼む事が可能である。このような定常的な研究・教育支援と安価な滞在費が、学生諸君の長期滞在型研究活動や社会貢献活動を支援している。特に、植物育種学や動物発生学の歴史は古く、現在でも生物科学系の実習や研究活動での利用が盛んなようだ。大気科学に関しては、私の記憶している限り、同センターを利用した植生の遷移過程と気候との関係(柏木、1984)や、盆地地形による冷氣湖の形成過程(鳥谷、1985)、など暖候期の観測研究成果が主に地理学評論にまとめられている(センターでの業績は、ホームページ <http://www.sugadaira.tsukuba.ac.jp/>を参照)。冬期観測に関しては、平成 17 年度の学部野外実験をきっかけとして、毎年 2 月の中旬に定期的な積雪実習を行うようになり、報告が 2007 年発行の TGS.Vol.3 にまとめられている(Ueno et al., 2007)。本書でもこの報告書の題材を多く引用している。2010 年からは 5 年間の計画で中部山岳域の環境変動をテーマとした信州大学との連携プロジェクトも開始される予定である。研究員が常駐する山岳研究拠点として、今後発展が期待される。

実験センターには入り口が 2 カ所ある。一つは北西からの正門で宿泊棟前へ、もう一つは北東からの通用門で研究棟実験室前へ通じている(図 1)。冬期は主に前者の入り口を利用する事となる。建物は、大きく事務室・実験室を含む研究棟と、食堂を含む宿泊棟の 2 カ所からなる。実験棟南東には、器具庫があり、その奥に教員用宿舎と旧施

設の一部がある。車で到着した人は、宿泊棟前または車庫前の駐車場を利用してほしい。菅平高原バス停からは徒歩で 20 分程度であるが、吹雪く場合もあるので要注意である。

実験センターの利用にあたっては、以下の点に留意して欲しい。

- 1) 本施設は研究施設である。常駐して研究活動を実施している人がいる事を忘れないように。
- 2) 観測地点周辺(駐車場裏および草原の測器周辺)の積雪は絶対荒らさないように。積雪は一度乱すと過去の履歴を消失するだけではなく、周囲の堆積環境を変えてしまう。
- 3) 積雪でもっとも危険な事は、**埋もれた水路や河川に“はまる”事と、“斜面近くでの雪崩”**である。幸い実験センター内にこのような箇所はほとんど無いが、広域積雪観測時には森林内の河川(大明神川)や道路脇の融雪溝には十分注意すること。
- 4) 雪の中ではたくさんの物を無くす。大切な物は持ち歩かない方がよい。
- 5) **実験室には東側の入り口から直接入室する。**実験棟や宿泊棟は、夜間になると**認証番号**によるロックがかかるので、事前に番号を聞いておく事。
- 6) 遠方に徒歩で向かう場合、携帯を持参し**必ず 2 人以上**で行動すること。特に夜間の吹雪には注意。生命の危機に陥る可能性あり。
- 7) 宿泊棟でのゴミの分別は厳守すること。外部から持ち込んだ多量の飲食物のゴミは持ち帰るくらいのマナーを持とう。
- 8) 急病の場合は上田まで行かなくてはならない。保険証と自前の薬を持参しよう。

積雪観測を始めるにあたって必要最低限の服装は以下の通りである。

積雪用防寒長靴(雪国で安く買える)、手袋、厚手の靴下、サングラス、耳が入る帽子、防寒着(スキー/スノーボードに行く服装)、リップスティック、濡れても書ける野帳

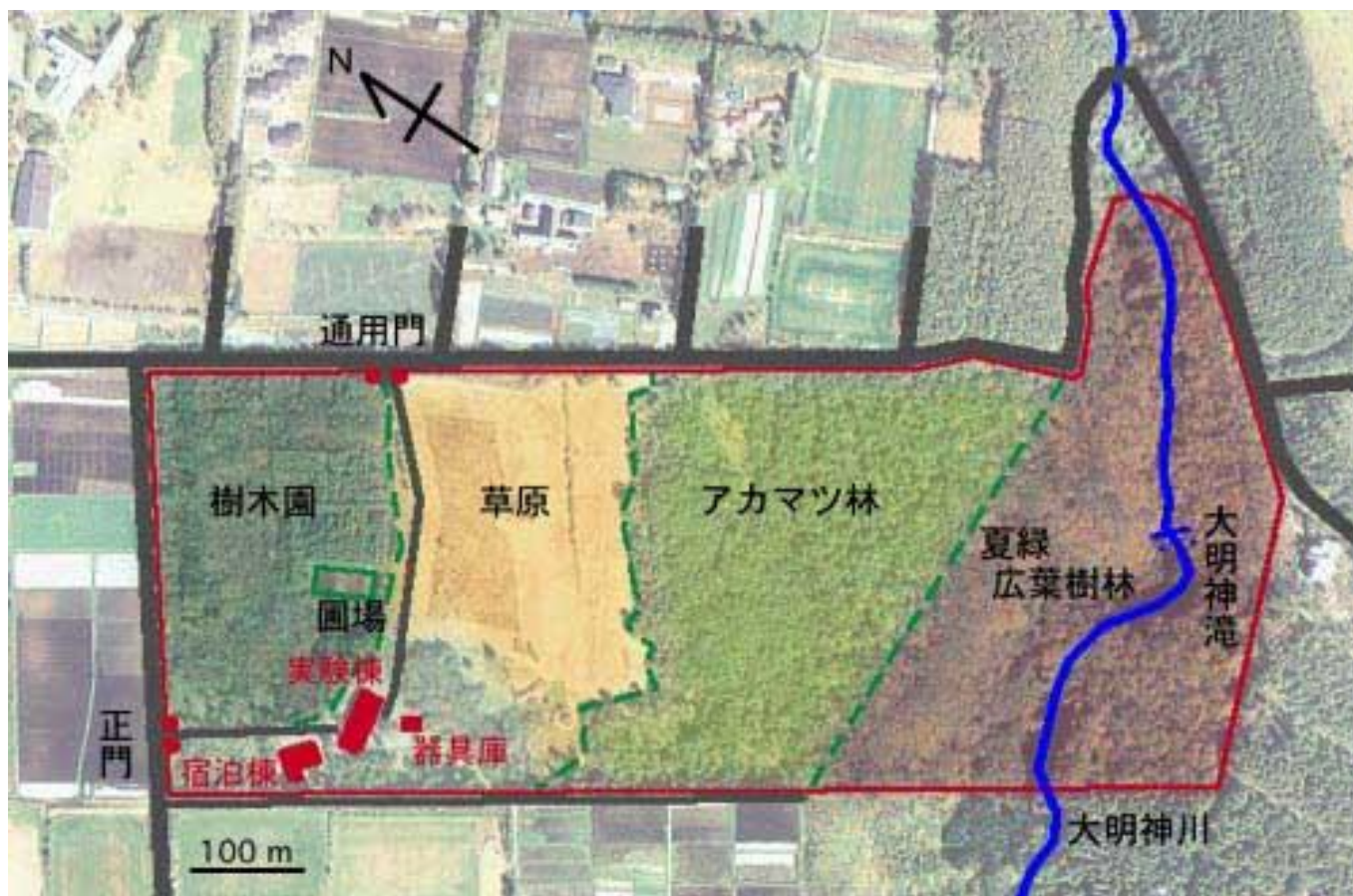


図1 実験センター内の植生（センターホームページより引用）

実験センターは根古岳の麓に位置し、4つの植生帯から構成される。我々の行動範囲はどうしても草原や宿泊・実験棟周辺に限定されがちである。しかし、実験センターは広大な敷地を有している。特に凍結した大明神滝は圧巻である。近くの洞窟では氷筈も見られる。天気がよければグループで訪問してほしい場所だ。

★ センターに到着したら、実験棟1Fに荷物を置き、前ページの注意事項に留意の上、散策してみよう。白銀の世界にはたくさんの発見がある。特に積雪の造形は微気象の影響を強く受けている。スノーシューやスキーがあると移動はさらに楽しい。

メモ			
	時間と場所	現象	原因の推定
発見	その1 >		
発見	その2 >		
発見	その3 >		
発見	その4 >		

3, 冬期の天候

冬期季節風は太平洋側と日本海側で非常に対照的な天候をもたらす。菅平はその中間地域で、さらに標高が高いため年平均気温は6.5℃、2月の平均気温は-5.6℃と寒冷な気候となる。アメダスの最低気温、最深積雪の極値は-29度、142cmとある。本州で北海道に匹敵するこのような寒冷気候域に立地する常駐型の研究施設は少ない。近年、このような高所でも最低平均気温の上昇傾向と冬季間の降水量の増加が指摘されている(清水,2005)。なお、2010年に平年値が更新された。これを機会に、清水(2012)では菅平で観測された気象データの長期変化傾向がまとめられている。

冬期の菅平は、日本海側に比べると晴天率が高い(冬季の高田が平均2.5時間なのに比べ菅平は4.4時間)。これは、季節風に伴う雪雲が、北アルプス、妙高や頸城山脈により弱化するためである。強い冬型になると、雪雲が進入して、降雪をもたらす天気界(須田、上野、2014)に近い。一方で移動性低気圧が通過する場合も、寒気や発達段階により菅平でまとまった降雪が発生する(安藤、上野、2015)。つまり、菅平の降水は**季節風と低気圧**の両者によりもたらされることが特徴である(Yasunari and Ueno,1987)。その証拠に、北陸地方の降水量は気温と負の相関があるが、菅平ではその関係が不明瞭となる(図2)。日本海低気圧の中心気圧と降水量に相関関係がある事も解ってきた(図3)。降雨を伴う低気圧活動が、著しく積雪構造を変化させる事例も見られている(草田,2007; 上野、他、2010)。

一般に本州で観測される降雪は湿っており、日本海側などでは雲粒付きあられとなる場合も多く、降雪の結晶を直に観察する機会は少ない。菅平の降雪は乾いており、教科書に出てくる結晶型の観察に適している。降雪の開始から終了にかけて、どのような雪片が降るかを観察し、総観場との関係を考察してみよう。

菅平盆地では晴天静穏な夜間に冷氣湖が発達する。菅平 AMeDAS も盆地内に位置し、冬期気温が県内でも極端に低温を記録している場合がある。盆地の積雪温度を測

定すると、標高の高い地点より低温の層が観測される場合がある。冷氣層の発達は、標高に依存した気温減率や積雪構造の高度変化に大きな影響を及ぼす可能性がある(西森,2000)。

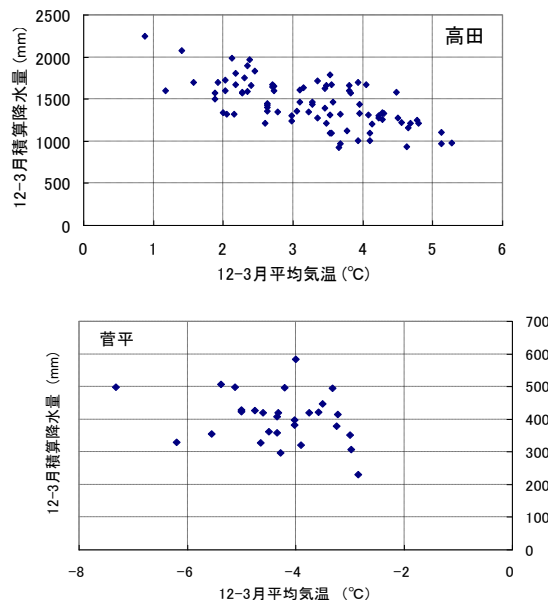


図2 高田と菅平における降水量と気温の比較

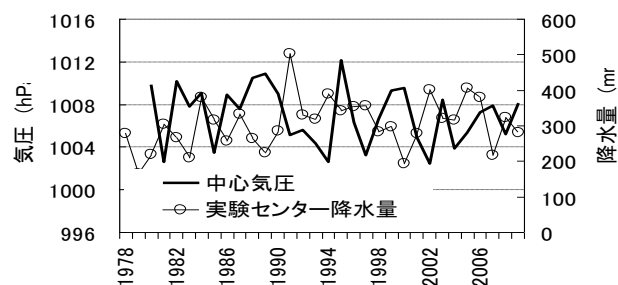


図3 12-2月に解析された日本海上の低気圧の平均中心気圧と実験センターの降水量(上野、他、2010)

☆ 実験センター滞在中の天候変化を野帳に記録しよう。何時何分に何処でどのような現象が発生したか、観測出来たか、など。

4, 菅平の気象データ

菅平の天候変化は、AMeDAS データ(表2)で把握できる。AMeDAS 地点は、盆地中央の太郎ゲレンデ近くにある菅平小中学校の校庭にある(図10)。校門を入りすぐ右にある駐車場を利用し、校舎を左側に回り込むと、グラウンドに隣接して AMeDAS がある。見学の際は、学校職員に一言声をかけよう。通風式温湿度計、超音波積雪深計、風向風速計がある。AMeDAS の積雪深や風のデータは設置環境に大きく依存する。

実験センターでも自動気象観測と技術員による積雪観測が実施されている。温湿度は実験棟前の通風式温湿度計により測定し、現在百葉箱は使われていない。ヒーター付き転倒マス雨量計も設置してある。実験棟屋上にプロペラ式風向風速計と日射計がある。2010年からは天気計も設置された。積雪深は、毎朝 9 時頃に職員が駐車場脇の雪面にて雪尺と降雪板を用いて測定し、オフラインでデー

タが提供されている。冬期降水量には補足率の問題が絶えず付きまとう(Goodison et al., 1998)。実験センターではこの問題を考え、冬季の降水量は降雪版上に積もった雪を溶かして日降水量に直している。冬季のアメダス降水量が1993/94 以降と実験センターの値より過小評価を引き起こしている(図4)。雨量計が溢水式から転倒マスに変更されたことが要因ではないかと考えられる。センターの日射・湿度・降水量データは貴重な。

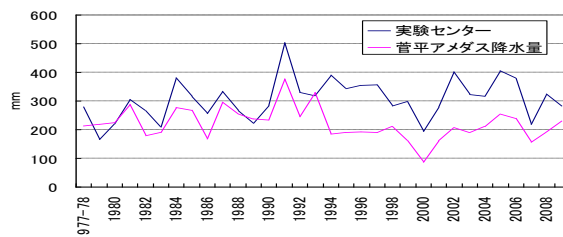
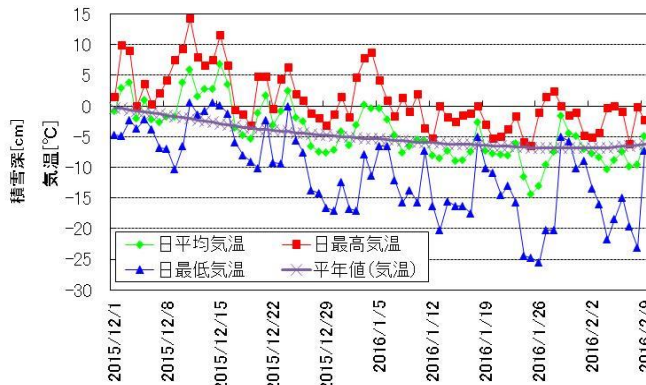
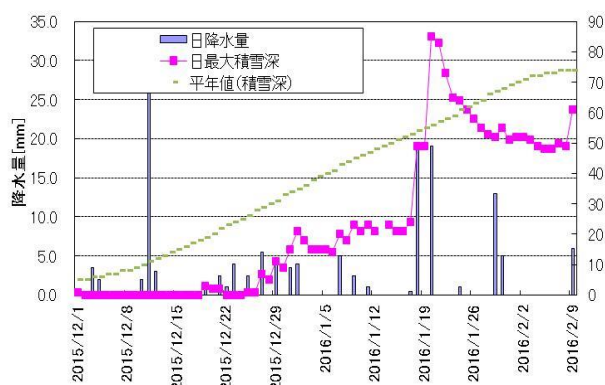


図4 12-2 月の積算降水量比較

★ 今年の菅平にける天候と積雪深の推移の履歴が断面観測結果から読み取れるであろうか。

表2 2014-15 冬期の菅平アメダス日値データ (最上段の数字は日にち) ※この表は実習直前に更新します。

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
日降水量(mm/日)	0.5	0.0	3.5	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	32.5	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	1.5	0.0	2.5	1.0	4.0	0.0	2.5	0.0	5.5	0.0	4.0	0.0	3.5
2015年12月	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	2.5	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	19.5	0.0	19.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.0	5.0	0.0	
2016年1月	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
日平均気温(℃)	-0.8	2.9	3.8	-2.1	1.0	-2.2	-2.6	-1.7	-1.7	3.8	6.0	1.6	2.8	2.8	6.8	3.5	-3.5	-4.8	-5.4	-1.1	1.7	-3.1	-0.8	2.5	-1.9	-2.5	-6.6	-7.5	-7.8	-7.1	-4.2
2015年12月	-6.4	-3.1	0.3	-0.4	-0.4	-2.2	-4.8	-7.6	-6.6	-5.5	-5.7	-8.1	-8.5	-7.3	-9.0	-8.8	-7.5	-2.7	-7.3	-7.8	-7.9	-8.1	-6.1	-11.5	-14.4	-13.0	-9.5	-7.5	-1.5	-4.4	-4.9
2016年1月	-7.0	-7.8	-8.4	-10.3	-8.8	-7.4	-9.8	-9.6	-4.9																						
日最高気温(℃)	1.5	8.8	9.0	-0.1	3.6	0.3	2.1	4.1	7.4	9.2	14.2	7.9	6.8	7.4	11.5	6.6	-0.6	-1.4	-3.2	4.8	4.8	-0.5	4.3	6.3	1.9	0.8	-1.3	-2.1	-3.2	-1.4	1.5
2015年12月	-1.9	4.6	7.6	8.6	4.2	0.8	-1.8	1.3	-0.9	1.8	-3.1	-5.3	0.0	-1.9	-2.7	-1.5	-1.3	-0.1	-3.1	-5.3	-5.1	-3.9	-1.8	-5.9	-6.5	-1.1	1.4	2.3	0.0	-1.6	-1.1
2016年1月	-4.9	-5.2	-4.4	-0.4	-0.1	-0.8	-6.2	-0.2	-2.4																						
日最低気温(℃)	-4.7	-4.9	-5.2	-7.7	-5.2	-3.9	-6.8	-7.0	-10.3	-6.5	0.5	-1.4	-0.8	0.6	0.1	-1.2	-5.9	-8.0	-8.1	-10.2	-2.4	-9.2	-9.4	0.0	-5.6	-7.6	-13.8	-14.3	-16.6	-17.1	-12.4
2015年12月	-16.8	-17.1	-1.9	-11.3	-8.8	-6.6	-12.1	-15.7	-13.8	-15.7	-7.3	-16.4	-20.2	-15.6	-16.3	-16.3	-17.8	-5.0	-10.2	-10.9	-14.8	-13.0	-15.8	-24.5	-24.7	-26.8	-20.3	-20.2	-5.1	-8.8	-10.1
2016年1月	-20.0	-15.4	-16.1	-21.8	-19.4	-15.0	-19.6	-23.1	-7.3																						
最深積雪深(cm)	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	2	0	0	0	1	1	7	5	11	8	15
2015年12月	21	18	15	15	15	14	20	19	23	21	23	21		22	21	21	24	49	49	85	83	73	65	64	61	58	55	53	52	55	61
2016年1月	52	52	51	49	48		50	49	61																						



5、冬期の降水観測

冬期の自動気象観測は暖候期に比べて多くの問題が発生する(上野、2001)。主な点は、1)測器への着雪や駆動部の凍結、2)降雪時の降水量の補足率低下(図5)、3)雪面の移動に伴う測定高度(面)の変化、である(林内などの植生地ではさらに他の問題も多発する。ちなみに、冬期の手動観測の問題は駐車場の確保と体力の消耗にある)。1)に関して商用電源が確保できる場所では電熱線やライトアップによる加熱が行われている。しかし、積雪が発生する高所山岳域では商用電源の確保が殆ど困難であり、一部の電力会社関連施設を除いて観測を実施している場所は殆ど無い。2)に関しては、WMO から降水量の補足率を評価する手法および風速を関数とする実験式が提唱されている(Goodison et al., 1998)。この実験式に従えば、降雪時の降水量は数10%以上過小評価している事になる。ちなみに気象庁の降水量データでは、降雪に関する補正は一切行われていない。降水量計の補足率を高めるために風よけフェンスを付設することが望ましいが、フェンスが上昇気流を作りかえて補足率を低下させる可能性もある。そもそも、地形や森林などの粗度が上昇(下降)気流を作り出している場所では、着雪量も低下(増加)する。その顕著な現象が吹きだまりである。降雪量の過小評価は積雪分布の不均一性の問題につながっており、意外と奥が深い。著者は日本で初めて全自動重量式降水量計を輸入しチベットでの降水量測定に利用した。最近では駆動部を

持たないヒートプレート式の降水量計もアメリカで市販され出している。3)に関しては、雪面上での熱収支観測や放射観測時に頭を悩ませる。測定高度が積雪の発生と共に低下し、これを見越して最初からセンサーを高く設置する必要が生じる。地面からの放射量が必ずしも水平面からでは無いため、例えばアルベドが太陽高度と雪面反射の関係で大きく日変化する。そもそもこのような環境では熱収支の絶対値が小さいため、大気への陸面の熱的影響は小さいかもしれないが、融雪量や昇華量を算定するためにはやはり避けて通れない課題である。特に森林着雪の遮断蒸発・昇華量は無視できないと言われている。このように、**積雪が発生する寒冷地での地上気象観測は、通常の気象観測に比べて数倍困難を伴う。**

降水が雨となるか雪となるかは最大の関心事である。上層の寒気の度合いで判断する場合も多いが、地上気温のみから判断する場合は湿球温度による判別がより正確であると言われる。乾燥しているほど高温でも雪として落下しやすく(Matsuo and Sasyo, 1981)、菅平での実験式構築が期待される。2008 年からは直接降水粒径を計れる装置を試験稼働させ、雨雪の直接判別を試みている(上野、他、2008)。厳冬期にも低気圧通過時に降雨が発生する事があり、中部山岳域への暖気移流構造の把握が課題となっている(佐藤、他、2012)。

★ 菅平センター内で実施されている気象観測データを回収し、各要素の時系列を眺めてみよう。

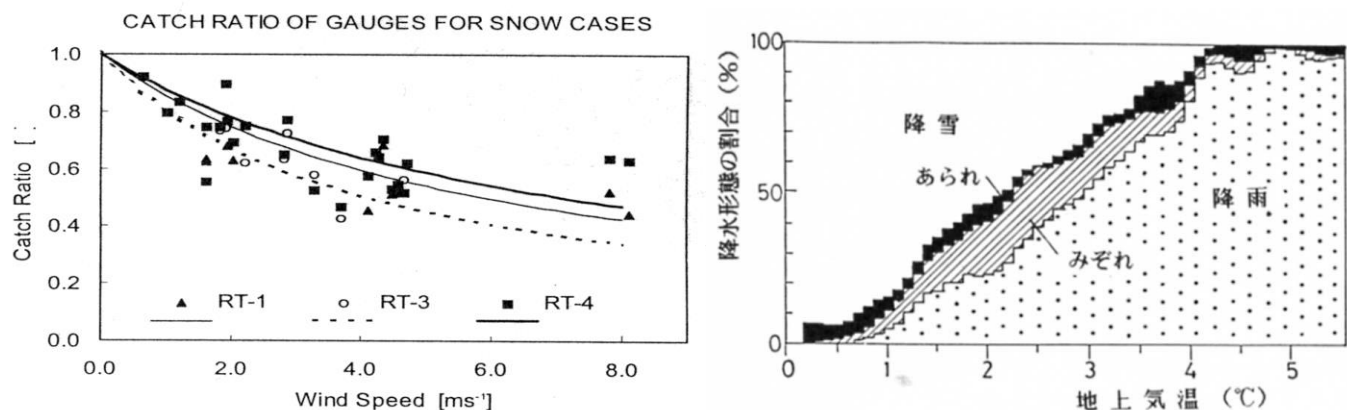


図5、各種雨量計の補足率(左)と固体降水確率(右) 大野、他(1998)より引用

6, 積雪断面観測

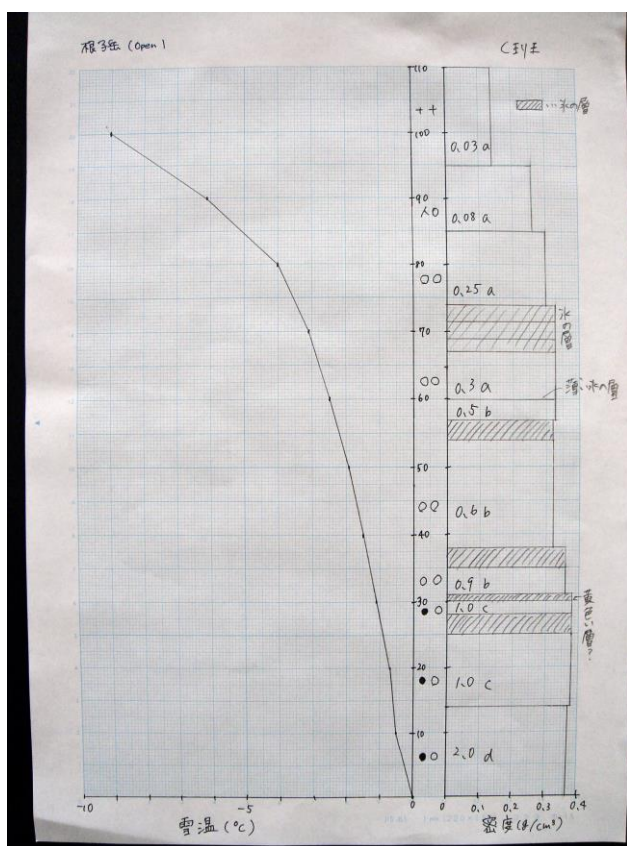
積雪層の物理的特徴は“積雪断面観測”により把握できる。観測値はその地点の冬の天候を反映し、数値モデルや衛星観測のグランドツルースのデータともなる。

観測は、1) 積雪断面(ピット)を掘り、2) 積雪構造を記載し、3) 物理要素を測定する、手順をとる(図6)。積雪断面を行う場所は、代表性がある平地が望ましいが、多くの場合は各種の制約条件で実施場所が限られる(駐車スペースと、観測場所の許可が難関)。ピットは、日射による影響を直接受けないように南向きに掘り(写真撮影用に南向きに掘る場合もある)、人が入って作業ができるスペースを確保して地面まで断面を切る。作業に先立って土地所有者には許可を取り、作業が終わったら埋め戻す。ピット前面に入り込まないように注意する。冬期間に連続して断面観測を実施する場合は、前面に十分進入スペースがある事を確認する。明らかな吹き溜まりや吹きさらしは避ける。

積雪構造の記載は、基準となるメジャーを断面に付着させ、下からの高さを基準として雪温・層構造の記載を行う。全体の層構造が何層かを大まかに判断し、その次に雪質や色の違いを参考にしつつスケッチをする。連続した観測では前回の断面との整合性を重視し、なるべく同一の観測者が実施する。層毎の雪質は粒径とその形状から判断する。日本では、**新雪・しまり雪・こしまり雪・ざらめ雪・こしもざらめ雪・しもざらめ雪**に分類される(図7)。写真用に黒インクを吹き付け、バーナーであぶる事もある。

断面観測で測定すべき要素(使用測器)は、**積雪深(折り尺)**、**密度(100cc サンプラーと電子天秤)**、**雪温(サーミスター温度計)**、**粒径(粒度ケージ、図 18)**、**全層積雪水量(デジタルスケール)**、が一般的である。その他、含水率、硬度などを測定する場合もある。データは実験室に持ち帰り、積雪断面作成用 EXCEL ソフトを利用して作図を行う。

★ 積雪断面観測を実施し、各層がいつ頃形成されたかを冬の気象データと照らし合わせて断定しよう。さらに、根雪開始後の降水量に対する積雪水量(WES)の割合を計算してみよう。



断面観測手順

- 1, 日陰になるようにピットを掘る。GPS で位置の測定。
- 2, おり尺でスケールを決めてから雪温(含水率)を迅速に測定。日時・観測情報と天候、地温も記載。
- 3, 層構造を把握してから、単位深度毎(または層毎)に密度・粒径・雪質・硬度などを測定する。
- 4, 全層の積雪水量(WES)を測定する。
- 5, ピットは埋め戻す。

上記をなるべく短時間に終わらせる

※1mピットなら5cm 単位で30分以内を目標

表 3.3 雪質分類(日本雪氷学会, 1967 年)

雪 質	密 度	記 号
新 雪	0.05~0.15	+
こしまり雪	0.15~0.25	人
し ま り 雪	0.25~0.50	○
ざ ら め 雪	0.1 ~0.5	●
こしもざらめ雪	0.2 ~0.4	□
しもざらめ雪	0.3 前後	△

密度は大まかな範囲、記号はわが国で一般に使われているもの。1つの層が1種類の雪質とは限らずに、こしまり雪としまり雪の中間、または混合のような場合が多い。このほかには乾湿の区分、氷板やクラスト(薄い硬い層)の位置、表面の凹凸や氷みちなど特徴のあるものは記載することが望ましい。
注: しまり雪とざらめ雪の雪質記号は厚さ分類と反対になっている

表 3.4 雪の粒度

粒 度	粒 径 範 囲
a	0.5 mm 以下
b	0.5~1.0 mm
c	1.0~2.0 mm
d	2.0~4.0 mm
e	4.0 mm 以上

観測には粒度ゲージを用いるが、なくてはならない。出をばらばらにほくして粒度ゲージに脱せ、目型で平均的な直径を決める。a または b と 1 種類の雪質のこともあるが、a・b または c・d のように 2 種類の雪質が混じっていることが多い。

※: 黒地に白抜き 1 mm 方眼紙を定規入れ大のカードケースに入れたもの。多少見にくいだが白地に黒い線の 1 mm 方眼でもよい

図6 2006 年 2 月の菅平牧場での断面観測例

図7 積雪の分類と粒形(日本雪氷学会北海道支部,1991)

7, 積雪構造

積雪は大まかに分けて、“乾き雪”と“濡れ雪”に分類できる。前者は雪温が 0 度以下で含水率は 0 である。雪質はしまり雪か新雪の場合が多い。一方、後者は 0 度で、多くの場合は含水率が 0 以上となる。雪質はざらめ雪である。本州の場合、低地の積雪の殆どは濡れ雪であり、暖地積雪と称されている。一方、北海道の厳冬期の雪は殆どが乾き雪である。菅平における堆積期の積雪は本州に有りながら北海道のような乾き雪の性質を持つ。雪温のプロファイルが 0.1 度を定常的に示す場合、実際は全層 0 度で、温度計がバイアスを持っていると判断すべきだ。

積雪は、時々刻々雪質を変化させていく(図8)。これを積雪の“変体”と呼ぶ。積雪の変体には、粒子同士が次第にくっつく“焼結”と、自重で堅くなる“圧密”が作用する。これにより、新雪は、こしまり雪、しまり雪、へと変化する。同時に積雪深も低下する。さらに、積雪層中に上下の温度勾配が発生すると、飽和水上気圧の差が生じ、積雪層内の水蒸気移動が生じる。この結果、細長いコップ状の結晶

が成長する場合がある。これを”こしもざらめ・しもざらめ化”と言う。その結果生じた雪質が”こしもざらめ、しもざらめ”である。この雪質は大変もろい事が特徴で、斜面ではこの層を境界として雪崩が発生する場合がある。強い温度勾配は寒冷地で気温の変化が大きいと発生する場合が多く、菅平高原も例外では無い(Yasunari and Ueno, 1987)。積雪の層は、一般に氷板や色の付いた層で区分される場合が多い。降雨や日中の融雪が夜間に凍ると氷板を形成する。厚い氷板は、しばらく降水が無く、積雪表面が露出していた証拠となる。積雪中の黒い汚れは、単なる土壌ではなく、藍藻などの生物活動による可能性もある。また、春先に見られる黄色い層は黄砂の場合もある。

積雪表面の汚れ具合や濡れ具合はアルベドを大きく変化させる。積雪の密度、粒径、含水率は、熱容量や伝導係数を変化させ融雪過程に大きな影響を及ぼす。同時に、マイクロ波による積雪水量推定のアルゴリズムも大きく左右する。

図8 雪の薄片写真 (前野、1986 より引用)

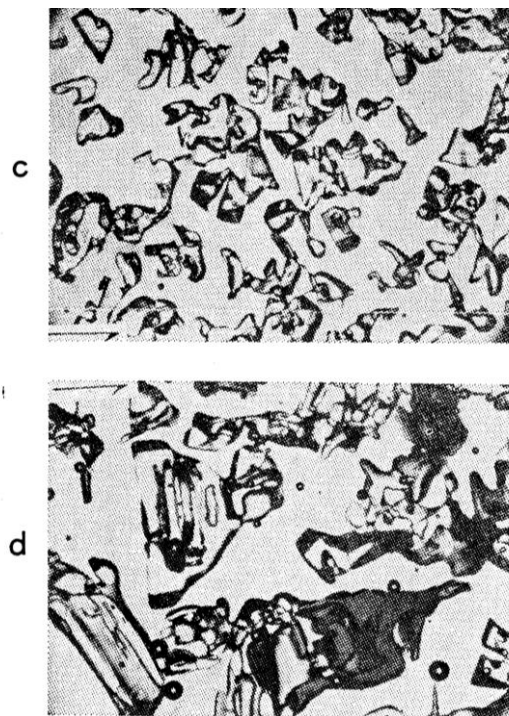
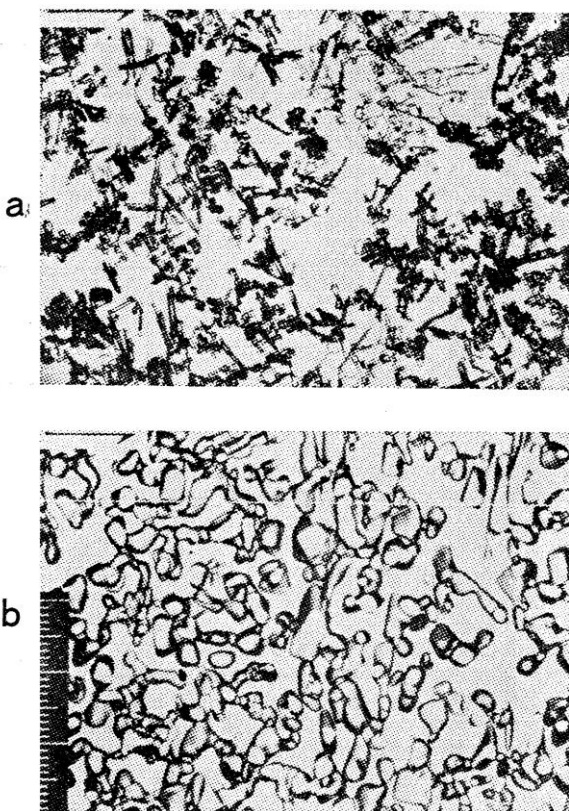


図 5.1 雪の薄片写真
a) 新雪, b) しまり雪, c) ざらめ雪,
d) 霜ざらめ雪. スケールは (b) の最小目
盛が 1mm, 矢印は鉛直上方を示す. 日本
雪氷学会 (1970) による.

8, 積雪の狭域観測

陸面状態は大気構造に比べて非常に不均一である。積雪も例外ではない。隣の人の断面観測結果が自分と食い違っても技量の差とは限らない。積雪が乾き雪の場合、表層には降雪や昇華以外に、地上風速に応じて付近から(へ)積雪が移動してくる(いく)事がある。積雪は陸面を平滑化する作用があるのだ。これを**積雪の再分配**と呼ぶ。日本では、地吹雪や飛雪防止の研究で、大陸では大気陸面相互作用の観点で再分配効果が注目されている。

雪の雪面に残る美しい紋様から地吹雪や雪崩まで、再分配の様相は様々である。水資源算定には谷間での雪崩

や吹き溜まりによる残雪・雪溪の発生効果も重要となる。積雪上面から昇華量は一般的には蒸発量に比べると小さいが(実際に昇華量と融雪量を分離するのは難しい)、裸地と混在すると面的熱収支が大きく変化し融雪が加速する。さらに、森林上での遮断蒸発(昇華)量は大きいと言われている。実験センター内でも、植生に伴う粗度変化と樹幹遮断が積雪水量分布を左右すると考えられているが、季節風による乾き雪の再分配の方が卓越するとの見解(Ueno et al., 2007)もある(図9)。狭域での空間変動を考慮して、定点観測地点の代表性を考える必要がある。

★ グループに分かれてセンター内の積雪深分布調査を実施してみよう。特に積雪深が深いところ、浅いところはどうな所か？その原因は何か？下草により積雪が浮いている場合もあるので注意。

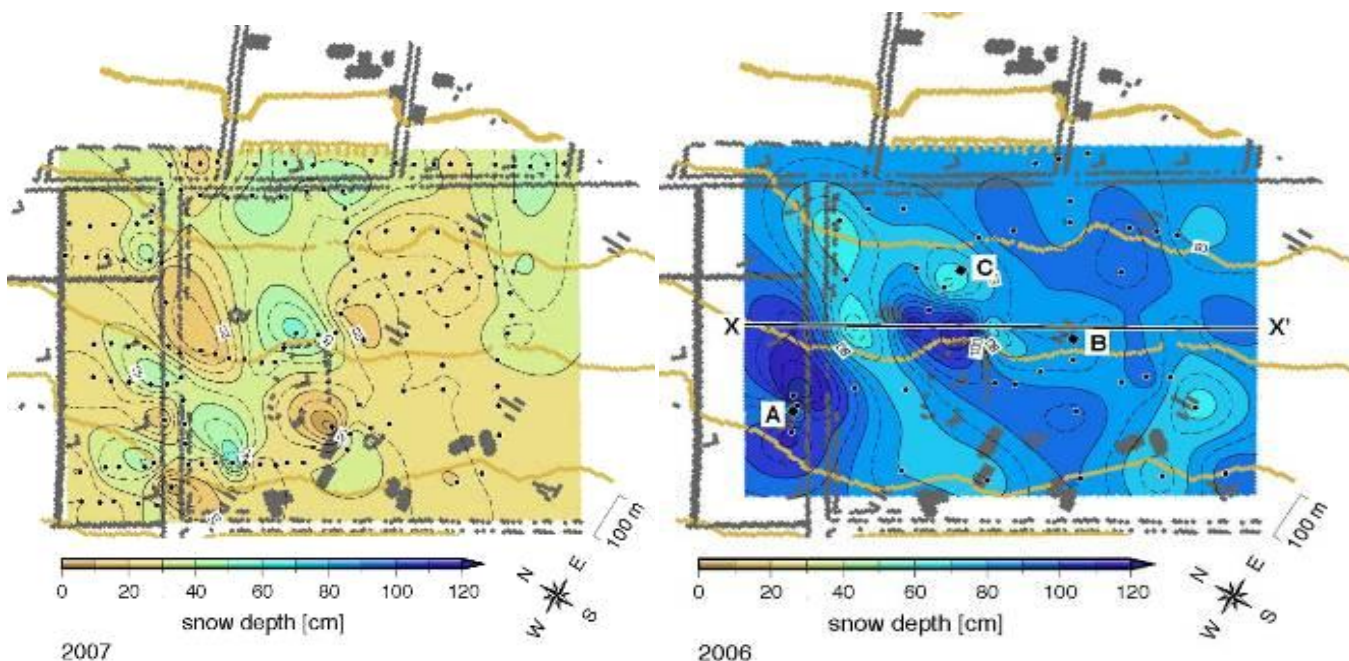


図9 2006年と2007年のセンター内における2月の積雪深分布比較 (渡来氏の力作, Ueno et al. 2007)

9, 積雪の広域観測

大陸の積雪は降水量が少ないために不均一で、微地形や森林帯に応じた再分配により積雪域や積雪水量に大きな差が生じている。この不均一性が陸面熱収支に大きな影響を及ぼしている(Ueno et al., 2012)。一方、菅平高原内(図10)では積雪量に著しい地形依存性は見られない。これは、地形性降雪増幅より乾き雪の再配分が卓越する影響があると考えられる。それでも、根子岳斜面では標高に依存して積雪深が増加し、盆地周辺では北西ほど積雪量が増加する傾向が見られる。上田から登ってくるとある標高で突然積雪が発生する(気候学的雪線)場合もある。この

ような積雪分布の特徴は、長野盆地上での降雪雲の進入経路や標高に応じた降水形態変化に依存しているものと推定される。融雪期には気温および傾斜面日射量に依存した残雪量の地域差が生じる。近年はスキー場に人工降雪機を設置しているため、グレンデ周辺の積雪が必ずしも自然着雪であるとは限らない。積雪の構造や質は大地形(日本海岸からの第一山脈や脊梁山脈)により大きく変質する(例、上野,1993)。菅平の積雪と暖地積雪を比較し、冬季の日本海側の天候を体感するためにも、上越高田方面や野沢・津南方面まで足を伸ばすことをお勧めする。

★ 根子岳中腹の菅平牧場および盆地域で積雪断面観測を実施し、センターでの結果と比較しよう。



図10 菅平高原周辺の地形図 (Yahoo 地図より引用)

10, 積雪のモデル

日本の積雪は非常に厚く、融雪量は重要な水資源となっている。この融雪量を面的に推定するために考案された方法が Degree-Day 法である。この方法では日単位の融雪量を気温の実験式で推定する。気温分布は DEM を用いた標高の関数で、降雪量は降水量に気温(または湿球温度)の関数として与える個体降水確率をかけた物で評価する。このモデルは実用的だが実験式の係数を地域毎に設定する必要があることと、積雪構造の推定が困難である。一方、日本で生まれた多層積雪モデルに Yamazaki(1991)がある(図11)。このモデルは、1次元熱伝導方程式を基礎とし、様々な物理過程(特にキャノピーや地表面状態)を取り込んで進化を遂げている。積雪モデルを運用することにより、断面観測では得られない積雪構造の編成を診断

することが可能となる(大気でいうと、ゾンデ観測では得られない日変化を領域モデルで診断するようなもの)。いずれのモデルでも一番の問題は、降水量分布が正確に得られない点にある。

大陸の積雪は一般に薄く乾いており、アルベド効果や凍土の発達抑制など気候への影響が注目されてきた。この場合、再分配効果も含めた積雪の不均一性を評価する事が重要課題であり、近年では Liston(2004)などによる分布型モデルが提唱されている。

★ この冬の実験センター内の積雪構造を、気象データからシミュレートしてみよう。断面観測結果を使ってモデルの計算値を検証しよう。

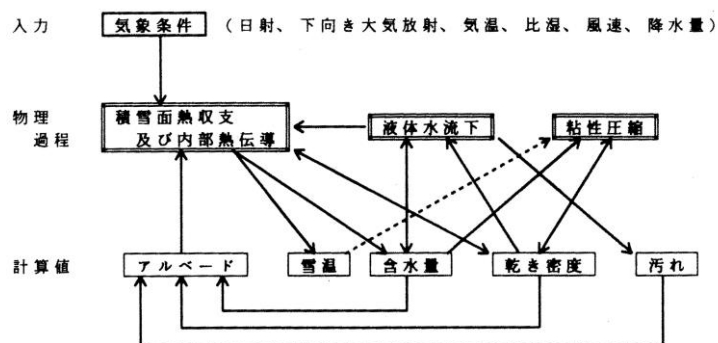
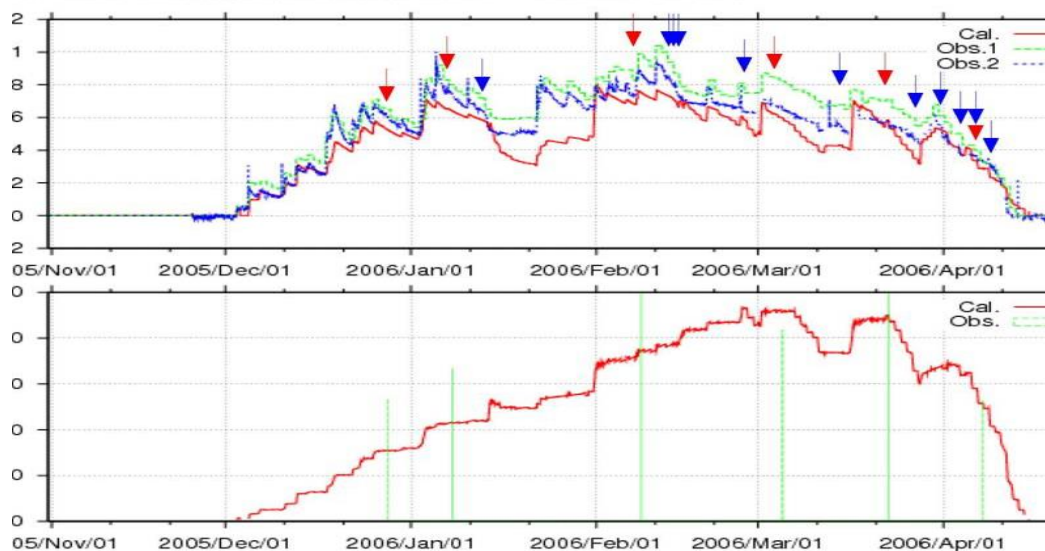
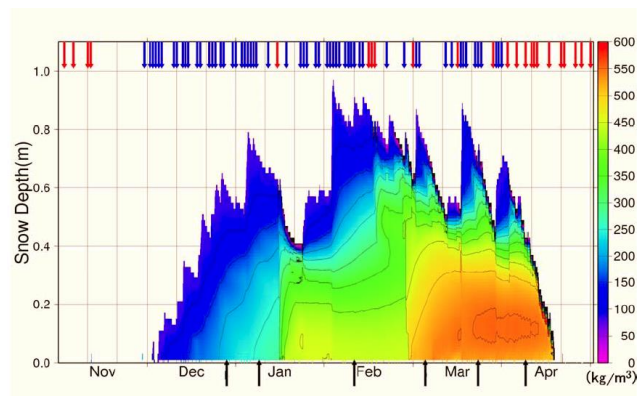


図1 積雪の物理過程と変成の模式図。矢印の向きに影響を及ぼし、点線は影響力の小さいことを表す。

図11 Yamazaki(1991)による積雪の物理過程(左上)と、同モデルを使った積雪密度(右上)と 2005/06 の積雪深・積雪水量のシミュレーション・検証(下) (草田、上野; 2007)



11, 雪片のレプリカ作成と降雪粒子観測

降雪の結晶型は様々で、上空の気温と湿度で刻々と変化する(図12、13)。フェルトの上に粒子を捕捉し、現場で大きさや形状をカメラや目視で観測すると良い。結晶型をそのままの状態で顕微鏡観察することは容易ではない。そのために考案された方法が雪のレプリカである。レプリカは以下の方法で作成できる。

- ジクロロエタン100cc にポリビニール・ホルマール 2～3gを融かす。
- ポリ容器に入れて、冷蔵庫の冷凍室に入れて冷やす。溶液が蒸発しないように、容器のふたはしっかりしておく。
- ガラス板・スポイトを冷蔵庫の冷凍室に入れて冷やしておく。名前を書いておくように。

- 美しい雪片が捕獲できてから液を付けるとよい。その時の日時と気象状態を記録する。
- ガラス板を0℃以下の状態で半日以上放置しておく。
- 切片をガラス板上に捕獲してから溶液をかけ、低温な場所で翌日まで乾燥させる。

降雪粒子を正確に測定するためには、レーザーによる雨滴計か画像処理装置を搭載したカメラによる連続測定が用いられる。前者は簡易で、大きさと落下速度の関係から雨雪の判別は可能だが、正確な形や落下速度を計算できない。後者は装置が複雑で大がかりとなる。しかし、連続でデータ取得することで、一連の降水イベントでも刻々と変化する粒径分布変化をとらえられることが醍醐味である。スマホ顕微鏡やマクロ撮影カメラでも簡易撮影が可能だ。

世界で初めて人工雪を作成した中谷博士は有名である。ペットボトルとドライアイスを用いた平松式人工雪発生装置は、体験学習に活用されている。

★ 夜間降雪時にレプリカ作りに挑戦しよう。中谷ダイアグラムと当日の総観場は整合性があるだろうか。

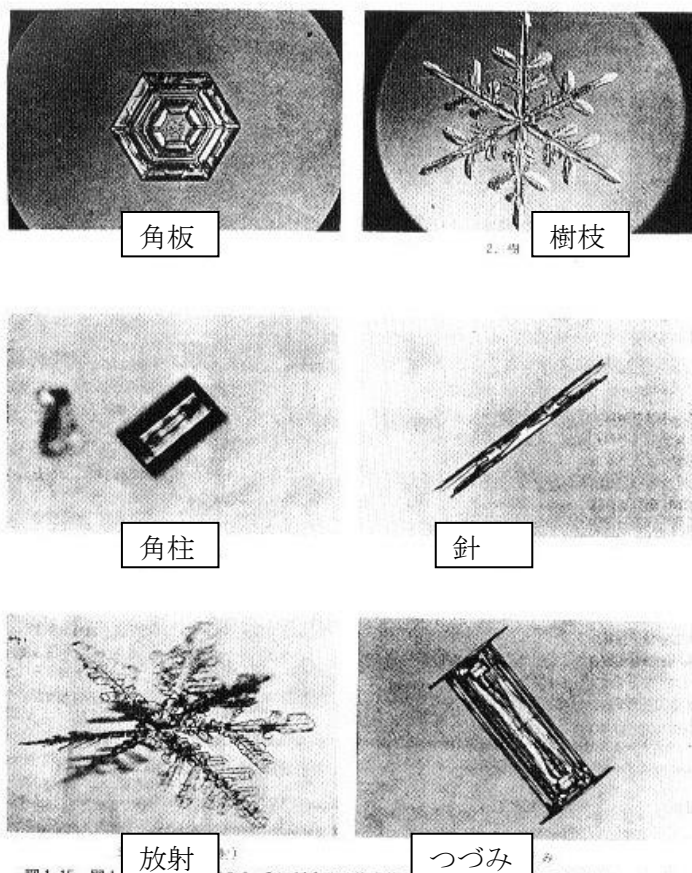
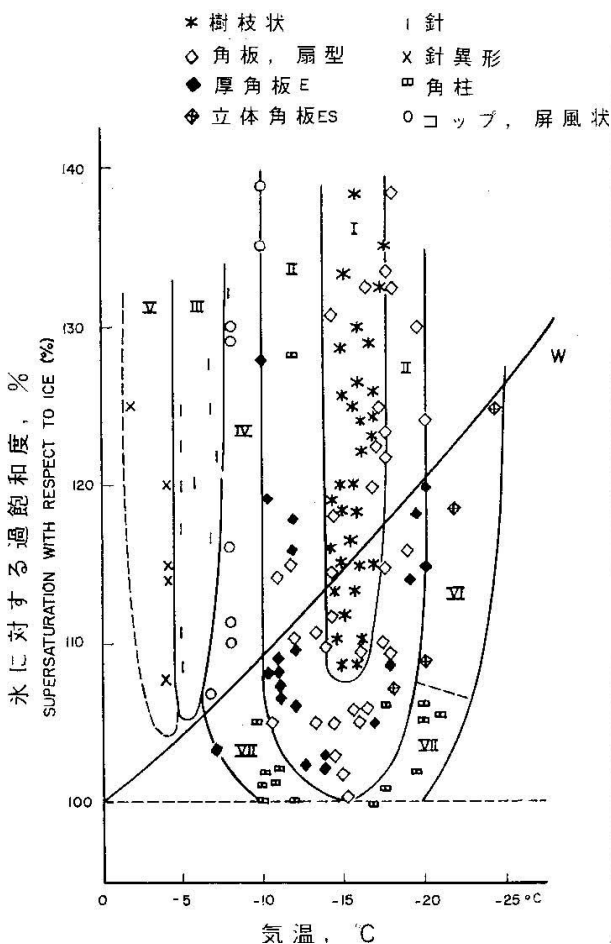


図1.15 図1.14の1～6に対応する代表的な雪の結晶の顕微鏡写真(菊池による)

図12 中谷ダイアグラム(天気、51より引用)

図13 代表的な雪結晶(菊池、他、1995より引用)

12, 積面熱収支と積雪底面の世界

融雪量を算定する場合に雪面での熱収支を評価する必要がある。通常は陸面が大気を加熱するが、融雪が生じている場合は気温が雪温より高く、熱フラックスは下向きとなる。図14に低気圧通過時のバルク法によって推定した熱収支と積雪深変化から推定した融雪量(M)の比較を示した。幾らアルベドが大きくても放射(Rn)による融雪は無視できない(太陽放射は積雪表面を透過し、内部を溶かす場合もある)。この例では暖気により定常的に顕熱(H)が融雪を促進している事も解る。降雨も融雪を引き起こすと考えがちだが、その時卓越する潜熱(湿潤大気の積雪表面への凝結)の方が卓越する場合が多い(雪面上の霧を発見したら要注意)。熱フラックスを算定する場合、表面温度を測定する必要がある。しかし、絶えず変動する積雪表面温度を直接測定することは非常に困難である。今回は、長波放射計により逆算される表面温度を使用している。その他、赤外放射温度カメラを用いた表面温度の測定を試みたのが図15である。これによると、標高による表面温度変化と共に、土地被覆の違いにより3~6度の温度差が見られる。このような温度差は、長波放射量に換算すると数 10W/m^2 の差となり日射量変動に比べると非常に小さいが、陸面の熱的不均一性の一要因として特に残雪期の影響は無視できないと考える。積雪域における夜間の冷氣湖出現も同様の手法で把握できるか試みる価値があろう。なお、チベット高原のような高標高山岳域になると、冬季の雪面温度が雲頂温度より低下するため、衛星画像からの雲判別に大きな問題を引き起こす。

土壌に接する積雪底面は凍土が存在しない場合は殆どが 0°C と仮定される事が多い。この地熱を利用したヒートポンプは冬期の暖房に使われる事もある。意外と想定されていないのが積雪による下層植生への加重作用である。夏のクマザサの茂みは冬期には枯れてしまい雪原となっていると考える人も多いようであるが、実は雪の重さで雪面の下に押しつぶされている場合が多い。この雪の重さを知らないと、雪崩で命取りとなる。早春に下層植生の茂り具合から残雪域を推定する事が可能である。図16は4月上旬のセンター内の植物を撮影した様子である。融雪直後と見えて、全ての下生えがまるで押し花のように平坦で、夏には考えられない速度で林内を散策できる。

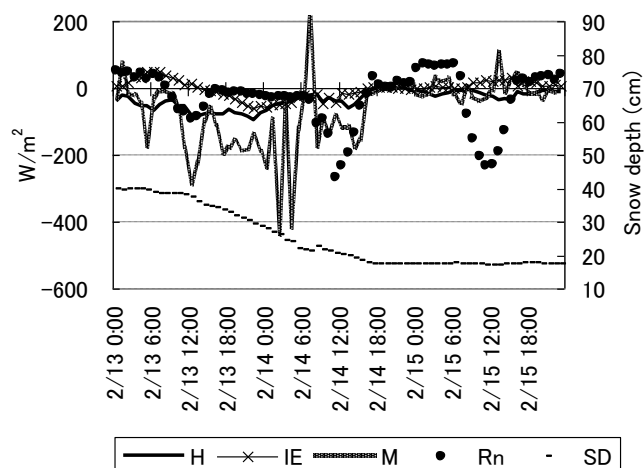


図14 バルク法による熱収支(2009 年春一番の事例)
大気を加熱するフラックスの符号が正。(上野、他、2010)

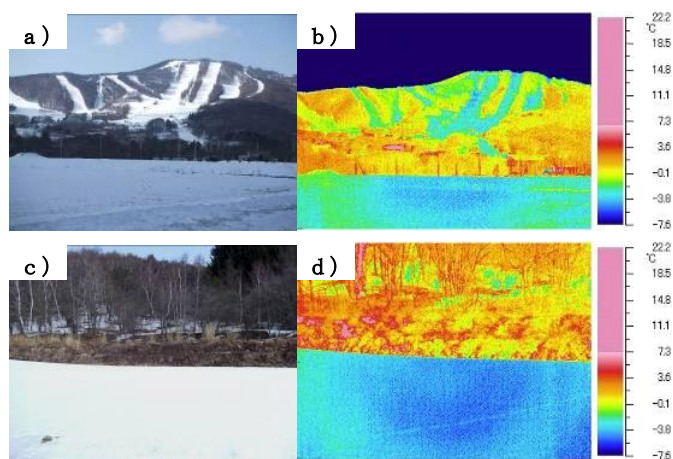


図15 赤外放射温度カメラによる大松山と南向き斜面の撮影(右)、左は同じ場所を可視光で撮影したもの



図16 樹木園内の下生え、2007 年 4 月 12 日撮影

13, 着氷と着雪

碓氷峠を越えていよいよ長野県に車を進めると、右手に雄大な浅間山が見えてくる。山肌は、うっすらと雪化粧、と思いきや、よく見ると一面の雪景色ではなく、樹木の枝葉のみが白銀に輝いているようだ。**着氷**である。このあたりでは谷間に沿って低層雲の侵入を見かけることがあり、その結果と考えられる。初冬に山頂が白く見えるとき、初冠雪ではなく着氷の場合もあるので注意が必要だ。着氷とは大気中の水蒸気や過冷却水滴が直接樹枝などに付着し凍結・昇華する現象で、氷の構造から樹氷型・粗氷型・雨水型に分類される(図 17)。樹氷型は寒冷な状態で風上に向かって三角形に成長するのが特徴で、俗称“エビのシッポ”とも呼ばれる。粗氷型は不透明な互層からなる硬い氷で付着が強い。雨水型は透明で表面が滑らかな氷となり付着が最も頑固である。一方、付着する立場から見た霧氷(形成過程により過冷却の霧が付着)、雨氷(過冷却の雨が付着)、樹霜(大気中の水蒸気が昇華して結晶、地中から伸びる霜柱とは別)、凍露(露が凍ったもの)などの名称もある。航空機・船舶や車両への着氷は交通障害を引き起こし、測器への着氷はデータ欠損を生む。

一方、**着雪**は雪が物体に付着する現象。電線着雪は切断や鉄塔の倒壊など事故を引き起こし、電力会社では多くの研究が成されてきた。電線着雪には季節風時の弱風型(含水率が一般的に小さい乾型・冠雪型・Ⅰ型など)と、低気圧接近時などの強風化(湿雪の付着による湿型・Ⅱ型など)に分けられる(雪氷調査法より)。樹木や屋根に積もった雪は**冠雪**と呼ぶ。樹木の冠雪は濡れ雪が葉や枝の隙間で凍結し、さらに枝ごとの塊が結合して塊状に成長する。時にはミキの折れ曲がり进行を伴う冠雪害を引き起こす。一方、多雪地域で様々な構造物に付着する着雪の形状は街中でも見かけられ、時には芸術的で美しくもありユーモラスでもある。屋根から張り出した冠雪や山岳稜線部で風下に成長する吹き溜まりは雪庇(せっぴ)と呼ばれ、雪下ろしのときの事故の原因となる。

着氷・着雪と似た紛らわしい凝結現象として、凍雨(降雨が大気中で凍って落下してきたもの)、凍霧(大気中の水蒸気が直接昇華して結晶として浮遊し視程障害となる)、細氷(氷晶が降る現象、日光に輝くとダイヤモンドダスト)がある。菅平を初めとする内陸高原域では年により雨氷が卓越して見事な氷のクリスマスツリーを作ることもある。これら

の発現に関する経年変化も気候変動の兆しかもしれない。是非フィールドに出たら雪と氷の造形を写真に収め、観察しよう。

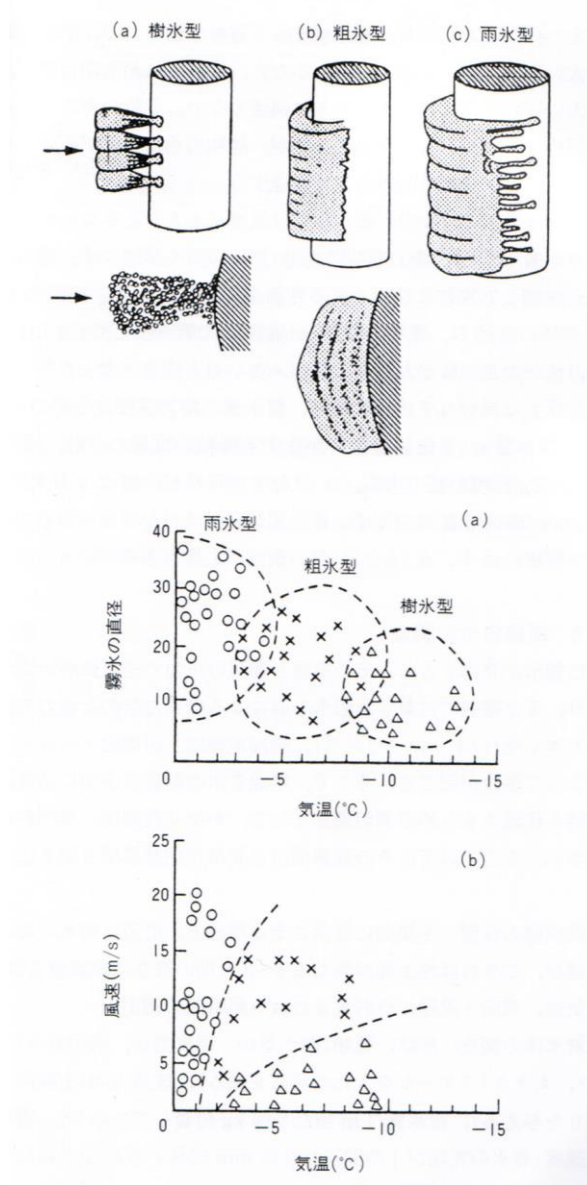


図17 着氷の型と気象条件(雪氷調査法より)



(粒度ゲージ、1マスは1mm) 2月11日に発生したと考えられる。

図 18 菅平で見られた凍雨(左)と雨氷(右)
川瀬氏(JAMSTEC)、2010年2月13日撮影

14, 雪崩と雪庇

今までの解説は殆どが平地における1次元の現象を想定してきた。しかし日本の山岳積雪域のほとんどは実は“斜面”である。積雪が強風により再配分される事は8章でふれたが、もう一つの大規模な積雪移動の形態に**雪崩**と氷河がある(地吹雪も局所的には重要)。春から夏にかけてV字谷に残る雪渓の多くは雪崩により涵養される。雪崩が頻発する斜面では森林や地形が斜面方向に剥奪している場合が多い。大規模な誰は土砂なども巻き込みデブリが混在する。雪崩は自然発生する一方、“雪崩災害”の8割は人災だとも言われている。斜面における降積雪観測は極力避けるべきだが、もし実施する時(特にバックカントリー)は冬山を熟知し、行動計画を事前に十分検討しなければならない(山中、2009)。

雪崩の仕組みに関しては数多くの研究があり(前野、他、2000)、講習会により危険防止策が周知されている。特に、弱層の発生と、その上に積もった多量の積雪は雪崩発生の危険を増加させる。さらに、人為的な誘発行為は災害を引き起こす。**弱層**は氷板周辺でのシモザラメ化、表層霜、あられ、濡れざらめ雪、などで形成され、いずれも今までの章で解説してきた天候の急変が関係している。氷板形成に低気圧活動が関与していることから、今後、雪崩の発生頻度との関係を明らかにしていく必要がある。

雪崩が懸念される谷底を避けて行動する場合、痩せ尾根の風下側に**雪庇**(図19)が発達している可能性を十分念頭に置く。雪庇は起伏の変換点にできる吹き溜まりの一種で、風上側からはその位置・大きさや強度を把握する事は困難で、踏み抜いて雪崩に巻き込まれるバックカントリーでの事故が後を絶たない。弱層の有無を知る一つの方法に円柱テスト(ハンドテスト、図20)がある。埋没体験をすると雪の重さと怖さが身に染みる。いずれも安全な緩斜面でリーダーの元、グループで体験しよう。

雪崩や地吹雪は人工物周辺で交通遮断・家屋倒壊・吹き溜まりの形成を引き起こす(図21)。2014年2月の大雪では林間を断続的に滑り落ちる雪崩が山間部の孤立を招き、低気圧に伴う特異な降雪粒子の関与が示唆されている。これらを防ぐための防雪柵や雪崩防護施設を雪国の側道で見つけてみよう。危険箇所をレーザーなどの測量で把握する技術も進んでいる。

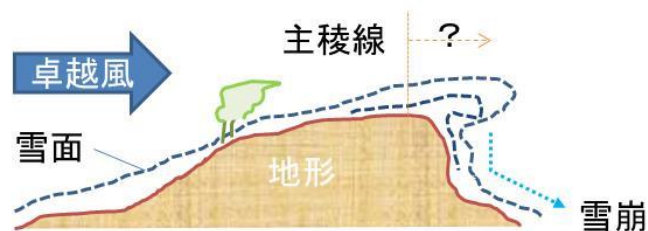


図 19 雪庇の概念図

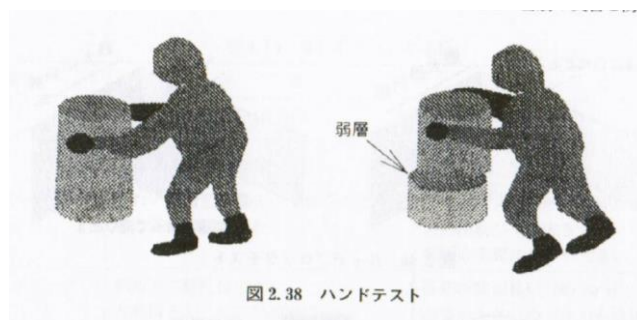


図 20 ハンドテスト (前野、2000 より引用)



図 21 観測小屋の横で見られるミニ雪庇。アルベド観測に支障を引き起こしている。

<<あつてはならないが、雪崩事故に遭遇したら>>

- 1) 事故を第一報し(救助要請ではない)、自力救助ができるかどうか(二次災害の危険が無いか)を判断 (リーダーの役目)
- 2) ビーコン・ゾンデ・シャベルなどで埋没者を発見し、安全な近傍まで輸送(講習会・訓練参加者)
- 3) 事故者を水平に保ち外気にさらさないようにしながら応急処置(低体温症への注意)

いずれも素人では対応が難しい作業です。
(中央登山学校雪崩講習会資料より抜粋)

15, その他いくつかの研究課題、参考文献

- ＞地点データからの積雪の再配分評価
- ＞冷気の蓄積と気温の標高依存性
- ＞無電源での降雪量測定
- ＞大気の静穏化と積雪の影響
- ＞近年の冬期降雨と積雪層へのインパクト
- ＞パッチ状積雪でのアルベド評価
- ＞山崎モデルの検証・改良
- ＞暖冬寒冬での降水・積雪量分布

＜参考文献＞

- 安藤直貴、上野健一、2015: 温帯低気圧による本州内陸部での多降水・多降雪の発現傾向, 雪氷, 77, 397-410.
- 上野健一, 1993: 日本海沿岸から脊梁山脈にかけた積雪中の主要化学組成の分布, 地理学評論, 66, 401-415.
- 上野健一、2001: 気象研究ノート、第 7 章、降水量、199、153-164.
- 上野健一、南光一樹、大門亮太、佐々木敬悟, 2008: 簡易レーザー雨滴計を利用した個体降水判別、雪氷研究大会講演要旨集、東京、61pp.
- 上野健一、大門亮太、足立幸穂、清水悟、2010: 菅平高原で観測された低気圧活動に伴う凹型積雪深変動、雪氷、72, 237-253.
- 大野宏之、他、1998: 北陸地方における降水量計の固体降水補足率、雪氷, 60, 225-231.
- 柏木良明(1984)長野県菅平におけるススキ群落の微気候、地理学評論, 57, 477-484.
- 菊池勝弘、大畑哲夫、東浦将夫、1995: 降雪現象と積雪現象、古今書院.
- 草田あゆみ、上野健一、2007: 菅平高原における積雪多層モデルの適応、日本雪氷学会、富山、9 月、216pp.
- 佐藤香枝、上野健一、南光一樹、清水悟、2012: 長野県菅平高原における冬季降雨の発生傾向、水文水資源学会誌、25、217-289.
- 清水悟、2005: 筑波大学菅平高原実験センターにおける過去 35 年間の気象観測からみた菅平の気象の傾向、筑波大学技術報告、25, 76-82.
- 清水悟、2012: 筑波大学菅平高原実験センターにおける過去 40 年間の気象変化の傾向、筑波大学技術報告、32, 42-49.
- 須田耕樹、上野健一、2014: アメダスデータを用いた冬季

- 天気界の抽出、雪氷、123、35-47.
- 雪氷、2006: 気象水文特集、Vol.68
- 雪氷辞典、1990: 古今書院
- 対馬勝年、1984: 積雪の科学、名古屋大学集中講義資料
- 鳥谷均、1985: 長野県菅平盆地における冷気湖の形成と冷気流、地理学評論、67-79.
- 中山建生、2009: 雪山の基本、樫出版社
- 西森基貴、2000: 菅平盆地における積雪分布と気温分布の関係、関東の農業気象、26、6-9.
- 前野紀一、福田正己 偏、1986: 雪氷の構造と物性、古今書院
- 前野紀一、他、2000: 雪崩と風吹、古今書院
- 日本雪氷学会北海道支部、1991: 雪氷調査法、北海道大学図書刊行会
- 山崎剛、他、1991: 積雪の変性過程について、I モデル、雪氷、53、115-133.
- 吉田順五、昭和 53 年: 雪の科学、NHK ブックス
- Goodison B.E., P.Y.T. Loue, and D. Yang WMO, 1998: WMO solid precipitation measurement intercomparison, final report, WMO/TD, 872, p212.
- Liston G.E., 2004: Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models, *J. Climate*, 17, 1381-1397.
- Matsuo T. and Y. Sasyo, 1981: Non-melting phenomena of snowflakes observed in subsaturated air below freezing level, *JMSJ*, 59, 26-32.
- Ueno K., Y. Watarai, A. Kusada, N. Hirose, and S. Shimizu, 2007: Spatial heterogeneity of snow covers in Sugadaira, central Japan. *Tsukuba Geoenvironmental Sciences*, 3, 33-39.
- Ueno, K., S. Sugimoto, H. Tsutsui, K. Taniguchi, Z. Hu, and S. Wu., 2012: Role of patchy snow cover on the planetary boundary layer structure during late winter observed in the central Tibetan Plateau. *JMSJ*, 90C, 145-155, doi:10.2151/jmsj.2012-C10.
- Yasunari T. and K. Ueno, 1987: The snow cover environment in Sugadaira, central Japan. *Ann. Rep. Inst Geosci. Univ. Tsukuba.*, 13, 58-64.
- その他の教科書
- 基礎雪氷学講座、古今書院
- 雪氷調査法、北海道大学出版会