

## 報 文

# 「固体降水量評価に関する研究会」の報告

上野 健一<sup>1)</sup>, 大野 宏之<sup>2)</sup>, 横山 宏太郎<sup>3)</sup>,  
小南 靖弘<sup>3)</sup>, 八久保 晶弘<sup>4)</sup>, 杉浦 幸之助<sup>5)</sup>,  
佐藤 篤司<sup>6)</sup>, 大畑 哲夫<sup>7)</sup>

### 要 旨

固体降水量評価に関する研究会を2000年3月30日に北海道大学低温科学研究所にて開催した。本研究会では降雪量の測定方法、捕捉率の評価方法、データ補正の意義に関して7件の研究発表があった。発表内容の概略と議論を紹介する。

キーワード：固体降水観測、捕捉率、降水量計

Key words: solid precipitation measurement, catch ratio, precipitation gauge

### はじめに

降水量計で固体降水を測定する場合に、測器の受水口周辺での気流の乱れや内部の濡れなどにより測定値が過小評価される事が知られている。このような測定値を水収支解析や積雪質量収支に適用すると、蒸発量や涵養量に大きな誤差を生じる事になる。北欧やカナダなどの寒冷圏では早くから固体降水量の補正に関する研究が進み、各国の気象官署で測定された固体降水量を補正するためのガイドラインがWMOを中心としてまとめられている (Goodison *et al.*, 1998)。一方、世界的に見て有数の多降雪地域を有する日本国内においても、この問題を危惧する雪氷・水文研究者は少なくない (大野ら, 1998; 上野, 1999)。そこで2000年3月30日に降雪量の観測・補正方法に関する国内研究会を北海道大学低温科学研究所にて開催した。本稿では、研究発表の概要と議論を紹

介する。なお、本研究会は同研究所共同研究 (研究集会) の一環として実施された。

### 1. 雨量計としての降雪検知器の利用限界

(八久保晶弘)

一般的な雨量計が降水量を過小評価する問題は古くから知られている。「捕捉率をいかに決定するか?」という正攻法のアプローチに対し、「他の方法はないだろうか?」という別の視点からの攻め手として、本稿では降雪検知器を利用した降水量推定法を紹介する。

北大低温研雪氷環境グループ(旧雪害科学部門)では、最近の約10年間、降雪検知器(降雪検知装置、坂田電気製PC-01型)による降水量推定の妥当性を調べてきた。降雪検知器とは、赤外線を利用した検知センサの正面を通過する雪片数をカウントするもので、すでに消雪装置などに利用されている。なお、検出できるのは雪のみで、雨は検出されない。今回は、1996~1999年の冬期3シーズンにおける、北大低温研裏庭で観測された気象観測データ(毎朝9時に積雪板で測定された1日分の降雪量、および平均気温や平均風速など)を用いて、特に降雪検知器によるカウント数の風速依存性に焦点をあててみた。

- 1) 滋賀県立大学, 環境科学部
- 2) 農業環境技術研究所, 地球環境研究チーム
- 3) 北陸農業試験場, 気象資源研究室
- 4) 北見工業大学, 土木開発工学科
- 5) 地球観測フロンティア研究システム, 水循環観測研究領域
- 6) 防災科学技術研究所, 新庄雪氷防災研究支所
- 7) 北海道大学, 低温科学研究所

降雪カウント数と降雪水量（気象台，札幌）の時系列グラフの例を図1に示した．分解能の粗い降雪水量に対し，降雪カウント数はわずかな降雪量をも反映していることが分かる．降雪カウント数と降雪水量（気象台，札幌）との相関を図2に示した．秋田谷（1989）や秋田谷ら（1991）で指摘されたような，明瞭な相関関係は見られなかったが，弱風時に限れば秋田谷らの結果と同様の相関があり，係数もおおむね同じだった．一方，風速が3 m/s以上の時，降雪カウント数がかなり小さいのにも関わらず，降雪水量が10 mm/day以上に達するケースが多く見られた．一方，温度依存性に関しては明瞭な特徴が見られなかった．

積雪板で測定された降雪水量と気象台（札幌）の降水量とのデータは±(5～10)%の相対誤差でほぼ一致しており，低温研裏庭における降雪水量のデータの信頼性に関してはそれほど問題はないと考えられる．また，弱風時の相関から求められた係数を用いて，降雪カウントから冬期の降水量を推定した結果は，観測値の約5割の過小評価だ

った．したがって，降雪検知器は，弱風時に比べて強風時に雪片をカウントしにくいという風速依存性を持っていることが示唆された．このことは，「強風時には雪片が破碎されて降雪カウント数が増える」とする秋田谷（1989）の考えを否定する結果となった．

降雪検知器は，わずかな降雪量でも検出可能である利点を持つが，従来の雨雪量計の代用となるには以下のような問題点がある．まず，秋田谷らの研究で指摘されているように，設置方向と風向との関係が検知に影響することなどが挙げられる．また実際の観測において，あられ混じりの雲粒付雪結晶（落下速度大）でカウントが少なく，逆に牡丹雪のような大きな雪片ではカウントが多いという印象があり，今回分かった風速依存性に加えて，降雪の雪質にも影響を受ける可能性がある．加えて，着氷防止用ヒーターのためにAC電源が必要であり，商用電源のない場所で使用すればデータの信頼度が低下する．

上記の問題点についてはさらに定量的に調べる

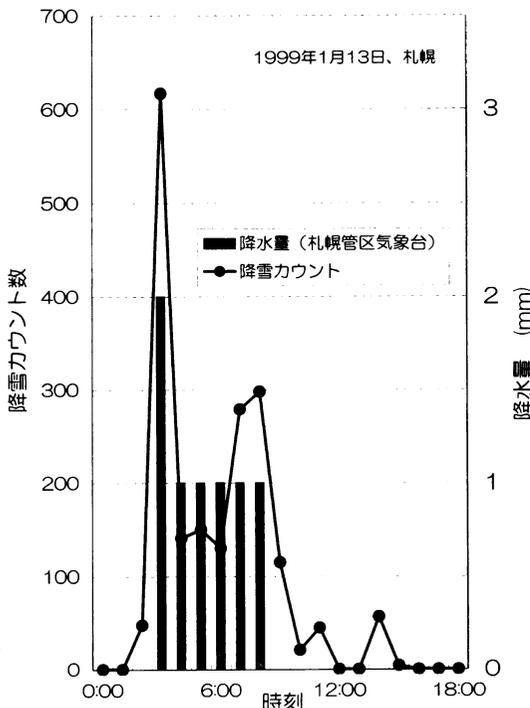


図1 降雪カウント数（低温研）と降水量（札幌管区気象台）の時系列変化

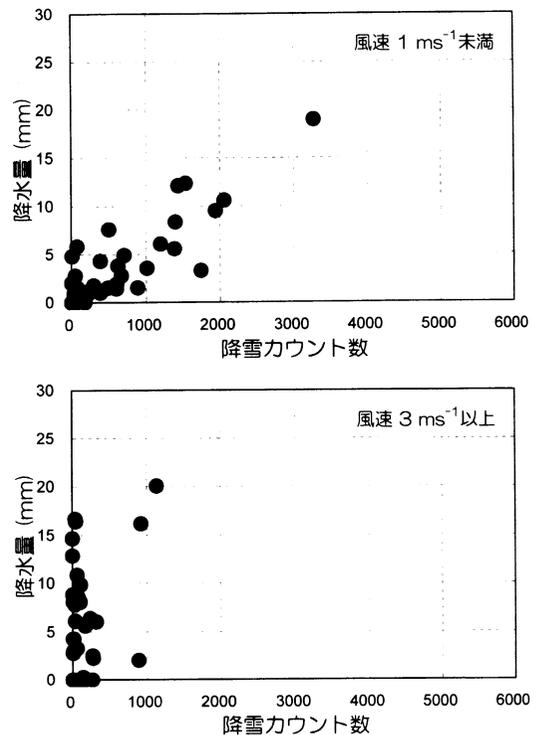


図2 降水量（札幌管区気象台）と降雪カウント数（低温研）の相関図

必要があり、従来の雨雪量計の補足率問題と比較して、降雪検知器を利用する方法が特別優れているとは言えない。したがって、商用電源無しで動作し、なおかつ安価な光学センサを用いたシステムを開発すること、そしてわずかな降雪量でも検出可能な雨雪量計としての特性を生かし、通常の雨雪量計と組み合わせる方法が現実的と考えられる。

## 2. 北陸農業試験場における寒候期降水量比較観測

(横山宏太郎, 小南靖弘)

北陸農業試験場では、気象資源としての降積雪の特性を明らかにするためには、降水量計の捕捉率を評価して真の降水量を知る必要があると考え、北陸農業試験場内の試験圃場で、1992寒候期から降水量計の比較観測を開始した。方法はWMOの勧告に準じ、DFIR (Double Fence Inter-comparison Reference, 二重柵基準降水量計)を準器として、国内で用いられている降水量計と同時観測を行うものである(図3)。比較対象測器はRT-1(転倒ます式)、RT-3(温水式)、RT-4(溢水式・風よけ付き)およびトレチャコフ式(二重柵無し・9時~9時の手動計測)である。なお、DFIRは本来は手動計測だが、受水筒の底を抜いて下部に重量式降水量計を取り付けて自動化している。DFIRの仕様については大野ら(1998)を参照されたい。

これまでのデータのうち1993、1997寒候期の

データをまとめて「雪氷」に報文として発表した(大野ら, 1998)。またWMOに提出した1993、1997寒候期のデータとそれによるRT-1、3、4の比較結果はFinal Report (Goodison *et al*, 1998)に収録された。これまでの結果の主な概要は以下のとおりである。

- ・測器の捕捉特性がおよそ明らかになった。いずれの測器も捕捉率は風速とともに低下する。また測器による違いは、捕捉率のよい方から順に、RT-4 > RT-1 > RT-3である。
- ・各測器の濡れ損失を実測して、加温による蒸発損失を検討した。

また、北陸のような比較的気温が高くしかも多量の降雪がある場合には、寒冷で降雪量の少ない地域と同じ観測方法、比較方法は必ずしも適切とはいえないことがあきらかになった。特に、DFIRおよびトレチャコフ式のように受水部が無加熱の測器の場合は着雪による応答時間の遅れや捕捉率の低下がしばしば発生する(図4)。このため、1999寒候期からDFIRの受水筒を加熱して着雪回避を試みている。

用いたヒーターはリボン状の導電性カーボンでエチレン樹脂膜で挟んだもの(標準厚さ0.11 mm, 幅100 mm, 長さ500 mm)である。これを受口縁直下に針金で固定した。ヒーターの出力調整は、受水部縁の温度が0°C以上では0%、-3°C以下では100%、0°C~-3°Cの範囲では線形に変化するProportional制御を用いた。なお、1999年

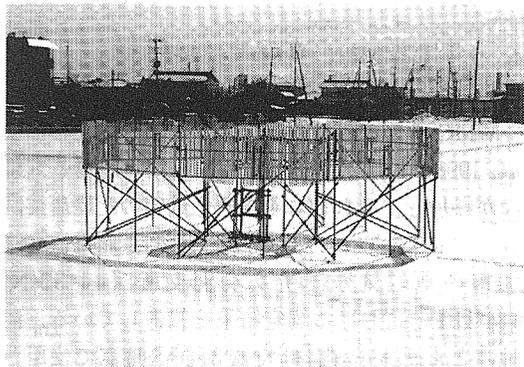


図3 DFIR(トレチャコフ式降水量計の周りを直径4 mおよび12 mの円に内接する八角形の柵で2重に取り囲んだもの)。北陸農業試験場では積雪深を考慮して全体をWMOの基準より0.5 m高くしており、受水口の高さは3.5 mである。

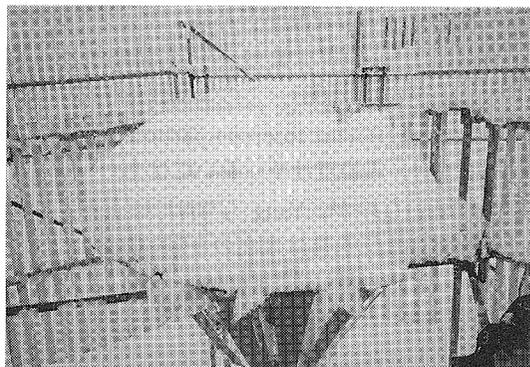


図4 無加温状態における着雪の例。助炭(写真下方のラッパ状の部分)に積もった雪が発達して受水筒全体を覆っている。後方のすだれ状のものはDFIRの柵。

は定格出力9Wのヒーターを用いたが効果が不十分だったので2000年は18Wとした。

この結果、測定期間中の最低気温は $-7^{\circ}\text{C}$ であったが、ヒーター作動中のヒーター部の壁面温度は期間を通じて一定(約 $2.5^{\circ}\text{C}$ )であった。この温度範囲内では、ヒーターの出力は受水部縁を $0^{\circ}\text{C}$ に保つのに十分であると思われる。また、ヒーター下端から約15cm下の受水筒温度は、ヒーター作動中でも気温と同様に变化した。

ヒーターの導入により、着雪による応答時間の遅れはほぼ解消した。しかし、助炭に雪が積もって全体を覆う場合が見られたので、これを回避するためには助炭の加熱も必要であると思われる。

### 3. 高緯度地帯強風域における固体降水量評価

(杉浦幸之助)

気候変動研究、水循環研究においては、降水量が非常に重要な指標であることは言うまでもない。降水量のデータ収集は一般に降水量計を用いて行われるが、降水量計による計測には、風による捕捉損失、降水量計のぬれによる損失、捕捉水の蒸発による損失など、多くの誤差が生じることから、降水量のデータを補正する必要性は極めて高く、いまや広く認識されている。

そこでWMOによるSolid Precipitation Measurement Intercomparisonプロジェクトが1985年に開始され、各国でこれまでに採用してきた降水計測方法が評価された。13カ国がこのプロジェクトに参加して、1986/87年から1992/93年まで、26のサイトで実験が行われ、WMOの基準計測方法をもとに降水量のデータが集積された(Goodison *et al.*, 1998)。このWMO Solid Precipitation Measurement Intercomparisonプロジェクトの結果は、高緯度地帯においては未だ十分に試験されていないが、Yang (1999)によると、北極域における降水量は現在の1.5~2倍位にまで増加すると見られている。このことは、北極域の水収支に関するこれまでの知見を再レビューする必要があることを強く示唆するものである。

北極域は低温で、降水量が少なく、風が強いため、降水は吹雪とともに発生することが多い。このため、計測不可能である微量な降水が看過されるために生じる誤差、地吹雪を伴うことにより

降水量が見かけ上増減することに起因する誤差も大きいものと考えられる。信頼できる観測がないため、北極域の降水量データにはこれら未解決な課題が山積しており、その結果として、極域における水循環の妥当なシミュレーションが実際のところ不可能となっているのが実状である。

これらのことから、高緯度地帯強風域である北極域において、各降水量計を用いた降水量の比較観測を詳細かつ早急に行い、固体降水量評価を確立すべきものであると考えられる。

そのためには第一に、これまでなされた降水量計の比較観測、および高緯度地帯に適すると考えられる補正方法を有効に取り入れるためのレビューを詳細に行い、第二に、高緯度地帯強風域での比較観測により高品質のデータを集積し、第三に、高緯度地帯強風域における吹雪発生条件の定量化、降雪粒子と吹雪粒子の分離を試みることににより、固体降水量計のこれまでの補正式に吹雪がどのように影響するか明らかにでき、そして最終的には、これらの知見にもとづきWMO補正方法を改良し、高緯度地帯に適用可能な補正方法を発展させることができるものと考えられる。

さらに、高緯度地帯強風域における補正された降水量データを集積することによって、気候モデルシミュレーションの妥当性検討、流域スケールの水循環解析、水文モデルに入力するための初期条件、などに寄与する月および年毎の信頼できる地域的降水量地図を作成することがはじめて可能になると考えられる。

### 4. 北海道と北陸における捕捉率の比較

(大野宏之)

WMOの固体降水測定比較観測(Goodison *et al.*, 1998)には、日本から北陸農業試験場と気象庁が参加し、それぞれ新潟県上越市の北陸農業試験場( $37^{\circ}06'45''\text{N}$ ,  $138^{\circ}16'31''\text{E}$ )と、北海道女満別市の地磁気観測所女満別支所( $44^{\circ}55'\text{N}$ ,  $144^{\circ}11'\text{E}$ )における測定結果を報告している。両地点とも日本の測候所やAMeDAS地点で使用されている降水量計をDFIRと比較しているが、前地点は豪雪地帯に位置し、後地点は寒冷な地域に位置する。そこで、両地点における観測データを比較し、捕捉率と風の間関係を機器固有のものとし

て扱うことの妥当性について検討した。

比較に使用したのはWMOに提出されたデータセットである。これは、各種降水量計の捕捉量が、最低気温、最高気温、10 m 風速、降水形態等と共に日集計値として記録されたもので、女満別からは1989/90、1990/91寒候期、高田（上越市）からは、1992/93、1996/97寒候期の測定値が提出されている。これを用い、両地点で共通に試験された溢水式降水量計（RT4-SL）と、温水式降水量計（RT3-US）について、捕捉率を計算した。データセットからは真の降水量が推定できないので、ここではDFIRの日捕捉量に対する降水量計の日捕捉量の比をもって捕捉率とした。また、データセットには日平均気温が記録されていないので、日最高気温と日最低気温との中間温度をもってこれに代えた。なお、各降水量計の形状や日本における配備については大野ら（1998）を参照されたい。

両地点の降水特性の違いを見るために、固体を含む降水が観測された日の日降水量と気温の関係を、高田と女満別について図5に示した。一般に、強い降水は高い温度においてより多く起こる。両地点ともこれに反してはいないが、女満別に比較して、高田では同様な気温の時に起こる降水量がより多い。これは、冬の季節風によって大量の水が海から輸送されることによって起こる、高田の固体降水の特徴を示しているといえる。

図6に、高田の観測結果から計算された捕捉率と日平均風速との関係を示した。ここでは、降水に固体が含まれていた日について示した。また、

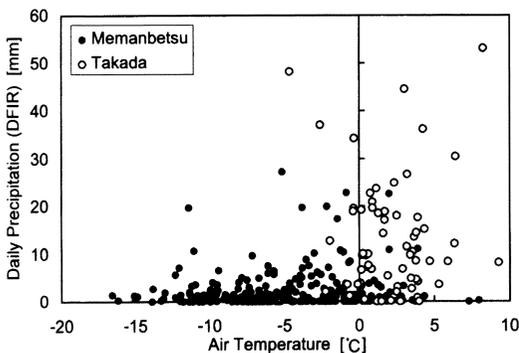


図5 高田と女満別における、固体を含む降水が観測された日の日降水量と気温の関係。気温は日最高気温と最低気温の中間値である。

転倒升の容量など、測定に纏わる誤差要因の影響を低減するため、DFIR捕捉の日降水量が10 mm以上の日についてのみ図化した。図7には女満別の観測結果から描いた同様の図を示した。両地点とも捕捉率は風速の増加と共に減少していることがわかる。また、両地点とも転倒升式降水量計と比較して、温水式降水量計の捕捉率が小さい。両降水量計は、本体の形状が互いに大変似通っているので、捕捉率の違いは、風除けの効果によるものと判断できる。

図6ならびに図7には、霰や霰など様々な形態の固体降水事象が含まれているので、特定の地域における降水量計の全般的な性能を反映するにはふさわしいが、捕捉率と風速との関係を機器固有のものとして扱うことの妥当性の検証には向かない。本来は、降水形態毎に解析すべきであるが、

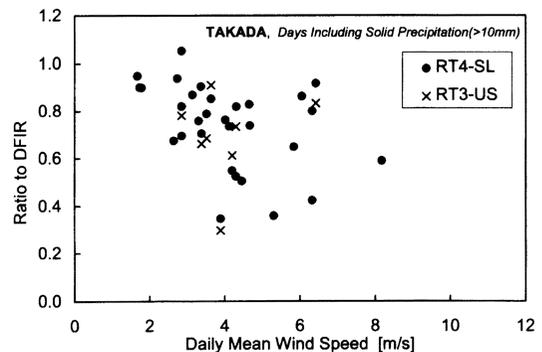


図6 高田の観測結果から計算された、溢水式降水量計（RT4-SL）と、温水式降水量計（RT3-US）の捕捉率と日平均風速との関係。

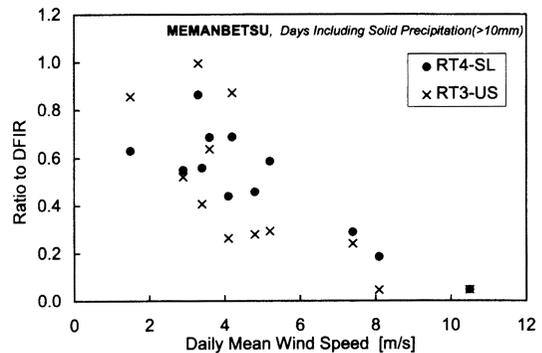


図7 女満別の観測結果から計算された、溢水式降水量計（RT4-SL）と、温水式降水量計（RT3-US）の捕捉率と日平均風速との関係。

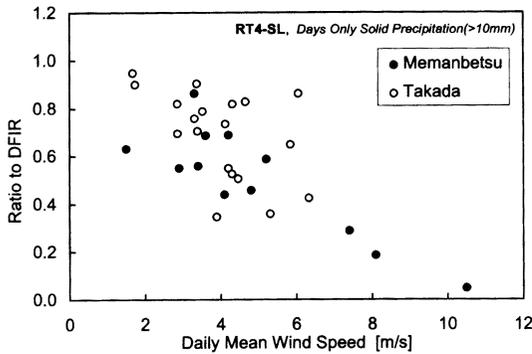


図8 高田と女満別における、固体のみからなる降水についての溢水式降水量計 (TR4-SL) の捕捉率と風速との関係。

得られているサンプル数が大きくないので、ここでは、降水に液体が全く含まれなかったものを抜き出して、両地点を比較し、図8に示した。高田の結果が示す相関係数は、図6のものに比べて大きいですが、それでも女満別に比較すると小さい。また、全般に、女満別の結果が示す捕捉率は、高田の結果が示すそれよりも若干小さい。降水量計の捕捉率と風との関係は、降水形態を限定しても0.1～0.2程度、地域によって異なる可能性がある。

## 5. チベット高原での降水と降水量補正

(上野健一)

氷河質量収支・流域水収支研究の一環として、1993年暖候期にチベット高原タングラ山域において降水量の集中観測を行った。その結果、標高が5000 mをこえる同流域ではモンスーン期でも降雪が卓越する事、降水量補正を行わないとモンスーンの影響をうけ南ほど多降水になる流域内の降水量分布傾向が再現されない事、平均地点降水量が捕捉率を考慮すると約25%、さらに標高依存性を考慮すると約18%増加する事、その結果を流域水収支に適用すると蒸発量の増加につながる事、などが見積もられた (Ueno and Ohata, 1996)。1998年のGAME/Tibetプロジェクトで那曲流域での降水量補正の検証を行ったが、標高4500～5000 m域ではモンスーン期中は降雪が卓越せず風による著しい捕捉率低下は発生しなかった。一方、濡れによる過小評価が6%程度予想された。またDFIRによる国際標準の降水量比較観

測を現地で実施するのは現実的には厳しい状況であった。高原上で降水量補正が特に必要となるのは、5000 mを越える山岳域及び気温が平均的に低温でモンスーン期前後に偏西風擾乱による降水が卓越しやすい北部であると考えられる。

WMOによる降水量補正研究の歴史は1960年代にさかのぼる。気象官署の観測値 (気候値) の補正を目的とし、降雨の補正 (Sevruk and Hamon, 1984) から降雪の補正 (Goodison *et al.*, 1998) へと手順は確立されていった。一方で、広域水循環の変動を把握するためには面積降水量が重要であり、広い意味で降水量観測手法の改良を考える必要がある (例えばサブグリッドスケールの分布特性を地点観測でとらえ、レーダにてグリッドスケールに内挿したうえで、衛星にて1000 kmスケールの推定を行うなど)。チベット高原の場合、衛星による降水量推定が有効と考えられ、頻発する弱い降水強度を推定するアルゴリズムの開発が必要とされる。レーダ・衛星降水量の検証や長期的な気候変動のモニタリングには、精度良い地点降水量観測が不可欠である。特に現時点では衛星による推定が困難な積雪卓越域 (高緯度) や降水量の絶対値が小さい砂漠 (乾燥域) では地点降水量観測が重要な位置を占める。今後の固体降水観測には、風・濡れ・蒸発による損失を防ぎつつ自動的に降水を観測する測器の開発が強く望まれる。同時に、気象要素から過小評価を見積もる手法の確立が必要であろう。

## 6. 寒冷域における降水量補正の意義

(大畑哲夫)

降水量、ここでは降雨フラックス、すなわち単位時間に地上の一定断面を落下する液体の水分の量と考えるが、それが降水量計で正確に計られていないという認識は昔からあった。しかしながら、これを解決しようとする仕事は地味であるため、一般的に研究者は余りやりたがらない。70年代から盛んになりスイスのSevruk、カナダのGoodison、アラスカのYang Daqingなど、この問題を積極的に扱ってきた研究者が何名かいる。日本には部分的に取り扱った人はいるが、それを第一の仕事として系統的に進めている人はいない。WMOはこの問題の解決を推進してきたが、

日本の気象庁はこの問題は深くは考慮していないようである。多くの気象機関と同じで多分、オペレーショナルな測定値が真の降水量値ではないということは言い出せないかと思える。通常発表される数値は降水量計で測定した数値と理解すべき、というのが現在の認識である。本来補正值も公表すべきとも考えるが、残念ながらなされていない。

正確な降水量を得なければいけない理由は幾つかある。1番目は、人はより正確な気象要素の値を知りたいであろうということである。国によって使用する降水量計が一般的に異なるため、使用している降水量計の補足率が異なっている。この場合、同じ量の降水があっても国境を挟んで降水量が異なってきてしまい、等値線を書くとならぬ。2番目は、水循環項を相互に比較し解析するときに、1つのデータに系統的な誤差があったら、自然現象の理解がゆがんでしまうということである。顕著な問題となるのは、降水量が直接影響する他の水循環項(蒸発量、河川流出量など)と比較する場合などである。降水量が過小評価されていると、たとえばある領域に入る水の量より出る量が多くなるようなことがおこる。水収支解析の時に全項を観測にて計るのは大変なので特定の項を残差項として求めるが、その方法も問題が生じる。広域の解析的研究で  $P$ (降水量) -  $R$ (流出量) をしばしば  $E$ (蒸発散量) とするが、 $R$  が正しくても  $P$  がおかしかつたら、 $E$  は変な値をとることになってしまう。3番目は大気や水文モデルに関係したことである。補正していない降水量データを入力・検証データとして作成されたモデルは、その内部パラメータに誤差が生じる。このモデルを補正量が異なる地域に適用すると、また観測値と合わなくなる。正確なデータを使用しないと普遍性のあるモデルは得られない。4番目は、長期変動を議論するときに関係した問題である。観測期間の途中で測器が変われば、真の降水量は変わってなくても降水量計の測定値は変化し、実際の変化はないのに、これをもって人は降水量が変化したと言うことになる。また、降水量は変化していないのに、補足率に関係する気候要素が変化した場合にも降水量計の値は変化してしまう。過去の温暖化、それに伴う水循環の変動が

議論されているときにこのようなことがあると意味のある結論は得られない。

真の降水量を得るための補正法を確立することは可能であろうか? 雨については大体できるようになったようである。雪についても風速が弱い範囲では関係式が得られた。ただ、ばらつきは大きいので、短時間の量に関しては誤差がまだ存在する。強風下の降雪については地吹雪現象が発生しているため現象が複雑化し、今のところ解決していない。寒冷圏の水循環を研究しているものにとってこの問題は見過ごすことは出来ない。これを解決することが可能かどうか見当はつかないが、問題を可能な限り詰め、可能な実験を重ねた上で、何らかの指針を出す必要がある。そして研究コミュニティで一定の共通認識をもった上で、各研究者が目的に応じて生の測定値ないし補正済みデータを利用することが重要ではないかと考える。

## 7. SPC を用いた降雪強度計測の試行的観測

(佐藤篤司)

雪氷災害の第一の要因は降雪であり、その正確な観測は重要である。加えて単位時間に降る量、すなわち降雪強度に起因することも多い。たとえば降雪強度が高まると道路除雪等の対応が間に合わず、交通障害が発生する。あるいは、表層雪崩はこの降雪強度の大きい時に発生しやすいことが知られている。従って、降雪強度の正確な観測は雪氷防災対策の早期実行や災害予測等に非常に重要である。

現在、降雪強度を出すために広く使われている雪量計は温水式と溢水式である。しかし、このような降ってきた雪を貯める方法は捕捉率と排雪に、雪を溶かすと蒸発による誤差と応答速度に問題が生じ、降雪強度計としては満足できる手法とは言えない。そこで、降下中の雪の量を瞬時に計測する方法が、この点で優れていることになり、画像解析法なども試みられている。

ここでは吹雪の観測に使用しているスノーパーティクルカウンター (SPC) を用いて降下中の雪の量を見積もる観測を行ったので、その概要を紹介する。

防災科学技術研究所新庄雪氷防災研究支所の構

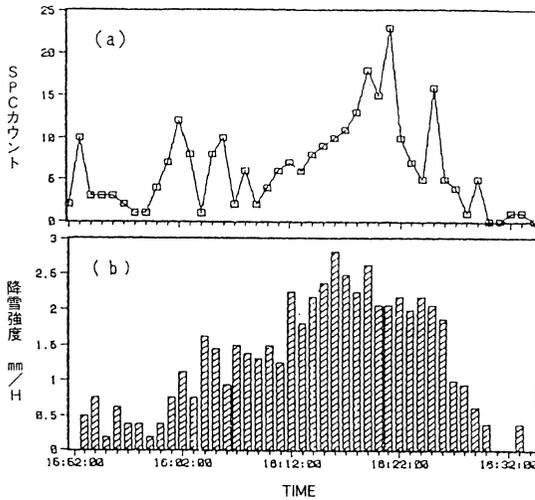


図9 (a) SPCによる観測粒子数, (b) 電子天秤による降雪強度. いずれも1分間積算.

内で以下のような方法で行った. 通常, 吹雪観測では水平方向の雪粒子フラックスを計るために, SPCは横向きに設置し, 横に流れる雪粒子の数と大きさを計測する (Schmidt 1977, 佐藤 1987, 1990). ここでは落下中の雪片を観るために上向きに置き, 観測領域を通る粒子の数と大きさを記録した. SPCセンサーは雪面近くに固定し, 1m四方を高さ1mの防風板で囲い, さらに周囲を2m高の防風ネットで円形に囲った.

SPCによるデータを検討するため, 電子天秤を用いた雪量計測手法 (小西ら, 1988) を採用し, 防風板で囲まれたSPCの真下で同時観測を行った. 本方法による最小感度は, 0.1 g/minのときで, 降雪強度としては0.190 mm/Hである.

SPCと天秤は同時に計測を開始し, SPCは1分毎の積算値を, 天秤は1分毎の重量を記録し, 両者の比較を1分単位で行なった.

観測は1991年冬期の降雪を観測した. 図9に1回の降雪に対し, SPCのカウント数と電子天秤による降雪強度の観測例を示す. 1分毎の観測値の比較では, 両者にはあまり強い相関は見いだせなかった. しかし全体的傾向は良く合っており, このことを積算時間を変えて調べてみる. SPCのカウント数と電子天秤による降雪強度をそれぞれ5分間および10分間積算値どうしで比較したのが図10である. 白四角印は5分間のものであり, 1分毎の比較に比べはるかに強い相関を示してい

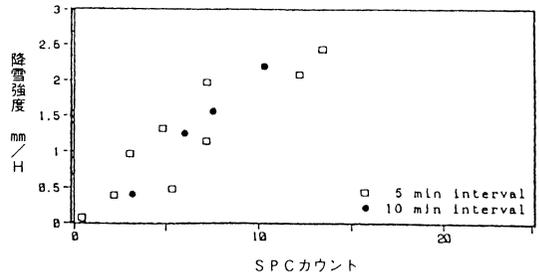


図10 SPCによる粒子数と電子天秤による降雪強度の相関.

□は5分積算, ●は10分積算を示す.

る. 黒丸印は10分間のものであり, さらに良い相関を示している (佐藤, 1991).

本報はSPCカウント数と電子天秤による降雪強度との比較を行って, SPCによる降雪強度計測の可能性を調べた. その結果, 積算時間が1分間では弱い相関であったが, 5分間以上になると両者は良い相関を示し, SPC利用の降雪強度計測手法の可能性が期待できる. さらに, センサーが小さく設置が容易なことから森林内の降雪強度観測に有力な手法と考えられる (佐藤・Schmidt, 1992).

### 議論およびまとめ

研究発表は, 1) 測器の改良 (1, 2, 7), 2) データの補正方法 (3, 4), 3) 補正の意義と広域水循環研究への利用 (5, 6) に関する内容となった. 1) に関しては, 雪量計の代用として降雪検知器やSPCの実用性が検討された. これらの測器でも別途捕捉率の問題が発生するが, 弱い降水強度時の降雪の有無や量を検知する点が優れている事が指摘された. 両雪量計および風除けそのものへの着雪により測器の形状が変化することが問題で, ヒータの利用により大幅な改善が見られるという報告は, 日本の多量の湿雪を対象とした降雪観測において特筆すべき事項である. 2) に関しては, 北極強風域での地吹雪の観測方法や面的降水量の算定方法に関して議論が行われた. 女満別での補正係数が北陸と異なる事から, 今後国内でも異なる気候条件での比較実験を行う必要性が認識された. 3) に関しては, チベットでは非モンスーン期の降水, シベリアでは地吹雪の算定が今後重要であるとの指摘があり, 今後ますます重要となる

寒冷圏での水循環過程に関して議論がなされた。

将来期待される研究課題として、降雪の有無や落下速度を直接測定するセンサーの開発や、東北・北海道でのDFIR比較観測の必要性が提示された。また、近い将来計画されている極域での集中観測は同地域の降雪の現状を明らかにする上で興味深い。今後も機会をみつけて本内容の研究会を実施する事を確認して研究会を終わった。

### 参考文献

- 秋田谷英次, 1989: 降雪検知器による降雪水量と深さの推定, 低温科学物理編, **48**, 111-115.  
 秋田谷英次・白岩孝行・尾関俊浩, 1991: 平成2年～3年冬期の札幌における積雪の特徴, 低温科学物理編, **50**, 15-21.  
 Goodison, B. E., Louie, P. Y. T. and Yang, D., 1998: WMO solid precipitation measurement intercomparison, Final report. WMO Instruments and Observing Method Report No.67 (WMO/TD-No. 872), 212 pp.  
 大野宏之・横山宏太郎・小南靖弘・井上 聡・高見晋一・Thomas Wiesinger, 1998: 北陸地方における降水量計の固体降水捕捉率, 雪氷, **60**, 225-231.  
 小西啓之・遠藤辰雄・若松五郎, 1988: 電子天秤を用いた降雪強度計の試作. 雪氷, **50**, 3-7.

- Schmidt, R. A., 1977: A System that measure Blowing Snow, U.S.D.A. Forest Service, Research Paper RM-194, 80pp.  
 Sevruk, B., and W.R. Hamon, 1984: International comparison of national precipitation gauges with a reference pit gauge. WMO Instrument and Observing Methods Report, No.17, WMO, Geneva, 111 p.  
 佐藤篤司, 1987: 吹雪計 (SPC) における飛雪粒子の粒径効果に関する考察 (第1報). 国立防災科学技術センター研究報告, **40**, 339-342.  
 佐藤篤司, 1990: 吹雪計 (SPC) による飛雪観測—1990年. 東北の雪と生活, **5**, 78-82.  
 佐藤篤司, 1991: 降雪強度計の試行的観測. 東北の雪と生活, **6**, 47-48.  
 佐藤篤司・R.A.Schmidt, 1992: 降雪強度計の林内観測. 東北の雪と生活, **7**, 121-122.  
 Ueno, K. and Ohata T., 1996: The importance of the correction of precipitation measurement on the Tibetan Plateau. J. Meteor. Soc. Japan, **74**, 211-219.  
 上野健一, 1999: 「北陸地方における降水量計の固体降水捕捉率 (大野ら,1998)」に対する質問, 雪氷, **61**, 41.  
 Yang, D., 1999: An Improved Precipitation Climatology For The Arctic Ocean. Geophys. Res. Lett., **26**(11), 1625-1628.

## Report of the workshop of solid precipitation measurement in Japan

Kenichi UENO<sup>1)</sup>, Hiroyuki OHNO<sup>2)</sup>, Kotaro YOKOYAMA<sup>3)</sup>, Yasuhiro KOMINAMI<sup>3)</sup>, Masahiro HACHIKUBO<sup>4)</sup>, Kounosuke SUGIURA<sup>5)</sup>, Atsushi SATO<sup>6)</sup> and Testuo OHATA<sup>7)</sup>

1) The University of Shiga Prefecture

2) National Institute of Agro-Environmental Sciences

3) Hokuriku National Agricultural Experiment Station

4) Kitami Institute of Technology

5) Frontier Observation Research System for Global Change

6) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

7) Hokkaido University

**Abstract:** On March 30, 2000, domestic science workshop about the solid precipitation measurement was held at the Institute of Low Temperature Science in the Hokkaido University. Observation methods, result of the intercomparison, and issues of the data correction for water cycle studies are reported by seven presentations. Major discussions are such as, development of new sensor to observe snow particle for shallow snowfall, heating of wind shield to prevent heavy snow cap, evaluation of drifting snow in windy arctic regions, and issues for precipitation intercomparison in the Tibetan Plateau, Siberia, and Hokkaido in Japan.

(2000年5月30日受付, 2000年6月24日受理)