

日射に対する積雪の波長別反射・透過特性

Spectral Characteristics of Snow Reflection and Transmission under Solar Radiation

谷川朋範*

1. はじめに

太陽光パネルに関する個人的な体験を紹介したい。2012年夏、グリーンランド北西部氷床上に自動気象観測装置を設置するため、約3週間のキャンプ生活を送る機会を得た。キャンプ中の電源は太陽光発電を利用し、気象観測装置の充電から日常生活に必要な電力まですべてを太陽光発電で賄った。このとき、太陽光パネルの設置方法について考えることは、放射伝達を専門とする私にとってちょっとしたクイズのようなものだった。発電効率を考えると、南中時刻前後の太陽天頂角（= 90度-太陽高度角）を考慮し、パネルを太陽光の入射方向に対して垂直に設置するのが最適に思われた。しかし、資材の制約があり、複雑な設置方法をとることができなかつたため、最終的に太陽光パネルを雪面に対して垂直に設置することにした。その結果、予想以上に発電が可能であり、電源の不足を全く感じることなくキャンプ生活を送ることができた。垂直に設置することのメリットとして、降雪時にパネルの上に雪が積もらないことに加え、雪面で反射した太陽光（反射光）も発電に利用できる点が挙げられる。特に積雪は、入射した光を前方側に強く反射する性質（積雪の双方向反射特性）を持っている¹⁾。そのため、雪面に垂直に設置した太陽光パネルは、空から直接降り注ぐ光だけでなく、雪面で反射した光も効率よく受け取ることができる。実際に予想以上の発電量を確認したとき、その仕組みに気づき、「なるほど…」と、妙に納得したのを覚えている（この方法が最適解かどうか定かではないのですが…）。昨年12月の講演会の際に触れたのはこの体験のことである。

本稿では日射に対する積雪の反射・透過特性として、特に読者の関心が高いと思われる二つの物理量に注目する。一つは雪面に入射する日射量に対する

反射量、もう一つは、積雪を透過して太陽光パネルに到達する日射量である。多くの読者は、太陽光パネルに積雪が堆積すると発電量が低下することを実感しているだろう。本稿では、これらの物理量が大气や積雪の物理量とどのように関係しているのかを解説する。

2. アルベド・透過率

まず初めに二つの物理量について定義する（以下、主に気象学および放射伝達の分野で使用されている定義・用語を用いる）。地表面に入射する放射フラックス（放射照度、日射量）に対し、地表面から反射される放射フラックスの比をアルベド（albedo：反射能）という。フラックス反射率と呼ばれることもある。アルベドには、波長ごとに定義される波長別アルベド（spectral albedo）や広波長帯域に対して定義される広帯域アルベド（broadband albedo）などがある。なお、一般に反射率（reflectance）とは区別される。また、ある媒質に入射した放射フラックスのうち、媒質に吸収されずに透過した放射フラックス密度の比を透過率（transmittance）という。これもアルベドと同様に、波長別透過率や広帯域透過率が定義される。太陽光発電を考える際、太陽光パネルに到達する日射量が重要であることは言うまでもない。しかし、パネルの上に積雪が堆積している場合、積雪による吸収によりパネルに届く日射量が低下する。このとき、積雪による日射の吸収量は波長によって異なるため、波長別に日射の振る舞いを見ていく必要がある。そのため、以下の章では波長別に積雪の反射・透過特性について解説していく。

*気象庁気象研究所

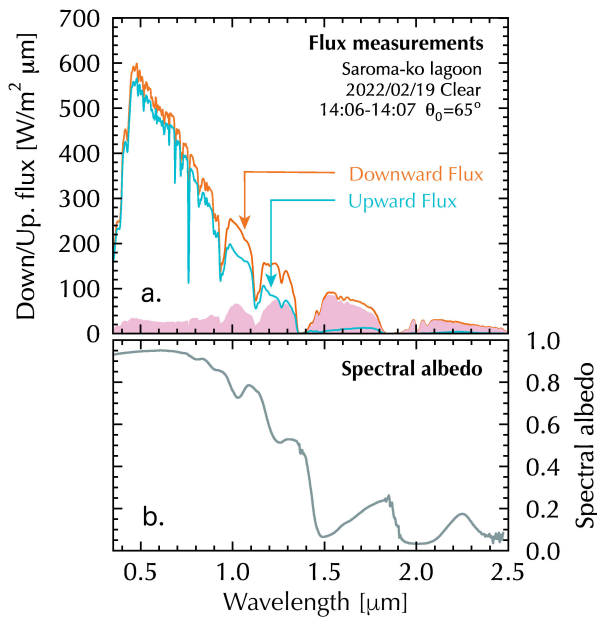


図1 (a)北海道サロマ湖海氷上で測定された晴天時の雪面に入射した波長別放射フラックスと雪面で反射された波長別放射フラックス。ハッチされた部分は両者の差分をとったもの。(b)同じく海氷面上の積雪の波長別アルベド。θ₀は太陽天頂角。

3. 積雪の波長別アルベドと透過率

図1(a)は北海道サロマ湖海氷上で測定された雪面に入射する波長別放射フラックス、雪面で反射される波長別放射フラックス、および両者の差分を示している。地表面に届く太陽放射(日射量)の約5割は可視領域(本稿では波長λ = 0.3-0.7 μmとする)が占めており、波長λ = 1.5 μmまでの近赤外領域を含めると、その割合は約8割に達する。反射された波長別放射フラックスを見ると、可視域では地表面に届いた光の大部分が反射されていることがわかる。図1(b)は、それらの比、すなわち波長別のアルベドを示して。可視域ではアルベドが高く、入射光の多くが反射されていることが確認できる。一方、近赤外域では波長が長くなるにつれて反射光が徐々に減少し、それに伴い波長別アルベドも低下していく。これは積雪や地面によって日射が吸収されていることを意味する。

このように可視域でアルベドが高く、近赤外域で低くなる原因は、積雪粒子を構成する氷の光吸収特性が波長によって異なるためである。具体的には、氷の複素屈折率の虚数部が関係している。一般に屈折率は実数部と虚数部を用いて $n = n_r + in_i$ (但し、 $i^2 = -1$) で表される。実数部 n_r は光の散乱の強さを、虚数部 n_i は吸収の大きさを表す。図2は氷の複素屈折率²⁾を示しているが、虚数部の値をみると、

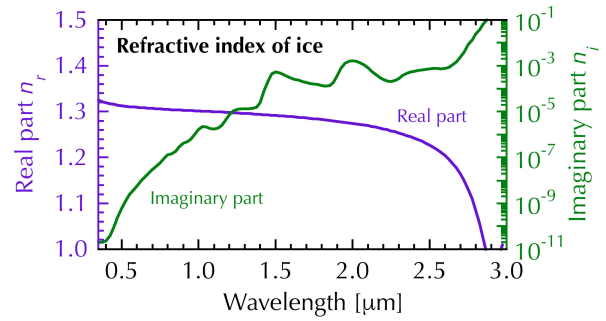


図2 氷の複素屈折率の波長依存性。左軸は実数部、右軸は虚数部を示す。

可視域およびその前後の波長領域では非常に小さく、この領域では光の吸収が極めて弱いことがわかる。そのため、積雪のように粒径分布をもつ系では粒子間の多重散乱(散乱された光が周辺の粒子によって何度も散乱される現象)が支配的となり、強い反射光が生じる。一方、近赤外域では波長が長くなるにつれて吸収が徐々に強まり、いくつかのピークを示しながら増加する。これにより、近赤外域では光が積雪粒子に吸収されやすくなり、積雪内部での多重散乱の割合が減少する。特に、吸収の強い波長では、光が積雪表面付近でほぼ完全に吸収されるため、積雪内部へ透過する光の割合は極端に小さくなる。

さて、地表面が積雪で覆われている場合、積雪深が十分あるとき(半無限積雪深の状態)は、雪面に入射した放射フラックスは積雪を透過せず、地表面には届かない。すなわち、この場合の透過率は0である。しかし、ある積雪深以下では、放射フラックスが地表面に到達するようになり、透過率が存在するようになる。この透過率は、積雪粒子の粒径、密度、積雪深、太陽天頂角などに依存する。一般的な積雪条件では、半無限積雪深は約30 cm程度とされている(密度100 kg/m³の新雪の条件で積雪深10 cm以上、密度330 kg/m³のざらめ雪で積雪深50 cm以上)³⁻⁴⁾。これ以下の積雪深では日射が積雪を透過する。

図3は一例として積雪深 $h = 10$ cmにおける波長別アルベド、透過率、および積雪に吸収された割合(吸収率)を放射伝達モデル⁵⁾で計算した結果を示している。このケースにおいて、可視域では雪面に入射した放射フラックスの約8割が反射し、2割が地表面に透過することがわかる。しかし、近赤外領域では氷による光の吸収が強いため、透過率は徐々に低下し、入射した放射フラックスの大部分が積雪に吸収される。この結果からも、積雪が太陽光

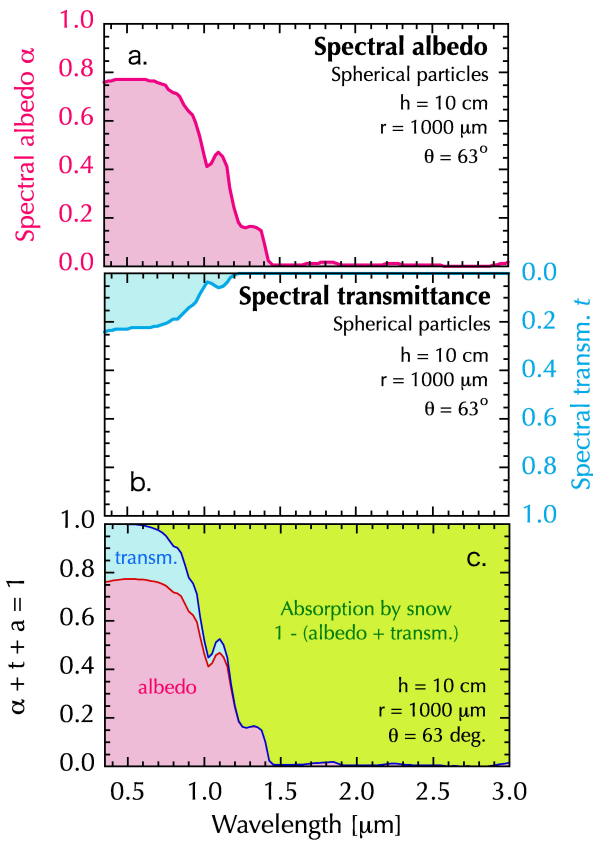


図3 (a)積雪の波長別アルベド α 、(b)透過率 t 、(c)積雪に吸収された日射量の割合 a (吸収率： $a=1-\alpha-t$)として、波長別に α 、 t 、 a の割合をそれぞれ示したものの、積雪深 $h=10$ cm、積雪粒子半径(有効半径) $r=1000$ μ m.

発電に及ぼす影響が顕著であることが分かる。すなわち、太陽光パネルに積雪が堆積すると、パネルに到達する日射量が急激に低下することが予想される。

4. 透過率と積雪物理量の関係

この章では積雪の波長別透過率の振る舞いについて、より詳しく見ていく。

一般に積雪の反射および透過特性は積雪の物理量によって変化し、それらの物理量は大きく「内的要素」と「外的要素」に分類される。内的要素には積雪粒子の粒径や形状、積雪中に含まれる不純物(ブラックカーボンやダストなどの鉱物性粒子)といった光散乱に関する要因のほか、積雪層構造や幾何学的厚さ(積雪深)、密度といった多重散乱に関する要因が含まれる。一方、外的要素としては、太陽天頂角、大気成分、積雪層下面(太陽光パネル)のアルベドなどが挙げられる(これらの物理量は積雪アルベドの振る舞いにも影響する)。本章では、透過率に対する積雪粒径と積雪深の影響について説明

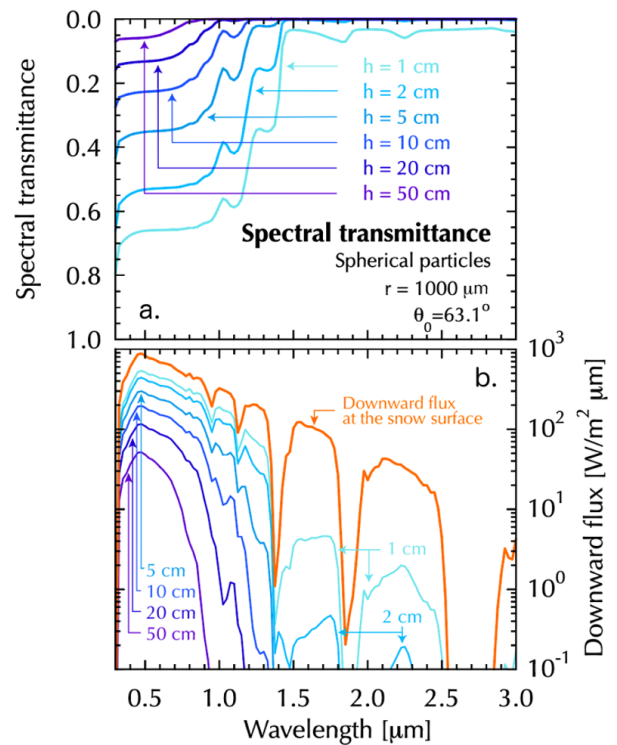


図4 (a)積雪の波長別透過率の積雪深依存性、(b)雪面に入射する下向き放射フラックス(橙色)と積雪を透過して下面に到達した下向き放射フラックスの積雪深依存性(寒色系)。積雪粒子半径(有効半径) $r=1000$ μ m.

し、最後に積雪中に含まれる不純物と積雪密度の影響について簡単に触れる。

4.1 積雪深

図4は、積雪の波長別透過率および積雪を透過して下面に到達する日射量の積雪深依存性を示したものである。積雪粒径および密度を一定とした条件下では、透過率は積雪深の増加に伴い、近赤外域から可視域へ選択的に減少する。また、積雪下面に到達する日射は近赤外域から低下していく。特に、氷の吸収が強い近赤外域($\lambda > 1.5$ μ m)では、わずかな積雪でも日射が遮られ、積雪下面(地表面)に届く日射は急激に減少する。

この理由について、氷の吸収が非常に弱い可視域と、吸収がある近赤外域にわけて考える。積雪深が増すと散乱体である氷粒子が増加するが、氷の吸収が非常に弱い可視域では、多重散乱が卓越するため、下方へ透過する光は徐々に低下していく。その結果、積雪が増えると透過率は低下し、反射光が増加することでアルベドも増加する(図省略)。一方、近赤外域では氷の吸収が強いいため、積雪が増えると氷粒子間の多重散乱の回数が増えると同時に、吸収される光も増加する。そのため、可視域に比べて透過率

の低下が顕著になる。特に $\lambda > 1.5 \mu\text{m}$ 以降では氷の吸収が非常に強く、雪面に入射した日射は、わずかな反射光を除いて積雪表層付近の氷粒子に完全に吸収される。

4.2 積雪粒径

次に、雪質の指標ともなる積雪粒径との関係について考察する。一般に、降雪直後の積雪は六角形や針状の結晶をしているが、降雪後、時間の経過とともに丸みをおびた形へと変化する。また、融解・再凍結を経験した粒子は、より複雑な形状を持つ。そのため、積雪粒子の大きさを定義するのは容易ではない。しかし、複雑な結晶構造をもつ積雪粒子も、光学的に球と等価な粒径（光学的等価粒径）として整理することができる。具体的には、新雪などの樹枝状結晶では枝の幅、針状結晶の場合では針の幅が光学的等価粒径に対応する。また、こしまり、こしもざらめ、ざらめ雪の場合は、結晶を構成する部品の短い部分の大きさが対応するとされている。⁵⁾ この他、積雪粒子の大きさの指標として、比表面積が同じ球の半径を光学的等価粒径とみなす考え方も提案されている。野外で積雪粒子の表面積を正確に測定することは難しいが、放射計算などの分野ではこの方法が主流となりつつある。いずれにせよ、この

光学的等価粒径は、降雪直後の新雪で最も小さく、時間の経過とともに大きくなる。そのため、積雪粒径は雪質の指標として利用できる。

図5は、積雪の波長別透過率および積雪を透過して下面まで到達する日射量の積雪粒径依存性について示したものである。積雪深および密度が一定（積雪水量一定）の条件においては、積雪粒径が小さいほど、透過率は低下し、大きいほど上昇する。つまり、同じ積雪水量で比較すると、新雪の方がざらめ雪よりも透過率が低いことを意味する。このような傾向がみられるのは、積雪粒径が小さいほど、積雪粒子の数が多くなり、多重散乱の回数が増加するためである。その結果、透過率は低下し、逆に、積雪アルベドは増加する（図省略）。なお、濡れ雪など含水している場合、含水率の増加は光学的に積雪粒径の増加と等価であると考えられている。

4.3 その他の物理量との関係

積雪の反射、透過特性に関係する物理量について二つ要素を紹介する。一つは積雪中に含まれる光吸収性不純物である。光吸収性不純物とは、主に黒色炭素（すす、black carbon : BC）や鉱物粒子（ダスト）などの不溶性個体粒子を指す。これらの物質は主に可視域のアルベドを低下させ、温暖化の要因の一つとして考えられている。

光吸収性不純物は世界各地で測定されており、我々のグループによる測定結果によると、札幌におけるBCの重量濃度は平均で200 ppbwであり、融雪期では3000 ppbwに迫る値が記録されている。⁶⁾ また、これらの光吸収性不純物は積雪内部よりも表面付近で濃度が高く、そのため、積雪内部に到達する日射量は、きれいな雪と比べて少なくなる。

もう一つの要素は積雪密度である。積雪密度も雪質に関係する物質量の一つであり、新雪ほど密度が低く、降雪後は自重や上に積もった雪の影響で徐々に密度が高くなる。積雪密度の増加がアルベドの減少と相関するという報告もあるが、密度は前章で説明した積雪粒径と関係していることが多いため、それぞれ独立して考える必要がある。結論から述べると、積雪深、積雪粒径が一定の条件では、積雪密度の増加によりアルベドは増加し、透過率は低下する。勘の鋭い読者はその理由に気づいたかもしれないが、これは散乱体である積雪粒子の数が増加し、多重散乱がより支配的になるためである。

5. 透過率と大気の影響

最後に積雪の反射・透過特性に影響を与える「外

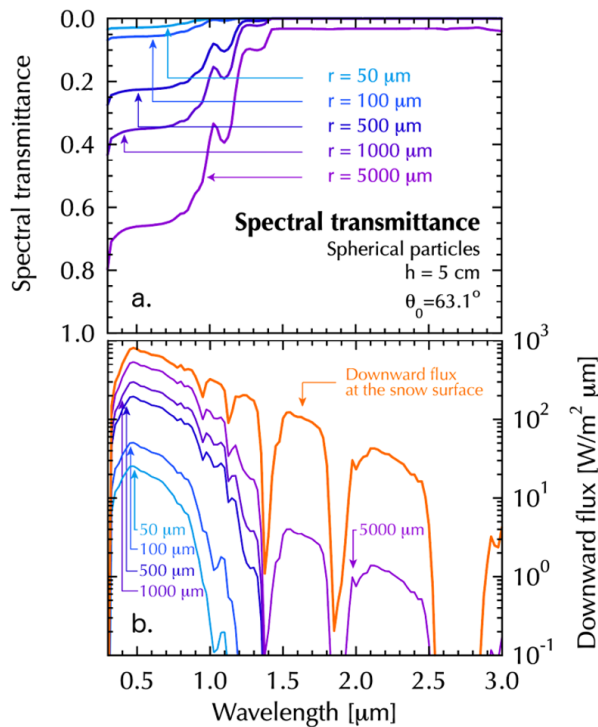


図5 (a)積雪の波長別透過率の積雪粒径依存性、(b)雪面に入射する下向き放射フラックス（橙色）と積雪を透過して下面に到達した下向き放射フラックスの積雪粒径依存性（寒色系）。積雪深 $h = 5 \text{ cm}$ 。

的要因」のうち、太陽天頂角と雲の影響について考える。まず地表面に届く放射フラックスについて確認する。地表面に届く放射フラックスは日中に多く、朝夕には少なくなる。これは日常生活の経験からも、太陽の高さが関係していることは容易に想像ができるだろう。

一般に、地表面に届く日射量（放射フラックス）は全天日射と呼ばれ、これは地表面が受け取るすべての太陽光を指す。全天日射は直達日射と散乱日射に分けられ、前者は太陽から直接地上に到達する光、後者は太陽光が大気中の粒子等により散乱（レイリー散乱）・反射されて地上に届く光である。直達日射は太陽天頂角の余弦および大気の懸濁度により変化し、また、散乱日射も間接的に太陽天頂角の影響を受ける。その結果、日中は日射量が多く、朝夕には少なくなる（図6(a)）。

散乱日射が全天日射に占める割合には波長依存性がある。一般に、晴天時はレイリー散乱が卓越し、可視域から近赤外域（長波長側）へ向かうにつれて、散乱日射の割合は波長の4乗に反比例して減少す

る。一方、曇天時は直達日射が雲によって遮られるため、地表面に届く直達日射の量が減少し、可視域から近赤外域にかけて散乱日射がほぼ全体を占めることになる。その結果、曇天時の地表面に届く日射量は、晴天時と比較して低くなる（図6(a)）。

図6(b)は積雪深 $h = 10$ cm、積雪粒径半径（有効半径） $r = 1000 \mu\text{m}$ の場合における積雪下面に届く日射量を計算したものである。積雪面に入射する日射量を反映し、晴天時よりも曇天時の方が積雪下面に届く日射量が少なく、また太陽天頂角に依存する傾向もみられる。このときの積雪のアルbedoと透過率を計算したものを図6(c)および図6(d)に示す。晴天時の積雪アルbedoおよび透過率は、顕著な太陽天頂角依存性を示し、太陽天頂角が大きくなる（例えば朝夕）ほど、積雪アルbedoは高くなり、逆に透過率は低くなる。この太陽天頂角依存性が生じる理由として、積雪アルbedoの場合、直達日射が積雪に入射した際、一定の距離を進む間に散乱され、積雪表面にまで減衰しながら戻る光の割合が、斜めに入射する場合の方が真上から入射する場合よりも多くなることが挙げられる。³⁾ 一方、透過率については、積雪下面に到達する光の割合は、真上から入射する場合の方が斜めから入射する場合よりも多くなるため、透過率は高くなる。さらに、積雪粒子の一次散乱（粒子に入射した光が1回衝突した際に起こる散乱）において前方散乱が卓越することも、この依存性を強めている。この関係は積雪深や積雪粒径・密度が変化しても維持される。

完全な曇天時には直達日射がなくなり、散乱日射のみになる。日射は雪面に等方的に入射するため、積雪アルbedoおよび透過率の太陽天頂角依存性はみられなくなる。そのため、積雪状態が変わらなくても、太陽光の直達日射と散乱日射の割合を変える大気成分が、アルbedoや透過率を変化させることになる。

6. まとめ

本稿では、日射に対する積雪の反射・透過特性について、雪面に入射する日射量に対する反射量（アルbedo）と、積雪を透過して地表面に到達する日射量（透過率）に着目し、その影響要因について解説した。特に太陽光パネルに到達する日射量を意識してどのような物理量で決まるのかを示し、透過率の振る舞いに焦点をあてた。主要な物理量を中心に説明したが、積雪が層構造を持つ場合や、地表面（雪面）が傾斜している場合の影響については、本稿で

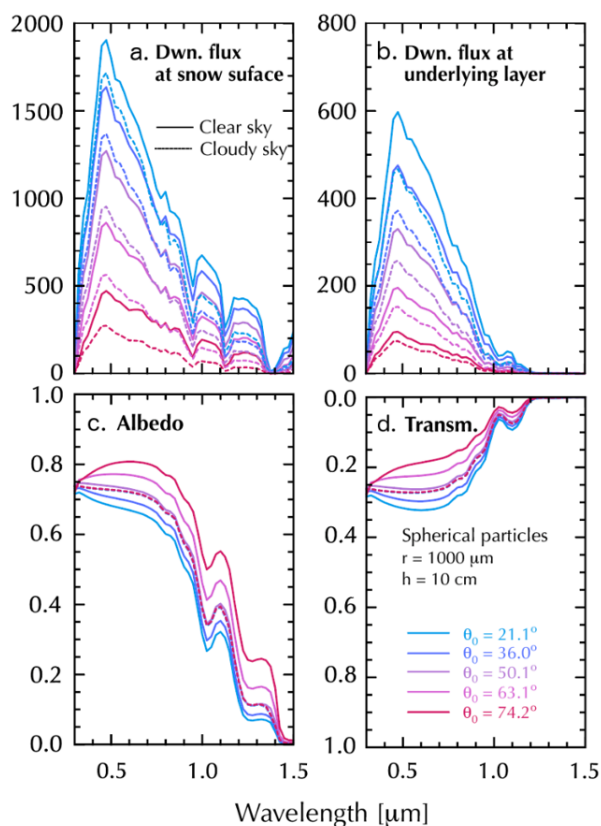


図6 (a)雪面に入射する下向き放射フラックスと (b)積雪を透過して下面に到達した下向き放射フラックスの太陽天頂角依存性。単位は $[\text{W}/\text{m}^2\text{sr} \mu\text{m}]$ 。(c)積雪の波長別アルbedoと (d)透過率の太陽天頂角依存性。積雪深 $h = 10$ cm、積雪粒径 $r = 1000 \mu\text{m}$ 。実線は晴天時、波線は完全曇天時。

は詳しく扱わなかった。ただし、基本的な振る舞いについては、本稿の内容が参考になると考えられる。本稿が、発電量の予測や対策・取り組みの一助となれば幸いである。

最後に、本稿の補足として、積雪の分光特性に関する解説を付記する。本稿では詳しく触れられなかった（第1章で言及した）積雪の双方向反射特性や放射伝達モデルについて、より詳細な情報を知りたい方は、雑誌「雪氷」に掲載されている解説記事^{1, 7)}を参考にさせていただきたい。

参考文献

- 1) 谷川朋範, 積雪の方向性反射特性, 雪氷, 69, 185-200 (2007)
- 2) S. G. Warren and R. E. Brandt, Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave : A revised compilation, Journal of Geophysical Research,, 113, D14220 (2008)
- 3) W. J. Wiscombe and S. G. Warren, A model for the spectral albedo of snow. I. Pure snow, Journal of the Atmospheric Science, 37 (12), 2712-2733 (1980)
- 4) X. Zhou, S. Li and K. Stamnes, Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow, Geophysical Research Letter, 108, 4738 (2003)
- 5) Aoki, Te., Ta. Aoki, M.Fukabori, A.Hachikubo, Y. T achibana and F. Nishio, Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. Journal of Geophysical Research, 105, 10219-10236, (2000)
- 6) Kuchiki, K., T. Aoki, M. Niwano, S. Matoba, Y. Kodadma, and K. Adachi, Elemental carbon, organic carbon, and dust concentrations in snow measured with thermal optical and gravimetric methods : Variations during the 2007-2013 winters at Sapporo, Japan, Journal of Geophysical Research, 120, 868-882 (2015)
- 7) 谷川朋範, 積雪物理量のリモートセンシングに必要な放射伝達モデルと現場観測 —偏光観測に焦点をあてて—, 雪氷, 78, 401-415 (2016)

著者略歴



谷川朋範（タニカワ トモノリ）

2005年3月筑波大学大学院生命環境科学研究科一貫制博士課程を修了。日本学術振興会特別研究員・海外特別研究員を経て、宇宙航空研究開発機構地球観測研究センターの招聘研究員として活動。その後、2015年10月に気象庁気象研究所に入庁。雪氷学および大気・雪氷放射学を基盤とし、積雪・海氷の光学特性や、衛星観測による雪氷圏の環境変動の研究に従事。博士（理学）。