

白山千蛇ヶ池雪渓における融雪熱収支特性 —千蛇ヶ池雪渓は多年性でなくなってしまうのか—

石川県立大学 岩佐海杜

1. 初めに 研究対象地である白山千蛇ヶ池雪渓は、石川県の白山山頂付近（標高 2570m 付近）に存在し、山麓の西側斜面のすり鉢状の窪地に雪が吹き溜まってできた、吹き溜まり型の多年性雪渓である。また、小川ら（2018）によると、歴史的にも古くから万年雪として認識されており、白山山頂部に存在する唯一の多年性雪渓として現在でも登山者に親しまれている。

こういった多年性雪渓の観測は、気候変動指標の一つとして重要な意味をもつ。また、融雪熱収支を調べることによって、多年性雪渓であらしめる融雪熱収支構成割合を求めることは学術的に価値のあるものだと考えられる。そこで本研究の研究目的の一つ目として、2017 年から 2019 年の夏季から秋季にかけて白山千蛇ヶ池雪渓の融雪熱収支を求め、融雪熱収支特性を調べることとした。融雪熱収支特性で具体的に考察した内容は、熱収支構成割合の特徴と、雨と無降水日の熱収支比較である。研究目的の二つ目としては、地球温暖化によって千蛇ヶ池雪渓が多年性雪渓でなくなるのかを考えることとした。地球温暖化によって気象の変化など様々な影響が起これると考えられるが、本研究では、千蛇ヶ池雪渓が多年性雪渓でなくなってしまう要因として、気温上昇による融雪量の増加と融雪開始時の積雪量の増減について考察を行った。

2. 研究方法 2.1 研究の流れと観測内容 研究の流れを Fig2.1 に示す。初めに融雪熱収支と融雪量を求めるための観測を行った。行った観測と方法を Table2.1 に示す。気象観測器は室堂裏に設置し、観測を行った。アルベドは可視域の波長である 400nm～700nm の平均をその時の雪面のアルベドとし、融雪熱収支を求める際に使用するアルベドは日ごとで一定と考えた。観測日以外のアルベドの推定方法は、観測を行った日ごとの平均を求め、縦軸をアルベド、横軸を日にちとして散布図を作成し、得られた回帰直線より推定を行った。積雪密度とアルベド観測は 2019 年のみの観測であるため、他の年は 2019 年でデータを代用した。融雪量観測は、白山自然保護センターが 8 月と 10 月に 1 回ずつ行っている測量データを使用した。観測日時と場所を Table2.3 に示す。

Table2.1 観測と方法

観測	方法
気象観測	気温、風速、雨量、湿度、日射、気圧を10分毎に観測
アルベド観測	スペクトルメーターで雪面を6地点ほど観測
融雪量観測	トータルステーションによる雪渓の測量
積雪密度観測	100cc サンプラを用い、表層5cmの密度を5地点観測

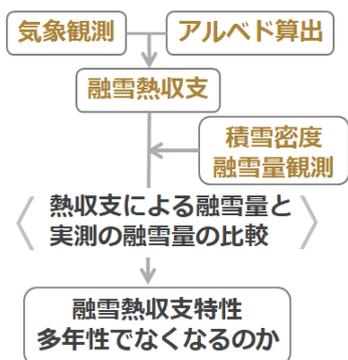


Fig2.1 研究の流れ

Table2.2 観測日時と場所

	気象観測	積雪密度	アルベド実測	融雪量
2017年	7/19～10/13			8/13・10/10
2018年	8/10～10/9			8/12・10/14
2019年	7/29～10/17	7/29	8/9・10/10	8/9・10/10
観測場所	室堂裏		千蛇ヶ池雪渓	

2.2 融雪熱収支解析 融雪熱収支とは、融雪を抑制、または促進する熱エネルギーの成分である。本研究では各融雪熱量について、純放射量 R_n 、顕熱輸送量 H 、潜熱輸送量 E 、雨滴の熱エネルギー Q_p 、地中伝導熱 G とし、雪渓内部の温度を全層 0°C 、雪渓内の熱伝導はないと仮定した。また、融雪熱量は融雪が進む方向をプラスと表した。

各融雪熱量の算出に用いた式を下記に示す。なお、顕熱及び潜熱はバルク法によって求め、地中伝導熱の観測は行っていないため、1日に1mm融雪するとして一律 $2.83\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ で計算した。

$$H = \rho C_p C_H (T - T_s) \bar{u} \quad E = \lambda \frac{0.622}{p} \rho C_E \{e - e_s(T_s)\} \bar{u} \quad (\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$$

λ : 水の凝結熱 ($2.5 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$) C_E : バルク係数 e : 水蒸気圧 (Pa) T_s : 雪面温度 (0°C)
 e_s : 飽和水蒸気圧 (Pa) \bar{u} : 地表 2.07m の平均風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) T : 気温 ($^\circ\text{C}$) C_H : バルク係数
 C_p : 空気の定圧比熱 ($1005 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$) なお、顕熱輸送と潜熱輸送のバルク係数は、融雪熱収支より得られた融雪量が実測値に近づくように調整した結果 0.00235 を用いた。

$$Q_p = 1.163 \cdot c_w \rho_w P T \quad (\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$$

c_w : 水の比熱 ($1 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$) ρ_w : 水の密度 ($1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) P : 雨量 (mm)

純放射量は上下方向の長波放射 $L \uparrow L \downarrow$ と短波放射 $S \uparrow S \downarrow$ の収支量である。

$$R_n = (1 - \alpha) S \downarrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$$

$$L \uparrow = \sigma T_s^4 \quad L \downarrow = 1.31 (e/T)^{1/7} (1 + 0.25RH - 0.20\tau_{atm}) \sigma T^4$$

σ : ステファンボルツマン定数 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\text{K}^{-4}$) T_s : 雪面温度 (K) e : 水蒸気圧 (hPa) T : 気温 (K)
 RH : 相対湿度 $\tau_{atm} : S \downarrow / S_{extra}$ なお、 S_{extra} は理論的に得られる下向き短波放射量で以下の式で得ることができる。本研究で用いた下向き長波放射量推定式は、J.E.Sicart ら (2006) で示されたカナダでの下向き長波放射量の実測に基づいた経験式を、札幌気象台で観測されたデータを用いて精度検証を行い、係数を変えもっとも当てはまらなくなるようにしたものである。精度検証の結果、下向き長波放射量の推定値と観測値の決定係数は 0.544、RMSE は $22 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ となり、1日当たりの融雪量について 0.78cm のばらつきが生じる。

$$S_{extra} = \frac{86400}{\pi} \frac{S_0}{(d/d_0)^2} (\omega_0 \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \sin \omega_0) 10^{-6} \quad (\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2})$$

$$d/d_0 = 1 + 0.01676 \cos\{0.01721(\text{DOY} - 186)\}$$

$$\omega_0 = \cos^{-1}(-\tan \Phi \tan \delta) \quad \omega_0 = \cos^{-1}(-\tan \Phi \tan \delta) \quad (\text{rad})$$

S_0 : 太陽定数 ($1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) ω_0 : 日の出及び日没時の時角 (rad) δ : 太陽赤緯 (rad) Φ : 緯度 (rad)
 d : 地球太陽間距離 d_0 : 地球太陽間平均距離 DOY : 通日 (日) なお、緯度は 36° とした。

2.3 融雪量について 融雪量については一般的に積雪水量を用いるが、本研究では積雪密度を一定として計算を行っているため、単位面積当たりの融雪量を考えることとした。実測した融雪量は、白山自然保護センターから提供して頂いた観測データより 8月と10月の測量時の標高データの差を用いた。ここで、雪渓は大きく傾斜している年があり、雪渓全体が均一に融雪していくとは考えにくいと、10月に残っている雪渓地点のみで、8月と10月の融雪量を求めている。

融雪熱収支より求めた融雪量は次の式より求めた。

$$\text{熱収支より求めた融雪量} = 2.06352 \cdot \frac{Q_m}{L_m \cdot \rho_{\text{snow}}} \quad (\text{cm/日})$$

Q_m : 日平均融雪熱量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) L_m : 氷の融解熱($80\text{cal} \cdot \text{g}^{-1}$) ρ_{snow} : 雪の密度($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)なお、雪の密度は7月29日の観測で得られた $0.73 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ を使用した。

2.4 多年性でなくなる要因と研究方法 地球温暖化によって気象の変化など様々な影響が起こりうると考えられるが、本研究では多年性雪渓でなくなってしまう要因として、気温上昇に伴う融雪量の増加と融雪開始時の積雪量の変動を考えることとした。融雪量の増加については、まず、2017年から2019年の気象観測によって得られた値から、3年分の月平均気象観測値(8月、9月、10月)を算出した。次に、求めた3年分の月平均気象観測値において、気温を 1°C ずつ上昇させた場合の融雪熱収支を月ごとに算出し、気温を 1°C ずつ上昇させた場合の融雪熱収支と積雪密度から気温上昇に伴う融雪量を求めた。増加融雪量を算出する際の融雪熱収支は、融雪熱量の大半を占める純放射量、潜熱輸送量、顕熱輸送量とした。

融雪開始時の積雪量の変動については、融雪開始時の積雪量のデータがないため、8月測量時の積雪量を融雪開始時の積雪量と考えることとした。2007年から2019年までの8月積雪量を散布図にし、回帰直線によって将来の8月積雪量を予測した。8月積雪量を求める際に使用した雪渓が堆積しているすり鉢状の窪地の底の標高について、小川らが千蛇ヶ池雪渓の体積を求める際に窪地の底と推定しているおおよその標高である2558mを使用した。

3. 結果 3.1 融雪熱収支特性 時間ごとに算出した融雪熱収支を、月ごとにまとめた棒グラフをFig3.1に示す。融雪熱収支の割合は、全期間を平均すると純放射量48%、潜熱輸送量22%、顕熱輸送量25%、雨滴の熱エネルギー4%、地中伝導熱1%という結果になった。純放射量の内訳は、短波放射量43%、長波放射量5%である。各月ともに、純放射量で融雪の約半分を占め、残りの半分を潜熱輸送と顕熱輸送が占めるといってもよい。また、長波放射量と潜熱輸送量の変動幅は比較的大きく、9月以降には長波放射量、潜熱輸送量ともに大きく減少した。

Fig3.2に日ごとの融雪量と潜熱輸送量、顕熱輸送量、純放射量、雨量、風速の推移を示す。融雪量に着目すると、急激に融雪が進む日が存在する。これは潜熱輸送量と顕熱輸送量が大い日であった。気象要素に着目すると、降水があり風速が大い日であることが分かった。Table3.1に雨の日と無降水日における1時間間隔の主な融雪熱収支の平均を示す。雨の日と無降水日の熱収支を比較すると、雨の日は潜熱輸送量と顕熱輸送量、長波放射量が無降水日より大幅に増加した。一方、雨の日の短波放射量は無降水日より小さくなった。観測を行った3年間で考えると、融雪熱量の総計は、雨の日は無降水日の約1.9倍となることが分かった。

3.2 多年性でなくなってしまうのか 気温上昇に伴う増加融雪量を表したグラフをFig3.3に示す。下向き短波放射量が気象観測を行った3年間の平均値であった場合、気温が 1°C 上昇すると0.58mの融雪量が増加することが示された。ここでIPCC第5次評価報告書によれば、21世紀末には1986-2005年に比べて $0.3^\circ\text{C} \sim 4.8^\circ\text{C}$ 上昇すると考えられている。千蛇ヶ池において、気温が $2^\circ\text{C}/100$ 年上昇すると考えた場合1.16cm/年、 $4^\circ\text{C}/100$ 年の場合2.32cm/年のペースで融雪量が増加

していくことが分かった。

2007年から2019年までの8月測量時の積雪量の散布図を Fig3.4 に示す。得られた回帰直線は $y = -0.148x + 316.39$ (y は 8 月測量時の積雪量、 x は年度) となり、年がたつにつれて積雪量は減少していくという傾向になったが、統計的有意とはいえなかった。

得られた気温上昇に伴う融雪量の増加と、8月測量時の積雪量の変動についてまとめたグラフを Fig3.5 に示す。Fig3.5 より、融雪量が積雪量を上回り多年性でなくなると考推定されたのが、気温上昇が $2^{\circ}\text{C}/100$ 年の場合 2097 年、 $4^{\circ}\text{C}/100$ 年のとき 2092 年であった。しかしながら、8月測量時の積雪量の変動は統計的有意ではないため、多年性でなくなると推定された年は重要ではない。

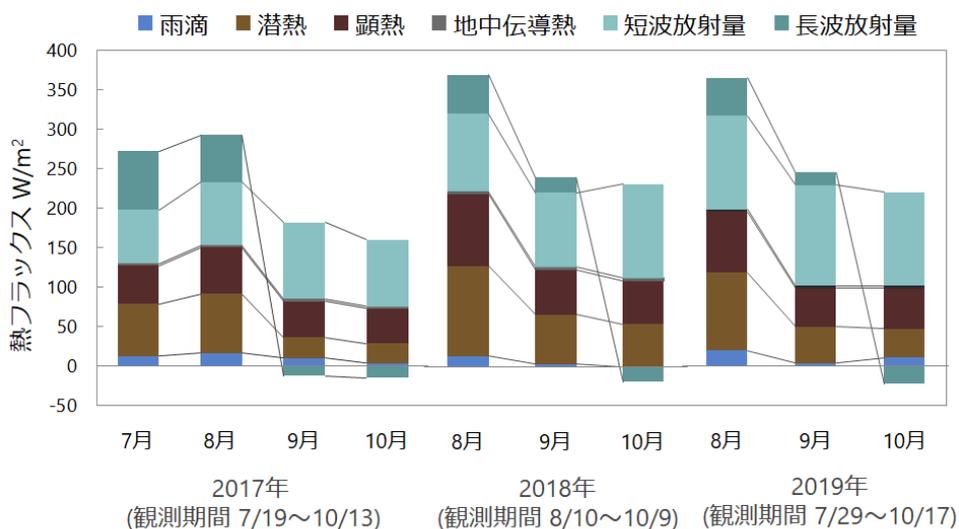


Fig3.1 月ごとの熱収支構成割合

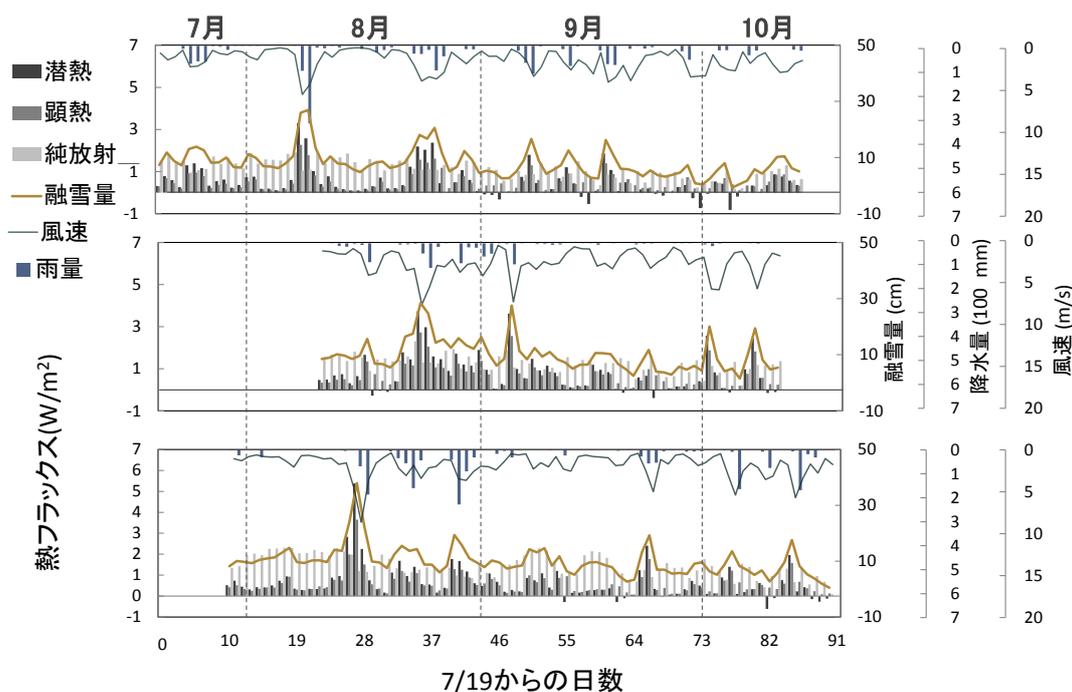


Fig3.2 日ごとの融雪量と顕熱輸送量、潜熱輸送量、純放射量、風速、雨量の推移

Table3.1 雨の日と無降水日における1時間間隔の主な融雪熱収支

		rainy condition (W/m ²)					
期間		雨滴	潜熱	顕熱	S	L	総計
2017	8/13~10/10	41.5	111.0	82.6	18.2	61.1	311.4
2018	8/12~10/9	28.8	165.5	118.8	20.5	68.9	402.5
2019	8/9 ~10/10	57.3	164.6	120.1	22.8	64.7	429.6

		non-rainy condition (W/m ²)					
期間		雨滴	潜熱	顕熱	S	L	総計
2017	8/13~10/10	0.0	15.2	37.9	98.5	-10.3	141.3
2018	8/12~10/9	0.0	55.0	55.5	109.5	9.7	229.7
2019	8/9 ~10/10	0.0	40.4	46.2	146.0	10.3	242.9

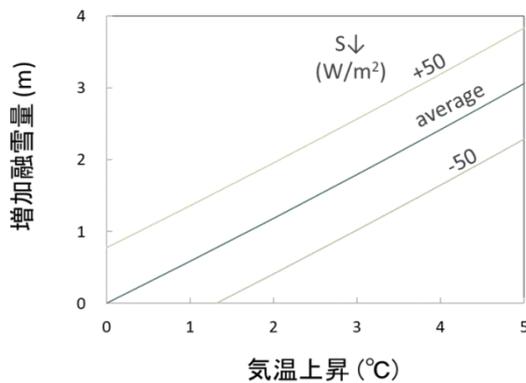


Fig3.3 気温上昇に伴う増加融雪量

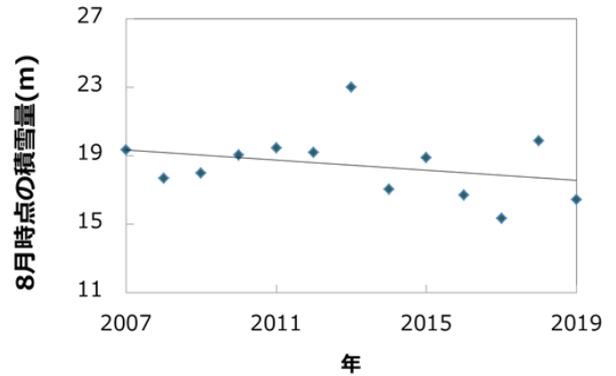


Fig3.4 8月測量時の積雪量推移

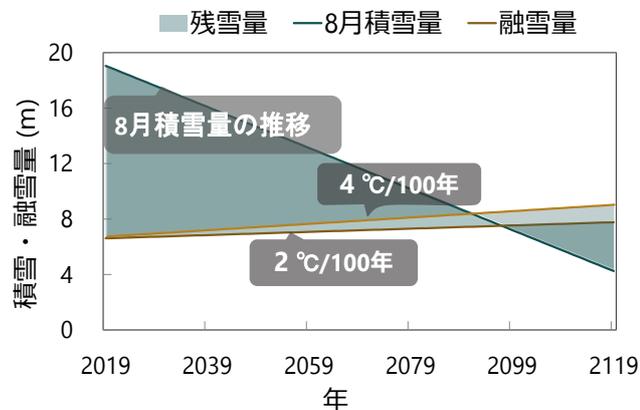


Fig3.5 8月測量時の積雪量と、気温上昇に伴う融雪量の関係

4 考察 4.1 融雪熱収支特性 千蛇ヶ池雪溪の融雪熱収支構成割合は、一般的に純放射量の割合がほとんどを占める低地平野部に比べ、風速や湿度の影響によって潜熱輸送量や顕熱輸送量の割合が比較的大きくなる山岳部での融雪熱収支構成割合を顕著に示したといえる。また、他の多年性雪溪と比較すると、潜熱輸送量の割合が大きいと考えられる。これは、多年性雪溪のなかでは潜熱輸送量の割合が比較的大きいとされる立山のハマグリ雪（森林ら 1984）よりも潜熱輸送量の割合が大きかったためである。観測期間が被った8月と9月の潜熱輸送量について比較すると、ハマグリ雪では17%であったが、千蛇ヶ池雪溪では21%であった。千蛇ヶ池雪溪の潜熱輸送量の

割合がハマグリ雪よりも大きくなった要因としては、千蛇ヶ池雪溪の気温と水蒸気圧がハマグリ雪よりも大きかったためだと考えられる。

雨の日と無降水日の熱収支比較において、雨の日に融雪が促進するが、降水量が多い日に融雪が進むかといえばそういうわけではない。雨の日の風速と融雪熱量には相関がみられたため、雨の日であり、かつ風速が大きいほど融雪が進むと考えられる。

雨の日において潜熱輸送量、顕熱輸送量、長波放射量が増加した具体的な要因について、潜熱輸送量と顕熱輸送量は風速、長波放射量は雲量の増加の影響だと推測される。また、潜熱輸送量の増加量が顕熱輸送量よりも大きかったのは、雨の日で湿度が高く、水蒸気圧が大きくなったためだと考えられる。

4.2 多年性でなくなってしまうのか Fig3.5 から多年性でなくなる年の推定を試みたが、8月測量時の積雪量の変動は統計的有意ではないため、推定された年は重要ではない。また、気象庁の地球温暖化予測情報第9巻によれば、温暖化時でも十分に寒冷な地域であれば降雪量は増加すると考えられており、白山山頂付近で融雪開始時の積雪量は増加する可能性もある。

今回の結果から考えられることとしては、気温上昇による融雪量増加よりも融雪開始時の積雪量変動の方が、千蛇ヶ池雪溪が多年性で存続できるかに影響を及ぼすのではないかということである。融雪量の増加は、気温上昇が2°C/100年の場合と4°C/100年のときで1.16cm/年の差を生じるが、現在の積雪量から考えると雪溪が多年性でなくなることへの影響としては小さい。

今後、千蛇ヶ池雪溪が多年性でなくなるのかどうかを考えるためには、雪溪の越年規模の推移や、降雪によってどの程度雪が涵養されるのかを調べる必要がある。

謝辞 本研究は、白山手取川ジオパーク学術研究助成事業の支援を受けて実施されました。

引用文献

- ・小川弘司 2018.歴史史料から見た白山千蛇ヶ池雪溪.石川県白山自然保護センター研究報告第44集：11-15
- ・J.E.Sicart・J.W.Pomeroy・R.L.H.Essery・D.Bewley2006. Incoming longwave radiation to melting snow:observations sensitivity and estimation in northern environments.HYDROLOGICAL PROCESSES Hydrol. Process. 20,3697-3708(2006) Published online in Wiley InterScience
- ・小川弘司 2019.白山の千蛇ヶ池雪溪における体積の抽出. 雪氷研究大会山形 2019.9.8-9.11
- ・森林成生・樋口敬二・大畑哲夫 1984.剣沢における多年性雪溪の研究(Ⅲ) 雪溪雪面における熱収支.日本雪氷学会誌 雪氷 46 巻 1 号:11-18
- ・全国地球温暖化防止活動推進センター (JCCCA) :IPCC 第5次評価報告書特設ページ <https://www.jccca.org/ipcc/ar5/wg1.html>
- ・国土交通省 気象庁:各種データ・資料-地球環境・気候-地球温暖化-地球温暖化予測情報第9巻 <http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/index.html>
- ・国土交通省 気象庁:各種データ・資料-地球環境・気候-地球温暖化.石川県の21世紀末の気象 http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/data/RH/Tk/ishikawa_l2018.pdf