

解説・総説

氷河の変動をどう測るか

成瀬 廉二¹⁾

要 旨

氷河や氷床の現地において比較的容易に測定が可能な氷河変動は、大きく分けると 1) 末端の前進・後退, 2) 面積変化, 3) 氷厚変化, および 4) 質量収支変化の 4 要素となる。このうち 1) は最も簡便で, 世界中の多くの氷河地域で多数の長期間のデータが蓄積されているが, あくまでこれは氷河変動の一次元情報に過ぎない。気候変化や水循環の視点からは, 2) と 3) を組み合わせた体積変化 (三次元情報) あるいは 4) 質量収支変化の価値が高い。氷河の表面高度の測定から氷厚変化を導くためには底面滑り等の補正が必要なこともある。本稿は, 筆者が過去 40 年間にわたり, 南極氷床やパタゴニアを中心とした山岳氷河にて行ってきた氷河変動の測定と解析方法を平易にとりまとめたものである。

キーワード: 氷河, 変動, 前進, 後退, 氷厚変化

Key words: glacier, variation, advance, retreat, ice thickness change

1. はじめに

氷河の変動とは, 氷河が時間とともに変化することを意味するので, 具体的には氷河の規模のみではなく, 氷河の構造や運動の状態, およびそれに影響をおよぼす氷体の温度, 排水システム等の変化をも含むが, ここでは狭義の氷河変動, すなわち氷河の大きさや形の変化に限ることとする。また, 氷河の変動には, 氷期-間氷期の万年オーダーから年々, 季節, 日々, 毎時の短いタイムスケールがある。本稿では, 氷河の現場における観測や測定を対象にしているので, おのずから数十年以下の時間スケールの現象を扱う。

氷河の変動を一瞬の観測で検知する手法は思い当たらないので, ふつうは氷河の状態を二回以上測定し, その差から変動を求める。したがって, 「氷河の変動をどう測るか」という問題は, 本質的には「氷河の状態をどう測るか」と同じことである。ただし, 1 回目と 2 回目の計測結果を比較し有意な差が得られるように, 観測点の選定, 測定精度, 観測インターバルに十分なる吟味が必要になる。

なお, 1970 年代以降, 広領域の多数の氷河や極地氷床の変動研究には, 人工衛星による各種のリモートセンシングが行われているが, これらの解析方法の詳細は専門書に譲り, ここでは地上の観測から得られる氷河変動を考える。本稿は, 特に氷河ダイナミクスについては Paterson (1994), Hooke *et al.* (1989) を, 氷河カービングについては van der Veen (1996) を参考にしつつ, 筆者およびその共同研究者が行ってきた氷河の現地調査法と解析法の要点ならびに結果の解釈における留意点を取りまとめたものである。

2. 氷河末端の前進および後退

これは氷河変動の中では最も容易な観測であり, アルプス等の一部の氷河では氷河周辺の住民による伝聞, 登山者等の記録, スケッチ, 写真等により 16 世紀からの氷河末端の前進や後退に関する詳しい情報が集積されている (例えば, Schmeits and Oerlemans, 1997)。図 1 にパタゴニア・ウプサラ氷河の末端付近の著しい変化の様子を示す。幅 3 km の同氷河の末端は湖にカービング (calving: 氷山分離, 末端崩壊) しており, この 6 年間で約 2 km 後退した。

1) NPO 法人 氷河・雪氷圏環境研究舎
〒680-0011 鳥取市東町 2 丁目 339

また、空中写真、人工衛星データによっても氷河の末端位置は比較的容易に観測され、世界中で収集されているデータ数は多い (IAHS/UNEP/UNESCO, 1993 など)。一例として、パタゴニア南氷原の代表的な溢流水河の末端変動を図 2 に示す。図の全ての氷河は、末端が真水の湖または塩水のフィヨルドにカービングしている。オヒギンス (O'Higgins) 氷河、ウプサラ氷河の後退は著しく、その変動の大きさは世界中で最大規模である。このように、カービング氷河の変動は、ふつうの谷氷河に比べて非常に激しい。

氷河の末端位置 X (流動方向に正) の時間変化は、末端付近の氷の流動速度の水平成分を U_x 、末端の氷の融解速度の水平成分を M_x 、カービング速度を C とおくと (M_x および C は常に正の値)、

$$dX/dt = U_x - M_x - C, \quad (1)$$

と表される。 C は、単位時間 (ふつうは年) に氷河末端からカービングする氷の総体積を氷河の横断面積

で除した値で定義されるので、次元 ($\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{a}^{-1} = \text{ma}^{-1}$) は流動速度と同一となる。

一般の谷氷河では $C=0$ であるので、 U_x と M_x の大小で、氷河末端が前進および後退を起こす。 M_x は年々の気候 (特に気温や正味日射量) を直接反映するので年による変動が大きい。 U_x は、主に氷河末端付近の氷厚と表面傾斜、および底面の氷の状態に大きな影響を受けるので、年々の気候変化とは直接的な関係はなく、特殊な氷河を除いては年変動が大きいことが一般的である。

いま仮に、降雪量増加あるいは融解量減少をおよぼす気候変化が生じると、表面質量収支の増加にともない氷厚が年々少しずつ増し、その結果 U_x が徐々に増大し、 dX/dt が正となり、 U_x と M_x とが釣り合う位置まで氷河末端は低高度 (すなわち温暖な地域) へ移動する。この現象が氷河の前進である。逆に、降雪量減少あるいは融解量増加が生じると、氷河の後退が起こる。一般的には、前進したときは氷河の長さのみではなく、幅、厚さが増し、後退したときはそれらが減るが、例外

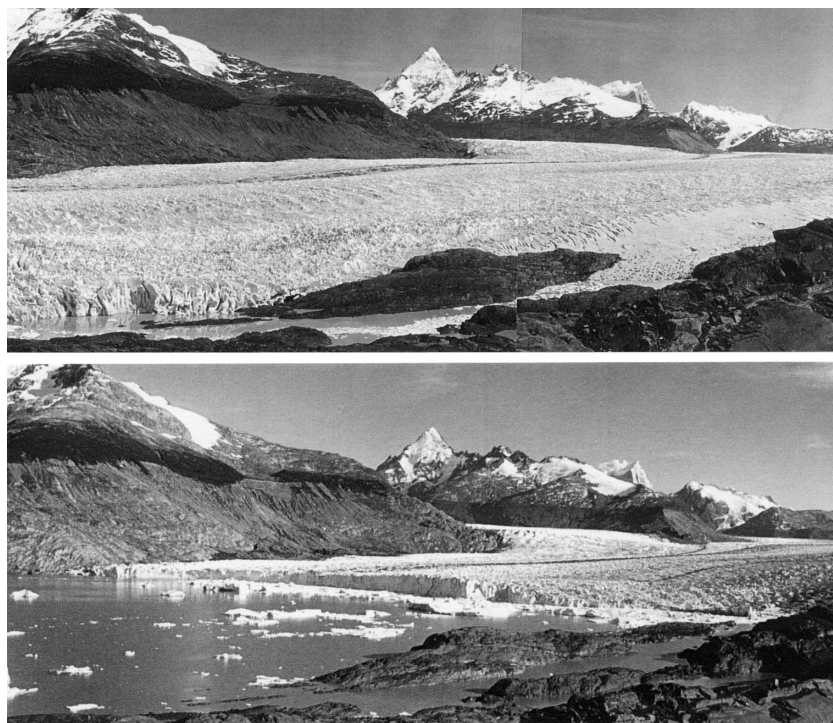


図 1 南米パタゴニア・ウプサラ (Upsala) 氷河の末端付近。氷河は写真の右から左へ流れ、末端はアルヘンティノ湖 (Lago Argentino) の北西端の入り江へカービングしている。(上) 1993 年 11 月、(下) 1999 年 3 月。(撮影: P. Skvarca)

も稀ではない。このように、気候変化の影響により氷河・氷床の形が新しい定常状態に近づくまでには(応答時間)、山岳氷河では数年から数100年という非常に長い時間を要する(Jóhannesson *et al.*, 1989; Oerlemans, 2007)。

一方、カービング氷河では、一般に C は M_x より1桁も2桁も大きいし、 C と M_x との分離は難しいので、 M_x を C に含めて議論することが多い。 C の変動を引き起こす要因としては、氷河の底面滑り、水の力学的特性、気温、日射、降水、水深、水温、潮汐、潮流など、氷河により、状況により、多種、多様に考えられている(Meier and Post, 1987; 成瀬, 2002)。したがって、カービング氷河の末端変動は気候変動とは直接的な関係がないことも多い。特徴的な例として、ピオ(Pío) XI 氷河の末端前進があり(図2)、この挙動は氷河サージと示唆された(Rivera and Casassa, 1999)。

氷河の末端位置 X は、末端付近の露岩や不動の大きな石を基準点とし、歩測、巻尺、光波距離計、三角測量など、またはGPS(Global Positioning System)により測定することができる。ただし、氷河末端付近が厚いデブリに被われている場合は、末端とターミナルモレーンとの境界が不明瞭で、氷河末端位置の決定が困難になる。

3. 氷河の面積変化

氷河の末端位置の変化(一次元情報)のみではなく、氷河の両側岸の変化を観測できれば、面積変化が得られる(二次元情報)。小規模な氷河では、簡易測量あるいはGPS測量により氷河全域の輪郭図を作成することもできるが、大規模な氷河では困難である。空中写真や人工衛星データの解析では、氷河の面積変化が比較的容易に求められる(例えば, Aniya *et al.*, 2000)。

4. 氷厚変化

氷河変動を水資源や水循環、海面変動とのかかわりで考察する場合は、氷河の体積変化または質量変化が重要である。氷河の厚さの変化が求められれば、前述の面積変化と合わせることにより、氷河の体積変化(三次元情報)が得られる。

氷河の氷厚は、一般に、氷河表面からアイスレーダを用いて測定される。しかし、氷河が深い

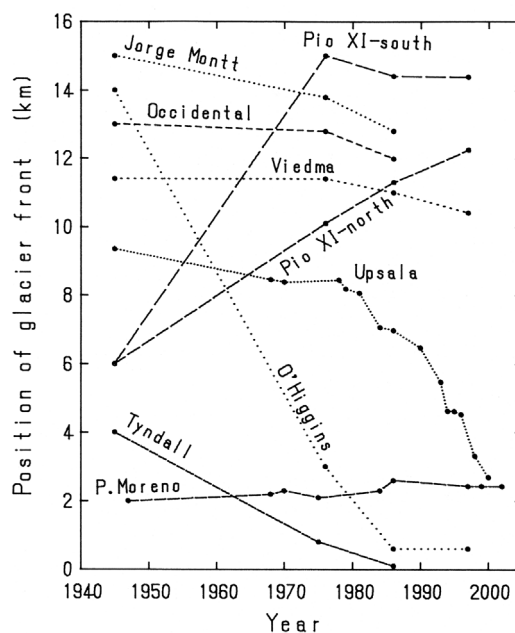


図2 パタゴニア南部の代表的な8つのカービング氷河における過去半世紀間の末端変動。右上がり氷河前進、右下がり氷河後退を示す。1990年以降のウプサラ氷河とモレノ(Perito Moreno)氷河を除き、空中写真と人工衛星データの解析結果(Aniya *et al.*, 1992, 2000; Naruse *et al.*, 1995; Skvarca *et al.* 2002; Naruse, 2006より)

谷の中に存在する場合は周辺地形からの反射電波がノイズとなり、また水を多く含む温暖氷河では電波の減衰が大きく、測定が困難なことも多い。氷厚の絶対値を知りたいのではなく、年による氷厚の差を得ようとする場合は、氷河の表面高度を測量により測定し、異なる年の同じ季節の高度の差を求める方がより高い精度で確実に測定が可能であり、有効である。

4.1 標識を用いる方法

氷河表面の氷にドリルで穴をあけ、そこに木、プラスチック、金属製のボールを設置し、測量の標識とすることがよくある。この場合、表面の氷が融けても、ボールの下端は氷に固定されていると見なせるので、ボール上端の変位が表層氷の変位と等しい。したがって、氷河側岸の不動点(基準点)からボールの上端の平面座標と高度を、三角測量あるいは測距測角法で測定すればよい。南極氷床でも、調査地域にヌナタク等の露岩があれば、本方法で氷厚変化を観測することができる。

(Naruse, 1979). また, GPS による高度測定精度が予想される氷厚変化を検知しうる程度に高めれば, 氷河上の各測点において GPS 観測のみを行えばよい.

$t=Y$ から $t=Y+1$ の間に, 氷河の塑性変形と底面滑りにより標識ボールが移動した様子を模式的に図 3 に示す. これから明らかなように, 氷厚変化が起こっていないくてもボールの上端の高度は低下している. さらに, 氷河内部や底部のキャビティ (水で満ちた空洞) や水脈, 水膜, 水管が形成されたり, 消滅することに起因する表面高度の昇降があり得る. 図 3 は, キャビティがつぶれて表面が低下した状況をも想定している.

ボールの変位測定から求められた表面水の流動速度の鉛直成分 w_s (上向きが正) は, 次式の様に 3 項の和で表される (Hooke *et al.*, 1989).

$$w_s = u_b \tan \beta + E_z H + V. \quad (2)$$

ここで, u_b は底面滑り速度の水平成分, β は基盤の傾斜 (流動方向に下向き傾斜のとき負), E_z は鉛直ひずみ速度の深さ平均, H は氷厚, V はキャビティ増大に起因する鉛直上昇速度を示す. (2) 式を用いて, Yamaguchi *et al.* (2003) はカムチャツカの氷河の観測結果から V の大きさを示唆し, Sugiyama and Gudmundsson (2004) はアルプスの氷河の測定値を解析して底面滑り速度 u_b を推定した.

氷河上のある地点の氷厚変化を求める場合は, ある期間における右辺第 2 項の鉛直ひずみ量 (消耗域では一般に伸張で正) と融解量とを比較することになる. しかしながら, 実際には u_b , β , V の測定は難しく, 多くの仮定や推定が必要となる. なお, 以上の観測方法はラグランジュ法 (Lagrangian method) と言える.

4.2 プロファイル法

一方, 標識を一切用いないで, 不動座標系から見た氷河上の同一座標の表面高度を 2 回以上測定し, その高度差を求める方法が考えられる. これは, オイラー法 (Eulerian method) である. キャビティによる昇降を考える必要がない場合は, この高度差がそのまま氷厚変化を示す.

筆者が 1983 年にパタゴニアの氷河で初めて試

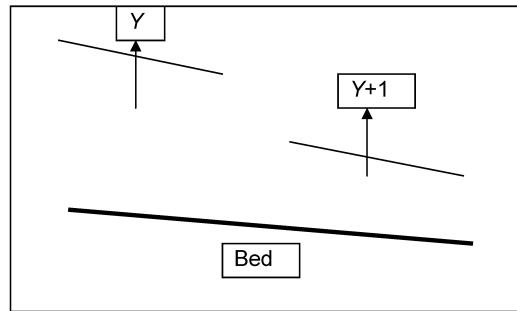


図 3 氷河表面高度変化の測定の模式図. 矢印は氷河表面に設置した標識ボールを示す. Y 年から $(Y+1)$ 年の間に, 氷河流動とキャビティに起因する上下動の様子を表している.

み (Naruse, 1985; Aniya and Naruse, 1987; 成瀬, 1987), その後パタゴニア研究グループが踏襲している測量 (Skvarca *et al.*, 2004 など) の手順を以下に述べる.

(1) 初回測量

- a) 氷河の見通しがよい側岸の露岩上に基準点を設け, 観測者 A が光波測距測角儀を扱う.
- b) B が, 光波測距儀の反射プリズムを持ち, 氷河上を横断方向, 縦断方向に歩く. 適当な間隔で停止し, プリズムを氷河表面のある高さに置く (例, 1.5 m 高).
- c) A が, 基準補助点 (方位基点) からプリズムまでの水平角, プリズムまでの斜距離, 高度角を測定する. これで, 氷河上の測点の座標 (x, y, z) が決定される.
- d) トランシーバーによる A からの指示により, B は次の測点へ移動する (例, 100~200 m 間隔).

(2) 再測量

- a) A が基準点にて, 初回測量の水平角データをもとにトランシーバーにより B を初回測量の測点近傍に誘導する.
- b) 斜距離を測定し, 初回測量の水平角と斜距離に近い位置まで移動する. これを 2, 3 回繰り返す.
- c) 初回測量とほぼ同一座標にて, 水平角, 斜距離, 高度角を測定する. B は次の測点近傍へ移動する.

初回の測点周辺が, 再測量時にはクレバスの中

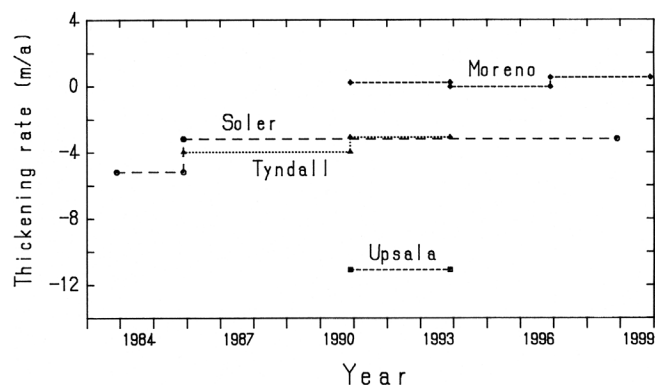


図 4 パタゴニアの 4 つの氷河の氷厚変化 (プラスが氷厚増加, マイナスが氷厚減少).
(Naruse *et al.*, 1995; Naruse and Skvarca, 2000; Skvarca and Naruse, 1997;
Skvarca *et al.*, 2004; Naruse, 2006 より)

や凹地の底に変化し、測定不能のことも起こり得る。しかし、同一地点である必要はなく、同一線上に測点を設ければ、測量結果から表面プロファイルを描くことが可能であり、初回のプロファイルと比較すればよい。

以上により得られたパタゴニアの数個の氷河の氷厚変化を図 4 に示す。モレノ (P. Moreno) 氷河は過去 10 年間氷厚がほとんど変化せず、末端位置もほぼ定常である。他の氷河は著しい氷厚減少を示し、特にウプサラ氷河の 11 m/a の氷厚減少は気候変動による融解量増加では説明がつかず、1990–1993 年頃、氷河が流動方向に伸張し、その結果としての氷厚減少と考えられている (Naruse and Skvarca, 2000)。

5. 質量収支変化

氷河の質量の増減を最も直接的に求める方法が質量収支法である。そのためには、氷河上の多地点で降雪量と融解量の分布を測定し、氷河全域の年間総涵養量と総消耗量を算出し、加減算を行う。

降雪量の測定には、雪尺法と層位法とがある。前者は簡便だが、アラスカやパタゴニアのように冬季積雪深が数 m から 10 m を超える多雪地帯の氷河では、長大な雪尺を設置し、保持させるのは難しい。一方、掘削やピット (雪穴) による層位観測は、1 地点で長年間の正味収支のデータが得られるので有効である。ただし、この観測は涵養域に限られる。

融解量を簡便に測定する方法は雪尺法のみである。しかし、一夏の融解量が 10 m を越えるような温暖氷河では、長い雪尺が氷河表面に露出したとき風による倒壊、飛散を防ぐため雪尺を紐、ロープ、ワイヤー等の柔軟素材にするなど、かなりの工夫が必要である。

なお、以上の 4 要素の測定の内、氷厚変化と質量収支変化はカービング量を含んでいないので、カービング氷河の場合はその量の変化を別に見積もらなくてはならない。一方、末端の変動には、カービングによる氷消失を含むが、氷河の流動方向の伸張あるいは圧縮速度の変化にともなう見掛けの前進・後退があり得るので、結果の解釈には時として注意が必要である。

6. おわりに

筆者が過去 40 年間にわたり、南極氷床やパタゴニアを中心とした山岳氷河にて行ってきたフィールドワークは、意図したかどうかは定かではないが、いつも核心に「氷河変動」の旗があった。本稿は、このような氷河変動の調査研究に強い関心と意欲のある次代の研究者達を対象に取りまとめたものである。如何に研究手法や測定システムが変革、進展しても、ここで述べた古典的観測法の基本概念は決して何かにとってかえられるものではないであろう。

文 献

Aniya, M. and Naruse, R., 1987: Structural and mor-

- phological characteristics of Soler Glacier, Patagonia. *Bull. Glaciol. Res.*, **4**, 69–77.
- Aniya, M., Naruse, R., Shizukuishi, M., Skvarca, P. and Casassa, G., 1992: Monitoring recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, utilizing remote sensing data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, **29** (B7), 87–94.
- Aniya, M., Park, S., Dhakal, A.M. and Naruse, R., 2000: Variations of some Patagonian glaciers, South America, using RADARSAT and Landsat images. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section A*, **21**, 23–38.
- Hooke, R. Leb., Calla, P., Holmlund, P., Nilsson, M. and Stroeven, A., 1989: A 3 year record of seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.*, **35**, 235–247.
- IAHS/UNEP/UNESCO, 1993: *Fluctuations of Glaciers 1985–1990. Vol. VI*, Zurich: World Glacier Monitoring Service.
- Jóhannesson, T., Raymond, C. and Waddington, E., 1989: Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *J. Glaciol.*, **35**, 355–369.
- Meier, M. F. and Post, A., 1987: Fast tidewater glaciers. *J. Geophys. Res.*, **92** (B9), 9051–9058.
- Naruse, R., 1979: Thinning of the ice sheet in Mizuho Plateau, East Antarctica. *J. Glaciol.*, **24**, 45–52.
- Naruse, R., 1985: Flow of Soler Glacier and San Rafael Glacier. *Glaciological Studies in Patagonia Northern Icefield 1983–1984*. Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 64–69.
- 成瀬廉二, 1987: パタゴニアの氷河における流動速度分布の特性. 北海道大学地球物理学研究報告, No. 49, 211–219.
- 成瀬廉二, 2002: 氷河のカービング. *雪氷*, **64**, 649–657.
- Naruse, R., 2006: The response of glaciers in South America to environmental change. In “Glacier Science and Environmental Change” (ed. Knight, P.), pp. 231–238. Blackwell Publishing, Oxford, UK.
- Naruse, R. and Skvarca, P., 2000: Dynamic features of thinning and retreating Glaciär Upsala, a lacustrine calving glacier in Southern Patagonia. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **32**, 485–491.
- Naruse, R., Aniya, M., Skvarca, P. and Casassa, G., 1995: Recent variations of calving glaciers in Patagonia, South America, revealed by ground surveys, satellite-data analyses and numerical experiments. *Ann. Glaciol.*, **21**, 297–303.
- Oerlemans, J., 2007: Estimating response times of Vadret da Morteratsch, Vadret da Palü, Briksdalsbreen and Nigardsbreen from their length records. *J. Glaciol.*, **53**, 357–362.
- Paterson, W.S.B., 1994: *The Physics of Glaciers*. 3rd ed., Oxford: Pergamon, Elsevier Science Ltd., 480 pp.
- Rivera, A. and Casassa, G., 1999: Volume changes on Pío XI glacier, Patagonia: 1975–1995. *Global and Planetary Change*, **22**, 233–244.
- Schmeits, M.J. and Oerlemans, J., 1997: Simulation of the historical variations in length of Unterer Grindelwaldgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.*, **43**, 152–164.
- Skvarca, P. and Naruse, R., 1997: Dynamic behavior of Glaciär Perito Moreno, southern Patagonia. *Ann. Glaciol.*, **24**, 268–271.
- Skvarca, P., Angelis, H., Naruse, R., Warren, C.R. and Aniya, M., 2002: Calving rates in fresh water: new data from southern Patagonia. *Ann. Glaciol.*, **34**, 379–384.
- Skvarca, P., Naruse, R. and Angelis, H., 2004: Recent thickening trend of Perito Moreno Glacier, southern Patagonia. *Bull. Glaciol. Res.*, **21**, 45–48.
- Sugiyama, S. and Gudmundsson, G. H., 2004: Short-term variations in glacier flow controlled by subglacial water pressure at Lauteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *J. Glaciol.*, **50**, 353–362.
- Van der Veen, C. J., 1996: Tide-water calving. *J. Glaciol.*, **42**, 375–385.
- Yamaguchi, S., Naruse, R., Sugiyama, S., Matsumoto, T. and Murav'yev, Y.D., 2003: Initial investigations of dynamics of the maritime Koryto Glacier, Kamchatka, Russia. *J. Glaciol.*, **49**, 173–178.

How to measure glacier variations from the ground

Renji NARUSE¹⁾

¹⁾ (NPO) *Glacier and Cryospheric Environment Research Laboratory*,
2-chome 339, Higashi-machi, Tottori-city, 680-0011

(2007 年 11 月 20 日受付, 2007 年 12 月 4 日改稿受付, 2007 年 12 月 4 日受理)