

合成開口レーダーによりとらえた 2002 年から 2011 年の
南米パタゴニア氷原の氷河流動速度と末端位置の変化

**Changes of Glacier Flow Velocities and Ice-Front Positions
in the Southern Patagonia Icefield, South America,
Inferred from Synthetic Aperture Radar: 2002 - 2011**

北海道大学大学院 理学院 自然史科学専攻
地球惑星ダイナミクス講座 宇宙測地学研究室

武藤 みなみ

Space Geodesy Group, Earth and Planetary Dynamics,
Department of Natural History Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido University

Minami Muto

2013 年 2 月 25 日

February 25, 2013

要旨

パタゴニア氷原は世界最大の温暖氷塊であり、その中の多くの氷河では近年急激な後退が報告されている。しかし、アクセス困難な環境から連続的かつ広範囲な観測は行われておらず、パタゴニア地域の氷河の流動の詳細は一部を除いてほとんど明らかになっていないのが現状である。そこで本研究では、全天候型マイクロ波リモートセンシングの一種である合成開口レーダー (Synthetic Aperture Radar: SAR) を用いて、南パタゴニア氷原の8つの氷河について流動速度を測定する。さらに、マイクロ波の反射強度から得られる強度画像より氷河の末端位置を読み取り、その変動を流動速度の測定結果と合わせて考察する。

本研究では、ALOS/PALSAR (日本名「だいち」、2006年～2011年) と Envisat/ASAR (2002年～2012年) の2つの SAR 衛星のデータを用いて Pixel offset (別名 Feature tracking, Speckle tracking) 法を適用し、南パタゴニア氷原の8つの氷河の2002年から2011年の流動を検出した。そして、氷河が地形勾配に沿って流動しているという仮定のもと流動速度を測定した。地形データには SRTM4 の数値標高モデルを用いた。氷河の末端位置の変動を見るためには、UTM 座標へと変換した強度画像 (分解能 40 m) を用いた。末端の位置は目視により決定した。

解析を行った結果、8つの氷河 (Jorge Montt氷河, Occidental氷河, Pio XI氷河, O'Higgins氷河, Viedma氷河, Upsala氷河, Perito Moreno氷河, Grey氷河) 全てについて流動速度を測定することができた。中でも Upsala氷河, Jorge Montt氷河, Occidental氷河, Pio XI氷河において明瞭な時間変化が見られた。これら4つの氷河のうち Upsala氷河, Jorge Montt氷河, Occidental氷河では、流動速度の増加とともに末端が急激に後退していた。いずれの氷河においても加速度は末端付近で最大となっており、このことは末端付近においてクレバスの深さを増加させるような力が働いたと解釈することができる。よって、この結果は、クレバスの深さが氷厚に等しくなるところでカービングが起こるという、Benn et al. (2007a, b) と Nick et al. (2010) に記されているモデルを支持するようなものであった。

一方、Pio XI氷河では2003年、2005年、2007年に南側末端を中心に急激な加速が見られた。この変動は季節変化だけでは説明できず、他の7つの氷河のふるまいとも大きく異なっていた。また、先に述べた3つの氷河のような末端の急激な後退も見られず、2003年と2011年を比較すると末端は前進していた。このようなふるまいからサージ氷河の可能性もあると言われているが、そのメカニズムはまだ解明されていない。

目次

1. はじめに	
1.1 合成開口レーダー	1
1.2 Pixel offset 法	2
1.3 南パタゴニア氷原	2
1.4 本研究の目的	4
2. データと手法	
2.1 使用したデータ	5
2.1.1 SAR データ	5
2.1.2 数値標高モデル	9
2.2 流動速度への変換	9
2.3 末端変動の測定	11
3. 結果	
3.1 Upsala 氷河	12
3.2 Jorge Montt 氷河	16
3.3 Occidental 氷河	20
3.4 Pio XI 氷河	24
3.5 O'Higgins 氷河	30
3.6 Viedma 氷河	33
3.7 Perito Moreno 氷河	36
3.8 Grey 氷河	41
4. 考察	44
5. 結論	46
6. 謝辞	47
7. 参考文献	48

1. はじめに

1.1 合成開口レーダー

合成開口レーダー (Synthetic Aperture Radar: SAR) は、マイクロ波を地表へ向けて照射し、地表からの反射波を受信することにより、地表面の反射波の強度と位相を観測する技術である。通常、レーダーの地上分解能はアンテナの大きさに比例する。しかし、衛星に搭載できるアンテナのサイズには限界がある。そこで、SAR では軌道上を移動しながら何度も送受信を行い、アンテナのサイズを合成することにより、衛星進行方向 (Azimuth 方向) の分解能を上昇させている。また、衛星視線方向 (Range 方向) の分解能向上には、パルス圧縮技術が利用されている。これらの技術により、光学センサーに劣らない高空間分解能が実現されている。

異なる 2 時期の SAR データを用いて解析を行うことにより、地表の変動を検出することができる。主な解析手法として、位相情報を利用する干渉 SAR (Interferometric SAR: InSAR) や、画像マッチングを利用した Pixel offset 法などがある。地表変動の観測に SAR を用いる利点として、GPS のような地上観測点が不要であることが挙げられる。また、光学センサーとは異なり、雲や昼夜の影響を受けずに地表を面的に観測することができる。これらの利点から、地震などに伴う地殻変動だけでなく、南極やグリーンランドにおける氷河研究においても、SAR を用いた事例がこれまでに数多く報告されている。厳しい気候のパタゴニア地域において、この手段は特に有効である。

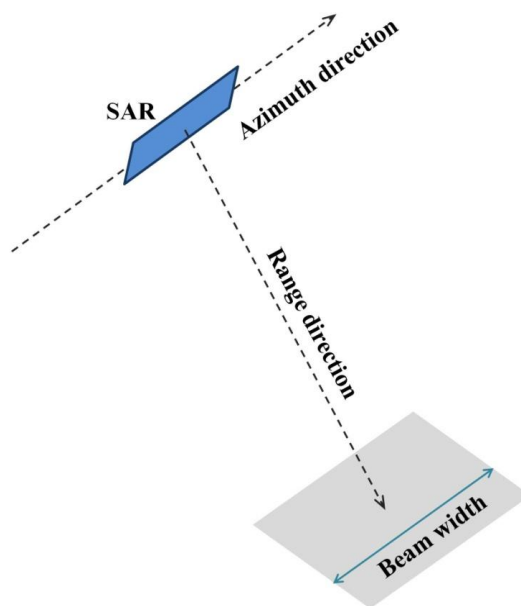


図 1 SAR のジオメトリ。

1.2 Pixel offset 法

Pixel offset 法（別名 Offset tracking, Feature tracking, Speckle tracking）は、SAR データを用いた地表変動観測手段の一つである（Tobita et al., 2001）。ある時期に取得された SAR 強度画像（Master 画像）と、その後取得された SAR 強度画像（Slave 画像）の 2 枚について画像マッチングを行うことにより、各ピクセルのずれをサブピクセルの精度で検出することができる（図 2）。Pixel offset 法は、干渉 SAR ではとらえられない 1 m を超えるような大きな変動をとらえるのに適している。また、干渉 SAR では衛星視線方向の変位しか得られないのに対し、Pixel offset 法では衛星視線方向（Range offset）と進行方向（Azimuth offset）の 2 方向の変位が得られるのも大きな利点である。

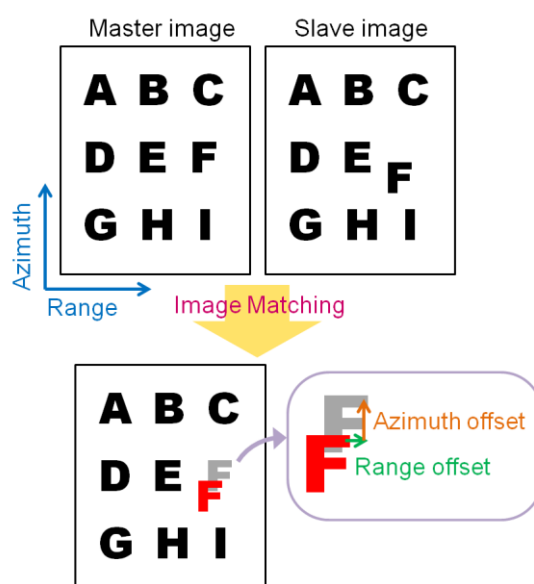


図 2 Pixel offset 法.

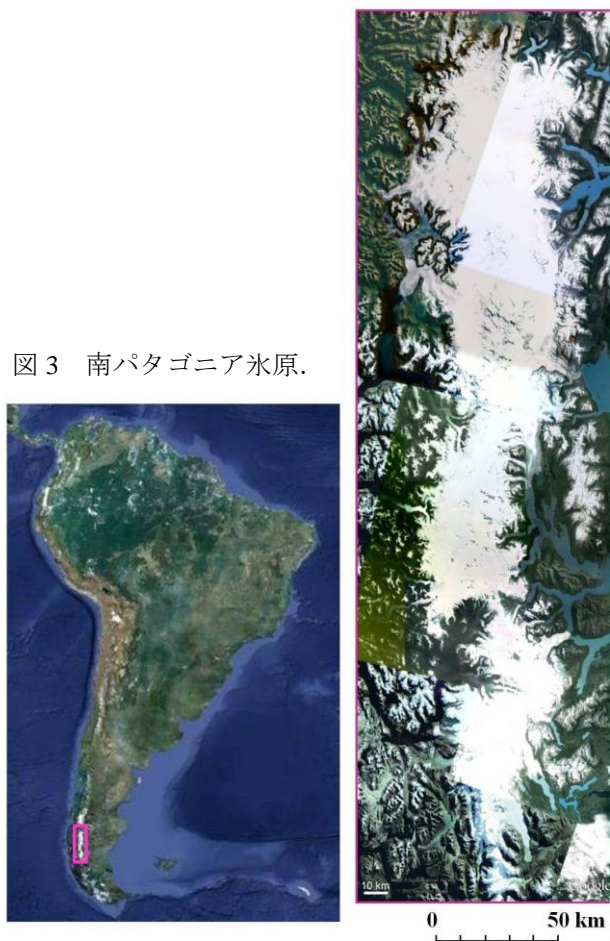
1.3 南パタゴニア氷原

本研究で研究対象としている南パタゴニア氷原 (Southern Patagonia Icefield: SPI, 図 3) は、南半球で最大の温暖氷河群である。その領域は南緯 48.5° から 51.5° にわたり、面積はおよそ 13000 km^2 である (Aniya et al., 1996)。南パタゴニア氷原には 48 個の氷河が含まれており、標高の平均値は 1355 m である。これらの氷河のうち、2 つを除くすべての氷河は末端が海や湖に流れ込むカービング氷河である。チリ側の氷河の多くがフィヨルドへ、アルゼンチン側の多くの氷河が湖へと流れ込んでいる (Aniya et al., 1996; Warren and Aniya, 1999)。これらの氷河の多くは 20 世紀に急激な後退が報告されており、海水準の上昇にも顕著な影響を与えている (Rignot et al., 2003)。

南パタゴニア氷原の質量損失については、いくつか先行研究がある。2002年以降の重力衛星 GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) の観測データを用いた研究では、北パタゴニア氷原と南パタゴニア氷原両方から見積もられた質量損失速度は、 -23.0 ± 9.0 Gt/yr から -26.6 ± 6.0 Gt/yr ほどであると報告されている (Chen et al., 2007; Ivins et al., 2011; Jakob et al., 2012)。GRACE によって求められた 21 世紀初頭の質量損失は、20 世紀末の質量損失よりも大きい値であった。また、数値標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) の比較により質量損失速度を推定した例もある (Willis et al., 2012)。こちらの質量損失速度も GRACE の結果と同様、20 世紀よりも大きな値を示していた。

近年の氷河研究では、グリーンランドや南極のカービング氷河が大きな加速と後退を示し、氷河の流動が氷床変動に大きな影響を与えることが明らかになってきている (Joughin et al., 2004)。しかし、その一方でパタゴニア地域の氷河については、アクセス困難な環境から連続的かつ広範囲な観測は行われておらず、流動の詳細は一部を除いてほとんど明らかになっていないのが現状である。衛星データを用いて流動速度の分布を求めた報告はいくつかあるものの、それらの多くは Perito Moreno 氷河や Upsala 氷河に限られている。よって、南極などで報告されているようなカービング氷河の加速・後退がパタゴニア地域では起こっているのか、また、起こっているとすれば具体的にどの氷河で変動が見られるのかは明らかになっていない。

図3 南パタゴニア氷原.



1.4 本研究の目的

パタゴニア地域の多くの氷河について、流動速度そのものが明らかになっていないため、急激な時間変化の有無や、具体的にどこでどのような変動が起こっているのかは良くわかっていない。このことは、氷河の変動が海水準に与える影響を見積もる上でも大きな未知数の一つになっている。そこで、本研究では 2 つの合成開口レーダー、ALOS/PALSAR, Envisat/ASAR の 2002 年から 2011 年のデータを利用し、南パタゴニア氷原の 8 つの氷河について流動速度の時空間変化を測定した。さらに、加速とカービング量の関係を調べるため、マイクロ波の反射強度から得られる強度画像より氷河の末端位置を読み取り、末端変動を測定した。そして、流動速度と末端位置の時間変化から、氷河の後退(カービング)と流動速度の関係について考察を行った。

2. データと手法

2.1 使用したデータ

2.1.1 SAR データ

本研究では 2006 年に宇宙航空開発機構 (Japan Aerospace Exploration Agency: JAXA) が打ち上げた衛星, ALOS (図 4 左) に搭載された PALSAR の 2007 年 6 月から 2011 年 2 月の観測データを用いた。さらに, 2007 年以前の変動についても調べるために, 2002 年に欧州宇宙機構 (European Space Agency: ESA) が打ち上げた衛星, Envisat (図 4 右) に搭載された ASAR のデータについても解析を行った。2 つの SAR の詳細については表 1 に示してある通りである。使用したデータの一覧は表 2 に示している。

PALSAR のデータには, Fine Beam Single polarization (FBS, 偏波 HH) と Fine Beam Dual polarization (FBD, 偏波 HH または HV, 本研究では HH のみ利用) という 2 つのモードが存在する。これら 2 つのモードの違いは, Range 方向の分解能にある。FBS モードでは約 4.7 m, FBD モードではその半分の約 9.4 m となっている。

ASAR のデータには I1~I7 の 7 つのモードがあり, モードによって入射角が異なる。本研究で用いた Ascending 軌道 (昇交軌道) のデータは I6 モードで, 入射角は約 41° である。一方, 本研究で用いた Descending 軌道 (降交軌道) のデータは I2 モードで, 入射角は約 23° である。入射角が小さいと, 鉛直方向の変動に対する感度は上がるが, 東西方向の変動に対する感度は低下する。ASAR の Range 方向の空間分解能は, PALSAR の FBD モードとほぼ同等である。

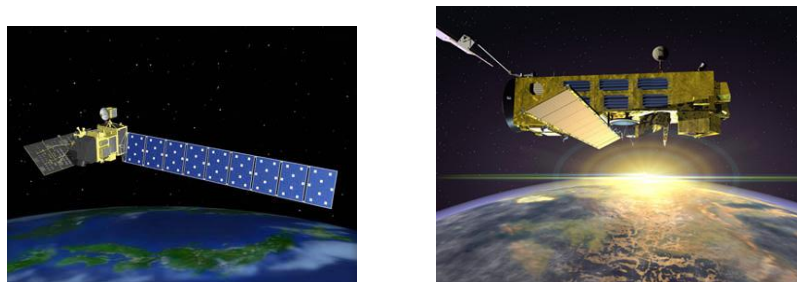


図 4 利用した 2 つの SAR 衛星, ALOS (左) と Envisat (右).
(画像はそれぞれ JAXA と ESA のホームページより)

表 1 ALOS/PALSAR, Envisat/ASAR の詳細

	ALOS/PALSAR	Envista/ASAR
運用期間	2006//01/24～2011/05/12	2002/03/01～2012/04/08
回帰日数	46 日	35 日
軌道高度	約 690 km	約 800 km
軌道傾斜角	98°	98.6°
波長	23.6 cm (L バンド)	5.6 cm (C バンド)
入射角	39°	15° ～45° ※1
地上分解能	約 7～44 m (FBS※2)	約 30 m

※1) I1～I7 の 7 つのモードによってそれぞれ入射角が異なる.

※2) FBD では Range 方向の分解能が FBS の半分になる.

表 2 解析に用いたデータ一覧

※A : Ascending 軌道, D : Descending 軌道

Sensor	Path (Track)	Frame	Date	Mode	A/D
PALSAR	129	6150	20100216	FBS	A
	129	6150, 6160 ,6170 ,6180	20100519	FBD	A
	129	6150, 6160 ,6170 ,6180	20100704	FBD	A
	129	6150, 6160 ,6170 ,6180	20110104	FBS	A
	129	6150, 6160 ,6170 ,6180	20110219	FBS	A
	130	6150, 6160 ,6170 ,6180	20100605	FBD	A
	130	6150, 6160 ,6170 ,6180	20100721	FBD	A
	130	6150	20101021	FBD	A
	130	6150	20110121	FBS	A
	410	4650	20070619	FBD	D
	410	4650	20070919	FBD	D
	410	4650	20071104	FBD	D
	410	4650	20071220	FBS	D
	411	4650	20070706	FBD	D
	411	4650	20071121	FBD	D
	411	4650	20080106	FBS	D
	414	4600, 4620	20070826	FBD	D
	414	4600, 4620	20071011	FBD	D
	414	4600, 4620	20080111	FBS	D
	414	4600, 4620	20080226	FBS	D

(表 2 の続き)

ASAR	153	4599, 4617, 4635	20021220	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20030228	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20030613	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20030718	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20030926	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20031205	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20040109	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20040910	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20050722	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20050826	I2	D
	153	4599, 4617, 4635	20080815	I2	D
	196	4599	20021223	I2	D
	196	4599	20030616	I2	D
	196	4599	20031208	I2	D
	196	4599	20040122	I2	D
	196	4599	20040322	I2	D
	196	4599	20040426	I2	D
	196	4599	20040531	I2	D
	196	4599	20040913	I2	D
	196	4599	20050620	I2	D
	196	4599	20050829	I2	D
	196	4599	20051003	I2	D
	196	4599	20070730	I2	D
	376	6147	20050703	I6	A
	376	6147	20050807	I6	A
	376	6147	20050911	I6	A
	382	4635	20030629	I2	D
	382	4635	20030803	I2	D
	382	4635	20040125	I2	D
	382	4635	20040229	I2	D
	382	4635	20040404	I2	D

表 2 に示したデータについて Pixel offset 解析を行い、氷河の流動を検出した (Mchel et al., 1999; Strozzi et al., 2002; Yasuda and Furuya, 2013). 解析のピクセル領域は約 500 m (Range) × 600 m (Azimuth), サンプル間隔は約 90 m (Range) × 120 m (Azimuth) に設定した. SAR データの組み合わせについては、いずれも最短 (ALOS は 46 日, Envisat は 35 日) の組み合わせのみを採用している. これは、期間が長いと 2 枚の画像の相関が低くなり、流動を検出することが困難になるためである. しかし、最短の期間で解析を行った場合にも、降雪や融解などの原因から相関が低い部分は存在する. このような部分は明らかに異常な値 (大きすぎる値, 不自然に不連続になっている値) を示すので、本研究ではそれらを誤りであるとみなし、手動でデータから取り除いた.

解析した 8 つの氷河 (Perito Moreno 氷河, Grey 氷河, O'Higgins 氷河, Viedma 氷河, Upsala 氷河, JorgeMontt 氷河, Occidental 氷河, PioXI 氷河) は図 5 に示してある. これらの氷河は, SAR の分解能でとらえるのに十分な大きさであることに加え, 氷河の変動をとらえるのに十分な数のデータを有している.

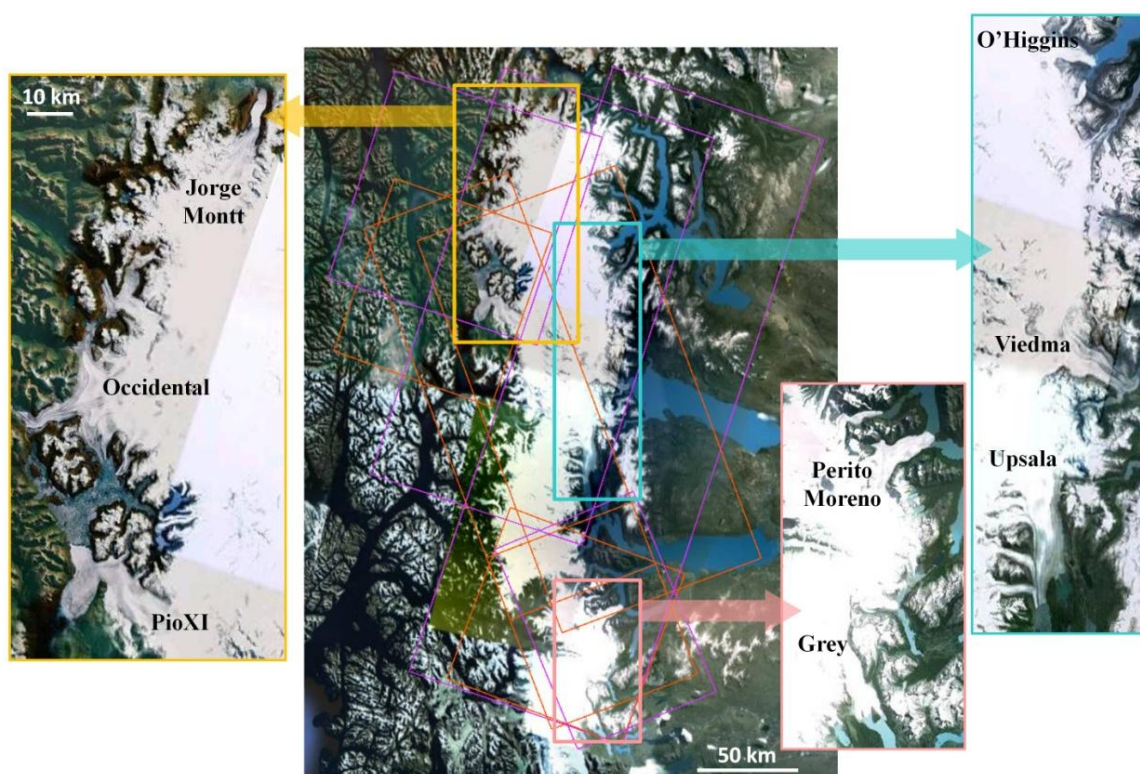


図 5 解析した 8 つの氷河.

中央の画像の橙の線は PALSAR の観測範囲を、紫の線は ASAR の観測範囲を表す.

2.1.3 数値標高モデル

SAR データを処理する際に、地形の影響の補正に使われるのが数値標高モデル(Digital Elevation Model: DEM)である。本研究では SRTM4 の DEM を使用した。SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) とは、NASA のスペースシャトルに搭載したレーダーで地球の数値標高モデルを作成することを目的としたミッションのことである。このミッションにより得られたモデルの空白を補完したものが SRTM4 DEM で (Jarvis et al., 2008), 空間分解能は 90m メッシュである。

2.2 流動速度への変換

Pixel offset 解析により得られる 2 方向の変動量 (Range offset U_{ran} , Azimuth offset U_{azi}) は、地表での 3 次元の変位ベクトル (東西成分 U_e , 南北成分 U_n , 鉛直成分 U_z) と衛星の進行方向を表す角度 H (北から時計回りに正) , マイクロ波の入射角 I を用いて以下のように表せる。

$$\begin{pmatrix} U_{ran} \\ U_{azi} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos H \sin I & -\sin H \sin I & -\cos I \\ \sin H & \cos H & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_e \\ U_n \\ U_z \end{pmatrix} \quad (1)$$

上式から明らかなように、1 組の Pixel offset データ (2 成分) から地表での 3 次元変位を直接求めることはできない。よって、変位 U を求めるためには Pixel offset データ以外に条件を設定する必要がある。そこで、本研究では氷河が地形勾配の最大の向きに流動すると仮定し (Joughin et al., 1996), 観測データを流動速度へ変換した。表面の勾配の算出には、解析に用いたのと同じ SRTM4 の DEM を用いた。この方法では流動方向が勾配によって決まるので、1 方向の Pixel offset データがあれば流動速度を測定することは可能だが、本研究では Range と Azimuth 両方の Pixel offset データを用い、最小二乗法的に流動速度を測定した (図 6)。このようにして得られた流動速度について、変動が無いと考えられる地域 (氷河の周囲の岩の部分など) の値を調べたところ、1 cm/day 以下であった。よって、流動速度の測定誤差もこの範囲に含まれる程度の値であると推定される。

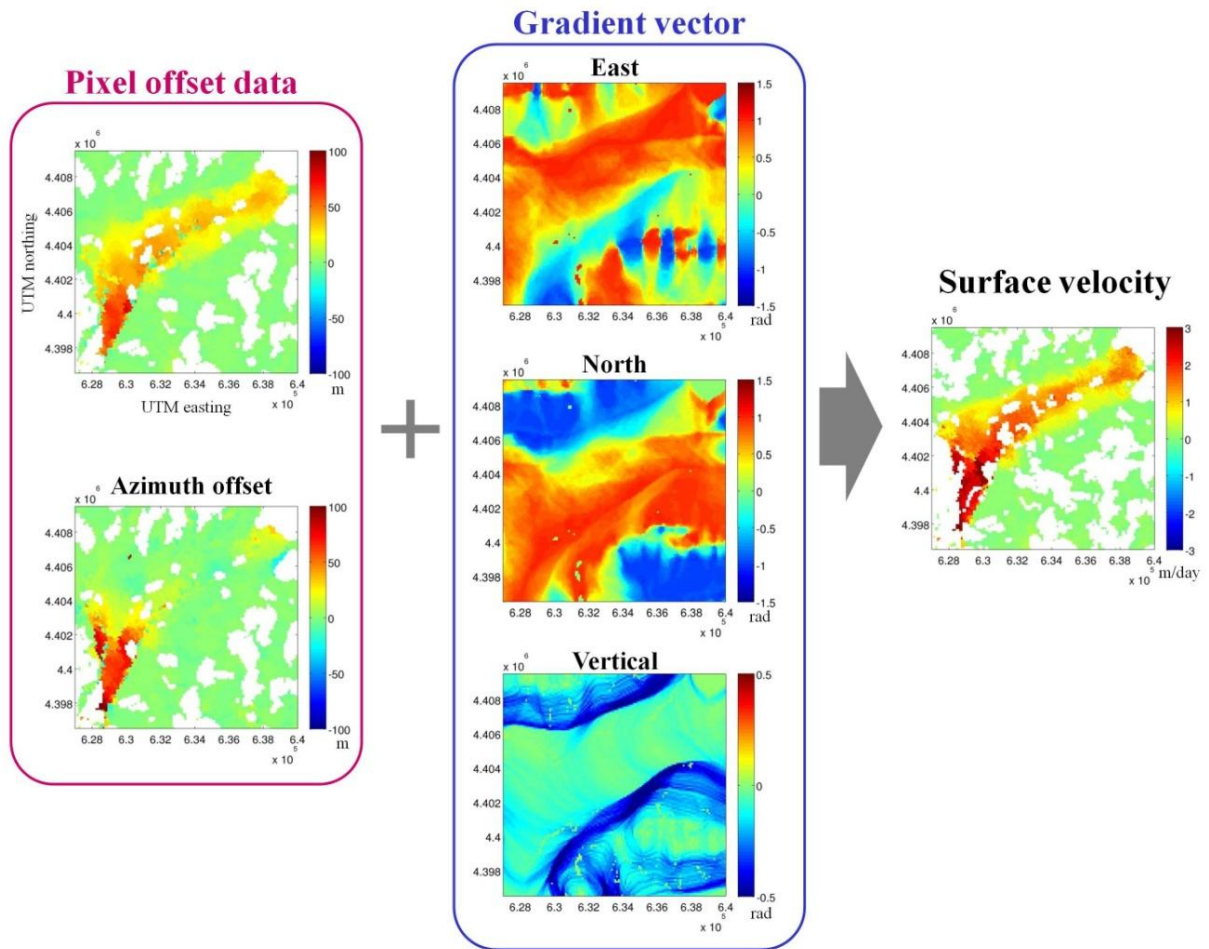


図 6 Pixel offset データから流動速度への変換. (Perito Moreno 氷河の例)
 勾配ベクトルにはスムージング処理を施している.

2.3 末端変動の測定

末端変動の測定には、マイクロ波の反射強度から得られる SAR 強度画像を用いた。画像はレーダー座標から UTM 座標に変換されており、空間分解能は $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ である。それぞれの画像における末端の位置は目視により測定した。そして、末端を含む領域を取り、領域の面積をその幅で割ることにより平均的な変動量を求めた (Moon and Joughin, 2008, 図 7)。ただし、氷河末端と水面の境界の判別が難しい画像については、本研究では測定に用いていない。測定の精度は強度画像の分解能と同等である。

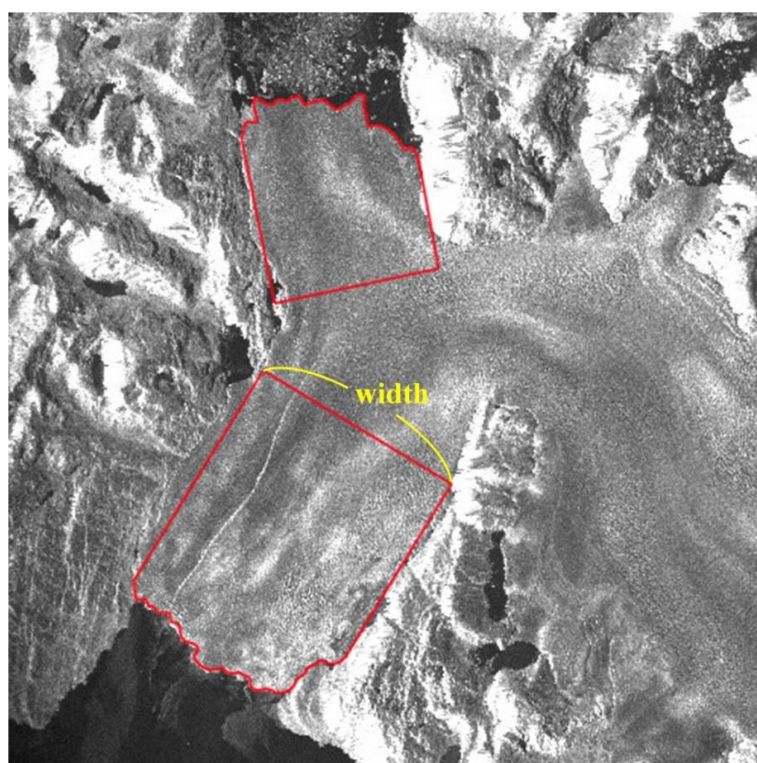


図 7 末端変動の測定方法。(画像は 2010 年 2 月 19 日の Pio XI 氷河)
赤線で囲まれた領域の面積を幅で割り、平均的な変動量を算出する。

3. 結果

南パタゴニア氷原の8つの氷河について2003年から2011年の流動速度変化を調べたところ、Upsala 氷河、Jorge Montt 氷河、Occidental 氷河、Pio XI 氷河の4つにおいて30%以上の加速がみられた。一方、Perito Moreno 氷河、Grey 氷河、O'Higgins 氷河、Viedma 氷河については、顕著な変化はみられなかった。変化がみられた4つの氷河のうち、Pio XI 氷河を除いた3つの氷河については末端の急激な後退が見られた。ここでは、最初に変動の大きかった4つの氷河（Upsala 氷河、Jorge Montt 氷河、Occidental 氷河、Pio XI 氷河）の結果を紹介し、その次に変動の少なかった4つの氷河（Perito Moreno 氷河、Grey 氷河、O'Higgins 氷河、Viedma 氷河）の結果を紹介する。

3.1 Upsala 氷河

Upsala 氷河（図8）は南パタゴニア氷原で3番目に大きい氷河で、主流である西側の末端はアルヘンティーノ湖に流れ込んでいる。湖の深さは400～500 mである（Naruse and Skvarca, 2000）。Aniya and Skvarca (1992) をはじめとする先行研究では、1978年以降の急激な後退が報告されている。流動速度に関しては、Skvarca et al. (2003) で2000年～2001年のLandsatの光学画像から末端付近の流動速度が測定されている。その結果は、末端付近の速度が最も速い部分で約1600 m/yr (4.4 m/yr) となっており、1995年の現場観測の結果とよく一致していた（Skvarca et al., 1995）。また、Floricioiu et al. (2009) は、2007年12月～2008年1月のTerraSAR-XというXバンドSAR衛星のデータを用いて流動速度を測定した。その結果は最大で5.6 m/day となっており、1995年と2001年の測定速度と比較すると明らかに大きな値であった。しかし、Upsala 氷河の加速がいつごろ始まったのか、また、末端変動はどうなっているのかはという点については、これまで明らかにされていなかった。

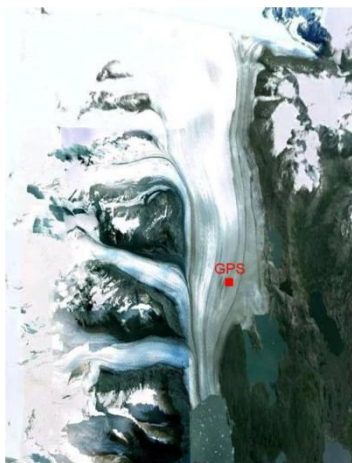


図8 Upsala 氷河.

赤色の点は2012年12月に

流動速度を測定したGPSの場所を表す。

(画像はGoogle earthより、2003年取得)

本研究では 2003 年～2011 年の 8 組のデータについて流動速度を測定した (図 9)。図 9 で末端部を中心に流動速度の欠損が見られるのは、観測期間内に表面の状態の変化が激しく変化したことにより、流動速度が測定できなかったためである。よって、末端付近では、測定できた上流部分よりもさらに速い速度で流動していたと考えられる。

流動速度の時間変化を調べるため、末端付近に 2 点 A, B を取り、各時期の流動速度をプロットした (図 10)。点 A は Upsala 氷河の主流に、点 B は支流である Bertachi 氷河にそれぞれ位置している。流動速度の値は、36 ピクセル (500 m×500 m) の平均値をとり、その標準偏差をエラーバーとして表示している。2006 年～2010 年のデータが存在しないため、その間の変化についてはこの結果からはわからないが、2005 年と 2010 年を比較すると約 180%もの加速が見られた。2003 年～2005 年の点 A での流動速度は約 2 m/day で、この結果は Skvarca et al. (2003) にある 2001 年の流動速度にほぼ一致する。点 B の Bertachi 氷河においても、同様に 2005 年～2010 年で約 200%の加速が見られた。

また、氷河末端は 2002 年から 2011 年の間に約 3.5 km も後退していた (図 10b)。各強度画像での末端の位置は図 11 に示している。2003 年～2004 年では、夏から冬にかけて後退、冬から夏にかけて前進しており、末端の季節変動のようなものが見られた (図 10b)。

Floricioiu et al. (2009) の図中にある 2008 年 1 月の末端と比較すると、2008 年 1 月の末端は本研究の結果にある 2005 年の末端とほぼ同じ位置であった。図 10b を見ると、末端は 2002 年から 2005 年にかけては徐々に後退しており、2008 年の 8 月に後退が加速したようである。

また、本研究とは別に 2012 年 12 月 21 日～28 日の間、低温科学研究所などの研究者とともに GPS を用いた流動速度の測定を行った。その結果、期間中の図 8 の GPS 点における流動速度は 2.45 m/day であった。この結果は、本研究の 2011 年 1 月 4 日～2011 年 2 月 19 日の測定結果である 3.01 m/day よりも若干小さい値であり、急激な加速が収まりつつあることを示すものかもしれない。

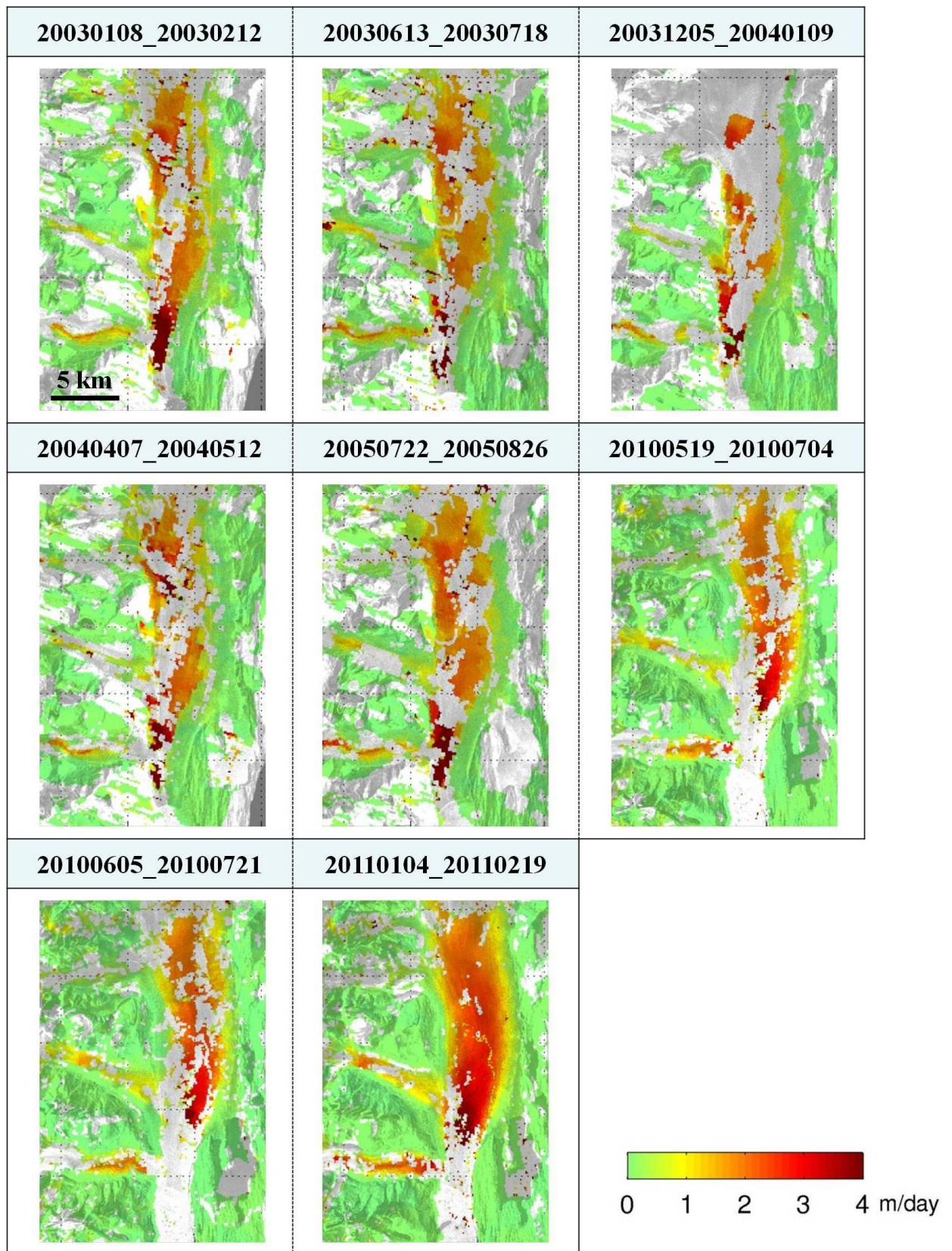


図9 2003年～2011年における Upsala 氷河の流動速度空間分布.

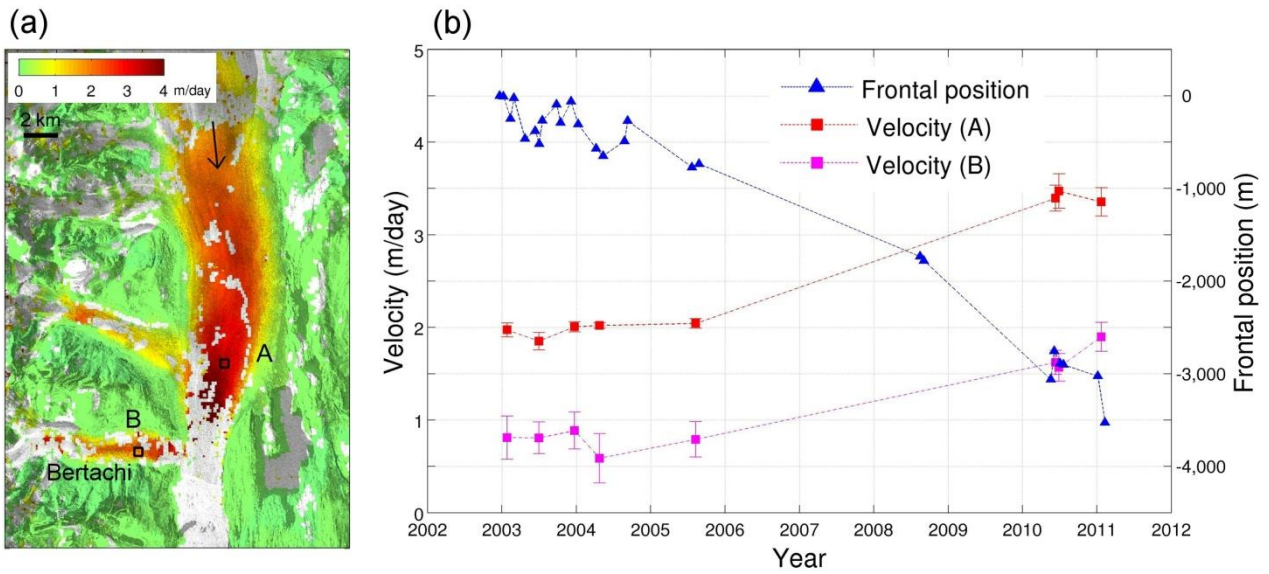


図 10 (a) 2011 年 1~2 月の Upsala 氷河の流動速度空間分布。
 (b) (a) 中の点 A, B における流動速度と、末端位置の時間変化。

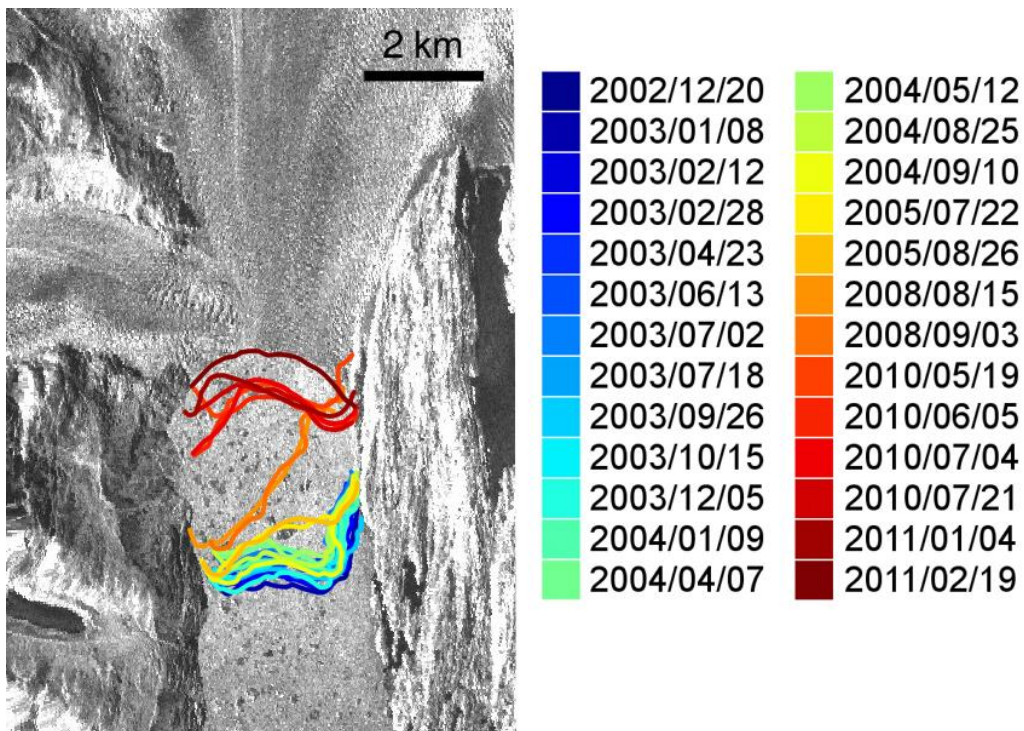


図 11 2002 年~2011 年の Upsala 氷河の末端位置の変化。
 背景は 2011 年 2 月 19 日の PALSAR 強度画像。

3.2 Jorge Montt 氷河

Jorge Montt 氷河 (図 12) は南パタゴニア氷原の北の端に位置し, 末端はフィヨルドへと流れ込んでいる. 1986 年以降, 末端が急激に後退していることで知られている (Aniya et al., 2009, Rivera et al., 2012b). 先行研究によると, 氷厚の最大減少速度は 1975 年~2000 年で 17.9 m/yr (Rignot et al., 2003), 2000 年~2012 年で 21.5 ± 0.8 m/yr (Willis et al., 2012) であった.

しかし, その一方で流動速度を測定したという報告は少ない. Rivera et al. (2012a) は現地 に設置したカメラと ASTER 画像から 2010 年~2011 年の流動速度を測定し, 末端付近での 平均速度は 13 ± 4 m/day であると報告した. この論文では 2010 年の流動速度を 2004 年 (データは非公開) と比較し, 2004 年から 2010 年の間に加速が起こったと述べている. しかし, Jorge Montt 氷河の他の年の流動速度や, 上流部分の速度分布に関しては明らかにされていない なかった.

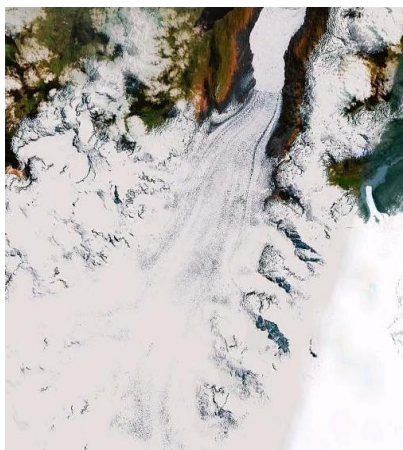


図 12 Jorge Montt 氷河.

(画像は Google earth より, 2004 年取得)

2003 年~2011 年の流動速度を測定した結果は, 図 13 のようになった. Upsala 氷河と同様, 末端付近の流動速度は得られていないものの, Rivera et al. (2012a) で明らかにされていなかった中流~上流部分の流動速度を得ることができた. 図 14 はプロファイル A-B と点 C における平均流動速度の時間変化と, 末端変動を示している. 各時期におけるプロファイル A-B の詳細については, 図 15 に示している. また, 各強度画像における末端位置は図 16 の ようになった.

流動速度の測定は期間が最短となるデータペアに限られるため, 2003 年~2007 年の流動 速度についてこの結果からは議論できない. しかし図 14 より流動速度, 末端位置の両方が 大きな時間変化をしているのは明らかである. 末端は 2003 年まで一定の速度で後退してい るが, 流動速度が急激に低下した 2007 年~2008 年には後退が一時的に停滞している. そし

て、2008 年以降には後退が約 470 m/yr にまで加速し、同時に流動速度も 2003 年に比べて約 130%増加している。この結果より、Rivera et al (2012a) で述べられている Jorge Montt 氷河の加速は、2008 年に始まったと考えることができる。

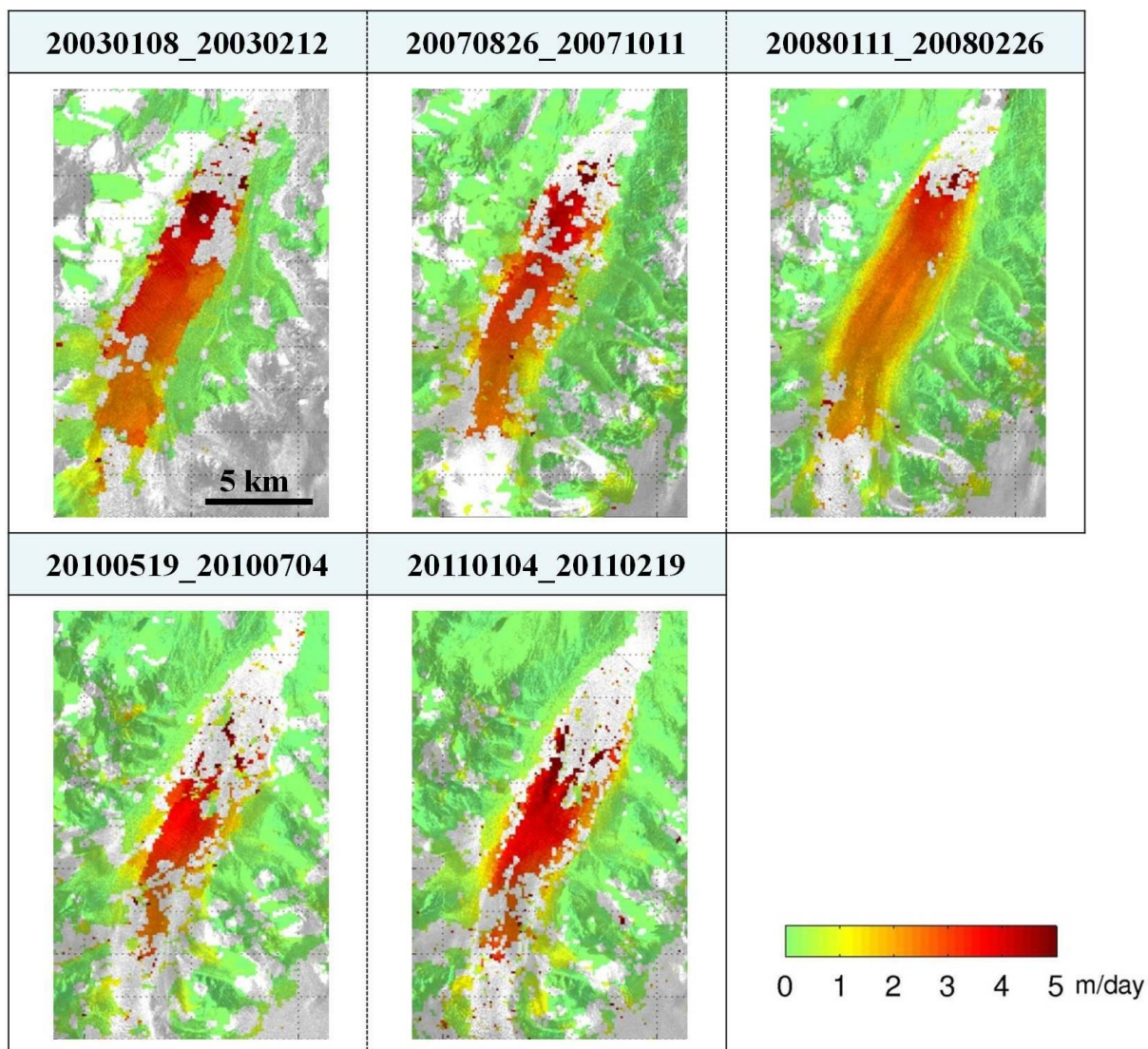


図 13 2003 年～2011 年における Jorge Montt 氷河の流動速度空間分布.

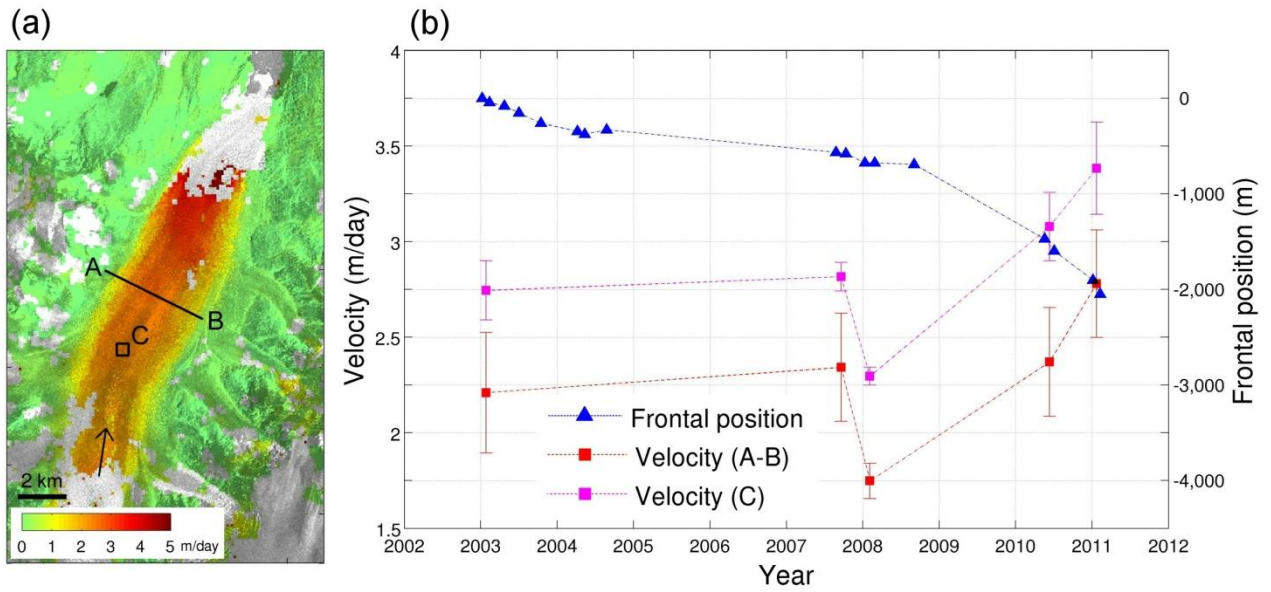


図 14 (a) 2008 年 1~2 月の Jorge Montt 氷河の流動速度空間分布。
 (b) (a) 中のプロファイル A-B と点 C における流動速度と、末端位置の時間変化。

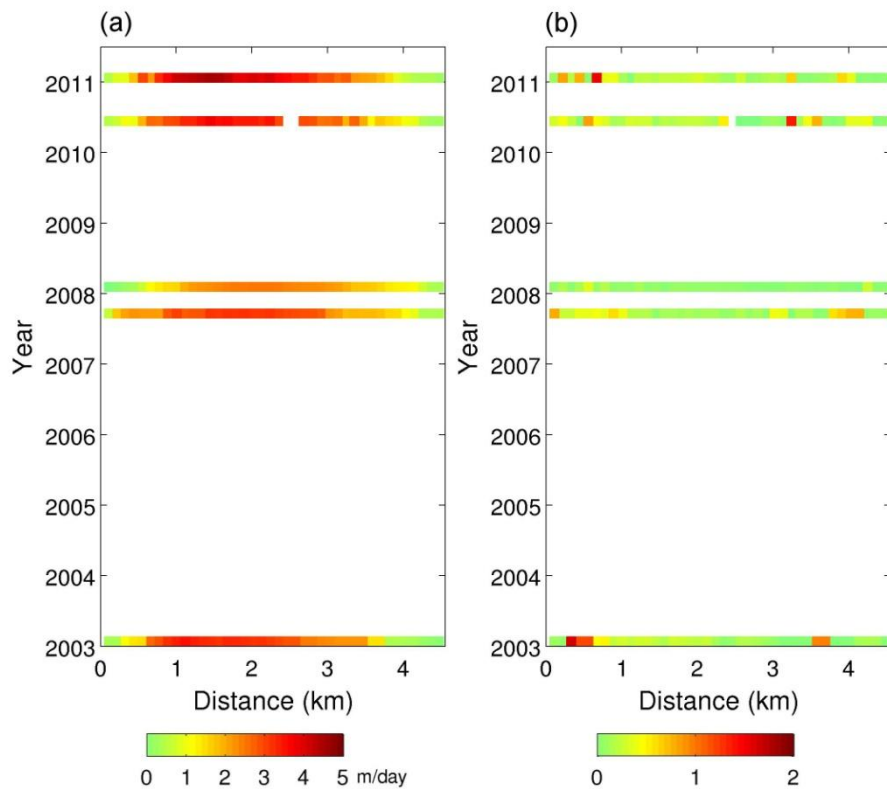


図 15 (a) Jorge Montt 氷河のプロファイル A-B における流動速度の時間変化。
 ほぼ同じ位置で 5 本の線を取り、5 本の平均値をプロファイルの値としている。
 図の距離 0 の地点が点 A である。
 (b) 各地点における誤差。5 本の標準偏差の値を表している。

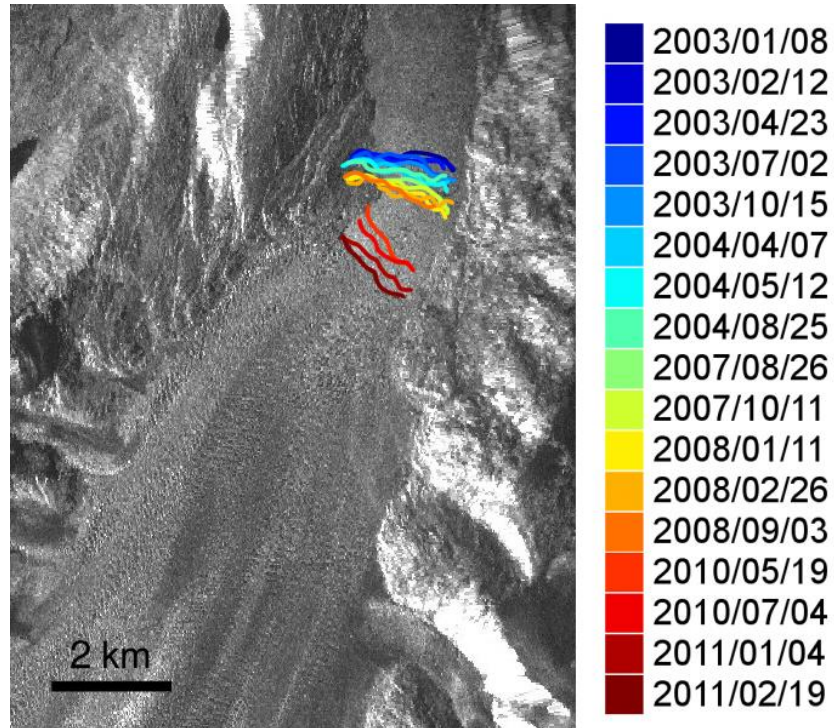


図 16 2003 年～2011 年の Jorge Montt 氷河の末端位置の変化。
背景は 2011 年 2 月 19 日の PALSAR 強度画像。

3.3 Occidental 氷河

Occidental 氷河（図 17）は南パタゴニア氷原の西側に位置し、その末端は湖へと流れ込んでいる。2010 年の JAXA の報告によると、ALOS に搭載されている AVNIR-2 と、Landsat の光学画像の解析から、1986 年～2006 年で 1.1 km ほど末端が後退していることが明らかになった。また、Willis et al. (2012)では 2000 年～2012 年の Occidental 氷河の氷厚減少速度は 2～5 m/yr であると報告されている。しかし、これまでに流動速度に関する報告はない。



図 17 Occidental 氷河。
（画像は Google earth より，2006 年取得）

2003 年～2011 年の 11 組のデータについて解析を行った結果、流動速度の空間分布は図 18 のようになった。Occidental 氷河は先に述べた 2 つの氷河と比べて全体的に流動速度が遅いため、末端付近が欠損することなくほぼ全域について流動速度を得ることができた。末端付近に A-B、上流部分に C-D と 2 本のプロファイルを取り、流動速度の時間変化を調べたところ、結果は図 19 のようになった。各時期のプロファイルの詳細は図 20, 21 に示している。上流部分での流動速度（プロファイル C-D）がほぼ一定であるのに対し、末端付近（プロファイル A-B）では明らかな加速が見られた。2008 年～2010 年と 2004 年～2005 年の流動速度を比べると、末端付近で約 200%速度が増加していた。また、末端は 2004 年から 2011 年にかけて約 2 km 後退していた。各強度画像における末端位置については、図 22 に示している。末端位置のデータが他の氷河に比べて少ないのは、多数の氷山の存在により末端と水面の境界を読み取ることが困難な画像を除いているためである。本研究の結果から求めた 2004 年～2011 年の末端の後退速度は、285 m/yr であった。これは、JAXA の報告にある 55 m/yr を大幅に上回る値であり、20 世紀末と比べて近年の方が遥かに速い速度で後退しているということが明らかになった。一方で、先に述べた 2 つの氷河のような後退の加速はほとんど見られず、2004 年～2011 年ではほぼ一定の速度で後退しているようである。

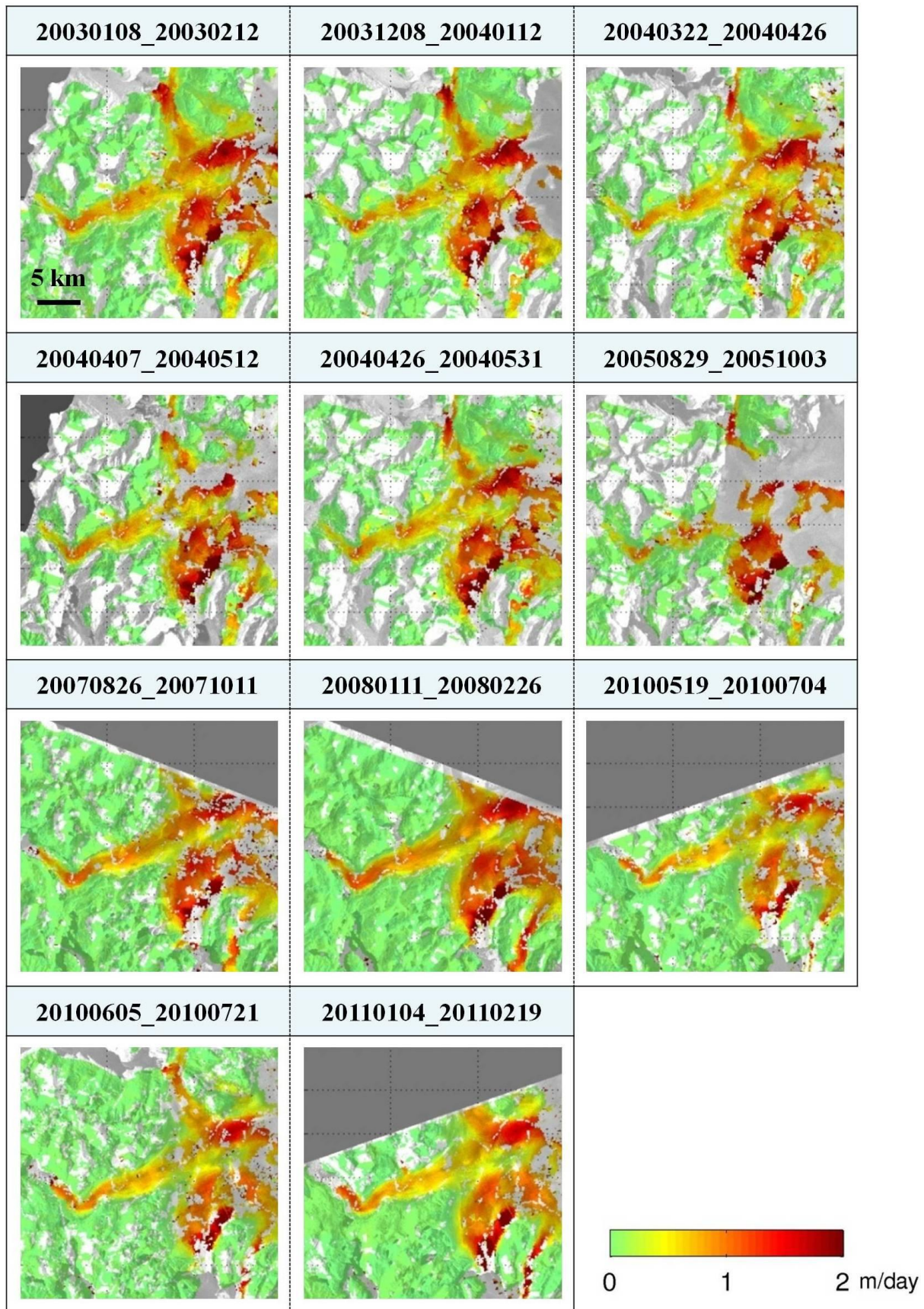


図 18 2003 年～2011 年における Occidental 氷河の流動速度空間分布.

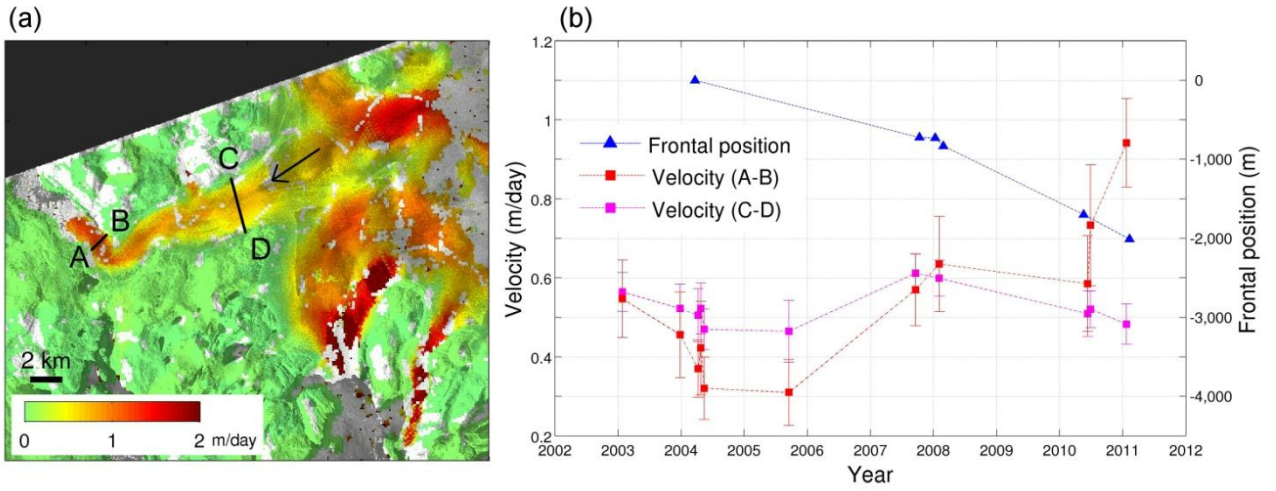


図 19 (a) 2011 年 1~2 月の Occidental 氷河の流動速度空間分布.
 (b) (a) 中のプロファイル A-B, C-D における流動速度と, 末端位置の時間変化.

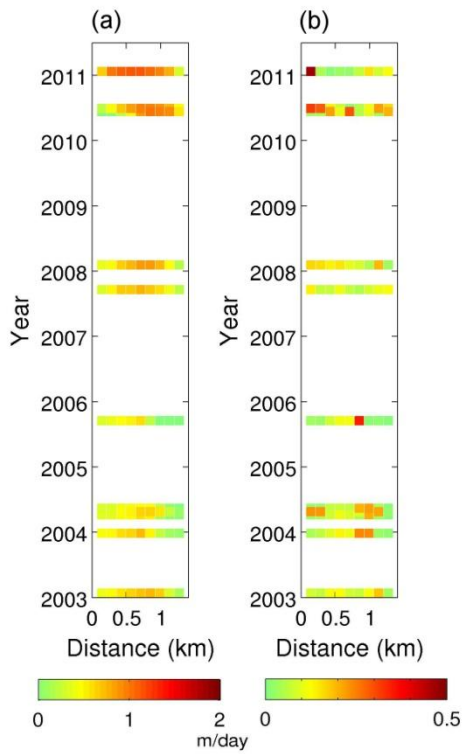


図 20 (a) Occidental 氷河の
 プロファイル A-B における
 流動速度の時間変化.
 (b) 各地点における誤差.

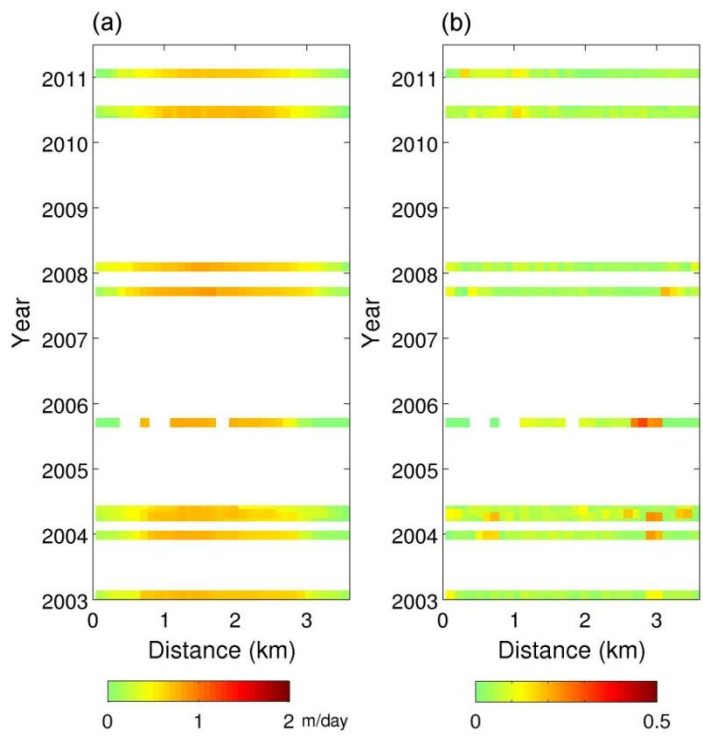


図 21 (a) Occidental 氷河の
 プロファイル C-D における
 流動速度の時間変化.
 (b) 各地点における誤差.

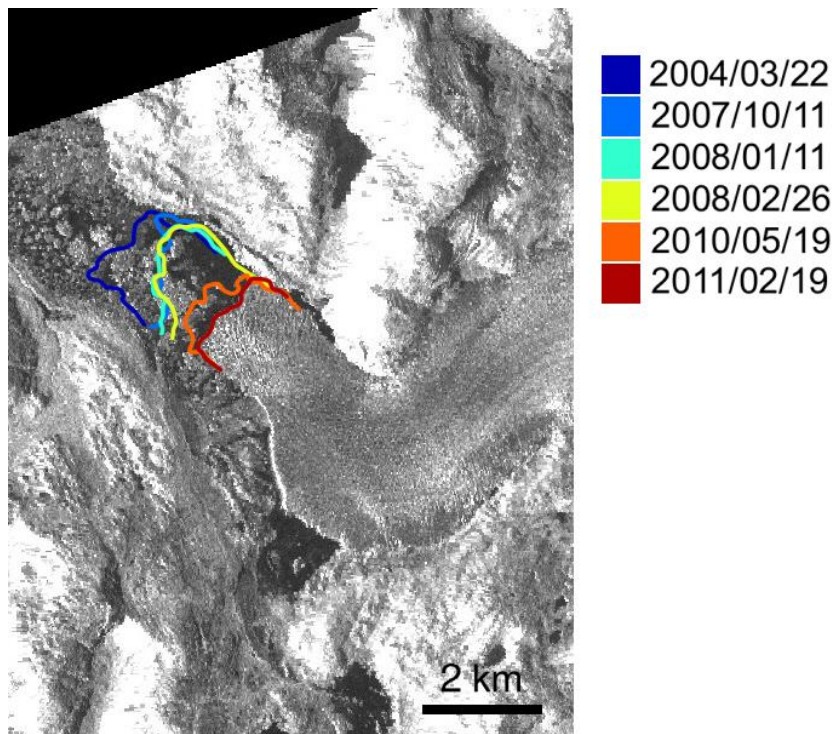


図 22 2004 年～2011 年の Occidental 氷河の末端位置の変化.
背景は 2011 年 2 月 19 日の PALSAR 強度画像.

3.4 Pio XI 氷河

Pio XI 氷河 (図 23) は南パタゴニア氷原で最大の氷河である。Occidental 氷河の南側に位置し、その上流には標高 3380 m のラウタロ火山がある。末端は 2 つに分かれており、北側の末端は湖へ、南側の末端はフィヨルドへとそれぞれ流れ込んでいる。パタゴニア地域の多くの氷河について後退が報告されている中で、唯一 20 世紀に両方の末端において大きな前進が見られたことで知られている (Warren and Rivera, 1994; Rivera et al., 1997)。Willis et al. (2012) によると、2000 年～2012 年で Pio XI 氷河の氷厚は 2 m/yr 以上もの速さで増加している。また、Rivera et al (1997) による現場観測の結果では、1995 年 11 月の南側の末端における流動速度は、最大で 17～50 m/day であった。このようなふるまいから、Pio XI 氷河はサージ氷河の可能性もあると言われているが、流動の詳細についてはよく分かっていない。

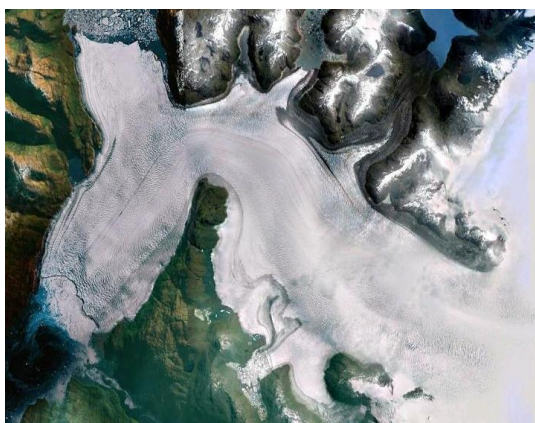


図 23 Pio XI 氷河.

(画像は Google earth より、2006 年取得)

2003 年～2011 年の 11 組のデータについて解析を行った結果、流動速度の空間分布は図 24 のようになった。Pio XI 氷河の流動速度は、他の氷河には見られない複雑な時空間変化を示していた。これらの結果について、北側の末端 (図 25a の A-B)、南側の末端 (C-D)、上流部 (E-F) の 3 本のプロファイルを取り、流動速度の変化を調べた。その結果は図 25 に示している。図 25 (b) には北側の末端での流動速度と末端の変化を、図 25 (c) には南側の末端での流動速度と末端の変化をそれぞれまとめた。上流部での流動速度の変化は、図 25 (d) に示している。各時期のプロファイルの詳細については、それぞれ図 26, 27, 28 に示している。これらの結果を見ると、上流部の流動速度は 2007 年に減速していることを除けば比較的安定していた。一方で、南北 2 つの末端においては、流動速度に大きな時間変化が見られた。特に、南側の末端では加速が激しく、2003 年、2005 年、2007 年には他の年の約 2 倍の速度で流動していた。一方、北側の末端での流動速度は、2003 年には 0.2 m/day と微小な値であったが、徐々に加速して 2007 年には 2.0 m/day にまで達していた。この結

果から、上流部の流動は末端部での流動に直接的な影響は及ぼしていないということが判明した。

このように流動速度が大きく変化している一方で、末端位置については、先に述べた 3 つの氷河のような急激な後退は見られなかった (図 25b, c)。図 29 は各強度画像における末端位置を示している。2003 年～2011 年の全体で見ると、南北両方の末端は前進していた。しかし、より細かい時間スケールで見ると、約 250 m のスケールで何度か前進・後退をしているようであった (図 25b, c)。

2 つの末端のふるまいについては、本研究の結果からは明瞭な関係は見られなかった。しかし、2007 年～2008 年では、両方の末端で流動速度・末端位置ともに同じような時間変化が見られた。

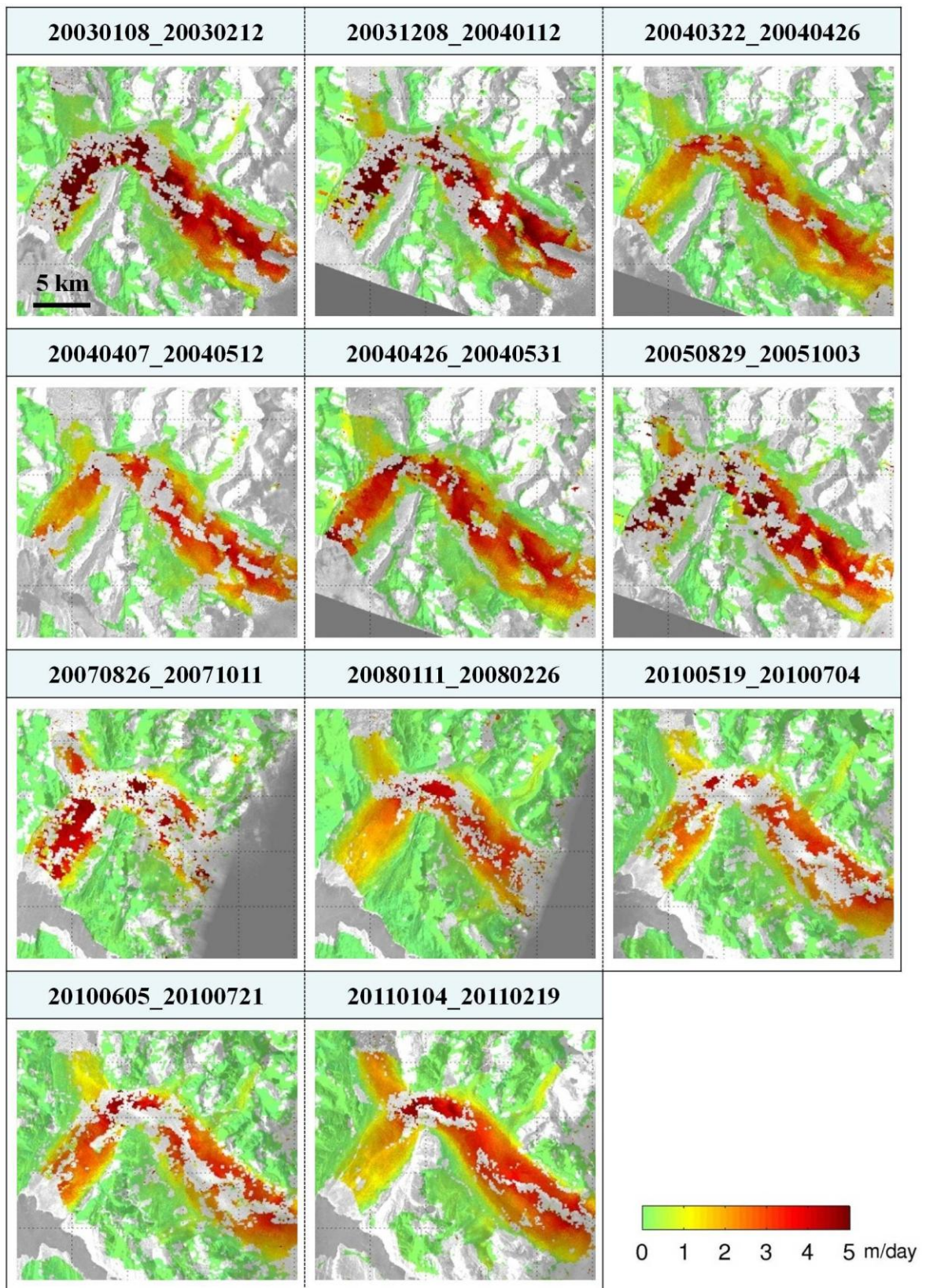


図 24 2003 年～2011 年における Pio XI 氷河の流動速度空間分布.

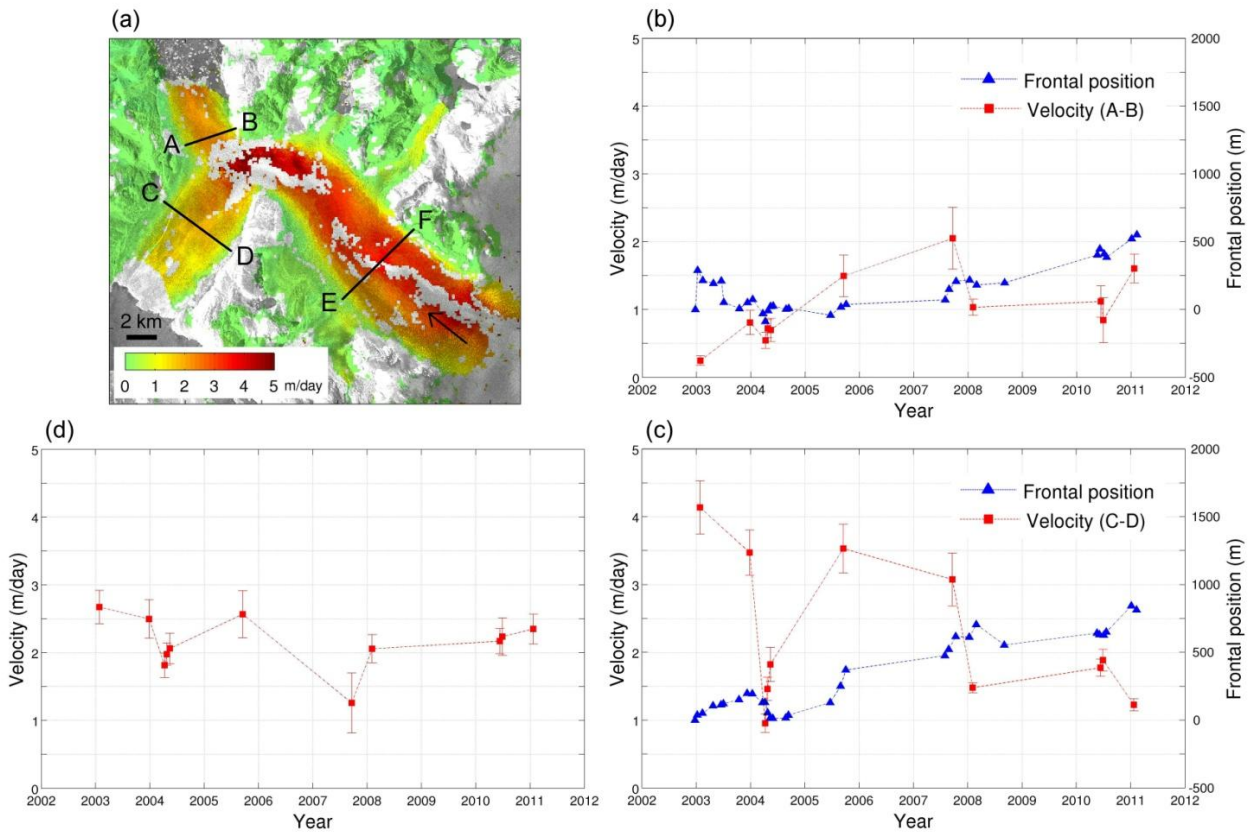


図 25 (a) 2011 年 1~2 月の Jorge Montt 氷河の流動速度空間分布。
 (b) (a) 中のプロファイル A-B における流動速度と、北側の末端位置の時間変化。
 (c) (a) 中のプロファイル C-D における流動速度と、南側の末端位置の時間変化。
 (d) (a) 中のプロファイル E-F における流動速度の時間変化。

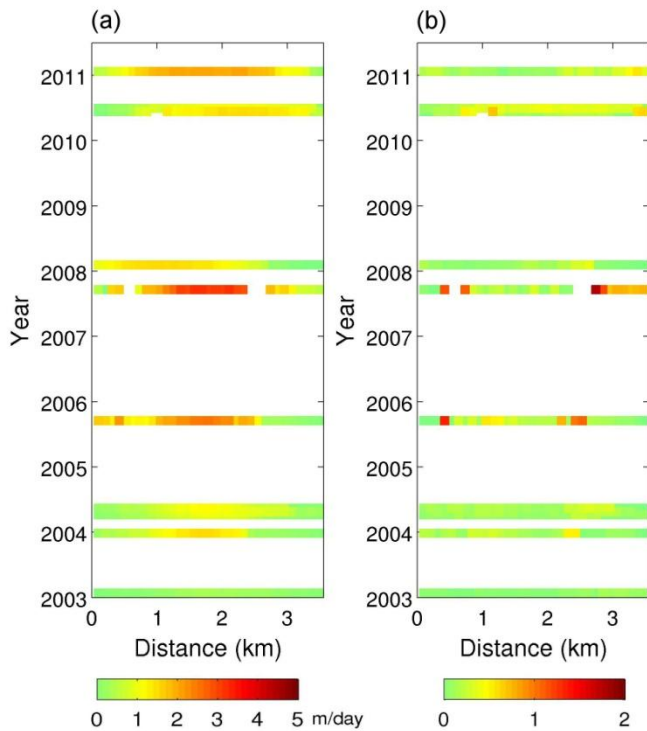


図 26 (a) Pio XI 氷河のプロファイル A-B における流動速度の時間変化。
 (b) 各地点における誤差。

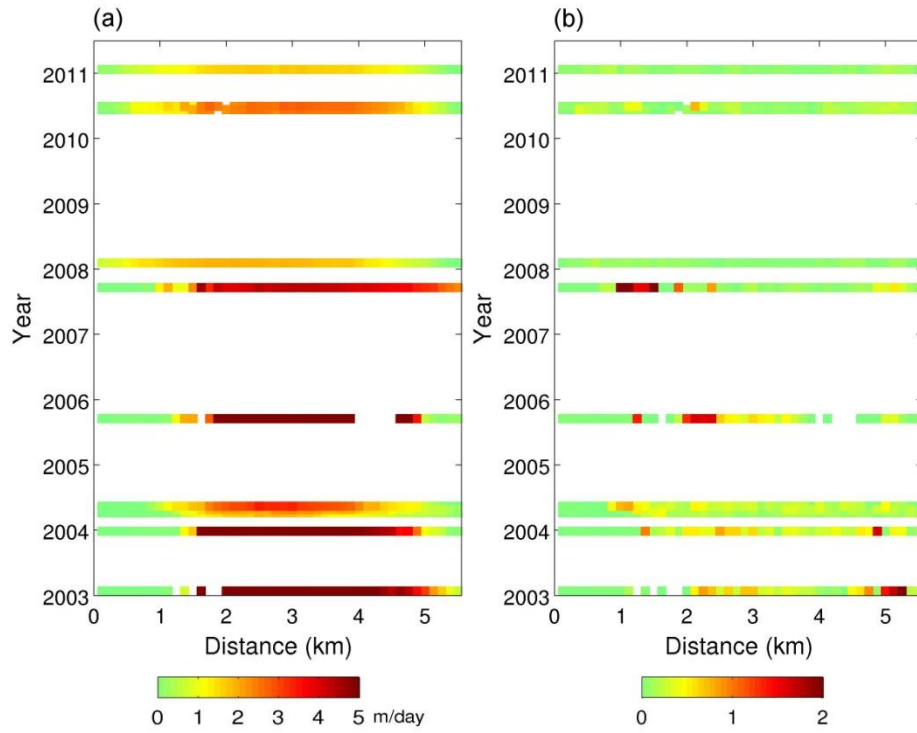


図 27 (a) Pio XI 氷河のプロファイル C-D における流動速度の時間変化.
(b) 各地点における誤差.

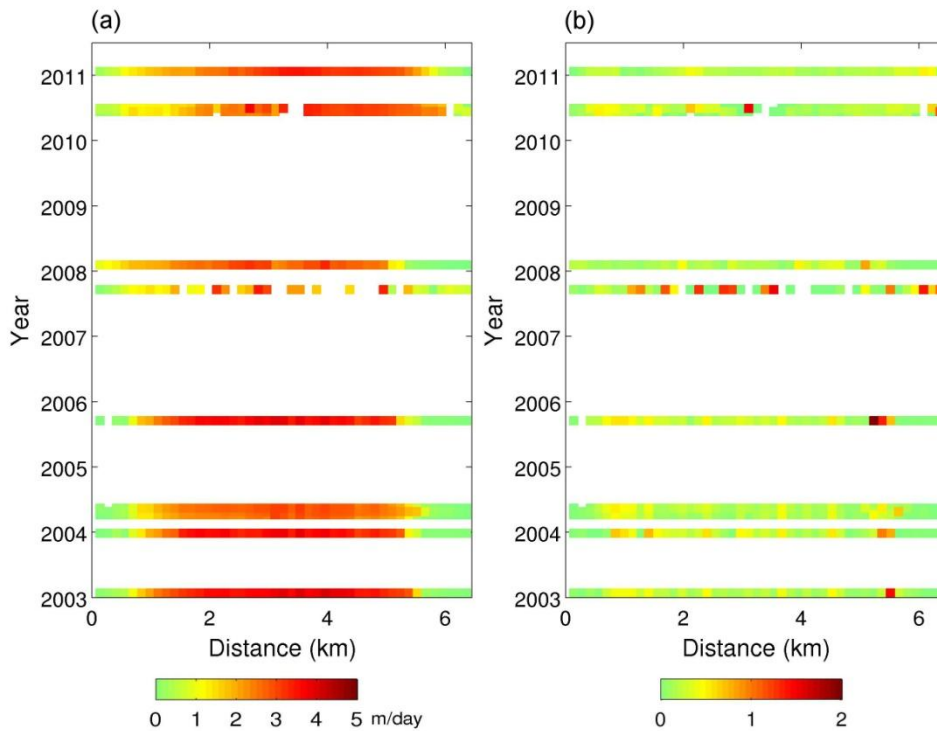


図 28 (a) Pio XI 氷河のプロファイル E-F における流動速度の時間変化.
(b) 各地点における誤差.

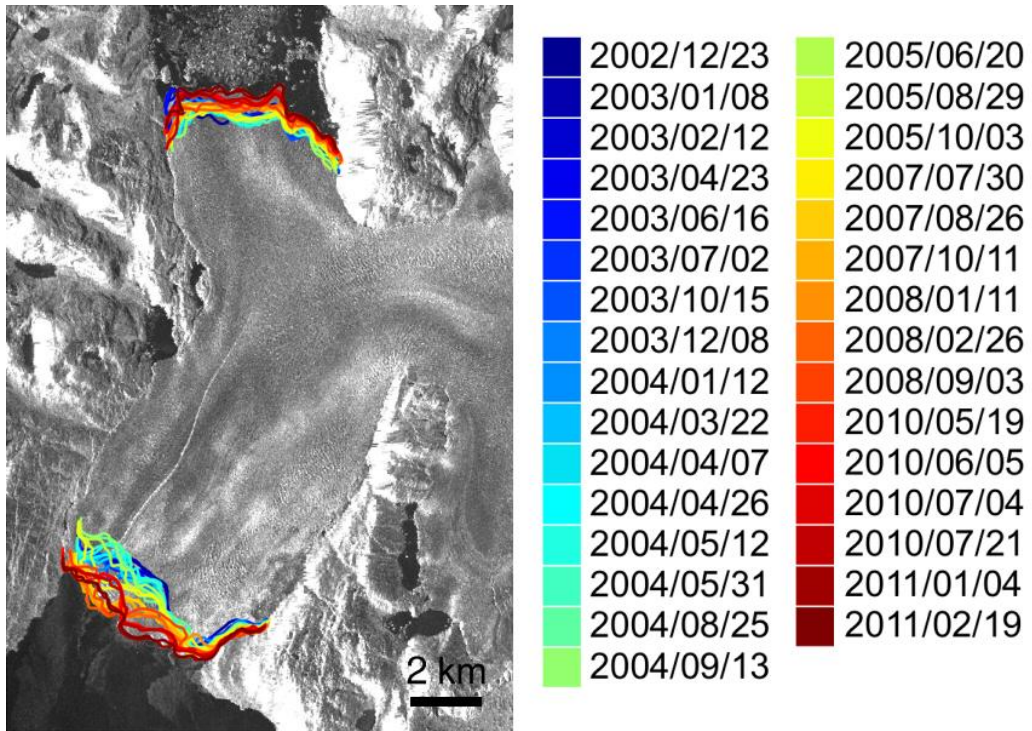


図 29 2002 年～2011 年の Pio XI 氷河の末端位置の変化。
背景は 2011 年 2 月 19 日の PALSAR 強度画像。

3.5 O'Higgins 氷河

O'Higgins 氷河 (図 30) は南パタゴニア氷原の東側に位置し、その末端は湖へと流れ込んでいる。Aniya et al. (2009) では、1945 年～1986 年には 484 km/yr もの速さで末端が急激に後退したが、1986 年を境にほとんど後退が見られなくなったと報告されている。これは 1986 年に急激に後退し始めた Jorge Montt 氷河とは対照的なふるまいである。一方、流動速度に関しては、これまでに報告されていない。



図 30 O'Higgins 氷河.

(画像は Google earth より、2008 年取得)

2003 年～2011 年の 7 組のデータについて解析を行った結果、流動速度の空間分布は図 31 のようになった。全体的に流動速度が速く、末端付近では最大で 5 m/day 以上もの値を示していた。そのため、末端付近には欠損が多く見られるが、上流部に関しては空間分布を得ることができた。図 32 にはプロファイル A-B での平均流動速度と、末端位置の変動を示している。各時期のプロファイルの詳細については、図 33 に示している。これらの図から明らかのように、流動速度と末端位置のどちらについても、顕著な時間変化は見られなかった。この結果は、1986 年～2006 年にはあまり後退していないという Aniya et al. (2009) の結果に一致している。しかし、細かい時間スケールで見ると 2003 年～2004 年では、夏から冬にかけて後退、冬から夏にかけて前進しており、末端の季節変動のようなものが見られた (図 32b)。

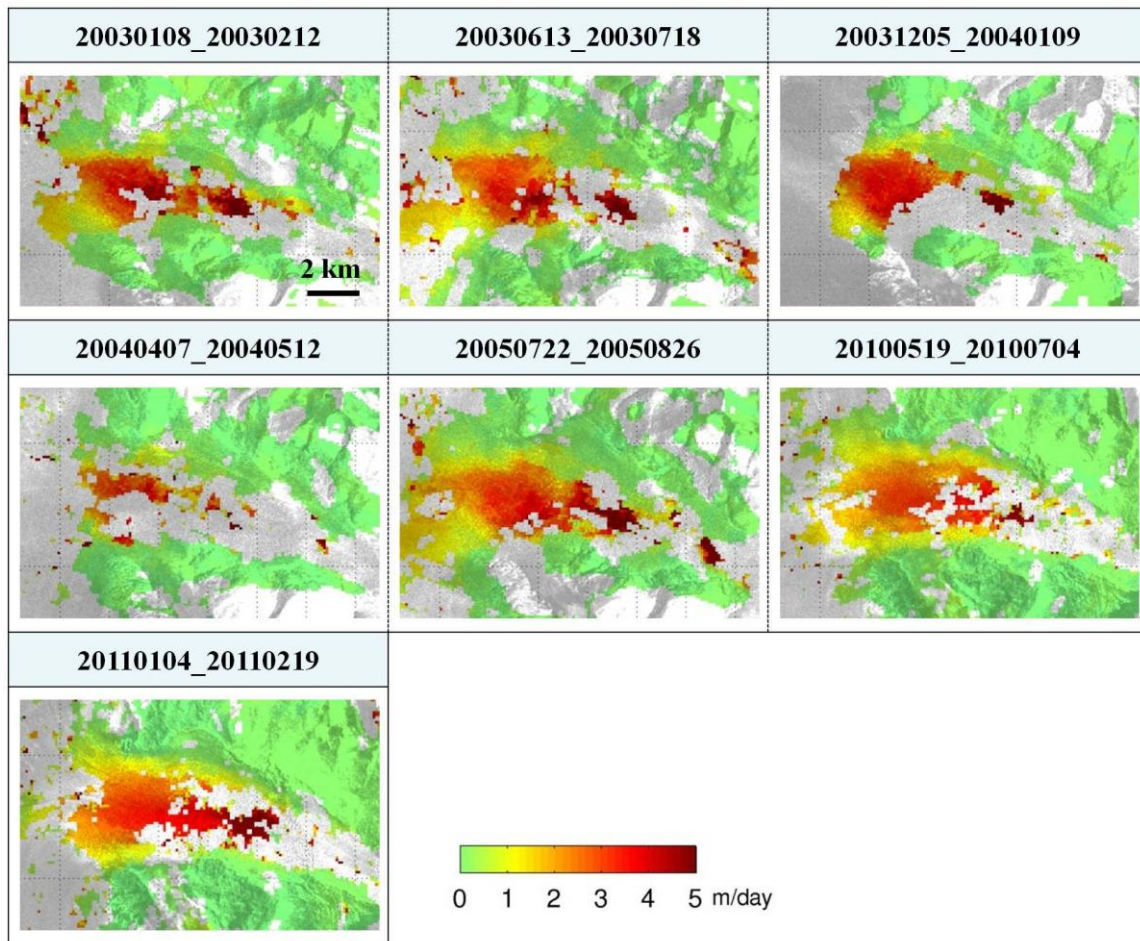


図 31 2003 年～2011 年における O'Higgins 氷河の流動速度空間分布.

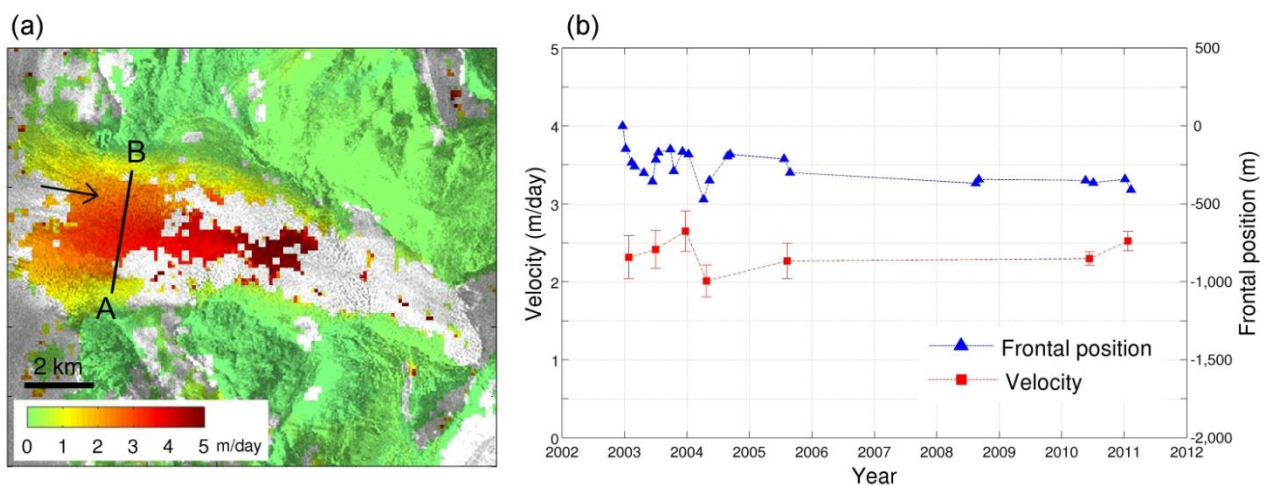


図 32 (a) 2011 年 1～2 月の O'Higgins 氷河の流動速度空間分布.

(b) (a) 中のプロファイル A-B における流動速度と、末端位置の時間変化.

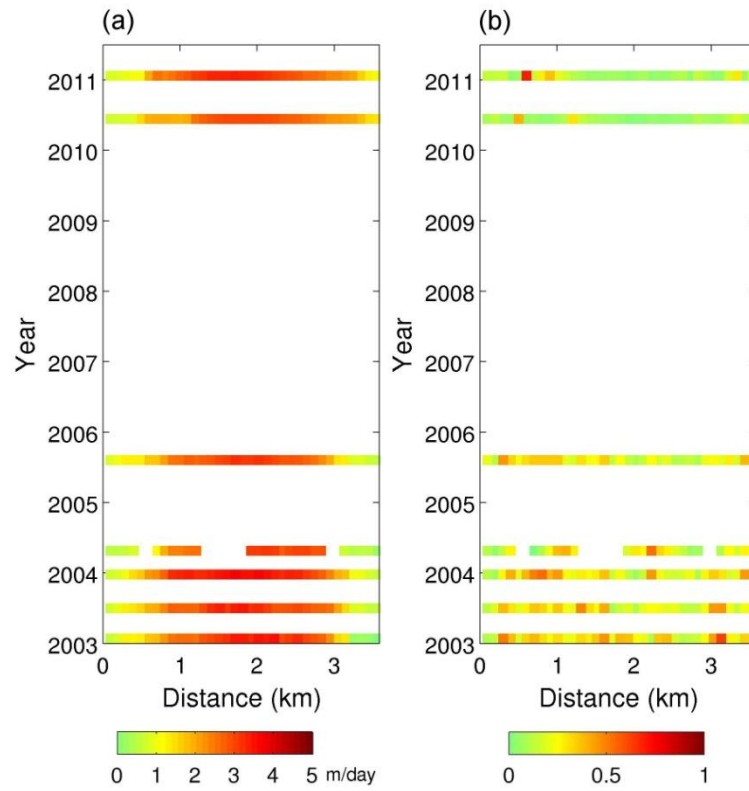


図 33 (a) O'Higgins 氷河のプロファイル A-B における流動速度の時間変化.
 (b) 各地点における誤差.

3.6 Viedma 氷河

Viedma 氷河 (図 34) は南パタゴニア氷原で 2 番目に大きい氷河で, その末端は湖へと流れ込んでいる. Aniya et al. (2008) によると, 1981 年~1991 年に約 400 m の後退があったが, 1993 年以降末端の位置はほとんど変化していない. 激しい後退が見られないのは, 氷河の末端が湖の端に位置していることが原因であると考えられている. このように比較的安定した状態にある氷河だが, 流動速度の分布に関してはこれまで明らかにされていなかった.

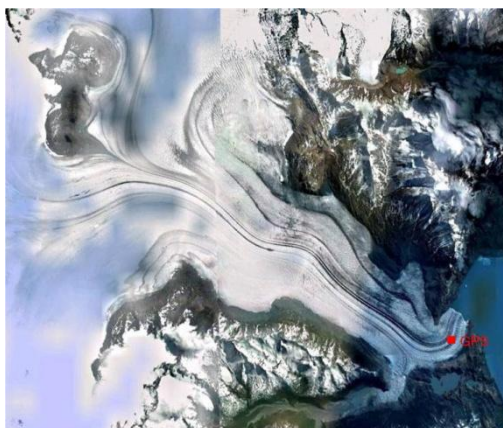


図 34 Viedma 氷河.

赤色の点は 2012 年 12 月に流動速度を測定した GPS の場所を表す.

(画像は Google earth より, 2010 年取得)

2003 年~2011 年の 7 組のデータについて解析を行った結果, 流動速度の空間分布は図 35 のようになった. 調べた他の氷河に比べて全体的に流動速度が遅く, 最大で 2 m/day ほどであった. 図 36 にはプロファイル A-B での平均流動速度と, 末端位置の変動を示している. 各時期のプロファイルの詳細については, 図 37 に示している. 末端位置はほとんど変化しておらず, 先行研究と一致するような結果であった. また, 流動速度に関しても顕著な時間変化は見られなかった.

2012 年 12 月 21 日~28 日に GPS を用いて測定した流動速度は, 図 34 の GPS 点で 2.07 m/day であった. 本研究の 2011 年 1 月 4 日~2011 年 2 月 19 日の測定結果である 1.42 m/day と比べると, 約 150% の加速が見られた. この加速が Upsala 氷河などで見られた急激な後退を伴うものかどうかは不明だが, 今後も観測を継続していくことが重要である.

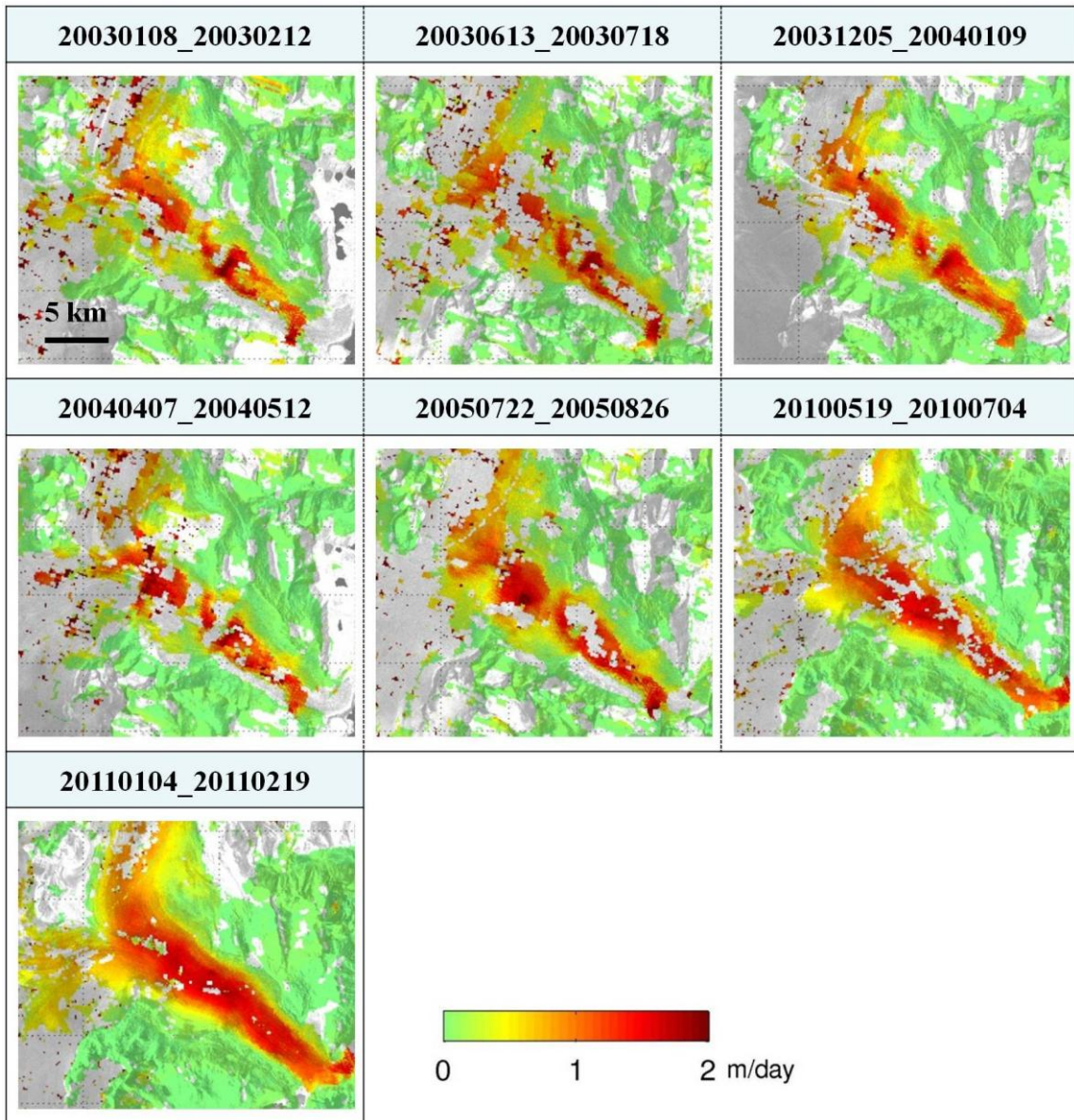


図 35 2003 年～2011 年における Viedma 氷河の流動速度空間分布.

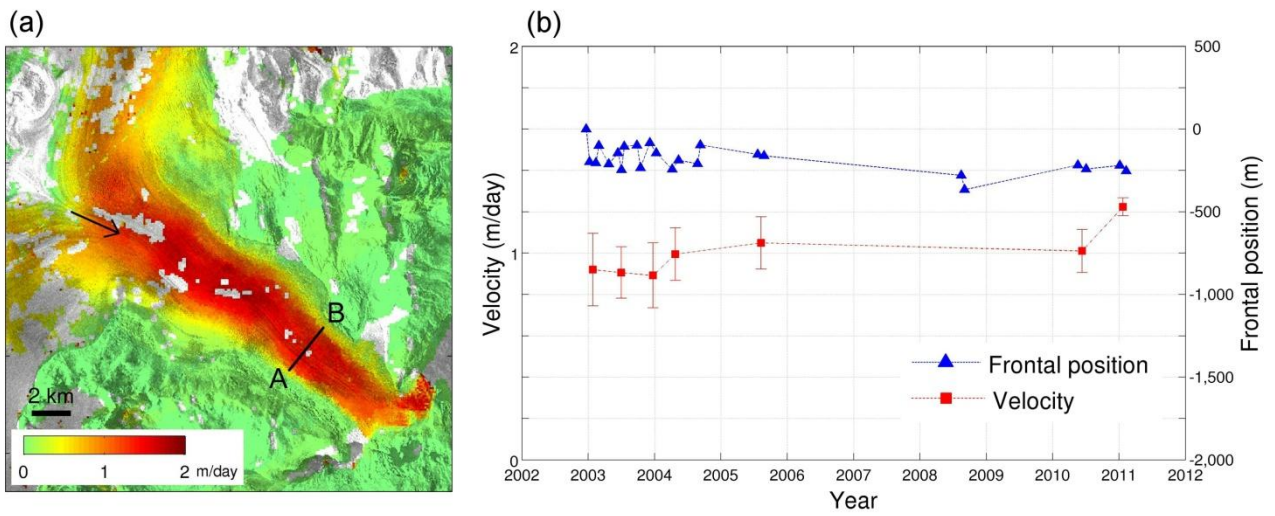


図 36 (a) 2011 年 1~2 月の Viedma 氷河の流動速度空間分布.
 (b) (a) 中のプロファイル A-B における流動速度と、末端位置の時間変化.

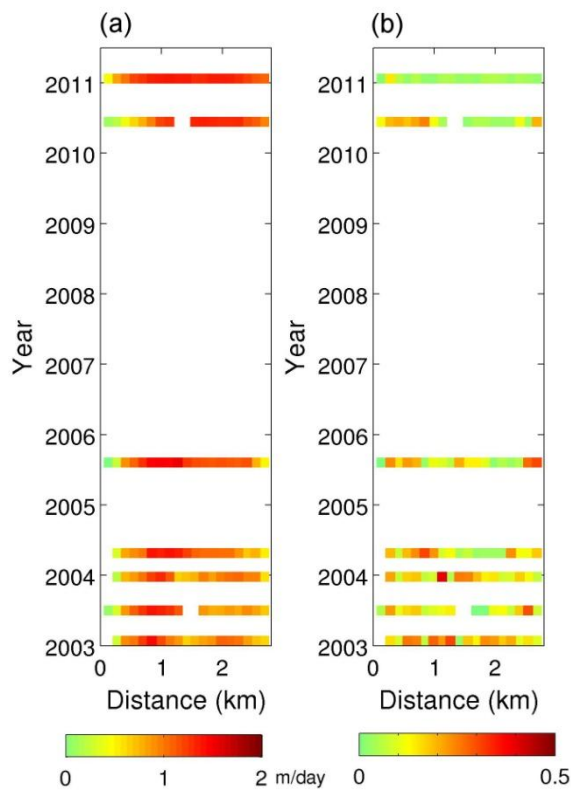


図 37 (a) Viedma 氷河のプロファイル A-B における流動速度の時間変化.
 (b) 各地点における誤差.

3.7 Perito Moreno 氷河

Perito Moreno 氷河（図 38）は南パタゴニア氷原の東側に位置し、その末端はアルヘンティノー湖へと流れ込んでいる。パタゴニア地域の多くの氷河について後退が報告されている中で、Pio XI 氷河と並んで後退が見られず、ほぼ平衡状態にあると言われている。末端は対岸にぶつかっており、湖の水位上昇により末端の大規模な崩壊が起こることでも知られている（Stuefer et al., 2007）。Perito Moreno 氷河は比較的アクセスが容易であるため、現場観測・衛星観測ともに多くの先行研究が報告されている。Sugiyama et al. (2011) の現場観測の結果によると、2010 年 2 月～3 月の流動速度は、末端から約 4.7 km 上流で平均 1.43 m/day であった。また、衛星観測では、干渉 SAR を用いた測定結果（Rott et al., 1998; Michel and Rignot, 1999）や、画像相関による測定結果（Floricioiu et al., 2008 ; Ciappa et al., 2010）が報告されている。



図 38 Perito Moreno 氷河.

赤色の点は 2012 年 12 月に流動速度を測定した GPS の場所を表す。
(画像は Google earth より、2010 年取得)

2003 年～2011 年の 16 組のデータについて解析を行った結果、流動速度の空間分布は図 39 のようになった。中には欠損の多さが目立つものもあるが、ほとんどのデータで氷河のほぼ全域について流動速度を測定することができた。これらの測定結果は、先行研究の値とよく一致していた。上流部にプロファイル A-B をとり、平均流動速度を調べた結果が図 40 (b) である。ここでは、プロファイル中に欠損が多いデータは除外している。各時期のプロファイルの詳細については、図 41 に示している。A-B での流動速度は時期によって若干の加速・減速が見られるが、経年的な加速は見られなかった。末端位置についても、2002 年～2011 年で顕著な変動は見られなかった。一方、末端付近の点 C では、流動速度が 2004

年～2005年で2.4 m/day から 1.5 m/day に減少していた (図 40c). また, 2004年, 2007年, 2011年には夏期に流動速度の増加が見られた (図 40c).

2012年12月21日～28日にGPSを用いて測定した流動速度は, それぞれ図38のGPS1点で1.50 m/day, GPS2点で1.78 m/dayであった. 本研究の2011年1月4日～2011年2月19日の測定結果は, GPS1点で1.56 m/day, GPS2点で1.77 m/dayとなっており, 現地観測の結果とよく一致していた.

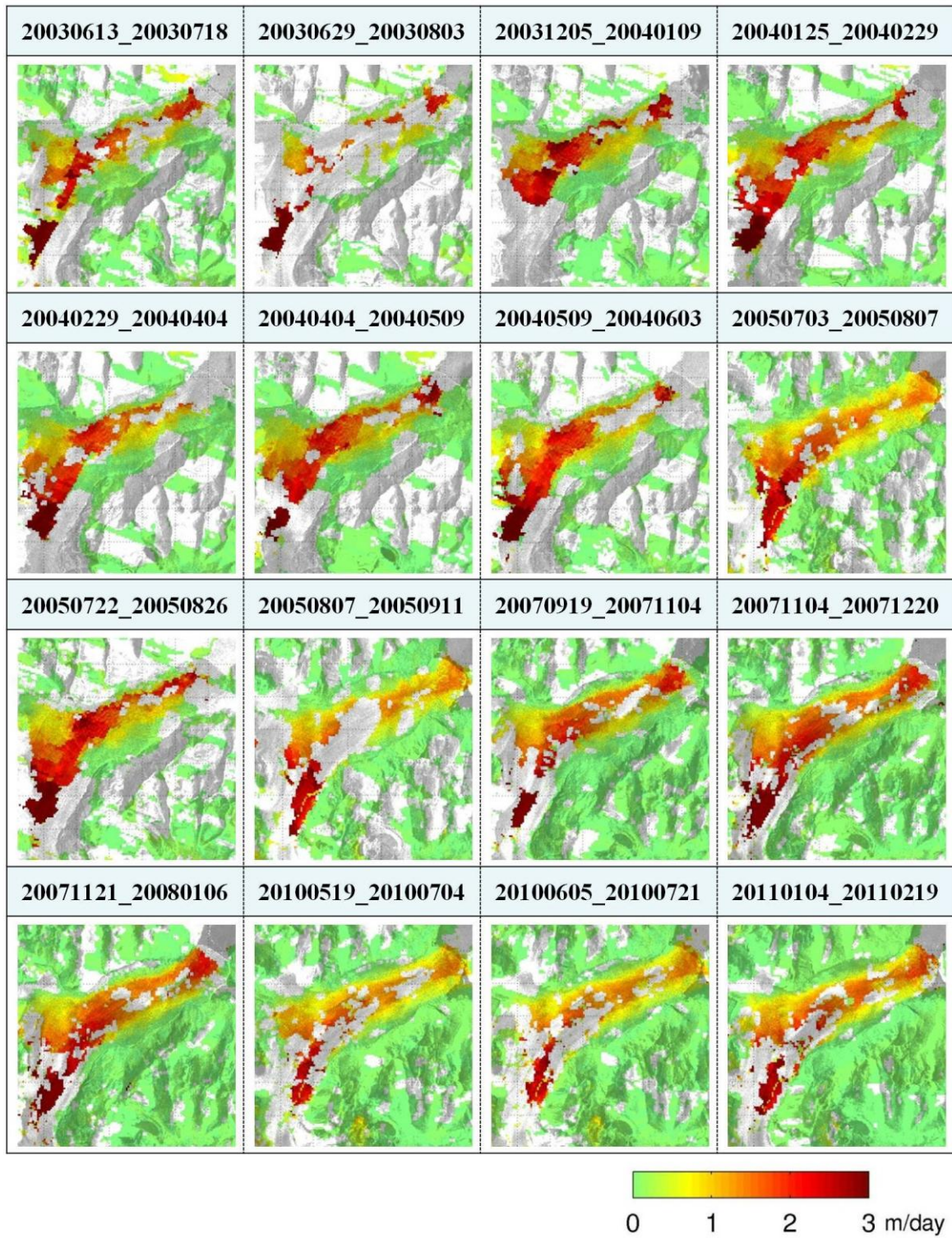


図 39 2003 年～2011 年における Perito Moreno 氷河の流動速度空間分布.

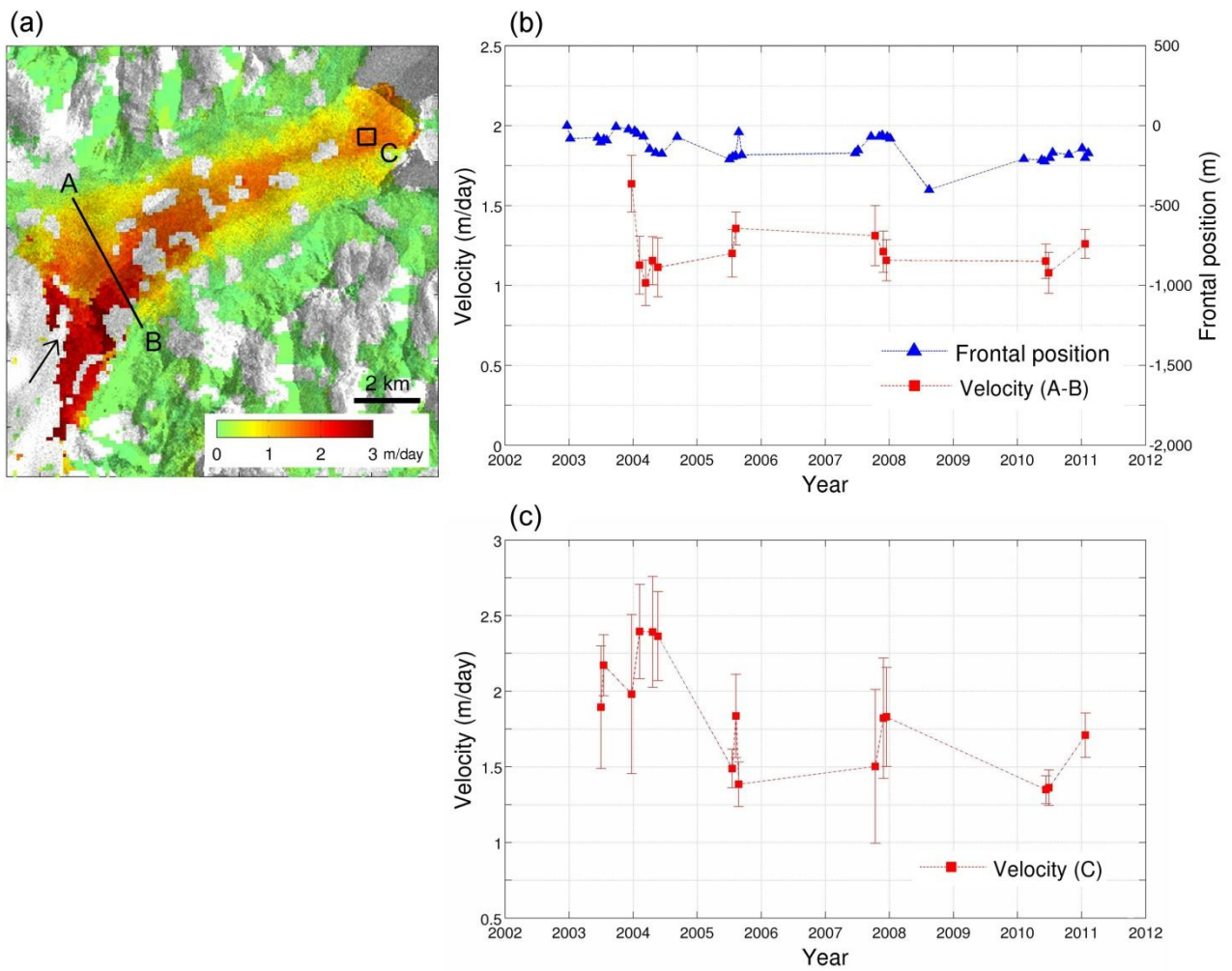


図 40 (a) 2005 年 7~8 月の Perito Moreno 氷河の流動速度空間分布。
 (b) (a) 中のプロファイル A-B における流動速度と、末端位置の時間変化。
 (c) (a) 中の点 C における流動速度の時間変化。

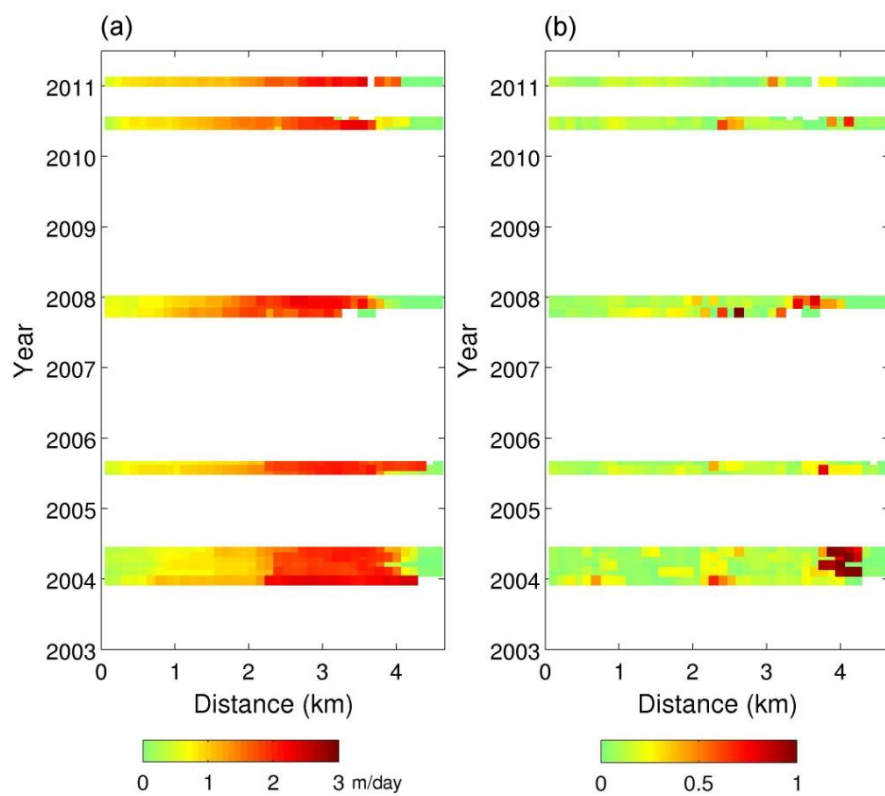


図 41 (a) Perito Moreno 氷河のプロファイル A-B における流動速度の時間変化.
 (b) 各地点における誤差.

3.8 Grey 氷河

Grey 氷河 (図) は南パタゴニア氷原の南側に位置しており, その末端は湖へと流れ込んでいる. Aniya et al. (1997) によると, 1945 年以降は大きな後退は見られていない. 一方, 流動速度に関しては, これまでに報告されていない.

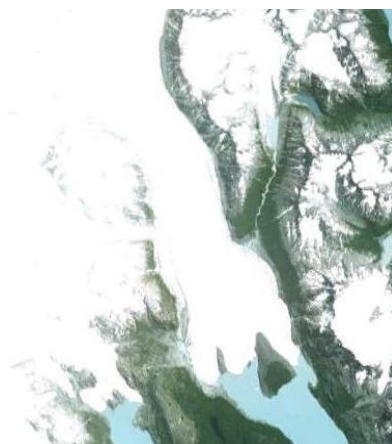


図 42 Grey 氷河.

(画像は Google earth より, 2003 年取得)

2003 年~2010 年の 7 組のデータについて解析を行った結果, 流動速度の空間分布は図 43 のようになった. 図 44 にはプロファイル A-B での平均流動速度と, 末端位置の変動を示している. 各時期のプロファイルの詳細については, 図 45 に示している. 末端位置に関しては, 2010 年の画像に末端部が含まれていない (図 43) ため 2008 年までしか測定できなかったが, ほとんど変動は見られなかった. また, 流動速度に関しても顕著な時間変化は見られなかった.

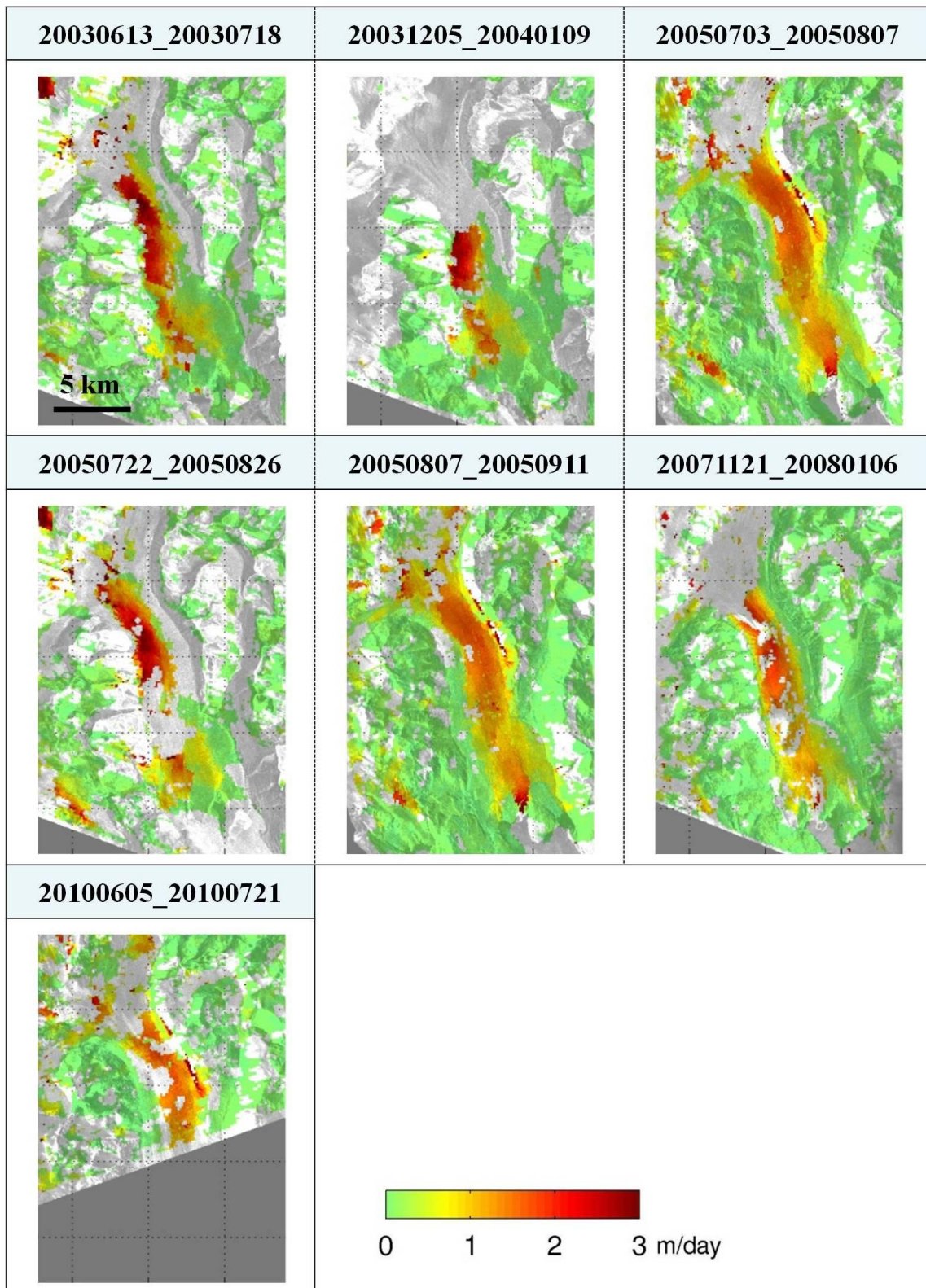


図 43 2003 年～2010 年における Grey 氷河の流動速度空間分布.

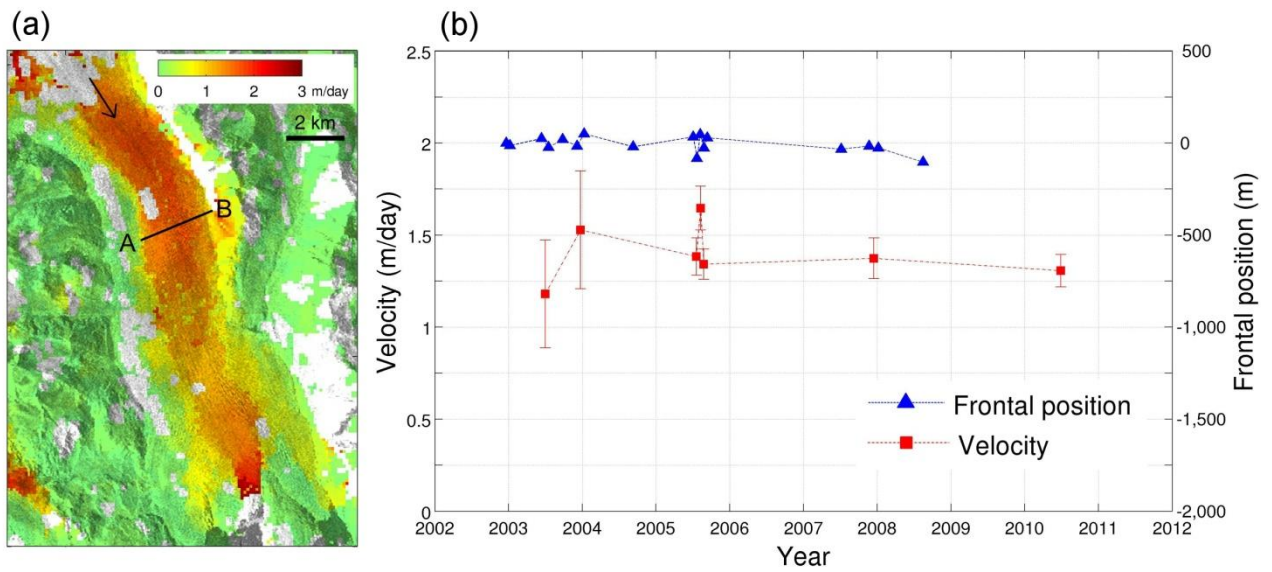


図 44 (a) 2005 年 7~8 月の Grey 氷河の流動速度空間分布.
 (b) (a) 中のプロファイル A-B における流動速度と、末端位置の時間変化.

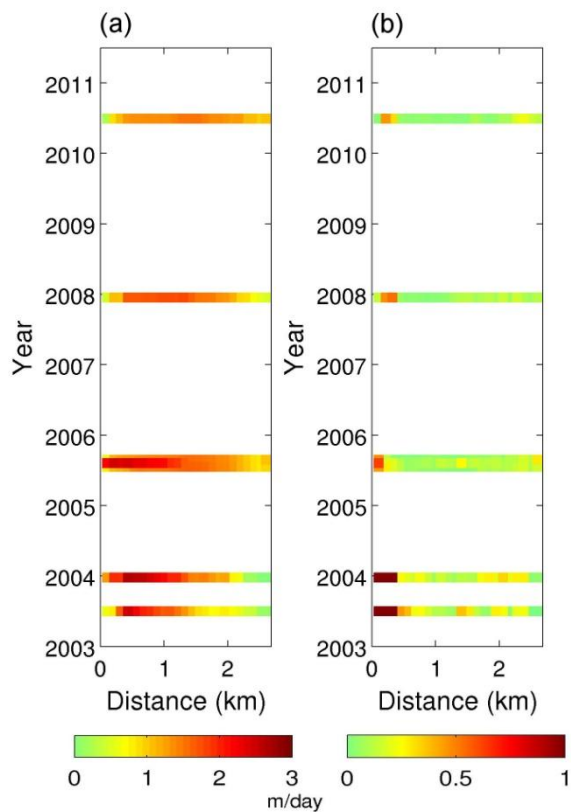


図 45 (a) Grey 氷河のプロファイル A-B における流動速度の時間変化.
 (b) 各地点における誤差.

4. 考察

南パタゴニア氷原の 8 つの主要な氷河において流動速度と末端位置を調べた結果、4 つの氷河で顕著な時間変化をとらえることができた。この結果から、変動は南パタゴニア氷原全体ではなく、ある地域・時期に集中して起こっているということが判明した。ここでは変動の大きかった 4 つの氷河（Upsala 氷河、Jorge Montt 氷河、Occidental 氷河、Pio XI 氷河）について、流動メカニズムを考察する。

変動が大きかった 4 つの氷河のうち、Upsala 氷河、Jorge Montt 氷河、Occidental 氷河では加速とともに末端が大きく後退していた。1 章でも述べたように、このような現象はグリーンランドや南極においても数多く報告されている。グリーンランドの氷河研究では、加速の時期が海水温の上昇時期に一致することから、加速の原因は暖かい海水による氷河末端部の底面の融解であると結論づけている (Holland et al., 2008; Rignot et al., 2010; Straneo et al., 2011)。しかし、本研究の結果では、末端が湖に流れ込んでいる Upsala 氷河と Occidental 氷河でも加速・後退が見られた。このことは、加速の原因に海水温とは別の原因があることを示している。以下では、加速と後退の原因を解明するために、カービングのメカニズムについて考える。

Benn et al. (2007a, b) と Nick et al. (2010) は、クレバスの深さがカービングの位置を決めるという考えをもとに、カービングの物理を考察した。Benn et al. (2007b) のモデルでは、クレバスの深さが水面より上の部分の氷厚に等しくなった所でカービングが起こると仮定している。Nick et al. (2010) は Benn et al. (2007b) のモデルに改良を加えたもので、表面と底面両方のクレバスが氷厚全体に広がった所でカービングが起こると仮定している。これらのモデルでは、流動速度の勾配が大きいとクレバスの深さが増し、カービングが起こるため末端は後退する。

図 46 は、加速が見られた 3 つの氷河について、2003 年と 2011 年の流動速度の差分をとった結果を示している。図 46(a), (b) において、Upsala 氷河と Jorge Montt 氷河は末端付近が 5 km ほど欠損しているが、この部分の流動速度の増加はさらに大きいことが予想される。一方、Occidental 氷河は氷河のほぼ全域について速度の増加が得られおり、末端付近にのみ集中して加速が起こっている (図 46c)。このように、3 つの氷河の加速は一様ではなく、末端部に近いほど大きくなるような勾配を持っている。これより、末端付近では氷河を流動方向に引き伸ばすような力が強くなり、クレバスの深さが増大したことにより末端が後退したと考えることができる。よって、本研究の結果は Benn et al. (2007a, b) と Nick et al. (2010) に記されているカービングモデルを支持するようなものであると言える。

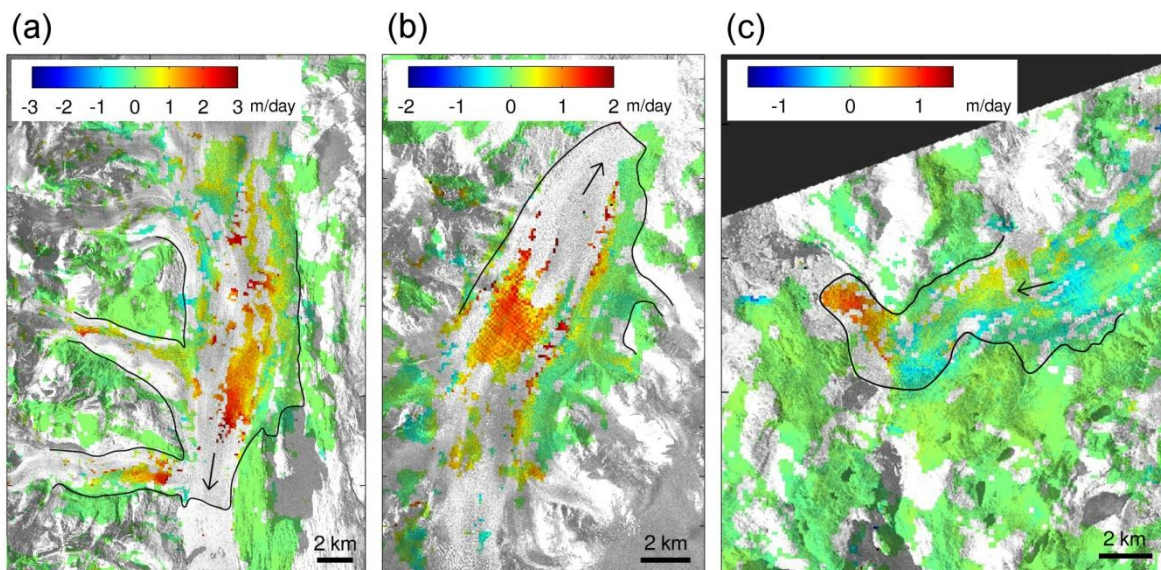


図 46 (a) Upsala 氷河, (b) Jorge Montt 氷河, (c) Occidental 氷河における, 2003 年 1 月～2 月の流動速度から 2011 年 1 月～2 月の流動速度を引いたもの. 黒い線は氷河の流域を示している.

観測時期によって時間分解能に偏りがあるため, 本研究の結果から加速と後退の詳細なタイミングを推定することはできなかった. しかし, Upsala 氷河, Jorge Montt 氷河, Occidental 氷河はいずれも 2000 年～2012 年で氷厚が減少していると報告されている (Willis et al., 2012). 氷厚が減少すれば有効圧力も減少し, 底面における流動速度が増加する. 氷河が鉛直方向にほぼ同じように流動すると考えると, 底面の流動速度が増加すれば表面での流動速度も増加する. そして, 末端部での加速によりクレバスの深さが増し, カービングが起こり末端は後退する. 後退がどこまで進むかという点については, カービング先の水深が浅くなると有効圧力が減少し, 末端の後退が止まると考えられている (Naruse and Skvarca, 2000). しかし, 実際の末端の位置は, カービング先の水深や氷厚のみから単純に決められるものではない. カービングのメカニズムの全てを説明するには, Nick et al. (2010) のモデルにさらに改良を加える必要があるだろう.

Pio XI 氷河では, 単純な季節変動では説明できない複雑で特異なふるまいが見られた. しかし, その原因についてはまだ解明されていない. Pio XI 氷河のカービング先の水深は, それぞれ南側のフィヨルドで最大約 20 m, 北側の湖で最大約 150 m であると推定されている (Warren and Rivera, 1994). これらの値は, 他の氷河のカービング先と比べるとかなり浅い. これは, Pio XI 氷河のサージのようなふるまいにより, 多くの堆積物が水底に運搬されたためであると考えられる.

5. 結論

本研究では、2つの合成開口レーダー (ALOS/PALSAR, Envisat/ASAR) の2002年～2011年に取得されたデータを用いて、南パタゴニア氷原の8つの氷河について流動速度と末端位置を測定した。それぞれの氷河について流動速度と末端位置の時間変化を調べたところ、4つの氷河 (Upsala 氷河, Jorge Montt 氷河, Occidental 氷河, Pio XI 氷河) において顕著な時間変化が見られた。このうち、Upsala 氷河, Jorge Montt 氷河, Occidental 氷河では流動速度の増加とともに末端が急激に後退していた。3つ全ての氷河において加速は末端部を中心に起こっており、このことは、末端部を氷河の流動方向に引き伸ばすような力が働いたと解釈することができる。よって、本研究の結果は、クレバスの深さが氷厚に等しくなるところでカービングが起こるという Benn et al. (2007a, b) と Nick et al. (2010) に記されているカービングモデルを支持するようなものであった。

このような急激な加速・後退は、3つの氷河に限った現象ではない。他のパタゴニア氷河でいつ加速・後退が始まっても不思議ではない。しかし、カービングのメカニズムが非常に複雑であり、あまり理解が進んでいないことから、どの氷河で加速・後退が起こるかを現段階で予測することはできない。カービングモデルをより現実に近いものにするためには、今後も継続的に流動速度と末端位置を観測し、氷厚や水深などの測定結果と合わせて考察をしていくことが重要である。

Pio XI 氷河の流動速度と末端位置は、他の氷河には見られない複雑な変動をしており、そのメカニズムについては本研究では解明されていない。近い将来に他の3つの氷河のような急激な後退が始まることはなさそうだが、他の氷河同様に今後も観測を継続していくことが重要である。

6. 謝辞

本研究で用いたPALSARのレベル1.0データは、PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) および、ALOS PI により提供されたものです。PALSARデータの所有権は、経済産業省およびJAXAにあります。また、ASARのデータはCat-1プロジェクト (9364) により提供されたものであり、所有権はESAにあります。本研究の一部は科研費 (24651001) の支援を受けております。

本研究を進めるにあたって、多くの方々にお世話になりました。まず、指導教官の古屋正人教授には、研究テーマの決定から学会でのプレゼンテーションまで、多岐にわたってお世話になりました。研究室に所属されたばかりの頃は、自分がこのような修士論文を書けるくらいの結果を残せていることや、学会で発表したりする姿は想像できませんでした。ここまで成長できたのは先生のご指導のおかげです。特に、学会をはじめとする数多くの場で発表をさせていただいたことは、とても良い経験になりました。本当にありがとうございました。また、同研究室の日置幸介教授と、固体系ゼミの蓬田清教授、小山順二教授、吉澤和範准教授、勝俣啓准教授、山田卓司助教には、主にゼミの発表で貴重な意見をたくさんいただきました。様々な視点からの意見は自分では気付かなかったことが多く、とてもためになりました。ありがとうございました。次に、2012年12月～2013年1月のパタゴニアの現地調査でお世話になった、低温科学研究所の杉山慎講師、地球環境科学研究所の澤柿教伸助教、広島工業大学の内藤望教授、低温科学研究所の榊原君、箕輪君にもお礼をお申し上げたいと思います。初めてのフィールドで右も左もわからない私に、親切に色々教えていただき、ありがとうございました。衛星画像でしか見たことがなかった氷河を間近で見ることができ、一生忘れられない貴重な経験になりました。このようなすばらしい機会を与えていただきましたことに、心から感謝申し上げます。次に、本研究室の皆さまにもお礼を申し上げます。研究に関してのことだけでなく、学会出張先での観光など、皆さまのおかげでこの3年間は楽しく充実したものになりました。最後に、私の両親にお礼を申し上げます。大学院への進学を応援して下さったこと、普段色々な面でサポートしていただいたこと、心から感謝しています。改めてお礼申し上げます。私は来年度から社会人になりますが、学生生活で学んだことを生かして頑張っていこうと思います。皆さま、本当にありがとうございました。

7. 参考文献

- Aniya, M. & P. Skvarca. (1992). Characteristics and variations of Upsala and moreno glaciers, southern patagonia, *Bull. Glacier Res.*, 10, 39–53.
- Aniya, M., H. Sato, R. Naruse, P. Skvarca, & G. Casassa. (1996). The Use of Satellite and Airborne Imagery to Inventory Outlet Glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America, *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 62(12), 1361–1369.
- Aniya, M., H. Sato, R. Naruse, P. Skvarca, & G. Casassa. (1997). Recent Glacier Variations in the Southern Patagonia Icefield, South America, *Arct. Alp. Res.*, 29, 1–12.
- Aniya, M., G. Barcaza. & C. Kamusoko. (2008). Recent Variations of some outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America, using ALOS and Landsat data. Proceedings of the First Joint PI Symposium of ALOS Data Nodes for ALOS Science Program in Kyoto, November 19-23, 2007, Kyoto, Japan, CD-ROM, 4p.
- Aniya, M., G. Barcaza, C. Kamusoko, & P. Iribarren. (2009). Detection of glacier surface conditions and recent glacier variations in Patagonia using ALOS data. Proceedings of ALOS PI 2008 Symposium, Island of Rhodes, Greece, 3-7 November 2008 (ESA SP-664, January 2009), CD-ROM, 6p.
- Aniya, M., P. Skvarca, S. Sugiyama, T. Aoki, T. Matsumoto, R. Anma, N. Naito, H. Enomoto, K. Hori, S. Marinsek, K. Konya, T. Nuimura, S. Tsutaki, K. Tone, & G. Barcaza. (2011). Glaciological Research Project in Patagonia 2006-2009: Studies at Glacier Perito Moreno, Hielo Patagonico Sur, in area of Hielo Patagonico Norte, and along the Pacific Coast, *Bull. Glacier Res.*, 29, 1–17.
- Benn, D. I., C. R. Warren, & R. H. Mottram. (2007a). Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth Sci. Rev.*, 82, 143–179, doi:10.1016/j.earscirev.2007.02.002.
- Benn, D. I., N. R. J. Hulton, & R. H. Mottram. (2007b). 'Calving laws', 'sliding laws' and the stability of tidewater glaciers, *Ann. Glaciol.* 46, 123– 130.

Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, D. D. Blankenship, & E. R. Ivins. (2007). Patagonia Ice Field melting observed by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22501, doi:10.1029/2007GL031871.

Ciappa, A., L. Pietranera, & F. Battazza. (2010). Perito Moreno Glacier (Argentina) flow estimation by COSMO SkyMed sequence of high-resolution SAR-X imagery, *Remote Sens. Environ.*, 114, 2088–2096.

Cuffey, K. M., & W. S. B. Paterson. (2010). *The Physics of Glaciers*, 4th ed., Elsevier.

Floricioiu, D., M. Eineder, H. Rott, & T. Nagler. (2009). Velocities of Major Outlet Glaciers of the Patagonia Icefield Observed by TerraSAR-X, *Proc. IGARSS 2008, IV - 347 - IV - 350*, doi:10.1109/IGARSS.2008.4779729.

Holland, D. M., R. H. Thomas, B. de Young, M. H. Ribergaard, & B. Lyberth. (2008). Acceleration of Jakobshavn Isbr triggered by warm subsurface ocean waters, *Nat. Geosci.*, 1, 659–664, doi:10.1038/ngeo316.

Ivins, E. R., M. M. Watkins, D. N. Yuan, R. Dietrich, G. Casassa, & A. Ru lke. (2011). On-land ice loss and glacial isostatic adjustment at the Drake Passage; 2003–2009, *J. Geophys. Res.*, 116, B02403, doi:10.1029/2010JB007607.

Jarvis A., H. I. Reuter, A. Nelson, & E. Guevara. (2008). Hole-filled seamless SRTM data V4, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from <http://srtm.csi.cgiar.org>.

Jacob, T., J. Wahr, W. T. Pfeffer, & S. Swenson. (2012). Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, *Nature* 482, 514–518, doi:10.1038/nature10847

JAXA. (2010). Significant retreats of huge glaciers in Patagonia, South America (Part 3). available at <http://www.eorc.jaxa.jp/en/imgdata/topics/2010/tp100421.html>

Joughin, I., R. Kwok, & M. Fahnestock. (1996). Estimation of ice-sheet motion using satellite radar interferometry: Method and error analysis with application to Humboldt Glacier, Greenland, *J. Glaciol.*, 42, 564–575.

Joughin, I., W. Abdalati, & M. Fahnestock. (2004). Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. *Nature* 432, 608-610, doi:10.1038/nature03130

Kobayashi, T., T. Takada, M. Furuya, & M. Murakami. (2009). Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan earthquake inferred from SAR image matching, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07302, <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL036907>.

Michel, R., J.-P. Avouac, & J. Taboury. (1999). Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 875–878.

Michel, R., & E. Rignot. (1999). Flow of Glacier Moreno, Argentina, from repeat-pass Shuttle Radar images: Comparison of the phase correlation method with radar interferometry, *J. Glaciol.*, 45(149), 93–100.

Moon, T., & I. Joughin. (2008). Changes in ice front position on Greenland's outlet glaciers from 1992 to 2007, *J. Geophys. Res.*, 113, F02022, doi:10.1029/2007JF000927.

Moon, T., I. Joughin, B. Smith, & I. Howat. (2012). 21st-Century Evolution of Greenland Outlet Glacier Velocities, *Science*, 336, 576–578, doi: 10.1126/science.1219985

Naruse, R., P. Skvarca, T. Kadota, & K. Koizumi. (1992). Flow of Upsala and Moreno Glaciers, southern Patagonia, *Bull. Glacier Res.*, 10, 55-62.

Naruse, R., P. Skvarca, K. Satow, Y. Takeuchi, & K. Nishida. (1995). Thickness change and short-term flow variation of Moreno Glacier, Patagonia. *Bull. Glacier Res.*, 13, 21-28.

Naruse, R., P. Skvarca, & Y. Takeuchi. (1997). Thinning and retreat of Glaciar Upsala, and an estimate of annual ablation changes in southern Patagonia, *Ann. Glaciol.*, 24, 38–42.

Naruse, R., & P. Skvarca. (2000). Dynamic Features of Thinning and Retreating Glaciar Upsala, a Lacustrine Calving Glacier in Southern Patagonia, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 32(4), 485–491.

Nick, F. M., C. J. van der Veen, A. Vieli, & D. I. Benn. (2010). A physically based calving model applied to marine outlet glaciers and implications for the glacier dynamics, *J. Glaciol.*, 56, 781–794, doi:10.3189/002214310794457344.

- Rignot, E., A. Rivera, & G. Casassa. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise, *Science*, 302 (5644), 434–437.
- Rignot, E., M. Koppes, & I. Velicogna. (2010). Rapid submarine melting of the calving faces of West Greenland glaciers. *Nat. Geosci.*, 3, 187–191, doi:10.1038/ngeo765.
- Rivera, A. & Casassa, G. (1999). Volume changes on Pio XI glacier, Patagonia: 1975–1995, *Global Planet. Change*, 22, 233–244
- Rivera, A., H. Lange, J. C. Aravena, & G. Casassa. (1997). The 20th-century advance of Glacier Pio XI, Chilean Patagonia, *Ann. Glaciol.*, 24, 66–71
- Rivera, A., J. Corripio, C. Bravo, & S. Cisternas. (2012a). Glaciar Jorge Montt (Chilean Patagonia) dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking, *Ann. Glaciol.*, 53(60), 147–155, doi:10.3189/2012AoG60A152.
- Rivera, A., M. Koppes, C. Bravo, & J. C. Aravena. (2012b). Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia, *Clim. Past*, 8, 403–414, doi:10.5194/cp-8-403-2012
- Rott, H., M. Stuefer, A. Siegel, P. Skvarca, & A. Eckstaller. (1998). Mass fluxes and dynamics of Moreno Glacier, Southern Patagonia Icefield, *Geophys. Res. Lett.*, 25(9), 1407–1410.
- Skvarca, P., K. Satow, R. Naruse & J.C. Leiva. (1995). Recent thinning, retreat and flow of Upsala Glacier, Patagonia, *Bull. Glacier Res.*, 13, 11–20.
- Skvarca, P., B. Raup, & H. De Angelis. (2002). Calving rates in fresh water: new data from southern Patagonia, *Ann. Glaciol.*, 34, 379–384.
- Skvarca, P., B. Raup, & H. De Angelis. (2003). Recent behaviour of Glacier Upsala, a fast-flowing calving glacier in Lago Argentino, southern Patagonia, *Ann. Glaciol.*, 36, 184–188.
- Straneo, F., R. G. Curry, D. A. Sutherland, G. S. Hamilton, C. Cenedese, K. Vge & L.A. Stearns. (2011). Impact of fjord dynamics and glacial runoff on the circulation near Helheim Glacier, *Nat. Geosci.*, 4, 322–327, doi:10.1038/ngeo1109

Strozzi, T., A. Luckman, T. Murray, U. Wegmüller, & C. Werner. (2002). Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 40(11), 2384–2391.

Stuefer, M., H. Rott, & P. Skvarca. (2007). Glaciar Perito Moreno, Patagonia: climate sensitivities and glacier characteristics preceding the 2003/04 and 2005/06 damming events, *J. Glaciol.*, 53(180), 3–16.

Sugiyama, S., P. Skvarca, N. Naito, H. Enomoto, S. Tsutaki, K. Tone, S. Marinsek, & M. Aniya. (2011). Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure, *Nat. Geosci.*, 4, 597–600, doi://10.1038/ngeo1218.

飛田 幹男, 村上 亮, 中川 弘之, 矢来 博司, 藤原 智. (2001). SAR画像マッチングによる有珠山周辺の面的な三次元地殻変動, 変動速度, 体積変化, *国土地理院時報*, 第95集, 37-48

Warren, C., & A. Rivera. (1994). Non-linear climatic response of Calving Glaciers: A case study of Pio XI Glacier, Chilean Patagonia, *Revista Chilena de Historia Natural*, 67, 385–394.

Warren, C., & M. Aniya. (1999). The calving glaciers of southern South America, *Global Planet. Change*, 22, 59–77.

Willis, M. J., A. K. Melkonian, M. E. Pritchard, & A. Rivera. (2012). Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L17501, doi:10.1029/2012GL053136.

van der Veen, C. J. (1996). Tidewater calving. *J. Glaciol.*, 42(141), 375–385.

Yasuda, T., & M. Furuya. (2013). Short-term glacier velocity changes at West Kunlun Shan, Northwest Tibet, detected by Synthetic Aperture Radar data, *Remote Sens. Environ.*, 128, 87–106, doi: 10.1016/j.rse.2012.09.021.