

合成開口レーダーで捉えた北西チベット高原
西クンルン山脈における山岳氷河流動速度の多様性

**Diverse Glacier Surface Velocity Fields in the West Kunlun Shan,
NW Tibet, Detected by Synthetic Aperture Radar**

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
安田 貴俊

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

2012 年 2 月 24 日

24 February 2012

Abstract

本研究は2008年3月20日に北西チベット高原, 西クンルン山脈で発生した Yutian 地震(Mw 7.1)の解析が発端となっている. 当初の目的は地震によって発生した地殻変動を衛星搭載型の合成開口レーダー(SAR)により検出し, 断層の推定や周辺テクトニクスの議論をすることであった. 解析を行った結果地震による地殻変動に加え, 周辺氷河の流動を検出できることが判明した. 西クンルン山脈は平均高度が4000mを越え, 都市遠く離れた場所に位置するためフィールド観測は少ない. Guliya 氷帽で採取されたアイスコアや現地で行われた観測から西クンルン山脈の山岳氷河は極地型もしくは多温氷河であると報告されている(Thompson et al., 1992). リモートセンシング観測は光学センサーをもとにした解析(Scherler et al., 2011)は報告されているが合成開口レーダーを用いた観測は行われていなかった. そこで本研究では衛星搭載型の合成開口レーダーが取得したデータを使用し, 西クンルン山脈山岳氷河を焦点に解析を行い, これまで西クンルン山脈の氷河では知られていない様々な新しい知見の発見を目指した.

本研究では西クンルン山脈の山岳氷河を対象に二つの衛星で取得された SAR データを使用しピクセルオフセットによる解析を行った. 2003年から2007年までの期間は欧州宇宙機関が2002年に打ち上げた衛星 Envisat に搭載されている Advanced SAR の南行軌道のデータを使用した. 2007年2月以降は宇宙航空開発機構が2006年に打ち上げた陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS)に搭載された PALSAR の北行軌道の二つのパスのデータを使用した. 数値標高モデルは SRTM4 Digital Elevation Model を使用した.SRTM4 DEM から求めた地表勾配に沿って氷河が流動する平行流を仮定しピクセルオフセット法で得られた変位から氷河表面速度場を最小二乗法的に推定した.

西クンルン山脈の山岳氷河はほぼ同一の表層環境にもかかわらず, それぞれの谷氷河の流動速度は, 多様な時空間変化を示すことが判明した. データの欠損や使用データにより観測域が異なるため全ての氷河を同頻度で調べることは出来なかったが表面速度の時間分布も大きく異なっていた. 山脈北側の Duofeng 氷河では明瞭な季節変動, 北斜面の N2, West Kunlun 氷河では150m/yearを越える表面速度や表面速度の加速, 氷河末端の前進, 散乱強度の増大を検出した. 南斜面の Zhongfeng 氷河(branch1)では表面速度の経年的な減少と速度分布の変化を観測した. 2007年以降は下流域における流動の停滞を検出した. 2007年以降の Zhongfeng 氷河 (branch1)と同様の速度分布を持つ氷河は他にも観測された.

氷河表面速度が季節的に増加する時期は降水量や気温が増加する時期と一致するため, 流入する融解水の増減による底面滑りの変動が表面速度の季節変動の原因であると考えられる. また, 表面速度の加速・減速, 氷河末端の前進や散乱強度の増加は氷河サージ(Glacier Surge)と呼ばれる現象と一致する. Zhongfeng (branch1)の速度分布の変化を考慮すると, 下流域に流動の停滞が存在する氷河は氷河サージの静穏期である可能性が高い. 活動期の期間や表面速度の大きさから西クンルン山脈の氷河サージは Svalbard 型に近い. Svalbard 型の静穏期は数十年の持続期間があると考えられ, その全容を解明する為には同程度の期間の観測が必要と思われる. これら観測結果から西クンルン山脈の山岳氷河の多様性は夏季の降水や気温の上昇に加え氷河サージがその一因であると考えられる.

Index

1. Introduction	1
2. Method and Datasets	2
2.1 SAR based techniques	2
2.1.1 Synthetic Aperture Radar	2
2.1.2 Pixel offset Method	3
2.1.3 RGB composed image.....	3
2.2 Observed area and Method	5
2.3 Conversion from range-azimuth offset to surface velocity fields	8
3. Results	10
3.1 Systematic Examination.....	16
3.2 Diversity of Surface Velocity Fields in the West Kunlun Shan	16
3.2.1 Continuous flow	16
3.2.2 Surging	17
3.2.3 Stagnant flow	17
4 Discussion	32
4.1 Seasonal variation in West Kunlun Shan	32
4.2 Glacier surge in West Kunlun Shan	32
5. Summary & Conclusion	34
6. Acknowledgement	35
7. References	36

1. Introduction

本研究は2008年3月20日に北西チベット高原, 西クンルン山脈で発生した Yutian 地震(Mw 7.1)の解析が発端となっている. 当初の目的は地震によって発生した地殻変動を衛星搭載型の合成開口レーダー(SAR)により検出し, 断層の推定や周辺テクトニクスの議論をすることであった(Furuya and Yasuda, 2011). 解析を行った結果, 地震による地殻変動に加え, 周辺に存在する氷河の表面速度を検出できることが判明した. そこで本研究は西クンルン山脈山岳氷河を焦点に解析を行い, これまで知られていない様々な新しい知見の発見を目指した.

氷河の流動は氷の物性と並び氷河学における中心議題の一つである. 氷河の流動は質量収支や氷河の形態, 周辺地形の形成に深い関係がある. 氷河の流動は一般に氷河内部の変形, 氷河底面でのすべり, 氷河基底物質の変形に3成分に分けられる. 氷河表面で観測される流動速度はこれらを足し合わせたものである. そのため表面速度は氷河の流動を調査する為の重要な観測量であり, これまで数多くの氷河で計測が行われてきた. フィールド調査ではかつてはポールや三角測量により表面速度を計測していたが, 最近では GPS を用いた観測が主流になりつつある. GPS は高精度かつ連続的な測定が可能である. しかし, 氷河全域の表面速度を調べるためには多量の測点の設置, データの定期的な回収が必要であり, 多大な労力と費用が必要となる. 一方, 遠隔地における氷河流動の観測にリモートセンシングが多くの成果を挙げている. 衛星搭載型の光学センサーや合成開口レーダー(Synthetic Aperture Radar : SAR)が取得したデータの解析により広範囲かつ面的な流動速度の測定が行われている(Scherler et al., 2008, 2011; Joughin et al., 1998; Li et al., 2008; Erten et al., 2009; Ciappa et al., 2010).

チベット高原は地球上で有数の高山地帯である. モンスーンや偏西風により運ばれた水蒸気が高山域に降雪をもたらし, 第3の極 (The third pole)と呼ばれるほど山岳氷河が発達している(Qui, 2008). 西クンルン山脈(West Kunlun Shan: WKS)はチベットの北西部に位置する. WKS の山岳氷河は典型的な大陸型氷河であり, 年間降水量は少ないが5000mを越える高地かつ寒冷な気候により多くの山岳氷河が発達している. 過去に行われた調査から WKS の平均気温は -13.4°C , 降水量は $\sim 460\text{mm}$ と共に低く(Zheng et al., 1988), 年間の主な降水は5月から9月の夏季に発生することが分かっている(Kang and Xie, 1989). 氷河の表層にデブリは少なく(Scherler et al., 2011), この地で採取されたアイスコアの記録から WKS の山岳氷河は極地もしくは多温型氷河であると報告されている(Thompson et al., 1992). WKS では合成開口レーダーによる観測例はなく光学センサーを用いた氷河表面速度の報告がある(Scherler et al., 2011). しかし, 覆雲率の影響などから観測頻度は少なく, 表面形状の少ない涵養域における精度は低い. また, 観測した氷河の数も主要氷河の半数に留まっている. そのため本研究では衛星搭載型の合成開口レーダーが取得したデータを使用し, 西クンルン山脈の山岳氷河の表面速度場の全容と時間・空間的变化のより詳細な調査を行った.

2. Method and Datasets

2.1 SAR based techniques

2.1.1 Synthetic Aperture Radar

衛星搭載型の合成開口レーダー(Synthetic Aperture Radar : SAR)は衛星からマイクロ波を地上に照射し、後方散乱波の強度(振幅)と位相を計測する技術である(**Fig.1**). SAR では衛星視線方向(range)は周波数変調を利用したパルス圧縮技術, 衛星進行方向(azimuth)の分解能は合成開口(**Fig1. right**)とドップラー効果を利用した圧縮技術により光学センサーを遥に上回る高空間分解能が実現されている. SAR はマイクロ波を用いた能動的なセンサーのため地上観測点が不要であり, 光学センサーとは違い昼夜や雲量に関係なく地表を面的に観測することが可能である. その一方, 衛星搭載型の SAR の時間分解能は衛星の回帰周期に依存するため, GPS の様に日変動などを求めることは出来ない. また SAR はサイドスキャン方式のレーダーのためジオメトリック画像変調(geometric image modulation)が存在する(**Fig.2**). そのため地形起伏の急峻な山岳氷河の場合, 氷河の向きやマイクロ波の入射角によってはレイオーバー(layover)や陰影効果(shadow effect)により物理的に探査が不可能な領域が存在する.

SAR データを利用した応用技術に干渉合成開口レーダー(Interferometric SAR: InSAR)がある. InSAR は異なる時期に取得された SAR 画像の位相の差をとること(干渉)で衛星視線方向に沿った方向での地表の変動を捉える技術である. Goldstein et al. (1993) により南極氷床の流動が検出されてから, 南極やグリーンランドでは SAR データを用いた解析が盛んに行われ氷河表面速度の全容が解明されつつある (Rignot et. al. 1995, 2006, 2011). SAR の解析には標高のデータが必要なため, 1990年代はレーザー高度計による標高データが得られていた極域に集中して観測が行われていた. しかし, 全球的な数値標高モデルの公開以降は世界中の氷河において観測が行われるようになった. SAR データと地形データから 3 次元的な氷河の流動速度を求める試みも行われている (Li et al., 2008). InSAR は地表の散乱係数が著しく変化すると, SAR 画像同士の干渉性が低下し変動を検出することが出来ない. また 局所的に大きな変位が存在する場合, 解析処理の際に位相の飛びが発生し, 正確な変位を検出することが出来なくなる. そのため積雪や融解による干渉性の低下に加え, 流速の速い氷河では InSAR による解析が困難な場合が多い. InSAR で捉えることのできない変位を検出する別の応用技術にピクセルオフセットがある.

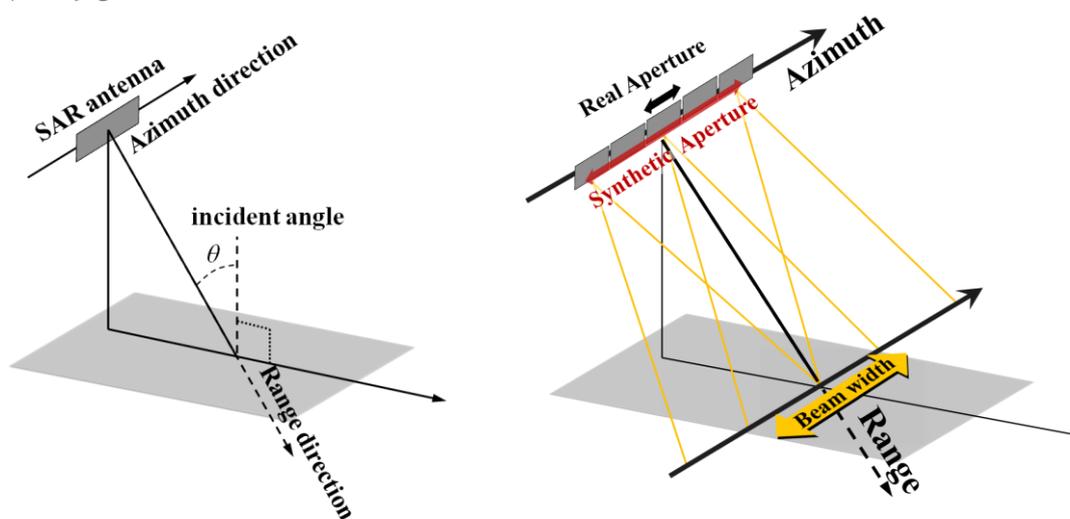


Figure 1: (left) SAR geometry and (right) principle of synthetic aperture.

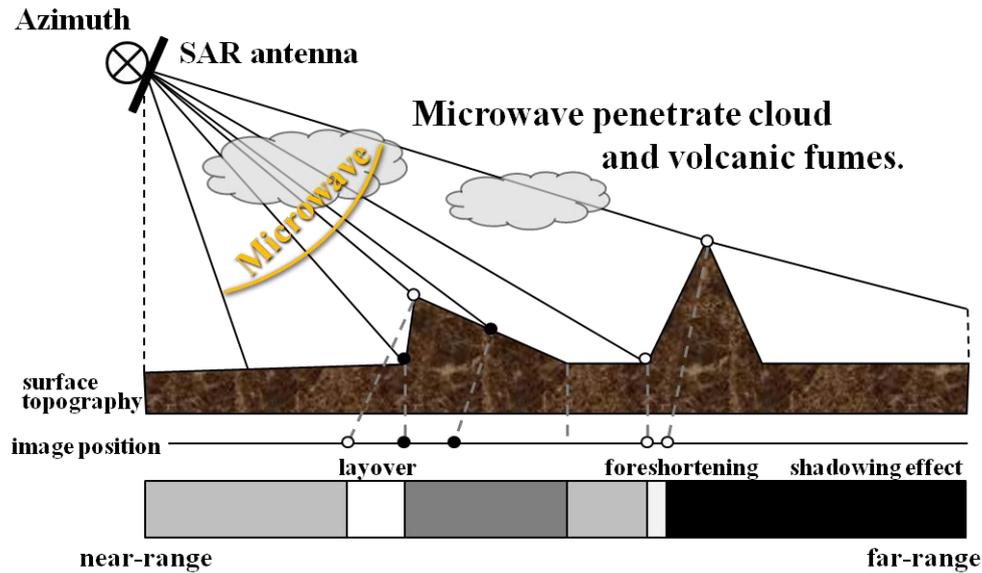


Figure 2: Geometric image modulation (foreshortening, layover, shadowing effect) (大内 2004).

2.1.2 Pixel offset Method

ピクセルオフセット(Pixel offset)は offset tracking や feature tracking など様々な呼称が存在するが本稿ではピクセルオフセットと呼称する。ピクセルオフセットは異なる時期に取得された 2 枚の SAR 強度画像のピクセル間のずれをサブピクセルの精度で計測する技術である(Fig.3) (飛田他, 2001; 小林他, 2011). 取得時期の早いデータをマスター, 遅いデータをスレーブと便宜的に呼称する。マスターとスレーブの画像間にはデータ取得時のセンサーの位置や姿勢に起因する全体的なずれと地表の物体の位置の変化による局所的なずれが存在する。画像全体のずれは最小二乗的に求めた多項式により補正される。またその際, 地形の影響を補正するために数値標高モデルを使用し標高を考慮した座標変換が行われる。その後, 局所的な残差を計測する為に, 複数のピクセルで構成される領域を設定し, マスターとスレーブ画像間で対応する領域同士の面積相関をその位置(ステップ数)を変えながら計算を行い, 相互相関係数をもっとも高くなる位置を計算することで変位量(residual offset)が算出される。ピクセルオフセットでは InSAR では捉えることのできない局所的な大変位や衛星視線方向の変位(range offset)に加え, 衛星進行方向の変位(azimuth offset)を検出することが可能である。

2.1.3 RGB composed image

三色混合法は異なる二つの時期における SAR 強度画像の変化を視覚的に表示する手法である(Tobita et. al. 2006). 位置合わせ補正済みの 2 枚の SAR 強度画像を用いる。Figure 4 は三色混合法の例である。散乱強度の変化を判り易くする為, スレーブの画像(Fig.4b)はマスターの強度画像(Fig.4a)に人工的な明暗を付けた。三色混合法ではマスターの強度画像を赤(Fig.4c), スレーブの強度画像をシアン(Fig.4d)に変換し二つの画像の色の合成を行う。もし, 散乱強度の変化が無ければ画像の色は元のグレースケールで表示され, 散乱強度が増加(減少)するとき合成された画像はシアン(赤)が強く表示される(Fig.4e).

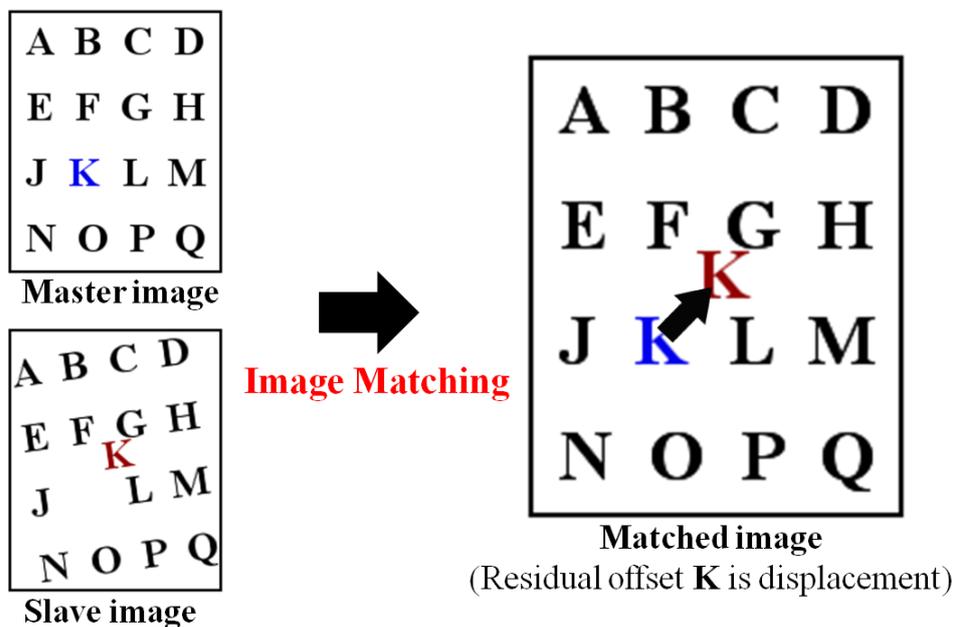


Figure 3: Illustration of Pixel offset analysis (飛田他, 2001).

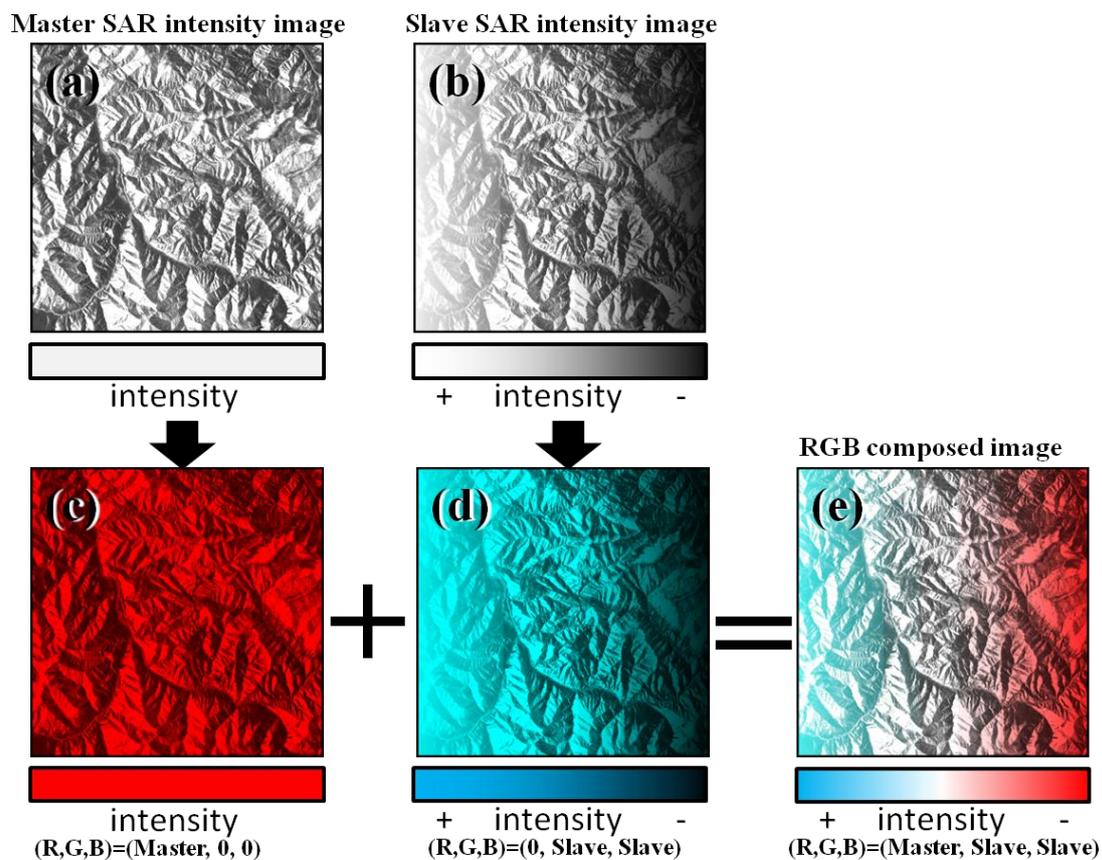


Figure 4: Process of RGB composed image

2.2 Observed area and Method

本研究ではチベット高原北西部に位置する西クンルン山脈の山岳氷河を対象に 2003 年から 2011 年 2 月までに二つの衛星で取得された SAR データ(**Table 1**)を Gamma 社が開発したソフトウェアを使用しピクセルオフセット法による解析を行った(**Fig.5**). 2007 年 2 月以降は宇宙航空開発機構(Japan Aerospace Exploration Agency: JAXA)が 2006 年に打ち上げた衛星 ALOS(だいち)に搭載された PALSAR の北行軌道のデータを使用した(**Table 2, 3**). ALOS 打ち上げ以前の 2003 年から 2007 年までの期間は欧州宇宙機関(European Space Agency: ESA)が 2002 年に打ち上げた衛星 Envisat に搭載されている Advanced SAR (ASAR)の南行軌道のデータを使用した(**Table 4**). 地形による SAR 画像のずれの補正には数値標高モデル(Digital Elevation Model: DEM)は SRTM4 DEM を使用した. ピクセルオフセット解析のピクセルの領域は約 280m×280m (ALOS 60×90 pixel; Envisat ,35×70 pixel), ステップ数は約 50m×50m (ALOS 12×18 pixel; Envisat ,7×14 pixel) に設定した. 取得された SAR データを時系列順の組み合わせで解析し(**Table 2-4**), range offset (**Fig.6**)と azimuth offset (**Fig.7**)を算出した.

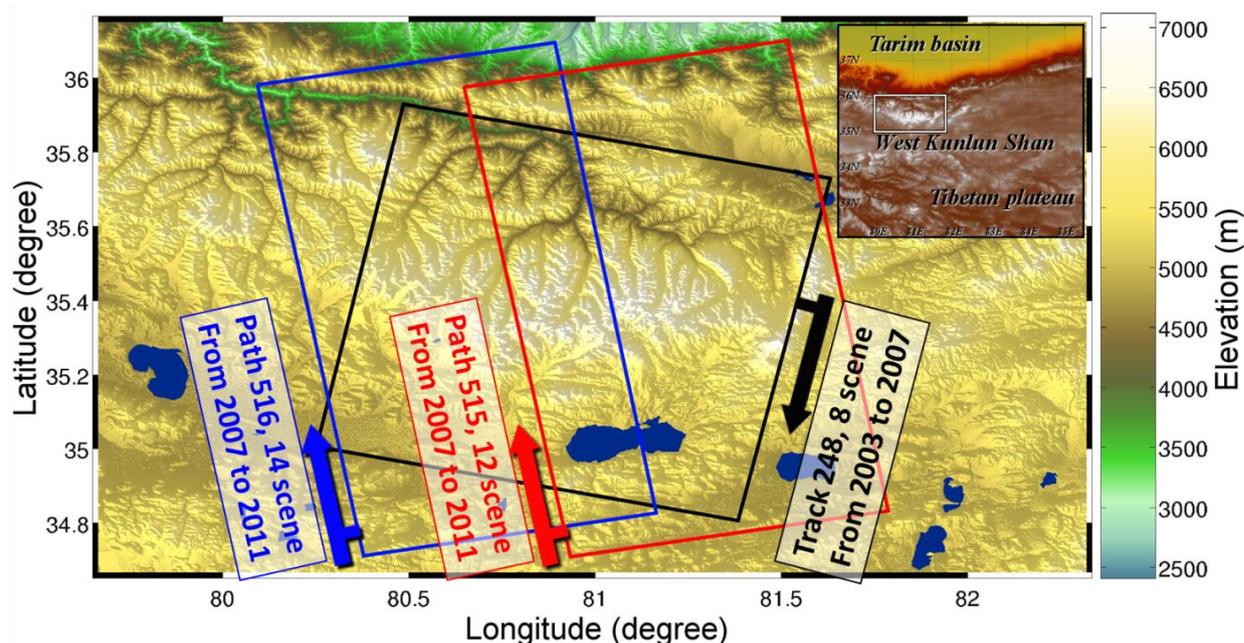


Figure 5 : Observation area and Datasets.

Table 1: Satellite and SAR spec

	ASAR spec	PALSAR spec
Satellite	Envisat	ALOS
Sponsor	ERS	JAXA
Operational period	Mar. 2002 -	Jan. 2006 - May 2011
Orbit period	35days	46days
Perigee	796km	700km
Inclination	98.54 degrees	98 degrees
Band	C-band	L-band
Ground resolution	~10m	~5-10m (FBS-FBD) ^a
Polarization	VV	HH or HV (FBS/FBD)

a. FBS and FBD stands for Fine Beam Single polarization and Fine Beam Double polarization.

Table 2: Data table of ALOS/PALSAR path515 .

Pair No	Master Date (yyyy/mm/dd)	Slave Date (yyyy/mm/dd)	Mode	Span (days) ^a	Perpendicular baseline (m) ^b
a1	2007/09/10	2007/12/11	FBD-FBS	92	-620
a2	2007/12/11	2008/01/26	FBS-FBS	46	-284
a3	2008/01/26	2008/04/27	FBS-FBD	92	-1197
a4	2008/04/27	2008/06/12	FBD-FBD	46	7080
a5	2008/06/12	2008/07/28	FBD-FBD	46	-3734
a6	2008/07/28	2008/12/13	FBD-FBS	138	1141
a7	2008/12/13	2009/01/28	FBS-FBS	46	-262
a8	2009/01/28	2009/06/15	FBS-FBD	138	-660
a9	2009/06/15	2009/12/16	FBD-FBS	184	-1013
a10	2009/12/16	2010/01/31	FBS-FBS	46	-532
a11	2010/01/31	2011/02/03	FBS-FBS	368	-1773

a. Temporal separation. b. Orbit separation distance perpendicular to the radar line-of-sight.

Table 3: Data table of ALOS/PALSAR path516 .

Pair No	Master Date (yyyy/mm/dd)	Slave Date (yyyy/mm/dd)	Mode	Span (days) ^a	Perpendicular baseline (m) ^b
b1	2007/02/09	2007/08/12	FBS-FBD	184	-748
b2	2007/08/12	2007/09/27	FBD-FBD	46	-163
b3	2007/09/27	2007/12/28	FBD-FBS	92	-341
b4	2007/12/28	2008/05/14	FBS-FBD	138	-1464
b5	2008/05/14	2008/06/29	FBD-FBD	46	2819
b6	2008/06/29	2008/09/29	FBD-FBD	92	1646
b7	2008/09/29	2008/11/14	FBD-FBS	46	-381
b8	2008/11/14	2008/12/30	FBS-FBS	46	1
b9	2008/12/30	2009/02/14	FBS-FBS	46	-710
b10	2009/02/14	2009/08/17	FBS-FBS	184	-398
b11	2009/08/17	2009/10/02	FBD-FBD	46	-502
b12	2009/10/02	2010/01/02	FBD-FBS	92	-586
b13	2010/01/02	2011/02/20	FBD-FBS	414	-2606

a. Temporal separation. b. Orbit separation distance perpendicular to the radar line-of-sight.

Table 4: Data table of Envisat/ASAR.

Pair No	Master Date (yyyy/mm/dd)	Slave Date (yyyy/mm/dd)	Span (days) ^a	Baseline Difference (m) ^b
c1	2003/11/07	2003/12/12	35	-294
c2	2004/09/17	2004/10/22	35	-49
c3	2005/03/11	2005/04/15	35	39
c4	2006/01/20	2006/03/31	70	-57
c5	2007/03/16	2007/04/20	35	305

a. Temporal separation. b. Orbit separation distance.

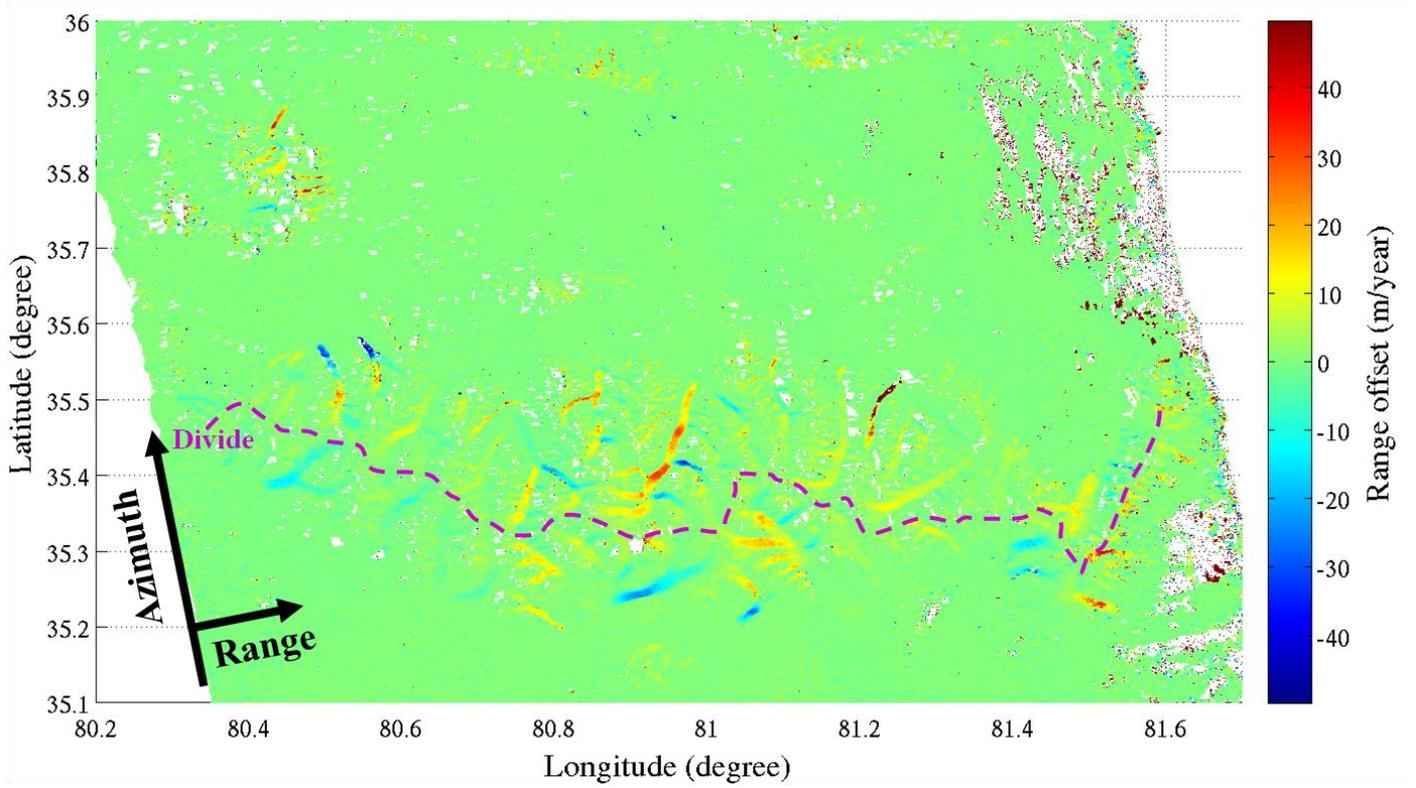


Figure 6 : Example of range offset ($R_{off}=0.62 \times U_x + 0.11 \times U_y - 0.78 \times U_z$) . (east) PALSAR path515 (a7, **table 2**), (west) PALSAR, path516 (b8, **table 3**).

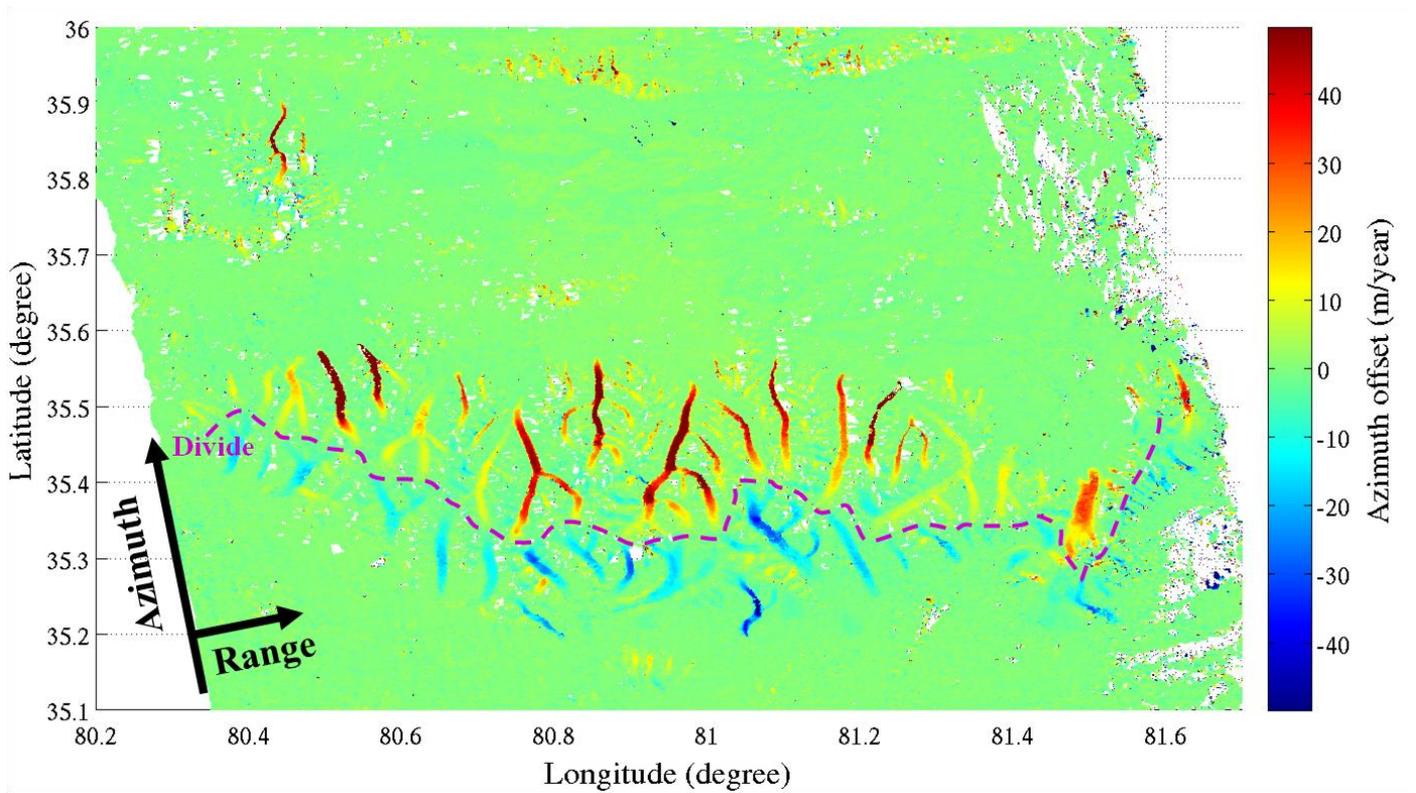


Figure 7 : Example of azimuth offset ($A_{off}= -0.17 \times U_x + 0.98 \times U_y$) . (east) PALSAR path515 (a7, **table 2**), (west) PALSAR, path516 (b8, **table 3**).

2.3 Conversion from range-azimuth offset to surface velocity fields

ピクセルオフセットで得られる変位は衛星視線方向ならび進行方向に沿った変位であり, 実際の表面速度とは異なる(**Fig.8**). 実際の氷河の変位を $\mathbf{U} = [U_x \ U_y \ U_z]^T$, 衛星の飛行方向を θ (北から時計回りに正), マイクロ波の入射角を δ とすると, Range offset (Roff)と Azimuth offset (Aoff) は次の式で表される.

$$\begin{pmatrix} \text{Roff} \\ \text{Aoff} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta\sin\delta & -\sin\theta\sin\delta & -\cos\theta \\ \sin\delta & \cos\delta & 0 \end{pmatrix} \mathbf{U} = \begin{pmatrix} \mathbf{e}_{\text{ran}} \\ \mathbf{e}_{\text{azi}} \end{pmatrix} \mathbf{U} \quad (1)$$

$\mathbf{e}_{\text{ran}} = [\cos\theta\sin\delta, -\sin\theta, \sin\delta, -\cos\theta]$, $\mathbf{e}_{\text{azi}} = [\sin\delta, \cos\delta, 0]$ はレンジとアジマス方向の単位ベクトルである. もし同時期に異なる方向から観測したデータがあれば最小二乗的に氷河の三次元変位 \mathbf{U} を求めることが出来る. しかし, 一方向のデータしか存在しない場合には \mathbf{U} を求めるには何らかの拘束条件が必要となる. 氷河理論によれば氷河は表面の傾斜に沿って流動する. そのため氷河は表面勾配の最も急峻な方向へ流れると仮定した(Li et al., 2008). 表面の勾配は SRTM4 DEM, ϕ から算出した. 勾配ベクトルは氷河表面の形状や測定誤差などのため不連続となる. 一方, 氷河の流動の向きはある程度連続的に変化する. そのため, 算出した勾配ベクトルの各成分に対し中央値フィルターと移動平均フィルターを 6×6 pixel (i.e. $300\text{m} \times 300\text{m}$) で実行しスムージングをかけ, 勾配ベクトルを再度規格化した (**Fig.9**). 氷河が表面勾配に沿って流れる平行流を仮定し $\mathbf{U} = -U \text{grad}(\phi)$ とすれば(1)式より

$$\begin{pmatrix} \text{Roff} \\ \text{Aoff} \end{pmatrix} = - \begin{pmatrix} \mathbf{e}_{\text{ran}} \\ \mathbf{e}_{\text{azi}} \end{pmatrix} \cdot \text{grad}(\phi) U \quad (2)$$

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{U} \quad (3)$$

となるので最小二乗的に

$$\mathbf{U} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (4)$$

表面速度の大きさ U を算出した. ピクセルオフセットや DEM のエラー, 勾配ベクトルと氷河の流動方向の不一致などにより, 算出した表面速度には物理的に不合理な値が存在する. そのため $U < 0$ や表面速度が不連続に変化する値は除外した.

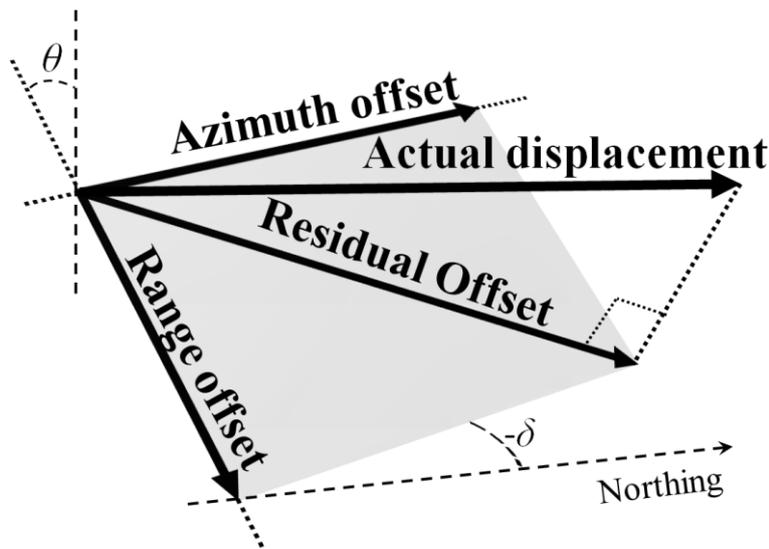


Figure 8 : Illustration of direction of Range, Azimuth offset and Actual displacement.

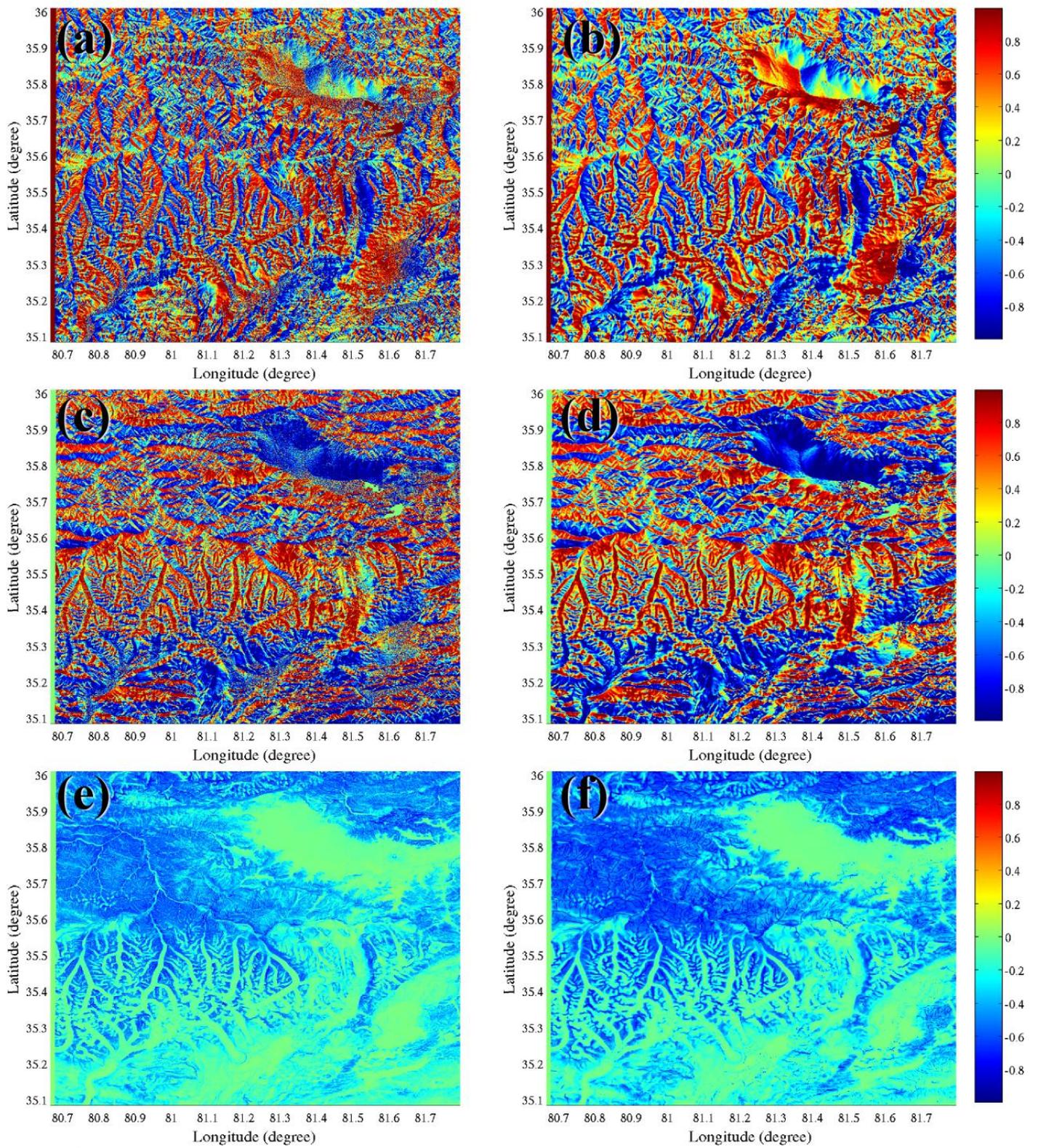


Figure 9: Component of gradient vector calculated from SRTM4 DEM. (a), (c) and (e) is north, east and vertical component, respectively. (b), (d) and (f) is filtered component.

3. Results

SAR ピクセルオフセット解析と氷河は表面傾斜に沿って流動する仮定により、西クンルン山脈の山岳氷河の表面速度場を検出した。PALSAR データを使用した解析では基線長(軌道間距離の垂直成分)や観測期間が短く、高分解能かつ散乱強度の変化が少ない冬季において表面速度をほぼ欠損なく検出した (Fig. 10)。基線長が長く、散乱強度の変化が多い夏季の解析ではシーン全体にノイズが発生し、多くの氷河で表面速度を検出出来なかったが、一部の氷河下流の表面速度を検出した (Fig. 11)。また、観測期間が一年を超える場合でも一部氷河の下流域で表面速度を検出した (Fig. 12)。Envisat/ASAR の解析結果は PALSAR の結果と比べると表面速度の検出率は低く、レイオーバーにより観測不可能な領域が存在するが表面速度を検出することが出来た (Fig.13)。

西クンルン山脈の山岳氷河はほぼ同一の表層環境にもかかわらず、それぞれの谷氷河の流動速度は、多様な時空間変化を示すことが判明した。データの欠損や使用データにより観測域が異なるため全ての氷河を同頻度で調べることは出来なかったが表面速度の時間分布も大きく異なっていた。Figure 14 は観測範囲内の西クンルン山脈における主要氷河である。氷河の名称は National Snow and Ice Data Center (NSIDC) の World Glacier Inventory (WGI) と一部 Zhang et al. (1989) を使用し、名称不明の氷河は北斜面と南斜面の氷河を西から番号を割り当て N1, S1 と便宜的に名付けた。北斜面の N3 や Duofeng 氷河などは氷河全体が連続的に流動し、冬季において 60m/year、夏季に流速は増大し~100m/year の表面速度を検出した。一方、北斜面の Yulong 氷河や南斜面の Quanshui, Bingshuihe, S2 氷河は連続的に流動するものの、N3 などに比べると流速は低く冬季の流速は 40m/year に満たなかった。ある氷河では 150m/year を遥かに超える流速を検出し、流動速度の加速や減速、氷河末端位置や散乱強度の著しい変化が検出された。別の氷河にでは下流域の流動の停滞を検出した。北斜面の West Yulong 氷河や南斜面の Chongce, Zhongfeng 氷河などでは上流域は 20-40m/year で流動しているが中流部において表面速度が急速に減少し、下流域での表面速度は 5m/year に満たなかった。次節では氷河表面速度の特徴から西クンルン山脈の山岳氷河について系統的な調査を行った。

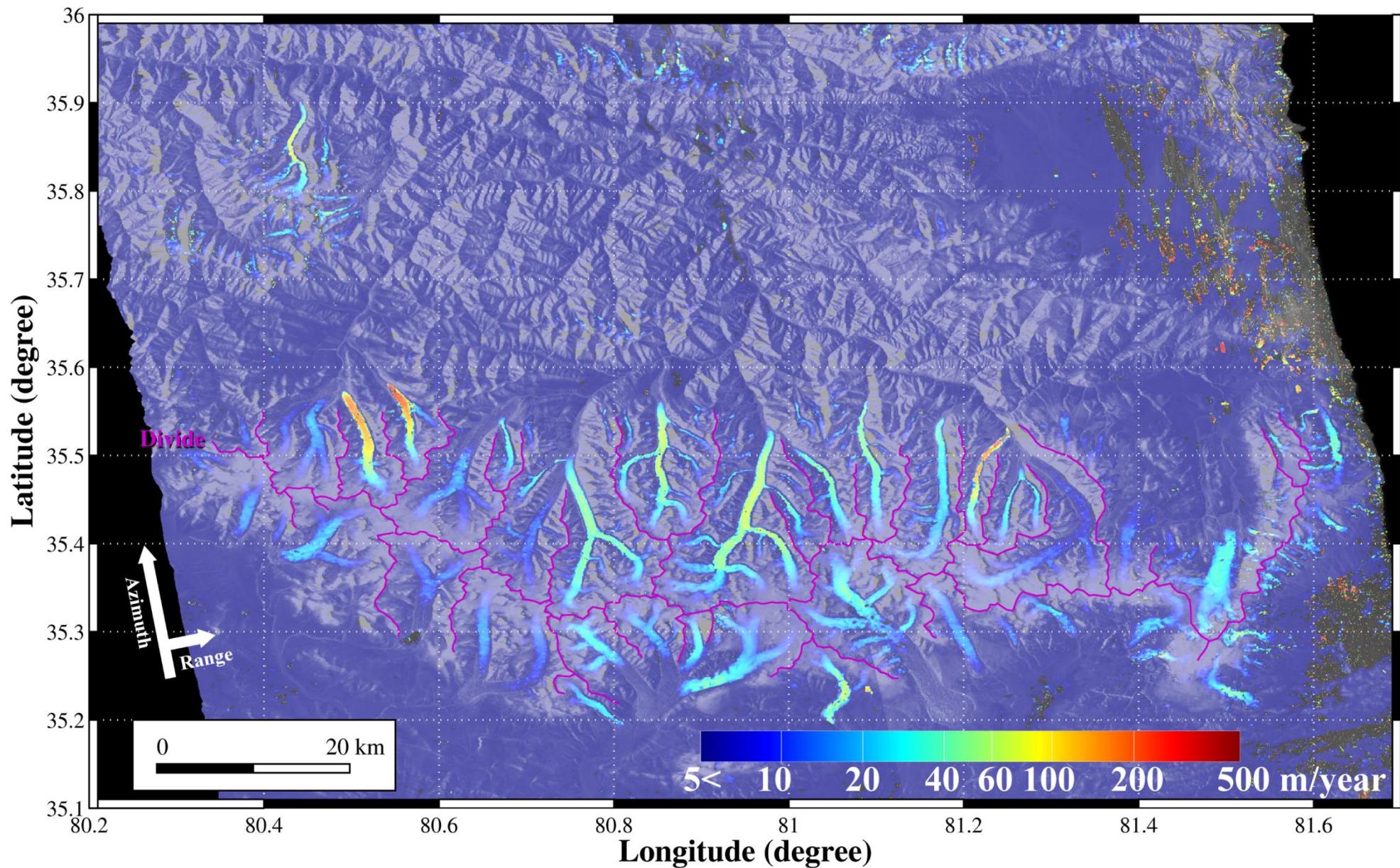


Figure 10: Example of velocity map in winter derived from ALOS/PALSAR data, (east) path515 (a7, table 2), (west) path516 (b8, table 3).

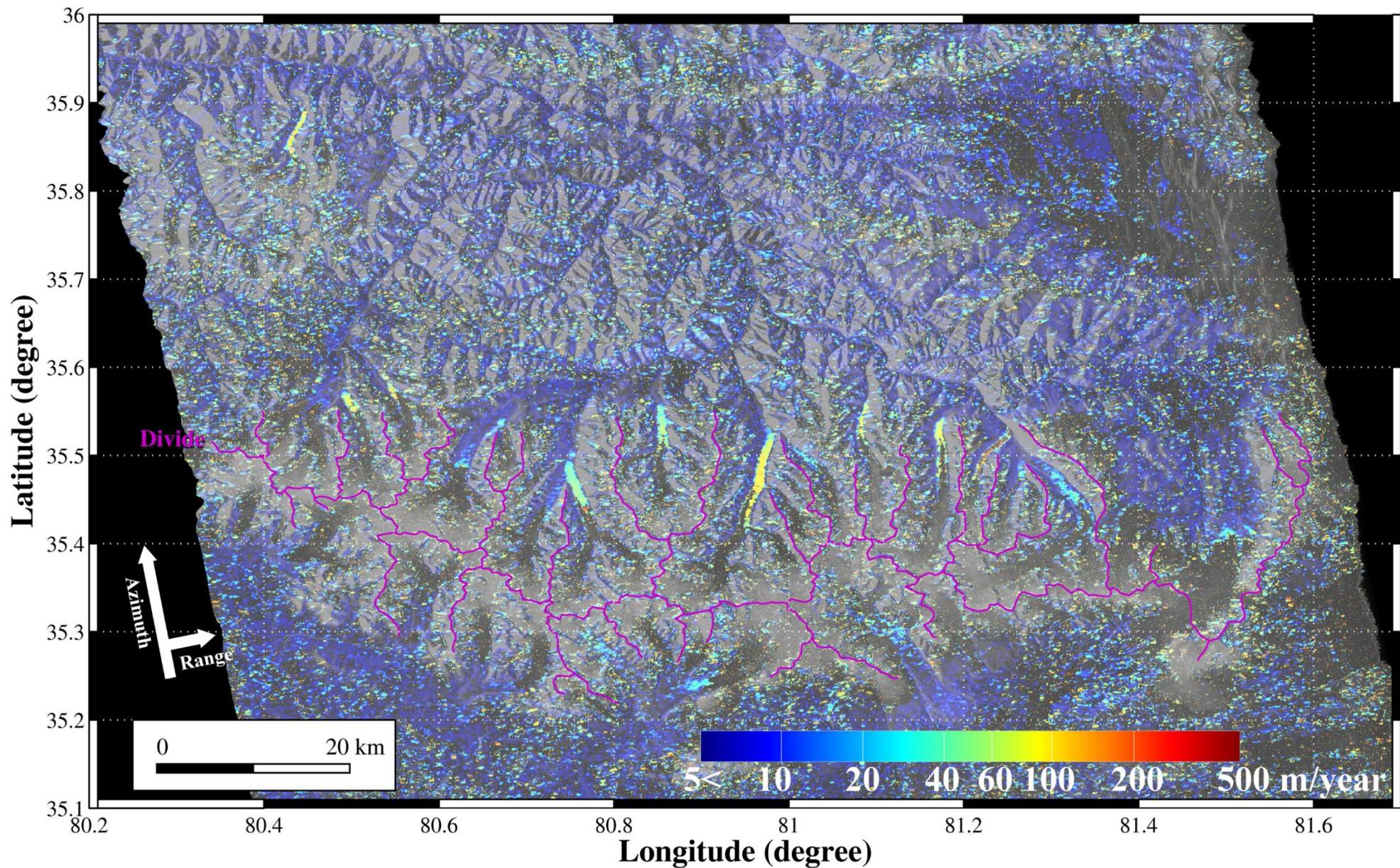


Figure 11: Example of velocity map in summer derived from ALOS/PALSAR data, (east) path515 (a5, table 2), (west) path516 (b5, table 3).

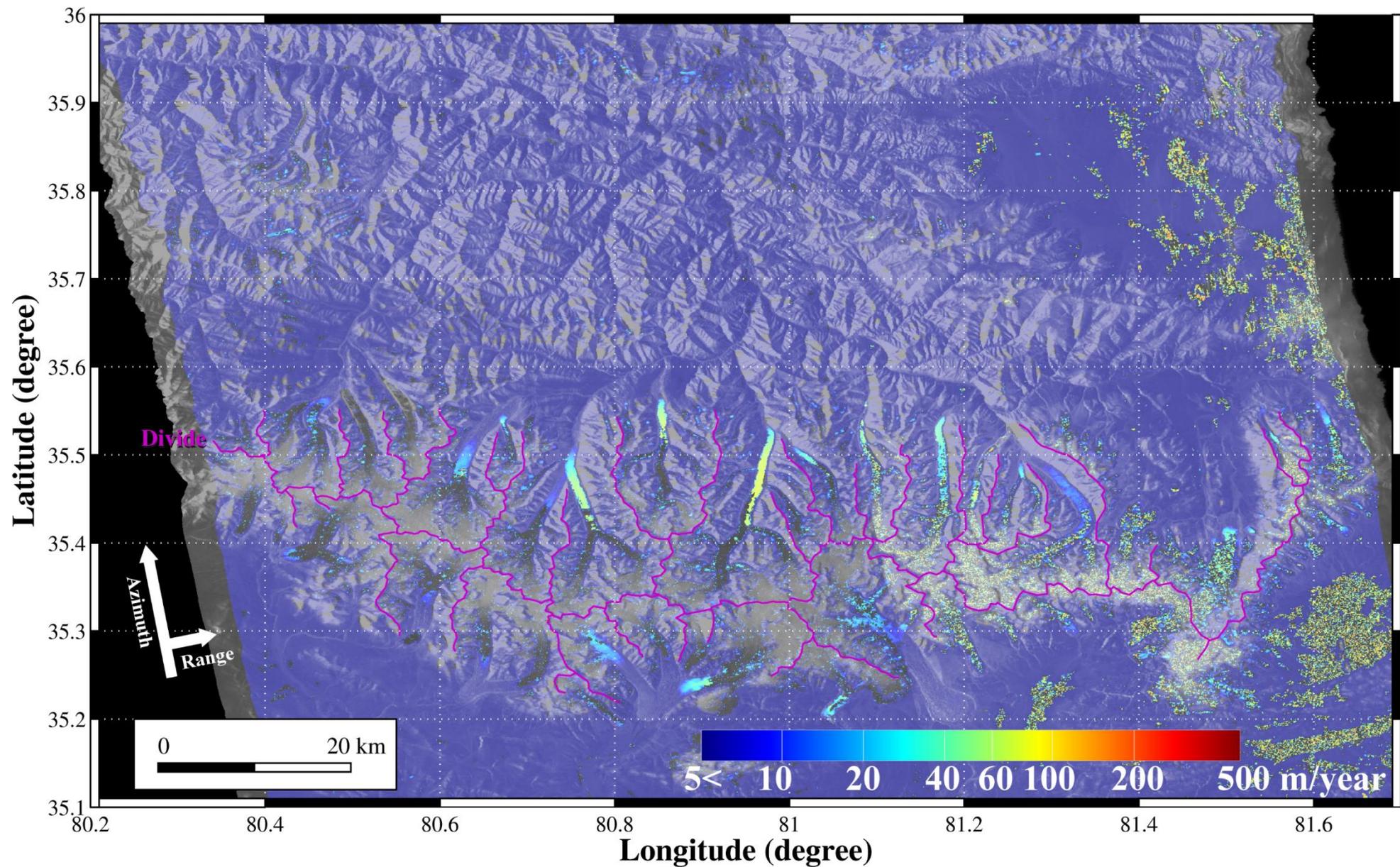


Figure 12 : Example of velocity map in long span derived from ALOS/PALSAR data, (east) path515 (a11, table 2), (west) path516 (b13, table 3).

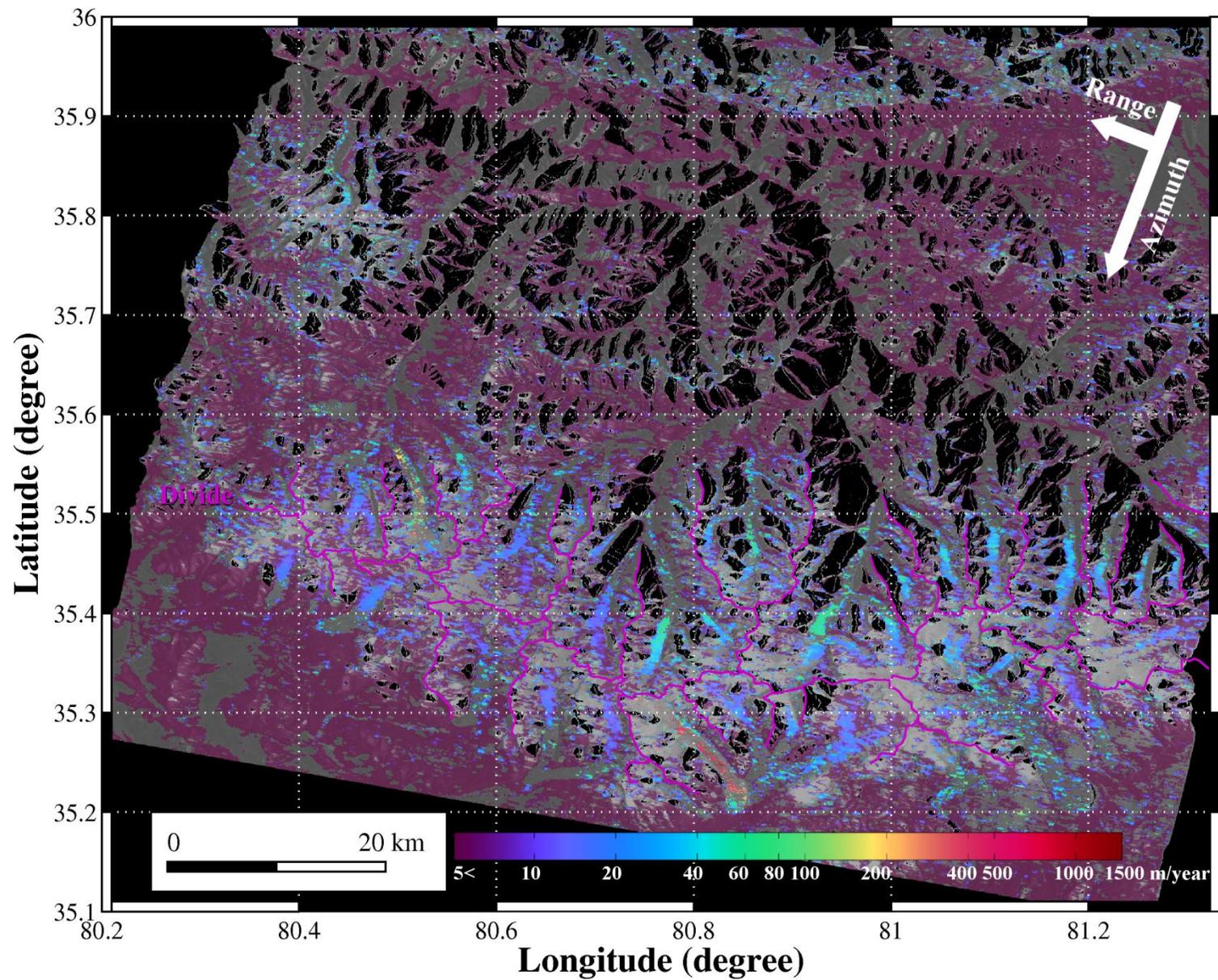


Figure 13 : Example of velocity map in 2004 derived from Envisat/ASAR data (c8, table 4).

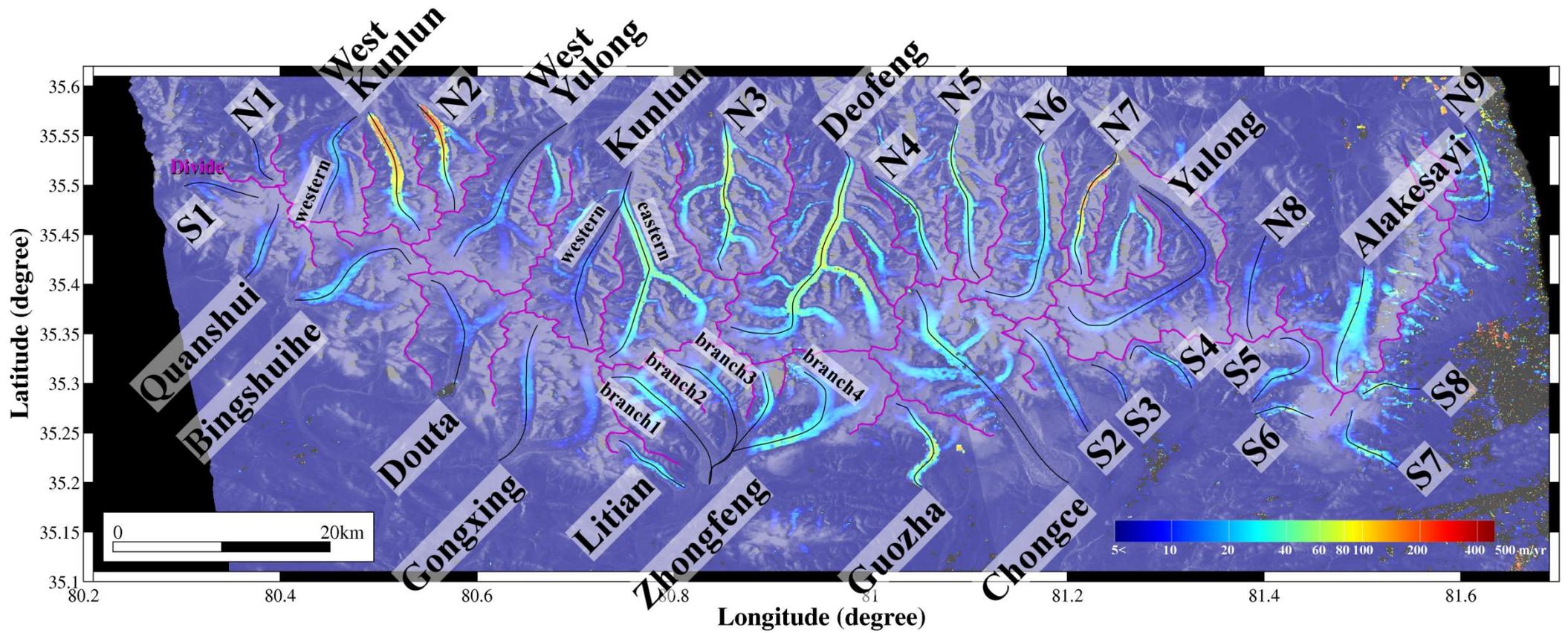


Figure 14 : Glacier names and flow line setting (black solid).

3.1 Systematic Examination

山岳氷河の多様性を系統的に調べる為、観測範囲に存在した西クンルン山脈の主要氷河 36 本(同一氷河の支流を含む)を対象に以下の方法で比較を行った。検出した表面速度と分布の特徴から

- 1)上流から下流まで連続的に流動していた Continuous flow.
- 2)観測期間内において顕著に速い表面速度(>150m/year)を検出した Surging.
- 3)下流域で流動の停滞を検出した Stagnant flow.

の三つに分類した。氷河の中央に氷河末端からフローラインを設定(Fig.14)し、フローラインに沿って 10×10 pixel(i.e. 500m×500m)の窓で表面速度を平均し標準偏差を誤差とした。その際サンプル数が半分以下もしくは標準偏差が 30m を越える値は除外した。ただし表面速度の大きい Surging に分類される氷河についてはサンプル数が 4 分の 1 以下の値のみを除外した。10 月から 2 月の平均を冬季平均(Path515: a1, a2, a7; path516: b3, b7, b8, b9. Table 3-4), 5 月から 9 月の平均を夏季平均(Path515: a4, a5; path516: b2, b5, b6. Table 3-4) とし季節変動の比較を行った。各氷河の標高分布や傾斜の比較の為に表面速度と同じ領域で平均化し、フローラインの傾きを算出した。氷河末端位置の変化は位置ずれ補正済みの SAR 強度画像の比較により検証した。散乱強度の経年的な変化は冬季に取得された SAR 強度画像を三色混合法により比較した。

3.2 Diversity of Surface Velocity Fields in the West Kunlun Shan

3.2.1 Continuous flow

西クンルン山脈の氷河の多くは上流から下流まで連続的に流動していた。Continuous flow には北斜面 13 本, 南斜面 12 本の計 25 本が該当した。北斜面の Duofeng 氷河を例とする。Duofeng 氷河は使用 SAR データ全ての観測域に含まれるため観測回数が多い。PALSAR データの時系列解析から氷河の下流域では夏季, 5 月から 9 月にかけて明確な表面速度の増大を検出した(Fig.15)。Figure 16 は Duofeng 氷河における表面速度(Fig. 16a), 標準偏差(Fig. 16b), 冬季平均と夏季平均(Fig. 16c), 標高と勾配(Fig. 16d)の各プロファイルを示したものである。Duofeng 氷河における冬季平均は $\sim 70 \pm 3 \text{m/year}$, 夏季平均は $\sim 100 \pm 5 \text{m/year}$ であった(Fig.15c)。表面速度は 6 月から 7 月にピークとなり, 2008 年 6 月から 7 月(Table 3. a5)に最大 $\sim 120 \pm 12 \text{m/year}$ を検出した。フローラインの全長は 28.0km, 上流 6355m から下流 4732m まで傾斜は緩やかであり, 斜度の平均は 3.3° であった。この結果は光学センサーによる先行研究(Scherler et al., 2011)と整合的である。また光学センサーに比べると SAR は涵養域における検出率が高い。SAR で使用されるマイクロ波は乾雪や裸氷をある程度透過する(Rignot et al., 2001)。光学センサーが氷河表面の形状の移動を追うのに対し, SAR は氷河の表面ではなく内部構造の移動を追うことが出来る為, 表面の凹凸が少ない涵養域においても検出することが出来たと考えられる。一方, Duofeng 氷河と比べると比較的ゆっくり流動する氷河も存在した。山脈南側 S2 氷河を例とする(Fig. 17)。S2 氷河は上流から末端まで連続的に流動していた。冬季における表面速度の最大は $\sim 17 \pm 1 \text{m/year}$ であった。夏季におけるデータが欠損しているため季節変動の有無は不明である。フローラインの全長は 13.2km, 上流 6301m から末端 5462m までの平均斜度は 3.7° であった。調査を行った他の氷河について表面速度が 40m/year を越えるものは Table 5, 40m/year 未満の氷河は Table 6 にまとめた。

3.2.2 Surging

観測期間内において西クンルン山脈の北斜面 3 本, 南斜面 1 本の氷河で顕著に速い表面速度を検出した(**Fig.14**). 北斜面の N2, West Kunlun 氷河 (**Fig.18-21**)と南斜面の Zhongfeng (branch1) (**Fig.22-24**)を例にあげる. N2 氷河においては表面速度の経年的な加速が検出された(**Fig.18**). 2004 年には $\sim 40 \pm 25 \text{m/year}$ であった表面速度は以後加速していき, 2009 年 2 月には $\sim 255 \pm 40 \text{m/year}$ に達した(**Fig.19a**). 2009 年 2 月以降は表面速度を検出することは出来なかったが氷河末端の前進を観測した. 氷河末端の前進は 2008 年 11 月頃から検出され, 2011 年 2 月までの 828 日で 916m (403m/year)の前進が発生した(**Fig.21 left**). 末端前進に伴い氷河の表面, 特に氷河縁において散乱強度の増加した(**Fig.21 right**).

West Kunlun 氷河の表面速度は単調増加ではなくある程度の増減を繰り返しながら加速していた(**Fig.18, 20a**). 表面速度は 2004 年の $\sim 170 \pm 80 \text{m/year}$ から減少と増加を繰り返し 2010 年 2 月には $\sim 210 \pm 60 \text{m/year}$ まで増加した. 前進の兆候は N2 より 1 年遅い 2009 年 10 月から検出したが氷河末端位置が不明瞭なため明確な前進量は観測できなかった. 散乱強度は N2 と同様に増加していた(**Fig.21 right**).

南斜面の Zhongfeng (Branch1)は N2 や West Kunlun 氷河とは違い, 表面速度の経年的な減少と速度分布の明確な変化を観測した(**Fig.22, 23**). 2004 年には氷河全体が流動, 最大流速は $\sim 1000 \pm 350 \text{m/year}$ を検出した(**Fig.23a**). それ以降, 表面速度は $\sim 400 \pm 100 \text{m/year}$ (2005), $\sim 140 \pm 50 \text{m/year}$ (2006), $\sim 50 \pm 15 \text{m/year}$ (2007)と $\sim 30 \pm 5 \text{m/year}$ (2008)と急激に減少し, 2008 年以降の表面速度は一定となった. 2007 年には速度分布の変化を観測した. 表面速度が中流域で急速に減少し, 下流域の表面速度は極めて小さく $\sim 3 \pm 1 \text{m/year}$ であった. 散乱強度は経年的に減少していた(**Fig.24**). Surging に分類された氷河の結果は **Table 7** にまとめた.

3.2.3 Stagnant flow

西クンルン山脈では 2007 年以降の Zhongfeng 氷河 (branch1)と同様に下流域の流動が停滞している氷河を他にも検出した. Zhongfeng 氷河 (branch1)を除くと北斜面 1 本, 南斜面に 6 本が該当した. 南斜面の Chongce 氷河の場合(**Fig.25**), 末端から 10km 以下で流動の停滞を検出した. 冬季平均のプロファイル(**Fig.25c**)では末端から 20km 付近の $\sim 38 \pm 2 \text{m/year}$ をピークに減少, 5-10km 付近の流速は $1 \pm 1 \text{m/year}$, 0-5km 付近の氷舌における流速は $\sim 3 \pm 1 \text{m/year}$ を検出した. 氷河表面の傾きは緩やかであり, 平均の斜度は 2.5° であった. Stagnant flow に分類された氷河の結果は **Table 8** にまとめた.

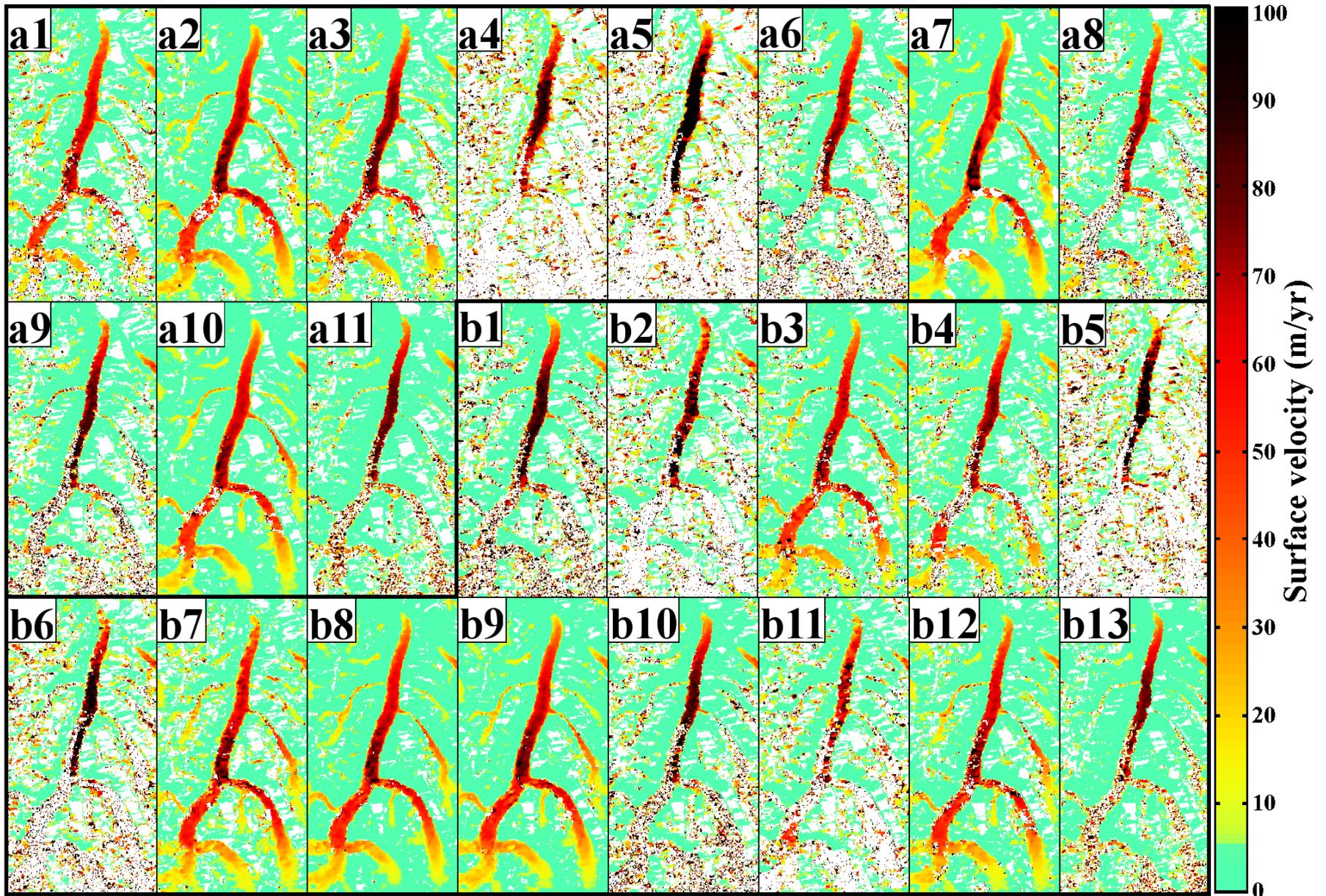


Figure 15: Surface velocity map at the Duofeng glacier for the 24 pairs derived from ALOS/PALSAR data. Each number in the upper-left represents the pair number in **Table 2, 3**.

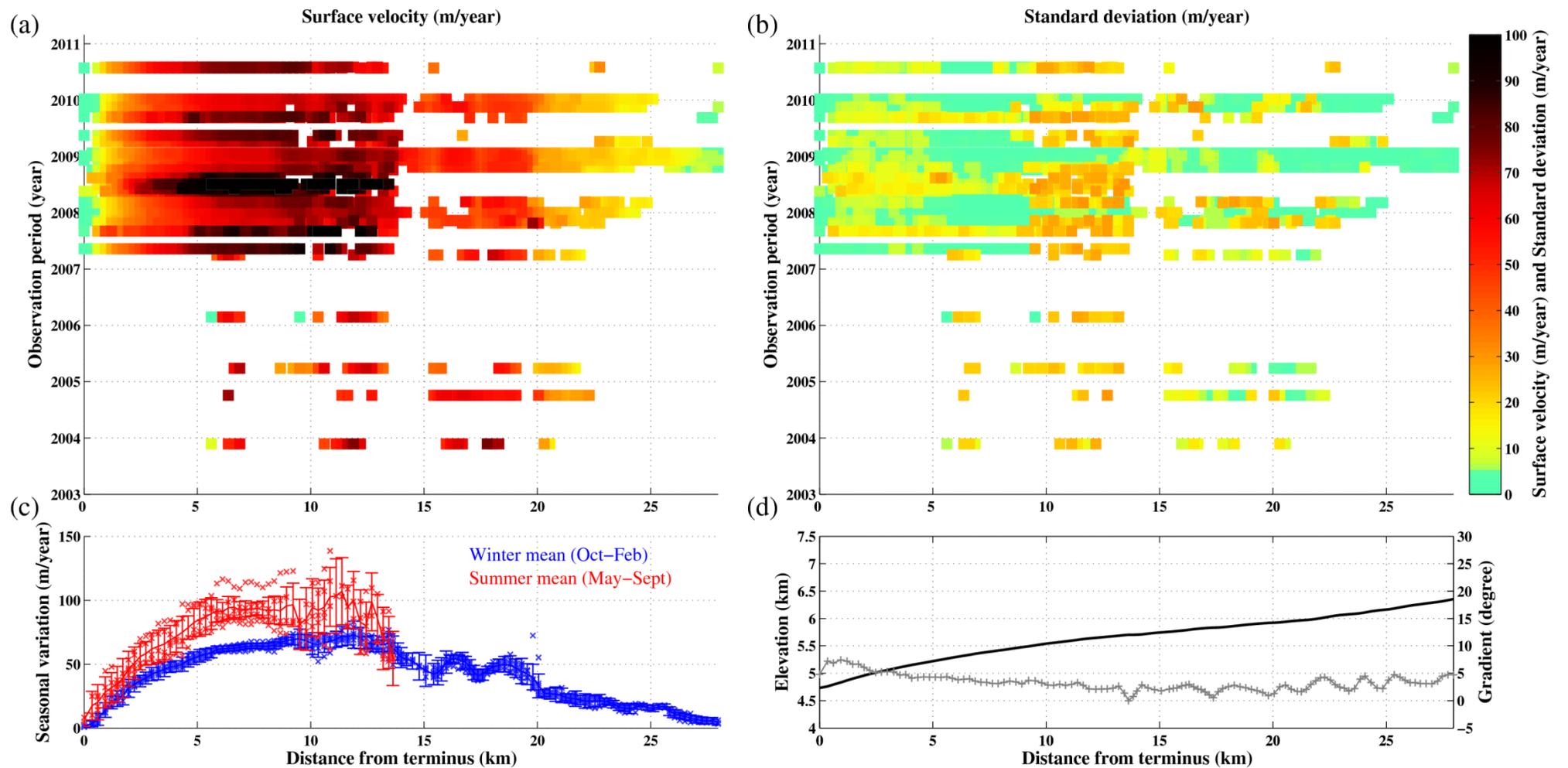


Figure 16 : Profiles of Duofeng glacier along flow line. (a) Temporal profile of surface velocity (m/year). (b) Standard deviation (m/year) of (a). (c) Blue line with error bar depicts winter mean velocity and red line with error bar depicts summer mean velocity along flow lines. Error bars range is 1- σ value. Winter mean is average of PALSAR results from Oct. to Feb. (i.e. Pair number, a1, a3, a7, a10, b3, b7, b8 and b9, in the **table 2** and **3**). Summer mean is average of PALSAR results from May to Sept. (i.e. Pair number, a4, a5, b5 and b6, in the **table 2** and **3**). Blue and red x are original winter and summer velocity. (d) Black solid line is elevation (km) (y-axis on the left) and gray solid line with crosses is gradient (degree) along flow line from terminus (y-axis on the right).

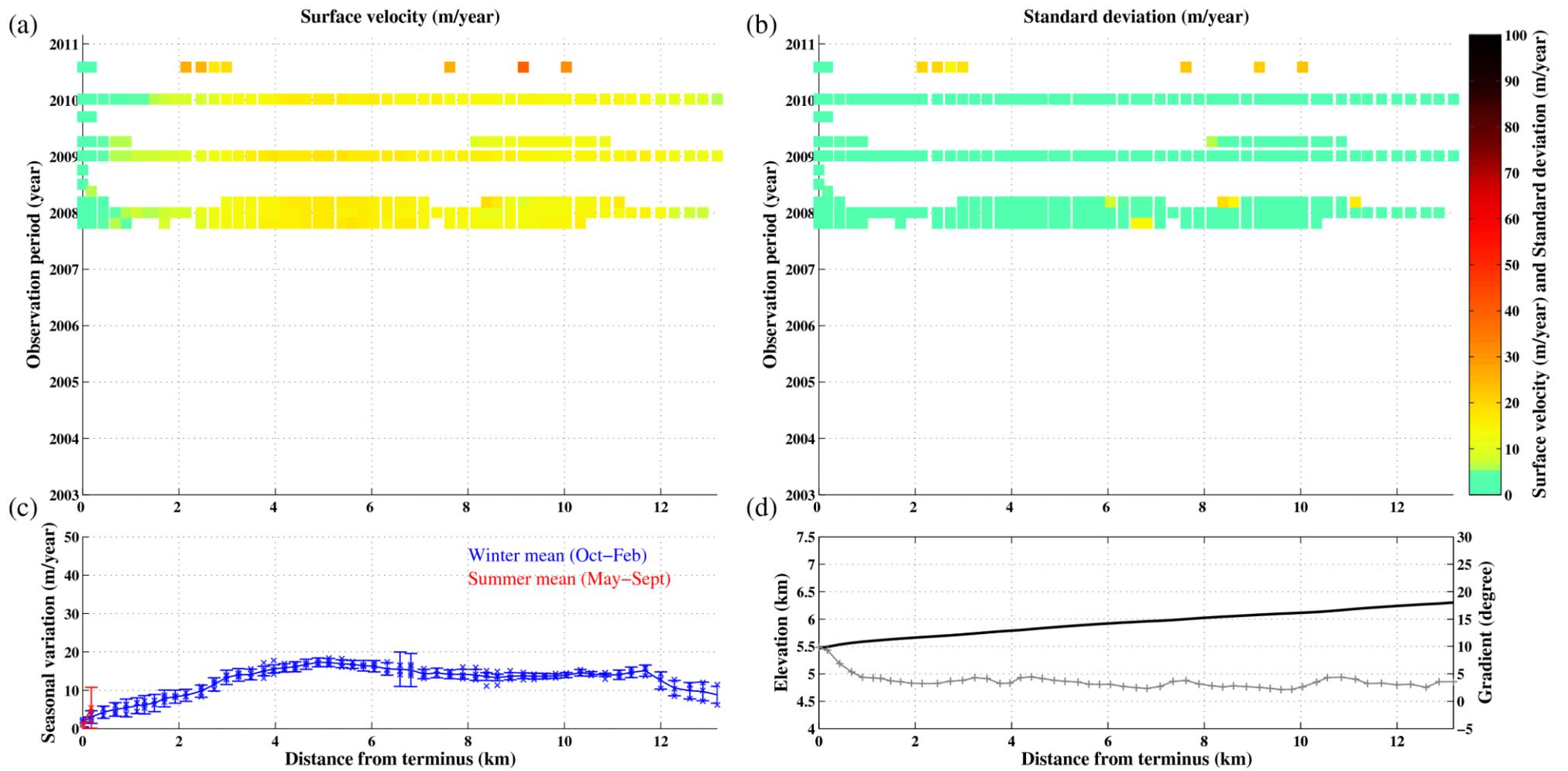


Figure 17 : Profiles of S2 glacier along flow line. Symbols are the same as in Figure 16. Note changes in the scaling of y-axis of (c) from Figure 16.

Table 5: Continuous flow (>40m/year).

Glacier data (NSICD WGI) ^{†1}		Flow line data								Slope	winter mean max (m/year)	summer mean max (m/year)	summer max (m/year)
Glacier Name	Glacier Number	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)				
Kunlun (Eastern Branch)	CN5Y641G0055	6785	4882	23.6	4.6	6260	4845	22.2	3.7	North	~50±5	~66±10	~75±5 (lower) (June - July 2008)
N3	CN5Y641G0038	6792	5054	19.0	5.2	6310	5172	17.3	3.7	North	~65±5	~70±10	~100±15 (June - July 2008)
Duofeng	CN5Y641G0023	6957	4590	31.0	4.4	6355	4732	28.0	3.3	North	~70±7 (max) ~65±2 (lower)	~92±10 (lower)	~120±12 (June - July 2008)
N4 ^{†2}	-	-	-	-	-	6349	5310	13.7	4.5	North	~40±8	cannot detect	cannot detect
N5	CN5Y641F0098	6734	4810	20.0	5.5	6323	4946	17.1	4.5	North	~48±6	cannot detect	cannot detect
N6	CN5Y641F0085	6093	4940	26.1	2.5	6447	4935	24.1	3.6	North	~40±3	~60±7	~78±9 (June - July 2008)
Guozha	CN5Z431B0014	6530	5390	13.1	5.0	6242	5373	12.4	3.9	South	~55±15	cannot detect	cannot detect
S7 ^{†2}	-	-	-	-	-	6350	5536	9.2	5.1	South	~40±7	cannot detect	cannot detect
S8	CN5Y636J0086	6667	5520	8.3	7.9	6346	5526	7.6	6.6	South	~45±10	cannot detect	cannot detect

†1. NSIDC World Glacier Inventory (http://nsidc.org/data/glacier_inventory)

†2. No data was available from WGI.

Table 6: Continuous flow (<40m/year)

Glacier data (NSICD WGI ^{†1})		Flow line data								Slope	winter mean max (m/year)	summer mean max (m/year)	summer max (m/year)
Glacier Name	Glacier Number	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)				
N1	CN5Y641H0088	6309	5350	6.5	8.4	5920	5391	5.2	5.9	North	~10±1	cannot detect	cannot detect
West Kunlun (Western Branch)	CN5Y641H0074	6522	5120	18.5	4.3	6025	5312	12.2	3.4	North	~20±5	cannot detect	cannot detect
	CN5Y641G0055	6785	4882	23.6	4.6	6210	4845	23.0	3.5	North	~15±3 (upper) ~5±2 (lower)	cannot detect (upper) ~20±7 (lower)	cannot detect (upper) ~30±10 (lower)
Yulong	CN5Y641F0063	6778	5140	30.9	3.0	6459	5072	29.6	2.6	North	~16±2 (upper) ~7±2 (lower)	cannot detect (upper) ~15±10 (lower)	cannot detect (upper) ~30±15 (lower)
N8	CN5Y641F0049	6362	5480	13.1	3.9	6171	5479	12.2	3.2	North	~13±1	cannot detect	cannot detect
Alakesayi ^{†2}	CN5Y641F0046	6786	5280	18.5	4.7	6129	5374	14.0	3.3	North	~30±5	cannot detect	cannot detect
N9	CN5Y641F0023	6597	5230	14.5	5.4	6271	5336	13.3	4.1	North	~36±3	cannot detect	cannot detect
S1	CN5Z433B0033	6343	5440	8.3	6.2	6033	5473	6.6	4.8	South	~12±4	cannot detect	cannot detect
Quanshui	CN5Z433B0047	6386	5470	10.8	4.8	6060	5469	8.6	3.9	South	~17±2	cannot detect	cannot detect
Bingshuihe	CN5Z433C0005	6546	5450	16.2	3.9	6062	5603	4.7	5.1	South	~10±2	cannot detect	cannot detect
Litian	CN5Z433D0004	6433	5400	10.0	5.9	6155	5381	9.0	4.9	South	~28±5	cannot detect	cannot detect
S2	CN5Z431C0008	6810	5460	16.2	4.8	6301	5462	13.2	3.7	South	~17±1	cannot detect	cannot detect
S3	CN5Z431C0012	6489	5590	6.8	7.5	6109	5605	6.1	4.7	South	~11±2	cannot detect	cannot detect
S4	CN5Z431C0016	-	-	-	-	6198	5452	8.3	5.1	South	~26±8	cannot detect	cannot detect
S5 ^{†3}	-	-	-	-	-	6138	5542	11.1	3.1	South	~18±3	cannot detect	cannot detect
S6 ^{†3}	-	-	-	-	-	6184	5563	5.3	6.7	South	~38±14	cannot detect	cannot detect

†1. NSIDC World Glacier Inventory (http://nsidc.org/data/glacier_inventory)

†2. Zhang W. et al. (1989)

†3. No data was available from WGI.

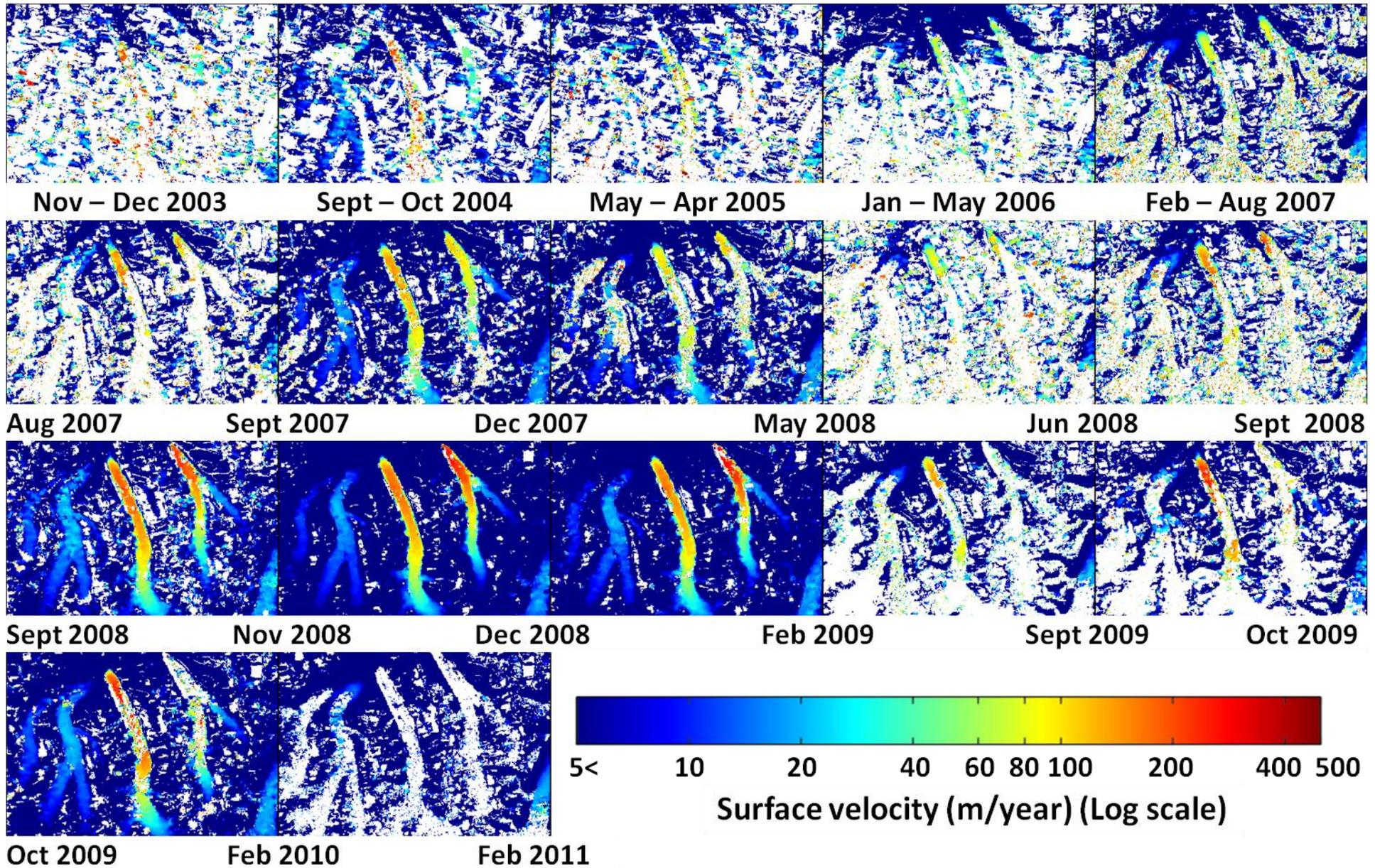


Figure 18 : Surface velocity map at the N2 and West Kunlun glacier for the 17 pairs from Nov. 2003 to Feb 2011.

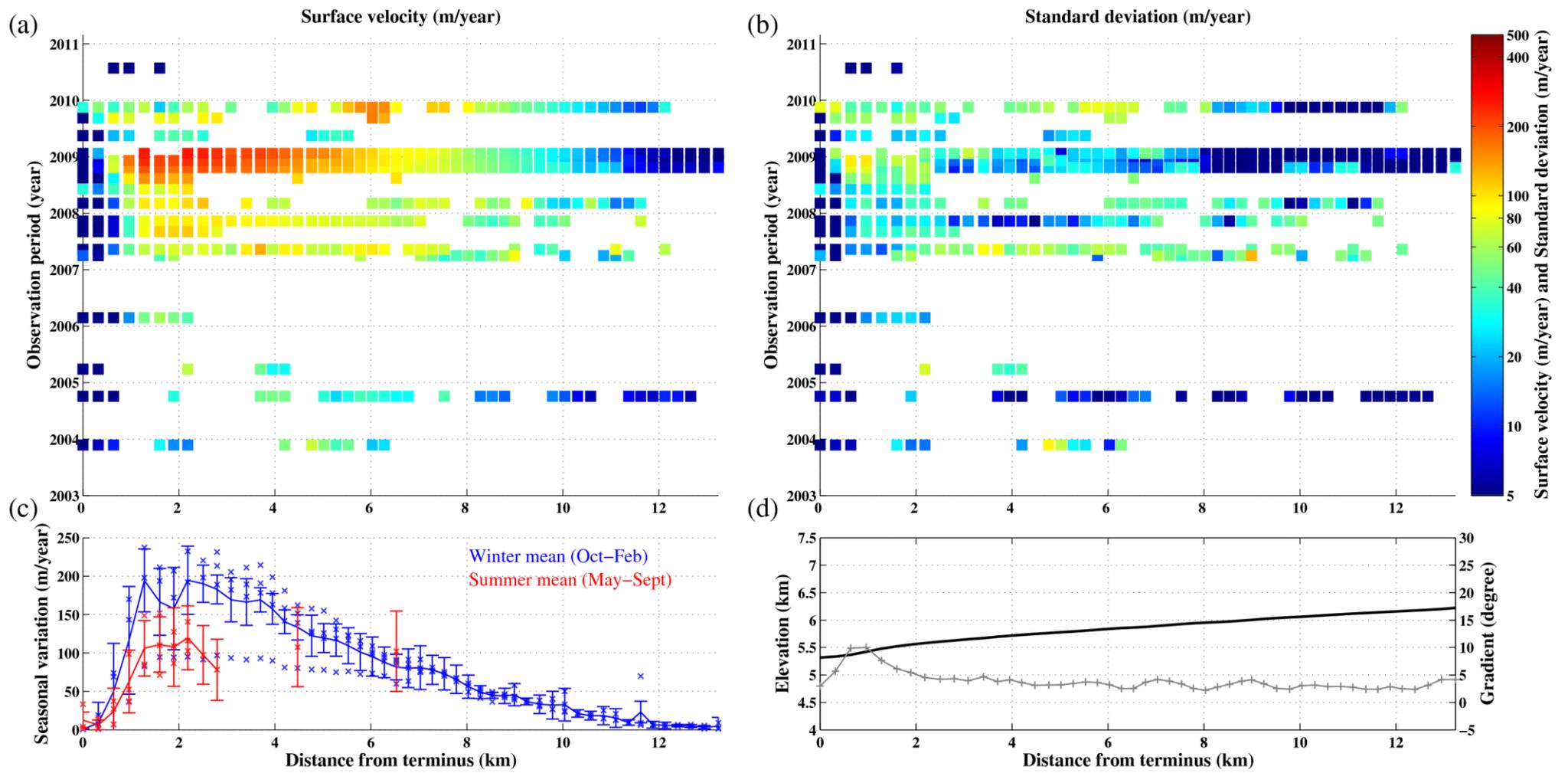


Figure 19 : Profiles of N2 glacier along flow line. Symbols are the same as in **Figure 16**. Note changes in the scaling of color bar and y-axis of (c) from **Figure 16**.

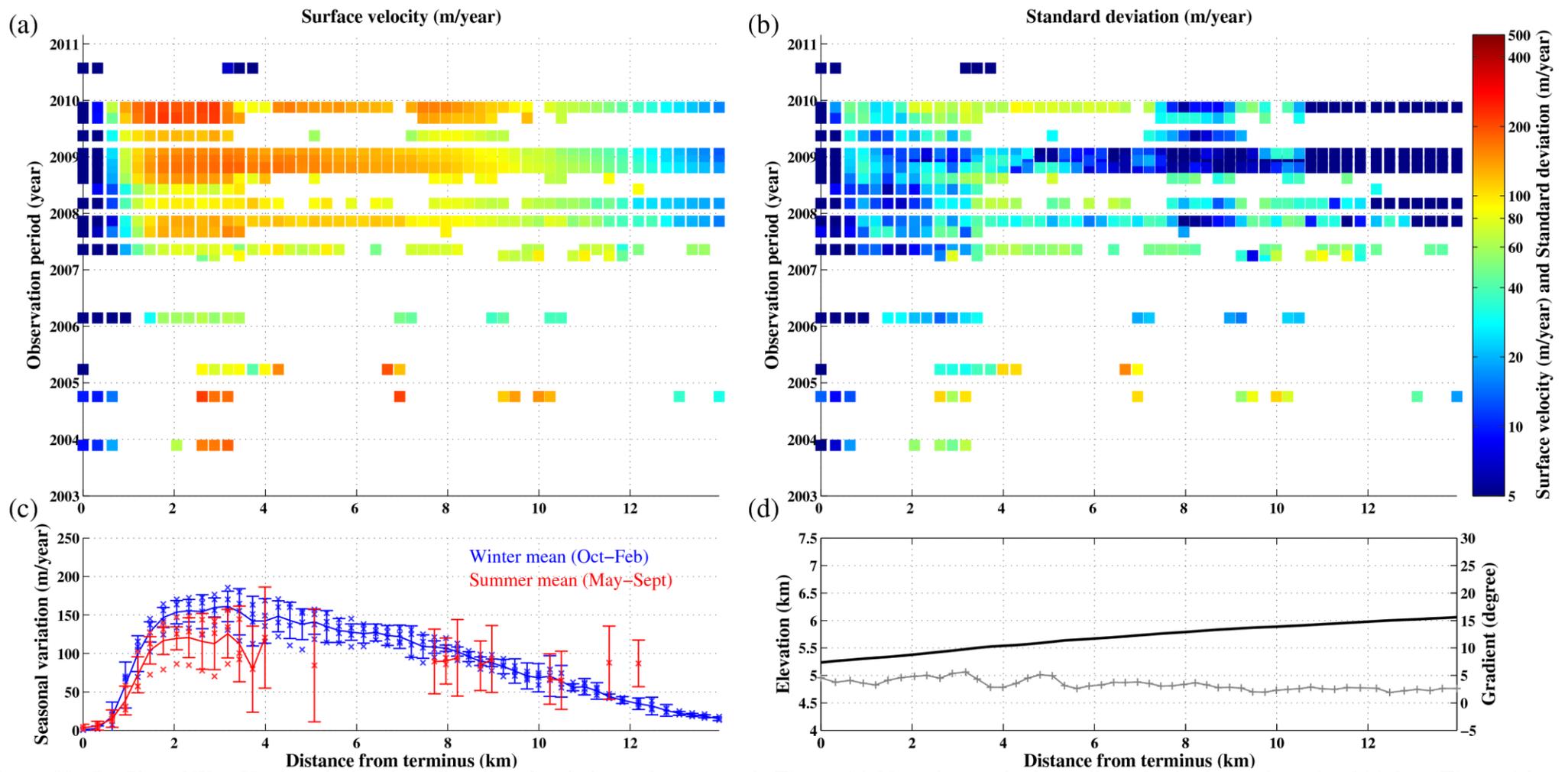


Figure 20 : Profiles of West Kunlun glacier along flow line. Symbols are the same as in **Figure 16**. Note changes in the scaling of color bar and y-axis of (c) from **Figure 16**.

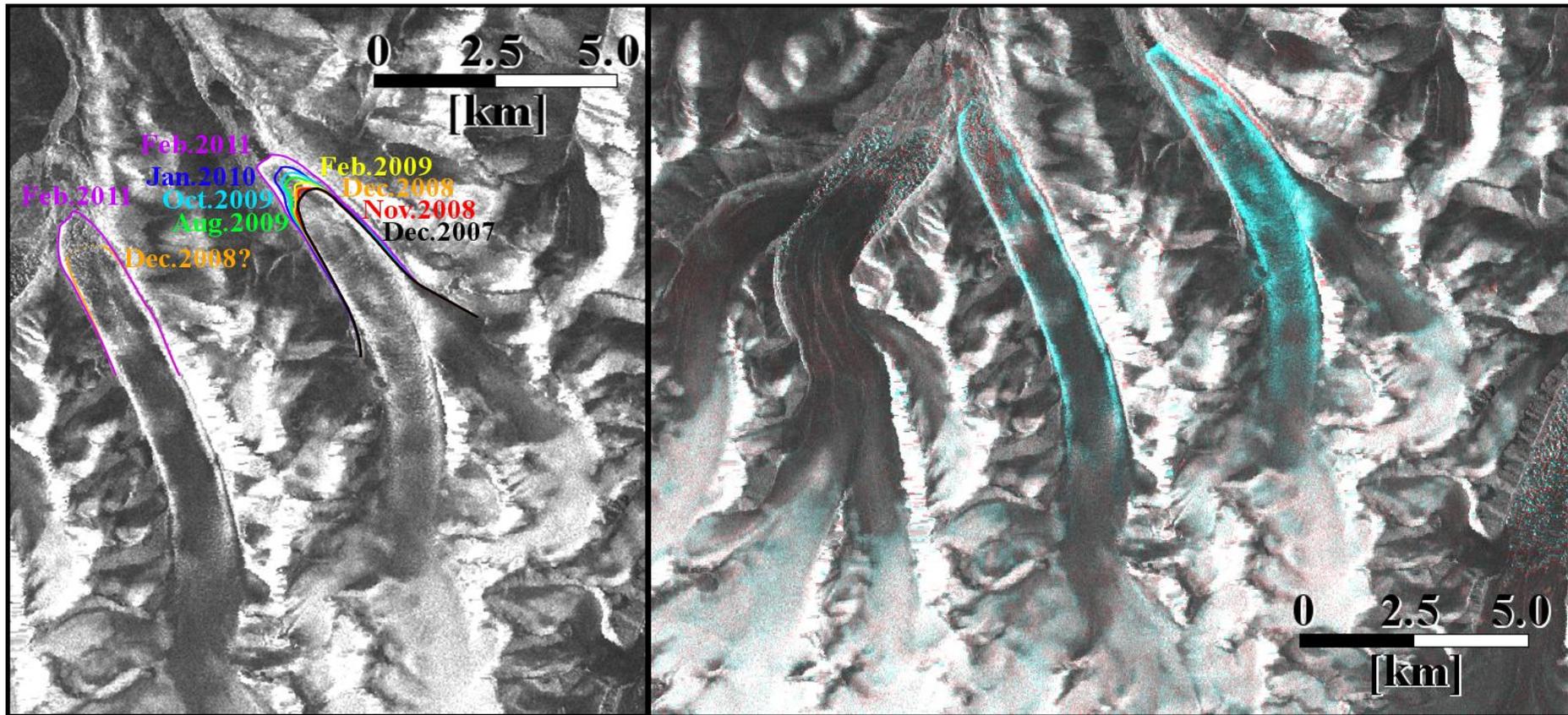


Figure 21 : (left) Glacier terminus and (right) RGB composed image at N2 and West Kunlun glacier from Feb 2007 to Feb 2011.

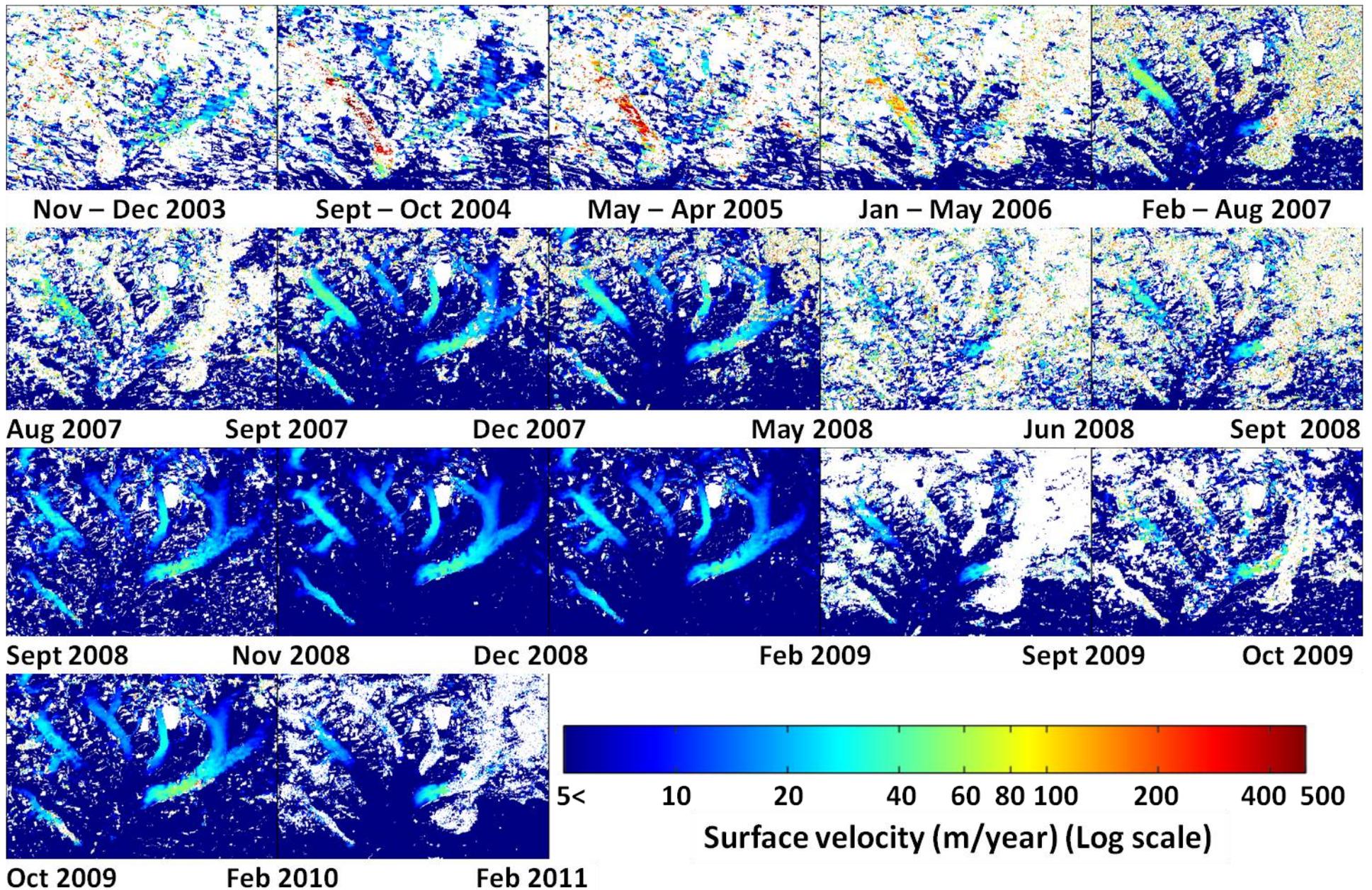


Figure 22 : Surface velocity map at the Zhongfeng glacier for the 17 pairs from Nov. 2003 to Feb 2011.

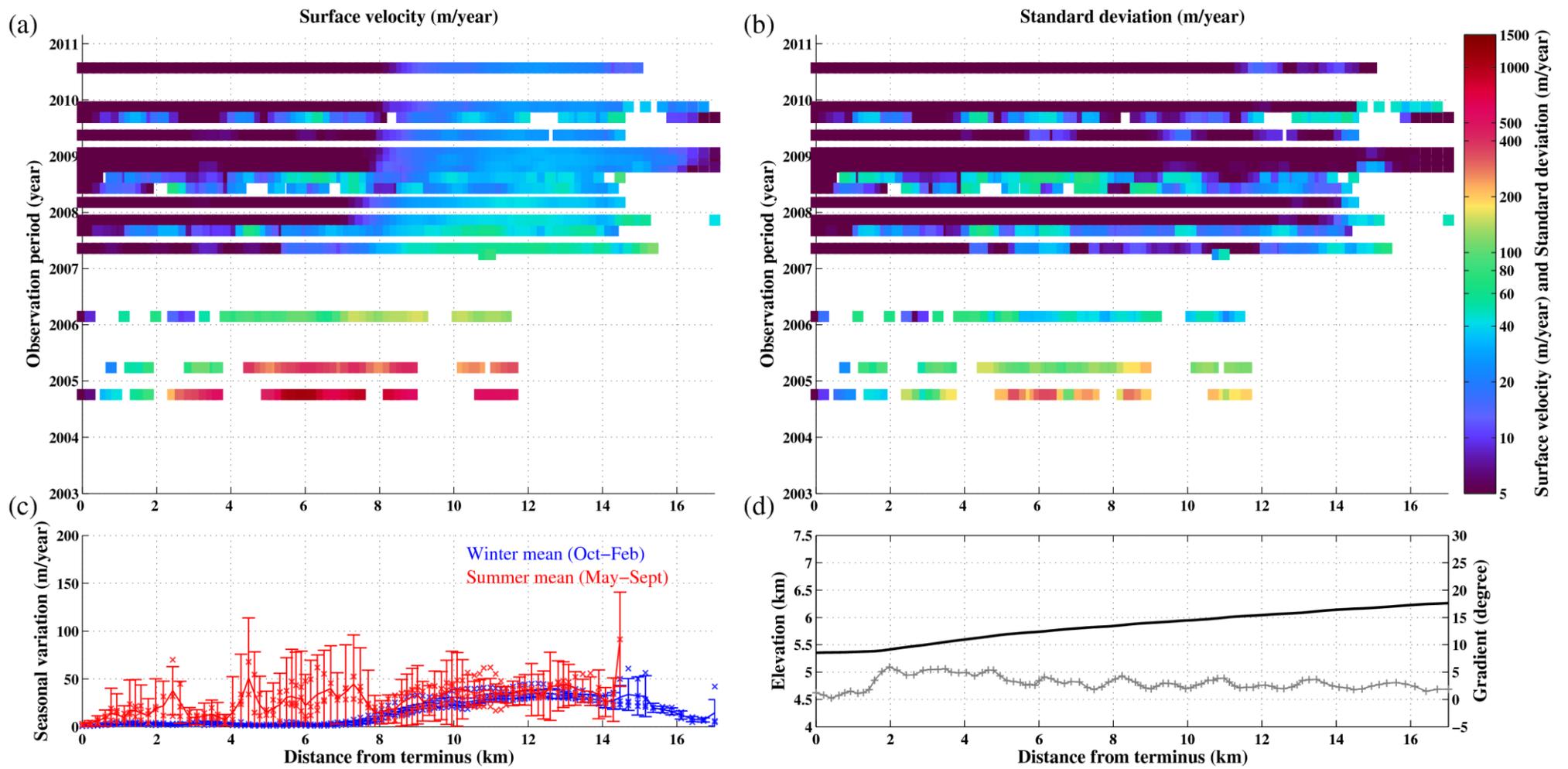


Figure 23 : Profiles of Zhongfeng glacier (branch1) along flow line. Symbols are the same as in **Figure 16**. Note changes in the scaling of color bar and y-axis of (c) from **Figure 16**.

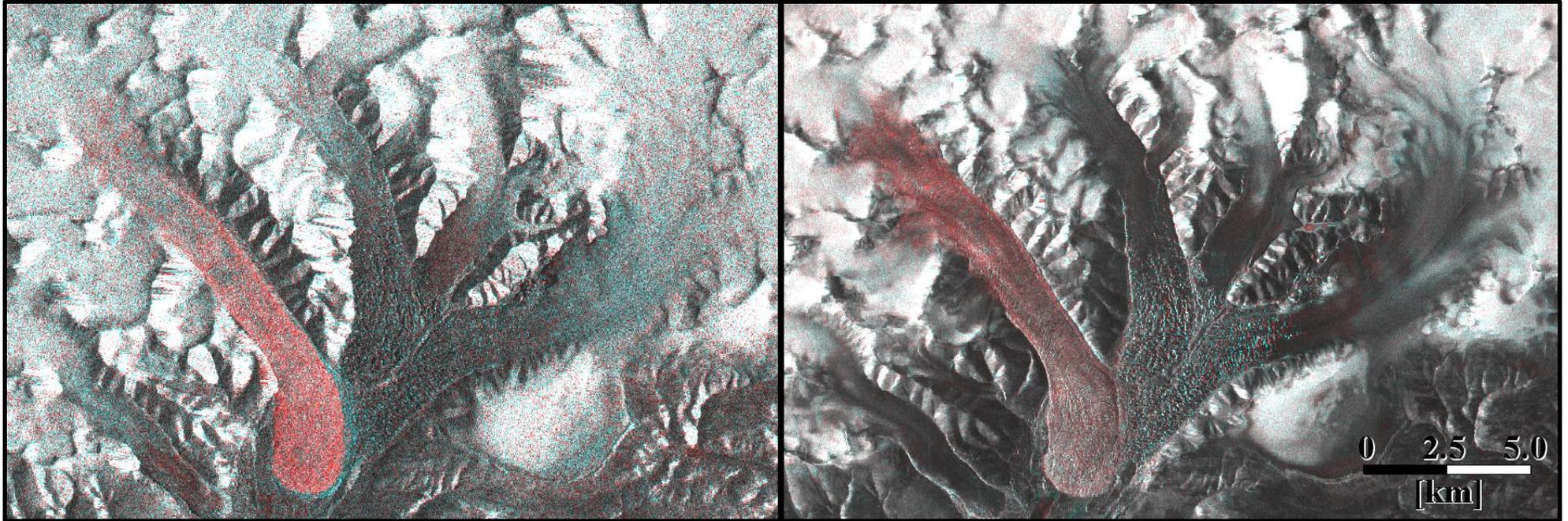


Figure 24 : RGB composed image at Zhongfeng glacier (left) from Nov. 2003 to Mar. 2007 and (right) from Feb. 2007 to Feb 2011.

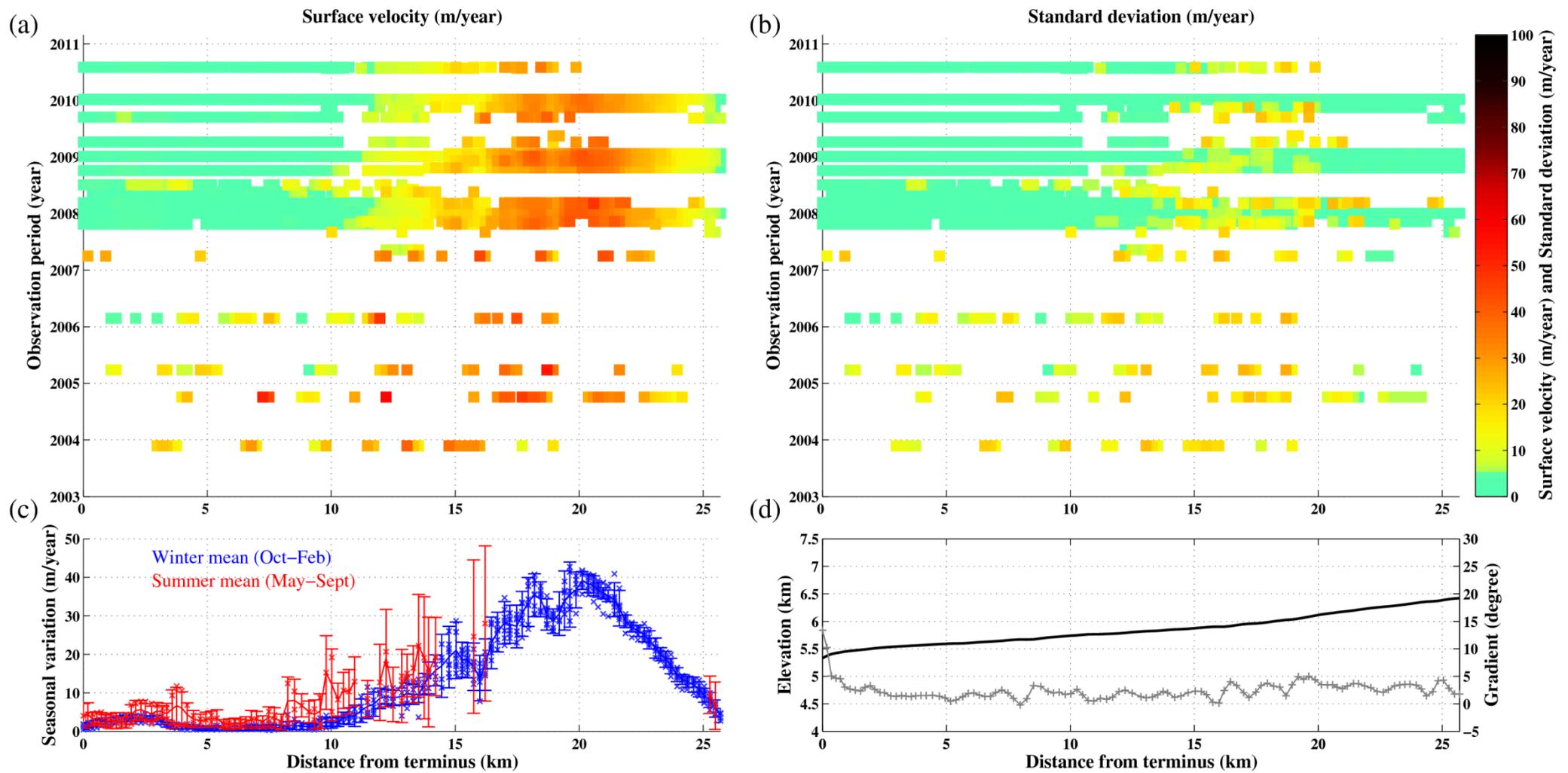


Figure 25 : Profiles of Chongce glacier along flow line. Symbols are the same as in **Figure 16**. Note changes in the scaling of y-axis of (c) from **Figure 16**.

Table 7: Surging in West Kunlun Shan.

Glacier data (NSICD WGI) ^{†1}						Flow line data				Slope	Velocity field type	Maximum velocity shift	Terminus Change
Glacier Name	Glacier Number	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)				
West Kunlun	CN5Y641H0074	6522	5120	18.5	4.3	6060	5237	14.0	3.4	North	Surging	accelerated	probably advance
N2	CN5Y641H0067	6440	5277	15.1	4.4	6223	5319	13.2	3.8	North	Surging	accelerated	advance
N7 ^{†3}	CN5Y641F0073 ^{†2}	-	-	-	-	6398	4747	15.9	6.1	North	Surging	none	advance
Zhongfeng (Branch 1)	CN5Z433D0008	7167	5400	23.4	4.3	6262	5353	17.0	3.0	South	Surging → Stagnant	decelerated	none

†1. NSIDC world glacier inventory (http://nsidc.org/data/glacier_inventory). †2. Zhang W. et al. (1989). †3. No data was available from WGI.

Table 8: Stagnant flow in West Kunlun Shan.

Glacier data (NSICD WGI) ^{†1}						Flow line data					winter mean max (m/year)		summer mean max (m/year)		summer max (m/year)	
Name	Number	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)	max elevation (m)	min elevation (m)	max length (km)	mean gradient (degree)	Slope	lower part	upper part	lower part	upper part	lower part	upper part
West Yulong	CN5Y641G0068	6532	5140	21.9	3.6	6155	5151	20.4	2.8	North	~2±1	~18±2	~10±5	cannot detect	~10±5	cannot detect
Douta	CN5Z433C0020	6498	5440	15.6	3.9	6170	5486	13.3	2.9	South	~1±1 ~11±6 ^a	~12±2	~10±8 cannot detect ^a	cannot detect	cannot detect	cannot detect
Gongxing	CN5Z433C0027	6721	5360	20.5	3.8	6261	5339	17.3	3.0	South	~1±1	~18±2	~5±4	cannot detect	~2±1	cannot detect
Zhongfeng (Branch 2)	CN5Z433D0008	7167	5400	23.4	4.3	6294	5353	17.0	3.1	South	~2±1	~20±2	~4±3	cannot detect	~4±3	cannot detect
Zhongfeng (Branch 3)	CN5Z433D0008	7167	5400	23.4	4.3	6453	5353	16.3	3.8	South	~2±1	~33±2	~4±3	cannot detect	~4±3	cannot detect
Zhongfeng (Branch 4)	CN5Z433D0008	7167	5400	23.4	4.3	6250	5353	20.5	2.5	South	~2±1	~42±4	~5±3	~41±10	~6±3	~41±10
Chongce	CN5Z431C0001	6903	5320	28.7	3.2	6421	5330	25.7	2.5	South	~1±1 ~3±1 ^b	~38±2	~2±1 ~5±2 ^b	cannot detect	~1±1 ~6±3 ^b	cannot detect

†1. NSIDC world glacier inventory (http://nsidc.org/data/glacier_inventory), †2. Zhang W. et al. (1989), †3. No data was available from WGI.

a. At glacier terminus, b. At ice tongue

4 Discussion

4.1 Seasonal variation in West Kunlun Shan

西クンルン山脈では Duofeng 氷河を含む 4 本の氷河で明確な季節変動を検出した (Table 5). 氷河の流動速度が季節的に変動する原因として融解水の影響が挙げられる. 融解水の急激な流入は氷河底面の水圧を上昇させ, 摩擦力の低下などにより氷河底面滑りを増加させる. グリーンランドでは融解水の増加に伴う流動速度の季節的な変動が報告されている (Rignot et al., 2006; Bartholomew et al., 2010; Schoof, 2010; Sundal et al., 2011). Figure 26 は観測期間における西クンルン山脈周辺の降水量と気温のデータである. 西クンルン山脈には地表観測所が存在しないため, 降水量は熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission: TRMM) の月平均降雨データ (3B23 ver6) (Huffman et al., 2007) を山脈周辺 4×9 のグリッド (N34.625 - 35.625, E80.125 - 82.125) で平均化し使用した. 気温は NCEP/NCAR Reanalysis-1 を使用した. 西クンルン山脈の場合, 表面速度が季節的に増加する時期は気温や降水量が増加する時期と一致するため, グリーンランドと同様に融解水が氷河の流動に影響を与えていると考えられる. Duofeng 氷河では 5 月から 9 月に表面速度の増加が検出され, 特に 6 月から 7 月にかけて流速がピークとなった. 増加した表面速度はその後, 減少し 10 月から 2 月に最小となった. これは降水の増加や夏季の日射により融解水が増加, 気温がピークとなる 6 月から 7 月にかけて融解水の流入が最大となる. 融解水がクレバス, ムーランや氷河縁と母岩の隙間から流入することで氷河底面の水圧が上昇, 氷河の底面滑りが増加することで表面速度が増加する. 降水量と気温は 10 月以降に急激に低下し, それに伴い氷河に流入する融解水も減少することで表面速度が低下すると考えられる.

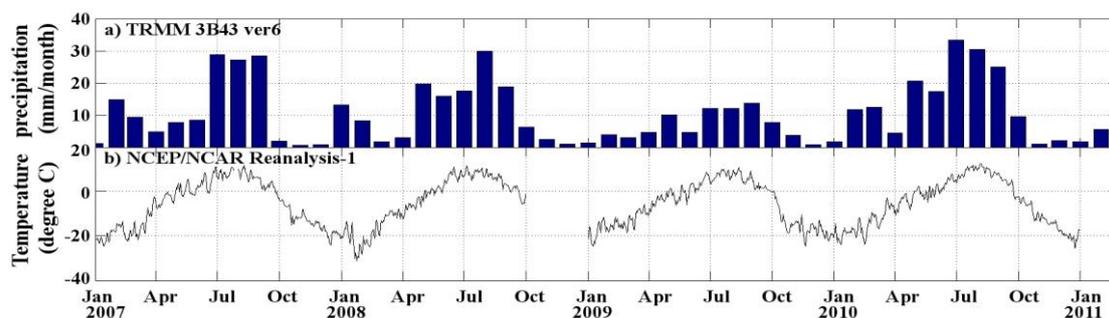


Figure 26 : (a) Proxy precipitation data derived from the TRMM observations. (b) Proxy temperature data around the WKS derived from the NCEP/NCAR reanalysis data.

4.2 Glacier surge in West Kunlun Shan

西クンルン山脈で検出した表面速度の加速や減速, 末端の前進や散乱強度の増加や減少などの特徴は氷河サージと呼ばれる現象と一致する. 氷河サージ (Glacier Surge) は短期間に通常の数倍から数十倍の速度で流動し, クレバスの形成や時に数 km に渡り氷河末端の前進が発生する現象である. 世界中の氷河地帯の特定の地域での発生がこれまでに報告されている (Fig. 27). Scherler et al. (2011) は西クンルン山脈の氷河末端における極端に低い表面速度は過去に発生した氷河サージが原因ではないかと指摘しているが氷河サージの発生を直接捉えた報告は存在しない. 世界中の全氷河のうち少なくとも 1% は過去に氷河サージが発生したと考えられている (Jiskoot et al., 2000). 氷河サージはある程度周期的に発生し, サージ型の氷河は数カ月から数年の活動期 (active period) と数十年の静穏期 (quiescence period) が繰り返される. 発生メカニズムはこれまでに幅広く議

論されてきたが明確な結論は出ていない。Murray et al. (2003) はサージの持続期間や表面速度の特徴から少なくとも二つの異なるメカニズムが存在すると提唱している。

N2 や West Kunlun で観測した表面速度の加速、氷河末端の前進や散乱強度の増加は氷河サージが発生した為と考えられる。氷河の縁で散乱強度が顕著に増加したのは、氷河の急激な流動と母岩との摩擦によりクレバスが形成、表面のラフネスが増加した為と思われる。一方、Zhongfeng (branch1)は氷河サージの終息を捉えたと考えられる。活動期から静穏期に変化することで表面速度が減少、形成されたクレバスが閉じることで散乱強度が減少したと考えられる。また Zhongfeng (branch1)氷河はサージの終息後、流動が停滞する Stagnant flow に速度分布が変化した。これは Stagnant flow が氷河サージの静穏期の流速分布であることを示している。より長期の観測を行えば、Stagnant flow に分類した氷河において氷河サージが発生する可能性があるが、西クンルン山脈における氷河サージの静穏期の持続期間は不明である。活動期の持続期間や表面速度の推移を考慮すると西クンルン山脈の氷河サージは Svalbard 型に近い(Murray et al., 2003)。Svalbard 型の静穏期は数十年の期間であるため、西クンルン山脈における氷河サージの全容を明らかにするためには同程度の観測期間が必要と思われる。

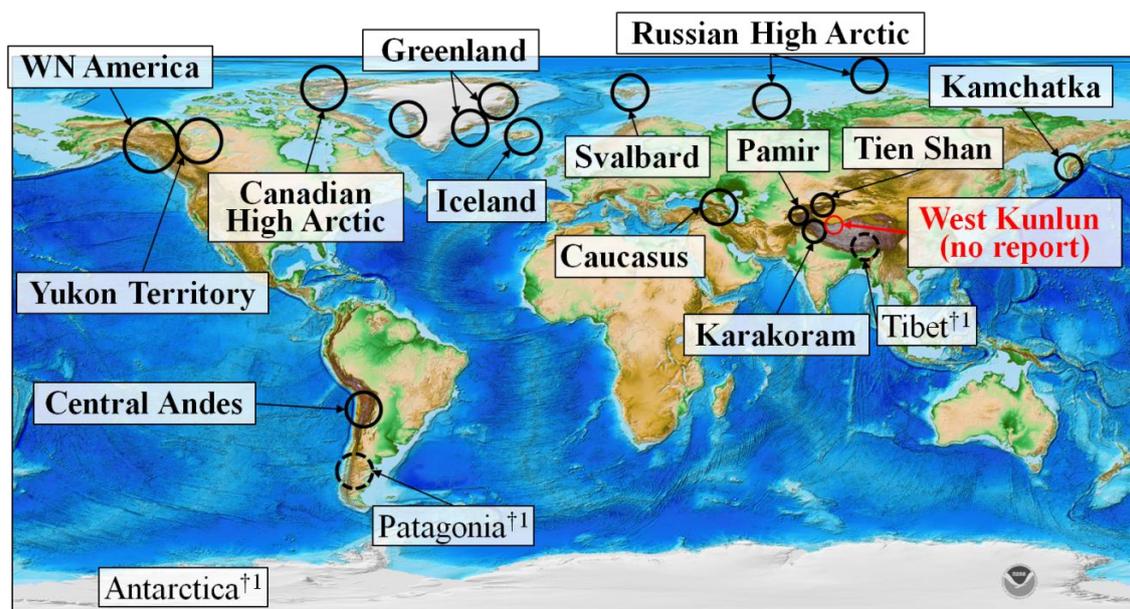


Figure 27 : Spatial distribution of surge-type glacier (Jiskoot, 1999). †1 are possible surge. Map data from NOAA ETOP1 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>).

5. Summary & Conclusion

合成開口レーダーが取得したデータの解析から北西チベット高原西クンルン山脈における山岳氷河の表面速度場と時間, 空間的变化を検出した. 観測結果から西クンルン山脈の山岳氷河の多様性が明らかになった. 西クンルン山脈に存在する氷河のうち北斜面 17 本, 南斜面 19 本の計 36 本の氷河について調査を行った. 表面速度の特徴から上流から下流まで連続的に流動していた **Continuous flow**, 観測期間内において顕著に速い表面速度を検出した **Surging**, 下流域で流動の停滞を検出した **Stagnant flow** の 3 つに分類した. 主要氷河 36 本の内 25 本が **Continuous flow** に分類され, **Duofeng** 氷河を含む 4 本の氷河で明確な季節変動を検出した. **Duofeng** 氷河の場合, 冬季平均(10 月から 2 月)と比べると夏季平均(5 月から 9 月)で~130%, 夏季最大(6 月から 7 月)で~170%の増加を検出した. これらの結果は光学センサーによる先行研究(Scherler et al. 2011)と整合的であった. マイクロ波は乾雪や裸氷をある程度透過するため, 光学センサーによる結果と比べると **SAR** は表面の形状に乏しい領域における検出精度が高かった. 氷河表面速度が季節的に増加する時期は降水量や気温が増加する時期と一致しているため, 氷河内部に流入する融解水の増加が氷河底面滑りに影響を与えている可能性が高い. **Surging** に分類した 4 本の氷河は氷河サージを検出したと考えられる. 北斜面の **N2** や **West Kunlun** 氷河における表面速度の加速, 氷河末端の前進や **SAR** 散乱強度は氷河サージの発生を観測した為と考えられる. 一方, 南斜面の **Zhongfeng** 氷河(branch1)では表面速度の経年的な減速や散乱強度の減少を検出した. これは先ほどとは逆に氷河サージの終息を観測したと考えられる. また **Zhongfeng** 氷河(branch1)は 2007 年以降から流速の分布が **Stagnant flow** に変化した. この結果は **Stagnant flow** が氷河サージの静穏期の流速分布であることを示している. より長期の観測を行えば, **Stagnant flow** に分類した氷河において氷河サージが発生する可能性がある. 活動期の持続期間や氷河表面速度の変化の特徴から西クンルン山脈の氷河サージは **Svalbard** 型に近く, 静穏期は数十年の期間があると考えられる. その為, 西クンルン山脈における氷河サージの全容を明らかにする為には同程度の観測期間が必要と思われる. これら観測結果から西クンルン山脈の山岳氷河の多様性は夏季の降水や気温の上昇に加え氷河サージがその一因であると考えられる.

6. Acknowledgement

PALSAR level 1.0 data were provided partly from the PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) and partly from ALOS 3rd PI (#538) under a cooperative research contract with JAXA. The PALSAR data belongs to METI and JAXA, and Envisat data is copyrighted by ESA.

This study is assisted by ESPEC Foundation for Global Environment Research and Technology (Charitable Trust) (ESPEC Prize for the Encouragement of Environmental Studies).

Amante, C. and B. W. Eakins, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp, March 2009 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>).

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>.

We used the parameter subsetting of TRMM Level 3 standard products that were processed and provided by the National Aeronautics and Space Administration and the Japan Aerospace Exploration Agency for analysis.

NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>

7. References

- Bartholomew, I., Niwnow, P., Mair, D., Hubbard, A., King, M. A. and Sloe, A. Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier. *Nature Geoscience*, **3**, 408-411 (2010).
- Ciappa, A. Pietranera, L and Battazza, F. Perito Moreno Glacier (Argentina) flow estimation by COSMO SkyMed sequence of high-resolution SAR-X imagery. *Remote Sensing Envi.* **114**, 2088-2096 (2010).
- Erten, E., Reigber, A. Hellwich, O. and Prats, P. Glacier velocity monitoring by maximum likelihood texture tracking. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **47**, 394-405 (2009).
- Furuya, M. and Yasuda, T. The 2008 Yutian normal faulting earthquake (Mw 7.1), NW Tibet: Non-planar fault modeling and implications for the Karakax Fault. *Tectonophysics* **511**, 125-133 (2011).
- Goldstein, R.M., Engelhardt, H., Kamb, B. and Frolich, R.M. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antarctic ice stream. *Science* **262**, 1525–1530 (1993).
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Yang H., Stocker, E. F. and Wolff, D. B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeor.* **8**, 38-55 (2007).
- Jiskoot, H. Characteristics of surge-type glaciers, *Unpublished Ph.D. Thesis*, University of Leeds, UK (1999).
- Jiskoot, H., Murray, T. and Boyle, P. J. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard, *J. Glaciol.* **46**, 412-422 (2000).
- Joughin, I. R., Kwok, R. and Fahnestock, M. A. Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **36**, 25-37 (1998).
- Kang X. and Xie Y. The character of the weather and climate in the West Kunlun Mountains area in summer, 1987. *Bull. Glacier Res.* **7**, 77-81 (1989).
- 小林 知勝, 飛田 幹男, 村上 亮. 局所的大変位を伴う地殻変動計測のためのピクセルオフセット解析. 測地学会誌, 第 57 巻, 71-81 頁 (2011).
- Li, S., Benson, C., Gens, R. and Lingle, C. Motion patterns of Nabesna Glacier (Alaska) revealed by interferometric SAR techniques, *Remote Sensing Envi.* **112**, 3628–3638 (2008).
- Mohr, J. J., Reeh, N., and Madsen, S. N. Three-dimensional glacier flow and surface elevation measured with radar interferometry. *Nature* **391**, 273–276 (1998).
- Murray, T., Strozzi, T., Luckman, A., Jiskoot, H. and Christakos, P. Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions. *J. Geophys. Res.* **108**, 2237 (2003).

- 大内 和夫 (2004). リモートセンシングの為の合成開口レーダの基礎 東京電機大学出版局
- Qiu, J. The third pole. *Nature* **454**, 393-396 (2008).
- Rignot, E., Jezek, K. C. and Sohn, H. G. Ice flow dynamics of the Greenland ice-sheet from SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 575–578 (1995).
- Rignot, E., Echelmeyer, K. and Krabill, W. Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3501-3504 (2001).
- Rignot, E. and Kanagaratnam, P. Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet. *Science* **311**, 986-990 (2006).
- Rignot, E., Mouginot, J. and Scheuchl, B. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science* **333**, 1427-1430 (2011).
- Schoof, C. Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature* **468**, 803-806 (2010).
- Scherler, D., Leprince, S. and Strecker, M. R. Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery-Accuracy improvement and quality assessment. , *Remote Sensing Envi.* **112**, 3806–3819 (2008).
- Scherler, D., Bookhagen, B. and Strecker, M.R. Hillslope-glacier coupling: The interplay of topography and glacial dynamics in High Asia. *J. Geophys. Res.* **116**, F02019 (2011).
- Sundal, A. V., Shepherd, A., Nienow, P., Hanna, E., Palmer, S. and Huybrechts, P. Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature* **469**, 521-524 (2011).
- Thompson, L. G., Thompson, E. M., Davis, M. E., Lin, P. N., Dai, J., Bolzan, J. F. and Yao, T. A 1000 year climatic ice-core record from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability. *Ann. Glaciol.* **21**, 175-181 (1995).
- 飛田 幹男, 村上 亮, 中川 弘之, 矢来 博司, 藤原 智. 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 (2001).
- Tobita, M., Suito, H., Imakiire, T., Kato, M., Fujiwara, S. and Murakami, M. Outline of vertical displacement of the 2004 and 2005 Sumatra earthquakes revealed by satellite radar imagery. *Earth Planets Space* **58**, e1–e4 (2006).
- Wenjing, Z., Ruizhen, A., Huian, Y. and Keqing, J. Conditions of glacier development and some glacial features in the West Kunlun Mountains. *Bulletin of Glacier Research* **7**, 49-58 (1989).
- Zhang W., Ruizhen, A. N., Yang H. and Jiao. K. Conditions of glacier development and some glacial features in the West Kunlun Mountains. *Bull. Glacier Res.* **7**, 49-58 (1989).