

Gletscherbewegungsmessung mittels satellitengestützter Radar-Interferometrie: Die Pasterze (Glocknergruppe, Hohe Tauern, Kärnten)

V. KAUFMANN, A. KELLERER-PIRKLBAUER, L. W. KENYI, GRAZ

mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung

In diesem Beitrag wird die Detektion und messtechnische Erfassung der Gletscherbewegung (Oberflächendeformation) der Pasterze (Glocknergruppe, Hohe Tauern, Kärnten) mittels satellitengestützter (ERS-1/2) differentieller SAR-Interferometrie (DINSAR) diskutiert. Für die Bewegungsanalyse standen SAR-Bilddaten von Sommermonaten zur Verfügung. Eines von drei vorhandenen Bildpaaren der ERS Tandem-Mission wies für den Zungenbereich der Pasterze genügend Kohärenz auf, um daraus ein aussagekräftiges Interferogramm (Bewegungsbild) ableiten zu können. Für den eintägigen Beobachtungszeitraum im August 1995 wurden maximale Oberflächenverschiebungen von 30–40 mm/Tag in SAR-Blickrichtung festgestellt. Ausgehend von diesem Messergebnis, welches um den Einfluss einer abgeschätzten mittleren Ablation von 2 cm/Tag korrigiert wurde, kann unter vereinfachten Annahmen, wie z. B. oberflächenparalleles Fließen und über das Jahr gleich bleibende Fließgeschwindigkeit, eine maximale jährliche Fließgeschwindigkeit der Gletscherzunge der Pasterze von 20–30 m für das Jahr 1995 abgeschätzt werden.

Quantification of the surface displacement of Pasterze Glacier (Glockner Mountains, Hohe Tauern Range, Austria) using satellite radar interferometry

Abstract

This paper discusses the detection and satellite-based measurement of the surface displacement (surface deformation) of the largest Austrian glacier, the Pasterze (47°05'N, 12°44'E, 17.5 km²) by means of differential SAR-Interferometry (DINSAR). For this

analysis, SAR-imagery recorded during the summer period was available. Out of three analysed image pairs of the ERS-(European Remote Sensing Satellite)-Tandem-Mission only one pair (20.8.1995–21.8.1995) showed sufficient coherence at the partly debris-covered glacier tongue of Pasterze Glacier for deriving a significant interferogram (displacement image). During this one-day observation period in August 1995, maximum surface displacement rates of 30–40 mm per day in the SAR-line-of-sight were calculated. Based on our results and additional simplifying assumptions (e.g. ice melt of 2 cm for the observation period, glacier flow parallel to the surface, steady glacier displacement all year round) a maximum annual surface displacement rate of 20 to 30 m for the year 1995 can be estimated.

1. Einleitung und Forschungsfrage

Die Erfassung der Eisdickenänderung sowie der Fließgeschwindigkeit von Gletschern ist für viele glaziologische Fragestellungen (Massenbilanz, dreidimensionale Modellierung, etc.) von großer Bedeutung (Kääb, 1996; Vischer, 1997; Oerlemans, 2001; Kääb, 2005). Für die großräumige, flächendeckende Erfassung von morphometrischen Parametern von alpinen Talgletschern eignen sich insbesondere Methoden der Fernerkundung, wie beispielsweise die Photogrammetrie (Kääb, 2005; Kaufmann und Ladstädter, 2005), Airborne Laserscanning (Geist und Stötter, 2003) oder die bildgebende Radar-Technik, wobei hier vor allem die SAR-Methodik (= *Synthetic Aperture Radar* bzw. Radar mit synthetischer Apertur) zu nennen ist. Der Einsatz der differentiellen SAR-Interferometrie (= *DINSAR*) in der Gletscherbeobachtung ist in der Literatur umfassend dokumentiert (Kwok und Fahnestock, 1996; Joughin et al., 1998; Mattar et al., 1998; Mohr et al., 2003; Nagler et al., 2002; Reeh et al., 2003; Gutjahr et al., 2004; Kääb, 2005; Rott et al., 2007a).

Im Rahmen einer vorwiegend durch den Kärntner Nationalparkfonds sowie zu einem geringeren Teil durch den FWF (Projekt ALPCHANGE¹) unterstützten Studie, wurde die Kinematik der 4–6° flachen Gletscherzunge der Pasterze aus ERS-1/2 SAR-Bilddaten abgeleitet. Dieser Beitrag zeigt somit die Möglichkeiten der satellitengestützten Radar-Interferometrie unter Verwendung von ERS-1/2 SAR-Bilddaten am Beispiel des größten Gletschers Österreichs, der Pasterze, auf.

2. Die Pasterze

Die Pasterze (47°05'N, 12°44'E) ist ein typischer Talgletscher mit mehreren Zuflüssen aus höher gelegenen Karen. Der Gletscher liegt im Gebiet des Nationalparks Hohe Tauern am Fuße des Großglockners (3798 m) (Abb. 1). Mit einer Fläche von 17,5 km²

¹ ALPCHANGE – Climate Change and Impacts in Southern Austrian Alpine Regions (<http://www.alpchange.at>).

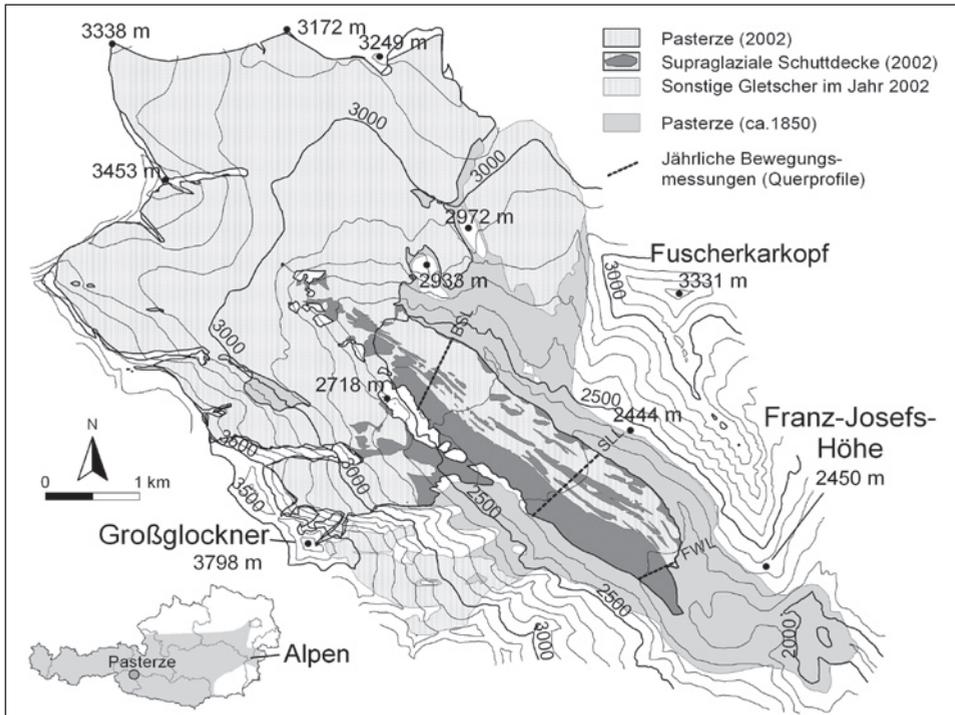


Abb. 1: Die Pasterze und ihre räumliche Ausdehnung etwa um 1850 und im Jahr 2002. Die Gletscherausdehnung von 2002 sowie die Verteilung der supraglazialen Schuttdecke basiert auf der 9. Ausgabe der „Alpenvereinskarte Glocknergruppe“ (DAV, 2006). Die drei Querprofile, an denen jährliche Gletscherbewegungsmessungen durchgeführt werden, sind in der Karte eingezeichnet: FWL=Freiwandlinie, SLL=Seelandlinie, BSL=Burgstalllinie.

im Jahr 2002 (DAV, 2006) ist er der größte Gletscher der Ostalpen. Die Pasterze weist eine Länge von rund 8,4 km sowie ein geschätztes Volumen von 1,8 km³ auf (Lieb, 2004). Die Gletscherzunge selbst ist durch eine NW-SE Erstreckung von 5 km charakterisiert. Seit dem letzten Gletscherhochstand um 1850 (Fläche 26,5 km²; vgl. Abb. 1) befindet sich die Pasterze im Rückzug; wenige Stillstandperioden sowie einzelne Vorstoßjahre waren die Ausnahme (Wakonigg und Lieb, 1996). Aufgrund ihrer Größe und ihrer dadurch bedingten Trägheit reagierte die Pasterze nicht auf die kühleren und feuchteren Perioden, wie z. B. in den 1880er-, 1920er- und 1965er- bis 1980er-Jahren (Wakonigg, 1991; Zuo und Oerlemans, 1997).

Beachtenswert ist die nunmehr über 125 Jahre lang währende jährliche Gletschermessung (seit 1879) auf der Pasterze (Lieb, 2004). Seit 1958 werden diese Gletschermessungen vom Institut für Geographie und Raumforschung der Universität Graz – im Auftrag des Österreichischen Alpenvereins – durchgeführt (Wakonigg und Lieb, 1996). Neben den einfachen, traditionellen Messmethoden, kamen in jüngerer

Zeit auch modernere Beobachtungsmethoden wie z. B. GPS (Lieb, 2006) oder terrestrische Laserscanner-Technik (Avian und Bauer, 2006; Avian et al., 2007) zum Einsatz. An drei fix vorgegebenen Messprofilen (siehe Abb. 1 und 2) werden jedes Jahr im September die Fließbewegung sowie die Höhenänderung der Gletscheroberfläche ermittelt. Nach Lieb (2006) übersteigen die derzeitigen Bewegungsbeträge an keinem Messpunkt den Wert von 25 m/Jahr.

Besonders charakteristisch für die Gletscherzunge ist ihre kontinuierliche bzw. geschlossene Schuttbedeckung im orographisch rechten Drittel mit einer gegenwärtigen Flächenausdehnung von ca. 1,2 km² und mit statistisch signifikanten Mächtigkeitszunahmen der Schuttdecke zum Gletscherrand sowie zum Gletscherende hin (Kellerer-Pirklbauer, 2007, 2008). Im Bereich des schuttbedeckten Zungenteils ist die jährliche Ablation im Gegensatz zum relativ schutfreien linken Teil wesentlich geringer, was eine stetige Zunahme des Höhenunterschieds der beiden Gletscherteile in den letzten Jahrzehnten bewirkte (Avian und Bauer, 2006; Kellerer-Pirklbauer et al., 2008). Dies bedingt eine größere Gletschermächtigkeit sowie Gletscherausdehnung entlang der Talachse am schuttbedeckten Gletscherzungenteil (Abb. 1). Da die beiden Teilbereiche sowohl im Spektrum des sichtbaren Lichts als auch im Mikrowellen-Bereich unterschiedliches Reflexionsverhalten aufweisen, können diese sehr gut in den entsprechenden Fernerkundungsbildern abgegrenzt werden.

3. Methodik und Datengrundlage

3. 1. Radar mit synthetischer Apertur (SAR)

Radar-Systeme gliedern sich in zwei Gruppen: Systeme mit realer Apertur (= *RAR*, *Real Aperture Radar*) und Systeme mit synthetischer Apertur (= *SAR*, *Synthetic Aperture Radar*). SAR-Systeme erreichen eine deutlich höhere räumliche Auflösung als RAR-Systeme. Bei einem SAR werden in der Regel Amplitude (*amplitude*) und Phase (*phase*) des von der Erdoberfläche rückgestreuten Echos als komplexzahlige Messgrößen aufgezeichnet. Von den Daten-Providern werden im Allgemeinen diese Daten als Standardprodukte für die weitere Prozessierung zur Verfügung gestellt. Die Phase eines einzelnen SAR-Bildes hat wenig Aussagekraft. Es kann jedoch die Phasendifferenz von zwei rückgestreuten SAR-Echos, welche von ein und demselben Gebiet der Erdoberfläche stammen und unter geringfügig unterschiedlichen Satellitenpositionen aufgenommen wurden, zur Erzeugung eines digitalen Geländemodells (DGM) des „beleuchteten“ Geländestreifens ausgenutzt werden (Prati et al., 1992; Zebker et al., 1994a; Kenyi und Raggam, 1996). Diese Technik wird SAR-Interferometrie (= *INSAR*, *SAR-interferometry*) genannt und kann zur differentiellen SAR-Interferometrie (= *DINSAR*, *differential SAR-interferometry*) für die Messung von kleinen, im cm-Bereich liegenden Oberflächenbewegungen (durch Vergleich von Interferogrammen) über sehr große Flächen oder auch nur für einzelne Objekte erweitert werden (Gabriel et al., 1989).

3. 2. Differentielle SAR-Interferometrie (DINSAR)

Die gemessene INSAR-Phase ist einerseits von der Topographie des Geländes und andererseits von der nur in SAR-Blickrichtung wirkenden kohärenten, zwischen den beiden Aufnahmezeitpunkten erfolgten Verschiebung des Geländes abhängig. Die Grundidee der DINSAR-Technik liegt darin, die durch die Topographie verursachte Phase vom Gesamtanteil der Phase abzuspalten, um so den durch die Bewegung induzierten Phasenanteil zu erhalten. Bei der praktischen Durchführung müssen Rauschen und vom Ausbreitungsweg abhängige Phasenanteile berücksichtigt werden. Weitere Hinweise zur DINSAR-Technik können der Literatur (z. B. Gabriel et al., 1989; Massonet et al., 1993; Zebker et al., 1994b) entnommen werden. Die gemessene Phasendifferenz ϕ eines Zwei-Pass-Interferometers (*repeat orbit INSAR system*) kann gemäß (1) (vgl. Zebker et al., 1994b) durch

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r \quad (1)$$

dargestellt werden, wobei Δr die Differenz der entsprechenden Schrägentfernungen (*slant ranges*) ist. Die beobachtete Phasendifferenz setzt sich im Allgemeinen aus den in (2) angeführten Anteilen zusammen (vgl. Wegmueller und Strozzi, 1998):

$$\phi = \phi_{\text{Topographie}} + \phi_{\text{Bewegung}} + \phi_{\text{Rauschen}} + \phi_{\text{Atmosphäre}} + \phi_{\text{Prozessierung}} \quad (2)$$

Um den Phasenanteil der Verschiebung (= Bewegungskomponente in SAR-Blickrichtung) zu erhalten, müssen gemäß Gleichung (2) alle anderen Phasenanteile eliminiert werden.

- Der Rauschanteil der Phase setzt sich aus drei Komponenten zusammen: (i) dem thermischen Rauschen des Radarsystems, (ii) der Basislinien-Dekorrelation (zufolge unterschiedlicher Beobachtungs-Positionen der Aufnahmen) und (iii) der zeitlichen Dekorrelation (= Veränderung der Rückstreuungseigenschaften der Objekte zwischen den Aufnahmen). Das thermische Rauschen kann als vernachlässigbar gering angesehen werden, beeinflusst jedoch als stochastische Größe die Kohärenz. Die Basislinien-Dekorrelation kann durch geeignete Filterung (*spectral shift filtering*) reduziert werden. Die Szenendekorrelation ist der Zwei-Pass-Interferometrie inhärent und kann durch Auswahl geeigneter Bildpaare mit kleiner Zeit-Basis (*temporal baseline*) minimiert werden.
- Phasenfehler zufolge unterschiedlicher atmosphärischer Bedingungen der beiden Aufnahmen können im gegenständlichen Anwendungsbeispiel vernachlässigt werden, da die Größe des Untersuchungsgebietes kleiner ist als die durchschnittliche räumliche Ausdehnung von troposphärischen Veränderungen.
- Rauschen zufolge Fehler in der Datenprozessierung kann als Rauschen in den Daten interpretiert werden.

- Den größten Einflussfaktor auf die beobachtete Phasendifferenz stellt die Topographie (*topography*) des Geländes dar. Die interferometrische Phase des Geländes kann entweder über ein digitales Geländemodell oder durch ein weiteres Interferogramm mit einer relativ großen orthogonalen (normalen) Basislinie geschätzt werden.

Nach der Elimination der unerwünschten Phasenanteile kann die verbleibende Phase als Auswirkung einer Verschiebung/Bewegung der Geländeoberfläche betrachtet und gemäß (3) (vgl. Zebker et al., 1994b) dargestellt werden:

$$\phi_{\text{Bewegung}} = \frac{4\pi}{\lambda} \rho \quad (3)$$

Für den ERS SAR-Sensor (ERS-1/2 sind typengleich) gilt, dass ein Phasenzyklus von 2π einer Verschiebung der Geländeoberfläche (= kohärente Phasenzentrum) von 28 mm in SAR-Schrägdistanzdarstellung entspricht.

3. 3. ERS-1/2-Bilddaten

Im Jahre 2001 wurde bei der ESA (*European Space Agency*) ein *Category-1*-Projekt mit dem Titel „Revealing rock glacier movement using ERS D-InSAR data“ zur Genehmigung vorgelegt. Der Projektvorschlag wurde von den Gutachtern positiv bewertet und angenommen. Mit der Projektgenehmigung war der Bezug von maximal 20 ERS-SAR-Szenen zum Selbstkostenpreis verbunden. Diese kostengünstige Ankaufsmöglichkeit wurde ausgenutzt, indem 15 ERS-SAR-Szenen, welche vorwiegend die Schobergruppe und z. T. die Pasterze in der Glocknergruppe abdecken und gleichzeitig den interferometrischen Bedürfnissen entsprechen, angekauft wurden. Aus Kostengründen wurden neben ausgewählten SAR-Vollszenen (*SLC-I*) auch einige SAR-Viertelszenen (*SLC*) bestellt. Eine Zusammenstellung aller SAR-Bilddaten ist in der Tabelle 1 gegeben.

Die interferometrische Prozessierung beschränkte sich auf jene fünf SAR-Bildpaare mit möglichst kleiner effektiver Basislinie (*normal baseline*). Das Zeitintervall zwischen den beiden Aufnahmen der jeweiligen Bildpaare betrug entweder einen Tag (ERS-1/2 Tandem-Mission) oder fast ein Jahr (315 bzw. 350 Tage). Die Aufgabenstellung bestand darin, Oberflächendeformationen bzw. -bewegungen in der Schober- und Glocknergruppe mittels differentieller SAR-Interferometrie (DINSAR) zu detektieren. Mit den vorliegenden SAR-Bilddaten konnte jedoch die erhoffte Detektion von kleinsten Oberflächenveränderungen – insbesondere die Erfassung der Bewegung des Blockgletschers im Hinteren Langtalkar (vgl. dazu Bewegungsmessungen vom Dösener Blockgletscher in Kenyi und Kaufmann, 2003) sowie der kleinflächigen Gletscher in der Schobergruppe – nicht erfolgreich realisiert werden. Dafür gibt es zwei Gründe:

- (1) Die „eintägigen“ Interferogramme der Tandem-Mission können die Kinematik des Blockgletschers Hinteres Langtalar, aber auch jene aller anderen Blockgletscher und Gletscher in der Schobergruppe, welche mittlere jährliche Bewegungsraten im Zentimeter- bis Meterbereich aufweisen (Jahresbewegung des größten Gletschers in der Schobergruppe, dem Gößnitzkees, ca. 30–60cm/Jahr; Kaufmann und Ladstädter, 2004) nicht nachweisen, da das Signifikanzniveau der DINSAR-Analyse bei Einzelauswertungen von ERS-Bildpaaren im Allgemeinen bei ca. ± 7 mm Verschiebung des kohärenten Phasenzentrums in SAR-Blickrichtung (*radar line-of-sight*) liegt. Dies entspräche einer horizontalen Gesamtjahresbewegung von ca. 6,6 m (bei ebenem Gelände).
- (2) Bei einem Zeitraum von nahezu einem Jahr zwischen den einzelnen SAR-Aufnahmen wird trotz sonstiger optimaler Bedingungen (Trockenheit, keine Schneefelder, keine atmosphärischen Störungen) auch bei Blockgletschern keine ausreichende Szenenkohärenz mehr gegeben sein. Die Kohärenz der SAR-Signale wird durch die differentielle Bewegung der Felsblöcke der Blockgletscheroberfläche empfindlich gestört. Dies gilt im besonderen Maße auch für den aktiven Blockgletscher Hinteres Langtalar, dessen Oberfläche sich im unteren Zungenbereich durch Massenbewegungen ständig verändert.

Tabelle 1: ERS-1/2-Radarbilddaten des weiteren Untersuchungsgebietes (SLC = *Single Look Complex*; SLC = Vollszene (100 km \times 100 km), SLC-I = Viertelszene (50 km \times 50 km). Die beiden in Fett hervorgehobenen Radarbilddaten konnten für die Bewegungsuntersuchung an der Pasterze verwendet werden (vgl. Tabelle 2).

Sensor	Orbit	Szene	Datum	Typ
ERS-1	20887	0941 ascending	13.7.1995	SLC-I
ERS-2	01214	0941 ascending	14.7.1995	SLC-I
ERS-1	21152	2655 descending	1.8.1995	SLC-I
ERS-2	01479	2655 descending	2.8.1995	SLC-I
ERS-1	21424	2655 descending	20.8.1995	SLC
ERS-2	01751	2655 descending	21.8.1995	SLC
ERS-2	13002	2655 descending	15.10.1997	SLC-I
ERS-2	17511	2655 descending	26.8.1998	SLC-I
ERS-1	41693	2655 descending	6.7.1999	SLC
ERS-2	22020	2655 descending	7.7.1999	SLC
ERS-1	42194	2655 descending	10.8.1999	SLC-I
ERS-2	22521	2655 descending	11.8.1999	SLC-I
ERS-2	28032	2655 descending	30.8.2000	SLC
ERS-2	33042	2655 descending	15.8.2001	SLC
ERS-2	33543	2655 descending	19.9.2001	SLC-I

Da Gletscheroberflächen im Allgemeinen schon nach wenigen Tagen völlig dekorrelierte SAR-Signale liefern (vgl. dazu auch Rott und Siegel, 1997 sowie Nagler et al., 2002), kann eine Bewegungsdetektion bzw. -messung aus zeitlich länger, z. B. 35 Tage, auseinander liegenden SAR-Bilddaten mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht erfolgreich durchgeführt werden. Einjährige SAR-Interferogramme sind in jedem Fall für Geschwindigkeitsmessungen von Gletschern ungeeignet. Bei dem schneller fließenden Pasterzen Gletscher im Nahbereich der Schobergruppe konnte in einem der drei eintägigen SAR-Interferogramme (siehe Tabelle 2) hohe Kohärenz ermittelt werden. Rott und Siegel (1997), Nagler et al. (2002) sowie Gutjahr et al. (2004) berichten über die erfolgreiche Anwendung der DINSAR-Methode am Hintereisferner (Öztaler Alpen). Die genannten Autoren weisen aber auch auf Schwierigkeiten und Einschränkungen von DINSAR (ERS-1/2 SAR-Bilddaten wurden in diesen Studien ausgewertet) im Hochgebirge hin. Wichtig ist auch die Tatsache, dass am Hintereisferner nur Winteraufnahmen ausgewertet wurden. Der Hintereisferner ist für die Fragestellung dieses Beitrages auch deshalb sehr interessant, weil er glazialmorphologisch der Pasterze sehr ähnlich ist. Beim Hintereisferner wurden in optimaler Weise ERS-1/2 SAR-Bilder von *ascending* Orbits ausgewertet; bei der Pasterze standen jedoch nur die für eine Bewegungsmessung geometrisch ungünstigeren Radarbilder von *descending* Orbits zur Verfügung.

3. 4. DINSAR-Prozessierung

Die interferometrische Prozessierung der ausgewählten SAR-Bildpaare erfolgte mit der Software RSG² (Remote Sensing Software Graz) am Institut für Digitale Bildverarbeitung, Joanneum Research, Graz. Das eingesetzte Softwarepaket stellt ein Zusatzmodul des Bildverarbeitungssystems ERDAS Imagine dar. Die Abfolge der einzelnen Arbeitsschritte entspricht der in der Literatur (siehe oben) beschriebenen klassischen interferometrischen Prozessierungskette:

1. Koregistrierung der beiden Datensätze (Referenz- und Vergleichsbild) eines Bildpaares mit hoher Genauigkeit (1/30 Pixel);
2. Entzerrung (Resampling) des Vergleichsbildes (= zweite SAR-Szene) auf die Geometrie des Referenzbildes (= erste SAR-Szene);
3. Berechnung der interferometrischen Phase mit *Multilook*-Bildung. Die Anzahl der *Looks* in Azimut-Richtung wurde mit 5 gewählt, um eine resultierende SAR-Bodenauflösung von ca. 20 m × 20 m zu erhalten. Es wurde davon ausgegangen, dass mit dieser Auflösung Blockgletscher bzw. Gletscher kleiner Größe (20 Hektar) noch gut aufzulösen sind;

² Joanneum Research: RSG in ERDAS IMAGINE, Tour Guide, Version 2.0 & Field Guide, Version 1.0, 1997.

4. Messen von Passpunkten für die Neuberechnung der Bahn- und Abbildungsparameter;
5. Elimination der durch die Topographie induzierten Phase (= Erstellen des differentiellen Interferogramms);
6. Phase-Unwrapping;
7. Geokodierung;
8. Skalierung der Phasenwerte in äquivalente Verschiebungswerte, z. B. in cm-Werte.

Ad. Pkt. 6: Durch Anwendung eines Phase-Unwrapping-Algorithmus (*Brunch-Cut-Methode*) konnte die Phasemehrdeutigkeit des (relativen) SAR-Interferogramms vom 20.8.1995–21.8.1995 aufgelöst werden. An dieser Stelle muss angemerkt werden, dass das Berechnen der Phasenambiguitäten für bewegtes Gelände und besonders für gebirgige Bereiche ein äußerst schwierig zu lösendes Problem darstellt. Oftmals kann das Phase-Unwrapping nur für kleine Geländebereiche erfolgreich durchgeführt werden (Strozzi et al., 2003). Durch ungünstige Fehlerfortpflanzung kann es mitunter zu grob falschen Ergebnissen kommen. Einzelne SAR-Interferogramme sind daher stets mit entsprechender Vorsicht zu interpretieren. Eine gesicherte Interpretation kann im Allgemeinen nur durch eine Zeitreihenanalyse von vergleichbaren Interferogrammen ermöglicht werden.

Ad. Pkt. 7: Die fünf differentiellen SAR-Interferogramme wurden mit Hilfe eines digitalen Geländemodells in die Kartengeometrie der Österreichischen Karte 1:50.000 entzerrt. Somit konnten die einzelnen Interferogramme nicht nur bildpunktweise miteinander, sondern auch mit anderen geokodierten Datensätzen, wie z. B. Orthophotos (vgl. Abb. 7) oder dem ERS SAR-Amplitudenbild, geometrisch verknüpft werden.

Ad. Pkt. 8: Da die absoluten Phasenwerte wenig aussagekräftig sind, wurden diese in äquivalente, metrische Verschiebungswerte umgerechnet. Ein Phasenzyklus von 2π entspricht einer Verschiebung der Geländeoberfläche von 28 mm in SAR-Blickrichtung. Eine Kalibrierung der so ermittelten Verschiebungswerte bezüglich eines unbekanntem Nullpunkts erfolgte über einen stabilen Hangbereich unterhalb des Fuscherkarkopfs (vgl. Abb. 5). Das Resultat ist ein farbkodiertes Oberflächendeformationsbild (vgl. Abb. 6).

4. Ergebnisse und Interpretation

Das Studiengebiet der Pasterze ist als SAR-Amplitudenbild des Orbit-Bildpaares 20.8.1995–21.8.1995 in Abbildung 3 graphisch dargestellt. Abbildung 4 zeigt diesen Bildausschnitt geokodiert sowie im Detail. Von den in Tabelle 2 angeführten interferometrischen Bildpaaren zeigt nur jenes vom 20.8.1995–21.8.1995 (Tandem-Mission) ausreichende Szenenkohärenz, und hierbei auch nur für die unterhalb des Hufeisenbruchs (siehe Abb. 2) gelegene Gletscherzunge (Abb. 5). Da die vorliegen-



Abb. 2: Die Pasterze und ihre Umgebung im Jahr 2006; Blick nach West. Bemerkenswert sind die kontinuierliche (geschlossene) supraglaziale Schuttdecke auf der orographisch rechten Seite der Gletscherzunge, der gerade noch als Nunatak ausgeprägte Kleine Burgstall sowie der mit Felsfenster durchsetzte Eisbruch („Hufeisenbruch“). Zwei der drei in Abb. 1 verorteten Querprofile mit jährlichen Bewegungsmessungen sind eingezeichnet (Photo: A. Kellerer-Pirklbauer, 1.9.2006).

den SAR-Bilddaten von *descending* Orbits aufgenommen wurden, sind die Geländebereiche Hufeisenbruch, Pasterzenboden (~Akkumulationsgebiet der Pasterze) und Ostseite des Kammverlaufs Eiskögele, Großglockner, Schwerteck aufgrund der für Radar typischen Abbildungsgeometrie im Bild sehr stark verkürzt bzw. „umgeklappt“. Durch Mehrfachüberlagerungen (*Layover*) von SAR-Signalen sind auch die äußersten Bereiche der Gletscherzunge auf der schuttbedeckten rechten Seite betroffen. Die von Layover-Effekten beeinflussten Geländebereiche sind für eine interferometrische Auswertung ungeeignet (vgl. dazu auch Abb. 5). ERS SAR-Bilddaten von *ascending* Orbits wären für ein Pasterzen-Monitoring besser geeignet (vgl. Beispiel Hintereisferner, Kap. 3.3).

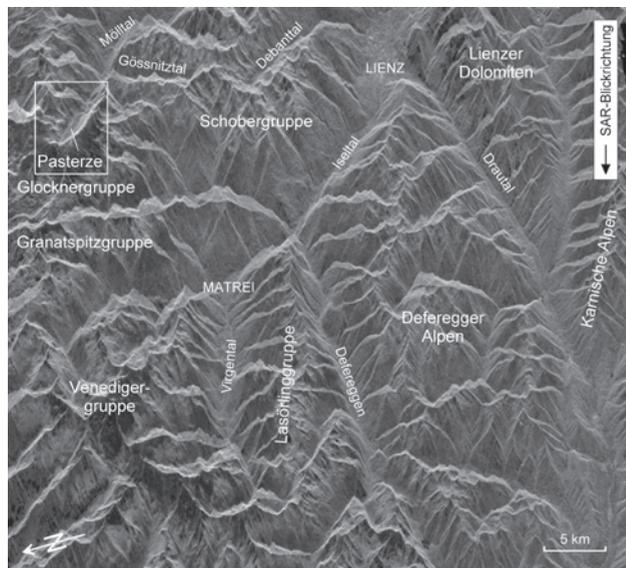
Bei den einjährigen Interferogrammen (vgl. Tabelle 2; Nr. 4 und 5) war nahezu keine Szenenkohärenz mehr gegeben. Aus den beiden eintägigen Interferogrammen geringer Kohärenz (vgl. Tabelle 2; Nr. 1 und 3) können folgende zwei Schlüsse gezogen werden: (1) Die orographisch linke Begrenzung der Gletscherzunge bildet sich

in den beiden differentiellen SAR-Interferogrammen verhältnismäßig scharf ab, da die Kohärenz der benachbarten, unvergletscherten Gebiete wesentlich größer ist als im Vergleich zum Gletscher. Dies bedeutet, dass damit eine Trennung zwischen Gletscher und nicht vergletschertem Gebiet – zumindest im Zungenbereich der Pasterze – möglich war. (2) Durch Vergleich mit dem Farbothophoto konnte weiters festgestellt werden, dass der schuttbedeckte rechte Teil der Gletscherzunge weniger schnell dekorreliert als der angrenzende ausgeaperte Blankeisbereich.

Tabelle 2: ERS-1/2 SAR-Bildpaare für die interferometrische Prozessierung. Bei den aufgelisteten interferometrischen Bildpaaren zeigte nur jenes vom 20.8.1995–21.8.1995 (Tandem-Mission) ausreichende Szenenkohärenz, und zwar nur für die unterhalb des Hufeisenbruchs gelegene Gletscherzunge.

Orbit-Bildpaar	parallele Basiskomponente (m) (parallel baseline)	orthogonale Basiskomponente (m) (normal baseline)	Zeitunterschied (Tage) (temporal baseline)
(1) 1.8.1995–2.8.1995	–18	–52	1
(2) 20.8.1995–21.8.1995	40	–89	1
(3) 6.7.1999–7.7.1999	45	85	1
(4) 15.10.1997–26.8.1998	49	153	315
(5) 30.8.2000–15.8.2001	–77	–20	350

Abb. 3: ERS SAR-Amplitudenbild (ca. 50 km × 50 km, SAR-Viertelszene, Schrägdistanzdarstellung) des Orbit-Bildpaares (20.8.–21.8.1995). Die Amplitude des rückgestreuten Radarechos ist als Grauton dargestellt. Um einen orthoskopischen Raumeindruck des aufgenommenen Geländes zu erhalten, muss bei der Bildbetrachtung die SAR-Blickrichtung stets zum Betrachter orientiert sein. Das Untersuchungsgebiet mit der Pasterze ist mit einem weißen Rahmen gekennzeichnet (vgl. dazu Abb. 4).



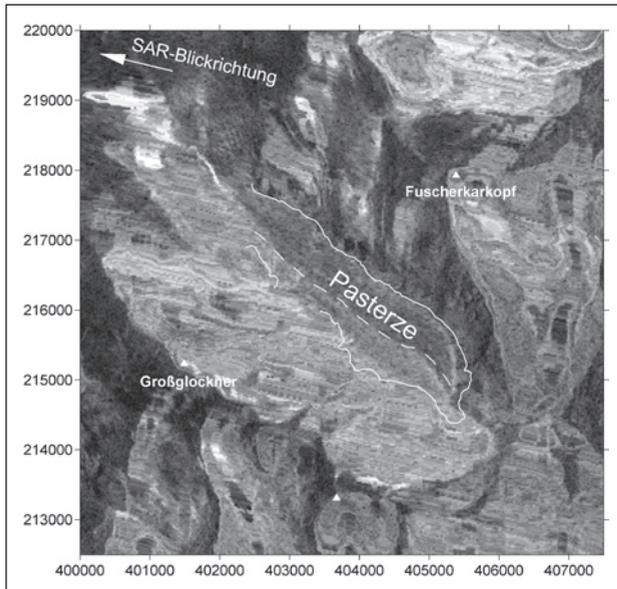


Abb. 4: Geokodiertes ERS SAR-Amplitudenbild des Orbit-Bildpaares 20.8.–21.8.1995. SAR-Echos im Overlay-Bereich werden in SAR-Blickrichtung „aufgedehnt“ und stellen daher keine sinnvolle Information dar.

Abbildung 6 zeigt die Oberflächenverschiebung der Pasterze für den eintägigen Zeitraum 20.8.1995–21.8.1995. Die maximalen Verschiebungswerte in SAR-Blickrichtung liegen bei ca. 40–45 mm/Tag. Für die Ermittlung von dreidimensionalen Verschiebungsvektoren bzw. von Fließgeschwindigkeiten müssen weitere Zusatzinformationen vorhanden sein (Joughin et al., 1998; Mohr et al., 2003). Im Allgemeinen benötigt man mindestens zwei Interferogramme von sich kreuzenden Orbits (= *ascending* und *descending* Orbits) und eine Annahme über das Fließverhalten des Gletschers wie z. B. oberflächenparalleles Fließen, um die drei Komponenten des Verschiebungsvektors berechnen zu können. Im gegenständlichen Fall kann für eine erste Abschätzung – die Fließrichtung der Pasterze ist näherungsweise parallel zur SAR-Blickrichtung – auf eine komplementäre SAR-Aufnahmegeometrie verzichtet werden. Somit muss nur noch über eine Zusatzinformation(-bedingung) zur Lösung der dritten Komponente des Bewegungsvektors verfügt werden.

Für die Darstellung der Fließgeschwindigkeit in Abbildung 7 wurde oberflächenparalleles Fließen bei einer mit 4° geneigten Geländeoberfläche angenommen. Aus der errechneten Tagesbewegung wurde ein Jahreswert geschätzt, um einen aussagekräftigeren Vergleichswert zu erhalten. Hierzu muss jedoch betont werden, dass die Gletschergeschwindigkeit übers Jahr starken Schwankungen unterliegen kann, was vorwiegend hydrologisch (d. h. Vorhandensein und Druckverhältnisse von sub- und englazialen Schmelzwässern) – und damit in Folge stressverteilungsbedingt – erklärbar ist (Benn und Evans, 1998: S. 166–169). Unter den gegebenen Annahmen kann für das Jahr 1995 mit einer horizontalen Fließgeschwindigkeit des Gletschers von

Abb. 5: Geokodiertes differentielles SAR-Interferogramm des Orbit-Bildpaares 20.8.–21.8.1995. Für einen Großteil der Pasterzen-Zunge unterhalb des Hufeisenbruchs ist Szenenkohärenz gegeben. Layover-Bereiche können interferometrisch nicht sinnvoll ausgewertet werden. Die gemessene Phasendifferenz (modulo 2π) spiegelt die Geländeverschiebung in SAR-Blickrichtung wider. Markante Phasenunterschiede im Betrag von etwa einem halben Phasenzyklus sind unterhalb des Fuscherkarkopfs zu erkennen. Die Ursachen hierfür sind in kleinen Modellierungsfehlern der SAR-spezifischen Abbildungsgeometrie und in Ungenauigkeiten des für die Modellierung der Topographie verwendeten digitalen Höhenmodells zu suchen.

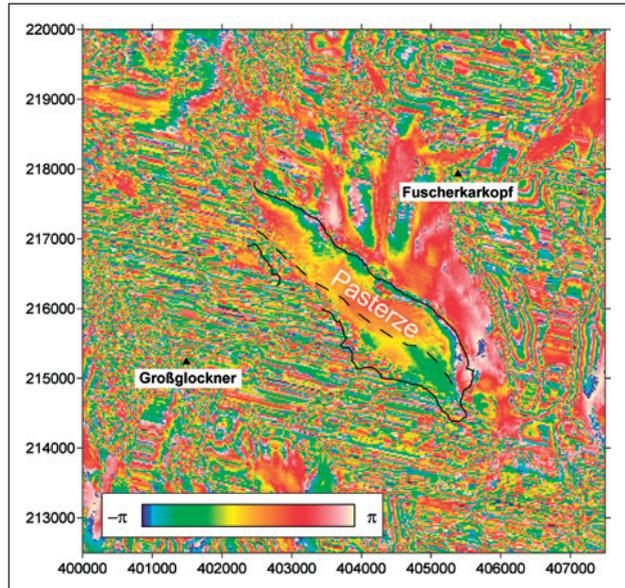
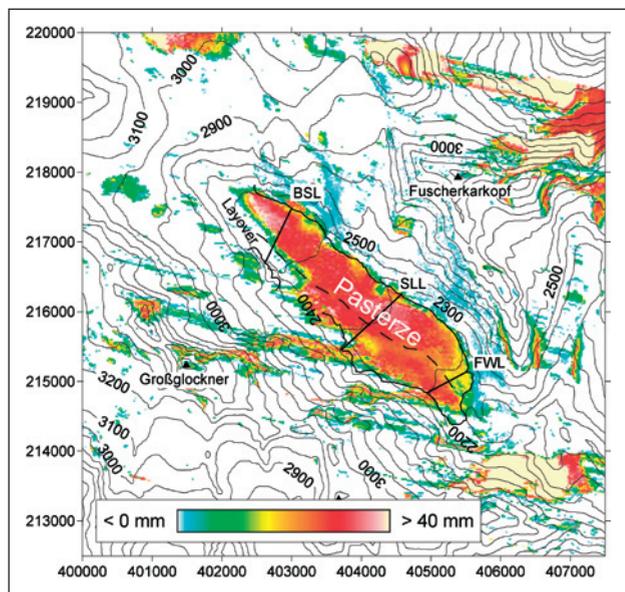


Abb. 6: Geokodiertes differentielles SAR-Interferogramm des Orbit-Bildpaares 20.8.–21.8.1995. Die gemessenen Phasendifferenzen wurden durch einen Unwrapping-Prozess (Brunch-Cut-Methode) von der Phasenmehrwertigkeit befreit und in weiterer Folge in äquivalente Verschiebungswerte (mm-Beträge) umgerechnet. Als Referenzfläche für die Kalibrierung der interferometrischen Relativmessung wurden stabile Bereiche unterhalb des Fuscherkarkopfs gewählt.



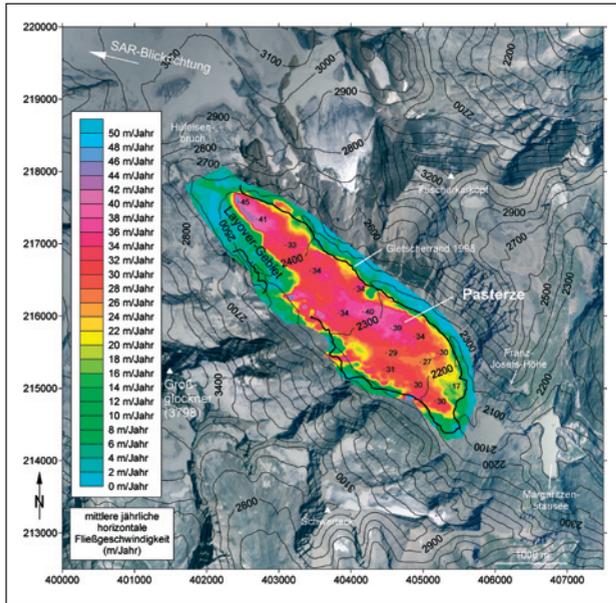


Abb. 7: Die geschätzte mittlere horizontale Jahresfließgeschwindigkeit der Pasterze abgeleitet aus dem eintägigen ERS-1/2 Interferogramm für den Zeitraum 20.8.1995–21.8.1995 ohne Berücksichtigung des Einflusses der Ablation. Die Neigung der Gletscheroberfläche im gesamten Zungenbereich wurde mit 4° angenommen. Weiters wurde oberflächenparalleles Fließen vorausgesetzt. Eisschmelze von 1 cm/Tag verringert die ermittelte Fließgeschwindigkeit um 10,3 m/Jahr. Für den Beobachtungszeitraum wird eine Ablation der Pasterzenzunge von 2 cm/Tag angenommen. Die Unsicherheit des Ablationswertes kann mit ± 1 cm/Tag

abgeschätzt werden. Im Hintergrund Orthophotos vom August 1998 (© Nationalpark Hohe Tauern).

höchstens 45–50 m/Jahr unterhalb des Hufeisenbruchs ausgegangen werden, was den Ergebnissen der Gletschermessungen im Haushaltsjahr 1994–1995 (Lieb, 1995) entspricht.

5. Diskussion

Die gemessene Verschiebung der Gletscheroberfläche in SAR-Blickrichtung hängt in den Sommermonaten (1) einerseits von der Fließgeschwindigkeit und (2) andererseits von der Intensität der Eisschmelze ab (vgl. Abb. 7). Strain-Effekte, wie z. B. Dehnung und Stauchung, seien hier nicht berücksichtigt.

Die durch Eisschmelze verursachte Höhenänderung der Gletscheroberfläche kann – bei ausreichender Kohärenz – eine beträchtliche Phasenänderung verursachen, da bei den ERS-Satelliten aufgrund des steilen Blickwinkels der SAR-Antenne (23° steiler Einfallswinkel der Radarkeule zur Erdoberfläche) die interferometrische Messung besonders empfindlich auf vertikale Höhenänderungen der kohärenten Phasenzentren ist.

Da sich die Auswirkungen von (1) und (2) im Messsignal additiv überlagern, kann aus dem Messwert nicht auf die Einzelbeiträge von (1) und (2) rückgeschlossen werden. Die Fließgeschwindigkeit kann nur dann berechnet werden, wenn die Höhen-

änderung bekannt ist oder im besten Fall Null ist. Da die Eisdickenänderung eine für kurze Beobachtungsintervalle schwer zu messende Größe darstellt, kann daher im Allgemeinen – zumindest für die Sommermonate – die Fließgeschwindigkeit von Gletschern aus SAR-Interferogrammen nicht einfach abgeleitet werden. Neue Lösungsvorschläge wurden bei einem inzwischen abgeschlossenen EU-Projekt³ (Sharov und Jackson, 2007) durch ein internationales Konsortium von Experten unter der Leitung von Joanneum Research erarbeitet. Unter anderem wurde versucht, die zeitlich variable Ablation durch gleichzeitige Altimetermessungen und Laserscanning oder auch durch ein empirisches Gradtag-Modell (Grundlagen in Hock, 2003; praktische Durchführung in Rott et al., 2007b) zu erfassen.

Eine Eisschmelze von 1 cm/Tag verursacht – rein rechnerisch – eine scheinbare Änderung der horizontalen Fließgeschwindigkeit im Endergebnis von ca. 10,3 m/Jahr. Aus der ermittelten Eisdickenänderung der Messprofile für den Beobachtungszeitraum 1994–1995 (Lieb, 1995; G. K. Lieb, mündl. Mitteilung) kann eine mittlere tägliche Ablation von max. 2–3 cm geschätzt werden. Es ist jedoch davon auszugehen, dass die Gletscherschmelze im Beobachtungszeitraum 20.8.1995–21.8.1995 geringer war als der vorhin angegebene Schätzwert, da eine hohe Szenenkohärenz nur bei stabilen Oberflächenverhältnissen, d. h. bei geringer Ablation, möglich ist. Insbesondere führt oberflächliches Schmelzwasser zu verstärkter Dekorrelation der SAR-Signale, was in diesem Beispiel nicht der Fall war. Auf Basis von Temperaturdaten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (A. Studeregger, schriftl. Mitteilung) der Station Sonnblick (3106 m, 16 km östlich der Pasterze) und unter Verwendung eines feuchtadiabatischen Temperaturgradienten von 0,5°C/100 m, wurden die ungefähren thermalen Bedingungen im Zeitraum der Radarmessungen im Bereich unterhalb des Hufeisenbruchs (~2400 m) rechnerisch ermittelt. Die Ergebnisse zeigen, dass die Tagesmitteltemperatur des Zeitraumes 19. bis 21.8.1995 zwischen 5,0 und 5,5 °C lag. Die geodätischen Messungen 1994–1995 ergaben an der Seelandlinie einen maximalen Bewegungsbetrag von 22,2 m/Jahr und an der Freiwandlinie 8,8 m/Jahr. Bei einem geschätzten Ablationswert von 2 cm/Tag würde das interferometrische Messergebnis mit jenem der traditionellen Vermessung keinen Widerspruch ergeben.

Die tägliche Ablation kann aber auch über das vorhin erwähnte Gradtag-Modell gut abgeschätzt werden. Kuhn (schriftl. Mitteilung, 2009) gibt einen DDF (degree-day factor) von 6 mm °C⁻¹ d⁻¹ für die Pasterze an. Für die bereits mitgeteilte Tagesmitteltemperatur von 5 °C berechnet sich ein Ablationswert von 3 cm pro Tag. Dieser Wert steht im Einklang mit den Angaben von Lieb. Die nach der Gradtag-Methode berechneten Ablationswerte sind jedoch zufolge unzureichender Modellierung des Einflusses von Schuttbedeckung, Geländeexposition, Windeinwirkung, Höhenlage und anderen Faktoren mit einer entsprechenden Unsicherheit versehen. Für das gegenständliche Beispiel kann wohl von einer Unsicherheit von ±1 cm ausgegangen werden, was

³ INTEGRAL (<http://dib.joanneum.at/integral>).

eine Unsicherheit in der Ermittlung der jährlichen Gletscherfließgeschwindigkeit von $\pm 10,3$ m/Jahr ergeben würde.

Ob eine Extrapolation der ermittelten Tagesbewegung auf ein Jahr zulässig ist, sei dahingestellt. In den Wintermonaten gibt es keine Ablation und es kann daher bei entsprechend stabilen Oberflächenverhältnissen (kein Neuschnee, kein nasser Schnee, keine Schneedrift) unter den schon angesprochenen Prämissen die Fließgeschwindigkeit ermittelt werden.

Einen weiteren Unsicherheitsfaktor stellt die Genauigkeit des digitalen Geländemodells, welches zur Abschätzung der topographischen Phase benötigt wird, dar. Auf eine nähere Darstellung dieses Sachverhalts wird hier verzichtet und stattdessen auf Gutjahr et al. (2004) verwiesen.

6. Resümee

Die Fließgeschwindigkeit von Alpengletschern kann durch interferometrische Analyse von ERS-1/2 SAR-Bilddaten unter bestimmten Voraussetzungen sehr genau und auch flächendeckend gemessen werden. Eine wichtige Voraussetzung ist die Kohärenz der SAR-Signale. Da sich aufgrund der physikalischen Natur des Eises, des Fließvorgangs und der Witterungseinflüsse (Sonneneinstrahlung, Regen, Schnee) die Oberflächeneigenschaften des Gletschers ständig ändern können, ist die erfolgreiche Anwendung der satellitengestützten Radar-Interferometrie an Voraussetzungen geknüpft. Im gegenständlichen Beitrag wurden nur SAR-Szenen der Sommermonate – speziell ausgerichtet auf die Bedürfnisse der Blockgletscherbeobachtung – berücksichtigt. Somit schied schon eine Großzahl von interferometrischen Bildpaaren durch fehlende Szenenkohärenz für die Gletscheranalyse aus. Unter gewissen Voraussetzungen wie z. B. bei geringer Ablation kann jedoch auch Kohärenz über Blankeis gewahrt bleiben. Aufgrund der schnellen Dekorrelation von Gletscheroberflächen eignen sich prinzipiell nur SAR-Bilddaten der sog. Tandem-Mission, welche in einem Zeitintervall von einem Tag aufgenommen wurden, für die Auswertung. Die physikalisch-geometrische Deutung des interferometrischen Messergebnisses ist – zumindest für Messungen in der Ablationszeit – relativ schwierig, da die Auswirkungen der Eisdickenänderung und der Fließbewegung des Gletschers auf die gemessene Phasendifferenz nicht unabhängig voneinander bestimmt werden können. Aus diesem Grund und auch wegen der höheren Kohärenzwahrscheinlichkeit sollte man nur SAR-Szenen der Wintermonate für eine DINSAR-Analyse heranziehen. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass sich Winteraufnahmen nicht für ein Blockgletscher-Monitoring eignen.

Bei ESR-1/2 erschwert die für Hochgebirgsanwendungen äußerst ungünstige SAR-Geometrie die DINSAR-Auswertung. Im Speziellen stellt das Phase-Unwrapping eine große rechentechnische Herausforderung dar. Die erfolgreiche Durchführung beschränkt sich oft nur auf kleine Gebiete, um systematische Fehler zu vermeiden. Hat die Gletscherbeobachtung mittel DINSAR im arktischen Raum nahezu operationellen

Charakter erreicht, ist ihre Anwendung in Gebieten mit hoher Reliefenergie, wie z. B. in den Alpen, den Anden oder im Himalaya, nur erschwert durchführbar. Schließlich muss bei der Bewertung der Anwendbarkeit von ERS-1/2 SAR-Bilddaten im Gletscher-Monitoring auch darauf hingewiesen werden, dass der SAR-Sensor primär für ozeanische Anwendungen konzipiert wurde.

7. Dank

Diese Studie wurde vom Kärntner Nationalparkfonds sowie vom Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (FWF) finanziell unterstützt. Die Autoren bedanken sich für die konstruktiven Anmerkungen von einem anonymen Begutachter sowie für die fachliche Diskussion mit Dr. Karlheinz Gutjahr, Joanneum Research.

8. Literaturverzeichnis

- Avian, M. und A. Bauer, 2006: First Results on Monitoring Glacier Dynamics with the Aid of Terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria). In: *Proceedings of 8th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography* (V. Kaufmann und W. Sulzer, Eds.), La Paz (Bolivia) (= *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 41), 27–36.
- Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A., Proske, H., Wack R. und A. Bauer, 2007: Assessment of Landscape Changes using High Resolution LiDAR Data: The Proglacial Area of Pasterze Glacier and the DGSD of Zintlwald as Recent Examples in the Eastern Alps. In: *Geomorphology for the Future – Conference Proceedings* (A. Kellerer-Pirklbauer, M. Keiler, C. Embleton-Hamann und J. Stötter, Eds.), Innsbruck University Press, Innsbruck, 57–64.
- Benn, D. I. und D. J. A. Evans, 1998: *Glaciers and Glaciation*, Arnold, London, 734 S.
- DAV, 2006: Alpenvereinskarte Glocknergruppe, 9. Ausgabe, Deutscher Alpenverein, Maßstab 1:25.000.
- Gabriel, A. K., Goldstein, R. M. und H. A. Zebker, 1989: Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B7): 9183–9191.
- Geist, T. und J. Stötter, 2003: First results on airborne laser scanning technology as a tool for the quantification of glacier mass balance. In: *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space* (Z. Bochenek, M. Braun, P. Gudmandsen, J. Populus und S. Wunderle, Eds.), Bern, Switzerland, EARSeL eProceedings 2 (1): 7 S.
- Gutjahr, K., Raggam, H. und M. Franke, 2004: Potentials and limitations of Alpine glacier monitoring using differential SAR interferometry. In: *Proceedings of 4th Int. Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications* (H. Rott und T. Nagler, Eds.) Innsbruck, Austria, S. 148–155.
- Hock, R., 2003: Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282 (2003): 104–115.
- Joughin, I. R., Kwok, R. und M. A. Fahnestock, 1998: Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36 (1): 25–37.

- Kääb, A., 1996: *Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrostbedingter Naturgefahren im Hochgebirge*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 145, ETH Zürich, 182 S.
- Kääb, A., 2005: *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie und Geomorphodynamik, 48, Univ. Zürich, 264 S.
- Kaufmann, V. und R. Ladstädter, 2004: Terrestrisch-photogrammetrische Dokumentation des Gletscherrückgangs am Gössnitzkees (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern). In: *Pangeo Austria 2004* (B. Hubmann und E. Pilller, Eds.), Beitragskurzfassungen, Ber. Inst. Erdwiss., Karl-Franzens-Universität Graz, 9, 204–207.
- Kaufmann, V. und R. Ladstädter, 2005: Glacier monitoring by means of terrestrial photogrammetry: A case study in the Hohe Tauern National Park. In: *Proceedings of the 3rd Symposium of the Hohe Tauern National Park for Research in Protected Areas* (K. Bauch, Ed.), 15–17 September 2005, Kaprun, Austria, 91–95.
- Kellerer-Pirklbauer, A., 2007: Thickness Variations of the Supraglacial Debris Cover of Pasterze Glacier, Austria. In: *Geomorphology for the Future – Conference Proceedings* (A. Kellerer-Pirklbauer, M. Keiler, C. Embleton-Hamann und J. Stötter, Eds.), Innsbruck University Press, Innsbruck, 121–128.
- Kellerer-Pirklbauer, A., 2008: The Supraglacial Debris System at the Pasterze Glacier, Austria: Spatial Distribution, Characteristics and Transport of Debris. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 52 (1): 3–25.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G. K., Avian, M. und J. Gspurning, 2008: On the recent response of partially debris-covered valley glaciers to climate change: The example from the Pasterze Glacier, Austria. *Geografiska Annaler*, 90 A (4): 1–17.
- Kenyi, L. W. und V. Kaufmann, 2003: Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost* (M. Phillips, S. M. Springman and L. U. Arenson, Eds.), Zurich, Switzerland, Vol. 1, Swets & Zeitlinger Publishers, 537–541.
- Kenyi, L. W. und H. Raggam, 1996: Accuracy assessment of interferometrically derived DTMs. In: *Proceedings of ESA FRINGE '96 Workshop on ERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, 51–56.
- Kwok, R. und M. A. Fahnestock M. A., 1996: Ice sheet motion and topography from radar interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34 (1): 189–200.
- Lieb, G. K., 1994: Gletschermessungen an der Pasterze und in deren Umgebung (Glocknergruppe) im Jahr 1994. Unveröffentlichter Gletschermessbericht, Karl-Franzens-Universität Graz, 10 S.
- Lieb, G. K., 1995: Gletschermessungen an der Pasterze und in deren Umgebung (Glocknergruppe) im Jahr 1995. Unveröffentlichter Gletschermessbericht, Karl-Franzens-Universität Graz, 8 S.
- Lieb, G. K., 2004: Die Pasterze – 125 Jahre Gletschermessungen und ein neuer Führer zum Gletscherweg. *Grazer Mitteilungen der Geographie und Raumforschung*, 34: 3–5.
- Lieb, G. K., 2006: Gletschermessungen an der Pasterze und in deren Umgebung (Glocknergruppe) im Jahr 2006. Unveröffentlichter Gletschermessbericht, Karl-Franzens-Universität Graz, 12 S.
- Massonet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. und T. Rabaute, 1993: The displacement field of Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature* 364: 138–142.
- Mattar, K. E., Vachon, P. W., Geudtner, D., Gray, A. L., Cumming, I. G. and M. Brugman, 1998: Validation of alpine glacier velocity measurements using ERS Tandem-Mission SAR Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36 (3): 974–984.

- Mohr, J. J., Reeh, N. und S. N. Madsen, 2003: Accuracy of three-dimensional glacier surface velocities derived from radar interferometry and ice-sounding radar measurements. *Journal of Glaciology*, 49 (165): 210–222.
- Nagler, T., Mayer, C. und H. Rott, 2002: Feasibility of DINSAR for mapping complex motion fields of Alpine ice- and rock glaciers. In: *Proceedings of 3rd Int. Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*, Sheffield, U.K., ESA-SP475, 377–382.
- Oerlemans, J., 2001: *Glaciers and Climate Change*. Swets & Zeitlinger BV, Lisse, 148 S.
- Prati, C., Rocca, F. und A. Monti-Guarnieri, 1992: SAR interferometry experiments with ERS-1. In: *Proceedings of the First ERS-1 Symposium*, Cannes, France, 211–218.
- Reeh, N., Mohr, J. J., Madsen, S. N., Oerter, H. und N. S. Gundestrup, 2003: Three-dimensional surface velocities of Storstrømmen glacier, Greenland, derived from radar interferometry and ice-sounding radar measurements. *Journal of Glaciology*, 49 (165): 201–209.
- Rott, H. und A. Siegel, 1997: Glaciological studies in the Alps and in Antarctica using ERS interferometric SAR. In: *Proceedings of ESA FRINGE '96 Workshop on ERS SAR Interferometry*, Zurich, Switzerland, 149–159.
- Rott, H., Nagler, T., Malcher, P. und F. Müller, 2007a: A satellite-based information system for glacier monitoring and modeling. In: *GeoInformation in Europe* (M. A. Gomarsca, Ed.), Millpress, Netherlands, 395–402.
- Rott, H., Nagler, T., Malcher, P. und G. Bippus, 2007b: Modelling mass balance of glaciers using satellite data. In: *Proceedings of the Envisat Symposium 2007*, Montreux, Switzerland, ESA-SP636, 6 S.
- Sharov, A. I. und M. Jackson (Eds.), 2007: *Interferometric Evaluation of Glacier Rheology and Alterations (INTEGRAL)*, Joanneum Research Forschungsgesellschaft, Graz, ISBN 978-3-200-01123-6, 155 S.
- Strozzi, T., Gudmundsson, G. H. und U. Wegmüller, 2003: Estimation of the Surface Displacement of Swiss Alpine Glaciers using Satellite Radar Interferometry. In: *Proceedings of EARSeL-LIS-SIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space* (Z. Bochenek, M. Braun, P. Gudmandsen, J. Populus und S. Wunderle, Eds.), Bern, Switzerland, EARSeL eproceedings 2 (1): 5 S.
- Vischer, D. (Ed.), 1997: *Gletscherschwankungen im Alpenraum*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 149, ETH Zürich, 84 S.
- Wakonigg, H., 1991: Die Nachmessungen an der Pasterze von 1879 bis 1990. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie in Graz* 30: 271–307.
- Wakonigg, H. und G. K. Lieb, 1996: Die Pasterze und ihre Erforschung im Rahmen der Gletschermessungen. *Kärntner Nationalparkschriften*, 8: 99–115.
- Wegmueller, U. und T. Strozzi, 1998: Characterization of differential interferometry approaches. In: *Proceedings of EUSAR 1998*, Friedrichshafen, Germany, 237–240.
- Zebker, H. A., Werner, C., Rosen, P. A. und S. Hensley, 1994a: Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32 (4): 823–836.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., Goldstein, R. M., Gabriel, A. und C. L. Werner, 1994b: On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B10): 19617–19634.
- Zuo, Z. und J. Oerlemans, 1997: Numerical modelling of the historic front variation and the future behaviour of the Pasterze glacier, Austria. *Annals of Glaciology*, 24: 234–241.

Manuskript erhalten am 6.11.2007, revidiert am 4.5.2009.

Anschrift der Verfasser: Dr. Viktor Kaufmann
Institut für Fernerkundung und Photogrammetrie
Technische Universität Graz
Steyrergasse 30
8010 Graz
viktor.kaufmann@tugraz.at

Mag. Mag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer
Institut für Geographie und Raumforschung
Karl-Franzens-Universität Graz
Heinrichstraße 36
8010 Graz
andreas.kellerer@uni-graz.at

Dr. Lado Wani Kenyi
Institut für Digitale Bildverarbeitung
Joanneum Research Forschungsgesellschaft m.b.H.
Wastiangasse 6
8010 Graz
lado-wani.kenyi@joanneum.at