

Universität für Bodenkultur Wien  
Institut für Meteorologie

Studienrichtung Umwelt- und Bioressourcenmanagement



Modellierung von Schneetransportprozessen im hochalpinen  
Raum anhand orthorektifizierter terrestrischer Aufnahmen

Modelling Snow Transport Processes in High Alpine Regions by analysing  
Orthorectified Terrestrial Photographs

Diplomarbeit

eingereicht von Benedikt Becsi, Bakk. techn.

zur Erlangung des akademischen Grades "Diplom-Ingenieur"

Wien, am 1. April 2014

Betreut von: O. Univ. Prof. Dr. phil. Helga Kromp-Kolb  
Ass. Prof. Dr. Herbert Formayer

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei etlichen Personen bedanken, die zur Entstehung und Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen haben und mir mit Rat und Tat zur Seite gestanden sind:

Zuvorderst gilt mein Dank meinem Betreuer Herbert Formayer, der die wichtigsten wissenschaftlichen Inputs lieferte, aber vor allem auch dann aufmunternde Worte fand, als Frustration und Demotivierung herrschten, sowie meiner Betreuerin Helga Kromp-Kolb, die trotz terminlicher Engpässe dennoch Zeit für hilfreiche Vorschläge fand.

Ganz herzlichen Dank an Surya Jarausch für die große Unterstützung und den wichtigsten Anstoß für die methodische Richtung, in die sich die Arbeit letztendlich entwickelt hat.

Claudio Bozzini vom WSL, durch dessen telefonischen Rat so manche Sackgasse rechtzeitig erkannt und vermieden werden konnte.

Simon Frey vom IWHW für die wesentliche Unterstützung und die Verbesserungsvorschläge bei der hydrologischen Theorie.

Meinen Arbeitskollegen David Leidinger und Nauman Awan, die mit dem Lösen einiger meiner Softwareprobleme viel Zeit gerettet haben und die ich immer um Rat aller Art fragen konnte, auch wenn es dann teilweise sehr philosophisch wurde.

Dem Referat für Landesplanung und SAGIS des Amtes der Salzburger Landesregierung für die freundliche Unterstützung und Bereitstellung von Geländedaten und Orthofotos.

Herrn DI Klaus Mairinger von der Firma visit für die rasche Auskunft über technische Details der Webcam.

Javier Corripio für die Erlaubnis und Anleitung zu seinem Tool.

Laura Morawetz für die Rettung des Abschlussprüfungstermins.

Meinen Eltern für ihre finanzielle und moralische Unterstützung sowie die Tatsache, dass sie meine studientechnischen Entscheidungen immer akzeptierten und nie Druck ausübten, was meine Studienzeit sehr frei und selbstbestimmt machte. Der Sekt ist kaltgestellt.

Nicht zuletzt meiner Freundin Renate Polt, die ihre Diplomarbeit gleichzeitig geschrieben hat und die unangenehmen Phasen mit mir gemeinsam durchmachte, was immens hilfreich für uns beide war.

## Abstract

Snow has many functions and influences numerous processes in high alpine ecosystems. This thesis focuses on its role in the hydrological regime in high alpine catchments. Here the seasonal snow cover acts as a reservoir for water accumulated over winter, discharging it during the melting season. The snow melt module of a conceptual hydrological model, which overpredicts snow accumulation on high altitudes, should be corrected for snow redistribution by wind and gravitative forces.

This aim was pursued by analysing the relations between snow melt patterns and terrain parameters such as aspect, slope and curvature in a study area in the Hohe Tauern mountain range. High-resolution terrestrial photographs were obtained from a webcam mounted on the Edelweißspitze and converted into orthorectified snow cover maps. Snow melt patterns were derived from those maps and relations with terrain parameters were modeled with three statistical regression models – ordinary least squares, ordinal regression and a generalised additive model.

Results showed that the models were able to explain up to 40% of snow melt pattern variance using only terrain parameters as predictors. Statistically significant relationships were found for most independent variables, although uncertainties and errors caused much noise in the data. Furthermore, the generalised additive model was used to improve the explanatory power of the linear regression models, indicating the importance to consider non-linear effects of certain terrain parameters on snow melt patterns.

In the scope of this thesis, it was not possible to use the model results to quantify snow redistribution and to correct the hydrological model for snow transport processes. However, an analysis of both regions showing very early melt dates and regions with very long-lasting snow cover was used to identify thresholds in the terrain data and to get a first estimate of snow redistribution that could be the basis for further investigation.

## Zusammenfassung

Schnee hat einen wichtigen Einfluss auf zahlreiche Funktionen und Prozesse in hochalpinen Ökosystemen. Im Abflussregime alpiner Einzugsgebiete wirkt der Schnee als Wasserspeicher für Niederschläge im Winter, die erst während der Schmelzsaison abflusswirksam werden. Das Schneeschmelzmodul eines konzeptionellen hydrologischen Modells, welches die Akkumulation in sehr hohen Gebieten überschätzt, sollte durch die Berücksichtigung von Wind- und Lawinentransportprozessen ergänzt werden.

Um dieses Ziel zu verfolgen, wurden die Zusammenhänge zwischen Ausaperungsmustern und Geländeparametern in einem Gebiet in den Salzburger Hohen Tauern untersucht. Hochauflösende Aufnahmen einer Webcam auf der Edelweißspitze wurden in orthorektifizierte Schneebedeckungskarten umgerechnet. Die Zusammenhänge der Ausaperungsmuster mit den Geländedaten wurden mittels dreier Regressionsverfahren berechnet – ordinary least squares, ordinale Regression und einem generalisierten additiven Modell.

Die Modelle konnten bis zu 40% der Varianz der Ausaperungsmuster allein anhand der Geländeparameter erklären. Statistisch signifikante Zusammenhänge wurden für beinahe alle Prädiktoren gefunden, obwohl das Rauschen in den Daten aufgrund von Fehlern und Unsicherheiten recht hoch war. Weiters konnte mit dem generalisierten additiven Modell die Erklärungskraft der linearen Regressionsmodelle verbessert und gezeigt werden, dass nicht-lineare Effekte bei manchen Geländeparametern wesentlich sind.

Im Rahmen der Arbeit war es leider nicht möglich, aufbauend auf den Modellergebnissen eine Quantifizierung der Schneeuumlagerung vorzunehmen und das hydrologische Modell durch Berücksichtigung von Transportprozessen zu ergänzen. Durch die Analyse jener Stellen, die ein sehr frühes bzw. sehr spätes Ausaperungsdatum aufwiesen, wurden jedoch Grenzwerte in den Geländedaten identifiziert, welche für eine erste Abschätzung der Schneeverteilung verwendet wurden und Ausgangspunkt für weitere Forschungsarbeiten sein könnten.

## Inhaltsverzeichnis

Danksagung.....	2
Abstract.....	3
Zusammenfassung.....	4
Inhaltsverzeichnis.....	5
1 Einleitung.....	7
1.1 Ziele der Arbeit.....	8
2 Theoretische Grundlagen.....	9
2.1 Schnee in hochalpinen Gebieten.....	9
2.1.1 Entstehung und Eigenschaften der Schneedecke.....	9
2.1.2 Schneetransportprozesse.....	11
2.1.2.1 Windverfrachtung.....	12
2.1.2.2 Lawinen.....	13
2.2 Hydrologische Modellierung.....	14
2.2.1 Überblick und Klassifizierung.....	15
2.2.1.1 Anwendungsgebiete.....	15
2.2.1.2 Grundlegende Modellannahmen.....	16
2.2.1.3 Klassifizierung von Niederschlag-Abfluss-Modellen.....	17
2.2.2 Modellierung von Schneeschmelzprozessen.....	19
2.2.3 Schema des untersuchten Modells.....	22
3 Daten und Methoden.....	24
3.1 Datenbeschaffung und Vorgehensweise.....	24
3.2 Verwendete Rohdaten.....	26
3.3 Untersuchungsgebiet.....	28
3.4 Workflow.....	33
3.5 Methoden.....	34
3.5.1 Bildauswahl und Klassifizierung.....	34
3.5.2 Orthorektifizierung der terrestrischen Aufnahmen.....	38
3.5.3 Aufbereitung der Daten für statistische Analysen.....	43
3.5.4 Statistische Methoden.....	47
3.6 Unsicherheiten und Fehler.....	49
3.6.1 Externe Unsicherheiten.....	49
3.6.1.1 Aufnahmen aus 2012 decken nicht die gesamte Schmelzsaison ab.....	49
3.6.1.2 Problem der eingeschränkten Bildauswahl.....	50
3.6.1.3 Variationen der Kameraposition.....	50

3.6.2	Interne Unsicherheiten .....	51
3.6.2.1	Fehler bei der Bildklassifizierung.....	51
3.6.2.2	Anpassungsfehler bei der Orthorektifizierung .....	51
4	Ergebnisse.....	52
4.1	Kameraparameter für das Orthorektifizierungstool .....	52
4.2	Schneebedeckungskarten der einzelnen Aufnahmezeitpunkte .....	52
4.3	Ergebnisse der Regressionsanalysen .....	53
4.3.1	Ergebnisse des OLS-Verfahrens.....	53
4.3.2	Ergebnisse der ordinalen Regression .....	64
4.3.3	Ergebnisse des generalisierten additiven Modells .....	66
5	Diskussion.....	71
6	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	80
7	Literaturverzeichnis .....	81

## 1 Einleitung

In hochalpinen Einzugsgebieten wird das Abflussgeschehen stark durch die Speicherwirkung von Schnee geprägt. Jener Niederschlag, der im Laufe des Winterhalbjahres zur Akkumulation der Schneedecke beiträgt, wird erst verzögert während der Schmelzsaison abflusswirksam. Hydrologische Modelle, die das Regime solcher nivalen und nivo-glazialen Regionen berechnen, müssen diesen Effekt berücksichtigen. Für die physikalisch basierte Modellierung von Schneeschmelzprozessen werden jedoch Daten benötigt, die gerade in schwer zugänglichen Gebieten nicht verfügbar und mühsam zu erheben sind. Konzeptionelle Modelle benötigen nur wenige, leicht zu erlangende Daten, allerdings müssen etliche natürliche Prozesse über Parameter vereinfacht geschätzt werden. Bei der konzeptionellen Schneeschmelzmodellierung passiert es daher, dass die Umlagerung von Schnee durch Wind und Lawinen nicht oder nur grob berücksichtigt und die Akkumulation in Höhen über 3000m überschätzt wird.

Um die Schätzung der Schneeumlagerung zu verbessern, konzentriert sich diese Arbeit auf den Einfluss, den die Topografie auf die Dynamik der Schmelzprozesse ausübt. Dabei soll die Methodik auf Daten aufbauen, die frei verfügbar sind, bzw. auch in hochalpinen Regionen leicht gewonnen werden können. Die rasante Entwicklung bei Qualität und Verfügbarkeit von Fernerkundungsdaten eröffnete hierfür Potentiale: Kameras, die hochauflösende Panoramabilder in rascher zeitlicher Abfolge aufnehmen, werden zunehmend auch für touristische Zwecke genutzt und liefern öffentlich zugängliches Datenmaterial. Auch hochauflösende digitale Geländemodelle sind in Österreich inzwischen beinahe flächendeckend verfügbar.

Anhand dieser Daten wird der Einfluss verschiedener Geländeparameter auf die während der Schmelzsaison entstehenden Ausaperungsmuster in einem Untersuchungsgebiet in den Salzburger Hohen Tauern analysiert. Diese Muster bilden Umlagerungsprozesse ab, bei denen Schnee durch Wind oder Lawinen von bestimmten Stellen weg- und an andere Orte hin transportiert wird. Um die Zusammenhänge zwischen Ausaperungsdatum und Geländefaktoren zu berechnen sind drei statistische Regressionsverfahren zu Einsatz gekommen. Können die Einflüsse hinreichend erklärt werden, sollte es möglich sein, die Umverteilung von Schnee allein anhand von Geländeinformationen auch in einem anderen Gebiet abzuschätzen.

## 1.1 Ziele der Arbeit

Folgende Ziele werden in dieser Untersuchung verfolgt:

- Erstellung von orthorektifizierten Schneebedeckungskarten aus den Panoramaaufnahmen einer Webcam im Untersuchungsgebiet
- Herausarbeiten der während der Schmelzperiode entstehenden Ausaperungsmuster
- Analyse der Zusammenhänge zwischen Ausaperungszeitpunkten und Geländeparametern mittels statistischer Regressionsverfahren
- Quantitative Schätzung der Schneemenge, die durch Transportprozesse an andere Stellen umgelagert und somit zu einem anderen Zeitpunkt abflusswirksam wird

Als Nebenziel ist zu erwähnen, dass die verwendete Methodik möglichst so gestaltet sein soll, dass frei verfügbare oder kostengünstige Daten und Tools verwendet werden können.

## 2 Theoretische Grundlagen

### 2.1 Schnee in hochalpinen Gebieten

Schnee beeinflusst speziell im hochalpinen Raum oberhalb der Baumgrenze eine Fülle an Systemen und Prozessen. Er wirkt als Speicher im Abflussregime, bestimmt die Länge der Vegetationsperioden, prägt die Zusammensetzung des Ökosystems, formt in geomorphologischen Prozessen als Gletscher das Bild der Landschaft und spielt nicht zuletzt über den Wintertourismus eine bedeutende Rolle im menschlichen Wirtschaftssystem. Da sich diese Arbeit auf die Schneeschmelze als Schlüsselprozess in der hydrologischen Abflussmodellierung konzentriert, werden im folgenden Abschnitt sowohl die Entstehung und die Eigenschaften der saisonalen Schneedecke beschrieben, als auch die meteorologischen und topografischen Ursachen für die Variationen im Abschmelzverhalten.

#### 2.1.1 Entstehung und Eigenschaften der Schneedecke

Schnee besteht aus Eiskpartikeln, die in der Atmosphäre durch das Anfrieren unterkühlter Wassertröpfchen an Kristallisationskeimen entstehen und durch Resublimation von Wasserdampf wachsen. Er kann in Form von Einzelkristallen oder als Schneeflocken auftreten, in denen mehrere Eiskristalle aggregiert sind. Eine neue Schneedecke entsteht, wenn sich der abgelagerte Schnee entweder am Boden oder auf einer bereits vorhandenen Schneedecke anhäuft (Armstrong und Brun 2008). Findet diese Akkumulation über mehrere Wochen und Monate im Winter statt, spricht man von einer saisonalen Schneedecke. Schmilzt der neugefallene Schnee innerhalb weniger Tage aufgrund der Wetterbedingungen wieder weg, handelt es sich um eine temporäre Schneedecke. Schließlich kann ein Schneefeld auch beständig (perennierend) sein, wenn der Schnee in den Sommermonaten nicht schmilzt und sich über mehrere Jahre hinweg ansammelt (Singh und Singh 2001).

Durch wechselnde Umweltbedingungen unterzieht sich der Schnee innerhalb der Schneedecke einer Metamorphose, die hauptsächlich durch sich verändernde Druck- und Temperaturverhältnisse verursacht wird. Dabei verändern sich die thermischen und optischen Eigenschaften der einzelnen Schneeschichten. Tabelle 1 zeigt typische Dichtewerte und -bandbreiten für einige Schneearten. Die thermische Leitfähigkeit einer Schneedecke ist im Vergleich zur unbedeckten Bodenfläche niedrig, daher wirkt diese wie eine Isolierschicht, die den Boden vor raschen atmosphärischen Temperaturänderungen abschirmt. Die thermische Leitfähigkeit ist abhängig von der Dichte, der Mikrostruktur und des freien Wassergehaltes (Menge an flüssigem Wasser in der Schneedecke) und beträgt bei Neuschnee typischerweise  $0,05-0,1 \text{ W/m} \cdot \text{K}$  (Armstrong und Brun 2008).

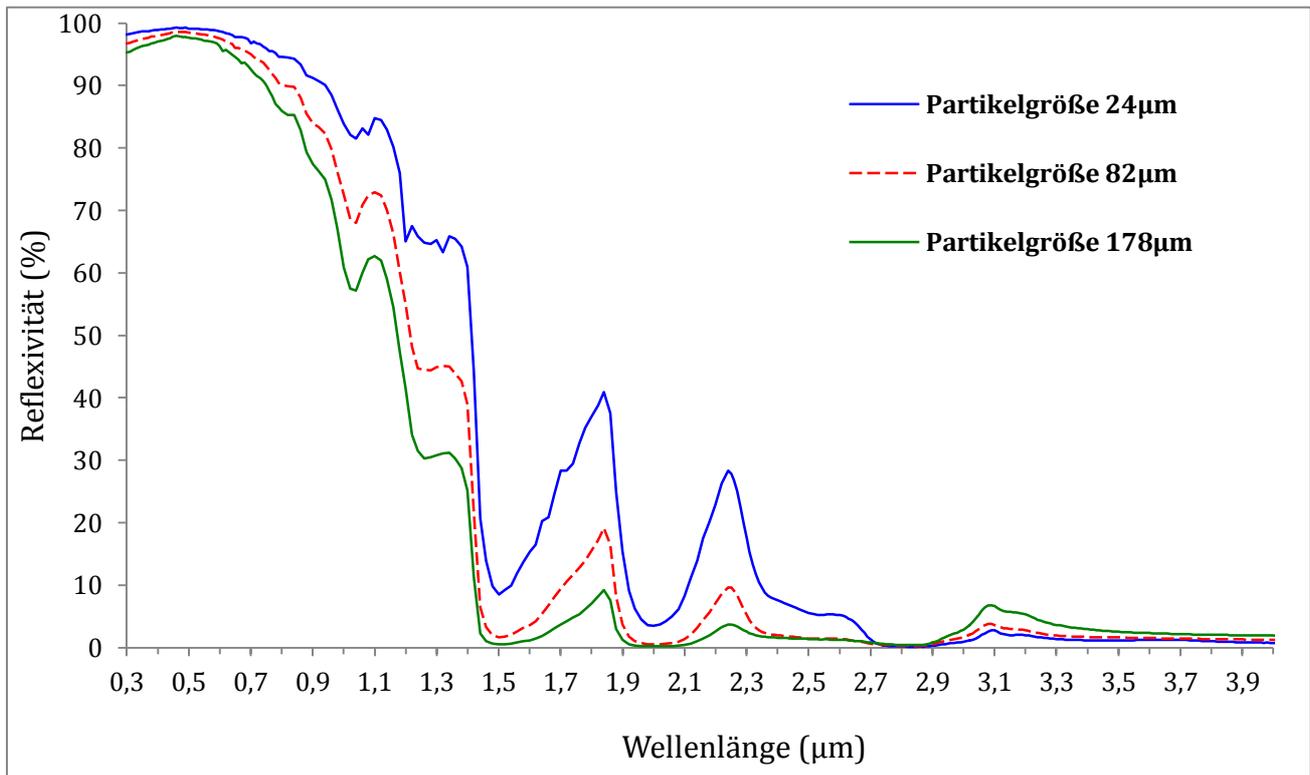
Schneeart	Dichte $\rho$ in kg/m <sup>3</sup>
Neuschnee	50-150
Pulverschnee	100-200
körniger Schnee	150-450
gelagerter Schnee	350-600
Firnschnee	500-850
Gletscherschnee/Gletschereis	700-900
porenfreies Eis	917
Wasser (4°C)	1000

**Tabelle 1:** Typische Dichtewerte verschiedener Schneearten, porenfreien Eises und Wassers.  
(Quelle: Deutscher Wetterdienst, <http://www.deutscherwetterdienst.de/lexikon/index.htm?ID=S&DAT=Schneedichte>, abgerufen am 14.1.2014)

Die Albedo ( $\alpha$ ) beschreibt das Verhältnis der ausgestrahlten zur einfallenden Globalstrahlung. Eis hat eine sehr hohe Albedo im sichtbaren Bereich (daher erscheint Schnee für das menschliche Auge weiß), absorbiert jedoch viel Energie im Nahen Infrarotbereich (0,78 - 3 $\mu$ m), weswegen die Reflexivität hier viel niedriger ist. Aufgrund des Planck'schen Strahlungsgesetzes ist die Intensität der einfallenden Globalstrahlung bei 0,78 $\mu$ m jedoch nur noch ca. 50% des Maximums im sichtbaren Bereich und nimmt mit der Wellenlänge weiter ab, bei 3 $\mu$ m beträgt sie nur noch wenige Prozent des Strahlungsmaximums.

Im sichtbaren Bereich, in dem der Energieinput durch die Globalstrahlung wesentlich höher ist, wird die Albedo hauptsächlich durch den Anteil an Verschmutzungen innerhalb und auf der Schneedecke beeinflusst. So können kleine, hochabsorptive Partikel in einer Konzentration von 1 part per million (ppm), bezogen auf die Masse, eine Reduktion der Albedo von 5-15% bewirken. Ab einer Wellenlänge von 0,9 $\mu$ m üben Verschmutzungen jedoch keine Auswirkung mehr auf die Albedo aus (Warren und Wiscomb 1980, Conway 1996, Doherty 2010, Hadley und Kirchstetter 2012).

Die Albedo im nahen Infrarot ist stark von der Schneepartikelgröße abhängig, während diese wiederum im sichtbaren Bereich wenig ausschlaggebend ist. Abbildung 1 zeigt die Albedo von Schnee verschiedener Partikelgrößen im elektromagnetischen Spektrum. Da die Partikelgröße generell mit dem Alter der Schneedecke zunimmt ist die Albedo bei älterem Schnee vor allem durch die erhöhte Absorption der größeren Partikel im nahen Infrarot niedriger als bei Neuschnee (Warren 1982). Ebenso steigt der freie Wassergehalt mit dem Alter des Schnees und bewirkt ein Sinken der Albedo sowohl im sichtbaren Bereich als auch im nahen Infrarot (Vashisth 2005).



**Abbildung 1:** Albedo von Schnee unterschiedlicher Partikelgrößen. Das sichtbare Spektrum liegt ca. im Bereich von 400-700nm, der nahe Infrarotbereich zwischen 0,78 und 3 μm.

(Quelle: Daten aus der Aster Spectral Library, <http://speclib.jpl.nasa.gov/>, abgerufen am 13.1.2014)

### 2.1.2 Schneetransportprozesse

Während des Winters und in der Abschmelzsaion führen Transportprozesse dazu, dass Schnee von seinem ursprünglichen Ablagerungsort wegtransportiert und anderenorts abgelagert wird. Dies verändert die Eigenschaften der Schneedecke am Ausgangspunkt sowie am Ablagerungsort und somit die Schmelzrate. Diese Umlagerungsprozesse sind von der windabhängigen Schneevertelung bei der Deposition zu unterscheiden: Erstere sind kleinräumiger und nur bei bereits abgelagertem Schnee wirksam, Zweitere spielt sich auf größeren Skalen ab und bestimmt die räumliche Verteilung der Schneedeponition und damit des snow water equivalents<sup>1</sup> (SWE) während eines Niederschlagsereignisses. Hierfür sind wesentlich geringere Windgeschwindigkeiten notwendig, da nur der fallende Schnee verweht wird. In beiden Fällen wirkt die Topografie (Seehöhe, klein- und großräumige Geländeformen wie Bergkämme sowie gegen Erosion exponierte oder geschützte Stellen) als bestimmender Faktor (Dadic et al. 2010 nach Lehning et al. 2008). Etliche Studien über Schneeschmelzmodellierung befinden die räumliche Verteilung des SWE zu Beginn der Schneeschmelze sowie Windverfrachtung währenddessen als wichtigste Einflussfaktoren für die Ausprägung der Abschmelzmuster in Gebirgsregionen (z.B. Winstral et al. 2002, Anderton et al. 2004). Der Untersuchungszeitraum dieser Arbeit ist die Abschmelzsaion, die Effekte

<sup>1</sup> Definiert als die Menge Wasser, die beim kompletten Schmelzen einer Schneedecke entstehen würde. Das SWE errechnet sich aus Schneetiefe mal Schneedichte und hat die Einheit kg/m<sup>2</sup> (NASA 2014)

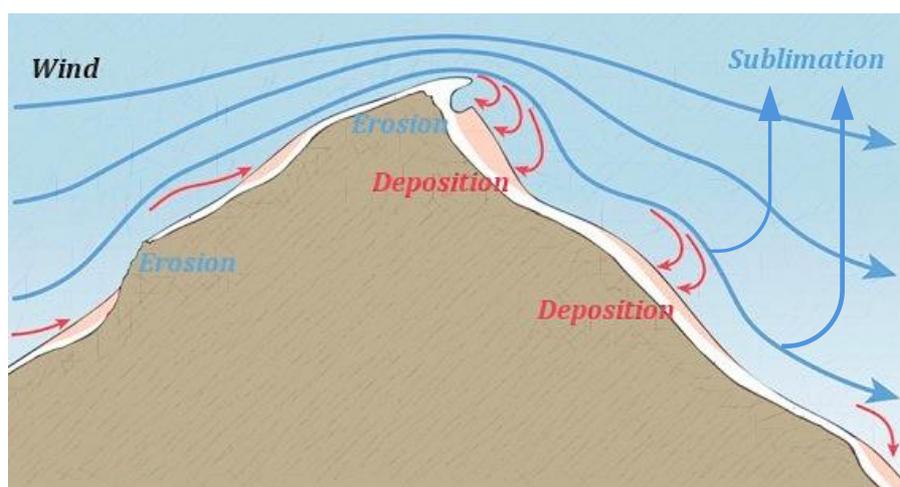
der Niederschlagsverteilung während der Akkumulationsphase sind nur implizit enthalten. Daher wird im Folgenden die Windverfrachtung bereits gefallenen Schnees (Schneedrift) genauer behandelt.

In Gebieten mit steileren Hangneigungen spielt natürlich auch die Umlagerung durch gravitative Prozesse und die Hangausrichtung (Nord/Süd) eine wichtige Rolle für das Abschmelzverhalten. Nachfolgend soll ein Überblick über die zu Grunde liegenden Prozesse und topografischen Einflussfaktoren bei Schneeverfrachtung durch Wind und Lawinen gegeben werden.

### 2.1.2.1 Windverfrachtung

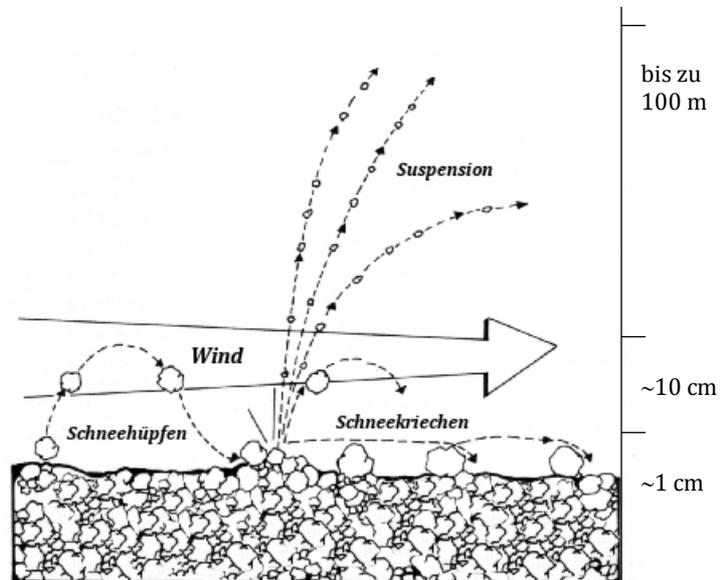
Bei Schneeverfrachtung durch Wind können enorme Schneemengen umgelagert werden. In hochalpinen Einzugsgebieten (EZG) kommt es nicht selten vor, dass kaum 100 Meter neben komplett schneefreien Bergkämmen metertiefe Schneeverwehungen entstehen (Dadic et al. 2010). Jones et al. (2001) definieren folgende der Windverfrachtung zu Grunde liegende Prozesse (in Abbildung 2 veranschaulicht):

- Erosion der Schneedecke von Orten hoher Windexposition und niedriger aerodynamischer Rauheit (wie Bergkämmen, exponierte Geländeerhöhungen, windgewandte Hänge)
- Transport mit dem Wind
- Verlust durch Sublimation in die Atmosphäre
- Deposition an Orten geringer Windexposition oder hoher aerodynamischer Rauheit (Vegetation, Geländeabsenkungen oder Becken, Leeseite von Hindernissen)



**Abbildung 2:** Grundlegende Prozesse der Windverfrachtung.  
(Abgeändert nach: <http://www.ortovox.com/3636-weather.html>,  
abgerufen am 17.1.2014)

Beim eigentlichen Schneetransport lassen sich drei Fortbewegungsarten unterscheiden: Beim *Schneekriechen* werden Schneepartikel, die zu schwer sind, um angehoben zu werden, in vorwiegend rollender Bewegungsform vom Wind an der Geländeoberfläche entlanggeweht. Bei zunehmender Wind-geschwindigkeit bzw. leichteren Partikeln geht diese Form in eine *hüpfende* Bewegungsform über, bei der die Partikel ca. 10cm vom Boden abgehoben werden und beim Wiederaufprall weitere Partikel aus der Schneedecke lösen können. Bei ausreichender Windgeschwindigkeit wird der Schnee schließlich vollständig in der Luft suspendiert und in mehrere 10 Meter hohe Schichten mit annähernder Windgeschwindigkeit verweht (Jones et al. 2001, Armstrong und Brun 2008). In Abbildung 3 sind die drei Fortbewegungsarten schematisch dargestellt.



**Abbildung 3:** Fortbewegungsarten des Schnees bei Windverfrachtung.  
(Abgeändert nach: Steinhardt et al. 1990)

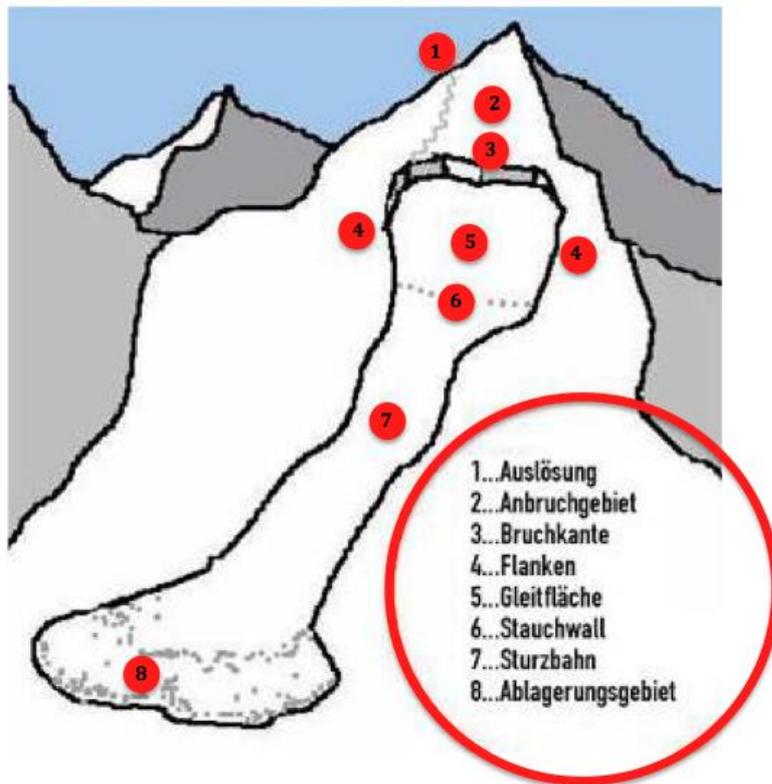
Der Grenzwert der Windgeschwindigkeit, ab dem Schneeerwehung einsetzt, ist wiederum von den Eigenschaften der Schneedecke wie Dichte, Partikelgröße und -form, Temperatur und interpartikulärer Bindungskräfte abhängig. Ein typischer Wert, ab dem lockerer Schnee bewegt wird, ist ca. 5m/s, während das Verwehen einer dichten Schneedecke mehr als 25m/s benötigt. Die hüpfende Bewegung tritt bei ca. 5-10m/s auf, bei höheren Windgeschwindigkeiten überwiegt die Suspension (Liston und Sturm 1998).

#### 2.1.2.2 Lawinen

Der Begriff Lawine beschreibt die rasche Verlagerung von Schneemassen unter dem Einfluss der Gravitation entlang einer Sturzbahn hin zum Ablagerungsgebiet. Abbildung 4 zeigt schematisch den Abgang einer Schneebrettlawine und die Unterteilung in Anbruchgebiet (weiter unterteilt in Auslösung, Bruchkante, Flanken, Gleitfläche und Stauchwall), Sturzbahn und Ablagerungsgebiet.

Lawinen können unter anderem anhand der *Form des Anrisses* in Schneebrett- und Lockerschneelawinen, ihrer *Bewegungsart* in Fließ- und Staublawinen, der *Feuchtigkeit des transportierten Schnees* in Nassschnee- und Trockenschneelawinen und der *Länge der Sturzbahn* in Tal- und Hanglawinen (Sturzbahn geht nicht bis ins Tal, Lawine wird an einem Hangfuß abgelagert) klassifiziert werden (SLF s.a.).

Die Entstehung von Lawinen hängt von den Eigenschaften der Schneedecke, der Topografie sowie von den meteorologischen Bedingungen ab. Schnee Bretter lösen sich ab Hangneigungen von ca. 30°, bei mehr als 50° Neigung ist es unwahrscheinlich, dass sich genug Schnee für größere Schnee Bretter ansammelt, da es vorher zum Abgang kleinerer Lockerschneelawinen kommt. Während Trockenschneelawinen hauptsächlich dadurch entstehen, dass im Winter viel Schnee in kurzer Zeit akkumuliert und die neuen



**Abbildung 4:** Auslösung und Abgang einer Schnee Brettlawine. (Abgeändert nach: Bacher 2008)

Schichten sich nicht genügend mit dem darunterliegenden Altschnee verbinden können, treten Nassschneelawinen bei der Schmelze auf, wenn der Wassergehalt in der Schneedecke aufgrund des wärmeren Wetters steigt (Barry 2008). Lawinen mit fließender Bewegung erreichen typischerweise Geschwindigkeiten von 50-100km/h, wenn Massen von Trockenschnee über steilere Hänge abgehen können sich auch Staublawinen mit Geschwindigkeiten bis zu 300km/h bilden (SLF s.a.)

## 2.2 Hydrologische Modellierung

Die Modellierung hydrologischer Prozesse liefert wesentliche Informationen über den aktuellen und zukünftigen Zustand eines hydrologischen Systems. Zahlreiche Studien beschäftigen sich mit der Kalibrierung, Validierung und Anwendung verschiedenartiger hydrologischer Modelle, um das Abflussverhalten eines bestimmten Einzugsgebietes beschreiben zu können (siehe z.B. Holzmann et al. 2010, Kling et al. 2012, Uhlenbrook et al. 1999). In der Klimaforschung wird die Auswirkung des Klimawandels auf hydrologische Systeme modelliert, um Aussagen über Veränderungen des Auftretens von Extremereignissen und die Verfügbarkeit von Wasserressourcen unter einem veränderten Klima treffen zu können. Dazu werden Modellketten erstellt, in denen die Ergebnisse eines Modelles als Input für das nächste, räumlich höher aufgelöste Modell dienen. Zuerst muss ein oder mehrere zugrundeliegende Emissionsszenarien (z.B. IPCC SRES, 2000 oder aus dem aktuellen IPCC AR5, 2014) gewählt werden. Die Berechnungen

eines Globalen Zirkulationsmodelles (GCM) mit einer typischen räumlichen Auflösung von ca. 200km<sup>2</sup> (IPCC 2007) werden als Randbedingungen für ein regionales Klimamodell (z.B. REMO, entwickelt am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg 2006; RCM) mit Auflösungen bis zu ca. 10 km<sup>2</sup> verwendet. Vor allem in alpinen Einzugsgebieten ist diese Auflösung jedoch immer noch zu grob, um die komplexen orografischen Einflüsse, die das Abflussgeschehen prägen, ausreichend darzustellen. Daher werden die Ergebnisse dieses Modelllaufes als Inputdaten für hydrologische Modelle auf Einzugsgebietsskala verwendet. Diese müssen jeweils an die Gegebenheiten des Einzugsgebietes angepasst und kalibriert werden (Kling et al. 2012). Allerdings wächst die Unsicherheit der Vorhersagen mit jedem Modell in der Kette an (Blöschl et al. 2011).

Informationen über zukünftige Zustände eines hydrologischen Systems sind von immenser Bedeutung für alle Wirtschaftszweige, die mit diesen Vorgängen in Zusammenhang stehen, wie der Wasser-, Energie- und Versicherungswirtschaft. Untersuchungen des Risikos, welches durch Änderungen der Frequenz von Extremereignissen entsteht, sowie die Prognose zukünftiger Energieverfügbarkeit für den Erneuerbaren Energiesektor (Blöschl et al. 2011, Holzmann et al. 2010) sind zwei wichtige Beispiele.

Aufgrund der umfassenden, inter- und transdisziplinären Anwendungsmöglichkeiten von hydrologischen Modellen wirft dieses Kapitel zuerst einen Blick auf die mathematischen Bedingungen und den grundlegenden Aufbau der verschiedenen Typen. Anschließend widmet es sich der Modellierung von Schneeschmelzprozessen, welche in alpinen Einzugsgebieten eine wichtige Rolle für das Abflussgeschehen spielen. Hier werden Schneeschmelzmodelle präsentiert und deren Stärken und Schwächen beleuchtet. Zuletzt wird ein am Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktivem Wasserbau an der Universität für Bodenkultur in Wien entwickeltes und von Holzmann et al. (2010) vorgestelltes konzeptionelles hydrologisches Modell mit Schneeschmelzmodul, dessen Erweiterung ein Ziel dieser Arbeit ist, genauer vorgestellt.

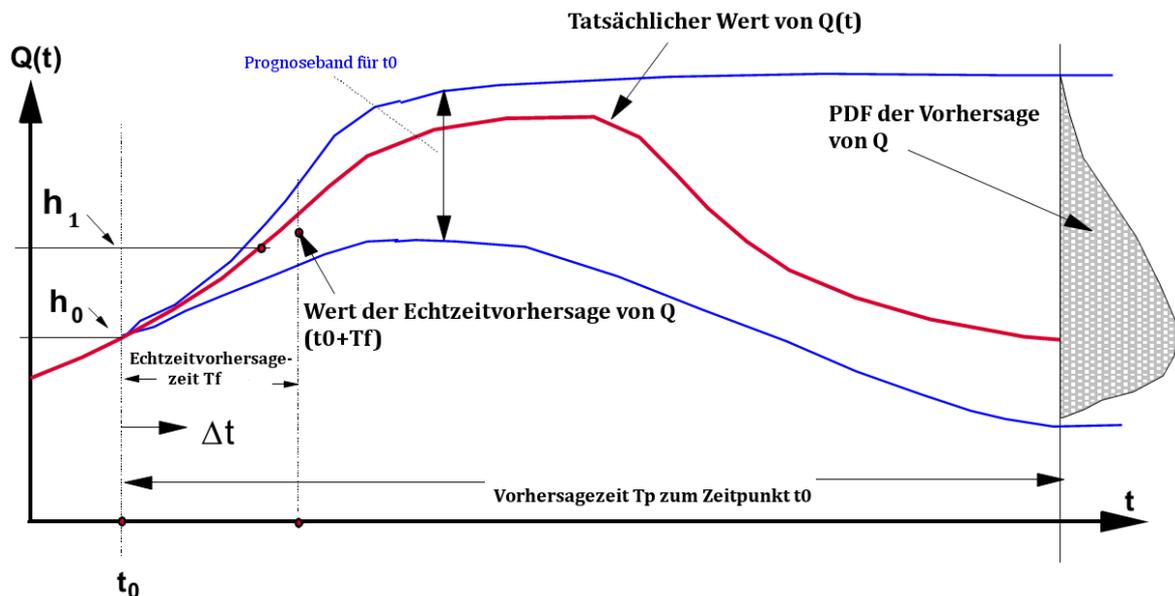
## **2.2.1 Überblick und Klassifizierung**

### *2.2.1.1 Anwendungsgebiete*

Hydrologische Modelle können zunächst nach ihrem Anwendungsgebiet unterteilt werden. Hier unterscheiden sich Modelle für Echtzeitvorhersagen (forecast) von Modellen für längerfristige Vorhersagen (prediction). Plate (2009) unterstreicht die Relevanz der Differenzierung zwischen operationaler und planerischer Anwendung. Operationale forecast-Modelle dienen der Betriebsregelung eines wasserbaulichen Bauwerkes und sollen den Wasserpegel für einen zukünftigen Zeitpunkt  $T_F$  berechnen, indem die Systemfunktion  $f$  über einzelne Zeitschritte von  $t_0$  bis  $T_F$  berechnet wird. Eine möglichst exakte Vorhersage des Wasserspiegels ist wesentlich für die operationale Anwendung. Die Unsicherheit, mit welcher der vorhergesagte Wasserspiegel behaftet

ist, wächst jedoch mit jedem Zeitschritt an, bis dieser zu einem bestimmten Zeitpunkt nur noch eine Zufallsvariable des Ausgangswasserspiegels zu  $t_0$  ist.

Die Outputs planerisch angewandter prediction-Modelle sind eine PDF möglicher Abflussmengen zu einem späteren Zeitpunkt als  $T_F$  und können somit als Bemessungsgrundlage für das zukünftige Abflussgeschehen verwendet werden. Abbildung 5 verdeutlicht den Unterschied zwischen forecast- und prediction-Modellen.



**Abbildung 5:** Veranschaulichung des Unterschiedes zwischen forecast- und prediction- Modellen. (Abgeändert nach: Plate 2009)

Im Folgenden werden prediction-Modelle beschrieben, welche die physikalische Transformation von Niederschlag in Abfluss für ein gesamtes Einzugsgebiet modellieren (Plate 2009).

### 2.2.1.2 Grundlegende Modellannahmen

Ein Modell ist eine vereinfachte Darstellung der Realität. Hydrologische Modelle sollen die Vorgänge in einem hydrologischen Systems vereinfacht darstellen. Ein System setzt einen Input von Materie oder Energie mit einem Output von Materie oder Energie in eine Zeitbeziehung. Gleichung I stellt diese Beziehung dar:

$$q(t) = f(p(t)) \quad (I)$$

$p = \text{Input}, q = \text{Output}, t = \text{Punkt auf der Zeitachse}, f = \text{Systemfunktion}$

Hydrologische Modellierung basiert auf den Prinzipien der **Linearität** und der **Zeitinvarianz**:

Ein System ist **linear**, wenn die Voraussetzungen der Superposition (Gleichung II) und der Proportionalität (Gleichung III) gelten:

$$f(a + b) = f(a) + f(b) \quad (\text{II})$$

*Die Inputsignale  $a$  und  $b$  können durch Addition überlagert werden.*

$$f(k * p) = k * f(p) \quad (\text{III})$$

*Bei  $k$  – fachem Input erhöht sich der Output um das  $k$  – fache.*

Ein System ist **zeitinvariant**, wenn der gleiche Input zu jedem Zeitpunkt zum gleichen Output führt (Gleichung IV):

$$q(t + \Delta t) = f(p(t + \Delta t)) \quad (\text{IV})$$

### 2.2.1.3 Klassifizierung von Niederschlag-Abfluss-Modellen

Niederschlag-Abfluss-Modelle (N-A) können zuerst ihrer Struktur nach in mathematische, physikalische und Analogiemodelle unterteilt werden. Physikalische und analoge Modellierungen basieren auf der physischen Nachbildung realer Prozesse im verkleinerten Maßstab und werden hier nicht weiterführend behandelt.

Mathematische Modelle können zunächst in statistische und deterministische Modelltypen gegliedert werden:

**Statistische** Modelle benutzen eine Wahrscheinlichkeitsfunktion der Daten als Input. Zu ihnen gehören Häufigkeitsanalysen, Verteilungsfunktionen, Trends, Extrapolation, Korrelations- und Regressionsanalysen.

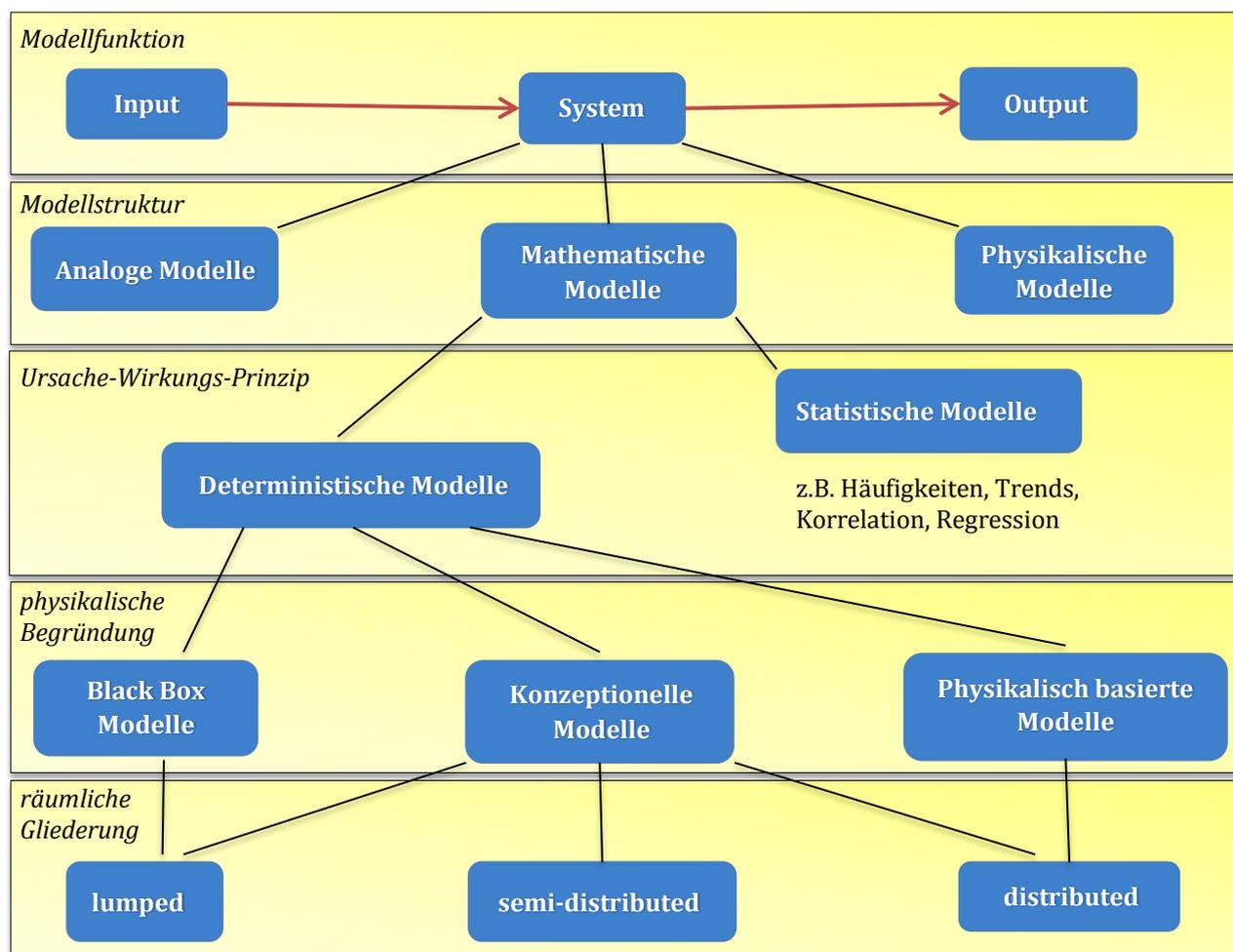
**Deterministische** Modelle beschreiben einen kausalen Zusammenhang zwischen einem bestimmten deterministischen Input (Ursache) und dessen Wirkung. Hier kann wiederum zwischen black box Modellen, konzeptionellen und physikalischen Modellen differenziert werden, wobei diese Klassifizierung nicht immer eindeutig ist und auch Mischformen existieren:

*Black box* Modelle betrachten einzig die Transformation des Inputs zum Output. Sie stellen die einfachste Variante deterministischer Modelle dar, sind nicht physikalisch begründet und können daher nicht zwischen unterschiedlichen Teilflächen des EZG differenzieren, stellen jedoch die geringsten Anforderungen an das Datenmaterial.

*Konzeptionelle* hydrologische Modelle verwenden Annäherungen und Parametrisierungen zur Berechnung physikalischer Prozesse und weisen einen

gewissen Grad an Empirie auf. Die Komplexität des Modelles kann an die Verfügbarkeit der Daten angepasst werden (z.B. HBV-Modell, Bergström 1976). *Physikalische* Modelle sind prozessorientiert und berechnen die Vorgänge unter Erhaltung von Masse, Energie und Bewegung zwischen einzelnen Zellen eines Gitternetzes. Sie benötigen beträchtliche Datenmengen und stellen die aufwendigste Form hydrologischer Modellierung dar (z.B. MIKE-SHE, Abbott et al. 1986).

Zuletzt lassen sich die Modelltypen nach ihrer räumlichen Gliederung unterteilen. Die Berechnung der Systemfunktion kann entweder lumped (undifferenziert über das gesamte EZG), semi-distributed (Teilgebiete des EZG wie z.B. Höhenstufen, Vegetationszonen oder parameterabhängige hydrological response units), oder distributed (für jedes einzelne Element eines Gitternetzes) erfolgen (Khakbaz et al. 2012). In Abbildung 6 wird die beschriebene Gliederungshierarchie dargestellt.



**Abbildung 6:** Klassifizierungsschema für hydrologische Modelle

Der Vorteil physikalischer Modelle liegt in der guten Kombinierbarkeit sowohl mit Klimamodellen als auch mit Fernerkundungsdaten, die auch rasterbasiert sind (Mauser und Bach 2009). Jedoch ist die Parameterschätzung in diesen Modellen sehr schwierig

und stark skalenabhängig. Obwohl physikalische Modelle die Realität besser abbilden als ungegliederte lumped-Modelle<sup>2</sup> und daher theoretisch bessere Ergebnisse liefern sollten, zeigt sich in der Praxis ein anderes Bild. In etlichen Studien konnte gezeigt werden, dass simplere konzeptionelle Modelle gleich gute oder bessere Ergebnisse produzieren können (siehe z.B. Reed et al. 2004). Ein höherer Grad an Komplexität muss also nicht unbedingt zu besseren Modellergebnissen führen (Khakbaz et al. 2012).

Die Auswahl des passenden Modelltyps und der Komplexität der Modellstruktur ist also eine wichtige Entscheidung in der hydrologischen Modellierung und bestimmt die Anforderungen an Rechenkapazität und Datenmaterial. Den physikalisch fundierten prozessorientierten Modellen steht die einfachere empirische Robustheit konzeptioneller Modelle gegenüber. Unsicherheiten lassen sich in keinem Modell vermeiden, daher ist die Validierung der Ergebnisse mit Beobachtungsdaten jedenfalls bei allen Modelltypen wesentlich (Bergström 1991). Einige Möglichkeiten, diese Unsicherheiten zu reduzieren sind die Kombination von statistischen und deterministischen Modellen, indem zufallsverteilte Inputdaten verwendet werden, der Output jedoch deterministisch ist (z.B. Holzmann et al. 2010). Weiters können sogenannte Ensemble-Simulationen angewendet werden, bei denen die Inputparameter konzeptioneller Modelle mit einer Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktion (PDF) variiert und deterministische Ergebnisse durch eine PDF der Modelloutputs ersetzt werden (Plate 2009). Uhlenbrook et al. (1999) schlagen vor, statt einfachen deterministischen Ergebnissen Ergebnisbandbreiten zu verwenden, um die inhärenten Unsicherheiten abzubilden.

## **2.2.2 Modellierung von Schneeschmelzprozessen**

In Einzugsgebieten mit Gletscherflächen bzw. dauerhafter oder saisonaler Schneedecke spielen Schnee- und Eisschmelzprozesse eine bedeutende Rolle für das Abflussgeschehen. Diese EZG werden eigens mit den Bezeichnungen „nival“ bzw. „nivo-glazial“ klassifiziert (Holzmann et al. 2009). Natürlich muss dieser abflussrelevante Faktor in der hydrologischen Modellierung solcher EZG berücksichtigt werden. Auch die Typen der Schneeschmelzmodelle reichen von komplexen physikalisch basierten Simulationen bis hin zu simplen konzeptionellen Ansätzen (siehe Kapitel 2.2.1.3), deren Vor- und Nachteile analog zu denen von hydrologischen Modellen betrachtet werden können. Hydrologisch äußert sich der Einfluss von Schnee und Eis als Zeitverzögerung zwischen Niederschlagsereignis und Abfluss. Bei der Modellierung dieses Speichers muss berücksichtigt werden, dass die Akkumulation, Verteilung und Abschmelze von Schnee und Eis eine hohe räumliche Variabilität aufgrund der Abhängigkeit von zahlreichen topografischen und meteorologischen Faktoren aufweist (Kling et al. 2006). Ein gemeinsames Problem aller Modelle ist jedenfalls die generell schwierige Zugänglichkeit dieser Regionen und die damit einhergehende mangelnde

---

<sup>2</sup> Kein Modell kann tatsächlich in kontinuierlicher Auflösung rechnen, daher sind alle Modelle zu einem gewissen Grad lumped, da nicht innerhalb der kleinsten Einheit differenziert wird.

Datenverfügbarkeit im Vergleich zu niedriger gelegenen und flacheren Gebieten. Große Bedeutung kommt daher der fortschreitenden Entwicklung hochauflösender Fernerkundungsverfahren zu, um die Modelle zu kalibrieren und zu validieren (Holzmann et al. 2009). Dieser Punkt wird in Kapitel 3 bei der Beschreibung der verwendeten Methoden nochmals aufgegriffen.

Die zugrundeliegenden Prozesse der Schneeakkumulation und –schmelze sind relativ einfach zu modellieren, kennt man die Masse und Höhe des gefallenen Neuschnees, die Luft- und Schneetemperatur, die Niederschlagsmengen und die einfallende Globalstrahlung. Wie oben erwähnt werden diese Daten aber gerade in abgelegenen Gebieten nicht in ausreichender räumlicher und zeitlicher Auflösung erhoben (Kling et al. 2006). Daher müssen einfachere konzeptionelle Verfahren angewandt werden, die mit weniger Datenmaterial auskommen.

Indexbasierte Verfahren verwenden als meteorologische Eingangsgrößen nur Niederschlag, Lufttemperatur bzw. Strahlung (Holzmann et al. 2009). Diese Modelle nehmen an, dass Schwellwerte der Temperatur bzw. Strahlungsenergie bestimmen, wann einerseits Niederschlag als Regen oder als Schnee fällt und somit direkt zum Abfluss kommt oder liegenbleibt, und andererseits wann Schmelze bei bereits liegenden Schneemassen eintritt. Drei Indexbasierte Verfahren sollen kurz vorgestellt werden.

Beim *Grad-Tag-Verfahren* bzw. *Temperaturindexverfahren* wird ein linearer Zusammenhang zwischen der Schmelzrate und der mittleren Tageslufttemperatur angenommen (Vollmann 2007). Schnee schmilzt anhand eines empirisch festgelegten Schmelzfaktors, sobald der Temperaturindex einen Schwellwert unterschreitet, und schmilzt solange weiter, bis dieser Schwellwert wieder überschritten wird bzw. kein Schnee mehr da ist. Gleichung V zeigt das Grad-Tag-Verfahren nach Hock (1999):

$$M = \begin{cases} \frac{1}{n} DDF_{Schnee,Eis} * T & : T > 0 \\ 0 & : T \leq 0 \end{cases} \quad (V)$$

$n$  = Modellierungszeitschritte pro Tag,  $M$  = Schmelzrate in SWE (mm),  
 $DDF$  = empirischer Grad Tag Faktor ( $\text{mmd}^{-1}\text{°C}^{-1}$ ) für Schnee oder Eis,  
 $T$  = mittlere Lufttemperatur ( $\text{°C}$ )

Die Schmelzrate ist nur dann größer als 0, wenn die mittlere Lufttemperatur innerhalb eines Modellzeitschrittes positiv ist.

Beim *Strahlungsindexverfahren* wird die topografieabhängige potentielle Strahlungsenergie zusätzlich zum Temperaturindex berücksichtigt (Hock 1999). Gleichung VI stellt das Strahlungsindexverfahren dar:

$$M = \begin{cases} \left( \frac{1}{n} MF + \alpha_{Schnee,Eis} * I \right) T & : T > 0 \\ 0 & : T \leq 0 \end{cases} \quad (VI)$$

$n$  = Modellierungszeitschritte pro Tag,  $M$  = Schmelzrate in SWE (mm),  
 $MF$  = empirischer Schmelzfaktor ( $\text{mmd}^{-1}\text{C}^{-1}$ ),  
 $\alpha$  = Strahlungskoeffizient für Schnee – und Eisoberflächen,  
 $I$  = potentielle Strahlungsleistung ( $\text{Wm}^{-2}$ )  
 $T$  = mittlere Lufttemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ )

Schmelzfaktor und Strahlungskoeffizient werden empirisch ermittelt. Die potentielle Strahlungsleistung ist eine Funktion aus der mittleren Strahlungsleistung, die an der Obergrenze der Erdatmosphäre eintrifft, astronomischen Randbedingungen, der atmosphärischen Transmissivität und der Geländetopografie (Vollmann 2007).

*Kombinierte Indexverfahren* verwenden sowohl einen Temperatur- als auch einen Strahlungsindex und benötigen daher als Input die Lufttemperatur und gemessene oder potentielle Strahlung (Holzmann et al. 2009). Vereinfacht nach Hock (1999) stellt Gleichung VII ein kombiniertes Indexverfahren dar.

$$M = \frac{1}{n}(\alpha * Ti * T + (\alpha - 1) * Ri * Rad) \quad (\text{VII})$$

$n$  = Modellierungszeitschritte pro Tag,  $M$  = Schmelzrate in SWE (mm),  
 $Ti$  = Temperaturindex,  $Ri$  = Strahlungsindex,  $\alpha$  = Gewichtungskoeffizient,  
 $T$  = mittlere Lufttemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $Rad$  = Globalstrahlung ( $\text{Wm}^{-2}$ )

Bei diesem Verfahren kommen die Vorteile sowohl von Temperatur- als auch von Strahlungsindexverfahren zur Geltung: Das Temperaturindexverfahren mit seinen geringen Anforderungen an die Beobachtungsdaten und seiner konzeptionellen Einfachheit; das Strahlungsindexverfahren mit seiner Berücksichtigung der Geländeformen. Durch den Gewichtungskoeffizienten  $\alpha$  kann festgelegt werden, wie stark der Einfluss des einen oder anderen Verfahrens zu tragen kommt.

Der Vergleich von Temperaturindex-, Strahlungsindex- und kombiniertem Indexverfahren zeigte, dass mit letzterem die besten Ergebnisse erzielt werden konnten (Rauch 2007). Ursprünglich konnte das einfache Temperaturindexverfahren nur homogene Höhenzonen (lumped) berücksichtigen. Durch das Aufkommen immer höher aufgelöster Fernerkundungsdaten wurden diese konzeptionellen Schneemodellierungsansätze mit der Zeit durch die topografieabhängige Strahlungskomponente erweitert. Somit modellieren die Indexverfahren inzwischen räumlich verteilt (distributed), ohne zusätzliche Inputparameter zu benötigen (Vollmann 2007).

Durch Vergleiche von Simulationen mit Beobachtungen können die Ergebnisse von Schneeschmelzmodellen aller Art überprüft werden. Hierbei kommen ebenfalls vermehrt Fernerkundungsdaten wie (meist in mehrere Schneeklassen differenzierte)

Satelliten- und Luftbilder zum Einsatz. Etliche Studien verwenden diese zur Validierung der Modellergebnisse; häufig werden schneebedeckte Fläche, Schneedeckendauer, Verteilung des Schneewassergehaltes und Gletschermassenbilanzen simuliert (z.B. Koboltschnig et al. 2008, Stanzel et al. 2008, Zappa 2008, Skaugen und Randen 2011, Schirmer et al. 2011).

Die indexbasierten Verfahren besitzen noch eine andere Gemeinsamkeit: Sie berücksichtigen nicht die Verfrachtung des Schnees durch Wind und gravitative Prozesse. Der Schnee bleibt an der Stelle, an der er zu liegen kommt, bis ein Schwellwert der Temperatur oder Strahlung überschritten ist. Obwohl manche Modelle die Schneeablagerung auf Neigungen über  $45^{\circ}$ - $50^{\circ}$  verbieten, wird die Schneeakkumulation in hohen Lagen (über 3000m Seehöhe) von indexbasierten Modellen überschätzt, da die Durchschnittstemperatur des Bemessungszeitraumes auf dieser Höhe selten über  $0^{\circ}\text{C}$  liegt. In der Realität findet jedoch Schneeverfrachtung durch Wind und Lawinen statt. Diese Umlagerungsprozesse führen meist dazu, dass der Schnee in niedrigere Lagen transportiert wird und somit früher zum Abschmelzen kommt als im Modell berechnet (Holzmann et al. 2009, Kling et al. 2006, Koboltschnig et al. 2008, Koboltschnig et al. 2009).

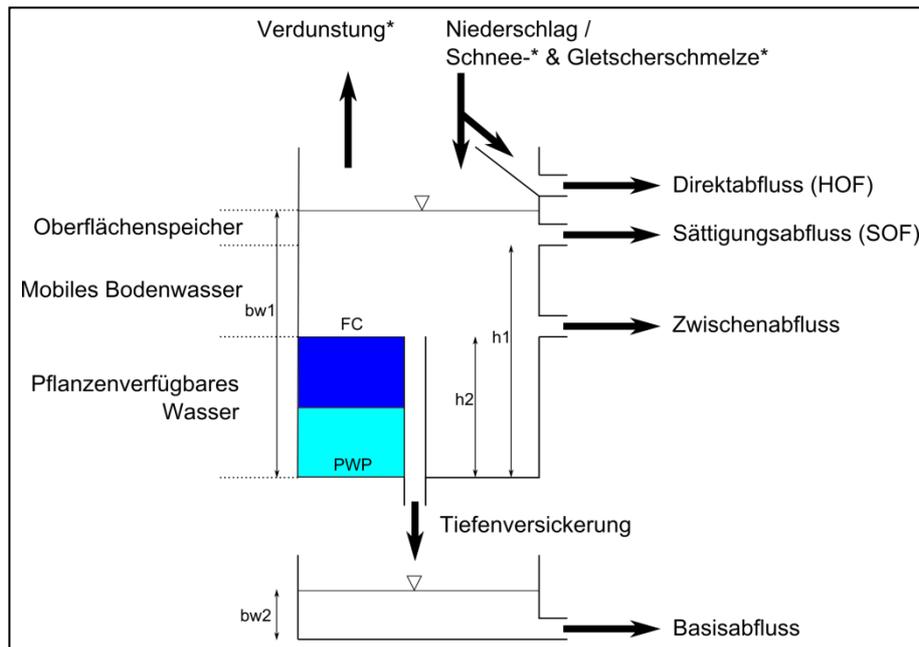
### **2.2.3 Schema des untersuchten Modells**

Das in dieser Arbeit untersuchte hydrologische Modell wurde am IWHW der BOKU entwickelt und von Holzmann et al. (2010) vorgestellt. Seither gab es einige Modifikationen und Erweiterungen. Im Folgenden wird das grundlegende Schema des Modells beschrieben, Abweichungen von der ursprünglichen Version beziehen sich auf Frey et al. (2013).

Das Modell basiert auf dem HBV-Modell, welches von Bergström (1976) für die Abflussmodellierung in skandinavischen Einzugsgebieten entwickelt wurde. Es kann als konzeptionelles semi-distribuiertes-Modell klassifiziert werden und benötigt als meteorologischen Input nur den Niederschlag bzw. in alpinen EZG die Wassermenge aus Schnee- und Eisschmelze sowie die Lufttemperatur. Für die Verdunstung des Bodenwassers sind Informationen über die potentielle Evapotranspiration nötig (Bergström 1995).

Das Schema des BOKU-Modells ist in Abbildung 7 dargestellt. Der gesamte Gebietsabfluss setzt sich aus Oberflächenabfluss (Hortonscher Abfluss), Sättigungsabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss zusammen. Die Komponenten Sättigungs- und Zwischenabfluss werden relevant, wenn ein bestimmter Füllungsgrad ( $h_1$  bzw.  $h_2$ ) des Bodenwasserspeichers ( $bw_1$ ) erreicht wird. Über Tiefenversickerung füllt sich der Grundwasserspeicher ( $h_2$ ) und wird als Basisabfluss abgeführt. Potentielle Evapotranspiration erfolgt aus dem Bodenwasserspeicher und wurde ursprünglich mit der Formel von Thornthwaite (1948) berechnet (Holzmann et al. 2010), in der neueren Version mit dem empirischen Verfahren nach Turc (1961) ohne Berücksichtigung der relativen Luftfeuchte. Unterschreitet der Füllungsgrad des Bodenwasserspeichers einen

zuvor kalibrierten Wert, wird die potentielle Verdunstung durch (errechnete) aktuelle Verdunstung ersetzt.



**Abbildung 7:** Schema des untersuchten konzeptionellen Niederschlag-Abfluss-Modells. (Quelle: Frey et al. 2013)

Die Berechnung der Schneeschmelze erfolgt mittels Temperaturindexverfahren (siehe Kapitel 2.2.2); der Schwellwert, unterhalb dem Niederschlag als Schnee behandelt wird, liegt bei  $0^{\circ}\text{C}$ . Die Gletscherschmelze wird mit einem unterschiedlichen Schmelzkoeffizienten berechnet. Für die Modellierung der Schmelzprozesse sowie der potentiellen Evapotranspiration wird das EZG in 100m-Höhenstufen gegliedert. Unterschreitet die Lufttemperatur einer Höhenstufe bei einem Niederschlagsereignis die  $0^{\circ}\text{C}$ -Grenze, wird der wirksame Niederschlag um den Flächenanteil dieser Höhenstufe reduziert und es kommt dort zu Schneeakkumulation. Zur Berücksichtigung von Schneeverlagerungen durch Wind oder Lawinen wurde eine Erweiterung eingeführt, mit der Schnee während eines Niederschlagsereignisses volumentreu zwischen mehreren Höhenstufen umverteilt werden kann (Frey et al. 2013).

### 3 Daten und Methoden

Ziel dieser Arbeit ist es, die Schneeschmelzmodellierung im vorgestellten konzeptionellen hydrologischen Modell soweit zu verbessern, dass die Umverteilung des Schnees durch Wind und Lawinen berücksichtigt werden kann und die Abschmelze an dem Ort stattfindet, an den der Schnee während des Winters und in der Schmelzseason tatsächlich transportiert wird. Hierfür müsste die Verteilung und dynamische Entwicklung des SWE zu Beginn und während der Schmelzseason modelliert werden. Wie bereits in den vorhergehenden Kapiteln mehrfach erwähnt wurde, werden die hierfür nötigen Daten gerade in Gebirgsregionen nur sehr vereinzelt erhoben. Eine wesentliche Überlegung bei der Entwicklung der methodischen Herangehensweise dieser Arbeit war die Möglichkeit, mit Daten zu arbeiten, die auch für große Untersuchungsgebiete leicht erhoben werden können und bestenfalls frei verfügbar sind. Die fortschreitende Entwicklung bei Qualität und Verfügbarkeit von Fernerkundungsdaten stand hierbei im Mittelpunkt. Die Methodik konzentriert sich auf die bei der Ausaperung entstehenden Muster, also die räumlichen Variationen des Ausaperungszeitpunktes, und die Frage, welche topografischen Faktoren den Zeitpunkt der Ausaperung eines Ortes im Gelände beeinflussen und wie dieser Einfluss geartet ist. Wenn der Einfluss der Geländeparameter hinreichend bestimmt werden kann, ist es theoretisch möglich, den relativen Ausaperungszeitpunkt jedes Ortes<sup>3</sup> in einem beliebigen Untersuchungsgebiet mit ähnlichen Grundvoraussetzungen zu modellieren. Hierfür kann im Ausmaß dieser Arbeit nur auf eine begrenzte Zahl an Erklärungsvariablen zurückgegriffen werden.

Der folgende Abschnitt erläutert zunächst die grobe Vorgehensweise der Arbeit an dieses Ziel und beschreibt die Rohdaten, die dabei zur Verfügung standen. Diese waren ausschlaggebend bei der Wahl des Untersuchungsgebietes, welches im darauf folgenden Kapitel näher betrachtet wird. Bevor dann die eigentliche Beschreibung der verwendeten Methoden erfolgt, wird ein überblicksmäßiger Workflow zur Orientierungshilfe skizziert. Am Ende des Methodenteils (Kapitel 3.6) werden die Unsicherheiten und Fehler in den Daten und im Modell selbst dargestellt und zu quantifizieren versucht.

#### 3.1 Datenbeschaffung und Vorgehensweise

Die Entwicklung und die Fähigkeit der vorliegenden Methoden sind sehr stark vom verfügbaren Datenmaterial geprägt. Aus finanziellen Gründen mussten Daten und Software kostengünstig oder frei verfügbar sein. Dies bringt einerseits Einschränkungen bei der potentiell erreichbaren Modellgüte mit sich, da mit den verfügbaren Daten die Variationen der Abschmelzmuster nur unvollständig erklärt werden können.

---

<sup>3</sup> In der hier verwendeten Methodik wird der Ausaperungszeitpunkt nicht absolut, sondern relativ zum Beginn der Schmelzperiode berechnet.

Andererseits werden jedoch Potentiale aufgezeigt, die sich durch die technische Entwicklung und Verfügbarkeit von Fernerkundungsdaten in den letzten Jahren eröffnet haben. Nicht zuletzt dieser Aspekt wird im Lauf dieses Kapitels und generell als Schwerpunkt der gesamten Arbeit betont werden.

Acht der neun österreichischen Bundesländer haben sich 2004 zur Kooperationsgemeinschaft „Geoimage Austria“ zusammengeschlossen und erstellen amtliche Orthofotos für die Landesverwaltungen. Diese liegen, je nach Gebiet, in 12,5 bis 20 cm Bodenauflösung vor und können für die nicht-kommerzielle Nutzung kostenlos abgerufen werden (LFRZ 2014). Weiters erstellen alle Bundesländer (auch in Kooperation mit dem Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen) separat und in unterschiedlichen Zeitabschnitten Orthofotos aus Befliegungen. Das jeweilige Landesgebiet wurde dabei früher in mehrjährigem Abstand, in den letzten Jahren in den meisten Bundesländern auch jährlich befliegen (siehe Webportale der österreichischen Landesregierungen). Die räumliche Auflösung wäre für den Zweck dieser Arbeit, nämlich die Analyse der sich in der Schmelzsaison ausprägenden Muster, mehr als ausreichend detailreich. Der zeitliche Abstand, in dem die Luftbilder aufgenommen werden, ist jedoch für diese Fragestellung ungeeignet.

Aus genannten Kostengründen war es auch nicht möglich, hochauflösende Satellitendaten mit bis zu 1m Bodenauflösung, die in zeitlichen Abständen von wenigen Tagen verfügbar sind, zu nutzen (Geoville 2014).

Eine andere, in etlichen Studien bereits angewandte Möglichkeit ist die Methode der Orthorektifizierung von terrestrischen Fotografien. Dabei können vom Boden aufgenommene Bilder mittels digitaler Geländedaten in orthorektifizierte Luftbilder umgerechnet werden. Rieckh (2011) verwendete einen von Corripio et al. (2004) entwickelten Orthorektifizierungsalgorithmus für seine Diplomarbeit und nennt die Studien von Schmidt (2009), Rivera et al. (2008), Farinotti et al. (2010) und DeBeer und Pomeroy (2010) als weitere Anwendungsbeispiele für diesen. Die genannten Studien befassen sich unter anderem mit dem Monitoring von Schneeschmelzmustern und der Simulation des Abflussgeschehens während der Schneeschmelze.

Derselbe Algorithmus kommt auch in dieser Arbeit zum Einsatz. Das Bildmaterial wurde von einer Webcam geliefert, die sich auf der Edelweißspitze in den Salzburger Hohen Tauern befindet und von der dortigen Berglandschaft hochauflösende 360° Panoramabilder aufnimmt. Der zeitliche Abstand der Aufnahmen beträgt dabei 10 Minuten. Einige Nachteile von früheren Studien, in denen oft selbstgebaute Kamerasysteme verwendet wurden, waren Kameraausfälle, Probleme mit der Stromversorgung oder Instabilitäten, die durch starken Wind, Kälte und Feuchtigkeit hervorgerufen wurden (Rieckh 2011). Diese Nachteile fallen beim verwendeten Kamerasystem weg, wie in Kapitel 3.2 genauer beschrieben wird. Die Bildqualität und zeitliche Auflösung ist für den hier verwendeten Ansatz der Schmelzmusteranalyse mehr als ausreichend.

Der angewandte Orthorektifizierungsalgorithmus benötigt zum Lösen der Gleichungen neben den Bildern und technischen Kameradaten auch Informationen über das Gelände.

Somit war ein digitales Geländemodell<sup>4</sup> (DGM) des Untersuchungsgebietes nötig, das auch zur Berechnung der Geländeparameter für die statistische Analyse herangezogen wurde. Auf der Plattform data.gv.at des österreichischen Bundeskanzleramtes können öffentlich frei zugängliche Verwaltungsdaten abgerufen werden, darunter befinden sich auch digitale Geländemodelle des gesamten Landesgebietes von Oberösterreich, Kärnten, Tirol und Wien (Bundeskanzleramt 2014). Für Salzburg liegen seit 2013 flächendeckend Geländedaten aus Airborne Laserscanning (ALS) –Befliegungen in 1m Bodenauflösung vor, die dort jedoch (noch) nicht abrufbar sind (Amt der Salzburger Landesregierung 2014). Für diese Arbeit wurde ein Geländemodell sowie Orthofotos des Untersuchungsgebietes freundlicherweise vom Referat „Landesplanung und SAGIS“ des Amtes der Salzburger Landesregierung zur Verfügung gestellt.

Für die Analyse der Ausaperungsmuster wurden Webcamaufnahmen für die Schmelzperioden der Jahre 2012 und 2013 nach in Kapitel 3.5.1 beschriebenen Kriterien ausgewählt und binär in schneebedeckte und schneefreie Bereiche klassifiziert. Die zweifarbigen Bilder wurden mit dem erwähnten Algorithmus unter Zuhilfenahme eines 2011 an der eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) von Bozzini entwickelten Tools in Orthofotos umgerechnet und die resultierenden einzelnen Schneebedeckungskarten zu einem Raster mit den Ausaperungszeitpunkten als Pixelwerte kombiniert. Die Geländeparameter, deren Einfluss auf das frühere oder spätere Ausapern getestet werden soll, wurden aus dem DGM abgeleitet. Untersucht wurde der Einfluss von Hangneigung, Himmelsrichtung, Geländekurvatur und bestimmten Geländeformen wie Bergkämme, Oberhänge und Hangfüße, sowie in einem Fall auch jener der Seehöhe. Mit diesen Daten wurden drei Varianten statistischer Regressionsanalysen durchgeführt: OLS (ordinary least squares)-Regression, ordinale Regression sowie ein generalisiertes additives Modell (GAM), in dem auch nichtlineare Einflüsse berücksichtigt werden können.

### 3.2 Verwendete Rohdaten

Für die Modellierung der Zusammenhänge zwischen Abschmelzdynamik und Geländeparametern standen im Wesentlichen drei Rohdatensätze zur Verfügung, aus denen die Daten für die statistischen Analysen abgeleitet wurden. Diese werden hier detaillierter beschrieben.

Das **Bildmaterial**, welches der Analyse des zeitlichen Verlaufs der Schneeschmelze zugrunde liegt, stammt von einer spezialgefertigten, wetterfesten Kamera, welche im 10-Minuten-Takt hochauflösende Panoramabilder von der Salzburger Edelweißspitze (auf 2575m Seehöhe) liefert. Das Modell „Roundshot Livecam HD“ wird von der Schweizer Firma Seitz Phototechnik AG speziell für den Einsatz an Orten mit extremen Wetterbedingungen angefertigt und auf der Edelweißspitze von der Großglockner Hochalpenstraße AG betrieben. Abbildung 8 zeigt die Kamera und die spezielle

---

<sup>4</sup> In dieser Arbeit wird der Begriff digitales Geländemodell als Repräsentation der Erdoberfläche ohne darauf befindliche Objekte definiert und unterscheidet sich somit vom digitalen Oberflächenmodell (DOM).



**Abbildung 8:** Roundshot Livecam HD mit Wetterhaube  
(Quelle: Seitz Phototechnik AG 2014)



**Abbildung 9:** Verwendetes Zoomobjektiv, auf 35mm Brennweite eingestellt  
(Quelle: <http://cameralenses.productwiki.com/nikon-af-s-dx-zoom-nikkor-18-55mm-f-3-5-5-6g-ed-ii/>, abgerufen am 26.1.2014)

„Wetterhaube“, mit der diese vor Wind und Wasser geschützt wird. Ein weiterer Vorteil dieser Webcamlösung ist die Möglichkeit, den Bildausschnitt und damit einhergehend die horizontale Auflösung der Aufnahmen über ein Wechselobjektiv zu verändern. Im Modell auf der Edelweißspitze kommt ein AF-S DX Zoom-Nikkor 18-55mm f/3.5-5.6G



**Abbildung 10:** Befestigung der Kamera am Parkplatz auf der Edelweißspitze  
(Quelle: visit 2012, <http://www.panomax.at/hardware/montagefotos.html>, abgerufen am 26.1.2014)

Sensortyp	3-linearer RGB Sensor
Vertikale Auflösung	2,048 Pixel
Dynamikumfang	9 Blendenstufen
Sensitivität	ISO/ASA 100, 200, 300, 400, 600, 800

Objektiv-Beispiele (Brennweite)	vertikale Auflösung	horizontale Auflösung	totale Auflösung (Megapixel)
35mm	2,048 Pixel	15,707 Pixel	32 Mio. Pixel (= 15x full HD)

**Tabelle 2:** Allgemeine technische Daten und Auflösung der Kamera bei Objektivbrennweite von 35mm  
(Quelle: Seitz Phototechnik AG 2014)

ED II – Objektiv zum Einsatz (Abbildung 9), welches auf 35mm Brennweite eingestellt ist. Um die Stabilität gegen Windeinflüsse zu erhöhen, wurde die Kamera auf einer Eisenstange in ca. 3,8 m Höhe über der Aussichtsplattform des Parkplatzes auf der Edelweißspitze befestigt (Abbildung 10). In Tabelle 2 ist ein Überblick über die technischen Daten der Kamera gegeben. Über die Webseite der Großglockner Hochalpenstraße AG ([www.grossglockner.at](http://www.grossglockner.at)) sind die Aufnahmen über eine Archivfunktion abrufbar. Nach einer Testphase wurde die Kamera im Mai 2012 in

Betrieb genommen und liefert Aufnahmen seit 30.5.2012, 16:10 (Großglockner Hochalpenstraßen AG 2014). Abbildung 11 zeigt die Aufnahme vom 5. Juni 2012 um 20:30, die auch für die Analysen dieser Arbeit verwendet wurde. Aufnahmen zweier weiterer Kameras sind aktuell über die Webseite verfügbar: Eine ist auf der Kaiser-Franz-Josefs-Höhe mit Blick auf die Pasterze befestigt. Die Aufnahmen datieren zwar bis zum 10. August 2010 zurück, der Bildausschnitt ist jedoch wesentlich kleiner und zeigt einen Osthang des Großglockners. Die zweite Kamera ist ähnlich dem Modell auf der Edelweißspitze und befindet sich beim Fuschertörl (rote Markierung in Abbildung 11). Die Aufnahmen sind erst seit 23.9.2013 verfügbar und fallen somit aus dem Untersuchungszeitraum dieser Arbeit. Für zukünftige Anwendungen dieser Methodik für Schneeschmelzanalysen oder ähnlicher Herangehensweisen für die Beobachtung von Veränderungen der Pasterze sind die anderen Kameras jedenfalls interessant.



**Abbildung 11:** Webcamaufnahme vom 5.6.2012, Uhrzeit: 20:30. Der Standort der Webcam Fuschertörl ist rot markiert.

(Quelle: Archiv auf <http://edelweissspitze.panomax.at/>, abgerufen am 27.3.2013)

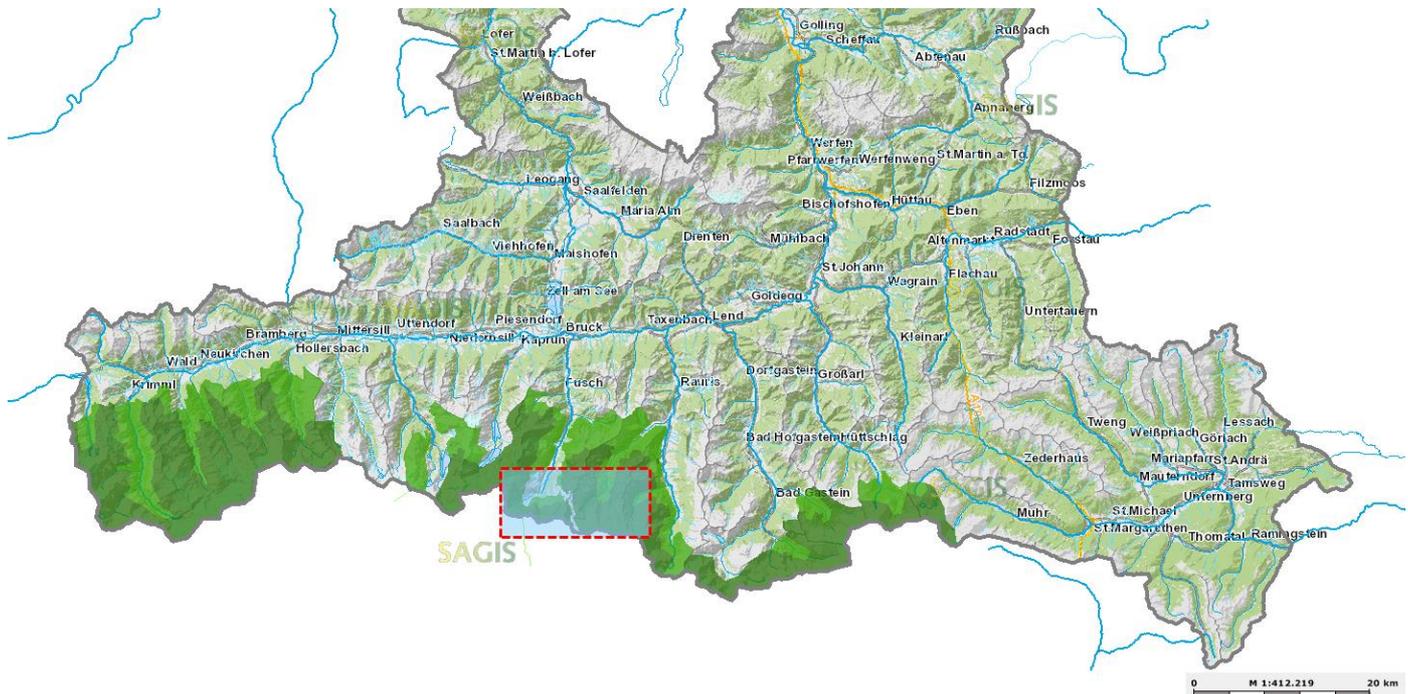
Der zweite Rohdatensatz ist ein **digitales Geländemodell** des von der Kamera erfassten Gebietes. Dieser Datensatz wurde freundlicherweise vom Referat für Landesplanung und SAGIS des Landes Salzburg zur Verfügung gestellt. Das Geländemodell, welches mittels ALS-Befliegung erstellt wurde, umfasst eine Fläche von ca. 131,5 km<sup>2</sup> und hat eine Bodenauflösung von 1m. Alle weiteren Daten, die für den Vorgang der Orthorektifizierung und für die statistischen Analysen zur Verwendung kamen, wurden aus diesem Datensatz abgeleitet.

Weiters wurden **Orthofotos** des Untersuchungsgebietes, die bei Befliegungen der Jahre 2009 und 2010 entstanden, ebenfalls vom Referat Landesplanung und SAGIS zur Verfügung gestellt. Die gesamte Fläche ist durch 32 Einzelbilder mit 20cm Bodenauflösung abgedeckt. Dieser Datensatz diente vor allem der Orientierung und half bei der Verknüpfung zwischen der Lage eines Objektes auf den Webcamaufnahmen und dessen realen Weltkoordinaten sowie bei der visuellen Validierung der orthorektifizierten Schneebedeckungskarten.

### 3.3 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nationalpark Hohe Tauern und ist durch den Bildausschnitt der Kameraaufnahmen sowie die Ausdehnung des DGM vorgegeben. Dieses weicht von einer rechteckigen Form ab, da im Südwesten die Landesgrenze

zwischen Salzburg und Kärnten verläuft. Die geografischen Koordinaten der nordwestlichen Ecke sind  $12^{\circ}43'38,4''$  n. Br. und  $47^{\circ}08'51,6''$  ö. L., der südöstlichste

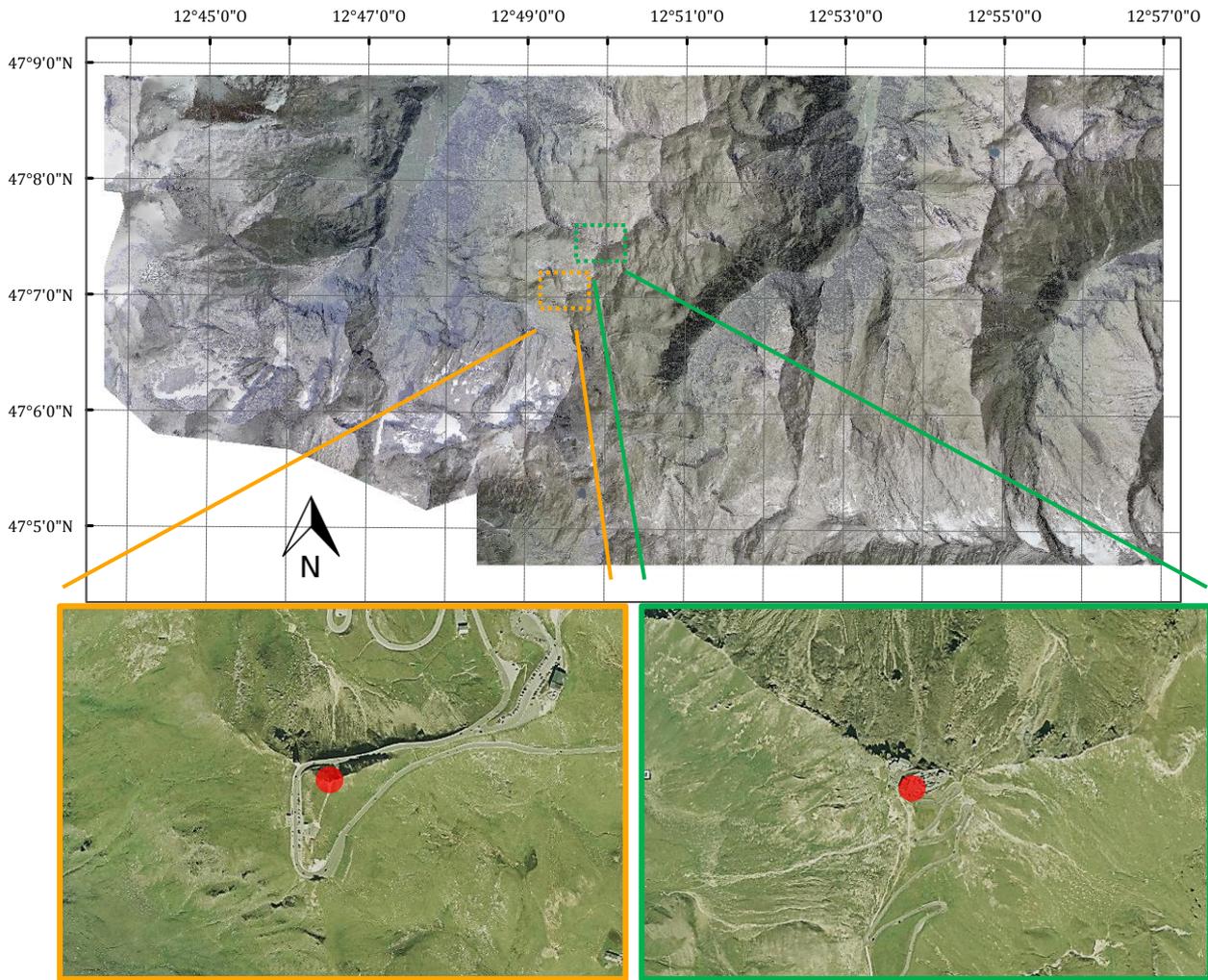


**Abbildung 12:** Lage des Untersuchungsgebietes im Süden Salzburgs an der Kärntner Landesgrenze. Die Fläche des Nationalparks Hohe Tauern ist grün markiert.

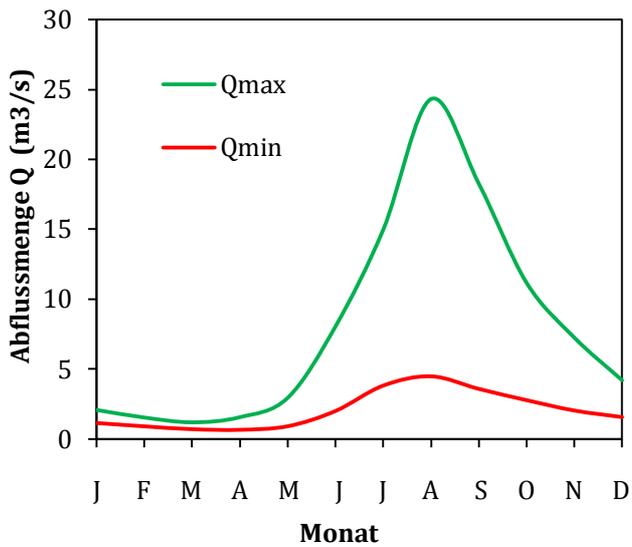
(Quelle: SAGIS, Amt der Salzburger Landesregierung, abgerufen am 27.1.2014)

Punkt liegt bei  $12^{\circ}56'58,5''$  n. Br. und  $47^{\circ}04'41,9''$  ö. L. (WGS84). Abbildung 12 zeigt die Lage des Untersuchungsgebietes auf einer Übersichtskarte des Landes Salzburg, die grünen Flächen markieren das Areal des Nationalparks. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über  $131,5 \text{ km}^2$  und umfasst vom tiefsten Punkt bei 1237m bis zum höchsten Punkt ganz im Nordwesten, dem Südwestgipfel der Klockerin auf 3422m Seehöhe, knapp 2200 Höhenmeter. In dieser Analyse werden nur Schneeschmelzprozesse oberhalb der Baumgrenze berücksichtigt, ca.  $75 \text{ km}^2$  bzw. knapp 60% des Gebietes liegen höher als 2200m Seehöhe. Abbildung 13 gibt einen Eindruck über die Topografie des Untersuchungsgebietes und zeigt den Standort der beiden Webcams in einem detaillierten Ausschnitt. Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes verläuft das Ferleitental, welches über die Fuscherache entwässert wird. In Ferleiten, ca. 7 km südlich von Fusch an der Großglocknerstraße, befindet sich auf 1142m ü. A. eine hydrografische Messstelle an der Fuscherache, welche seit 1961 Abflussmessdaten liefert<sup>5</sup>. Die Mittelwerte der monatlichen Abflussmaxima und -minima ( $Q_{\max}$  und  $Q_{\min}$ ) von 1990-2010 sind in Abbildung 14 dargestellt. In der östlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes wird das Wasser durch das Seidlwinkltal über die Seidlwinklache abgeführt, welche durch den Zusammenfluss mit der im östlich benachbarten Hüttwinkltal fließenden Hüttwinklache die Rauriser Ache bildet.

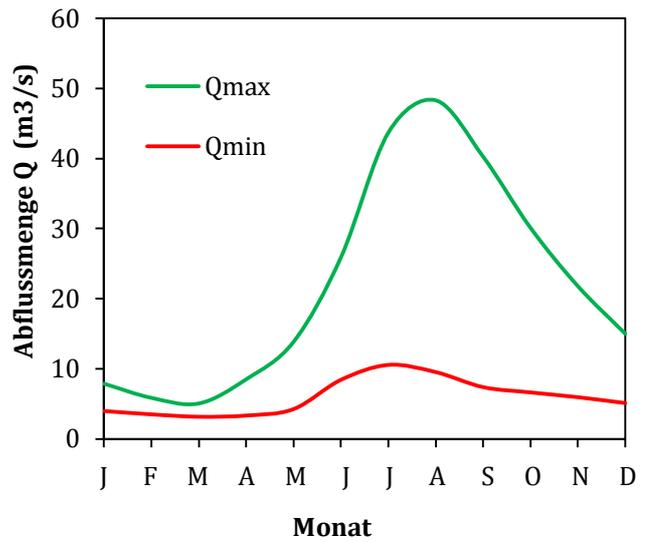
<sup>5</sup> Das Abflussregime an dieser Messstelle ist durch Kraftwerksbetrieb beeinflusst (BMLFUW, Hydrografischer Dienst Österreich, 2014).



**Abbildung 13:** Schummerung des Untersuchungsgebiets mit darüberegelegten Orthofotos. Das Koordinatensystem ist WGS84. Die größeren Kartenausschnitte zeigen die Standorte der Webcam Fuschertörl (links) und der verwendeten Webcam auf der Edelweißspitze.



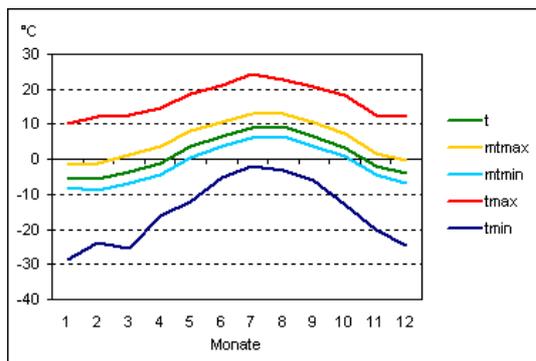
**Abbildung 14:** Abflussregime der Fuscherache an der Messstelle Ferlach auf 1142m. Q-Werte sind Monatsmittelwerte der Jahre 1990-2010 (Quelle: Daten aus ehyd.gv.at, abgerufen am 28.1.2014)



**Abbildung 15:** Abflussregime der Rauriser Ache an der Messstelle Rauris auf 917m. Q-Werte sind Monatsmittelwerte der Jahre 1990-2010 (Quelle: Daten aus ehyd.gv.at, abgerufen am 28.1.2014)

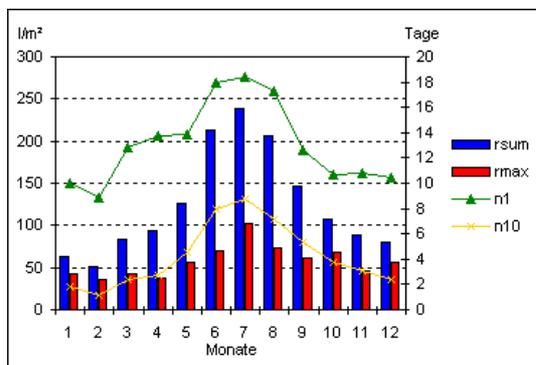
Flussabwärts der Mündung des Geissbaches in die Rauriser Ache befindet sich eine hydrografische Messstelle in Rauris (917m ü. A.). Abbildung 15 zeigt monatliche  $Q_{\min}$  und  $Q_{\max}$  im Jahresdurchschnitt 1990-2010 für diese Messstelle. Sowohl Fuscherache als auch Rauriser Ache münden schlussendlich in die Salzach.

Die folgenden Klimadaten wurden auf der Wetterstation Mooserboden gemessen, welche ca. 3 km von der nordwestlichen Ecke des Untersuchungsgebietes entfernt im Bereich des Staudamms des Speichers Mooserboden der Tauernkraftwerke AG auf 2036m Seehöhe liegt. Abbildung 16 zeigt verschiedene Tageswerte für Lufttemperatur im Mittel der Klimanormalperiode 1971-2000. In Abbildung 17 sind für denselben Zeitraum Mittelwerte von Niederschlagsdaten dargestellt. Die mittlere Jahressumme des Niederschlags für die Klimanormalperiode beträgt an der Messstelle 1496,6 mm, der maximale Tagesniederschlag (an einem Tag im Juli gemessen) 102 mm. Abbildung 18 stellt den Anteil des in Form von Schnee gefallenen Niederschlags dar. Die Neuschneemenge über das gesamte Jahr beträgt im 30-Jahres-Mittel 604,6 cm, die mächtigste Schneedecke über alle Jahre ist mit 330cm im März und im April gemessen worden (ZAMG 2014).



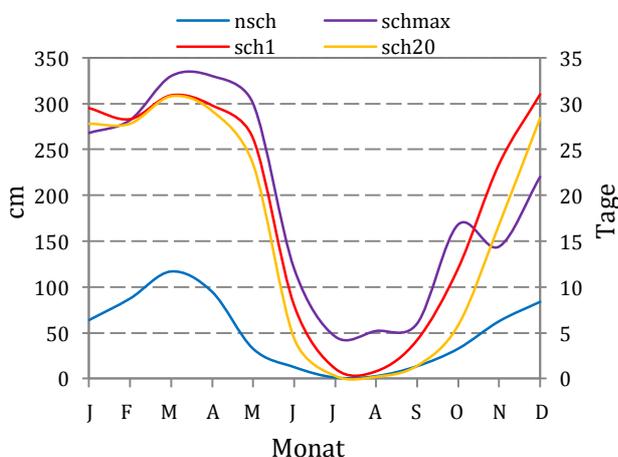
Kürzel	Einheit	Element
t	°C	Tagesmittel
mtmax	°C	Mittel aller tägl. Maxima
mtmin	°C	Mittel aller tägl. Minima
tmax	°C	absolutes Maximum
tmin	°C	absolutes Minimum

**Abbildung 16:** Tagesmittel-, Maximal- und Minimalwerte an der Wetterstation Mooserboden als Absolute sowie Mittelwerte der Periode 1971-2000 (Quelle: ZAMG 2014)



Kürzel	Einheit	Element
rsum	l/m <sup>2</sup>	Niederschlagssumme
rmax	l/m <sup>2</sup>	Größter Tagesniederschlag
n1	Tag	Niederschlag ≥ 1 mm
n10	Tag	Niederschlag ≥ 10 mm

**Abbildung 17:** Niederschlagssummen als Monatsmittel der Periode 1971-2000 und höchste gesamt gemessene Tageswerte jedes Monats (Balken, linke Skala) sowie mittlere Anzahl der Tage im Monat, an denen eine bestimmte Niederschlagssumme überschritten wurde (Linien, rechte Skala) (Quelle: ZAMG 2014)

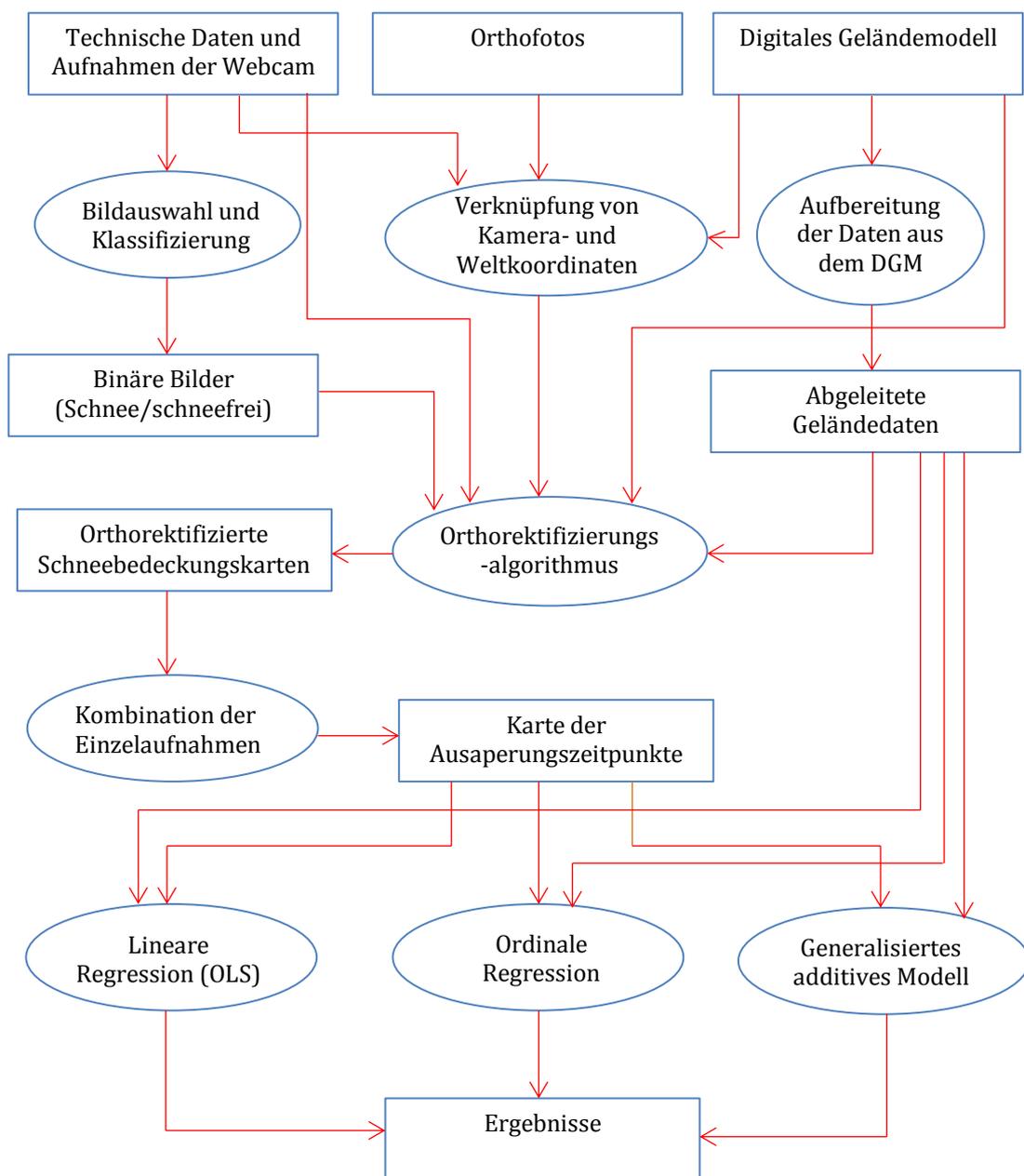


Kürzel	Einheit	Element
nsch	cm	Neuschneemenge
schmax	cm	Mächtigkeit der Schneedecke
sch1	Tag	Schnee ≥ 1 cm
sch20	Tag	Schnee ≥ 20 cm

**Abbildung 18:** Mittlere Neuschneemenge und maximale Mächtigkeit der Schneedecke (linke Skala) sowie mittlere Anzahl der Tage, an denen eine bestimmte Schneedeckenmächtigkeit überschritten wurde (rechte Skala) (Quelle: Daten aus ZAMG 2014)

### 3.4 Workflow

Nachdem nun die verwendeten Rohdaten erläutert und das Untersuchungsgebiet hydrologisch und meteorologisch charakterisiert wurde, soll die Vorgehensweise dieser Arbeit ausgehend von den Rohdatensätzen als Workflow dargestellt werden, um Überblick über die Verwendung der Daten und Methoden zu schaffen. Der Ablauf wurde bereits in Kapitel 3.1 grob beschrieben und wird hier in Abbildung 19 zur Orientierung nochmals grafisch skizziert. Rechteckige Formen symbolisieren Daten, elliptische Formen die in den folgenden Kapiteln beschriebenen Methoden und Tools.

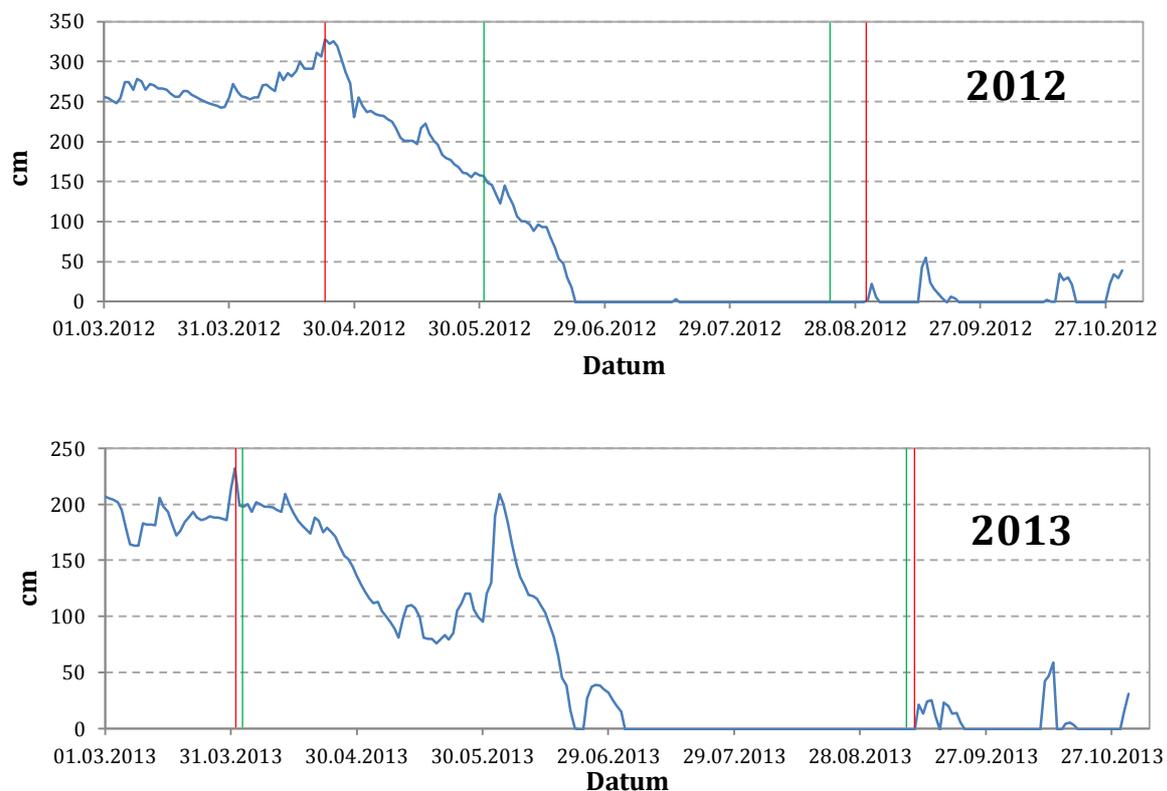


**Abbildung 19:** Workflow der methodischen Vorgehensweise dieser Arbeit. Daten werden durch Rechtecke, Methoden und Tools durch Ellipsen symbolisiert.

### 3.5 Methoden

#### 3.5.1 Bildauswahl und Klassifizierung

Die erste wichtige Voraussetzung für die Auswahl der Kameraaufnahmen ist die Kenntnis von Beginn und Ende der Schmelzperiode. Laut der im Kapitel 3.3 gezeigten Klimadaten wurde die maximale Schneehöhe in den Jahren 1971-2000 im März und April erreicht, und die mittlere Neuschneemenge nimmt ab diesen Monaten stark ab. Für diese Arbeit wurde der Beginn der Schmelzperiode für die erste grobe Einschränkung des Erhebungszeitraums als jenes Schneeflächenmaximum im März oder April angenommen, nach dem eine sichtbare kontinuierliche Abnahme der Schneeflächen stattfand. Das Ende der Schmelzperiode wurde als Zeitpunkt der ersten Schneefälle nach dem Sommer festgelegt, nach denen die schneebedeckten Flächen auf den Bildern nur noch zunahmen. Das letzte Bild mit akzeptablen Sichtverhältnissen vor diesem Niederschlagsereignis markiert das Ende der Untersuchungsperiode. Um diese Annahmen zu validieren wurden für die Jahre 2012 und 2013 Messdaten von der Wetterstation Rudolfshütte am Weißsee (auf 2315m Seehöhe, etwa 7 km vom nordwestlichen Rand des Untersuchungsgebietes entfernt) verwendet. Die folgende Abbildung 20 zeigt die gemessenen Verläufe der Schneetiefen von Anfang März bis Ende



**Abbildung 20:** Verlauf der Schneehöhen von Anfang März bis Ende Oktober der Jahre 2012 und 2013, gemessen auf der Wetterstation Rudolfshütte. Die roten Linien markieren Beginn und Ende der aus den Messungen abgeleiteten Schmelzperiode. Die grünen Linien zeigen das Datum der ersten und letzten Aufnahme des Untersuchungszeitraums.  
(Quelle: Messdaten von der Wetterstation Rudolfshütte)

Oktober. Beginn und Ende der Schmelzperioden sind jeweils wie aus den Messdaten als auch auf den Aufnahmen ersichtlich eingetragen. Da die Webcamaufnahmen erst seit 30. Mai 2012 zur Verfügung stehen, kann die Abschmelzperiode 2012 in der vorliegenden Arbeit erst ab diesem Zeitpunkt untersucht werden. Im Jahr 2012 wurde die maximale Schneedicke am 23. April mit 328 cm gemessen. Die erste Aufnahme stammt vom 31. Mai, die letzte vom 23. August. Der erste Schneefall nach dem Sommer wurde am 31. August verzeichnet. Im Jahr 2013 stimmen Beginn und Ende des aus den Messdaten und aus den Aufnahmen abgeleiteten Untersuchungszeitraumes beinahe exakt überein: Die mächtigste Schneedecke betrug 232 cm am 1. April, am selben Tag markiert die erste Aufnahme den Beginn des Untersuchungszeitraums. Das letzte Bild stammt vom 7. September, die ersten gemessenen Schneefälle nach dem Sommer ereigneten sich am 11. September.

Nach der Eingrenzung der Schmelzperiode erfolgte die Auswahl der Webcamaufnahmen vor allem unter dem Gesichtspunkt einer möglichst regelmäßigen zeitlichen Abfolge der Aufnahmen, um eine gleichmäßige Zuordnung der Ausaperungszeitpunkte zu ermöglichen. Tage mit schlechter Sicht mussten ganz außer Acht gelassen werden. Wenn es bei einem Niederschlagsereignis in höher gelegenen Bereichen zu Schneefall gekommen ist, wurden die Bilder der folgenden Tage bis zum Wegschmelzen der temporären Schneedecke ebenfalls ausgelassen, um Verzerrungen durch plötzlichen Schneeflächenanwuchs zu vermeiden. Hat ein bestimmter Tag diese Kriterien erfüllt, musste für den Klassifizierungsvorgang ein Zeitpunkt mit möglichst einheitlicher Belichtung gefunden werden, da es bei hohen Kontrasten leicht zu Fehlklassifizierungen z.B. zwischen Schnee in schattigen Bereichen und Fels in gleißendem Sonnenlicht kommen kann. Die Art der Belichtung ist vom Grad der Bewölkung und dem Sonnenstand abhängig. Wenn der Anteil diffuser Sonnenstrahlung hoch ist, erfolgt die Belichtung einheitlicher und kontrastärmer. Bei hohem Sonnenstand sowie geringer Bewölkung werden manche Bildbereiche selektiv beleuchtet und es kommt zu hohen Kontrasten und dem Effekt, dass beleuchteter Fels heller erscheint als beschatteter Schnee. Abbildung 21 verdeutlicht die Klassifizierungsschwierigkeiten durch unterschiedliche Belichtungen. Flächendeckende Bewölkung ist für einheitliche Belichtung von großem Vorteil, allerdings dürfen die Wolken nicht zu viel in himmelsfreie Bildbereiche hineinragen. Dieser Problematik wurde Rechnung getragen, indem (wenn möglich) Aufnahmen mit niedrigem Sonnenstand gewählt wurden. Tabelle 3 zählt die für den Orthorektifizierungsvorgang gewählten Aufnahmen mit Datum und Uhrzeit auf.



**Abbildung 21:** Unterschiedliche Belichtung aufgrund verschiedener Anteile diffuser und direkter Sonneneinstrahlung sowie Wolkenschatten. Im oberen Bild sind die einheitlichen Belichtungsverhältnisse für die Klassifizierung vorteilhaft, im unteren bestehen grobe Belichtungsunterschiede  
(Quelle: Webcamaufnahmen Edelweißspitze, 31.5.2012 sowie 8.7.2012)

2012								
Monat	<b>Mai</b>	<b>Juni</b>						
Datum	31.5.	5.6.	7.6.	9.6.	15.6.	18.6.	20.6.	24.6.
Uhrzeit	14:50	21:00	10:20	20:10	12:30	10:50	08:50	09:20
Monat		<b>Juni</b>		<b>Juli</b>		<b>August</b>		
Datum		28.6.	30.6.	8.7.	27.7.	5.8.	15.8.	23.8.
Uhrzeit		08:30	11:10	10:40	11:30	14:20	11:00	09:30

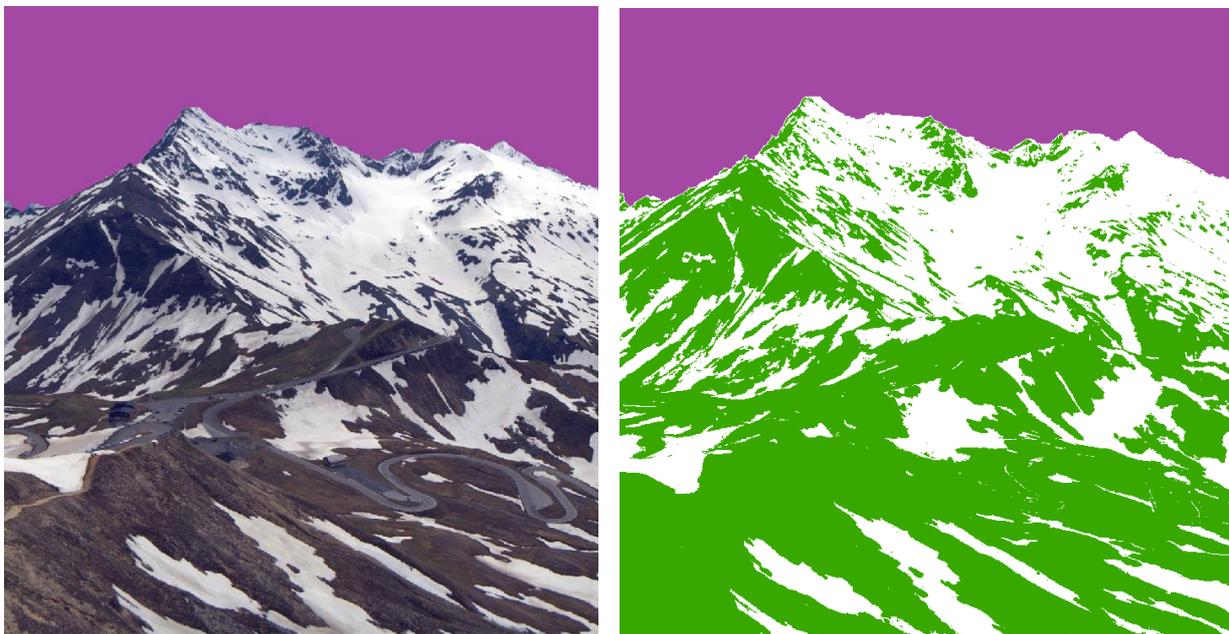
2013									
Monat	<b>April</b>				<b>Mai</b>		<b>Juni</b>		
Datum	1.4.	15.4.	24.4.	29.4.	6.5.	18.5.	10.6.	16.6.	23.6.
Uhrzeit	06:40	10:40	12:00	18:50	19:50	09:00	07:50	07:00	14:50
Monat	<b>Juli</b>				<b>August</b>				<b>September</b>
Datum	7.7.	15.7.	21.7.	28.7.	4.8.	11.8.	18.8.	23.8.	7.9.
Uhrzeit	07:00	05:40	16:20	11:00	11:50	05:40	06:10	05:50	06:10

**Tabelle 3:** Aufnahmedatum und Uhrzeit der verwendeten Webcamaufnahmen in den Jahren 2012 und 2013.

Weiters wurde die Entscheidung getroffen, nur die südwestliche Hälfte der Aufnahmen für die Klassifizierung und weitere Analyse zu verwenden, da die andere Bildhälfte beinahe komplett von der Edelweißhütte und dem dazugehörigen Parkplatz eingenommen wird. Um die Klassifizierung zu vereinfachen und etwaige

Fehlerkennungen von Wolken als Schnee zu vermeiden, wurden die Bildbereiche mit Himmel herausgeschnitten.

Die Klassifizierung der Bilder wurde in ArcGIS 10.0 vorgenommen. Das Tool „Bildklassifizierung“ erlaubt die Definition beispielhafter „Trainings-Polygone“ für verschiedene Klassen, deren Pixelwerte mit denen der anderen Bildbereiche verglichen werden. Das Tool entscheidet dann, welcher Klasse ein Bildbereich am ehesten zugeordnet werden soll. Je einheitlicher die Belichtungsverhältnisse der Bilder sind, desto weniger Klassen und Trainingsgebiete pro Klasse müssen definiert werden. Bei großen Belichtungsunterschieden muss für jeden unterschiedlich beleuchteten Bildbereich einer Klasse (z.B. Schnee, Wald, Wiese) eine eigene Unterklasse erstellt werden. Meist wurden drei Schneeklassen definiert und nach der Klassifizierung wieder zu einer zusammengefügt: weißer Schnee (sonnenbeschienen), blauer Schnee (beschattet) und brauner Schnee (mit Geröll oder Erde verschmutzt). Die restlichen Klassen waren meist Fels, Wald, Wiesen, Geröll und Straßen und wurden gemeinsam zur Klasse „kein Schnee“ zusammengefasst. Abbildung 22 zeigt beispielhaft ein Bild vor und nach der Klassifizierung. Leider gelang die Automatisierung des Klassifizierungsvorganges in dieser Studie nicht, da die Farb- und Kontrasteigenschaften der Bilder wegen der unterschiedlichen Aufnahmezeiten zu verschieden waren, und für jedes Bild mussten von Hand Beispielklassen und Trainingsgebiete definiert werden.



**Abbildung 22:** Bildausschnitt vor (eingefärbte Himmelsbereiche wurden entfernt) und nach der Klassifizierung.

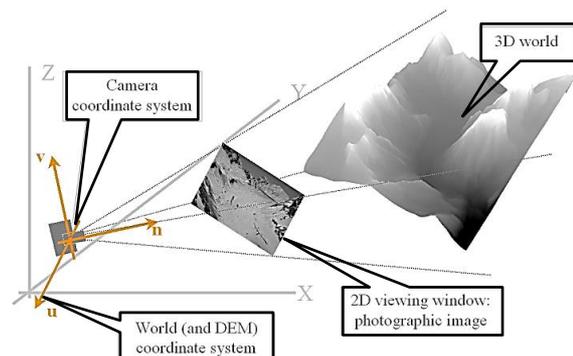
### 3.5.2 Orthorektifizierung der terrestrischen Aufnahmen

Der hier beschriebene Vorgang folgt größtenteils dem Benutzerhandbuch des Tools „Photogeoref“ von Corripio (2004a) sowie zweier Publikation, in denen es vorgestellt und zur Schätzung der Albedo von Schnee angewendet wurde. (Corripio 2003, 2004b).

Um die terrestrischen Kameraaufnahmen in georeferenzierte Orthofotos umzurechnen, müssen die zweidimensionalen Pixel in den Aufnahmen über eine Funktion mit dreidimensionalen Punkten im DGM verknüpft werden. Hierfür werden die Weltkoordinaten des DGM  $(x,y,z)$  in das Koordinatensystem der Kamera  $(x,y)$  transformiert und entsprechend der Auflösung der Aufnahmen skaliert. Dadurch erhält man eine zweidimensionale Repräsentation, oder ein virtuelles Bild, aller Punkte des DGM, wie sie von der Perspektive der Kamera aus gesehen werden (Abbildung 23). Dieses virtuelle Bild muss nun mit den Konturen, die auf den Aufnahmen erkennbar sind, übereingestimmt werden, um eine Verknüpfung der Bildpixel mit einem entsprechenden Punkt auf dem DGM herzustellen. Somit können die Pixel in der Aufnahme auf die verknüpfte Weltkoordinate projiziert werden.

Die Transformation der Weltkoordinaten des DGM in das Koordinatensystem der Kamera wird in zwei Schritten berechnet: Zuerst werden die Weltkoordinaten in ein neues Koordinatensystem übertragen, dessen Ursprung die Position der Kamera darstellt (Gleichung VIII). Im zweiten Schritt werden die Ergebnisse mit der Matrix in Gleichung IX multipliziert und die übertragenen Weltkoordinaten somit rotiert, um der Blickrichtung der Kamera zu entsprechen. Das Ergebnis ist ein dreidimensionaler Satz an Punkten, die den Weltkoordinaten des DGM aus der Sicht der Kamera entsprechen.

Nachdem die Transformation der Weltkoordinaten berechnet wurde, wird diese auf eine zweidimensionale Ebene projiziert, die den Größendimensionen des Films bzw. digitalen Sensors entspricht, auf den die Ablichtung gemacht wurde (Gleichung X).



**Abbildung 23:** Skizzenhafte Darstellung des Georeferenzierungsprozesses. Die Weltkoordinaten des DGM werden auf die zwei-dimensionale Ebene des Bildes projiziert. (Quelle: Corripio 2004a)

$$\begin{pmatrix} P_{tx} \\ P_{ty} \\ P_{tz} \\ 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & -C_x \\ 0 & 1 & 0 & -C_y \\ 0 & 0 & 1 & -C_z \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} P_{wx} \\ P_{wy} \\ P_{wz} \\ 1 \end{pmatrix} \quad (\text{VIII})$$

$P_w$  = Punkt im Weltkoordinatensystem

$P_t$  = Transformierter Punkt in einem Koordinatensystem mit Ursprung in Punkt C (Position der Kamera)

$$\begin{pmatrix} P_{cx} \\ P_{cy} \\ P_{cz} \\ w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U_x & U_y & U_z & 0 \\ V_x & V_y & V_z & 0 \\ N_x & N_y & N_z & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{f} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} P_{tx} \\ P_{ty} \\ P_{tz} \\ 1 \end{pmatrix} \quad (\text{IX})$$

$f$  = Brennweite der Kamera

$P_c$  = Transformierte Weltkoordinaten im Kamerakoordinatensystem

$w$  = Skalierungsfaktor für die Projektion auf die Dimensionen der Bildebene (Gleichung X)

$$P_{px} = \frac{fP_{cx}}{\frac{1}{2}wP_{cz}} \quad \text{und} \quad P_{py} = \frac{fP_{cy}}{\frac{1}{2}wP_{cz}} \quad (\text{X})$$

$P_p$  = neue 2D – Koordinaten des projizierten Weltkoordinatenpunktes  $P_c$

$w$  = Skalierungsfaktor

Der Faktor  $\frac{1}{2}$  wird im Nenner benutzt, um den Koordinatenursprung auf der projizierten Ebene in den Bildmittelpunkt zu legen

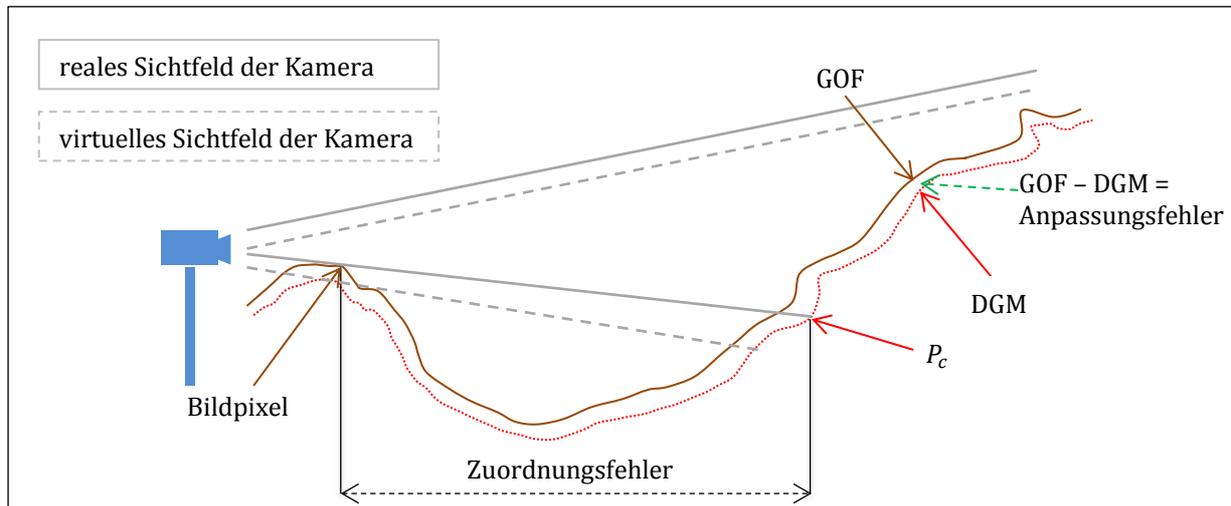
Die Projektion des DGM auf die Ebene des Bildes erlaubt nun einen direkten Vergleich der Formen auf dem Bild und den dazugehörigen Geländemerkmale. Die Eingangsparameter können nun so lange verändert und angepasst werden, bis eine zufriedenstellende Übereinstimmung zwischen Bild und projiziertem DGM gefunden wurde (Abbildung 24). Die Pixel im Bild werden daraufhin mit den drei-dimensionalen Weltkoordinaten, die sie überlagern, verknüpft und können dadurch geografisch korrekt



**Abbildung 24:** Überlagerung des Bildes mit dem transformierten und skalierten DGM. Jeder rote Punkt entspricht einer Rasterzelle des DGM mit 5m Auflösung.

auf die Ebene des DGM zurückprojiziert werden. Das Ergebnis ist ein georeferenziertes Orthofoto bzw. eine Karte der durchschnittlichen Helligkeitswerte aller Pixel, die einem Weltkoordinatenpunkt zugeordnet wurden. Hierbei liegt der Vorteil der verwendeten Methodik darin, dass die Bilder bereits vor der Georeferenzierung klassifiziert wurden und nur eine Zuordnung entweder von schneefreien oder schneebedeckten Pixeln stattfindet. Auch falsche Georeferenzierung von Bereichen mit Himmel am Rand von Konturumrissen auf den Bildern ist ausgeschlossen (Rieckh 2011).

Dennoch kann es schon bei kleinen Verschiebungen zwischen den Bildpixeln und den projizierten Weltkoordinaten zu groben Fehlzunordnungen kommen, vor allem wenn groÙe Gelandebereiche nicht im Sichtfeld der Kamera sind (siehe Abbildung 25). Dieser Fehler ist groÙer, je komplexer das Terrain und je horizontaler der Sichtwinkel der Kamera ist (siehe auch Kapitel 3.6.2.2).



**Abbildung 25:** Durch fehlerhafte Inputparameter oder Objektivverzerrung entstehende Anpassungsfehler zwischen GOF (auf dem Bild sichtbare Geländeoberfläche) und transformiertem DGM können groÙe Zuordnungsfehler verursachen. Der Punkt  $P_c$  auf der DGM-Projektion wird mit dem Bildpixel vom Rand des Sichtfeldes verknüpft und erscheint auf dem Orthofoto an der falschen Stelle.

(Quelle: eigene Darstellung)

Im Tool „Photogeoref“ wurden die nötigen Berechnungen in der Sprache IDL (Interactive Data Language) implementiert. Eine grafische Benutzeroberfläche erleichtert das Einlesen der Daten und die Einstellung der Eingangsparameter. Folgende Daten und Eingangsparameter, welche sich hauptsächlich aus den Gleichungen VIII bis X ergeben, werden benötigt, um die Georeferenzierung der Bildpixel zu berechnen:

- Das **DGM** im TIFF-Format wird für die Abfrage und Transformation der Weltkoordinaten des Untersuchungsgebietes verwendet. Leider wurden die Speicherkapazitäten des Programms bzw. der Hardware durch die GroÙe des originalen DGMs überschritten und es musste ein Resampling auf 5m Auflösung durchgeführt werden.
- Die zu referenzierende **Kameraaufnahme** im TIFF-Format. Bei der Einstellung des Tools wurde schnell deutlich, dass der Anpassungsfehler zum Bildrand hin aufgrund der Rotation der Kamera während der Aufnahme immer groÙer wurde. Um diesen Effekt zu minimieren wurden kleinere Bildausschnitte gewählt. Die halbierten Originalaufnahmen (EdelweiÙhutte und Parkplatz herausgeschnitten) wurden nochmals geviertelt und die Parameter für jeden Bildteil einzeln eingestellt. Die endgültige Auflösung der einzelnen Bilder betrug 1964x2048 Pixel.
- Das **Sichtfeld** der Kamera im TIFF-Format enthält die Information, welche Punkte des Geländes vom Standpunkt der Kamera aus sichtbar sind. Diese Maske

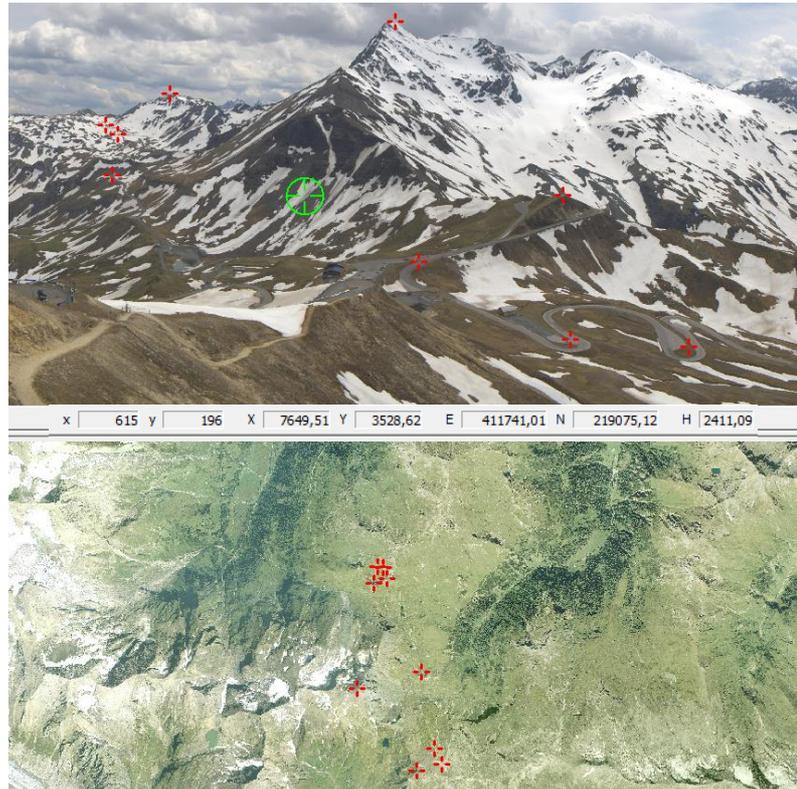
kann in ArcGIS einfach mit einem Tool aus dem DGM abgeleitet werden (x-, y-, z-Koordinaten des Kamerastandortes müssen bekannt sein) und muss mit derselben Auflösung wie das DGM eingelesen werden.

- Weltkoordinaten von **Kontrollpunkten** (x, y, z) in Form einer csv-Liste werden nicht für die Berechnungen selbst verwendet, sondern dienen einer ersten Orientierung des Benutzers bei der Anpassung der Parameter bevor die Transformation des gesamten DGM vorgenommen wird. Dabei werden nur die Koordinaten der Kontrollpunkte transformiert und auf die Bildebene projiziert, um eine erste Anpassung vornehmen und visuell überprüfen zu können. Hierfür ist es sinnvoll, wenn die Kontrollpunkte Weltkoordinaten von leicht auf dem Bild identifizierbaren Stellen wie Bergkämmen, Straßenkurven, Gebäuden etc. repräsentieren.
- Für die Transformations- und Skalierungsberechnungen benötigte **Kameradaten** umfassen die drei-dimensionalen Weltkoordinaten des Kamerastandortes, die Brennweite des Objektivs, die Auflösung der Bilder sowie die Film- bzw. Sensorbreite und -höhe. Da die Webcam nahtlose 360°-Aufnahmen produziert ist die Sensorbreite theoretisch unendlich und wurde für die verwendeten Bildausschnitte bei bekannter Sensorhöhe und Auflösung einfach über das Verhältnis  $\frac{\text{Sensorbreite}}{\text{horizontale Auflösung}} = \frac{\text{Sensorhöhe}}{\text{vertikale Auflösung}}$  berechnet.
- Der letzte Eingangsparameter sind die sogenannten **Zielkoordinaten**. Dabei handelt es sich um die drei-dimensionalen Weltkoordinaten jenes Punktes, der genau im Bildmittelpunkt liegt. Die Schwierigkeit der exakten Ermittlung dieses Punktes steigt mit der Zunahme seiner Distanz zum Kamerastandort, je mehr Terrain auf dem Bildausschnitt sichtbar ist, und je waagrecht das Sichtfeld der Kamera zur Geländeoberfläche orientiert ist (vgl. Abb. 25). Eine Möglichkeit der Ermittlung ist GPS-Messung im Gelände, allerdings war dies bei den Größenverhältnissen und der Unwegigkeit des Geländes nicht praktikabel. Stattdessen wurde ein auf der eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) 2011 von Claudio Bozzini entwickeltes Tool zur Abschätzung dieses Parameters verwendet. Das WSL Monoplotting-Tool ist eine GIS-Applikation, in der (ähnlich wie in Photogeoref) eine Verknüpfung einer terrestrischen Aufnahme mit einem Geländemodell vorgenommen werden kann. Dies geschieht durch das Setzen von Kontrollpunkten an einander entsprechenden Stellen direkt in einem Foto und im DGM (Abbildung 26). Der Algorithmus berechnet daraufhin mittels der bereits verknüpften Welt- und Pixelkoordinaten und den einzugebenden Weltkoordinaten des Kamerastandortes von selbst weitere Kameraparameter wie Rotation, Blickwinkel und Brennweite und stellt damit eine Koordinatenübereinstimmung von Pixeln und Punkten im Gelände her. Die Anzahl der Welt- und Bildkontrollpunkte kann für die erste grobe Annäherung gering sein, durch Hinzufügen weiterer Kontrollpunkte wird die Übereinstimmung verfeinert.

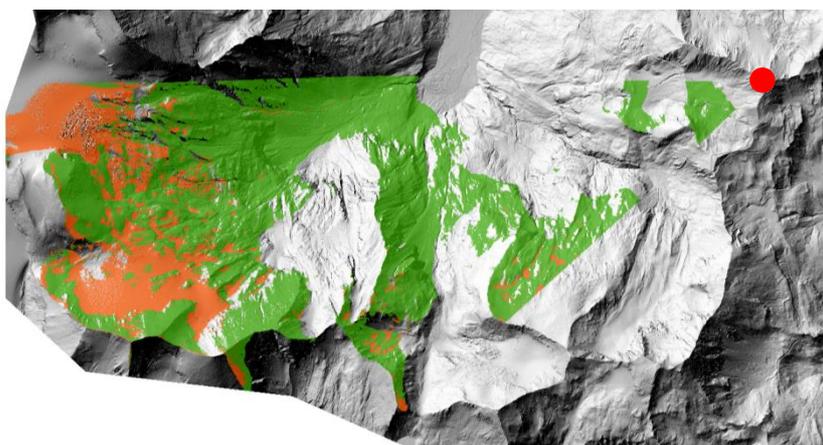
Zweck des Tools ist die Möglichkeit, direkt in ein Foto gezeichnete Punkte, Linien und Polygone in Weltkoordinaten zu übersetzen und somit z.B. frühere Landnutzungen oder Gletscherveränderungen mittels alter Fotografien zu analysieren. Für die vorliegende Methodik wurden die Weltkoordinaten des Bildmittelpunktes der Webcamaufnahmen nach erfolgter Anpassung ermittelt und als Zielkoordinaten in Photogeoref verwendet.

Nachdem die Inputdaten erstellt bzw. berechnet wurden, mussten die Kameraparameter sowie die Zielkoordinaten in einem iterativen Prozess feineingestellt werden, bis die Übereinstimmung der transformierten Projektion des DGM mit den im Bild erkennbaren Formen zufriedenstellend waren. Um die Übereinstimmung zu verbessern mussten teilweise unrealistische Werte eingegeben werden (z.B. Veränderung des Kamerastandortes oder der Brennweite). Diese Notwendigkeit wurde u.a. bereits in der Diplomarbeit von Rieckh (2011) beschrieben.

Sobald für alle vier Bildausschnitte keine deutliche Verbesserung durch Anpassen der Inputparameter mehr erreicht werden konnte, wurden die Aufnahmen der Reihe nach orthorektifiziert. Abbildung 27 zeigt am Beispiel eines Bildausschnittes das Resultat des



**Abbildung 26:** Markante Punkte im Bild (oben) wurden mit Hilfe der Orthofotos auf das DGM (unten) übertragen. Ist die Anpassung korrekt, werden die Pixelkoordinaten (x, y) in Echtzeit in Weltkoordinaten (E, N, H) übersetzt (mittlere Leiste). (Quelle: WSL Monoplotting Tool, Bozzini 2011)



**Abbildung 27:** Schneebedeckte (rot) und schneefreie (grün) Flächen am 23. August 2013. Der rote Punkt markiert den Kamerastandort, farbfreie Flächen sind von der Kamera aus nicht sichtbares Gelände.

Vorganges. Die Schneebedeckungskarten liegen in der selben Bodenauflösung (5m) wie das in den Georeferenzierungsalgorithmus einfließende DGM vor.

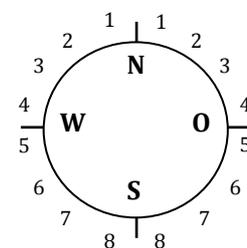
### 3.5.3 Aufbereitung der Daten für statistische Analysen

Bei den statistischen Analysen wurde mit unterschiedlichen Regressionsverfahren der Einfluss von Geländeparametern auf den Ausaperungszeitpunkt eines Ortes im Gelände getestet. Die Aufbereitung der Geländedaten erfolgte mit ArcGIS, die statistischen Berechnungen wurden mit der freien Softwareumgebung R durchgeführt. Als unabhängige Variablen fließen in die Modelle die Neigung des Geländes, die Himmelsrichtung der Geländepunkte, die Krümmung in mehreren Größenordnungen sowie die topografische Position eines Ortes, unterteilt in Klassen wie Bergkamm, Hangfußlage etc. ein, sowie in einem Fall auch die Seehöhe.

Die Neigung wird als Änderungsrate des Höhenwertes zwischen einer Rasterzelle und der benachbarten Zellen berechnet. Die Neigung kann in Grad oder prozentueller Änderung angegeben werden. Für die Analysen wurde das Neigungsraster aus dem DGM abgeleitet und in 5°-Klassen zusammengefasst. Die Neigung im Untersuchungsgebiet rangiert von ganz flachen Stellen bis zu 87°. Die Zellen des Neigungsrasters können Werte zwischen 0 und 85, jeweils in 5°-Abständen, annehmen. Dieser Parameter ist ein wichtiger Prädiktor für Lawinenabgänge.

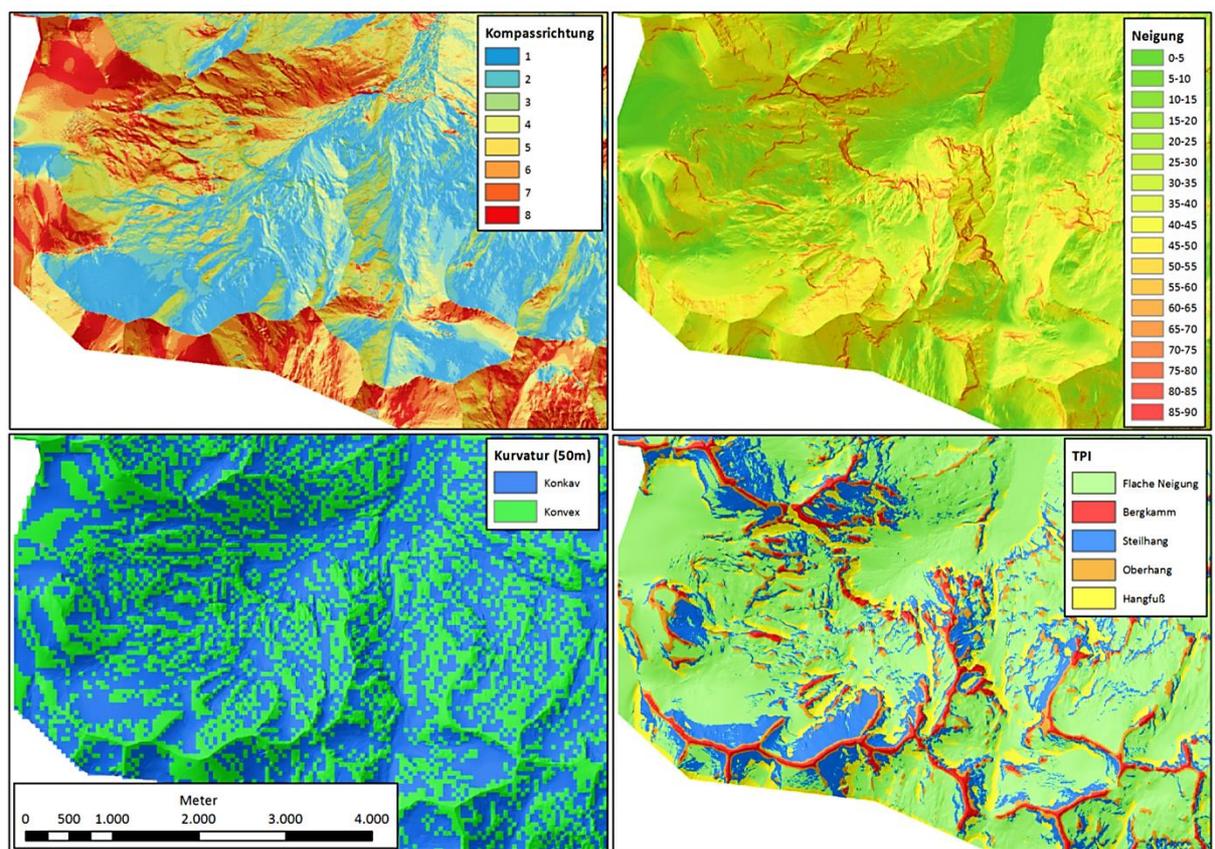
Das Raster der Hangausrichtung errechnet sich aus der Kompassrichtung der maximalen Höhenveränderung zwischen einer Rasterzelle des DGM und ihren acht Nachbarzellen. Die resultierenden Werte liegen zwischen 0° und 360° (Nord), flache Stellen erhalten den Wert -1. Dies ist für lineare Regressionsverfahren problematisch, da die Werte 0 und 360 die gleiche Richtung bezeichnen. Um das Problem zu umgehen wurden die Werte von nördlich zu südlich ausgerichteten Stellen linear gesteigert, indem der Kompass in 16 Klassen unterteilt und der Gradient von Nord nach Süd auf der Ost- und Westachse gleichermaßen abgebildet wurde (siehe Abbildungen 28 und 29). Somit kann die Variable der Hangausrichtung die Werte 1-8 annehmen. Die Himmelsrichtung ist ein wichtiger Hinweis auf die Menge der einfallenden Globalstrahlung.

Die Krümmung des Geländes ist die zweite Ableitung der Höhenwerte oder die Neigung der Neigung. In dieser Studie wurden nur drei potentielle Ausprägungen (konvexe, konkave und flache Stellen) definiert. Um sowohl Geländeformen in der Größenordnung der Auflösung des DGM als auch ganze Bergzüge und Täler berücksichtigen zu können, wurden mehrere Krümmung-Raster in Bodenauflösungen von 5m, 25m, 50m und 100m zu dem Zweck angefertigt, die Exposition gegenüber Windeinflüssen auf mehreren Skalen in das Modell einfließen zu lassen.



**Abbildung 28:** Klassifizierung von 16 Kompassrichtungen nach dem Aspekt der „nördlichkeit“ bzw. „südlichkeit“. Auf diese Weise kann die Kompassrichtung in eine lineare Regression einfließen.

Letztlich wurde ein von Weiss auf der International ESRI User Conference 2001 vorgestellter Algorithmus verwendet, um die Rasterzellen des DGM nach ihrer topografischen Lage im Gelände zu klassifizieren. Der topografische Positionsindex (TPI) gibt für jede Rasterzelle des DGM die Differenz zwischen ihrem Höhenwert und dem Mittelwert der Höhen einer zu spezifizierenden Nachbarschaft an. Positive Werte zeigen demnach an, dass eine Stelle höher liegt als der Durchschnitt ihrer Umgebung und negative, dass der Umkreis durchschnittlich höher liegt. TPI-Werte um 0 zeigen entweder flache Stellen oder solche mit gleichmäßiger Neigung im Umfeld an, da in diesem Fall der Durchschnitt der höher und niedriger liegenden Stellen ca. gleichhoch wie die betrachtete Rasterzelle ist. Wie die Krümmung ist dieser Parameter skalenabhängig und die Größenordnung des betrachteten Umfeldes einer Zelle muss je nach Anwendung angepasst werden (Weiss 2001). Durch einen empirischen Anpassungsprozess wurden Grenzwerte des TPI festgelegt, die eine Zuordnung zu den Geländeklassen Bergkämme, Oberhänge sowie Hangfüße ermöglichten. Für die weitere Unterteilung der TPI-Werte nahe 0 in steile und flache Hangneigungen wird zusätzlich Information aus einem Neigungs raster benötigt. Für den Zweck dieser Arbeit wurde als Nachbarschaft für die Errechnung der Höhenmittelwerte ein Umkreis von 100m sinnvoll gefunden. Die TPI-Klassen gehen als Faktorstufen in die statistischen Modelle ein. Abbildung 29 illustriert die als unabhängige Variablen in die statistische Analyse einfließenden Geländeparameter.



**Abbildung 29:** Geländeparameter für die statistischen Analysen. Von links oben nach rechts unten: Ausrichtung des Geländes in acht Kompassklassen, Neigung in 5°-Klassen, Krümmung des Geländes in 50m Bodenauflösung sowie nach TPI unterteilte Geländeklassen.

Die abhängige Variable, also der erste Zeitpunkt, an dem ein schneebedeckter Punkt im Gelände schneefrei wird, wurde durch die Analyse des zeitlichen Verlaufs der Schneebedeckung aus den orthorektifizierten Webcamaufnahmen ermittelt. Es wurde ein Raster erstellt, dessen Zellwerte den jeweiligen Tag des Jahres angeben, an dem die Zelle das erste Mal schneefrei war. Die statistischen Analysen wurden zur Untersuchung von Geländeauswirkungen auf den relativen Ausaperungszeitpunkt innerhalb des Untersuchungszeitraumes verwendet, daher wurden lediglich Rasterzellen einbezogen, die innerhalb der Schmelzsaison ausaperten. Da die Untersuchungsperiode 2012 über einen Monat später beginnt als die Abschmelzperiode, sind einige Gebiete mit zu spätem Ausaperungsdatum ins Modell eingegangen. Dieser Fehler wird in Kapitel 3.6.1.1 aufgegriffen und quantifiziert, die Auswirkungen auf die Modellergebnisse werden in den Kapiteln 4.3 und 0 beschrieben. In Kapitel 0 wird außerdem eine Möglichkeit diskutiert, Schneeuumlagerungen für die hydrologische Schmelzmodellierung zu quantifizieren, bei der auch Ausaperungsdaten außerhalb der Schneeschmelze mitberücksichtigt werden.

In weiterer Folge wurden alle Werte entfernt, die niedriger als 2200m Seehöhe gelegen sind, um nur die Schmelzdynamik oberhalb der Baumgrenze zu betrachten (siehe Abbildung 30). Die Schneeverteilung wurde sowohl zwischen den unterschiedlichen Höhenstufen als auch innerhalb eines Höhenbandes untersucht:

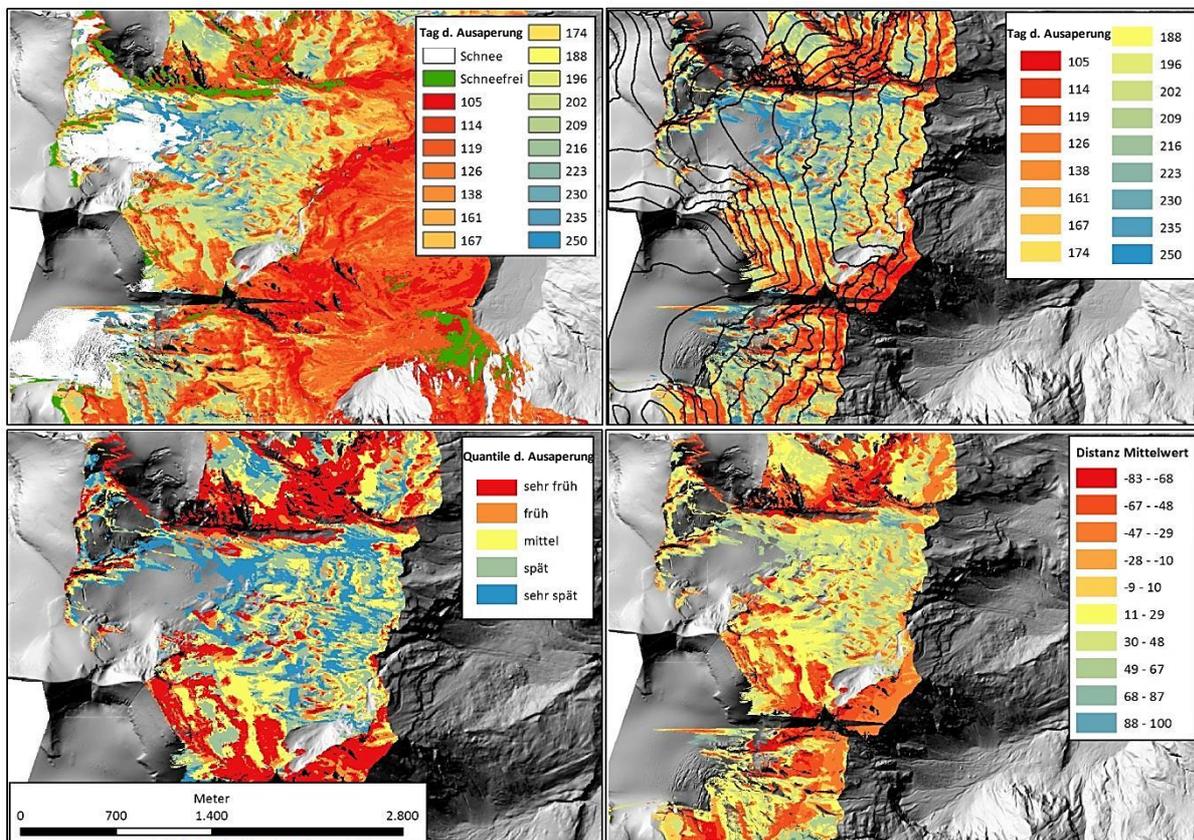
Für das OLS-Verfahren wurden sämtliche Inputdaten in 100m Höhenklassen unterteilt und das Modell wurde für jede Höhenstufe einzeln gerechnet, um den Einfluss der anderen Geländeparameter getrennt untersuchen zu können. Hierbei wurden die Zellwerte des Ausaperungsrasters direkt als abhängige Variable verwendet.

Um die Einflussfaktoren des gesamten Untersuchungsgebietes ohne Zerteilung in Höhenstufen und dennoch isoliert vom Einfluss der Seehöhe miteinzubeziehen, wurden die Abschmelzdaten der jeweiligen Höhenstufen in Quantile zu je 20% der Werte klassifiziert. Somit konnte für jede Höhenstufe eine Einteilung der Ausaperungszeitpunkte in sehr früh, früh, mittel, spät und sehr spät relativ zur Verteilung der Werte dieser Höhenstufe getroffen werden. Anschließend wurden die ordinal klassifizierten Wertesets der verschiedenen Höhenstufen zusammengeführt. Die Ausprägungsmöglichkeiten der Zielvariablen für die ordinale Regression sind also „sehr früher“, „früher“, „mittlerer“, „später“ und „sehr später“ Ausaperungszeitpunkt in Relation zu den anderen Zeitpunkten auf der gleichen Höhenstufe.

Das generalisierte additive Modell wurde mit dem Gedanken hinzugenommen, zu zeigen, wie die Analyse durch Annahme von nichtlinearen Zusammenhängen zwischen Geländeparametern und Ausaperung verbessert werden kann. In dieser Analyse wurden alle Geländeparameter inkludiert. Weder Seehöhe noch Hangneigung haben direkten linearen Einfluss auf den Ausaperungszeitpunkt, und wurden daher als nichtlineare Effekte definiert (siehe Tabelle 4).

Unabhängige Variablen	OLS	Ordinale Regression	GAM
Seehöhe			X
Hangneigung	X	X	X
Ausrichtung	X	X	X
Kurvatur	X	X	X
TPI	X	X	X
<b>Abhängige Variablen</b>			
Erster schneefreier Jahrestag (100m Höhenstufen)	X		
Sehr frühes - sehr spätes Abschmelzdatum, relativ zur Höhenstufe (gesamtes UG)		X	
Erster schneefreier Jahrestag (gesamtes UG)			X

**Tabelle 4:** Übersicht unabhängiger und abhängiger Variablen bei den drei Regressionsverfahren



**Abbildung 30:** Darstellung der Ausaperungsmuster für das Jahr 2013:

**links oben:** nach dem Zusammenführen der Orthofotos. „Schnee“ bezeichnet am Ende der Untersuchungsperiode noch bedeckte Stellen, „Schneefrei“ sind schon zu Beginn apere Stellen.

**rechts oben:** Tag des Jahres, an dem die Stelle innerhalb des Untersuchungszeitraumes das erste Mal schneefrei war. 100m Höhenstufen sind eingezeichnet, nur noch Punkte > 2200m werden berücksichtigt (Zielvariable für OLS und GAM)

**links unten:** 20%-Quantile aller Höhenstufen gemeinsam. Die Kategorien „sehr früh“ bis „sehr spät“ beziehen sich auf das Ausapern innerhalb des Untersuchungszeitraumes (Zielvariable für ordinale Regression)

**rechts unten:** zum Vergleich mit der ordinalen Einteilung wurde die Differenz zwischen Abschmelztag eines Punktes und mittlerem Abschmelztag des jeweiligen 100m-Höhenbandes visualisiert.

### 3.5.4 Statistische Methoden

Bei der Regressionsanalyse soll quantifiziert werden, welche Auswirkungen die Veränderung eines oder mehrerer Prädiktoren auf eine Zielvariable hat, um das Verhalten dieser erklären und auch prognostizieren zu können. Je nach Verteilung der Zielvariablen (z.B. Normal-, Binomial-, Poisson-, Gammaverteilung) sowie Art des Zusammenhangs zwischen Zielvariablen und Modellkoeffizienten (linear – nichtlinear) können verschiedene Regressionsmodelle eingesetzt werden, um die Auswirkungen der Prädiktoren zu erklären. Im Folgenden werden die drei Varianten der Regressionsanalyse, die in dieser Arbeit verwendet wurden, sowie deren Absicht kurz erläutert.

Beim OLS-Verfahren, der einfachsten Regressionsanalyse, wird von einem linearen Zusammenhang<sup>6</sup> zwischen der Zielvariable  $y$  und dem Prädiktor  $x$  ausgegangen (Gleichung XI):

$$Y_i = \beta_0 + \beta x_i + \varepsilon_i \quad (\text{XI})$$

$i = 1, \dots, n$  (Zahl der Beobachtungen),  $\beta =$  Modellkoeffizient,  $\varepsilon =$  Residuum  
 $\beta_0 =$  Intercept (Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der  $y$  – Achse)

Der Name rührt daher, dass die Regressionsgerade angepasst wird, sodass die Summe der Quadrate der Residuen (Abweichung der empirischen Datenpunkte von der Gerade) im Minimum ist. Um den linearen Einfluss mehrerer unabhängiger Variablen modellieren zu können, wird die einfache Form in Gleichung XII zur multiplen linearen Regression erweitert:

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \dots + \beta_p x_{ip} + \varepsilon_i \quad (\text{XII})$$

$i = 1, \dots, n$  (Zahl der Beobachtungen),  $j = 1, \dots, p$  (Zahl der Prädiktoren)

Bei der linearen Regression wird angenommen, dass die Residuen normalverteilt sind. Die Erfüllung dieser Annahme ist jedoch eher bei kleinen Stichproben kritisch. Die Zahl der Beobachtungen (je nach Höhenstufe meist zwischen 5000 und 80000) ist hier ausreichend groß, um die Voraussetzung der Normalverteilung zu erfüllen. Da der Einfluss der Seehöhe den der anderen Geländeparameter überblenden könnte und diese daher getrennt betrachtet wurden, musste das Modell für jede 100m- Höhenstufe einzeln gerechnet werden. Daher wurde OLS gewählt, um für eine großes  $n$  auf 13 Höhenstufen rasch ein Modell anpassen zu können, das einfach zu interpretieren und daher gut für einen Vergleich zwischen den Höhenstufen und den beiden Jahren geeignet ist.

---

<sup>6</sup> Der Begriff linear betrifft hier nur die Koeffizienten, die unabhängigen Variablen selbst können auch in höheren Potenzen in die Modellgleichung eingehen.

Um die Analyse auch für das gesamte Untersuchungsgebiet ohne den Effekt der Seehöhe ausführen zu können, musste die Zielvariable angepasst werden. Durch Bildung von Quantilen wurde die Verteilung der Daten auf jeder Höhenstufe abgebildet (siehe Kapitel 3.5.3). Die frühesten 20% wurden mit „sehr früh“, die nächsten mit „früh“, „mittel“, „spät“ sowie „sehr spät“ bezeichnet. Alle Datenpunkte mit der Bezeichnung „mittel“ liegen also im 40-60%-Quantil der Ausaperungszeitpunkte auf ihrer Höhenstufe. Die neue Zielvariable ist somit ordinal und verletzt daher die Annahmen des OLS-Verfahrens. Dieses Problem kann durch Anwendung ordinaler logistischer Regression gelöst werden, einer Form von logistischer Regression, die wiederum eine Art generalisierter linearer Modelle (GLM) ist. Im Gegensatz zu einfachen linearen Modellen können GLMs auch mit anderen bekannten Verteilungen der Zielvariablen rechnen. Bei der logistischen Regression der proportionalen Wahrscheinlichkeiten (R-Funktion „polr“, proportional odds logistic regression) geben die Koeffizienten des Modells an, mit welcher Wahrscheinlichkeit die Zielvariable unter Veränderung des Prädiktors (z.B. von 0 auf 1 bei einer binären Prädiktorvariable) in die nächsthöhere Kategorie fällt. Da für jeden Prädiktor nur ein Koeffizient berechnet wird, muss die Wahrscheinlichkeit, dass die Zielvariable von der niedrigsten Kategorie in die nächsthöhere fällt gleich hoch sein wie die Wahrscheinlichkeit, dass sie von der Zweiten in die Dritte Kategorie fällt usw. Diese Bedingung ist namensgebend für das Regressionsverfahren und wird Annahme der proportionalen Wahrscheinlichkeiten bzw. der parallelen Regression genannt. Die Annahme wird in Kapitel 4.3.2 getestet, indem die Koeffizienten für eine Ausprägung eines Prädiktors mittels logistischer Regression für jede mögliche Kategorie der Zielvariablen einzeln berechnet werden. Diese Werte werden mit jenen einer anderen Ausprägung des gleichen Prädiktors verglichen (University of California, Statistical Consulting Group 2014).

Die dritte Regressionsanalyse stellt eine verallgemeinerte Form der multiplen linearen Regression dar, bei der der Zusammenhang zwischen abhängiger und unabhängiger Variable nicht mehr anhand eines Koeffizienten  $\beta$  geschätzt wird, sondern als nichtparametrische Funktion der unabhängigen Variablen. Der additive Charakter bleibt erhalten, die Art des Zusammenhangs zwischen der Zielvariablen und den Prädiktoren wird jedoch aus den Daten abgeleitet. Gleichung XIII definiert ein allgemeines additives Modell.

$$Y_i = \beta_0 + f_1(x_{i1}) + f_2(x_{i2}) + \dots + f_p(x_{ip}) + \varepsilon_i \quad (\text{XIII})$$

$i = 1, \dots, n$  (Zahl der Beobachtungen),  $j = 1, \dots, p$  (Zahl der Prädiktoren)

Wie im Fall von GLMs kann auch bei additiven Modellen die Annahme der Normalverteilung der Residuen gelockert werden und es können generalisierte additive Modelle benutzt werden, um andere Verteilungen zu berücksichtigen (StatSoft 2014). Im Fall dieser Arbeit soll mit dem GAM gezeigt werden, dass die Vorhersagekraft für die Zielvariable unter Annahme von nichtlinearen Zusammenhängen gesteigert werden

kann. Es wurden die Auswirkungen der Geländeparameter Seehöhe und Hangneigung sowohl linear als auch nichtlinear untersucht, da bei diesen ein nichtlinearer Effekt auf die Ausaperungsmuster angenommen werden kann. Der Vergleich der beiden Modellergebnisse soll die Relevanz nichtlinearer Einflüsse verdeutlichen. Eine Voraussetzung für das Modell ist, dass jene unabhängigen Variablen, die nichtlinear in das Modell einfließen, in ausreichende viele Ausprägungsstufen unterteilt sind. Die Anzahl der möglichen Ausprägungen der übrigen Einflussvariablen war nicht groß genug, um die nichtparametrische Funktion anzupassen und den Effekt zu testen. Das GAM wurde für das gesamte Untersuchungsgebiet und nicht einzeln für jede Höhenstufe gerechnet, um den gemeinsamen Einfluss aller unabhängigen Variablen auf die Ausaperungszeitpunkte aller Höhenbänder zu ermitteln und so Aussagen über die Schneevertelung zwischen den Höhenbändern treffen zu können.

Jedes der drei Regressionsmodelle ist für die Untersuchung der Ausaperungsmuster unter verschiedenen Annahmen und Voraussetzungen geeignet. In Kapitel 0 werden die Unterschiede diskutiert und die jeweiligen Stärken und Schwächen beleuchtet.

### **3.6 Unsicherheiten und Fehler**

Die in den vorherigen Kapiteln beschriebene Methodik birgt einige Unsicherheiten, die sich als Fehler im Modell niederschlagen können. Im abschließenden Kapitel des Daten- und Methodenteils soll versucht werden, diese Unsicherheiten zu beschreiben und zu quantifizieren. Zu diesem Zweck werden die potentiellen Quellen für Unsicherheiten und Fehler in externe (Ursache liegt im Datenmaterial) und interne (Ursache liegt in der Methodik) unterteilt. Für jede Fehlerquelle werden die Auswirkungen auf die Modellergebnisse beschrieben und versucht, diese zu quantifizieren.

#### **3.6.1 Externe Unsicherheiten**

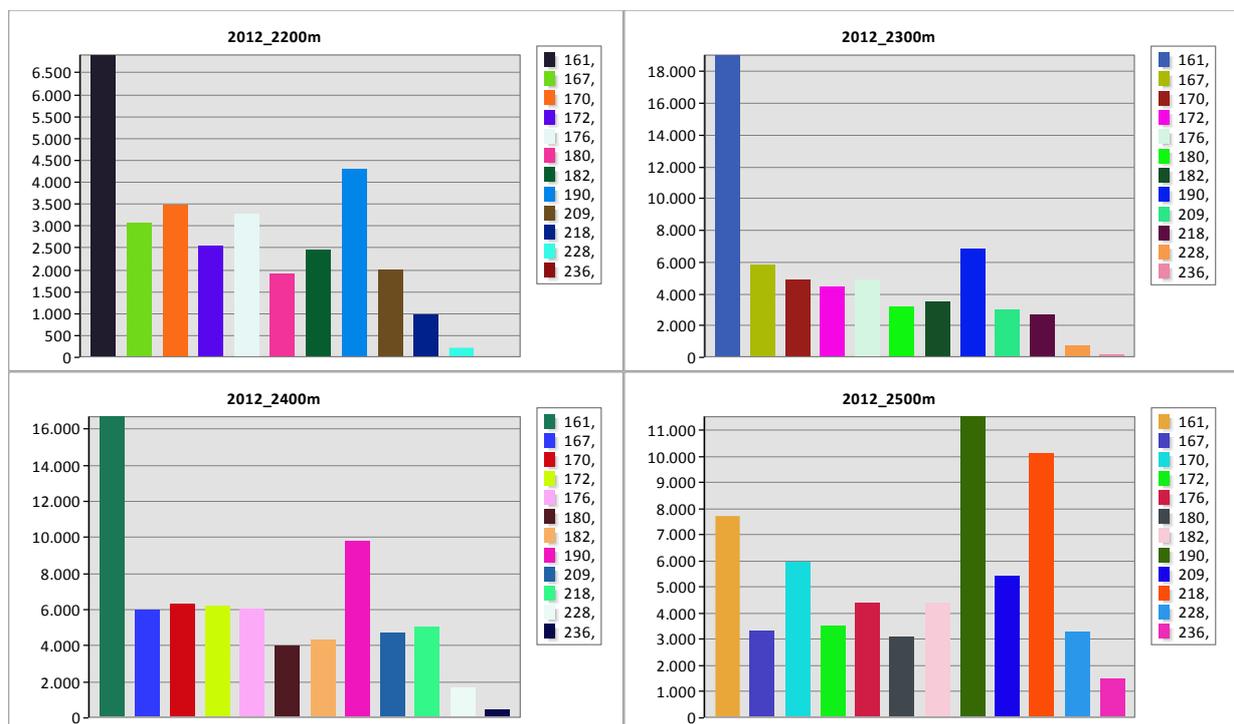
##### *3.6.1.1 Aufnahmen aus 2012 decken nicht die gesamte Schmelzseason ab*

Die Aufnahmen der Webcam sind seit dem 30. Mai 2012 verfügbar, die Abschmelzperiode begann über einen Monat früher am 23. April (siehe Kapitel 3.5.1). Für diese Studie war demnach nicht feststellbar, ob der aus den Aufnahmen abgeleitete Abschmelztag tatsächlich der erste Zeitpunkt war, an dem die Stelle ausaperte. Dies ist vor allem zu Beginn des Untersuchungszeitraumes durch die Entstehung einer dünnen temporären Schneedecke nach einem Niederschlagsereignis ein Problem. Danach apert eine relativ große Fläche rasch wieder aus, die betroffenen Stellen fließen aber mit dem falschen, zu späten Abschmelzdatum in das Modell ein. Knapp nach Beginn der Untersuchungsperiode kam es Anfang Juni zu so einem Ereignis, welches den Großteil des Gebietes mit einer dünnen Schneeschicht überzog (siehe Messdaten Rudolfshütte in Abbildung 20). Diese Unsicherheit ist schwierig zu quantifizieren, da keine Daten zu Schneehöhen auf den verschiedenen Höhenstufen vorhanden waren, zeichnet sich jedoch bei Betrachtung der Verteilung der Ausaperungszeitpunkte ab (siehe Abbildung 31). Auf den Höhenstufen bis ca. 2500m schmilzt der Großteil der Punkte am ersten

möglichen Tag ab. Ein guter Teil dieser Flächen wird in Wirklichkeit schon zwischen Ende April und Anfang Juni aper gewesen sein.

### 3.6.1.2 Problem der eingeschränkten Bildauswahl

Die gerade angedeutete Quelle für Unsicherheiten betrifft nicht nur den Beginn der Schmelzperiode 2012. Generell verzerren temporäre, dünne Schneedecken die Zuordnung eines korrekten Abschmelztages, da ein Punkt mit 1cm Schneebedeckung gleich behandelt wird wie eine 200cm tiefe Schneeschicht. Dennoch dürfte der resultierende Fehler gering sein, da nur die zu späte Registrierung einer schneefreien Fläche problematisch ist. Wird der tatsächliche erste aperi Zeitpunkt richtig erkannt, ist



**Abbildung 31:** Verteilung der Ausaperungszeitpunkte innerhalb der Schmelzperiode im Jahr 2012 auf den ersten vier Höhenstufen. Die angegebenen Seehöhen bezeichnen jeweils den unteren Rand der 100m-Höhenstufe. Die große Zahl früher Ausaperungsdaten resultiert aus der verkürzten Untersuchungsperiode 2012. Auf höher gelegenen Flächen ist dieser Effekt wegen der generell späteren Ausaperung nicht mehr sichtbar.

die spätere temporäre Bedeckung egal. Somit ist es wichtig, regelmäßige Beobachtungen während der ersten großen Flächenverluste zu machen, was normalerweise in den Monaten April-Juni geschieht. In diesen Monaten sind die Wetterbedingungen für gute Sicht oft schlechter als in den Sommermonaten, in denen der Flächenverlust wesentlich geringer ist, was die Möglichkeit zur regelmäßigen Bildauswahl einschränkt.

### 3.6.1.3 Variationen der Kameraposition

Beim Herausschneiden der Himmelsbereiche aus den Webcamaufnahmen hat sich gezeigt, dass die Kameraposition zwischen den Aufnahmen minimal variiert. Diese Variation tritt nicht nur horizontal, sondern auch vertikal auf und deutet darauf hin,

dass Wind und Kälte eine minimale Bewegung der Eisenstange, auf der die Kamera befestigt ist, bewirken. Die Verschiebung beträgt (wenn sie überhaupt auftritt) zwischen einem und fünf Pixel horizontal, vertikal treten selten Variationen auf und betragen dann nur ein Pixel. Dennoch kam es vor, dass beim Ausschneiden der Himmelsbereiche kleine Teile der Bergkämme mitentfernt wurden. Die Pixelverschiebungen betragen in der Nähe der Kamera wenige Zentimeter, am weitest entfernten sichtbaren Punkt (knapp 8km) wächst die Verschiebung auf 2,5m pro Pixel an. Da die horizontalen Verschiebungen gut ausgeglichen werden konnten, indem die Bilder manuell auf die relevanten Bildbereiche zugeschnitten wurden (siehe Kapitel 3.5.1), kann dieser Fehler hier jedoch weitgehend vernachlässigt werden.

### **3.6.2 Interne Unsicherheiten**

#### *3.6.2.1 Fehler bei der Bildklassifizierung*

Ein größeres Problem für die Genauigkeit der Zuordnung des Abschmelzdatums stellt die Klassifizierung der Bilder in schneebedeckte und schneefreie Bereiche dar. Auch bei manuell definierten Klassen ist eine perfekte Klassifizierung kaum möglich, da die Belichtungsunterschiede von Ost und West durch den Sonnenstand fast immer gegeben sind. Die Kombination aus einheitlicher Belichtung, guter Sicht und richtigem Zeitpunkt der Aufnahme ist zwar möglich, kann jedoch wiederum leicht durch weniger optimale Klassifizierungsbedingungen in späteren Aufnahmen kompromittiert werden (siehe Kapitel 3.6.1.2). Das Problem verschärft sich gegen Ende der Schmelzperiode, da ein Punkt nur einmal davor als schneefrei klassifiziert werden muss um mit dem falschen Abschmelzdatum in die Analyse einzugehen. Der Genauigkeitsfehler in den Karten der Ausaperungszeitpunkte wächst also bei jenen Stellen, an denen sich lange Schnee gehalten hat.

#### *3.6.2.2 Anpassungsfehler bei der Orthorektifizierung*

Wie in Kapitel 3.5.2 ausführlicher beschrieben ist die Anpassung der Kameraparameter im verwendeten Tool ein iterativer Prozess, bei dem eine passende Kombination teilweise unrealistischer Werte gefunden werden muss. Dazu kommt das Problem, dass die Kamera nicht unbewegt ist, sondern der Sensor bei der Aufnahme eine Rotationsbewegung ausführt, was zu Verzerrungen in jedem beliebigen Bildausschnitt führt, die mit der Größe und zum Bildrand hin zunehmen. Durch die Wahl kleinerer Bildausschnitte konnte dieser Fehler reduziert werden, dennoch beträgt der Fehler, mit dem Pixel in Bildrandnähe zu Weltkoordinaten zugeordnet werden bis zu 13 Pixel (horizontal und vertikal). Bei einer Entfernung von 7km (mittlere Distanz der am entferntest sichtbaren Bergkette) liegt der rechnerische Zuordnungsfehler durch unkorrekte Anpassung bereits bei knapp 30m, was sich gut mit Messungen beim Vergleich der orthorektifizierten Webcamaufnahmen mit den Orthofotos gedeckt hat. Der Zuordnungsfehler kann jedoch wesentlich größer werden, wenn nicht sichtbare Geländebereiche im Spiel sind, wie in Abbildung 25 illustriert wurde.

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Kameraparameter für das Orthorektifizierungstool

Die Anpassung der Kameraparameter in „Photogeoref“ ist ein iterativer und teilweise mühsamer Prozess. Eine Kombination unrealistischer Werte kann zu einer besseren Anpassung führen, als die Verwendung der nach bestem Wissen richtigen Daten. Beispielsweise kann die tatsächliche Objektivbrennweite einer Kamera zwar leicht von dem vom Hersteller angegebenen Wert abweichen. Im Falle der verwendeten Aufnahmen variierte die Brennweite für die beste gefundene Anpassung jedoch um  $\pm 10\%$  vom Wert des technischen Datenblattes der Kamera. Ein weiteres Problem ist die genaue Ermittlung der Bildmittelpunktkoordinaten. Die Schwierigkeit, diese im Gelände durch GPS-Messungen zu erhalten, wurden in Kapitel 3.5.2 erläutert. Die Werte, die mittels WSL Monoplotting-Tool gewonnen wurden, waren lediglich Ausgangspunkt für den Anpassungsprozess. Um zukünftige Anwendungen der vorgestellten Methodik mit der verwendeten Kamera zu vereinfachen, sollen die Kameraparameter der besten gefundenen Anpassung für jeden der vier Bildausschnitte in Tabelle 5 präsentiert werden. Die Koordinaten sind im Bundesmeldenetz M31-Koordinatensystem angegeben.

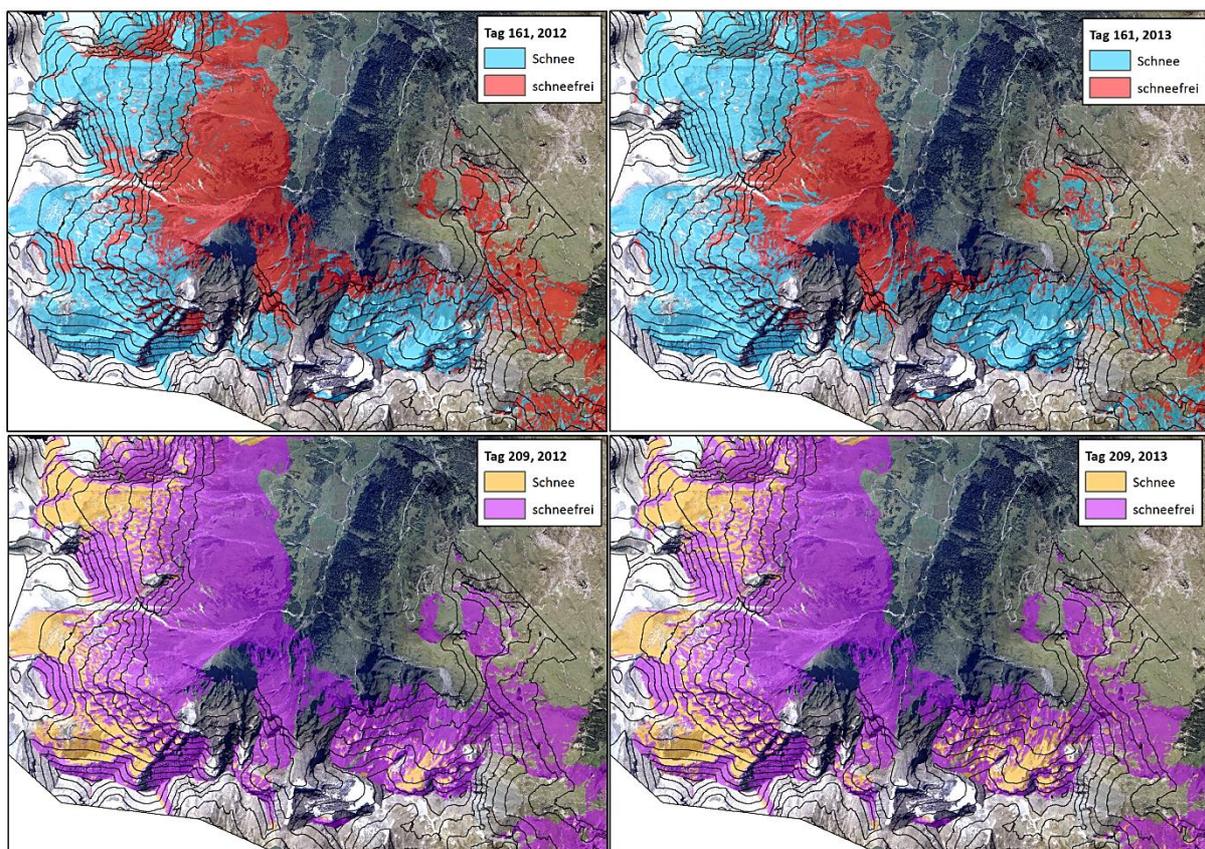
	Bildmittelpunktkoordinaten (Rechtswert, Hochwert, Seehöhe)			Brennweite	Rotation
Ausschnitt 1	413160	217465	2081 m	0.0342 m	n/a
Ausschnitt 2	411454	219588	2399 m	0.0332 m	n/a
Ausschnitt 3	408334	219220	2000 m	0.0342 m	n/a
Ausschnitt 4	407667	222432	1840 m	0.0333 m	1.49940°
Kamerastandort (Rechtswert, Hochwert, Seehöhe)	411906			220630	2575 m
Auflösung	713.5888502 Punkte pro cm				
Sensorbreite	0.02750884 m				
Sensorhöhe	0.0287 m				

**Tabelle 5:** Verwendete Kameraparameter als Ergebnis des Anpassungsprozesses der Webcamaufnahmen und des DGM in Photogeoref. Die angepassten Werte spiegeln nicht zwangsläufig den realen Wert des Parameters wieder. Kamerastandort, Auflösung sowie Sensordimensionen wurden in allen Bildausschnitten unverändert verwendet. Die Blickrichtung des Bildmittelpunktes der vier Bildausschnitte ist: S SO (Ausschnitt 1), S SW (Ausschnitt 2), W SW (Ausschnitt 3) und W NW (Ausschnitt 4).

### 4.2 Schneebedeckungskarten der einzelnen Aufnahmezeitpunkte

Eigens zu erwähnen ist die interessante Möglichkeit, aus den Webcamaufnahmen den Anteil der (sichtbaren) schneebedeckten Fläche für jeden Aufnahmezeitpunkt abzuleiten, zu dem eine binäre Klassifizierung der Bilder in schneefreie und schneebedeckte Flächen in hinreichender Qualität vorgenommen werden kann. Die Schneebedeckungskarten können für eigene Analysen der zeitlichen Veränderung der

Schneeflächen innerhalb eines Jahres oder zwischen mehreren Jahren verwendet werden. Diese Anwendungsmöglichkeit kann in Zukunft noch interessanter werden, wenn die Kamera bereits über mehrere Jahre hinweg Aufnahmen zur Verfügung stellt. Die sichtbare Gesamtfläche der verwendeten Bildausschnitte inklusive der Punkte, die niedriger als 2200m liegen, beträgt ca. 27,7 km<sup>2</sup>. Abbildung 32 zeigt beispielhaft den Vergleich der Schneeflächen des 161. und 209. Tages der Jahre 2012 und 2013. Am 161. Tag beträgt die schneebedeckte Fläche 12,58 km<sup>2</sup> bzw. gut 45% des sichtbaren Gebietes (2012) und 17,17 km<sup>2</sup> bzw. 62% des sichtbaren Gebietes (2013). Tag 209 bietet im Jahr 2012 knapp 4 km<sup>2</sup> Schnee (ca. 14,4%) und im Jahr 2013 ca. 5,64 km<sup>2</sup> schneebedeckte Fläche (20%). Der visuelle Vergleich des Bildmaterials zeigt auch, dass die Muster der Ausaperung in den beiden Jahren relativ ähnlich sind.



**Abbildung 32:** Vergleich der aus den Webcamaufnahmen abgeleiteten Karten der schneebedeckten Flächen am gleichen Tag der Jahre 2012 und 2013. Tag 161 ist der 9.6.2012 bzw. der 10.6.2013; Tag 209 fällt 2012 auf den 27.7., 2013 auf den 28.7. Die Höhenlinien zeigen 100m-Bänder und beginnen auf 2200m.

## 4.3 Ergebnisse der Regressionsanalysen

### 4.3.1 Ergebnisse des OLS-Verfahrens

In den folgenden Tabellen 6 und 7 werden die Ergebnisse der Berechnungen mittels OLS-Regression für die einzelnen Höhenstufen der beiden untersuchten Jahre angeführt. Zu beachten ist, dass diese Ergebnisse lediglich die Zusammenhänge zwischen Ausaperungsverhalten und Gelände innerhalb der Untersuchungsperiode aufzeigen.

Höhenstufe	Jahr 2012																																																																						
2200m	Residuals: <table border="1"> <thead> <tr> <th>Min</th> <th>1Q</th> <th>Median</th> <th>3Q</th> <th>Max</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>-25.851</td> <td>-10.669</td> <td>-3.091</td> <td>6.944</td> <td>58.175</td> </tr> </tbody> </table>	Min	1Q	Median	3Q	Max	-25.851	-10.669	-3.091	6.944	58.175																																																												
	Min	1Q	Median	3Q	Max																																																																		
	-25.851	-10.669	-3.091	6.944	58.175																																																																		
	Coefficients:																																																																						
	<table border="1"> <thead> <tr> <th></th> <th>Estimate</th> <th>Std. Error</th> <th>t value</th> <th>Pr(&gt; t )</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>(Intercept)</td> <td>164.571257</td> <td>0.798282</td> <td>206.157</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>ausrichtung</td> <td>1.496204</td> <td>0.051822</td> <td>28.872</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Flach]</td> <td>-4.750490</td> <td>3.321260</td> <td>-1.430</td> <td>0.15263</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Konvex]</td> <td>0.316236</td> <td>0.185039</td> <td>1.709</td> <td>0.08746 .</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Flach]</td> <td>17.623050</td> <td>5.611139</td> <td>3.141</td> <td>0.00169 **</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Konvex]</td> <td>0.305803</td> <td>0.202185</td> <td>1.512</td> <td>0.13042</td> </tr> <tr> <td>kurv_50m[T.Konvex]</td> <td>0.674575</td> <td>0.215077</td> <td>3.136</td> <td>0.00171 **</td> </tr> <tr> <td>kurv_100m[T.Konvex]</td> <td>-1.272202</td> <td>0.201885</td> <td>-6.302</td> <td>2.99e-10 ***</td> </tr> <tr> <td>neigung</td> <td>0.004353</td> <td>0.009472</td> <td>0.460</td> <td>0.64580</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.upper sl]</td> <td>1.851822</td> <td>0.716074</td> <td>2.586</td> <td>0.00971 **</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.steep sl]</td> <td>4.717216</td> <td>0.715068</td> <td>6.597</td> <td>4.28e-11 ***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.gentle sl]</td> <td>7.203303</td> <td>0.664137</td> <td>10.846</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.hillfoot]</td> <td>9.708040</td> <td>0.729444</td> <td>13.309</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> </tbody> </table>		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )	(Intercept)	164.571257	0.798282	206.157	< 2e-16 ***	ausrichtung	1.496204	0.051822	28.872	< 2e-16 ***	kurv_5m[T.Flach]	-4.750490	3.321260	-1.430	0.15263	kurv_5m[T.Konvex]	0.316236	0.185039	1.709	0.08746 .	kurv_25m[T.Flach]	17.623050	5.611139	3.141	0.00169 **	kurv_25m[T.Konvex]	0.305803	0.202185	1.512	0.13042	kurv_50m[T.Konvex]	0.674575	0.215077	3.136	0.00171 **	kurv_100m[T.Konvex]	-1.272202	0.201885	-6.302	2.99e-10 ***	neigung	0.004353	0.009472	0.460	0.64580	tpi[T.upper sl]	1.851822	0.716074	2.586	0.00971 **	tpi[T.steep sl]	4.717216	0.715068	6.597	4.28e-11 ***	tpi[T.gentle sl]	7.203303	0.664137	10.846	< 2e-16 ***	tpi[T.hillfoot]	9.708040	0.729444	13.309	< 2e-16 ***
		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )																																																																		
	(Intercept)	164.571257	0.798282	206.157	< 2e-16 ***																																																																		
	ausrichtung	1.496204	0.051822	28.872	< 2e-16 ***																																																																		
	kurv_5m[T.Flach]	-4.750490	3.321260	-1.430	0.15263																																																																		
	kurv_5m[T.Konvex]	0.316236	0.185039	1.709	0.08746 .																																																																		
	kurv_25m[T.Flach]	17.623050	5.611139	3.141	0.00169 **																																																																		
	kurv_25m[T.Konvex]	0.305803	0.202185	1.512	0.13042																																																																		
	kurv_50m[T.Konvex]	0.674575	0.215077	3.136	0.00171 **																																																																		
kurv_100m[T.Konvex]	-1.272202	0.201885	-6.302	2.99e-10 ***																																																																			
neigung	0.004353	0.009472	0.460	0.64580																																																																			
tpi[T.upper sl]	1.851822	0.716074	2.586	0.00971 **																																																																			
tpi[T.steep sl]	4.717216	0.715068	6.597	4.28e-11 ***																																																																			
tpi[T.gentle sl]	7.203303	0.664137	10.846	< 2e-16 ***																																																																			
tpi[T.hillfoot]	9.708040	0.729444	13.309	< 2e-16 ***																																																																			
Signif. Codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1																																																																							
Residual standard error: 14.84 on 26904 degrees of freedom Multiple R-squared: 0.04521, Adjusted R-squared: 0.04478 F-statistic: 106.2 on 12 and 26904 DF, p-value: < 2.2e-16																																																																							
2300m	Residuals: <table border="1"> <thead> <tr> <th>Min</th> <th>1Q</th> <th>Median</th> <th>3Q</th> <th>Max</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>-45.421</td> <td>-10.488</td> <td>-4.030</td> <td>6.357</td> <td>67.737</td> </tr> </tbody> </table>	Min	1Q	Median	3Q	Max	-45.421	-10.488	-4.030	6.357	67.737																																																												
	Min	1Q	Median	3Q	Max																																																																		
	-45.421	-10.488	-4.030	6.357	67.737																																																																		
	Coefficients:																																																																						
	<table border="1"> <thead> <tr> <th></th> <th>Estimate</th> <th>Std. Error</th> <th>t value</th> <th>Pr(&gt; t )</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>(Intercept)</td> <td>161.220597</td> <td>0.727447</td> <td>221.625</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>ausrichtung</td> <td>2.157726</td> <td>0.041112</td> <td>52.484</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Flach]</td> <td>-2.949149</td> <td>1.861564</td> <td>-1.584</td> <td>0.113147</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Konvex]</td> <td>-0.535430</td> <td>0.145051</td> <td>-3.691</td> <td>0.000223 ***</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Flach]</td> <td>-10.547968</td> <td>4.075559</td> <td>-2.588</td> <td>0.009653 **</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Konvex]</td> <td>0.398579</td> <td>0.156791</td> <td>2.542</td> <td>0.011022 *</td> </tr> <tr> <td>kurv_50m[T.Konvex]</td> <td>-0.745225</td> <td>0.167332</td> <td>-4.454</td> <td>8.46e-06 ***</td> </tr> <tr> <td>kurv_100m[T.Konvex]</td> <td>-1.590151</td> <td>0.159948</td> <td>-9.942</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>neigung</td> <td>0.336914</td> <td>0.007309</td> <td>46.096</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.upper sl]</td> <td>2.265724</td> <td>0.733744</td> <td>3.088</td> <td>0.002017 **</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.steep sl]</td> <td>-3.545507</td> <td>0.712202</td> <td>-4.978</td> <td>6.44e-07 ***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.gentle sl]</td> <td>1.084513</td> <td>0.665226</td> <td>1.630</td> <td>0.103046</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.hillfoot]</td> <td>3.474844</td> <td>0.709719</td> <td>4.896</td> <td>9.81e-07 ***</td> </tr> </tbody> </table>		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )	(Intercept)	161.220597	0.727447	221.625	< 2e-16 ***	ausrichtung	2.157726	0.041112	52.484	< 2e-16 ***	kurv_5m[T.Flach]	-2.949149	1.861564	-1.584	0.113147	kurv_5m[T.Konvex]	-0.535430	0.145051	-3.691	0.000223 ***	kurv_25m[T.Flach]	-10.547968	4.075559	-2.588	0.009653 **	kurv_25m[T.Konvex]	0.398579	0.156791	2.542	0.011022 *	kurv_50m[T.Konvex]	-0.745225	0.167332	-4.454	8.46e-06 ***	kurv_100m[T.Konvex]	-1.590151	0.159948	-9.942	< 2e-16 ***	neigung	0.336914	0.007309	46.096	< 2e-16 ***	tpi[T.upper sl]	2.265724	0.733744	3.088	0.002017 **	tpi[T.steep sl]	-3.545507	0.712202	-4.978	6.44e-07 ***	tpi[T.gentle sl]	1.084513	0.665226	1.630	0.103046	tpi[T.hillfoot]	3.474844	0.709719	4.896	9.81e-07 ***
		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )																																																																		
	(Intercept)	161.220597	0.727447	221.625	< 2e-16 ***																																																																		
	ausrichtung	2.157726	0.041112	52.484	< 2e-16 ***																																																																		
	kurv_5m[T.Flach]	-2.949149	1.861564	-1.584	0.113147																																																																		
	kurv_5m[T.Konvex]	-0.535430	0.145051	-3.691	0.000223 ***																																																																		
	kurv_25m[T.Flach]	-10.547968	4.075559	-2.588	0.009653 **																																																																		
	kurv_25m[T.Konvex]	0.398579	0.156791	2.542	0.011022 *																																																																		
	kurv_50m[T.Konvex]	-0.745225	0.167332	-4.454	8.46e-06 ***																																																																		
kurv_100m[T.Konvex]	-1.590151	0.159948	-9.942	< 2e-16 ***																																																																			
neigung	0.336914	0.007309	46.096	< 2e-16 ***																																																																			
tpi[T.upper sl]	2.265724	0.733744	3.088	0.002017 **																																																																			
tpi[T.steep sl]	-3.545507	0.712202	-4.978	6.44e-07 ***																																																																			
tpi[T.gentle sl]	1.084513	0.665226	1.630	0.103046																																																																			
tpi[T.hillfoot]	3.474844	0.709719	4.896	9.81e-07 ***																																																																			
Signif. Codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1																																																																							
Residual standard error: 15.77 on 49122 degrees of freedom Multiple R-squared: 0.1117, Adjusted R-squared: 0.1115 F-statistic: 514.8 on 12 and 49122 DF, p-value: < 2.2e-16																																																																							
2400m	Residuals: <table border="1"> <thead> <tr> <th>Min</th> <th>1Q</th> <th>Median</th> <th>3Q</th> <th>Max</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>-36.996</td> <td>-12.705</td> <td>-4.389</td> <td>6.991</td> <td>68.065</td> </tr> </tbody> </table>	Min	1Q	Median	3Q	Max	-36.996	-12.705	-4.389	6.991	68.065																																																												
	Min	1Q	Median	3Q	Max																																																																		
	-36.996	-12.705	-4.389	6.991	68.065																																																																		
	Coefficients:																																																																						
	<table border="1"> <thead> <tr> <th></th> <th>Estimate</th> <th>Std. Error</th> <th>t value</th> <th>Pr(&gt; t )</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>(Intercept)</td> <td>167.481763</td> <td>0.644106</td> <td>260.022</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>ausrichtung</td> <td>2.577261</td> <td>0.043074</td> <td>59.833</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Flach]</td> <td>2.248641</td> <td>1.912582</td> <td>1.176</td> <td>0.23972</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Konvex]</td> <td>-0.363179</td> <td>0.147218</td> <td>-2.467</td> <td>0.01363 *</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Flach]</td> <td>-19.896006</td> <td>3.866740</td> <td>-5.145</td> <td>2.68e-07 ***</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Konvex]</td> <td>-1.904915</td> <td>0.158609</td> <td>-12.010</td> <td>&lt; 2e-16 ***</td> </tr> <tr> <td>kurv_50m[T.konvex]</td> <td>0.201840</td> <td>0.167266</td> <td>1.207</td> <td>0.22755</td> </tr> <tr> <td>kurv_100m[T.Konvex]</td> <td>-0.776081</td> <td>0.161032</td> <td>-4.819</td> <td>1.44e-06 ***</td> </tr> </tbody> </table>		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )	(Intercept)	167.481763	0.644106	260.022	< 2e-16 ***	ausrichtung	2.577261	0.043074	59.833	< 2e-16 ***	kurv_5m[T.Flach]	2.248641	1.912582	1.176	0.23972	kurv_5m[T.Konvex]	-0.363179	0.147218	-2.467	0.01363 *	kurv_25m[T.Flach]	-19.896006	3.866740	-5.145	2.68e-07 ***	kurv_25m[T.Konvex]	-1.904915	0.158609	-12.010	< 2e-16 ***	kurv_50m[T.konvex]	0.201840	0.167266	1.207	0.22755	kurv_100m[T.Konvex]	-0.776081	0.161032	-4.819	1.44e-06 ***																									
		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )																																																																		
	(Intercept)	167.481763	0.644106	260.022	< 2e-16 ***																																																																		
	ausrichtung	2.577261	0.043074	59.833	< 2e-16 ***																																																																		
	kurv_5m[T.Flach]	2.248641	1.912582	1.176	0.23972																																																																		
	kurv_5m[T.Konvex]	-0.363179	0.147218	-2.467	0.01363 *																																																																		
	kurv_25m[T.Flach]	-19.896006	3.866740	-5.145	2.68e-07 ***																																																																		
	kurv_25m[T.Konvex]	-1.904915	0.158609	-12.010	< 2e-16 ***																																																																		
	kurv_50m[T.konvex]	0.201840	0.167266	1.207	0.22755																																																																		
kurv_100m[T.Konvex]	-0.776081	0.161032	-4.819	1.44e-06 ***																																																																			

	<pre> neigung          0.149578   0.007567  19.768 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl] -0.777530   0.624671  -1.245  0.21325 tpi[T.steep sl] -1.656065   0.618957  -2.676  0.00746 ** tpi[T.gentle sl]  1.174555   0.555742   2.113  0.03456 * tpi[T.hillfoot]  4.409577   0.640252   6.887  5.74e-12 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 17.71 on 60007 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.06973, Adjusted R-squared:  0.06954 F-statistic: 374.8 on 12 and 60007 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2500m	<pre> Residuals:   Min      1Q  Median      3Q      Max -50.43 -14.84  -5.62  10.30  71.36  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  172.083747   0.691112 248.995 &lt; 2e-16 *** ausrichtung    3.137686   0.046396  67.628 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach]  5.811563   1.923125   3.022  0.00251 ** kurv_5m[T.Konvex] -0.392277   0.162510  -2.414  0.01579 * kurv_25m[T.Konvex] -1.086527   0.172641  -6.294  3.12e-10 *** kurv_50m[T.Konvex] -0.910984   0.181611  -5.016  5.29e-07 *** kurv_100m[T.Konvex] -6.904561   0.176389 -39.144 &lt; 2e-16 *** neigung        0.160718   0.008458  19.002 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl] -2.090156   0.639132  -3.270  0.00107 ** tpi[T.steep sl] -6.789226   0.655590 -10.356 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl]  0.864442   0.579170   1.493  0.13556 tpi[T.hillfoot]  1.383188   0.699661   1.977  0.04805 * --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 20.22 on 63818 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.11, Adjusted R-squared:  0.1099 F-statistic: 717.3 on 11 and 63818 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2600m	<pre> Residuals:   Min      1Q  Median      3Q      Max -41.89 -14.00  -4.35  11.33  70.21  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  186.94860    0.74711 250.229 &lt; 2e-16 *** ausrichtung    1.24234    0.05345  23.241 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach]  5.47328    1.96543   2.785  0.00536 ** kurv_5m[T.Konvex]  0.14402    0.19155   0.752  0.45212 kurv_25m[T.Konvex] -1.49384    0.20913  -7.143  9.28e-13 *** kurv_50m[T.Konvex] -2.37595    0.22086 -10.758 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Konvex] -8.04444    0.20933 -38.430 &lt; 2e-16 *** neigung       -0.29325    0.01053 -27.848 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]  1.32068    0.63055   2.094  0.03622 * tpi[T.steep sl]  5.62479    0.64623   8.704 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl]  8.78848    0.58038  15.143 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  5.09076    0.69586   7.316  2.60e-13 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 19.79 on 44168 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.13, Adjusted R-squared:  0.1298 F-statistic:  600 on 11 and 44168 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2700m	<pre> Residuals:   Min      1Q  Median      3Q      Max -57.641 -17.041  -2.885  18.248  62.959  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) </pre>

	<pre> (Intercept)      200.16464    0.86194 232.227 &lt; 2e-16 *** ausrichtung      1.63485     0.06121  26.708 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] 7.60619     2.14016   3.554 0.00038 *** kurv_5m[T.Konvex] 0.38302     0.24402   1.570 0.11650 kurv_25m[T.Flach] -4.40722     8.18501  -0.538 0.59027 kurv_25m[T.Konvex] -0.79195     0.27112  -2.921 0.00349 ** kurv_50m[T.Konvex] -1.78026     0.28734  -6.196 5.88e-10 *** kurv_100m[T.Konvex] -4.34604     0.27346 -15.893 &lt; 2e-16 *** neigung         -0.55206     0.01331 -41.485 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]  2.11022     0.72353   2.917 0.00354 ** tpi[T.steep sl]  5.89086     0.69502   8.476 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl] 12.12094     0.63979  18.945 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  4.37065     0.80384   5.437 5.45e-08 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 21.63 on 32312 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.2083, Adjusted R-squared:  0.208 F-statistic: 708.6 on 12 and 32312 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2800m	<pre> Residuals:    Min       1Q   Median       3Q      Max -67.120 -14.490  -0.327  14.460  70.083  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)    204.45042    0.93991 217.521 &lt; 2e-16 *** ausrichtung     0.41163    0.06068   6.783 1.20e-11 *** kurv_5m[T.Flach] 6.02682    2.27697   2.647 0.00813 ** kurv_5m[T.Konvex] 1.02910    0.26035   3.953 7.75e-05 *** kurv_25m[T.Konvex] -0.25798    0.28228  -0.914 0.36077 kurv_50m[T.Flach] -11.77499   16.26198  -0.724 0.46902 kurv_50m[T.Konvex] -1.63825    0.30606  -5.353 8.74e-08 *** kurv_100m[T.Flach] -15.28924    7.67432  -1.992 0.04635 * kurv_100m[T.Konvex] -4.16476    0.29179 -14.273 &lt; 2e-16 *** neigung        -0.72492    0.01425 -50.862 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]   6.66811    0.76872   8.674 &lt; 2e-16 *** tpi[T.steep sl]   6.78783    0.68520   9.906 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl] 20.83996    0.68015  30.640 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  11.64566    0.85682  13.592 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 20.28 on 25062 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.3919, Adjusted R-squared:  0.3916 F-statistic: 1243 on 13 and 25062 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2900m	<pre> Residuals:    Min       1Q   Median       3Q      Max -49.575 -10.293  -2.612   9.495  79.646  Coefficients: (1 not defined because of singularities)               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)    201.80900    1.03519 194.949 &lt; 2e-16 *** ausrichtung    -0.76466    0.06389 -11.968 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -0.36494    2.37679  -0.154 0.87797 kurv_5m[T.Konvex] 0.61331    0.28942   2.119 0.03410 * kurv_25m[T.Flach] 20.68444    6.31733   3.274 0.00106 ** kurv_25m[T.Konvex] -0.60606    0.32448  -1.868 0.06181 . kurv_50m[T.Flach] -33.04892   17.84619  -1.852 0.06406 . kurv_50m[T.Konvex] -4.36084    0.36152 -12.062 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Flach] NA           NA           NA           NA kurv_100m[T.Konvex] -2.81393    0.34801  -8.086 6.63e-16 *** neigung        -0.47050    0.01804 -26.078 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]   5.06203    0.71581   7.072 1.60e-12 *** tpi[T.steep sl]  -0.19217    0.64355  -0.299 0.76525 tpi[T.gentle sl] 18.68218    0.68934  27.101 &lt; 2e-16 *** </pre>

	<pre> tpi[T.hillfoot]      4.16907    0.98066    4.251 2.14e-05 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 17.84 on 15535 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.3663, Adjusted R-squared:  0.3658 F-statistic: 690.8 on 13 and 15535 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
3000m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -39.691 -10.932  -5.359   7.698  64.479  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)    197.74435   1.20738  163.779 &lt; 2e-16 *** ausrichtung      0.23341   0.06931   3.368 0.000760 *** kurv_5m[T.Flach]  1.62137   3.51913   0.461 0.645000 kurv_5m[T.Konvex] 1.19568   0.32198   3.714 0.000205 *** kurv_25m[T.Konvex] -0.99242   0.37078  -2.677 0.007448 ** kurv_50m[T.Konvex] 0.43469   0.40911   1.063 0.288020 kurv_100m[T.Konvex] -3.84146   0.37678 -10.196 &lt; 2e-16 *** neigung        -0.38707   0.02261 -17.119 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]  3.55354   0.70233   5.060 4.26e-07 *** tpi[T.steep sl] -2.05948   0.64614  -3.187 0.001439 ** tpi[T.gentle sl] 11.56356   0.71789  16.108 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  6.40178   0.92152   6.947 3.91e-12 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 18.23 on 13167 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.1757, Adjusted R-squared:  0.1751 F-statistic: 255.2 on 11 and 13167 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
3100m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -27.769  -6.919  -3.367   2.598  63.412  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)    186.43370   0.88903  209.704 &lt; 2e-16 *** ausrichtung      0.02598   0.05630   0.462 0.644440 kurv_5m[T.Flach] -0.83638   2.79167  -0.300 0.764449 kurv_5m[T.Konvex] 0.20118   0.24755   0.813 0.41642 kurv_25m[T.Konvex] 0.02940   0.27596   0.107 0.91515 kurv_50m[T.Konvex] -1.73410   0.30265  -5.730 1.03e-08 *** kurv_100m[T.Konvex] -1.73462   0.28691  -6.046 1.54e-09 *** neigung        -0.17852   0.01570 -11.372 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]  1.30204   0.46442   2.804 0.00506 ** tpi[T.steep sl] -0.89615   0.42654  -2.101 0.03567 * tpi[T.gentle sl]  8.47920   0.48826  17.366 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  3.20567   0.67134   4.775 1.82e-06 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 12.45 on 10410 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.1322, Adjusted R-squared:  0.1313 F-statistic: 144.1 on 11 and 10410 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
3200m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -22.132  -7.179  -2.488   2.615  54.100  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)    179.17744   1.37219  130.578 &lt; 2e-16 *** ausrichtung      0.48887   0.07808   6.261 4.14e-10 *** kurv_5m[T.Flach] 10.60000   4.65180   2.279 0.0227 * kurv_5m[T.Konvex] -0.07133   0.36091  -0.198 0.8433 </pre>

	<pre> kurv_25m[T.Konvex]  -0.07109   0.40515  -0.175   0.8607 kurv_50m[T.Konvex]  -2.89454   0.49685  -5.826  6.05e-09 *** kurv_100m[T.Konvex]  1.19025   0.53791   2.213   0.0270 * neigung              -0.13709   0.02398  -5.717  1.15e-08 *** tpi[T.upper sl]      2.16428   0.50609   4.276  1.93e-05 *** tpi[T.steep sl]      7.73419   0.53262  14.521  &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl]     4.47418   0.70323   6.362  2.17e-10 *** tpi[T.hillfoot]     -3.39422   3.96415  -0.856   0.3919 --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 12.27 on 4961 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.1047, Adjusted R-squared:  0.1028 F-statistic: 52.76 on 11 and 4961 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
3300m	<pre> Residuals:       Min       1Q   Median       3Q      Max -36.252 -13.407  -3.119   6.295  58.283  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)    174.75861   3.96275  44.100 &lt; 2e-16 *** ausrichtung      2.63050   0.28256   9.310 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -0.15093   7.16799  -0.021 0.983205 kurv_5m[T.Konvex]  1.11343   1.11662   0.997 0.318908 kurv_25m[T.Konvex]  6.17878   1.38629   4.457 9.13e-06 *** kurv_50m[T.Konvex] -1.48448   2.06472  -0.719 0.472304 kurv_100m[T.Konvex] -13.64906  2.96108  -4.609 4.50e-06 *** neigung          0.20785   0.05476   3.796 0.000155 *** tpi[T.upper sl]   4.18823   1.39898   2.994 0.002815 ** tpi[T.steep sl]  25.24341   2.67415  9.440 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl] -10.19402   1.54863  -6.583 7.06e-11 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 17.37 on 1132 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.4141, Adjusted R-squared:  0.409 F-statistic: 80.02 on 10 and 1132 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>

**Tabelle 6:** Ergebnisse des OLS-Regressionsverfahrens für das Jahr 2012. Bei Faktorvariablen gibt der Schätzer des Koeffizienten den Unterschied der angeführten Ausprägungen zur fehlenden Ausprägung (im Fall von R wird die alphabetisch erste Ausprägung benutzt) an, deren Schätzung im Intercept enthalten ist. Am Beispiel der Variable kurv\_25m auf 3300m erläutert: konvexe Flächen apfern im Durchschnitt 6,2 Tage früher aus als konkave Flächen. Das Bestimmtheitsmaß  $R^2$  gibt an, welcher Anteil der Varianz der Residuen durch das Modell erklärt wird.

Höhenstufe	Jahr 2013
2200m	<pre> Residuals:       Min       1Q   Median       3Q      Max -58.928 -32.503  -6.082  31.715 117.207  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)    138.91639   0.97066 143.116 &lt; 2e-16 *** ausrichtung      0.49403   0.07516   6.573 4.96e-11 *** kurv_5m[T.Flach] -8.32959   3.29692  -2.526  0.0115 * kurv_5m[T.Konvex] -1.15955   0.27567  -4.206 2.60e-05 *** kurv_25m[T.Flach] -18.76396  13.04130  -1.439  0.1502 kurv_25m[T.Konvex] -4.01355   0.30141 -13.316 &lt; 2e-16 *** kurv_50m[T.Konvex] -2.02762   0.31961  -6.344 2.25e-10 *** kurv_100m[T.Konvex] -3.42583   0.30037 -11.405 &lt; 2e-16 *** neigung         -0.13137   0.01178 -11.150 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]   7.53447   0.81636   9.229 &lt; 2e-16 *** </pre>

	<pre> tpi[T.steep sl]      8.76182   0.79949  10.959 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl]   24.01833   0.76591  31.359 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]    23.38347   0.88193  26.514 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 34.5 on 65354 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.0861, Adjusted R-squared:  0.08593 F-statistic: 513.1 on 12 and 65354 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2300m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -74.181 -34.415  -0.145   29.679  126.420  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)   148.53457   0.88876  167.126 &lt; 2e-16 *** ausrichtung   -1.35454   0.06569  -20.619 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -1.48303   3.17165  -0.468   0.640 kurv_5m[T.Konvex] -2.05826   0.23616  -8.715 &lt; 2e-16 *** kurv_25m[T.Flach] -3.02716   7.61403  -0.398   0.691 kurv_25m[T.Konvex] -5.34943   0.25454 -21.016 &lt; 2e-16 *** kurv_50m[T.Konvex] -4.94065   0.27149 -18.198 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Konvex] -9.21598   0.25540 -36.084 &lt; 2e-16 *** neigung        0.08455   0.01070   7.900 2.81e-15 *** tpi[T.upper sl]   9.42938   0.79283  11.893 &lt; 2e-16 *** tpi[T.steep sl]   8.14716   0.78890  10.327 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl]  29.04196   0.73113  39.722 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  24.71127   0.84743  29.160 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 35.69 on 95065 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.1128, Adjusted R-squared:  0.1127 F-statistic: 1007 on 12 and 95065 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2400m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -89.746 -25.767   4.959  26.274  121.355  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)   173.54040   0.87592  198.123 &lt; 2e-16 *** ausrichtung   -1.97972   0.06964  -28.428 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -7.89667   3.22625  -2.448   0.0144 * kurv_5m[T.Konvex] -1.92190   0.25077  -7.664 1.82e-14 *** kurv_25m[T.Flach] -2.59007   6.36999  -0.407   0.6843 kurv_25m[T.Konvex] -5.19706   0.26977 -19.265 &lt; 2e-16 *** kurv_50m[T.Konvex] -4.34250   0.28384 -15.299 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Konvex] -4.02753   0.27346 -14.728 &lt; 2e-16 *** neigung       -0.37633   0.01179 -31.925 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]   4.72068   0.73195   6.449 1.13e-10 *** tpi[T.steep sl]   6.72668   0.73347   9.171 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl]  28.92885   0.66769  43.327 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  11.71965   0.84171  13.924 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 36.01 on 85690 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.172, Adjusted R-squared:  0.1719 F-statistic: 1483 on 12 and 85690 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2500m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -95.752 -23.291   6.249  23.133  111.357  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) </pre>

	<pre> (Intercept)      172.96210    0.89456 193.348 &lt; 2e-16 *** ausrichtung      -0.30021    0.07055  -4.255 2.09e-05 *** kurv_5m[T.Flach]  3.00046    3.13762   0.956  0.339 kurv_5m[T.Konvex] -1.06235    0.24825  -4.279 1.88e-05 *** kurv_25m[T.Konvex] -2.19287    0.26440  -8.294 &lt; 2e-16 *** kurv_50m[T.Konvex] -2.47034    0.27884  -8.859 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Konvex] -7.65172    0.26815 -28.535 &lt; 2e-16 *** neigung          -0.37080    0.01197 -30.989 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]  14.91791    0.75958  19.640 &lt; 2e-16 *** tpi[T.steep sl]   8.74016    0.75540  11.570 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl] 32.86009    0.68300  48.111 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  12.89479    0.90858  14.192 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 34.45 on 79786 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.158, Adjusted R-squared:  0.1579 F-statistic: 1361 on 11 and 79786 DF, p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2600m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -113.290  -23.282   5.249   22.295  119.697  Coefficients: (1 not defined because of singularities)               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  207.59599    1.01198 205.138 &lt; 2e-16 *** ausrichtung  -3.15341    0.07848 -40.181 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -2.21953    3.52451  -0.630  0.529 kurv_5m[T.Konvex] -0.37527    0.29274  -1.282  0.200 kurv_25m[T.Konvex] -2.10193    0.31780  -6.614 3.78e-11 *** kurv_50m[T.Flach] -8.05412    8.35216  -0.964  0.335 kurv_50m[T.Konvex] -3.64398    0.33639 -10.833 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Flach]      NA         NA      NA      NA kurv_100m[T.Konvex] -5.84406    0.31887 -18.327 &lt; 2e-16 *** neigung      -0.95458    0.01485 -64.276 &lt; 2e-16 *** tpi[T.uppersl]  8.66453    0.75999  11.401 &lt; 2e-16 *** tpi[T.steep sl]  9.30586    0.76547  12.157 &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl] 27.99563    0.71137  39.355 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  9.89662    0.89585  11.047 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 33.36 on 53981 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.2903, Adjusted R-squared:  0.2902 F-statistic: 1840 on 12 and 53981 DF, p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
2700m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -128.343  -22.490   2.726   23.717  136.553  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  234.33294    1.24115 188.803 &lt; 2e-16 *** ausrichtung  -3.79368    0.09075 -41.803 &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -0.87725    4.06013  -0.216  0.8289 kurv_5m[T.Konvex] -0.35700    0.37484  -0.952  0.3409 kurv_25m[T.Flach] 20.55351   12.16243   1.690  0.0911 . kurv_25m[T.Konvex] -2.22769    0.41357  -5.387 7.23e-08 *** kurv_50m[T.Konvex] -4.02252    0.43866  -9.170 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Konvex] -5.23432    0.42064 -12.444 &lt; 2e-16 *** neigung      -1.28679    0.01914 -67.238 &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]  5.70808    0.90178   6.330 2.49e-10 *** tpi[T.steep sl]  4.57807    0.84250   5.434 5.55e-08 *** tpi[T.gentle sl] 20.95476    0.85406  24.535 &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]  7.83348    1.09996   7.122 1.09e-12 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1 </pre>

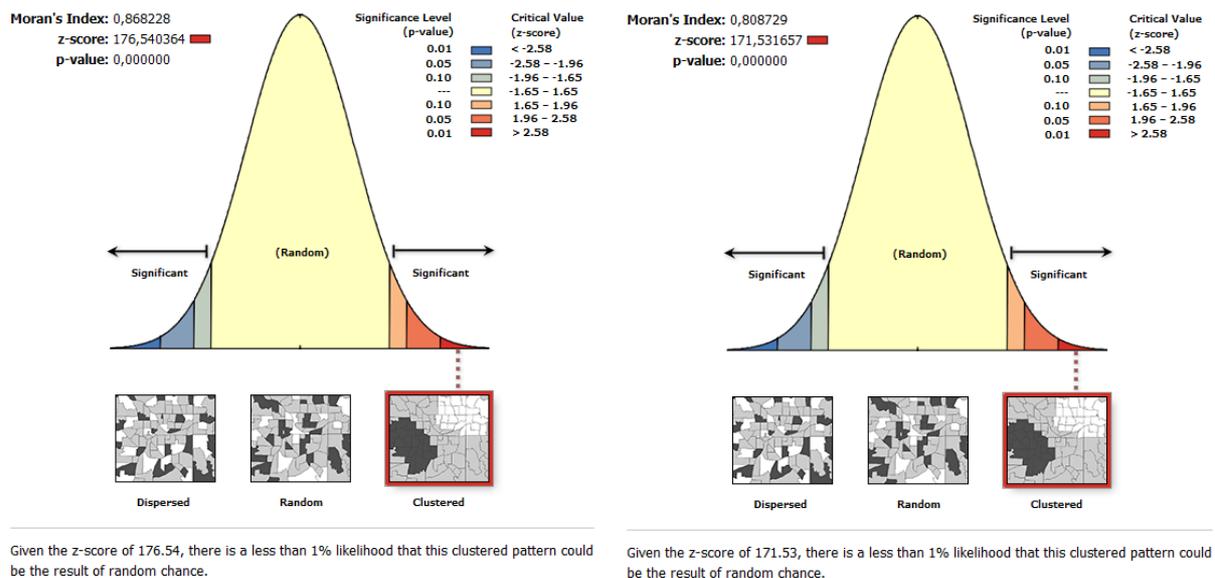
	<p>Residual standard error: 34.36 on 34676 degrees of freedom  Multiple R-squared: 0.3775, Adjusted R-squared: 0.3773  F-statistic: 1753 on 12 and 34676 DF, p-value: &lt; 2.2e-16</p>																																																																																																										
2800m	<p>Residuals:</p> <table> <thead> <tr> <th>Min</th> <th>1Q</th> <th>Median</th> <th>3Q</th> <th>Max</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>-115.63</td> <td>-24.02</td> <td>2.60</td> <td>22.65</td> <td>127.04</td> </tr> </tbody> </table> <p>Coefficients:</p> <table> <thead> <tr> <th></th> <th>Estimate</th> <th>Std. Error</th> <th>t value</th> <th>Pr(&gt; t )</th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>(Intercept)</td> <td>231.49936</td> <td>1.47135</td> <td>157.338</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>ausrichtung</td> <td>-3.88238</td> <td>0.09758</td> <td>-39.788</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Flach]</td> <td>-5.25523</td> <td>4.95863</td> <td>-1.060</td> <td>0.289</td> <td></td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Konvex]</td> <td>-0.66347</td> <td>0.43252</td> <td>-1.534</td> <td>0.125</td> <td></td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Konvex]</td> <td>-2.95211</td> <td>0.46593</td> <td>-6.336</td> <td>2.40e-10</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>kurv_50m[T.Flach]</td> <td>-10.75028</td> <td>23.65200</td> <td>-0.455</td> <td>0.649</td> <td></td> </tr> <tr> <td>kurv_50m[T.Konvex]</td> <td>-3.53252</td> <td>0.50137</td> <td>-7.046</td> <td>1.89e-12</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>kurv_100m[T.Flach]</td> <td>6.40016</td> <td>12.96517</td> <td>0.494</td> <td>0.622</td> <td></td> </tr> <tr> <td>kurv_100m[T.Konvex]</td> <td>-4.61175</td> <td>0.48042</td> <td>-9.599</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>neigung</td> <td>-1.14777</td> <td>0.02433</td> <td>-47.172</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.upper sl]</td> <td>-0.21851</td> <td>0.99241</td> <td>-0.220</td> <td>0.826</td> <td></td> </tr> <tr> <td>tpi[T.steep sl]</td> <td>0.19260</td> <td>0.87659</td> <td>0.220</td> <td>0.826</td> <td></td> </tr> <tr> <td>tpi[T.gentle sl]</td> <td>21.70651</td> <td>0.94893</td> <td>22.875</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.hillfoot]</td> <td>5.77999</td> <td>1.26679</td> <td>4.563</td> <td>5.07e-06</td> <td>***</td> </tr> </tbody> </table> <p>---  Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1</p> <p>Residual standard error: 34.27 on 25705 degrees of freedom  Multiple R-squared: 0.3411, Adjusted R-squared: 0.3408  F-statistic: 1024 on 13 and 25705 DF, p-value: &lt; 2.2e-16</p>	Min	1Q	Median	3Q	Max	-115.63	-24.02	2.60	22.65	127.04		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )		(Intercept)	231.49936	1.47135	157.338	< 2e-16	***	ausrichtung	-3.88238	0.09758	-39.788	< 2e-16	***	kurv_5m[T.Flach]	-5.25523	4.95863	-1.060	0.289		kurv_5m[T.Konvex]	-0.66347	0.43252	-1.534	0.125		kurv_25m[T.Konvex]	-2.95211	0.46593	-6.336	2.40e-10	***	kurv_50m[T.Flach]	-10.75028	23.65200	-0.455	0.649		kurv_50m[T.Konvex]	-3.53252	0.50137	-7.046	1.89e-12	***	kurv_100m[T.Flach]	6.40016	12.96517	0.494	0.622		kurv_100m[T.Konvex]	-4.61175	0.48042	-9.599	< 2e-16	***	neigung	-1.14777	0.02433	-47.172	< 2e-16	***	tpi[T.upper sl]	-0.21851	0.99241	-0.220	0.826		tpi[T.steep sl]	0.19260	0.87659	0.220	0.826		tpi[T.gentle sl]	21.70651	0.94893	22.875	< 2e-16	***	tpi[T.hillfoot]	5.77999	1.26679	4.563	5.07e-06	***						
Min	1Q	Median	3Q	Max																																																																																																							
-115.63	-24.02	2.60	22.65	127.04																																																																																																							
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )																																																																																																							
(Intercept)	231.49936	1.47135	157.338	< 2e-16	***																																																																																																						
ausrichtung	-3.88238	0.09758	-39.788	< 2e-16	***																																																																																																						
kurv_5m[T.Flach]	-5.25523	4.95863	-1.060	0.289																																																																																																							
kurv_5m[T.Konvex]	-0.66347	0.43252	-1.534	0.125																																																																																																							
kurv_25m[T.Konvex]	-2.95211	0.46593	-6.336	2.40e-10	***																																																																																																						
kurv_50m[T.Flach]	-10.75028	23.65200	-0.455	0.649																																																																																																							
kurv_50m[T.Konvex]	-3.53252	0.50137	-7.046	1.89e-12	***																																																																																																						
kurv_100m[T.Flach]	6.40016	12.96517	0.494	0.622																																																																																																							
kurv_100m[T.Konvex]	-4.61175	0.48042	-9.599	< 2e-16	***																																																																																																						
neigung	-1.14777	0.02433	-47.172	< 2e-16	***																																																																																																						
tpi[T.upper sl]	-0.21851	0.99241	-0.220	0.826																																																																																																							
tpi[T.steep sl]	0.19260	0.87659	0.220	0.826																																																																																																							
tpi[T.gentle sl]	21.70651	0.94893	22.875	< 2e-16	***																																																																																																						
tpi[T.hillfoot]	5.77999	1.26679	4.563	5.07e-06	***																																																																																																						
2900m	<p>Residuals:</p> <table> <thead> <tr> <th>Min</th> <th>1Q</th> <th>Median</th> <th>3Q</th> <th>Max</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>-96.664</td> <td>-23.299</td> <td>1.004</td> <td>24.866</td> <td>109.940</td> </tr> </tbody> </table> <p>Coefficients: (1 not defined because of singularities)</p> <table> <thead> <tr> <th></th> <th>Estimate</th> <th>Std. Error</th> <th>t value</th> <th>Pr(&gt; t )</th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>(Intercept)</td> <td>217.53081</td> <td>1.83180</td> <td>118.753</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>ausrichtung</td> <td>-4.66554</td> <td>0.11486</td> <td>-40.618</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Flach]</td> <td>4.77055</td> <td>4.99877</td> <td>0.954</td> <td>0.339923</td> <td></td> </tr> <tr> <td>kurv_5m[T.Konvex]</td> <td>-1.06424</td> <td>0.50802</td> <td>-2.095</td> <td>0.036197</td> <td>*</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Flach]</td> <td>-22.11880</td> <td>7.64456</td> <td>-2.893</td> <td>0.003816</td> <td>**</td> </tr> <tr> <td>kurv_25m[T.Konvex]</td> <td>-4.42552</td> <td>0.55482</td> <td>-7.976</td> <td>1.60e-15</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>kurv_50m[T.Flach]</td> <td>-4.76084</td> <td>22.84683</td> <td>-0.208</td> <td>0.834934</td> <td></td> </tr> <tr> <td>kurv_50m[T.Konvex]</td> <td>-2.61844</td> <td>0.60532</td> <td>-4.326</td> <td>1.53e-05</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>kurv_100m[T.Flach]</td> <td>NA</td> <td>NA</td> <td>NA</td> <td>NA</td> <td></td> </tr> <tr> <td>kurv_100m[T.Konvex]</td> <td>0.69818</td> <td>0.60445</td> <td>1.155</td> <td>0.248076</td> <td></td> </tr> <tr> <td>neigung</td> <td>-0.82105</td> <td>0.03199</td> <td>-25.669</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.upper sl]</td> <td>2.89597</td> <td>1.04055</td> <td>2.783</td> <td>0.005390</td> <td>**</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.steep sl]</td> <td>3.13668</td> <td>0.93550</td> <td>3.353</td> <td>0.000801</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.gentle sl]</td> <td>14.35714</td> <td>1.11216</td> <td>12.909</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>tpi[T.hillfoot]</td> <td>3.13173</td> <td>1.72896</td> <td>1.811</td> <td>0.070107</td> <td>.</td> </tr> </tbody> </table> <p>---  Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1</p> <p>Residual standard error: 32.29 on 16519 degrees of freedom  Multiple R-squared: 0.1775, Adjusted R-squared: 0.1768  F-statistic: 274.2 on 13 and 16519 DF, p-value: &lt; 2.2e-16</p>	Min	1Q	Median	3Q	Max	-96.664	-23.299	1.004	24.866	109.940		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )		(Intercept)	217.53081	1.83180	118.753	< 2e-16	***	ausrichtung	-4.66554	0.11486	-40.618	< 2e-16	***	kurv_5m[T.Flach]	4.77055	4.99877	0.954	0.339923		kurv_5m[T.Konvex]	-1.06424	0.50802	-2.095	0.036197	*	kurv_25m[T.Flach]	-22.11880	7.64456	-2.893	0.003816	**	kurv_25m[T.Konvex]	-4.42552	0.55482	-7.976	1.60e-15	***	kurv_50m[T.Flach]	-4.76084	22.84683	-0.208	0.834934		kurv_50m[T.Konvex]	-2.61844	0.60532	-4.326	1.53e-05	***	kurv_100m[T.Flach]	NA	NA	NA	NA		kurv_100m[T.Konvex]	0.69818	0.60445	1.155	0.248076		neigung	-0.82105	0.03199	-25.669	< 2e-16	***	tpi[T.upper sl]	2.89597	1.04055	2.783	0.005390	**	tpi[T.steep sl]	3.13668	0.93550	3.353	0.000801	***	tpi[T.gentle sl]	14.35714	1.11216	12.909	< 2e-16	***	tpi[T.hillfoot]	3.13173	1.72896	1.811	0.070107	.
Min	1Q	Median	3Q	Max																																																																																																							
-96.664	-23.299	1.004	24.866	109.940																																																																																																							
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )																																																																																																							
(Intercept)	217.53081	1.83180	118.753	< 2e-16	***																																																																																																						
ausrichtung	-4.66554	0.11486	-40.618	< 2e-16	***																																																																																																						
kurv_5m[T.Flach]	4.77055	4.99877	0.954	0.339923																																																																																																							
kurv_5m[T.Konvex]	-1.06424	0.50802	-2.095	0.036197	*																																																																																																						
kurv_25m[T.Flach]	-22.11880	7.64456	-2.893	0.003816	**																																																																																																						
kurv_25m[T.Konvex]	-4.42552	0.55482	-7.976	1.60e-15	***																																																																																																						
kurv_50m[T.Flach]	-4.76084	22.84683	-0.208	0.834934																																																																																																							
kurv_50m[T.Konvex]	-2.61844	0.60532	-4.326	1.53e-05	***																																																																																																						
kurv_100m[T.Flach]	NA	NA	NA	NA																																																																																																							
kurv_100m[T.Konvex]	0.69818	0.60445	1.155	0.248076																																																																																																							
neigung	-0.82105	0.03199	-25.669	< 2e-16	***																																																																																																						
tpi[T.upper sl]	2.89597	1.04055	2.783	0.005390	**																																																																																																						
tpi[T.steep sl]	3.13668	0.93550	3.353	0.000801	***																																																																																																						
tpi[T.gentle sl]	14.35714	1.11216	12.909	< 2e-16	***																																																																																																						
tpi[T.hillfoot]	3.13173	1.72896	1.811	0.070107	.																																																																																																						
3000m	<p>Residuals:</p> <table> <thead> <tr> <th>Min</th> <th>1Q</th> <th>Median</th> <th>3Q</th> <th>Max</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>-96.889</td> <td>-19.811</td> <td>2.058</td> <td>25.036</td> <td>115.469</td> </tr> </tbody> </table> <p>Coefficients:</p> <table> <thead> <tr> <th></th> <th>Estimate</th> <th>Std. Error</th> <th>t value</th> <th>Pr(&gt; t )</th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>(Intercept)</td> <td>228.04751</td> <td>2.12322</td> <td>107.407</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> <tr> <td>ausrichtung</td> <td>-1.84805</td> <td>0.12568</td> <td>-14.704</td> <td>&lt; 2e-16</td> <td>***</td> </tr> </tbody> </table>	Min	1Q	Median	3Q	Max	-96.889	-19.811	2.058	25.036	115.469		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )		(Intercept)	228.04751	2.12322	107.407	< 2e-16	***	ausrichtung	-1.84805	0.12568	-14.704	< 2e-16	***																																																																														
Min	1Q	Median	3Q	Max																																																																																																							
-96.889	-19.811	2.058	25.036	115.469																																																																																																							
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )																																																																																																							
(Intercept)	228.04751	2.12322	107.407	< 2e-16	***																																																																																																						
ausrichtung	-1.84805	0.12568	-14.704	< 2e-16	***																																																																																																						

	<pre> kurv_5m[T.Flach]    -11.75660    5.92197   -1.985    0.0471  * kurv_5m[T.Konvex]    0.52215    0.56528    0.924    0.3557 kurv_25m[T.Konvex]  -3.05485    0.63308   -4.825   1.41e-06  *** kurv_50m[T.Konvex]  -4.77417    0.69962   -6.824   9.23e-12  *** kurv_100m[T.Konvex] -7.05047    0.65274  -10.801  &lt; 2e-16  *** neigung            -0.96328    0.03973  -24.245  &lt; 2e-16  *** tpi[T.upper sl]     0.62002    1.21544    0.510    0.6100 tpi[T.steep sl]    -2.71380    1.08609   -2.499    0.0125  * tpi[T.gentle sl]    5.87129    1.25232    4.688   2.78e-06  *** tpi[T.hillfoot]     1.45867    1.57633    0.925    0.3548 --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 32.34 on 13457 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.1345, Adjusted R-squared:  0.1338 F-statistic: 190.2 on 11 and 13457 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
3100m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -99.631 -22.491   4.491  25.712  95.224  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  227.39019   2.44292  93.081  &lt; 2e-16 *** ausrichtung  -3.70506    0.15537 -23.846  &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach]    5.89258    7.89058   0.747  0.455209 kurv_5m[T.Konvex]  -1.57357    0.66474  -2.367  0.017942 * kurv_25m[T.Konvex] -1.61516    0.73435  -2.199  0.027869 * kurv_50m[T.Konvex] -6.68419    0.80702  -8.283  &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Konvex] -0.93282    0.77056  -1.211  0.226089 neigung       -0.82494    0.04385 -18.814  &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]    2.14631    1.23687   1.735  0.082721 . tpi[T.steep sl]   -0.47054    1.15080  -0.409  0.682631 tpi[T.gentle sl]  11.08294    1.31573   8.423  &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]   -6.18486    1.82970  -3.380  0.000727 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 33.4 on 10374 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.1243, Adjusted R-squared:  0.1233 F-statistic: 133.8 on 11 and 10374 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>
3200m	<pre> Residuals:     Min       1Q   Median       3Q      Max -97.173 -23.103   7.136  22.762  86.811  Coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  236.26042   3.73945  63.180  &lt; 2e-16 *** ausrichtung  -5.31171    0.21558 -24.639  &lt; 2e-16 *** kurv_5m[T.Flach]    5.67236   11.24641   0.504   0.6140 kurv_5m[T.Konvex]  -2.22826    0.96458  -2.310   0.0209 * kurv_25m[T.Konvex] -5.15803    1.06339  -4.851  1.27e-06  *** kurv_50m[T.Konvex]  5.23448    1.29484   4.043  5.36e-05  *** kurv_100m[T.Konvex] -3.35015    1.40844  -2.379   0.0174 * neigung      -1.02687    0.06586 -15.591  &lt; 2e-16 *** tpi[T.upper sl]    8.63669    1.35801   6.360  2.20e-10  *** tpi[T.steep sl]   12.20287    1.41520   8.623  &lt; 2e-16 *** tpi[T.gentle sl]  25.08122    1.91212  13.117  &lt; 2e-16 *** tpi[T.hillfoot]    4.20831   11.41194   0.369   0.7123 --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Residual standard error: 33.62 on 5121 degrees of freedom Multiple R-squared:  0.1619, Adjusted R-squared:  0.1601 F-statistic: 89.95 on 11 and 5121 DF,  p-value: &lt; 2.2e-16 </pre>

3300m	Residuals:				
	Min	1Q	Median	3Q	Max
	-80.59	-21.71	12.63	23.75	93.89
	Coefficients:				
		Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t )
	(Intercept)	225.3711	8.5354	26.404	< 2e-16 ***
	ausrichtung	-1.5800	0.6040	-2.616	0.009023 **
	kurv_5m[T.Flach]	-37.6049	14.0397	-2.678	0.007506 **
	kurv_5m[T.Konvex]	-3.2679	2.2093	-1.479	0.139393
	kurv_25m[T.Konvex]	-9.5067	2.7222	-3.492	0.000498 ***
	kurv_50m[T.Konvex]	-3.8183	3.9018	-0.979	0.328001
	kurv_100m[T.Konvex]	-19.4468	5.7301	-3.394	0.000714 ***
	neigung	-0.1732	0.1156	-1.498	0.134413
	tpi[T.upper sl]	-15.9459	2.8185	-5.658	1.96e-08 ***
	tpi[T.steep sl]	28.2128	5.5099	5.120	3.60e-07 ***
tpi[T.gentle sl]	-6.8717	3.2132	-2.139	0.032691 *	
---					
Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1					
Residual standard error: 34 on 1096 degrees of freedom					
Multiple R-squared: 0.2386, Adjusted R-squared: 0.2316					
F-statistic: 34.34 on 10 and 1096 DF, p-value: < 2.2e-16					

**Tabelle 7:** Ergebnisse des OLS-Regressionsverfahrens für das Jahr 2013.

Ein Hinweis auf ein Modell, welches die Variationen der Zielvariablen gut erklären kann, ist die zufällige Verteilung der Residuen. Über- und Unterschätzungen der Regressionsgeraden sollten sich die Waage halten, andernfalls deutet dies auf Probleme bei den Eingangsparametern hin. Raumbezogene Daten, die natürliche Merkmale widerspiegeln, weisen meist die Eigenschaft der räumlichen Autokorrelation auf. Das bedeutet, dass sich Punkte in räumlicher Nähe auch in ihren Eigenschaften ähnlich sind. Bilden die Residuen der OLS-Modelle räumlich autokorrelierte Cluster, sind die Über- und Unterschätzungen nicht zufallsverteilt und zeigen Tendenzen (Biases) bei der Zuordnung der Zielvariable an. Dies kann an Fehlern bei der Rasterrepräsentation der Prädiktoren liegen, wie z.B. der nicht möglichen Differenzierung zwischen Ost und West im Ausrichtungsraster oder einer für die räumliche Skala der untersuchten Effekte schlecht geeigneten Auflösung. Auch die in Kapitel 3.6 behandelten Unsicherheiten bei der Ableitung der Zielvariablen können sich niederschlagen. Es kann aber auch ein Hinweis sein, dass wichtige unabhängige Variablen im Modell gar nicht enthalten sind. Die räumliche Autokorrelation eines Features kann mit einem statistischen Test namens Global Moran's I analysiert werden. Dabei werden sowohl die räumliche Lage als auch der Wert des Features berücksichtigt. Der errechnete Moran's Index kann Werte zwischen -1 und 1 annehmen und drückt aus, ob die untersuchten Werte räumlich zufällig verteilt sind, ob sich hohe und niedrige Werte zusammenfinden (negativer Index) oder ob die Werte Cluster bilden (positiver Index). Da es sich dabei um Inferenzstatistik handelt, muss Moran's Index immer relativ zur Nullhypothese (Feature-Werte sind zufällig im Raum verteilt) interpretiert werden. Berechnete z- und p-Werte geben an, ob der Indexwert für den analysierten Datensatz statistisch signifikant ist (Mitchel 2005). Abbildung 33 diagnostiziert räumliche Autokorrelation beispielhaft anhand der Residuen des 2800m-Höhenstufen-Modells beider Jahre.



**Abbildung 33:** Die Analyse der räumlichen Autokorrelation der OLS-Residuen zeigt, dass diese statistisch signifikant geclustert sind und somit auf eines oder mehrere der beschriebenen Probleme mit den Modellparametern hinweisen. Links: Residuen des Modells der 2800m-Höhenstufe 2012, rechts 2013.

### 4.3.2 Ergebnisse der ordinalen Regression

#### Ergebnisse für das Jahr 2012:

Coefficients:

	Value	Std. Error	t value	CI	2.5 %	97.5 %
neigung	1.0098377050	3.233654e-04	3.027420e+01	0.0091558453	0.01042341	
ausrichtung	1.1592951053	1.599374e-03	9.241873e+01	0.1446774362	0.15094687	
tpi [T.Upper Slopes]	1.1880013292	1.963842e-02	8.772211e+00	0.1337817501	0.21076293	
tpi [T.Steep Slopes]	0.9503461935	1.862354e-02	-2.734655e+00	-0.0874304047	-0.01442749	
tpi [T.Gentle Slopes]	2.0393188369	1.764655e-02	4.038273e+01	0.6780292463	0.74720245	
tpi [T.Hillfoot]	1.7835485332	2.147983e-02	2.693713e+01	0.5365052493	0.62070463	
kurv_50m [T.Flach]	0.4730161357	5.069062e-09	-1.476853e+08	-0.7486257874	-0.74862577	
kurv_50m [T.Konvex]	0.9063792862	7.118687e-03	-1.380836e+01	-0.1122497916	-0.08434505	
kurv_25m [T.Flach]	0.3916428387	2.707550e-01	-3.462188e+00	-1.4680751063	-0.40673485	
kurv_25m [T.Konvex]	0.9393600802	6.689461e-03	-9.351486e+00	-0.0756675036	-0.04944530	
kurv_5m [T.Flach]	1.4952738631	6.908498e-02	5.823399e+00	0.2669053019	0.53771345	
kurv_5m [T.Konvex]	1.0119788568	6.151125e-03	1.935854e+00	-0.0001483057	0.02396366	
kurv_100m [T.Flach]	0.0000785288	1.202120e-08	-7.862814e+08	-9.4520450840	-9.45204504	
kurv_100m [T.Konvex]	0.7407470077	6.788427e-03	-4.420702e+01	-0.3134012047	-0.28679106	

Intercepts:

sehr frueh eher frueh	-0.04998300	2.281392e-02	-2.190900e+00			
eher frueh mittel	1.08419282	2.289368e-02	4.735773e+01			
mittel eher spaet	2.11837022	2.306782e-02	9.183225e+01			
eher spaet sehr spaet	3.55529264	2.364328e-02	1.503722e+02			

#### Ergebnisse für das Jahr 2013:

Coefficients:

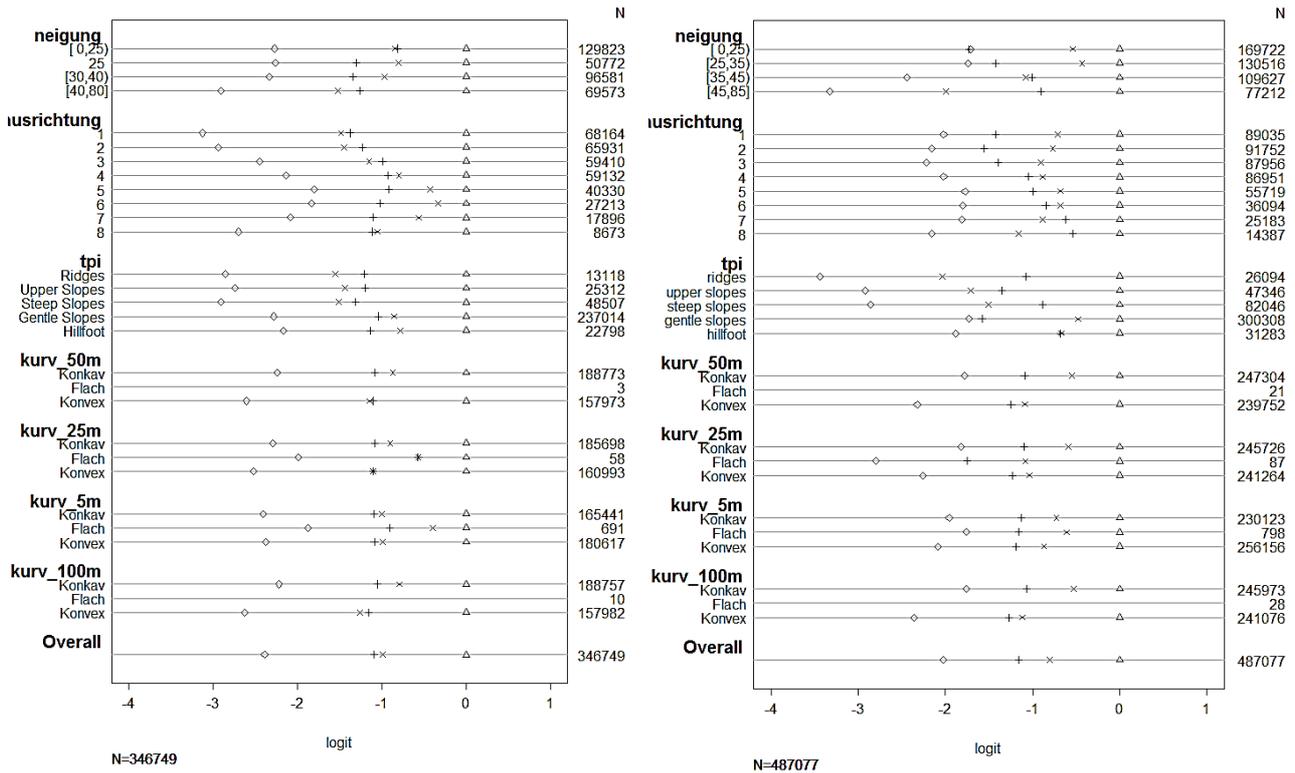
	Value	Std. Error	t value	CI	2.5 %	97.5 %
neigung	0.9828414	0.0002460087	-70.353235	-0.01778968	-0.01682534	
ausrichtung	0.9340755	0.0013939325	-48.924933	-0.07093011	-0.06546600	
tpi [T.upper slopes]	1.2304064	0.0142507580	14.549716	0.17941351	0.23527546	
tpi [T.steep slopes]	1.2957396	0.0137338676	18.864437	0.23216379	0.28599956	
tpi [T.gentle slopes]	2.8643551	0.0132313114	79.534310	1.02641033	1.07827612	

tpi[T.hillfoot]	1.7526692	0.0169186517	33.166937	0.52797991	0.59429980
kurv_50m[T.Flach]	0.2079939	0.1470175222	-10.680677	-1.85839570	-1.28209760
kurv_50m[T.Konvex]	0.8213303	0.0060060015	-32.772215	-0.20860152	-0.18505843
kurv_25m[T.Flach]	0.7709591	0.1787976199	-1.454829	-0.61055683	0.09031696
kurv_25m[T.Konvex]	0.8294891	0.0056474426	-33.102650	-0.19801410	-0.17587653
kurv_5m[T.Flach]	0.9820726	0.0638181782	-0.283462	-0.14317136	0.10699130
kurv_5m[T.Konvex]	0.9423138	0.0052258061	-11.369918	-0.06965938	-0.04917459
kurv_100m[T.Flach]	2.8742730	0.1770229302	5.964198	0.70884121	1.40275834
kurv_100m[T.Konvex]	0.7724824	0.0057199788	-45.130595	-0.26935700	-0.24693509

Intercepts:

sehr frueh eher frueh	-1.89980849	0.0180116375	-105.476722	0.000000e+00
eher frueh mittel	-0.60758920	0.0178279598	-34.080691	1.425429e-254
mittel eher spaet	0.58384430	0.0178309398	32.743328	3.778480e-235
eher spaet sehr spaet	1.86182188	0.0180717812	103.023706	0.000000e+00

Die letzten beiden Spalten zeigen die Grenzen des 95%-Konfidenzintervalls und somit, ob die Schätzung des entsprechenden Parameters statistisch signifikant ist. Dies ist gegeben, wenn beide Werte positiv oder negativ sind. Kreuzt der Wertebereich den Wert 0, ist der Koeffizient nicht signifikant. Im Jahr 2012 trifft das nur auf die Ausprägung „konvex“ des 5m-Kurvatur-Rasters zu, im Jahr 2013 auf die Ausprägung „flach“ des selben Datensatzes sowie auf die flachen Stellen der Geländekurvatur mit 25m Auflösung. Die Interpretation der Schätzer für die Koeffizienten erfolgt wie in Kapitel 3.5.4 angedeutet. Die Werte sind proportionale Wahrscheinlichkeiten i.d.S. dass sie die Wahrscheinlichkeit der Zielvariablen angeben, bei Veränderung des Prädiktors in die nächsthöhere Klasse zu fallen. Im Fall von binären Prädiktorvariablen ist die Veränderung von 0 auf 1, bei Faktorstufen gibt der Schätzer der jeweiligen Ausprägung die proportionalen Wahrscheinlichkeiten gegenüber der nicht angeführten Faktorstufe an und bei kontinuierlichen Variablen bezeichnet die Veränderung eine Steigerung um eine Einheit (z.B. bei der Hangneigung um 1 Grad). Die Schätzer der einzelnen Koeffizienten müssen über alle Klassen, welche die Zielvariable annehmen kann, gleich sein. Diese Annahme der parallelen Regression wird in Abbildung 34 grafisch getestet, der Vorgang wurde in Kapitel 3.5.4 beschrieben. Für jede Ausprägung bzw. Ausprägungsklasse eines Prädiktors wird für jede mögliche ordinale Kategorie der Zielvariablen mittels binärer logistischer Regression ein Koeffizient geschätzt und diese mit den anderen Ausprägungen verglichen. Auf jeder Linie der Abbildung 34 repräsentieren die vier Symbole die Werte dieser Koeffizienten (auf einer logit-Skala) für einen bestimmten Kategorienübergang (z.B. mittel auf spät) der Zielvariablen. Aus der Grafik ist ersichtlich, dass die Annahme der proportionalen Wahrscheinlichkeiten für das Jahr 2012 nur durch die Ausprägung „flach“ in allen Kurvaturauflösungen verletzt wird, was am niedrigen n liegen könnte. Die Neigung zeigt relativ gute Parallelitäten, bei Ausrichtung und TPI sind diese stärker verschoben. Die Daten aus 2013 zeigen grobe Verletzung der Annahme bei der Neigung, dem TPI und wieder bei allen Kurvatur-Ausprägungen „flach“, da hier im Verhältnis nur sehr wenige Beobachtungen vorliegen.



**Abbildung 34:** Grafischer Test der Modellannahme der proportionalen Wahrscheinlichkeiten. Daten links aus 2012, rechts aus 2013. Die x-Achse gibt die Schätzer der Koeffizienten aus den einzelnen binären logit-Regressionen auf einer logit-Skala an. Die rechte y-Achse zeigt die Anzahl der Beobachtungen für jede Prädiktorausprägung.

### 4.3.3 Ergebnisse des generalisierten additiven Modells

Der Modelllauf des GAM wurde einmal ohne Annahme von nichtlinearen Zusammenhängen durchgeführt (lineare Regression) und einmal unter der Vermutung, dass Seehöhe und Hangneigung einen nichtlinearen Einfluss auf den Ausaperungszeitpunkt haben (Modellparameter siehe Kapitel 3.5.4). Der Vergleich der Ergebnisse demonstriert, dass die Berücksichtigung nichtlinearer Einflüsse eine Verbesserung der Erklärungskraft herbeiführen kann. Tabelle 8 stellt die Ergebnisse des linearen, Tabelle 9 des nichtlinearen Modelllaufs für die beiden Jahre dar.

Jahr	linearer Modelllauf des GAM
2012	Family: gaussian Link function: identity
	Formula: abschmelztag ~ ausrichtung + kurv_5m + kurv_25m + kurv_50m + kurv_100m + neigung + tpi + seehoehe
	Parametric coefficients:
	Estimate Std. Error t value Pr(> t )
	(Intercept) 1.113e+02 4.717e-01 235.874 < 2e-16 ***
	ausrichtung 1.785e+00 1.792e-02 99.656 < 2e-16 ***
	kurv_5m[T.Flach] 6.130e+00 7.623e-01 8.042 8.89e-16 ***
	kurv_5m[T.Konvex] 3.451e-01 6.893e-02 5.006 5.56e-07 ***
kurv_25m[T.Flach] -4.565e+00 2.625e+00 -1.739 0.08207 .	
kurv_25m[T.Konvex] -7.313e-01 7.494e-02 -9.758 < 2e-16 ***	

	<pre> kurv_50m[T.Flach]    -1.193e+01  1.379e+01  -0.865  0.38700 kurv_50m[T.Konvex]  -1.219e+00  7.989e-02 -15.253 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Flach]  -1.701e+01  7.556e+00 -2.251  0.02438 * kurv_100m[T.Konvex] -4.358e+00  7.621e-02 -57.190 &lt; 2e-16 *** neigung              -4.514e-02  3.592e-03 -12.565 &lt; 2e-16 *** tpi[T.Upper Slopes]  3.995e+00  2.164e-01  18.458 &lt; 2e-16 *** tpi[T.Steep Slopes]  5.406e-01  2.049e-01   2.639  0.00832 ** tpi[T.Gentle Slopes] 1.156e+01  1.965e-01  58.830 &lt; 2e-16 *** tpi[T.Hillfoot]      9.317e+00  2.401e-01  38.813 &lt; 2e-16 *** seehoehe             2.382e-02  1.549e-04 153.759 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  R-sq.(adj) =  0.12  Deviance explained =  12% GCV score = 399.58  Scale est. = 399.56   n = 346749 </pre>
2013	<pre> Family: gaussian Link function: identity  Formula: abschmelztag ~ ausrichtung + kurv_5m + kurv_25m + kurv_50m + kurv_100m +   neigung + tpi + seehoehe  Parametric coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  38.6841061  0.6703432  57.708 &lt;2e-16 *** ausrichtung  -2.1579198  0.0272941 -79.062 &lt;2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -2.9517290  1.2754915  -2.314  0.0207 * kurv_5m[T.Konvex] -1.1564268  0.1048418 -11.030 &lt;2e-16 *** kurv_25m[T.Flach] -9.0526229  3.8563827  -2.347  0.0189 * kurv_25m[T.Konvex] -3.6676409  0.1134380 -32.332 &lt;2e-16 *** kurv_50m[T.Flach] -6.2098199 15.6958484  -0.396  0.6924 kurv_50m[T.Konvex] -3.4686014  0.1206595 -28.747 &lt;2e-16 *** kurv_100m[T.Flach]  0.9561081 13.5931208   0.070  0.9439 kurv_100m[T.Konvex] -5.8893797  0.1146991 -51.346 &lt;2e-16 *** neigung       -0.3906230  0.0049623 -78.718 &lt;2e-16 *** tpi[T.upper slopes]  6.7078326  0.2793469  24.013 &lt;2e-16 *** tpi[T.steep slopes]  3.6307441  0.2662691  13.636 &lt;2e-16 *** tpi[T.gentle slopes] 27.8713988  0.2601570 107.133 &lt;2e-16 *** tpi[T.hillfoot]     15.0857998  0.3303458  45.667 &lt;2e-16 *** seehoehe         0.0556329  0.0002328 238.961 &lt;2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  R-sq.(adj) =  0.201  Deviance explained = 20.1% GCV score = 1293.2  Scale est. = 1293.2   n = 487077 </pre>

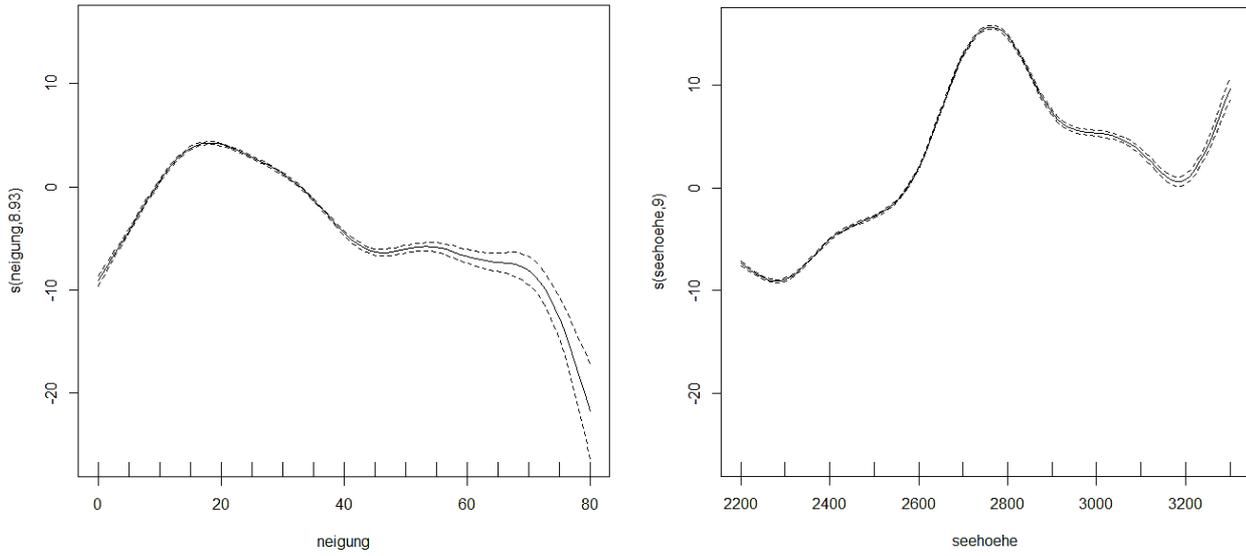
**Tabelle 8:** Ergebnisse des linearen GAM-Modelllaufes für die Jahre 2012 und 2013.

Jahr	nichtlinearer Modelllauf des GAM
2012	<pre> Family: gaussian Link function: identity  Formula: abschmelztag ~ ausrichtung + kurv_5m + kurv_25m + kurv_50m + kurv_100m +   s(neigung) + tpi + s(seehoehe)  Parametric coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  174.67802   0.21308 819.772 &lt; 2e-16 *** ausrichtung   1.75353   0.01734 101.111 &lt; 2e-16 *** </pre>

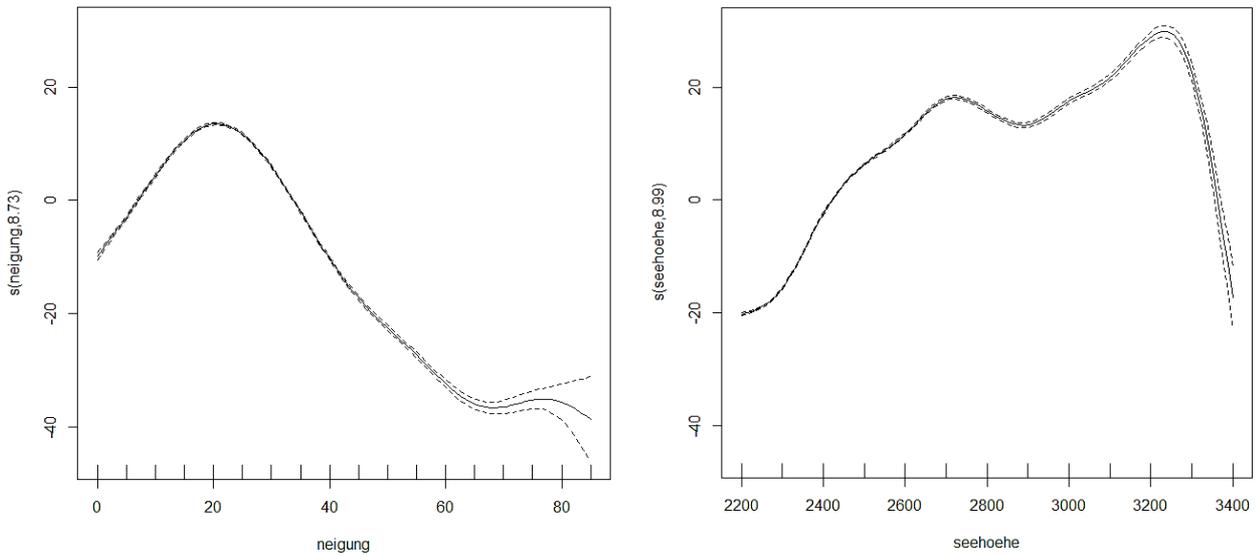
	<pre> kurv_5m[T.Flach]      5.18199    0.73103    7.089 1.36e-12 *** kurv_5m[T.Konvex]    0.25251    0.06613    3.818 0.000134 *** kurv_25m[T.Flach]   -3.64911    2.51744   -1.450 0.147190 kurv_25m[T.Konvex]  -0.82927    0.07189  -11.535 &lt; 2e-16 *** kurv_50m[T.Flach]   -6.01833   13.22686   -0.455 0.649104 kurv_50m[T.Konvex]  -1.00413    0.07667  -13.096 &lt; 2e-16 *** kurv_100m[T.Flach]  -27.24596    7.24616   -3.760 0.000170 *** kurv_100m[T.Konvex] -4.25652    0.07317  -58.171 &lt; 2e-16 *** tpi[T.Upper Slopes]  1.78611    0.20902    8.545 &lt; 2e-16 *** tpi[T.Steep Slopes]  1.95420    0.21173    9.230 &lt; 2e-16 *** tpi[T.Gentle Slopes] 6.36337    0.19788   32.157 &lt; 2e-16 *** tpi[T.Hillfoot]     5.45346    0.23351   23.355 &lt; 2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Approximate significance of smooth terms:       edf Ref.df      F p-value s(neigung)  8.926  8.996  811.8 &lt;2e-16 *** s(seehoehe) 8.998  9.000 5498.2 &lt;2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  R-sq.(adj) =  0.191  Deviance explained = 19.1% GCV score = 367.39  Scale est. = 367.36    n = 346749 </pre>
2013	<pre> Family: gaussian Link function: identity  Formula: abschmelztag ~ ausrichtung + kurv_5m + kurv_25m + kurv_50m + kurv_100m +   s(neigung) + tpi + s(seehoehe)  Parametric coefficients:               Estimate Std. Error t value Pr(&gt; t ) (Intercept)  171.88243    0.29019  592.319 &lt;2e-16 *** ausrichtung   -1.90316    0.02643  -71.998 &lt;2e-16 *** kurv_5m[T.Flach] -2.05913    1.22690   -1.678  0.0933 . kurv_5m[T.Konvex] -1.20635    0.10088  -11.959 &lt;2e-16 *** kurv_25m[T.Flach] -6.18981    3.70950   -1.669  0.0952 . kurv_25m[T.Konvex] -3.79372    0.10915  -34.758 &lt;2e-16 *** kurv_50m[T.Flach] -13.45453   15.09799   -0.891  0.3729 kurv_50m[T.Konvex] -3.47302    0.11610  -29.913 &lt;2e-16 *** kurv_100m[T.Flach] -4.44091   13.07539   -0.340  0.7341 kurv_100m[T.Konvex] -5.67702    0.11049  -51.383 &lt;2e-16 *** tpi[T.upper slopes]  2.89460    0.27035   10.707 &lt;2e-16 *** tpi[T.steep slopes]  9.07826    0.27047   33.564 &lt;2e-16 *** tpi[T.gentle slopes] 17.07271    0.26376   64.728 &lt;2e-16 *** tpi[T.hillfoot]     9.68108    0.32088   30.170 &lt;2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  Approximate significance of smooth terms:       edf Ref.df      F p-value s(neigung)  8.733  8.952 3443 &lt;2e-16 *** s(seehoehe) 8.994  9.000 8044 &lt;2e-16 *** --- Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1  R-sq.(adj) =  0.26  Deviance explained = 26% GCV score = 1196.4  Scale est. = 1196.3    n = 487077 </pre>

**Tabelle 9:** Ergebnisse des nichtlinearen GAM-Modelllaufes für die Jahre 2012 und 2013.

Die nichtlinearen Modelloutputs sind in zwei Blöcke unterteilt. Der lineare Teil des Modells wird wie bei der linearen Regression interpretiert, im zweiten Block wird die Nichtlinearität der für den Prädiktor angepassten Kurve über die Freiheitsgrade (edf=estimated degrees of freedom) geschätzt. Ein edf von 1 entspricht einer Geraden, der Prädiktor hat also einen linearen Zusammenhang mit der Zielvariablen. Je größer der edf-Wert, desto weniger linear ist die angepasste Kurve. Der F-Test in der rechten Spalte gibt an, ob der Einfluss der unabhängigen Variablen signifikant ist. Die Interpretation der nichtlinearen Einflüsse erfolgt am besten grafisch. Die angepassten Kurven der nichtlinearen Parameter Hangneigung und Seehöhe werden in Abbildung 35 und 36 dargestellt. Die y-Achse zeigt die Richtung und Stärke des Einflusses der unabhängigen Variablen auf die Zielvariable. In beiden Jahren hat die Hangneigung den größten positiven Einfluss auf den Abschmelztag um ca. 20°, bei zunehmender Hangneigung wird der Einfluss negativ und bewirkt ein früheres Abschmelzen. Bei der Seehöhe ist das Bild der beiden Jahre recht unterschiedlich. Gemeinsam ist der Trend, dass die untersten Höhenstufen zu früherem Abschmelzen führen, sich der Einfluss Richtung späterer Ausaperungszeitpunkt bis ca. 2800m verändert und in größeren Höhen wieder schwächer bzw. negativ wird.



**Abbildung 35:** Grafische Interpretation der im GAM angepassten Kurven für Hangneigung und Seehöhe für die Daten aus 2012

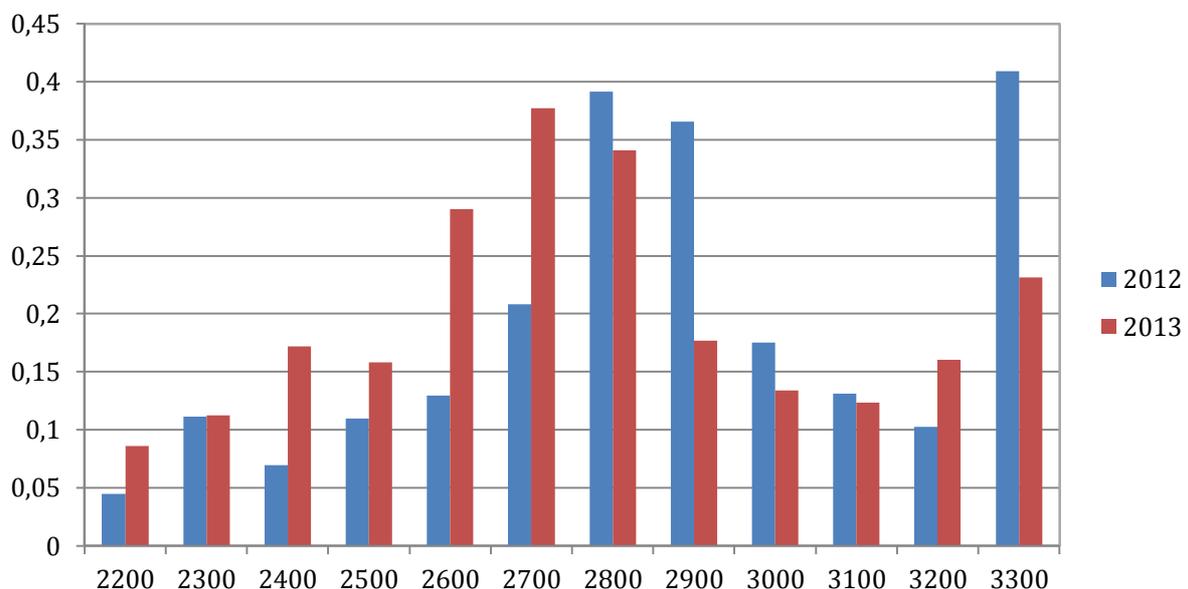


**Abbildung 36:** Grafische Interpretation der im GAM angepassten Kurven für Hangneigung und Seehöhe für die Daten aus 2013

## 5 Diskussion

Anderton et al. (2004) attestieren in ihrer Arbeit, die sich mit der räumlichen Verteilung des SWE in einem hochalpinen Gebiet befasst, dass die Verwendung linearer Regression bei der Modellierung von Schneeschmelzvorgängen in diversen Studien gemischte Ergebnisse hervorgebracht hat. Meist konnten zwar statistisch signifikante Zusammenhänge gefunden werden, die Erklärungskraft der Modelle war jedoch üblicherweise nicht hoch genug, um diese für Vorhersagen verwenden zu können. Die Ergebnisse der statistischen Analysen in der vorliegenden Arbeit scheinen diese Aussage zu bestätigen. Die Gründe dafür sowie die Ergebnisse selbst sollen im Folgenden näher beleuchtet werden.

Die Variationen der Erklärungskraft der OLS-Regressionen auf den einzelnen Höhenstufen liegen zwischen 4,5 und 40% im Jahr 2012, und zwischen 8,5 und 40% im Jahr 2013. Das höchste Bestimmtheitsmaß konnte auf den Höhenstufen zwischen 2600 und 2900m sowie im Jahr 2012 mit über 40% auf 3300m erreicht werden. Auf niedrigen Gebieten sinkt die Erklärungskraft, weil das Terrain flacher und somit weniger variantenreich ist und der Ausaperungszeitpunkt schwieriger auf einen ausgeprägten Geländeparameter zurückgeführt werden kann. Auf Seehöhen über 3000m gab es zwar weniger Beobachtungen, die Erklärungskraft war dennoch durchschnittlich höher als auf den Bändern unter 2500m. Abbildung 37 vergleicht die Modellgüte der beiden Jahre für jede Höhenstufe.



**Abbildung 37:** Vergleich der Modellgüte (y-Achse = Bestimmtheitsmaß  $R^2$ ) der einzelnen Höhenstufen für die Jahre 2012 und 2013

Der Vergleich zeigt, dass sich der nicht berücksichtigte Teil der Schmelzperiode des Jahres 2012 auf den niedrigen Höhenstufen, die früher ausapern, bemerkbar macht. Jene Flächen, die zu Beginn des Untersuchungszeitraums 2012 schneebedeckt waren, jedoch

tatsächlich bereits früher ausgeapert sind, wurden in den Karten der Ausaperungsmuster falsch berücksichtigt, und viele der Ausaperungszeitpunkte auf unter 2500m werden im Modell zu spät angenommen (siehe Abbildung 31).

Wesentlich für die Beurteilung der Modellgüte ist auch die Signifikanz und Richtung der Einflüsse der unabhängigen Variablen. Zur besseren Übersicht sind die Einflüsse der Modellparameter in Tabelle 10 und 11 zusammengefasst. Hierfür wurde für jeden

2012	NG	AR	tpi up	tpi st	tpi ge	tpi hf	5m f	5m k	25m f	25m k	50m f	50m k	100m f	100mk
2200	N+	J+	J+	J+	J+	J+	N-	N+	J+	N+	x	J+	x	J-
2300	J+	J+	J+	J-	N+	J+	N-	J-	J-	N+	x	J-	x	J-
2400	J+	J+	N-	J-	N+	J+	N+	N-	J-	J-	x	N+	x	J-
2500	J+	J+	J-	J-	N+	N+	J+	N-	x	J-	x	J-	x	J-
2600	J-	J+	N+	J+	J+	J+	J+	N+	x	J-	x	J-	x	J-
2700	J-	J+	J+	J+	J+	J+	J+	N+	N-	J-	x	J-	x	J-
2800	J-	J+	J+	J+	J+	J+	J+	J+	x	N-	N-	J-	N-	J-
2900	J-	J-	J+	N-	J+	J+	N-	N+	J+	N-	N-	J-	x	J-
3000	J-	J+	J+	J-	J+	J+	N+	J+	x	J-	x	N+	x	J-
3100	J-	N+	J+	N-	J+	J+	N-	N+	x	N+	x	J-	x	J-
3200	J-	J+	J+	J+	J+	N-	N+	N-	x	N-	x	J-	x	N+
3300	J+	J+	J+	J+	J-	x	N-	N+	x	J+	x	N-	x	J-
Erw. Vorz.	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-

**Tabelle 10:** Übersicht über Richtung und Signifikanz der Modellkoeffizienten für die Daten aus 2012.

NG=Neigung, AR=Ausrichtung, tpi up=Oberhänge, st=Steilhänge, ge=sanfte Hänge, hf=Hangfüße, Zahl=Auflösung des Kurvatur-Rasters, f=flache Stellen, k=konvexe Stellen, x=keine Daten in diesem Set, J/N=Signifikant Ja/Nein, +=Vorzeichen des Koeffizienten  
grün=Signifikanter Einfluss mit richtigem Vorzeichen, rot=nicht signifikanter Einfluss mit falschem Vorzeichen, blau=keine Daten auf dieser Höhenstufe

2013	NG	AR	tpi up	tpi st	tpi ge	tpi hf	5m f	5m k	25m f	25m k	50m f	50m k	100m f	100mk
2200	J-	J+	J+	J+	J+	J+	N-	J-	N-	J-	x	J-	x	J-
2300	J+	J-	J+	J+	J+	J+	N-	J-	N-	J-	x	J-	x	J-
2400	J-	J-	J+	J+	J+	J+	N-	J-	N-	J-	x	J-	x	J-
2500	J-	J-	J+	J+	J+	J+	N+	J-	x	J-	x	J-	x	J-
2600	J-	J-	J+	J+	J+	J+	N-	N-	x	J-	N-	J-	x	J-
2700	J-	J-	J+	J+	J+	J+	N-	N-	N+	J-	x	J-	x	J-
2800	J-	J-	N-	N+	J+	J+	N-	N-	x	J-	N-	J-	N+	J-
2900	J-	J-	J+	J+	J+	N+	N+	N-	J-	J-	N-	J-	x	N+
3000	J-	J-	N+	N-	J+	N+	N-	N+	x	J-	x	J-	x	J-
3100	J-	J-	N+	N-	J+	J-	N+	N-	x	N-	x	J-	x	N-
3200	J-	J-	J+	J+	J+	N+	N+	N-	x	J-	x	J+	x	N-
3300	N-	J-	J-	J+	N-	x	J-	N-	x	J-	x	N-	x	J-
Erw. Vorz.	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-

**Tabelle 11:** Übersicht über Richtung und Signifikanz der Modellkoeffizienten für die Daten aus 2013.

Parameter angeführt, ob er im Modell signifikant ist und welches Vorzeichen er aufweist. Signifikante Parameter, die das erwartete Vorzeichen besitzen, wurden grün markiert, rote Felder bezeichnen Parameter mit falschem Vorzeichen, die als nicht signifikant errechnet wurden. Blau sind jene Parameter, die auf der entsprechenden Höhenstufe nicht vorgekommen sind.

Generell zeigt der Vergleich zwischen den Jahren, dass sich die Koeffizienten im Jahr 2013 öfters erwartungsgemäß verhalten, was sich wiederum auf die höhere Anzahl an Daten und den realistischeren Abschmelzzeitraum zurückführen lässt. Bei den Höhenstufen über 3000m gibt es in beiden Jahren ein geringeres Maß an erwartungsgemäßen Koeffizienten, da sich diese Höhenbänder nur durch kleinere Teile des Untersuchungsgebietes erstrecken und manche Parameter dadurch weniger Ausprägungspotentiale besitzen.

Die Neigung verhält sich durchwegs erwartungsgemäß (bei stärkerer Neigung -> früheres Abschmelzdatum), im Jahr 2012 ist sie mit 7 von 12 Fällen jedoch seltener signifikant und richtig als 2013 mit 10 von 12 Fällen. Bei der Himmelsrichtung zeigt sich ein seltsames Bild: während die Modelle von 2013 in 11 von 12 Fällen ein früheres Abschmelzen auf südlicheren Ausrichtungen prognostizieren, ist es 2012 genau umgekehrt. Dies kann daran liegen, dass nur sehr wenige südgerichtete Hänge im analysierten Bereich vorkommen, da nur die südwestliche Blickrichtung der Kamera verwendet wurde, und dieser Bias durch die noch geringere Untersuchungsfläche im Jahr 2012 verstärkt wird. Auch die Charakteristika des Hangausraster, mit dem nicht zwischen ost- und west-gerichteten Hängen differenziert werden konnte, können solche Verzerrung verursacht haben.

Der Klassen des TPI sind allesamt relativ realistisch geschätzt worden. Da die Klasse der Bergkämme als Bezugsrahmen verwendet wurde, ist die Erwartung, dass die restlichen Klassen im Durchschnitt später abschmelzen. Dies trifft auf die Daten von 2013 wiederum etwas besser als die von 2012. Die verschiedenen Kurvature-Raster wiesen für die verschiedenen Skalen sehr unterschiedliche Ergebnisse auf. Erwartet wurde, dass das Abschmelzdatum im Vergleich zur Referenz „konkav“ auf flachen und konvexen Stellen früher ausfällt. Flache Stellen sind im Vergleich zu den anderen Ausprägungen auf allen Auflösungen sehr selten und konnten keine Informationen zum Abschmelzverhalten geben. 2012 nimmt die Anzahl der erwartungsgemäßen Koeffizienten bei gröberen Auflösungen zu, bei 5m zeigen sich keine sinnvollen Zusammenhänge. 2013 ist dies bei 5m ähnlich, konvexe Stellen sind in 4 von 12 Fällen signifikant früher ausgeapert. Auf gröberen Auflösungen ist die Übereinstimmung gleichermaßen gut.

Die Interpretation der OLS- Koeffizienten legt nahe, dass die Modelle trotz der relativ geringen Vorhersagekraft in der Mehrzahl der Fälle sinnvolle Zusammenhänge geliefert haben. Die Prädiktoren haben alle signifikanten, meist richtig gerichteten Einfluss auf das Ausaperungsverhalten gezeigt.

Bei der Analyse der Annahme der proportionalen Wahrscheinlichkeiten der ordinalen Regression ist erkennbar, dass die flachen Stellen aller Auflösungen der Kurvatur-Raster diese verletzen (siehe Abbildung 34). Ähnliches gilt für TPI und Ausrichtung im Jahr 2013, obwohl letztere beim OLS-Verfahren 2013 realistischere Schätzungen lieferte als 2012. Beinahe alle Koeffizienten hatten signifikanten Einfluss. Zu beachten ist jedoch, dass in diesem Modelllauf alle Punkte, für die Abschmelzinformationen vorhanden waren, einbezogen wurden und  $n$  dementsprechend hoch war.

Trifft die Annahme der proportionalen Wahrscheinlichkeiten zu, können die Koeffizienten folgendermaßen interpretiert werden: Die Wahrscheinlichkeit, dass der Schnee an einer Stelle früh abschmilzt, ist bei Werten über 1  $x$ -mal höher als bzw. bei Werten unter 1 das  $x$ -fache der Wahrscheinlichkeit, dass Schnee an dieser Stelle sehr früh abschmilzt. Dabei sind die Abstände aller Klassenübergänge gleich.

Geländeparameter, bei deren Zunahme bzw. Vergleich mit der Referenzausprägung ein späteres Abschmelzen erwartet wird, müssen also einen Koeffizienten größer 1 aufweisen und vice versa. Die größere Verlässlichkeit der Daten aus 2013 wird auch hier deutlich: während beim Modelllauf 2012 die Koeffizienten für Neigung, Ausrichtung, die TPI-Klasse „Steilhänge“ sowie alle Ausprägungen des 5m-Kurvatur-Rasters entgegen den Annahmen herauskommen, stimmen sie 2013 bis auf flache Stelle der 100m-Kurvatur ausnahmslos mit der Theorie überein.

Zweck der ordinalen Analyse war, die Ausaperungszeitpunkte über alle Höhenstufen, jedoch ohne den Einfluss der Seehöhe prognostizieren zu können. Kennt man die Geländeparameter einer Stelle, kann das Modell die Wahrscheinlichkeit berechnen, mit welcher Schnee in eine höhere oder niedrigere Abschmelzklasse fällt. Durch das Festlegen von Schwellwerten können diese Wahrscheinlichkeiten in sehr frühe bis sehr späte Ausaperungszeitpunkte, relativ zum Rest der Höhenstufe, klassifiziert werden.

Der Vergleich zwischen linearen und nichtlinearen Modellläufen des GAM zeigt, dass der Erklärungswert unter Annahme von nichtlinearen Zusammenhängen bei Seehöhe und Hangneigung von 12% auf knapp 20% (2012) und von 20% auf 26% (2013) erhöht werden konnte. Beide nichtlinearen Parameter haben in beiden Jahren signifikanten Einfluss. Die grafische Darstellung der angepassten Funktionen (Abbildungen 35 und 36) illustriert einerseits die Ähnlichkeit der Ausaperungsmuster der beiden Jahre, andererseits auch die unterschiedliche Erklärungskraft des Modells auf den verschiedenen Höhenstufen.

Interessant ist die Betrachtung der restlichen Regressionskoeffizienten sowohl im linearen als auch im nichtlinearen Teil, auch im Vergleich zur OLS-Analyse. Die hinzugekommene Seehöhe ist in beiden Jahren signifikant und weist, wie erwartet, ein positives Vorzeichen auf. Bei Einbeziehung der gesamten Datensätze in ein lineares Modell zeigt sich, dass alle unabhängigen Variablen bis auf die Ausprägung „flach“ der Kurvatur-Datensätze in beiden Jahren signifikanten Einfluss ausüben (2012 sind auch die flachen Stellen der 5m-Kurvatur signifikant). Im nichtlinearen Modell sind die signifikanten Parameter 2013 gleich wie im linearen, 2012 kommen noch die flachen

Stellen der 100m-Kurvatur hinzu. Die Vorzeichen der Koeffizienten sind im Jahr 2012 beim linearen als auch beim nichtlinearen Modell wiederum bei der Himmelsrichtung sowie den beiden Ausprägungen des 5m-Kurvatur-Datensets entgegen der Erwartung. 2013 stimmt die Richtung der Koeffizienten im nichtlinearen Teil in allen Fällen mit der Erwartung überein. Die Modellläufe des GAM zeigen nochmals die bessere Verlässlichkeit der Daten von 2013, bei denen die gesamte Schmelzperiode untersucht wurde. Die Sinnhaftigkeit der Einbeziehung von nichtlinearen Effekten lässt sich aufgrund der verbesserten Erklärungskraft und der Theorie folgenden Trends in den für die nichtlinearen Parameter angepassten Funktionen mit einiger Sicherheit bestätigen.

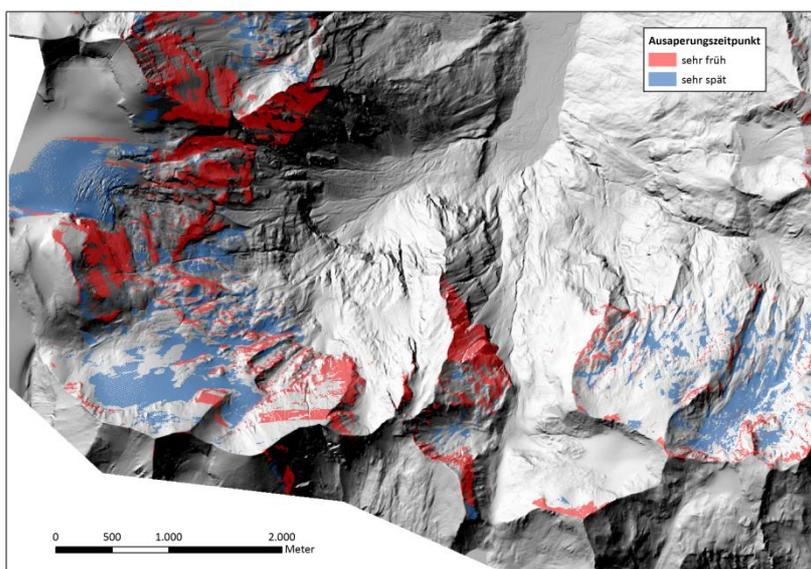
Allerdings flossen keine Informationen zur Verteilung der Schneehöhen oder des SWE zu Beginn der Schmelzperiode in die Modelle ein, welche laut zitierter Literatur wichtige Prädiktoren für den Schmelzverlauf sind. Auch die Vereinfachung der Windexposition durch die Geländekurvatur reicht eigentlich nicht aus, um realistische Windverlagerung zu modellieren. Durch die Verwendung eines Windfaktors, der die Exposition gegenüber vorherrschenden Windeinflüssen für jede Rasterzelle parametrisiert (Winstral et al. 2002), oder dynamischer Windfelder (Mott 2007) könnte dieser Faktor besser berücksichtigt werden.

In dieser Arbeit gingen die einzelnen Einflüsse der Geländeparameter additiv in die Regressionsmodelle ein, allerdings beeinflussen sich manche der Prädiktoren auch gegenseitig und müssten multiplikativ berücksichtigt werden. Bei der Analyse der räumlichen Autokorrelation der Modellresiduen in Kapitel 4.3.1 wurden weitere Gründe genannt, die die Erklärungskraft der Modelle abschwächen könnten: Neben den Unsicherheiten bei der Ableitung der Zielvariablen aus den Webcamaufnahmen und der nicht möglichen Berücksichtigung von Unterschieden zwischen Ost- und Westhängen könnte die Größenordnung des Hangneigungsrasters (5m Auflösung) zu fein sein, um die Skala von Lawinensturzbahnen richtig abzubilden. Das Problem wurde durch die Zusammenfassung in 5°-Klassen zwar abgemildert, wahrscheinlich muss aber analog zu den unterschiedlichen Skalen bei der Kurvatur auch der Einfluss verschiedener Größenordnungen bei der Hangneigung untersucht werden. Zuletzt deuten die signifikant geclusterten Residuen auch auf das Fehlen wichtiger unabhängiger Variablen hin. Gemeinsam mit der Tatsache, dass bei der OLS-Analyse nur lineare Zusammenhänge unterstellt werden, trug dies alles zur eher geringen Erklärungskraft der OLS-Regression trotz Großteils richtig modellierter Zusammenhänge zwischen unabhängigen und abhängiger Variable bei. Ähnliches gilt natürlich auch für die Modellläufe des GAM, obwohl der Einbezug von nichtlinearen Einflüssen die Erklärungskraft etwas verbessern konnte.

Ziel dieser Arbeit war es, die parametrisierte Verteilung von Schnee während der Schmelzperiode in einem an der BOKU entwickelten hydrologischen Modell zu verbessern. Das Problem bei indexbasierten konzeptionellen Modellen ist, dass die Temperaturschwelle, die den Schmelzvorgang auslöst, auf hohen Seehöhen (über

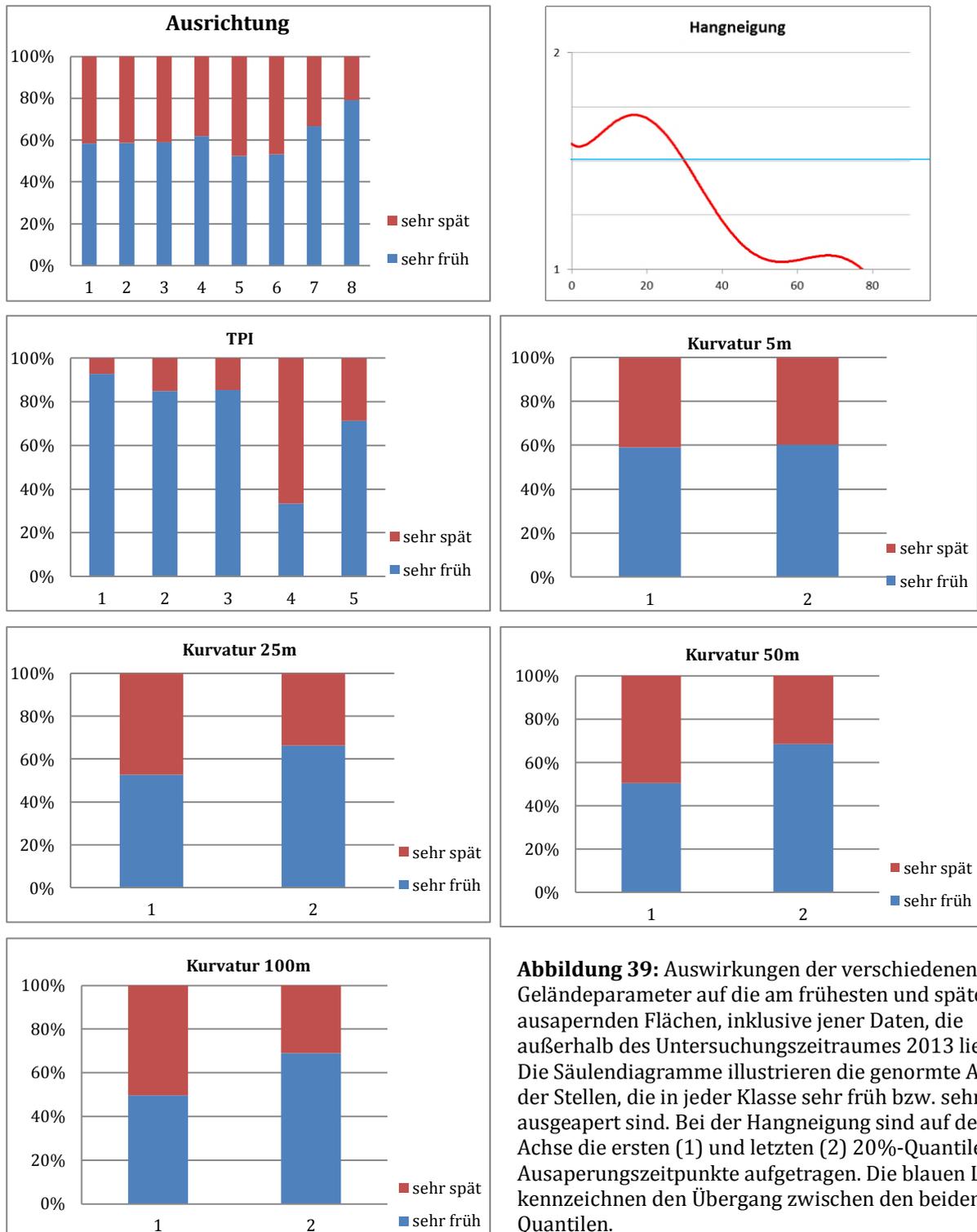
3000m) selten überschritten wird und der Schnee über die Jahre akkumuliert, während er in Wirklichkeit durch Lawinen oder durch Wind von exponierten Stellen auf niedrigere Höhen verteilt wird und dort abschmilzt. Realistisch geschätzte Verteilung durch Umlagerungsprozesse ist also wesentlich für eine gute Modellierung des hydrologischen Regimes in hochalpinen Einzugsgebieten. Im Rahmen dieser Untersuchung war es leider nicht mehr möglich, ausgehend von den Modellergebnissen die Umlagerungsprozesse soweit zu quantifizieren, dass sie in das Schneeschmelzmodul des besagten Modells einfließen könnten. Dennoch soll im Hinblick auf das Forschungsziel skizziert werden, wie die weitere Vorgehensweise für eine Quantifizierung der Schneeverteilung aussehen könnte.

Die vorgestellten Modelle konnten die getrennt betrachteten Einflüsse der einzelnen Geländeparameter auf den Ausaperungszeitpunkt innerhalb der untersuchten Schmelzsaison zum Gutteil richtig prognostizieren. Im Folgenden soll kurz gezeigt werden, wie eine erste quantitative Abschätzung der Schneeverfrachtung im Laufe eines Jahres aussehen kann. Hierfür werden die Geländeeigenschaften jener Stellen des Untersuchungsgebietes herausgearbeitet, an denen der Schnee relativ zur jeweiligen Höhenstufe über 2200m sehr früh bzw. sehr spät ausapert. Der Datensatz ähnelt jenem, der bei der ordinalen Regression als Zielvariable verwendet wurde. Die früheste und späteste Kategorie der 20%-Quantile der Ausaperungszeitpunkte werden analysiert, der Datensatz beinhaltet jedoch zusätzlich jene Stellen, die bereits vor Beginn des Untersuchungszeitraumes aper waren, sowie Stellen mit perennierenden Schneefeldern. Für die nicht bekannten Ausaperungsdaten wurden Dummyvariablen definiert: perennierender Schnee wird mit dem Wert 365 versehen, sehr früh ausapernde Stellen bekommen ein Datum zugewiesen, das ca. einen Monat vor Beginn der Schmelzperiode liegt. Verwendet wird der Datensatz der Ausaperungszeitpunkte des Jahres 2013, da dieser beinahe die vollständige Schmelzsaison abdeckt. Abbildung 38 zeigt einen Ausschnitt des Untersuchungsgebietes, in dem die Stellen mit „sehr frühem“ und „sehr spätem“ Ausaperungsdatum markiert sind.



**Abbildung 38:** Gebiete aus dem Datensatz 2013, die im untersten 20%-Quantil (sehr frühes Ausaperungsdatum relativ zur Höhenstufe) sowie im höchsten 20%-Quantil (sehr spätes Ausaperungsdatum relativ zur Höhenstufe) liegen. Berücksichtigt wurden Daten aller Höhenstufen, die höher als 2200m liegen.

Die folgenden Diagramme in Abbildung 39 zeigen die Zusammenhänge der einzelnen Geländeparameter mit den frühesten und spätesten 20% der Ausaperungszeitpunkte und lassen Rückschlüsse auf jene Geländeformen zu, die besonders frühes Ausapern bzw. sich lang haltende Schneeflächen begünstigen.



**Abbildung 39:** Auswirkungen der verschiedenen Geländeparameter auf die am frühesten und spätesten ausapernden Flächen, inklusive jener Daten, die außerhalb des Untersuchungszeitraumes 2013 liegen. Die Säulendiagramme illustrieren die genormte Anzahl der Stellen, die in jeder Klasse sehr früh bzw. sehr spät ausgeapert sind. Bei der Hangneigung sind auf der y-Achse die ersten (1) und letzten (2) 20%-Quantile der Ausaperungszeitpunkte aufgetragen. Die blauen Linien kennzeichnen den Übergang zwischen den beiden Quantilen.

Auf der x-Achse sind bei Ausrichtung die acht Klassen von nördlich (1) bis südlich (8), beim TPI die Klassen 1=Bergkamm, 2=Oberhang, 3=Steilhang, 4=Flachhang und 5= Hangfuß und bei der Kurvatur die Ausprägungen 1=konkav und 2=konvex eingetragen.

Bei der Hangausrichtung ist erst ab Klasse 7 ein eindeutiger Trend Richtung frühere Ausaperung erkennbar. Wie bereits erwähnt ergibt sich hier ein Bias, da nur die südwestliche Hälfte der Panoramaaufnahmen verwendet wurde. Die Funktion der Hangneigung zeigt, dass die am frühesten ausapernden 20% der Schneeflächen ab ca.  $30^\circ$  beginnen zu verschwinden. Ab ca.  $50^\circ$  findet kaum noch nennenswerte Akkumulation statt, weswegen nur wenige Schneeflächen zwischen  $50$  und  $85^\circ$  existieren und diese ebenfalls sehr früh schmelzen. Dies deckt sich gut mit den in Kapitel 2.1.2.2 beschriebenen Daten, dass Lawinen zwischen  $30^\circ$  und  $50^\circ$  Hangneigung abgehen. Die ersten drei TPI-Klassen (Bergkämme, Oberhänge und Steilhänge) bewirken ein sehr frühes Ausapern, auf sanft geneigten oder flachen Hängen halten sich Schneefelder am Längsten. Auf Hangfüßen (Klasse fünf) findet wider Erwarten sehr frühes Ausapern statt, allerdings gibt es nur sehr wenige Daten, da die Klasse auf über 2200m eher selten vorkommt. Bei der Kurvatur wird erneut sichtbar, dass die Größenordnung der Geländeformen für den Einfluss auf die Schmelzdynamik relevant ist: Während konvexe und konkave Stellen auf 5m Auflösung keinen Einfluss zeigen, wird dieser auf größerer Skala zunehmend deutlicher. Es ist wahrscheinlich, dass die Kurvatur mit noch größerer Auflösung untersucht werden müsste (z.B. 250m, 500m) um eindeutige Zusammenhänge zu finden.

Aus den Diagrammen ist erkennbar, dass die klarsten Zusammenhänge zwischen Ausaperungsdatum und Hangneigung bzw. TPI-Geländeklassen bestehen. Um eine quantitative Abschätzung des relativ am frühesten ausapernden Fünftels der Schneeflächen zu erhalten, können jene Stellen identifiziert werden, die eine Hangneigung von über  $30^\circ$  aufweisen oder in die hier definierten TPI-Klassen Bergkämme, Oberhänge und Steilhänge fallen. Zu beachten ist jedoch, dass die gesamte Untersuchung skalenabhängig ist. Bei einer Übertragung in ein anderes hochalpines Untersuchungsgebiet macht diese Abschätzung daher nur Sinn, wenn die Größenordnung des Gebietes dem hier analysierten ähnlich sind, und die untersuchten Geländeparameter eine ähnliche Bandbreite an Ausprägungsmöglichkeiten besitzen. Weiters verändern sich die Ausaperungsmechanismen, wenn das Gebiet bewaldet ist oder z.B. Skipisten vorkommen, weswegen nur Areale mit ähnlicher Seehöhe (zumindest oberhalb der Baumgrenze) und geringem anthropogenem Einfluss auf die Schneedecke verwendet werden sollten.

Die aufgezählten Vor- und Nachteile der Regressionsvarianten dieser Studie zeigen, dass diese für unterschiedliche Anwendungsfälle der quantitativen Schätzung von Schnee(-flächen, -volumina oder -massen) -verteilungen geeignet sein können. Zwei der drei Modelle (ordinale Regression, GAM) können in ein anderes Untersuchungsgebiet mit ähnlichen Höheneigenschaften übertragen werden. Sowohl OLS- als auch ordinale Regression erlauben eine Analyse von Schneeverteilungsmechanismen ohne den Effekt der Seehöhe, wobei die Differenzierung der Zielvariablen bei OLS-Modellen auf einer Intervallskala erfolgt. Tabelle 12 beschließt den Diskussionsteil und zeigt die passende Modellwahl für verschiedene potentielle Anwendungsfälle.

	Analyse mehrerer Jahre im gleichen Untersuchungsgebiet	Übertragbarkeit des angepassten Modells in ein anderes Gebiet
Berücksichtigung der Seehöhe	GAM	GAM
Seehöhe herausgerechnet	OLS, ordinale Regression	ordinale Regression

**Tabelle 12:** Anwendungsmöglichkeiten der verwendeten Regressionsmodelle, eingeteilt nach beschriebenen Vor- und Nachteilen. Die Namen der Modelltypen beziehen sich nur auf die in dieser Arbeit spezifizierten Modelle.

## 6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Kamerasysteme, die hochauflösendes Bildmaterial in kurzen Zeitschritten frei zur Verfügung stellen, häufen sich auch in alpinen Regionen. Etliche Skigebiete und andere Ausflugsziele sind bereits mit solchen Webcams ausgerüstet, da sich die Besucher über die Wetterlage im Internet informieren wollen. Diese Arbeit hat demonstriert, dass solche Datenressourcen für Analysen und Monitoring von Schneeschmelzprozessen genutzt werden können. Das Ziel der Verbesserung eines indexbasierten Schneeschmelzmoduls konnte im Rahmen der Möglichkeiten der Studie leider nicht realisiert werden. Mit frei verfügbarem Datenmaterial konnten die Zusammenhänge zwischen Geländeeinflüssen und erstem Abschmelzdatum von schneebedeckten Flächen jedoch mit verschiedenen Regressionsverfahren sinnvoll modelliert und eine Grundlage für weitere Forschungsanwendungen gelegt werden. Besonders erwähnenswert ist die Möglichkeit, Orthofotos mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung aus den Kameraaufnahmen abzuleiten. Etliche Studien zur Schneeschmelzmodellierung betonen die Wichtigkeit qualitativ hochwertiger Fernerkundungsdaten zur Validierung von Schmelzmodellen.

Ein wesentlicher nächster Schritt ist die Überprüfung der Modellergebnisse durch Validierung mit Beobachtungsdaten aus einem anderen hochalpinen Gebiet oder eines zukünftigen Jahres mit Aufnahmen der verwendeten Webcam. Zeigen die Prognosen eine einigermaßen zufriedenstellende Übereinstimmung, ist natürlich die Anwendung zur Quantifizierung der Schneeflächenveränderung (oder mittels zusätzlicher Daten auch Massen- bzw. Volumenveränderung) interessant, vor allem in Hinsicht auf hydrologische Schneeschmelzmodellierung. Jedenfalls wichtig für diesen und andere mögliche Anwendungsfälle der hier verwendeten Methodik ist die Automatisierung der Bildklassifizierung. Aufgrund sehr unterschiedlicher Belichtungsverhältnisse der Aufnahmen musste dies von Hand passieren, unüberwachte Klassifizierung kann jedoch bei Schnee beispielsweise durch Verwendung von Sensordaten aus dem nahen Infrarotbereich ermöglicht werden. Die Auflösung und Größenordnung der Schneebedeckungskarten ermöglicht neben der Validierung von Schneetransport- und Schmelzmodellen langfristiges Monitoring der Schneeflächen in beinahe beliebiger zeitlicher Auflösung. Die Vorhersagekraft der beschriebenen Regressionsmodelle könnte durch zusätzliche Informationen wie z.B. Niederschlagsverteilungen verbessert werden. Die Modelle können entsprechend ihrer Fähigkeiten für die Quantifizierung von Schneeverteilungen im gleichen oder in anderen Untersuchungsgebieten mit ähnlichen Geländeeigenschaften angewendet werden, um die parametrisierten Umlagerungsvorgänge in konzeptionellen hydrologischen Modellen hochalpiner Einzugsgebiete zu verbessern. Die Ergebnisse der verschiedenen Modelltypen sollten verglichen und mit hydrologischen Messdaten überprüft werden.

## 7 Literaturverzeichnis

- Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell, und J. Rasmussen. 1986. „An Introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modelling System“. *Journal of Hydrology* 87 (1-2): 61–77. doi:10.1016/0022-1694(86)90115-0.
- Amt der Salzburger Landesregierung. 2014a. *ALS Befliegungen*. Januar 24. [http://www.salzburg.gv.at/themen/se/sagis/sagis\\_laufende\\_projekte/als\\_befliegungen.htm](http://www.salzburg.gv.at/themen/se/sagis/sagis_laufende_projekte/als_befliegungen.htm).
- Amt der Salzburger Landesregierung. 2014b. *SAGIS-Online GIS Applikation des Landes Salzburg*. Januar 24. <http://www.salzburg.gv.at/sagisonline/%28S%28sqmildnyifcgsyq0z13bwguz%29%29/init.aspx>.
- Anderton, S. P., S. M. White, und B. Alvera. 2004. „Evaluation of Spatial Variability in Snow Water Equivalent for a High Mountain Catchment“. *Hydrological Processes* 18 (3): 435–53. doi:10.1002/hyp.1319.
- Armstrong, Richard L., und Eric Brun. 2008. „Snow and Climate : Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling“, Nr. 222. [/han/bokusummon/hal-meteofrance.archives-ouvertes.fr/meteo-00322484](http://han/bokusummon/hal-meteofrance.archives-ouvertes.fr/meteo-00322484).
- ASTER Spectral Library. 2014. *Spectral Properties of Snow*. Januar 13. <http://speclib.jpl.nasa.gov/search-1/resultsdisplay3>.
- Bacher, Michael. 2008. „Lawinen. Vortragsfolien aus der Vorlesung ‚Wilbach- und Lawinenverbauung‘“ gehalten auf der Universität für Bodenkultur Wien.
- Barry, Roger G. 2008. *Mountain weather and climate*. Cambridge Univ. Press.
- Bergström, S. 1991. „Principles and confidence in hydrological modelling“. *NORD. HYDROL* 22 (2): 123–36.
- Bergström, S. 1995. „The HBV Model.“, 443–76. CABDirect2.
- Bergström, S. 1976. *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*. Norrköping.
- Blöschl, G., W. Schöner, H. Kroiß, A. P. Blaschke, R. Böhm, K. Haslinger, N. Kreuzinger, u. a. 2011. „Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft – Ziele und Schlussfolgerungen der Studie für Bund und Länder“. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 63 (1-2): 1–10. doi:10.1007/s00506-010-0274-2.
- Bozzini, Claudio. 2011. „Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL)“. *WSL Monoplotting-Tool - Landschaftsentwicklung anhand alter Fotos*. [http://www.wsl.ch/fe/oekosystem/insubrisch/projekte/Evoluzione\\_paesaggio/index\\_DE](http://www.wsl.ch/fe/oekosystem/insubrisch/projekte/Evoluzione_paesaggio/index_DE).

- Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV). 2014. *Vermessung und Geoinformation*. Januar 20. [http://www.bev.gv.at/portal/page?\\_pageid=713,1568695&dad=portal&schema=PORTAL](http://www.bev.gv.at/portal/page?_pageid=713,1568695&dad=portal&schema=PORTAL).
- Bundeskanzleramt Österreich. 2014. *data.gv.at*. Januar 24. <http://www.data.gv.at/suche/>.
- Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft: Hydrografischer Dienst Österreich. 2014. *eHYD - hydrographischer Atlas online*. Januar 28. <http://ehyd.gv.at/#>.
- Conway, H. 1996. „Albedo of dirty snow during conditions of melt“. *Wat. Resour. Res.* 32: 1713–18. doi:10.1029/96WR00712.
- Corripio, J. G. 2003. „Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modelling in mountainous terrain“. *International Journal of Geographical Information Science* 17 (1): 1–23. doi:10.1080/713811744.
- Corripio, J. G. 2004a. „Georeferencing oblique terrestrial photography: geophotoref V. 1.0 User’s Manual“.
- Corripio, J. G. 2004b. „Snow surface albedo estimation using terrestrial photography“. *International Journal of Remote Sensing* 25 (24): 5705–29. doi:10.1080/01431160410001709002.
- Corripio, Javier G., Yves Durand, Gilbert Guyomarc’h, und Laurent Mérindol. 2004. „Land-based remote sensing of snow for the validation of a snow transport model“. *Cold Regions Science and Technology* 39 (2): 93–104. doi:10.1016/j.coldregions.2004.03.007.
- Dadic, R., R. Mott, M. Lehning, und P. Burlando. 2010. „Parameterization for Wind-Induced Preferential Deposition of Snow“. *Hydrological Processes*, Juni, n/a–n/a. doi:10.1002/hyp.7776.
- DeBeer, C. M., und J. W. Pomeroy. 2010. „Simulation of the snowmelt runoff contributing area in a small alpine basin“. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14 (7): 1205–19. doi:10.5194/hess-14-1205-2010.
- Deutscher Wetterdienst (DWD). 2014. *Wetterlexikon*. Januar 14. <http://www.deutscherwetterdienst.de/lexikon/index.htm?ID=S&DAT=Schneedichte>.
- Doherty, S. J. 2010. „Light-absorbing impurities in Arctic snow“. *Atmos. Chem. Phys.* 10: 11647–80. doi:10.5194/acp-10-11647-2010.
- Farinotti, Daniel, Jan Magnusson, Matthias Huss, und Andreas Bauder. 2010. „Snow Accumulation Distribution Inferred from Time-Lapse Photography and Simple Modelling“. *Hydrological Processes* 24 (15): 2087–97. doi:10.1002/hyp.7629.
- Frey, Simon, Robert Goler, Herbert Formayer, und Hubert Holzmann. 2013. „Die Auswirkung möglicher Klimawandelszenarien auf das Erzeugungspotenzial von Wasserkraftwerken“. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 32 (04 2013): 145–52.
- Geoville. 2014. *Imagery*. Januar 14. <http://www.geoville.com/index.php/imagery.html>.

- Großglockner Hochalpenstraßen AG. 2014. *Webcam Edelweißspitze*. März 24. <http://edelweisspitze.panomax.at/>.
- Hadley, Odelle L., und Thomas W. Kirchstetter. 2012. „Black-carbon reduction of snow albedo“. *Nature Clim. Change* 2 (6): 437–40. doi:10.1038/nclimate1433.
- Hock, R. 1999. „A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation“. *JOURNAL OF GLACIOLOGY* 45 (149): 101–11.
- Holzmann, H., G. Koboltschnig, W. Schöner, und L. Rauch. 2009. „Schnee- und Gletscherschmelze als Baustein der hydrologischen Abflussmodellierung“. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 61 (1-2): 9–15. doi:10.1007/s00506-008-0060-6.
- Holzmann, H., Th. Lehmann, H. Formayer, und P. Haas. 2010. „Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf Hochwasser und Wasserhaushaltskomponenten ausgewählter Einzugsgebiete in Österreich“. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 62 (1-2): 7–14. doi:10.1007/s00506-009-0154-9.
- Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF. 2014. *Lawinenklassifikation*. Zugegriffen März 23. /schneeinfo/rueckmeldungen/lawinenkl\_index\_DE.
- IPCC. 2007. Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton, 2007: „Regional Climate Projections“. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jones, H. G., Hrsg. 2001. *Snow ecology: an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems*. Cambridge, UK ; New York, NY: Cambridge University Press.
- Khakbaz, Behnaz, Bisher Imam, Kuolin Hsu, und Soroosh Sorooshian. 2012. „From Lumped to Distributed via Semi-Distributed: Calibration Strategies for Semi-Distributed Hydrologic Models“. *Journal of Hydrology* 418-419 (Februar): 61–77. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.021.
- Kling, Harald, Martin Fuchs, und Maria Paulin. 2012. „Runoff Conditions in the Upper Danube Basin under an Ensemble of Climate Change Scenarios“. *Journal of Hydrology* 424-425 (März): 264–77. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.01.011.
- Kling, Harald, Josef Fürst, und Hans Peter Nachtnebel. 2006. „Seasonal, Spatially Distributed Modelling of Accumulation and Melting of Snow for Computing Runoff in a Long-Term, Large-Basin Water Balance Model“. *Hydrological Processes* 20 (10): 2141–56. doi:10.1002/hyp.6203.
- Koboltschnig, G., W. Schöner, und H. Holzmann. 2009. „Simulierter zeitlicher Schneedeckenverlauf und Schneedeckendauer des Oberen Pinzgau berechnet auf Basis eines mehrfach validierten hydrologischen Modells“. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 61 (1-2): 17–24. doi:10.1007/s00506-008-0058-0.

- Koboltschnig, Gernot R., Wolfgang Schöner, Massimiliano Zappa, Christine Kroisleitner, und Hubert Holzmann. 2008. „Runoff Modelling of the Glacierized Alpine Upper Salzach Basin (Austria): Multi-Criteria Result Validation“. *Hydrological Processes* 22 (19): 3950–64. doi:10.1002/hyp.7112.
- Lehning, M., H. Löwe, M. Ryser, und N. Raderschall. 2008. „Inhomogeneous Precipitation Distribution and Snow Transport in Steep Terrain: SNOW DRIFT AND INHOMOGENEOUS PRECIPITATION“. *Water Resources Research* 44 (7): n/a–n/a. doi:10.1029/2007WR006545.
- LFRZ. 2014. *Orthophotos*. Zugegriffen März 24. <http://www.lfrz.at/produkte/orthophotos.html>.
- Liston, G. E., und M. Sturm. 1998. „A snow-transport model for complex terrain“. *JOURNAL OF GLACIOLOGY* 44 (148): 498–516.
- Mausser, Wolfram, und Heike Bach. 2009. „PROMET – Large Scale Distributed Hydrological Modelling to Study the Impact of Climate Change on the Water Flows of Mountain Watersheds“. *Journal of Hydrology* 376 (3-4): 362–77. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.07.046.
- Max-Planck-Institut für Meteorologie: Models. 2014. Januar 17. <http://www.mpimet.mpg.de/en/science/models.html>.
- Mitchel, Andy. 2005. „The ESRI Guide to GIS analysis, Volume 2: Spatial measurements and statistics“. *ESRI Guide to GIS analysis*. <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?f=2010/SO/SO1002.xml;SO2007100043>.
- Mott, R. 2007. „Modellierung der zeitlichen Entwicklung und räumlichen Verteilung einer saisonalen Schneedecke vergletschter Gebiete (Sonnblick) mit dem physikalisch basierten Modell ALPINE3D.“ Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur Wien.
- NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2014. *SNOW WATER EQUIVALENT*. März 16. [http://disc.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings/parameters/snow\\_water\\_equivalent.shtml](http://disc.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings/parameters/snow_water_equivalent.shtml).
- Ortovox. 2014. *Weather: The essential factors wind, precipitation and temperature*. Januar 17. <http://www.ortovox.com/3636-weather.html>.
- Plate, E. J. 2009. „HESS Opinions ‚Classification of hydrological models for flood management““. *Hydrology and Earth System Sciences* 13 (10): 1939–51. doi:10.5194/hess-13-1939-2009.
- ProductWiki. 2014. *Nikon AF-S DX Zoom-NIKKOR 18-55mm f/3.5-5.6G ED II*. Zugegriffen März 24. <http://cameralenses.productwiki.com/nikon-af-s-dx-zoom-nikkor-18-55mm-f-3-5-5-6g-ed-ii/>.
- Rauch, Lutz. 2007. „Schneesmelzmodellierung mit indexbasierten Modellen“. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur Wien.

- Reed, Seann, Victor Koren, Michael Smith, Ziya Zhang, Fekadu Moreda, Dong-Jun Seo, und DMIP Participants. 2004. „Overall Distributed Model Intercomparison Project Results“. *Journal of Hydrology* 298 (1-4): 27–60. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.031.
- Rieckh, Matthias. 2011. „Monitoring of the alpine snow cover using automatic digital photography“. Diplomarbeit, Universität Graz.
- Rivera, Andrés, Javier G. Corripio, Ben Brock, Jorge Clavero, und Jens Wendt. 2008. „Monitoring ice-capped active Volcán Villarrica, southern Chile, using terrestrial photography combined with automatic weather stations and global positioning systems“. *Journal of Glaciology* 54 (188): 920–30. doi:10.3189/002214308787780076.
- Schirmer, M., V. Wirz, A. Clifton, und M. Lehning. 2011. „Persistence in Intra-Annual Snow Depth Distribution: 1. Measurements and Topographic Control“. *Water Resources Research* 47 (9): W09516. doi:10.1029/2010WR009426.
- Schmidt, Susanne. 2009. *Die reliefabhängige Schneedeckenverteilung im Hochgebirge: ein multiskaliger Methodenverbund am Beispiel des Lötschentals (Schweiz)*. Ferger.
- Seitz Phototechnik AG. 2013. *Roundshot Livecam HD*. November 9. [http://www.roundshot.ch/xml\\_1/internet/de/application/d254/d267/f270.cfm](http://www.roundshot.ch/xml_1/internet/de/application/d254/d267/f270.cfm).
- Singh, Pratap, und Vijay P. Singh. 2001. *Snow and glacier hydrology*. Bd. 37. Water science and technology library / Water science and technology library. Kluwer.
- Skaugen, T., und F. Randen. 2011. „Modelling the spatial distribution of snow water equivalent at the catchment scale taking into account changes in snow covered area“. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 8 (6): 11485–518.
- Stanzel, Ph, U Haberl, und H P Nachtnebel. 2008. „Modelling snow accumulation and snow melt in a continuous hydrological model for real-time flood forecasting“. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 4 (November): 012016. doi:10.1088/1755-1307/4/1/012016.
- Statsoft. 2014. Glossar. *Additive Modelle*. Januar 20. <http://www.statsoft.de/glossary/A/AdditiveModels.htm>.
- Steinhardt, Gary C., Charles L. Schoon, Robert L. Guillaume, und Jesse L. Wilcox. 1990. „Wind Erosion Concerns in Indiana“. *Agronomy Guide*, Nr. AY-271 (August).
- Thorntwaite, C. W. 1948. „An Approach toward a Rational Classification of Climate“. *Geographical Review* 38 (1): 55. doi:10.2307/210739.
- Turc, L. 1961. „Evaluation des besoins en eau d'irrigation, l'évapotranspiration potentielle: formule climatique simplifiée et mise à jour“. *Annales agronomiques* 12: 13–49.
- Uhlenbrook, Stefan, Jan Seibert, Christian Leibundgut, und Allan Rodhe. 1999. „Prediction Uncertainty of Conceptual Rainfall-Runoff Models Caused by Problems in Identifying Model Parameters and Structure“. *Hydrological Sciences Journal* 44 (5): 779–97. doi:10.1080/02626669909492273.

- University of California (UCLA): Statistical Consulting Group. 2014. *R Data Analysis Examples: Ordinal Logistic Regression*. Januar 21. <http://www.ats.ucla.edu/stat/r/dae/ologit.htm>.
- Vashisth, P. 2005. „Effect of clouds and free water on snow albedo“. *Bulletin of Glaciological Research* 22 (Januar): 63–67.
- visit, visualisierungs- und informationstechnologie. 2012. *Montagefotos*. <http://www.panomax.at/hardware/montagefotos.html>.
- Vollmann, Markus. 2007. „Die Kartierung der Schnee- und Eisbedeckung aus Satellitenbilddaten zur Validierung von Schneeschmelzmodellen in kleinen und mittleren Einzugsgebieten der Hohen Tauern - Salzburg“.
- Warren, Stephen G. 1982. „Optical Properties of Snow“. COOPERATIVE INST FOR RESEARCH IN ENVIRONMENTAL SCIENCE BOULDER CO, COOPERATIVE INST FOR RESEARCH IN ENVIRONMENTAL SCIENCE BOULDER CO. <http://pisces.boku.ac.at/han/bokusummon/www.dtic.mil/docs/citations/ADP000147>.
- Warren, Stephen G., und Warren J. Wiscombe. 1980. „A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols“. *Journal of the Atmospheric Sciences* 37 (12): 2734–45. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2.
- Weiss, A. D. 2001. „A GIS algorithm for topographic position index“. In *Poster presented at ESRI Users' Conference, San Diego, CA. Available online at aweiss@induscorp.com*.
- Winstral, A., K. Elder, und R. E. Davis. 2002. „Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters“. *Journal of Hydrometeorology* 3 (5): 524–38. doi:10.1175/1525-7541(2002)003(0524:SSMOWR)2.0.CO;2.
- Zappa, Massimiliano. 2008. „Objective Quantitative Spatial Verification of Distributed Snow Cover Simulations—an Experiment for the Whole of Switzerland / Verification Quantitative Spatiale Objective de Simulations Distribuees de La Couche de Neige—une Etude Pour L'ensemble de La Suisse“. *Hydrological Sciences Journal* 53 (1): 179–91. doi:10.1623/hysj.53.1.179.
- Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG). 2014. *Klimadaten von Österreich 1971 - 2000*. Januar 18. [http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00/klima2000/klimadaten\\_oesterreich\\_1971\\_frame1.htm](http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00/klima2000/klimadaten_oesterreich_1971_frame1.htm).