

GIS-basierte Modellierung  
der Steinschlagdisposition mittels  
klimatischer Parameter

**Masterarbeit**

Zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

vorgelegt von

Johannes Loretto

am Institut für Geographie und Raumforschung

Begutachter: Univ.-Prof. Dr.rer.nat. Oliver Sass

Graz, 2015

## **Eidesstattliche Erklärung**

Ich erkläre ehrenwörtlich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die angegebenen Quellen nicht benutzt und die den Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen inländischen oder ausländischen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht. Die vorliegende Fassung entspricht der eingereichten elektronischen Version.

Datum:

Unterschrift:

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich all jenen danken, die mich beim Verfassen der vorliegenden Masterarbeit und auf dem Weg durch mein Studium unterstützt haben.

Insbesondere danke ich...

... Herrn Professor Sass für die äußerst professionelle und stets freundliche Betreuung sowie für die hilfreichen Tipps.

... Patrick Zinner für die „Co-Betreuung“ der Arbeit.

... Harald Schnepfleitner für die geduldige Einschulung in das Programm WUFI.

... Hannes Rieder für die Tipps bezüglich der Interpolationen der klimatischen Parameter und die Zusendung der Daten.

... meinen Eltern, die es mir ermöglicht haben, das zu studieren, was mich interessiert.

... meiner Freundin Caro, die mir mit ihrer Geduld und Hilfe meine größte Stütze während des Studiums und beim Verfassen dieser Arbeit war.

## Zusammenfassung

In der vorliegenden Masterarbeit werden erstmals mittels WUFI (Wärme und Feuchte instationär), einer Software, die vom Fraunhofer-Institut für Bauphysik entwickelt wurde, um das hygrothermische Verhalten von Gebäudebauteilen zu simulieren, Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulationen an der Gesteinsoberfläche im Nationalpark Gesäuse ohne direkte Messungen der klimatischen Parameter an den Felswänden durchgeführt. Dazu werden die Monatsmittelwerte der Temperatur und die Monatswerte des Niederschlages GIS-basiert interpoliert und mithilfe der dadurch berechneten Gradienten Stundenwerte von Klimastationen korrigiert. Weitere für die Simulation benötigte Klimadaten werden von Wetterstationen herangezogen. Aufgrund fehlender Niederschlagswerte von höher gelegenen Regionen ist es nicht möglich gewesen, diese zu interpolieren, weshalb auf INCA-Daten von der ZAMG zurückgegriffen wird. Windrichtung und -geschwindigkeit werden ebenfalls von INCA bezogen.

Da neben den Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulationen auch die Interpolation von Niederschlag und Temperatur von großer Bedeutung für diese Arbeit sind, werden die Interpolationsmethode Kriging und Digitale Terrainmodelle, ohne die eine solche Regionalisierung nicht möglich wäre, genauer beschrieben.

Abhängig von Exposition, Hangneigung und Seehöhe werden 72 virtuelle Messpunkte über die Hochtorggruppe verteilt und für jeden dieser Punkte eine Klimadatei für das Simulationsprogramm erstellt. Neben den klimatischen Parametern benötigt WUFI Informationen über die Gesteinsparameter, welche von Schnepfleitner (2012) bezogen werden. Ebenfalls wird der von Zinner (2014) für das Gesäuse erhobene Schlagregenfaktor bei der Simulation berücksichtigt. Die Ergebnisse decken sich mit jenen, die mittels gemessenen klimatischen Parametern in vorangegangenen Untersuchungen simuliert wurden: Nordexponierte Felsen sind feuchter als südexponierte und südexponierte Regionen weisen die meisten Frostwechsel auf. Das Steinschlagrisiko wird abhängig zweier Frostverwitterungstheorien abgewogen. Dabei konnte festgestellt werden, dass die Eislinsentheorie ein größeres Potential für die Verwitterung aufweist als die „klassische“ Frostwechseltheorie.

## Abstract

In this master thesis, the program WUFI (a software developed by the Fraunhofer-Institute for Building Physics to simulate hygrothermal processes in parts of buildings) is used for the first time to simulate rock moisture and temperature on the rock surface in the Gesäuse National Park without direct measurements of the climate parameters on the rock face. For this simulation, the monthly mean values of temperature and the monthly values of precipitation are interpolated based on GIS. The calculated gradients are used to correct the hourly values of the climate stations. Other simulation relevant climate data are obtained from weather stations. Due to missing precipitation data from higher regions, it is impossible to perform an interpolation, and because of that, INCA data from the ZAMG are used. Wind direction and speed are also obtained from INCA.

Due to the significance of the simulation of rock moisture and temperature, as well as the interpolation of temperature and precipitation, a detailed description of the interpolation method according to Kriging and digital terrain models, which are essential for these interpolations, is provided.

72 virtual measuring points are spread throughout the Hochtorn mountain range depending on exposition, inclination and altitude. For each point one climate-file for the simulation program was created. An essential factor for these simulations is information about the rock parameters, which were categorized by Schnepfleitner (2012). Additionally, the factor of the wind-driven rain for the Gesäuse National Park by Zinner (2014) was included and used for the simulations. The results are analogous to those, which were simulated with measured climate parameters: north-facing rocks are damper than the south-facing ones and in south-orientated regions more freeze-thaw cycles take place. The risk of rockfall is calculated depending on two frost-weathering-theories. As a further result, it was discovered that the ice segregation theory has a much greater potential for rock weathering than the classic freeze-thaw cycle theory.

# Inhalt

1 Einleitung.....	10
1.1 Vorarbeiten.....	10
1.2 Forschungsziel.....	12
2 Untersuchungsgebiet .....	14
2.1 Geologie.....	15
2.2 Klima .....	16
3 Methodik .....	18
3.1 Klimamodellierung und GIS .....	19
3.1.1 Digitale Terrainmodelle .....	20
3.1.2 Räumliche Interpolation .....	23
3.2 Modellierung der klimatischen Parameter.....	27
3.2.1 Regionalisierung der Temperatur .....	28
3.2.2 Regionalisierung des Niederschlages.....	33
3.2.3 Strahlung.....	43
3.2.4 Wind.....	45
3.2.5 Relative Feuchte und Luftdruck .....	47
3.2.6 Die virtuellen Messpunkte .....	49
3.3 Dispositionsmodellierung des Steinschlages.....	57
3.3.1 Gravitative Massenprozesse .....	58
3.3.2 Gesteinsfeuchte und Steinschlagwahrscheinlichkeit .....	59
3.3.3 Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation mittels WUFI.....	61
4 Ergebnisse.....	66
4.1 Ergebnisse der Regionalisierung von Temperatur und Niederschlag .....	66
4.1.1 Temperatur .....	66
4.1.2 Niederschlag.....	67
4.2 Ergebnisse der Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation.....	68
4.2.1 Anzahl der Frostwechsel .....	69
4.2.2 Andauer des Frost-Cracking-Window .....	72
4.2.3 Mittlere Porensättigung.....	75
4.2.4 Andauer der Porensättigung $\geq 60\%$ und $\geq 90\%$ .....	79

4.2.5 Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von $\geq 60\%$ .....	82
4.2.6 Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von $\geq 90\%$ .....	85
4.3 Disposition des Steinschlages .....	88
5 Diskussion der Ergebnisse .....	91
6 Fazit und Ausblick .....	93
7 Quellenverzeichnis .....	95

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Lage des Nationalparks Gesäuse .....	14
Abbildung 2: Schematische Darstellung der Methodik .....	18
Abbildung 3: DGM vs. TIN .....	21
Abbildung 4: Schematische Darstellung der räumlichen Interpolation.....	23
Abbildung 5: Erstellung von Lags .....	25
Abbildung 6: Semivariogramm.....	25
Abbildung 7: Variogrammfunktion .....	27
Abbildung 8: Semivariogrammfunktionen.....	26
Abbildung 9: Lage der Wetterstationen für die Interpolation der Temperatur .....	29
Abbildung 10: Schichtmodell der Temperatur des Monats Jänner .....	32
Abbildung 11: Lage der 18 Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages.....	34
Abbildung 12: Scatterplot des Monats Jänner.....	35
Abbildung 13: Lage der Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages mittels Variante 1.....	36
Abbildung 14: Scatterplot des Monats März .....	37
Abbildung 15: Scatterplot des Monats Februar.....	37
Abbildung 16: Schichtmodell des Niederschlages des Monats Jänner.....	40
Abbildung 17: Ausschnitt der Niederschlagsdatei vom 1. Jänner 2011 in Notepad++ .....	42
Abbildung 18: Globalstrahlung an der Wetterstation Weidendom. ....	44
Abbildung 19: Ausschnitt der Winddatei vom 1. Jänner 2011 in Notepad .....	45
Abbildung 20: U- und V-Komponente.....	46
Abbildung 21: Verteilung der Windrichtung des zur Wetterstation Weidendom nächsten INCA-Punktes .....	47
Abbildung 22: Relative Feuchte an der Wetterstation Weidendom .....	48
Abbildung 23: Lage des Simulationsgebietes.....	49
Abbildung 24: Darstellung der Verschneidung der Klassen.....	51
Abbildung 25: Lage der virtuellen Messpunkte .....	52
Abbildung 26: Lage der INCA-Punkte .....	54
Abbildung 27: Grobe Unterteilung des Simulationsgebietes nach der Geologie .....	55
Abbildung 28: Einteilung gravitativer Massenbewegungen .....	58
Abbildung 29: Die wichtigsten Eingangsparameter von WUFI .....	62
Abbildung 30: Anzahl der Frostwechsel in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 .....	70
Abbildung 31: Jahresgang der Frostwechsel, Exposition Nord.....	70
Abbildung 32: Jahresgang der Frostwechsel, Exposition Süd.....	71
Abbildung 33: Kartographische Darstellung der Anzahl der Frostwechsel im Jahr 2011.....	72
Abbildung 34: Andauer des Frost-Cracking-Window in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h] .....	73
Abbildung 35: Jahresgang der Andauer des Frost-Cracking-Window, Exposition Nord [h] ....	73
Abbildung 36: Jahresgang der Andauer des Frost-Cracking-Window, Exposition Süd [h] .....	74

Abbildung 37: Kartographische Darstellung der Andauer des Frost-Cracking-Window im Jahr 2011 [h] .....	75
Abbildung 38: Die mittlere Porensättigung in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [%] .....	76
Abbildung 39: Jahresgang der mittleren Porensättigung, Exposition Nord [%] .....	77
Abbildung 40: Jahresgang der mittleren Porensättigung, Exposition Süd [%] .....	77
Abbildung 41: Kartographische Darstellung der mittleren Porensättigung im Jahr 2011 [%] .....	78
Abbildung 42: Andauer der Porensättigung $\geq 60\%$ in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h] .....	79
Abbildung 43: Jahresgang der Andauer der Porensättigung $\geq 60\%$ , Exposition Nord [h] .....	79
Abbildung 44: Jahresgang der Andauer der Porensättigung $\geq 60\%$ , Exposition Süd [h] .....	80
Abbildung 45: Kartographische Darstellung der Andauer der Porensättigung $\geq 60\%$ im Jahr 2011 [h] .....	80
Abbildung 46: Andauer der Porensättigung $\geq 90\%$ in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h] .....	81
Abbildung 47: Jahresgang der Andauer der Porensättigung $\geq 90\%$ , Exposition Nord [h] .....	81
Abbildung 48: Jahresgang der Andauer der Porensättigung $\geq 90\%$ , Exposition Süd [h] .....	81
Abbildung 49: Kartographische Darstellung der Andauer der Porensättigung $\geq 90\%$ im Jahr 2011 [h] .....	82
Abbildung 50: Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von $\geq 60\%$ in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h] .....	83
Abbildung 51: Jahresgang der Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von $\geq 60\%$ , Exposition Nord [h] .....	83
Abbildung 52: Jahresgang der Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von $\geq 60\%$ , Exposition Nord [h] .....	84
Abbildung 53: Kartographische Darstellung der Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von $\geq 60\%$ im Jahr 2011 [h] .....	85
Abbildung 54: Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von $\geq 90\%$ in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 .....	86
Abbildung 55: Jahresgang der Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von $\geq 90\%$ , Exposition Nord .....	86
Abbildung 56: Jahresgang der Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von $\geq 90\%$ , Exposition Süd .....	87
Abbildung 57: Kartographische Darstellung der Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von $\geq 90\%$ im Jahr 2011 .....	88
Abbildung 58: Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von $\geq 60\%$ im Jahr 2011 in Regionen mit einer Hangneigung $\geq 45^\circ$ [h] .....	89
Abbildung 59: Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von $\geq 90\%$ im Jahr 2011 in Regionen mit einer Hangneigung $\geq 45^\circ$ .....	90

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Beispiele für Dispositionsmodellierung von Steinschlag.....	11
Tabelle 2: Überblick über die Wetterstationen für die Interpolation der Temperatur.....	29
Tabelle 3: Regressionsgleichungen der Temperatur der verschiedenen Schichten.....	30
Tabelle 4: Überblick über die Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages ...	34
Tabelle 5: Überblick über die Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages mittels Variante 1 .....	36
Tabelle 6: Überblick über die Geradengleichungen und Bestimmungsmaßen für die Interpolation des Niederschlages mittels Variante 1.....	38
Tabelle 7: Regressionsgleichungen des Niederschlages der verschiedenen Schichten .....	39
Tabelle 8: Vergleich von gemessenen und modellierten Niederschlagswerten [mm].....	42
Tabelle 9: Anteil der Diffusen Strahlung an der Globalstrahlung .....	44
Tabelle 10: Referenzstationen für die Korrektur der Temperatur .....	53
Tabelle 11: Klimastationen für Globalstrahlung und Luftfeuchtigkeit.....	54
Tabelle 12: Übersicht über die 72 virtuellen Messpunkte.....	56
Tabelle 13: Typisierung von Sturzprozessen.....	58
Tabelle 14: Übersicht der von Schnepfleitner (2012) erhobenen Materialdaten von Dolomit und Dachsteinkalk .....	63
Tabelle 15: Übersicht über die Residuen zwischen gemessenen und berechneten Werten [°C] .....	67
Tabelle 16: Vergleich von gemessenen und modellierten Niederschlagswerten der Station Weidendom [mm] .....	68
Tabelle 17: Zusammenfassen der Höhen- und Hangneigungsklassen.....	69
Tabelle 18: Vergleich der simulierten Werte der durchschnittlichen mittleren Porensättigung an der Gesteinsoberfläche mit jenen von Zinner (2014).....	92

# 1 Einleitung

Die vorliegende Masterarbeit widmet sich dem Versuch einer Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation auf Basis von GIS-basierten Klima-Modellierungen. Um aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten, sollen die modellierten und bezogenen Daten so gut wie möglich der Realität entsprechen. „Die Simulation und ihre Annäherung an die Wirklichkeit steht und fällt dabei mit einer sorgfältigen, realitätsnahen Bestimmung aller Eingangsgrößen“ (Sass 1998, S. 77).

Nach der Aufbereitung der klimatischen Parameter werden mit dem Programm WUFI (Wärme und Feuchte instationär) die Simulationen der hygrothermischen Bedingungen des Gesteins an der Felsoberfläche durchgeführt. Auf Basis dieser Ergebnisse wird das Steinschlagrisiko, abhängig zweier Theorien der Frostverwitterung („klassische“ Frostverwitterung und Eislintheorie), untersucht und kartographisch dargestellt. Das Untersuchungsgebiet ist der Nationalpark Gesäuse, genauer gesagt die Hochtorguppe.

Neben der praktischen Erarbeitung der Werte von Gesteinsfeuchte und -temperatur wird ein Überblick über DTMs (Digitale Terrainmodelle), Räumliche Interpolation, das Simulationsprogramm WUFI und Frostverwitterung gegeben.

## 1.1 Vorarbeiten

Anfangs soll ein Überblick über eine Auswahl von Arbeiten und Publikationen gegeben werden, welche die Themen Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulationen sowie GIS basierte Modellierung von Steinschlag behandeln. Theorien über Gesteinsfeuchte und Steinschlag finden sich in Kapitel 3.3.2.

Bisher wurden die für Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulationen benötigten Klimadaten aufwendig vor Ort gemessen. So führte Sass (1998) bereits mit dem Simulationsprogramm WUFI Untersuchungen zur Gesteinsfeuchte und -temperatur in den Bayerischen Alpen durch, bei welchen er Klima- und Gesteinsparameter erhob. Das Hauptaugenmerk seiner Arbeit lag auf der Messung der Gesteinsfeuchte, „[...] da das Vorhandensein von Wasser im Gestein eine Grundvoraussetzung für fast alle Verwitterungsvorgänge von der Hydratation bis

zur Frostsprengung ist“ (Sass 1998, S. 42). Schnepfleitner (2012) setzte sich ebenfalls mit dem Thema Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation auseinander. Er führte mit Klima- und im Labor eruierten Gesteinsdaten eine Temperatur- und Gesteinsfeuchtesimulation mithilfe des Programmes WUFI durch. Mit diesen Ergebnissen und diversen Theorien über Frostverwitterung wog er in weiterer Folge die Steinschlagwahrscheinlichkeit in den Untersuchungsgebieten Sonnblick und Johnsbachtal ab. Auch Zinner (2014), auf dessen Magisterarbeit diese Masterarbeit aufbaut, simulierte die Gesteinsfeuchte und -temperatur im Gsenggraben mithilfe des Programmes WUFI, welches an das Klima des Untersuchungsgebietes angepasst wurde. Diese Anpassungen waren u.a. die Adaption des von ihm erhobenen Schlagregenfaktors im Simulationsprogramm. Er selbst erhob disbezüglich Klimadaten im Untersuchungsgebiet.

Zum Thema Dispositionsmodellierung von Steinschlag gibt es bereits einige Publikationen. Tabelle 1 dient als Überblick über AutorIn und die für die Modellierung verwendeten Parameter. Zu erkennen ist, dass bislang Gesteinsfeuchte und -temperatur nicht in die Modellierungen miteinbezogen wurden.

Tabelle 1: Beispiele für Dispositionsmodellierung von Steinschlag. Quelle: Meißl 1998; Wichmann 2006, zit. und verändert nach Lieb et al. 2009, S. 18; verändert.

<b>AutorIn</b>	<b>Dispositionsmodell</b>
Gundner & Kienholz (1986)	Fels und Gratsteilrelief $\geq 30^\circ$
Toppe (1987)	Hangneigung $\geq 30^\circ$
Van Dijke & Van Westen (1990)	Hangneigung $\geq 60^\circ$ bzw. Flächen aus geomorphologischen Karten
Mani & Kläy (1992)	Felsbänder aus Übersichtsplan 1:5.000
Krummenacher (1995)	Felsflächen aus der Landeskarte 1:25.000
Meißl (1998)	Grenzneigungswerte bzw. Felsflächen aus Karten, DGM
Dorren & Maier (2001)	DGM, Geologische Karte, Landbedeckung
Dorren & Seijmonsbergen (2003)	Hangneigung $\geq 40^\circ$ und Festgestein aus der geologischen Karte, DGM
Marquinez et al. (2003)	Hangneigung, Lithologie, Seehöhe, Rauigkeit, Sonneneinstrahlung, DGM
Ruff (2005)	Hangneigung $\geq 45^\circ$ und Lithologie, DGM
Wichmann (2006)	Grenzneigungswerte bzw. Felsflächen aus Karten, DGM
Stangl (2009)	Geologie, Hangneigung, Tektonik
Fey (2010)	DGM

## 1.2 Forschungsziel

Ziel dieser Arbeit ist es, Gesteinsfeuchte und -temperatur aufgrund von gemessenen und berechneten Klimaparametern durchzuführen. Es werden Monatswerte der Lufttemperatur und des Niederschlages mit der Software ArcGIS interpoliert, wodurch es möglich ist für jeden beliebigen Ort im Nationalpark Gesäuse Temperatur- und Niederschlagswerte zu bestimmen. Die über die Monatsmittelwerte gewonnenen Gradienten werden dazu verwendet, die stündlichen Messwerte von ausgewählten Wetterstationen zu korrigieren. Die korrigierten Stundenwerte können auf diese Weise in das Simulationsprogramm WUFI eingespeist werden. Neben den Werten, welche sich aus den Interpolationen ergeben, werden Daten von Strahlung, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und -richtung sowie Luftfeuchtigkeit in stündlicher Auflösung benötigt.

Die Anpassung des Programmes WUFI an die klimatischen und geomorphologischen Rahmenbedingungen des Untersuchungsgebietes erfolgte durch Schnepfleitner (2012) und Zinner (2014). Die Interpolation von Niederschlag und Temperatur wird mit Daten vom Gesäuse durchgeführt; es sind aber noch weitere Daten von Wetterstationen rund um den Nationalpark erforderlich, um ein aussagekräftiges Ergebnis zu erhalten. Die Gesteinsfeuchte und -temperatur werden für mehrere virtuelle Punkte am Hochtorn (2.369 m) simuliert, da dieser Berg alle Expositionen aufweist.

Bei der Modellierung wird die Geologie nur bezüglich der von Schnepfleitner (2012) erhobenen Gesteinsparameter berücksichtigt. Das Hochtorn besteht größtenteils aus Dachsteinkalk und Dolomit. Der für den Steinschlag entscheidende Kluftparameter wird nicht erhoben, da dies den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde. Des Weiteren wird der als Schnee gefallene Niederschlag nicht gesondert behandelt. Folgende Forschungsfragen sollen im Zuge dieser Arbeit beantwortet werden:

- Ist es möglich, Temperatur und Niederschlag in der Region Gesäuse zu interpolieren, um sinnvolle Werte zu erhalten?
- Wie können die Werte von Windgeschwindigkeit und -richtung berechnet werden?

- Können mithilfe der in dieser Arbeit durchgeführten Methodik realistische Gesteinsfeuchte- und -temperaturwerte flächendeckend simuliert werden?
- Können mithilfe der Ergebnisse frostverwitterungsrelevante Parameterkombinationen abgeleitet werden?

## 2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist der Nationalpark Gesäuse, welcher zwischen Admont und Hieflau in der Obersteiermark liegt (Abbildung 1). Der Nationalpark wurde 2002 eröffnet und erstreckt sich über etwa 11.000 ha. Was den Nationalpark so einzigartig macht, ist u.a. das Durchbruchstal, welches von der Enns durchflossen wird und das Buchsteinmassiv im Norden von der Hochtorgruppe im Süden trennt (vgl. Nationalparkregion 2015). Die Hochtorgruppe, welche sich auf bis zu 2.369 m erhebt, besitzt eine hohe Relevanz für diese Arbeit, da an deren Wänden die Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation durchgeführt wird. Die folgenden Unterkapitel beschreiben Geologie und Klima der Region.

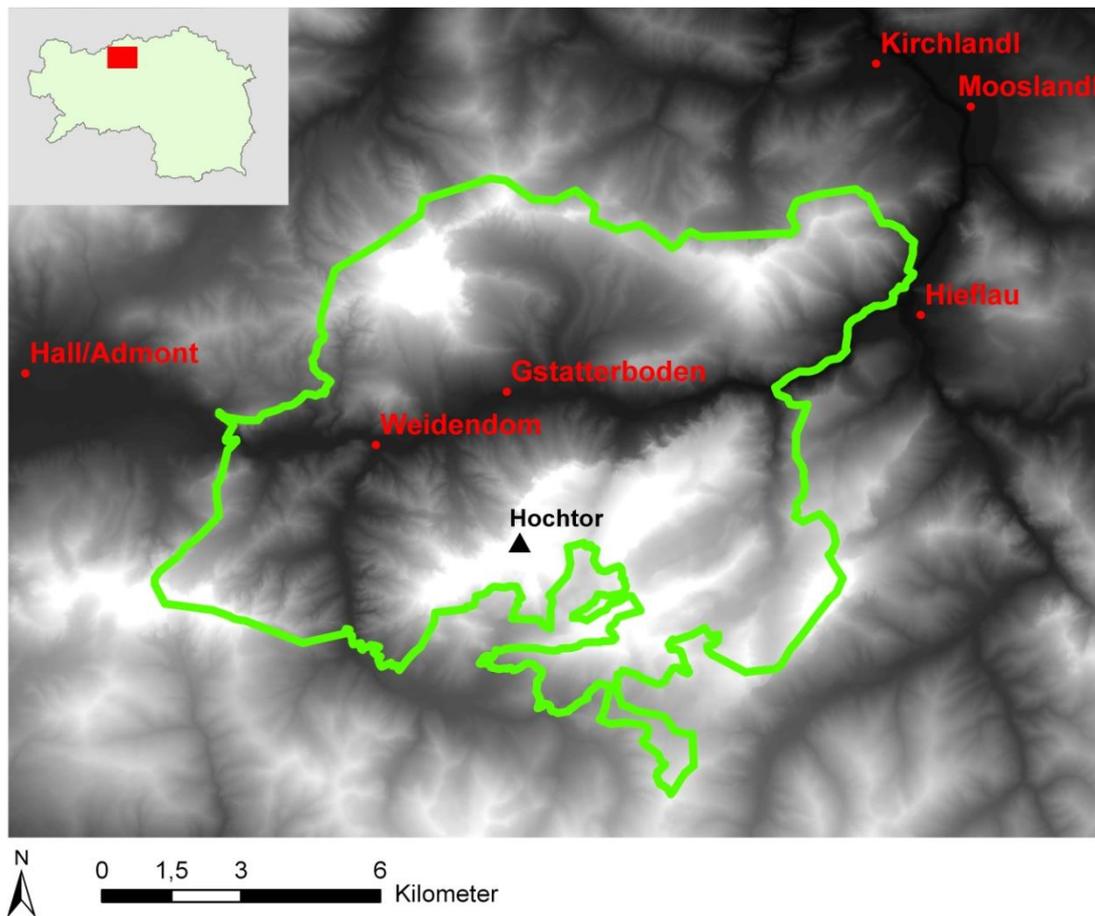


Abbildung 1: Lage des Nationalparks Gesäuse. Datengrundlage: BEV, GIS Steiermark, Land Kärnten. Eigene Darstellung.

## 2.1 Geologie

Auch wenn die Geologie nur grob in die Modellierung miteinbezogen wird, soll an dieser Stelle ein kurzer Überblick über den geologischen Aufbau des Gesäuses gegeben werden. Die Gipfel sind nicht besonders hoch (Buchsteingruppe 2.224 m, Hochtorggruppe 2.369 m, Admonter-Reichensteingruppe 2.251 m oder Lugauer-Zinödl-Gruppe 2.217 m), doch die dort anzutreffenden Felswände, welche teils senkrecht bis zu 1.000 m zur Enns abfallen, zählen zu den höchsten und markantesten der Ostalpen.

Die Berge des Gesäuses gehören den Nördlichen Kalkalpen an, genauer gesagt sind sie ein Teil der Mürzalpen-Decke. Bis etwa 1.200 m Seehöhe bestehen die Berge aus Wettersteinkalk und -dolomit, gefolgt von den Raibler Schichten, auf denen eine hunderte Meter dicke Decke Hauptdolomit liegt. Die letzten 500 m bestehen aus gebanktem und teilweise aus riffartiger Fazies entstandenem Dachsteinkalk, der, da verwitterungsresistent, die schroffen Gipfel, wie jenen des Hochtors, bildet. Der nur mäßig gegen Verwitterung widerstandsfähige Dolomit formt die „Dolomit-Erosionslandschaft“ (Lieb und Premm 2008, S. 14) und produziert Schutthalden (vgl. Lieb und Premm 2008, S. 14; Remich 2001, S. 17f.; Stüwe und Homberger 2011, S. 140). Der Schriftsteller Franz Sartori beschrieb 1811 die durch die Erosion entstandene Landschaft bei einer Wanderung durch das Johnsbachtal wie folgt: „Ich habe nirgends die schreckliche Zerstörung, das gräßliche Umherliegen der Felstrümmer, die zackigen, ausgewaschenen, nackten und starren Felsengipfel, die Pyramiden und Säulen und Schäfte, die zertrümmerten Trophäen und Statuen der Natur gesehen, wie ich sie in diesem Thale sah...“ (Kren und Heitzmann 2002, S. 60).

Der Stockwerkbau der Gesäuseberge entstand durch unterschiedliches Deformationsverhalten der verschiedenen Schichten (vgl. Bauer 1998, S. 9). Für eine detaillierte Beschreibung der Geologie und Tektonik des Gesäuses möchte ich an dieser Stelle auf das Werk *Geologischer Führer für die Gesäuseberge* von Ampferer (1935) verweisen.

## 2.2 Klima

Die klimatischen Bedingungen der Region sind für diese Arbeit von essentieller Bedeutung, weshalb in diesem Kapitel ein allgemeiner Überblick über das Klima des Gesäuses gegeben wird. Wakonigg (1978) unterteilte die Steiermark in fünf Regionen mit jeweils ähnlichen Witterungszügen; die Übergänge zwischen diesen Landschaften finden fließend statt. Das Gesäuse liegt demnach im Nordstaugebiet, welches von den steirischen Nördlichen Kalkalpen und den Eisenerzer Alpen gebildet wird. Es wirkt als Hauptstaugebiet für Strömungen aus W bis NO, bei Strömungen aus S wird die Region zum Föhngebiet.

Die nordalpinen Niederschlagslagen aus N, NW und W erreichen im Winter ihr Maximum, was durch die höhere Strömungsintensität und das tiefer liegende Kondensationsniveau bedingt ist. Die gesamtalpinen Niederschlagslagen erreichen im Sommer aufgrund des hohen Wasserdampfgehaltes und der konvektiven Niederschläge ihr Niederschlagsmaximum. Typisch für diese Region sind lang andauernde Niederschlagsperioden mit großen Mengen. Allgemein lässt sich sagen, dass es im Winter ein sekundäres Niederschlagsmaximum, hohe Niederschlagsmengen von 1.300 bis 2.500 mm pro Jahr und eine beachtliche Anzahl von Niederschlagstagen  $\geq 1$  mm gibt. Des Weiteren sind Gewitter für den Sommerniederschlag von untergeordneter Bedeutung. Hochdrucklagen und Wetterlagen mit Strömungen aus S liefern dennoch reichlich Schönwetter. Da es im Herbst am wenigsten Nordstaulagen gibt, ist diese Jahreszeit die niederschlagsärmste (vgl. Wakonigg 1978, S. 365).

Für die Temperatur der Region ist typisch, dass sich Kaltlufteinbrüche aus N beinahe ungehindert ausbreiten und entfalten können und somit zu Winterrückfällen im Frühjahr führen können. Außerdem erreichen südliche Strömungen ihren dynamischen Temperaturgewinn oft erst in den Tälern der nördlichen Steiermark, was insgesamt zu sprunghaften Temperaturänderungen führt, welche in dieser Region stärker ausgeprägt sind als im Rest der Steiermark (vgl. Wakonigg 1978, S. 366).

Aufgrund der teilweise hohen Reliefenergien herrscht im Gesäuse ein Schluchtklima, „das sich mit gedämpften Temperaturmaxima, Temperaturextremen (geringere aperiodische Tagesschwankung), scharfen Kontrasten in der Besonnung (Beschattung bestimmter Abschnitte) und damit auch in der Schneedeckendauer ausdrückt“ (vgl. Amt der

Steiermärkischen Landesregierung 2015). Hieflau im Osten ist gegenüber Admont im Westen thermisch begünstigt. Während das Jänner-Mittel in Hieflau bei  $-2,1^{\circ}\text{C}$  liegt, beträgt es in Admont  $-4^{\circ}\text{C}$ . Hieflau zählt im Durchschnitt 105,4 und Admont 136,3 Frosttage. Das Jahresmittel von Hieflau liegt bei  $7,7^{\circ}\text{C}$ , jenes von Admont bei  $6,6^{\circ}\text{C}$ . Auch in der Niederschlagsverteilung ist ein Gradient von West nach Ost bemerkbar: Admont 1.400 mm und Hieflau 1.567 mm (vgl. Amt der Steiermärkischen Landesregierung 2015; ZAMG 2015a).

### 3 Methodik

In diesem Kapitel werden alle Methoden beschrieben, welche im Zuge der Modellierung angewandt werden. Während sich Kapitel 3.1 mit der Theorie von GIS und Klimatologie, Digitalen Terrainmodellen und Interpolation beschäftigt, werden in Kapitel 3.2 die praktische Umsetzung der Modellierungen von Temperatur und Niederschlag vorgestellt. In Kapitel 3.3 wird zunächst ein theoretischer Überblick über gravitative Massenprozesse, Gesteinsfeuchte, Verwitterung und das Simulationsprogramm WUFI gegeben, worauf die Beschreibung der Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation folgt. Abbildung 2 gibt einen graphischen Überblick über die anzuwendenden Arbeitsschritte:

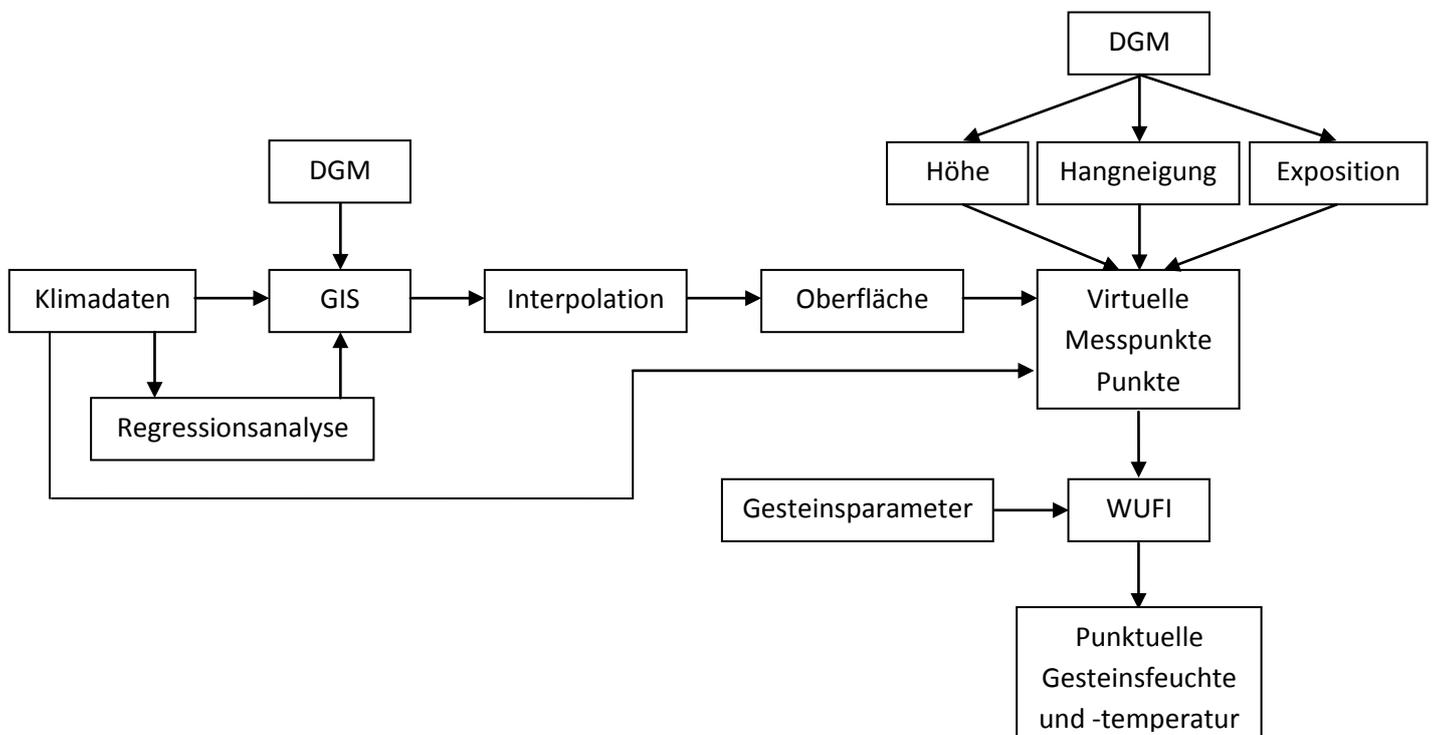


Abbildung 2: Schematische Darstellung der Methodik. Eigene Darstellung.

Im ersten Schritt werden die Klimadaten aufbereitet und versucht, mithilfe der Regressionsanalyse und dem Interpolationsverfahren Kriging, unter Berücksichtigung des DGMs, eine Interpolation durchzuführen. Das Ergebnis ist eine Niederschlags- bzw. Temperaturoberfläche. In weiterer Folge werden abhängig von Seehöhe, Exposition und Hangneigung 72 Punkte (virtuelle Messstationen) auf der Hochtorgruppe gesetzt (Kapitel 3.2.6). So können für jeden Punkt die Klimaparameter extrahiert werden, wobei die so

ermittelten Höhengradienten als Korrekturwerte für die stündlichen Messwerte der Klimastationen fungieren. Für jeden Punkt wird eine Klimadatei erstellt, welche in das Simulationsprogramm WUFI eingespeist wird. Mithilfe der Klimadateien und den Gesteinsparametern wird so für jeden Punkt an der Oberfläche die Gesteinsfeuchte und -temperatur berechnet. Die punktuellen Gesteinsfeuchte- und -temperaturwerte sind in dieser Arbeit repräsentativ für sämtliche Flächen der jeweiligen Klasse.

### **3.1 Klimamodellierung und GIS**

Daten, die für die Untersuchung von Wetter und Klima verwendet werden, besitzen einen Raumbezug und sind mehr oder weniger von geographischen Faktoren, wie der Topographie, abhängig. Folglich müssen diese in einem Raum-Informationssystem unter Berücksichtigung von geographischen Daten (z.B. DGM) bearbeitet werden. Somit ist ein GIS ein brauchbares Werkzeug, um Klimadaten zu analysieren und zu visualisieren. Bei der Visualisierung von meteorologischen und klimatologischen Daten werden meist geographische Daten, wie z.B. eine Land-Meer-Maske, als Hintergrund für die Orientierung eingesetzt.

Ein Ziel der Meteorologie und Klimatologie ist es, für jeden Ort zu jeder Zeit Informationen über Klima und Wetter zu kennen, auch wenn es dort keine Messstationen gibt. Vor dem Aufkommen von komplexen Programmen wurden die fehlenden Werte mithilfe der Messwerte von benachbarten Wetterstationen unter Berücksichtigung des lokalen Terrains, Kenntnissen der Region und Erfahrung ergänzt. Viele dieser oft subjektiven Schätzungen waren nicht mehr reproduzierbar und konnten nicht als homogen betrachtet werden. GIS ermöglichen die Kombination von verschiedenen georeferenzierten Variablen und Parametern. Das Potential von GIS wurde in den 1990ern von europäischen Wetterdiensten erkannt. Primär wurde GIS damals für die Visualisierung eingesetzt; es war jedoch schon begrenzt möglich, Interpolationen durchzuführen. Einige Wetterdienste erkannten, dass die meisten KlimatologInnen und MeteorologInnen ein geringes bis gar kein GIS-Know-how besaßen (vgl. Perdigao 2007, S. 3ff.; Tveito 2007, S. 73f.).

Aus diesem Grund entstand das COST-719 Programm, um GIS vermehrt in die Bereiche Klimatologie und Meteorologie einzubinden. Darüber hinaus sollte auch eine stärkere

Verbindung zwischen den nationalen Wetterdiensten und der GIS-Industrie hergestellt werden, damit beispielsweise neue Algorithmen entwickelt werden (vgl. COST 2011; Perdigao 2007, S. 4). Ein weiteres Problem besteht darin, dass ein GIS überwiegend für die Analyse von statischen Phänomenen geeignet ist und somit die Dimension Zeit bei der Modellierung von sich schnell ändernden meteorologischen und klimatologischen Daten schwer möglich ist (vgl. Dyras und Ustrnul 2007, S. 87; Perdigao 2007, S. 4). In den letzten Jahren kam es vermehrt zu Kooperationen zwischen der GIS-Community und MeteorologInnen bzw. KlimatologInnen. Des Weiteren werden GIS aufgrund von Verbesserungen und dem Aufkommen von Freeware (z.B. QGIS) häufiger eingesetzt. Es gibt jedoch noch einige Probleme zu lösen, u.a. bei der Interpolation, da es trotz einiger neuer Methoden sehr schwierig ist, eine optimale Lösung zu finden (vgl. Dyras und Ustrnul 2007, S. 88f.).

Abschließend lässt sich sagen, dass die Aufbereitung von meteorologischen bzw. klimatologischen Karten keine einfache Aufgabe ist. Man benötigt Kenntnisse über physikalische Prozesse, verbunden mit den Einflüssen des geographischen Umfelds (vgl. Dyras und Ustrnul 2007, S. 95).

### **3.1.1 Digitale Terrainmodelle**

In diesem Kapitel werden die verschiedenen Arten von DTMs (Digitalen Terrainmodelle) beschrieben, da diese für Analysen von meteorologischen und klimatologischen Daten, wie die Interpolation, unabdingbar sind.

Prinzipiell kann man DTMs, welche durch Interpolationsverfahren errechnet werden, in Geländemodelle auf Gitterbasis (Raster) und Geländemodelle auf Dreiecksbasis (Vektor) unterteilen. Zu den Erstgenannten zählt u.a. das DGM oder das DOM (Digitales Oberflächenmodell), zu jenen auf Dreiecksbasis gehört das TIN (Triangulated Irregular Network). In der Literatur wird teilweise nicht zwischen DHM (Digitales Höhenmodell), DTM oder DGM unterschieden, sie werden manchmal auch synonym verwendet (vgl. Bill 1999, S. 108, 110f.). Meist wird jedoch der Begriff DHM nur dann verwendet, wenn ausschließlich Höheninformationen vorliegen. Ein DTM umfasst ein breiteres Spektrum an Terrain-Präsentationen, wie z.B. Hangneigung oder Exposition. Mithilfe von diversen DTAs (Digitale

Terrainanalysen) können aus DHMs DTMs erstellt werden (vgl. Zhou et al. 2008, S. 3f.).  
Abbildung 3 zeigt die Darstellung einer Oberfläche auf Gitterbasis (oben) und auf Dreiecksbasis (unten).

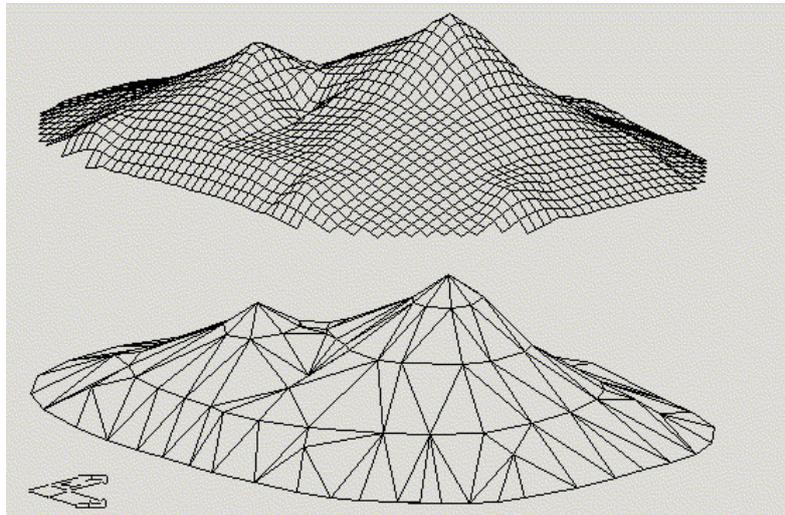


Abbildung 3: DGM vs. TIN. Quelle: geoinformation.net 2015.

Das DGM repräsentiert die Erdoberfläche ohne Gebäude und Vegetation durch ein regelmäßig angeordnetes Gitter (vgl. GI Geoinformatik GmbH 2012, S. 545). Jede Zelle dieses Gitters besitzt Koordinaten  $(x, y)$  und einen Wert, der z.B. die Höhe an der Position  $(x, y)$  angibt (vgl. Daya Sagar 2013, S. 44). In der heutigen Zeit werden DGMs u.a. mithilfe von ALS (Airborne Laserscanning) erstellt, wie jenes der Steiermark. Dabei werden von einem auf einer Plattform (Flugzeug, Hubschrauber) beförderten Laserscanningsystem gepulste Laserstrahlen ausgesandt, welche von der Erdoberfläche und von Objekten reflektiert werden. Durch die Laufzeitmessung der Laserpulse und der durch GNSS (Global Navigation Satellite System) und INS (Inertial Navigation System) bekannten Lage des Sensors kann ein 3D-Modell der Erdoberfläche generiert werden. Ein Laserpuls, der von der Erdoberfläche reflektiert wird, weist eine längere Laufzeit auf als einer, der von einem Baumwipfel oder einer Dachspitze reflektiert wird. Hier spricht man vom Last Pulse, mit welchem ein DGM erstellt wird. Pulse, die von Baumkronen oder Gebäuden reflektiert werden, nennt man First Pulse, da ihre Laufzeit geringer ist und sie schneller wieder beim Sensor ankommen. Aus diesen wird ein DOM erzeugt (vgl. ESRI 2013a). Weitere Arten der Erstellung von DTMs sind jene mittels Photogrammetrie oder jene auf Basis von digitalisierten Konturen auf topographischen Karten (vgl. Daya Sagar 2013, S. 45).

DGMs und DOMs werden für 3D-Analysen, wie z.B. für Hochwassersimulationen, Sichtbarkeitsanalysen oder nur für die Visualisierung des Geländes (Hillshade), eingesetzt (vgl. GI Geoinformatik GmbH 2012, S. 22, 545). Für die Analysen dieser Arbeit wird ein Ausschnitt des DGMs von Österreich mit einer Rasterauflösung von 10 m verwendet, welches das Land Kärnten frei als TIFF-Datei zur Verfügung stellt. Das DGM wird für die Interpolation von Temperatur und Niederschlag sowie für die Modellierung der Gesteinsfeuchte, die von Exposition, Hangneigung und Höhe abhängig ist, benötigt.

Das TIN besteht zur Gänze aus Dreiecken, die eine 3D-Oberfläche bilden. Dabei kann keine Fläche innerhalb eines Dreiecks ein Teil eines anderen Dreiecks sein (vgl. GI Geoinformatik GmbH 2012, S. 75). Ein TIN entsteht durch die Dreiecksvermaschung von Stützpunkten, wobei es mehrere Dreiecksvermaschungsmethoden gibt. Bei Regionen mit starkem Relief wird der Raum zwischen den Stützpunkten kleiner, umgekehrt wird der Raum zwischen den Stützpunkten bei einer weniger ausgeprägten Oberfläche größer. Somit kann mit der gleichen Anzahl von Punkten beispielsweise eine Kante im Gelände genauer erfasst werden als bei rasterbasierten DTMs. Daher eignet sich ein TIN gut, um lineare Objekte wie Flüsse, Berg Rücken oder punkthafte Objekte wie Berggipfel auf einer Oberfläche zu erfassen. Die Verbreitung von TINs ist geringer als die von Rasterdaten, da deren Erstellung aufwendiger und teurer ist und sie eine komplexe Datenstruktur aufweisen. TINs werden für sehr genaue Darstellungen von kleinen Flächen, wie in manchen Ingenieursanwendungen, benutzt (vgl. ESRI 2013b; Shary 2008, S. 36).

Jordan (2007, S. 3) stellt fest, dass man mit DTMs und der entsprechenden Software topographische Attribute wie Hangneigung oder Exposition, sowohl mithilfe eines TINs als auch rasterbasiert, gewinnen kann und, dass sich Rasterdaten am besten für topographische Analysen eignen. Ein Nachteil von rasterbasierten DTMs ist, dass Objekte kleiner der Rastergröße nicht dargestellt werden können (vgl. Shary 2008, S. 38). Mit GIS können die meisten Analysen auf Basis von DTMs ausgeführt werden: „GIS software can easily perform most of the analyses [...]“ (Jordan 2007, S. 2). Die gängigen GIS-Softwares sind jedoch eher für die Visualisierung und Präsentation als für quantitative Analysen von DTMs geeignet (vgl. Zhou et al. 2008, S. 4).

### 3.1.2 Räumliche Interpolation

Unter räumlicher Interpolation oder Regionalisierung versteht man die Zuweisung von errechneten Werten für Punkte ohne direkte Messung (vgl. Bill 1999, S. 55). Somit kann ein Wert jedes beliebigen Punktes auf einer Oberfläche festgestellt werden (Abbildung 4). Diese „neuen“ Werte werden benötigt, um räumliche Verteilungen zu beschreiben und gemittelte Größen in einer Region, wie beispielsweise den Niederschlag, abzuleiten (vgl. Weilguni, S. 71).

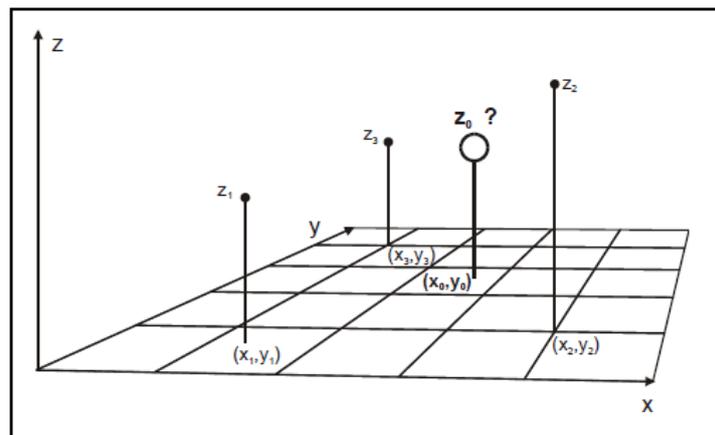


Abbildung 4: Schematische Darstellung der räumlichen Interpolation. Quelle: Fürst 2006, S. 6, zit. nach König 2007, S. 28.

Beim Regionalisierungsprozess müssen zuerst Messfehler durch Glättung (Approximation) entfernt werden, um in weiterer Folge im Zuge der Interpolation eine Datenverdichtung bewerkstelligen zu können (vgl. Bill 1999, S. 55). In dieser Arbeit wird die Interpolation für die Regionalisierung von Niederschlag und Temperatur verwendet, da die jeweiligen Daten als Punkte vorliegen (siehe Kapitel 3.2.1 und 3.2.2).

Meteorologische Daten besitzen gewisse Eigenarten, welche bei der Interpolation berücksichtigt werden müssen (vgl. Nikolova und Vassilev 2005, S. 22):

- Es gibt nur eine limitierte Anzahl von Punkten.
- Teilweise gibt es große Lücken zwischen den Messstationen.
- Die Position der Punkte ist nicht wählbar.
- Es ist wichtig, dass auch Punkte außerhalb des Untersuchungsgebietes für die Interpolation miteinbezogen werden.

- Es ist notwendig, den „Fettaugeneffekt“ aufgrund von lokalen Maxima und Minima durch geeignete Interpolationsmethoden zu vermeiden, um fließende Übergänge zu schaffen

Es gibt mehrere Interpolationsmethoden, mit welchen man unterschiedliche Ergebnisse erhält. König (2007) regionalisierte den mittleren Jahresniederschlag der Klimaperiode 1971-2000 und erhielt mittels Kriging ein aussagekräftiges Ergebnis. Ashraf et al. (1997) verglichen unterschiedliche Interpolationsverfahren von meteorologischen Daten, wobei Kriging und Co-Kriging gegenüber anderen Methoden, wie der gewichteten Mittelwertbildung, die höchste Genauigkeit erzielten. Auch Dyras und Ustrnul (2007) stellten fest, dass sich Kriging am besten für die Interpolation von Niederschlag und Temperatur eignet. Schönau (2003) hingegen war bei der Interpolation von u.a. Niederschlag und Lufttemperatur mittels IDW (Inverse Distance Weighted) erfolgreich.

### **Kriging**

Hierbei handelt es sich um ein geostatistisches Interpolationsverfahren, welches auf statistischen Methoden beruht und mit der Autokorrelation, also der Korrelation einer Variablen abhängig von Raum und Zeit mit sich selbst, arbeitet. Bei diesem Verfahren werden die Messwerte, die für die Interpolation verwendet werden, gewichtet. Im Zuge dieser Gewichtung wird aus den Werten ein (Semi-)Variogramm erstellt, das den Abstand der Messungen zueinander und die räumliche Verteilung der Punkte, nicht aber die absolute Lage der Punkte, berücksichtigt.

Das Verfahren beruht auf der regionalen Variablentheorie, welche besagt, dass die „räumliche Variation in dem durch die Z-Werte repräsentierten Phänomen auf der gesamten Oberfläche statistisch homogen ist (was beispielsweise bedeutet, dass dasselbe Variationsmuster an allen Positionen der Oberfläche beobachtet werden kann)“ (ESRI 2012a).

Bei Kriging gibt es zwei Prozesse: die Strukturanalyse (oder Variographie) der Daten, bei der die Korrelation zwischen den Daten ermittelt wird, und Kriging, welches den Schätzwert und die Schätzvarianz eruiert. Für die Berechnung eines unbekanntes Punktes verwendet Kriging

das zuvor bei der Strukturanalyse adaptierte Variogrammmodell, die Verteilung der Werte und die Datenwerte, die um den zu schätzenden Punkt liegen (vgl. ESRI 2012a; Riedl 2008).

Bei der Erstellung eines Semivariogramms wird zuerst jeder Punkt mit jedem bezüglich der Entfernung und Richtung verglichen. Da dieser Prozess zu lange dauern würde, werden Klassen (Lags), abhängig von der Distanz, gebildet. Abbildung 5 zeigt ein Beispiel für die Bildung solcher Klassen um den Punkt 58.

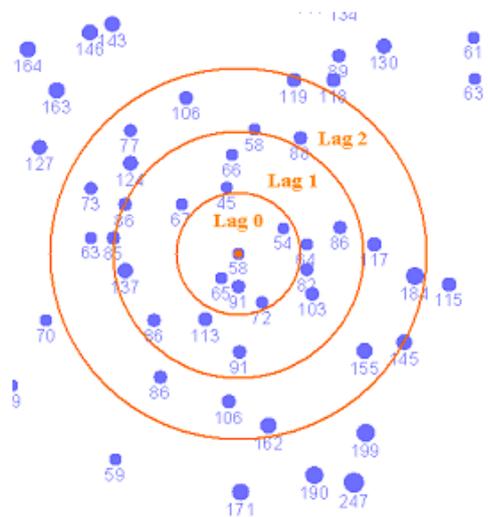


Abbildung 5: Erstellung von Lags. Quelle: GITTA 2011.

Innerhalb jedes Distanzintervalls ( $h$ ) wird nun die Semivarianz (das ist die halbe quadrierte Differenz der Wertepaare) berechnet. Um ein aussagekräftiges Ergebnis zu bekommen, sollte jede Klasse mindestens 30 Punkte enthalten. In weiterer Folge werden die Wertepaare in ein Scatterplot eingetragen (Abbildung 6) (vgl. ESRI 2012a; GITTA 2011; Riedl 2008).

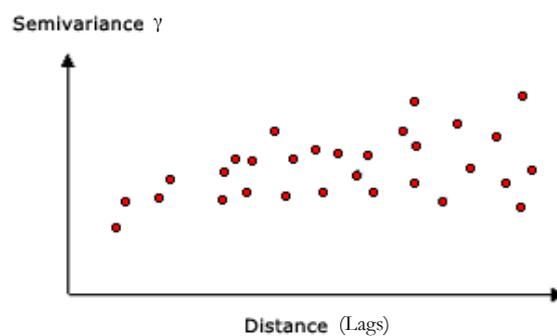


Abbildung 6: Semivariogramm. Quelle: ESRI 2012a.

Nun ist zwar eine räumliche Verteilung der Daten, jedoch noch keine Vorhersage von Werten an unbekannt Positionen möglich, weshalb im Anschluss ein Modell an die Punkte angepasst wird. Bei diesem Modell handelt es sich um eine kontinuierlich wachsende Funktion, die einer Regressionsanalyse ähnelt. Es gibt unterschiedliche Variogrammfunktionen, die auch miteinander kombiniert werden können, um den Verlauf optimal zu beschreiben (Abbildung 7) (vgl. ESRI 2012a). Im Folgenden werden diese beschrieben (vgl. Riedl 2008):

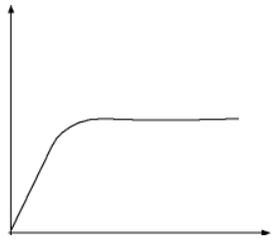
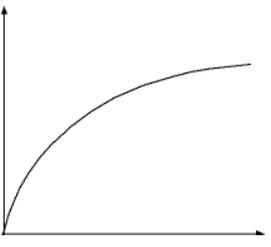
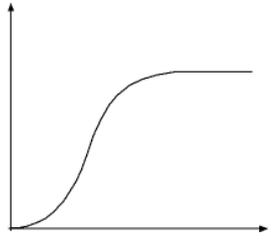
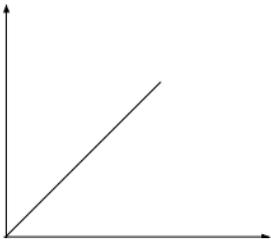
<p><b>Sphärisches Modell:</b> Es ist das am zahlreichsten verwendete Modell, nach einem linearen Anstieg wird die Range erreicht.</p>	<p><b>Exponentielles Modell:</b> Das Modell nimmt eine Exponentialfunktion an, die Erreichung von Range erfolgt langsam.</p>
	
<p><b>Gauß'sches Modell:</b> Es steigt anfangs flach an und ist geeignet für stetige Variablen mit kleinem Nugget-Effekt.</p>	<p><b>Lineares Modell:</b> Hier gibt es keinen Schwellwert, die Autokorrelation ist unendlich und linear.</p>
	

Abbildung 7: Variogrammfunktionen. Quelle: Riedl 2008.

Abbildung 8 zeigt eine Semivariogrammfunktion. Als Range wird jene Distanz bezeichnet, ab der die Kurve flacher wird, also kein Zusammenhang mehr zwischen den Wertepaaren besteht. Daher werden für die Regionalisierung nur Werte innerhalb dieses Bereiches herangezogen. Der Wert, den die Semivarianz an diesem Punkt hat, nennt man Sill bzw. Partial Sill. Durch Messfehler kommt es zum Nugget-Effekt, was bedeutet, dass die Funktion nicht im Ursprung entspringt. (vgl. ESRI 2012a; GITTA 2011; Riedl 2008).

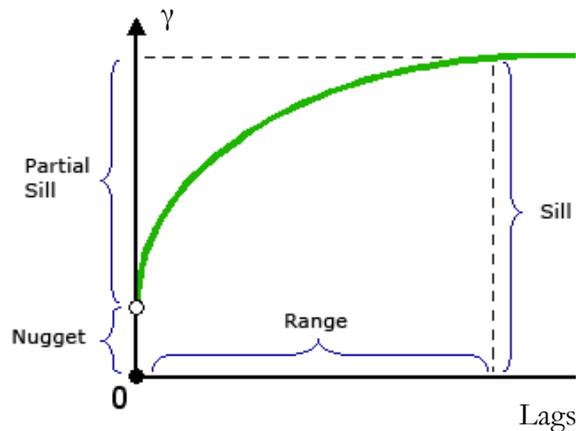


Abbildung 8: Semivariogrammfunktion. Quelle: ESRI 2012a.

### 3.2 Modellierung der klimatischen Parameter

In diesem Kapitel werden die Schritte für die Modellierung von Temperatur und Niederschlag erläutert bzw. jene Daten beschrieben, deren gemessene bzw. modellierte Werte direkt übernommen werden. Dabei wird auf Daten aus dem Jahr 2011 zurückgegriffen, da es von diesem Jahr bereits durch die Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal gemessene Werte gibt.

Der Niederschlag und die Temperatur werden mithilfe des DGMs und den Daten der Wetterstationen interpoliert. Für die Regionalisierung der Temperatur wird wie folgt vorgegangen: Die Daten werden, wenn notwendig, in ein Schichtmodell eingeteilt und für jede Schicht eine Regressionsgleichung erstellt. Auf Basis dieser Gleichungen wird in weiterer Folge die Regionalisierung durchgeführt.

Die Regionalisierung des Niederschlages ist aufgrund der fehlenden Messwerte von hoch gelegenen Regionen, schwerer zu bewerkstelligen, weshalb drei Varianten durchgeführt werden. Bei der ersten Variante wird ebenfalls eine Regressionsanalyse benötigt, welche zuerst dazu verwendet wird, alle Messwerte auf eine Höhe zu rechnen. Mit diesen vereinheitlichten Werten kann mit der Interpolationsmethode Kriging eine Oberfläche berechnet werden. Danach werden die Werte mit dem bei der Regressionsanalyse ermittelten Gradienten und dem DGM wieder auf die echte Höhe gerechnet. Auch bei Variante zwei wird mit Schichtmodellen gearbeitet, Variante drei greift auf INCA-Daten der ZAMG zurück.

Windgeschwindigkeit und -richtung werden von INCA bezogen, während die Werte von Luftfeuchtigkeit und Strahlung von den Wetterstationen verwendet werden. Der Luftdruck wird von WUFI abhängig von der Seehöhe berechnet. Die genaue Beschreibung der Arbeitsschritte erfolgt in den jeweiligen Kapiteln.

### **3.2.1 Regionalisierung der Temperatur**

Die für die Interpolation der Temperatur verwendeten Daten wurden von der Integrativen Kooperationsplattform Johnsbachtal (Nationalpark Gesäuse, Lawinenwarndienst Steiermark, Uni Graz) und der ZAMG bezogen. Grünwald (2014) korrigierte und mittelte im Zuge seiner Masterarbeit die Daten der Kooperationsplattform. Die Interpolation der hier vorliegenden Arbeit wurde mit den Monatsmittelwerten durchgeführt.

Die Temperatur ist stark von der Seehöhe abhängig, weshalb für die Regionalisierung eine Regressionsanalyse durchgeführt und mittels der errechneten Gradienten interpoliert wurde. Anders als beim Niederschlag ist die Messung der Lufttemperatur weniger problematisch. Daher sind auch Messwerte von knapp 2.200 m (Zinödl) vorhanden, wobei auch erwähnt werden muss, dass sich diese Wetterstation inmitten des Gesäuses befindet. Mit den 12 bis 13 Messwerten (von der Station Blaseneck sind die Daten erst ab Mai verfügbar) wurde die Interpolationsmethode von Auer et al. (2002) angewandt, welche Klimakarten der Region um den Sonnblick erstellt haben. Bei diesem Verfahren werden – falls notwendig – die Daten in ein mehrschichtiges Modell eingeteilt und der Gradient für jede Schicht extra berechnet. Bei drei Schichten wird die mittlere Schicht durch den letzten Punkt der ersten Schicht und den ersten Punkt der dritten Schicht gebildet. Teilweise kann auch mit einer einzigen Regressionsgleichung gearbeitet werden; mit dem Schichtmodell können jedoch die im Winter auftretenden Inversions-Wetterlagen berücksichtigt werden.

Abbildung 9 zeigt die Lage der Wetterstationen, welche für die Interpolation der Temperatur zu Verfügung stehen und Tabelle 2 gibt einen Überblick über Seehöhe und Betreiber.

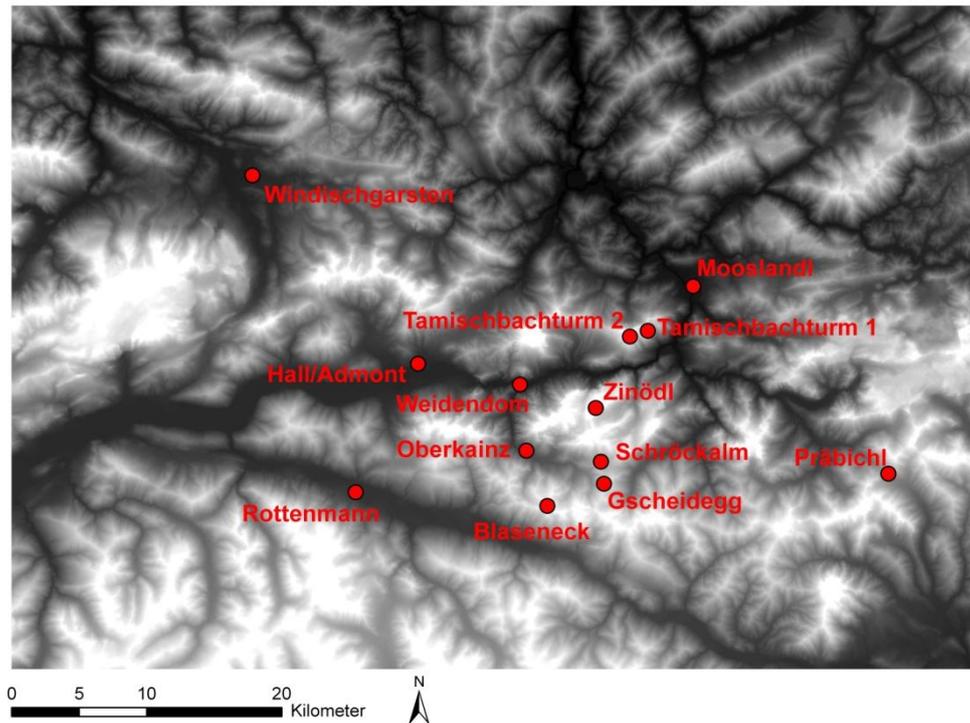


Abbildung 9: Lage der Wetterstationen für die Interpolation der Temperatur. Datengrundlage: Land Kärnten, Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal, ZAMG. Eigene Darstellung.

Tabelle 2: Überblick über die Wetterstationen für die Interpolation der Temperatur. Datengrundlage: Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal. Eigene Darstellung.

<b>Name</b>	<b>Betreiber</b>	<b>Seehöhe [m]</b>
Mooslandl	ZAMG	530
Weidendom	Nationalpark	590
Windischgarsten	ZAMG	600
Hall/Admont	ZAMG	637
Rottenmann	ZAMG	707
Oberkainz	Uni Graz	920
Präbichl	ZAMG	1.215
Schröckalm	Uni Graz	1.344
Tamischbachturm 1	Lawinenwarndienst	1.431
Gscheidegg	Nationalpark	1.690
Tamischbachturm 2	Lawinenwarndienst	1.952
Blaseneck	Uni Graz	1.969
Zinödl	Uni Graz	2.191

Im nächsten Schritt wurden die Monatsmittel und die Seehöhen der Stationen in einem Scatterplot abgebildet, die Seehöhe als unabhängige Variable auf der X-Achse und die Temperaturwerte als abhängige Variable auf der Y-Achse. Des Weiteren wurden die Regressionsgleichung und der Korrelationskoeffizient bestimmt, um zu eruieren, ob ein Schichtmodell angewandt werden muss oder ob eine einzige Regressionsgleichung die Daten optimal repräsentiert. Diese Arbeitsschritte wurden mittels Microsoft Excel durchgeführt. Eine Regressionsgleichung, welche  $y = -0,018x + 8,034$  lautet, besagt, dass eine Temperaturabnahme von  $1,8^{\circ}\text{C}$  pro 100 m auftritt.  $y$  ist in diesem Fall die Temperatur und  $x$  repräsentiert die Seehöhe.

Aufgrund der Lage der Station Rottenmann wurde diese bei den Interpolationen der Monate Jänner und Februar nicht miteinbezogen, da deren Werte die Regression für die Schicht unter 750 m gestört hätten. Für die Monate Mai bis September reichte eine Regressionsgleichung aus, für November wurde ein 2-Schichtmodell und für alle anderen Monate ein 3-Schichtmodell erstellt. In Tabelle 3 sind die Regressionsgleichungen für die jeweiligen Monate dargestellt:

Tabelle 3: Regressionsgleichungen der Temperatur der verschiedenen Schichten. Datengrundlage: Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal, ZAMG. Eigene Darstellung.

	<b>Schicht 1</b>	<b>Schicht 2</b>	<b>Schicht 3</b>
<b>Jänner</b>	< 637 m	637-900 m	> 900 m
	$y = -0,018x + 8,034$ $R^2 = 0,6$	$y = 0,011x - 10,918$ $R^2 = 1$	$y = -0,005x + 3,533$ $R^2 = 0,851$
<b>Februar</b>	< 637 m	637-900 m	> 900 m
	$y = -0,010x + 4,676$ $R^2 = 0,778$	$y = 0,009x - 7,743$ $R^2 = 1$	$y = -0,005x + 5,276$ $R^2 = 0,902$
<b>März</b>	< 707 m	707-900 m	> 900 m
	$y = -0,006x + 7,970$ $R^2 = 0,644$	$y = 0,007x - 1,228$ $R^2 = 1$	$y = -0,007x + 10,807$ $R^2 = 0,948$
<b>April</b>	< 707 m	707-900 m	> 900 m
	$y = -0,006x + 13,258$ $R^2 = 0,553$	$y = 0,003x - 7,338$ $R^2 = 1$	$y = -0,008x + 16,701$ $R^2 = 0,973$

<b>Mai</b>	$y = -0,0055x - 16,568$ $R^2 = 0,9485$		
<b>Juni</b>	$y = -0,0061x - 19,989$ $R^2 = 0,9695$		
<b>Juli</b>	$y = -0,0061x - 19,984$ $R^2 = 0,9707$		
<b>August</b>	$y = -0,0043x + 20,662$ $R^2 = 0,906$		
<b>September</b>	$y = -0,0036x + 16,922$ $R^2 = 0,8674$		
<b>Oktober</b>	< 707 m	707-900 m	> 900 m
	$y = -0,007x + 11,102$ $R^2 = 0,322$	$y = 0,008x + 0,996$ $R^2 = 1$	$y = -0,005x + 12,202$ $R^2 = 0,864$
<b>November</b>	< 1.400 m	$\geq 1.400$ m	-
	$y = 0,004x - 1,202$ $R^2 = 0,553$	$y = -0,005x + 13,260$ $R^2 = 0,772$	-
<b>Dezember</b>	< 707 m	707-900 m	> 900 m
	$y = -0,016x + 8,777$ $R^2 = 0,631$	$y = 0,017x - 14,438$ $R^2 = 1$	$y = -0,004x + 4,632$ $R^2 = 0,878$

Der Grund für die teilweise nicht „runden“ Grenzwerte der Schichten 1 und 2 ist, dass darauf geachtet werden musste, dass immer mindestens ein Punkt in jeder Schicht vorhanden ist.

Abbildung 10 zeigt das Schichtmodell des Monats Jänner als Beispiel. Für die Visualisierung wurde die Seehöhe auf die Y-Achse und die Temperatur auf die X-Achse aufgetragen.

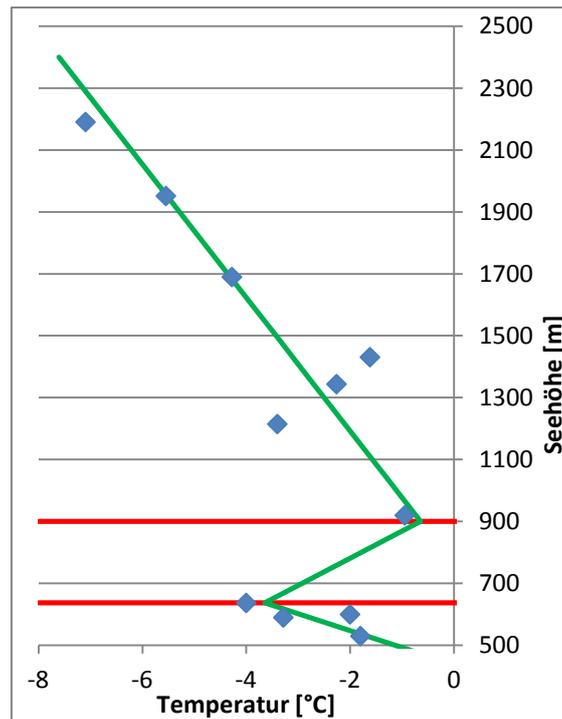


Abbildung 10: Schichtmodell der Temperatur des Monats Jänner. Datengrundlage: Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal, ZAMG. Eigene Darstellung.

Die berechneten Regressionsgleichungen wurden in weiterer Folge mittels Raster Calculator mit dem DGM verschnitten:

**Con ("DGM", (Con("DGM", (((aSchicht1) \* "DGM") + bSchicht1), ((aSchicht2 \* "DGM") + (bSchicht2)), "value < Grenze Schicht 1/2")), ((aSchicht3 \* "DGM") + bSchicht3), "value < Grenze Schicht 2/3"))**

Diesen Ausdruck kann man mit einer IF-Bedingung vergleichen, da er besagt, dass die Regressionsgleichung der Schicht 3 benutzt werden soll, wenn die Höhenwerte des DGMs größer sind als der Grenzwert der Schichten 2 und 3. Sind die Höhenwerte kleiner als dieser Grenzwert, wird auf die zweite Bedingung eingegangen: Für Höhenwerte kleiner als der Grenzwert der Schichten 1 und 2 soll die Regressionsgleichung der Schicht 1, für Höhenwerte größer als der Grenzwert soll die Regressionsgleichung der Schicht 2 für die Berechnung herangezogen werden.

### 3.2.2 Regionalisierung des Niederschlages

Die für die Interpolation des Niederschlages verwendeten Daten wurden vom Nationalpark Gesäuse, dem BMLFUW (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft) und der ZAMG bezogen. Die Interpolation wurde mit den Monatswerten realisiert.

Da der Niederschlag u.a. von der Seehöhe abhängig ist, wurde für die Interpolation eine Regressionsanalyse verwendet, welche mittels Microsoft-Excel durchgeführt wurde. Im ersten Arbeitsschritt wurden die Tageswerte der Niederschläge der BMLFUW- und Nationalpark-Stationen summiert, die anderen Daten lagen bereits als Monatswerte vor. Bezüglich der Daten sollte man bedenken, dass Messwerte von höher gelegenen Stationen oft nicht der Realität entsprechen, da die Niederschlagsmessung im Gebirge, beispielsweise durch den Wind, erschwert ist. Ein weiteres Problem besteht darin, dass die höchsten Berge des Gesäuses knapp 2.400 m hoch sind und die höchst gelegene Wetterstation, von der Niederschlagsdaten vorhanden sind, auf 1.435 m (Linzer Haus) liegt. Innerhalb des Nationalparks gibt es keine Daten über 1.000 m Seehöhe, weshalb eine Interpolation äußerst schwer durchführbar ist.

Außerdem soll betont werden, dass der als Schnee gefallene Niederschlag nicht gesondert behandelt wird. Da im November kaum Niederschlag gefallen ist, wird von diesem Monat auch keine Regionalisierung durchgeführt.

Abbildung 11 zeigt die Lage der Wetterstationen, während Tabelle 4 einen Überblick über Seehöhe und Betreiber gibt.

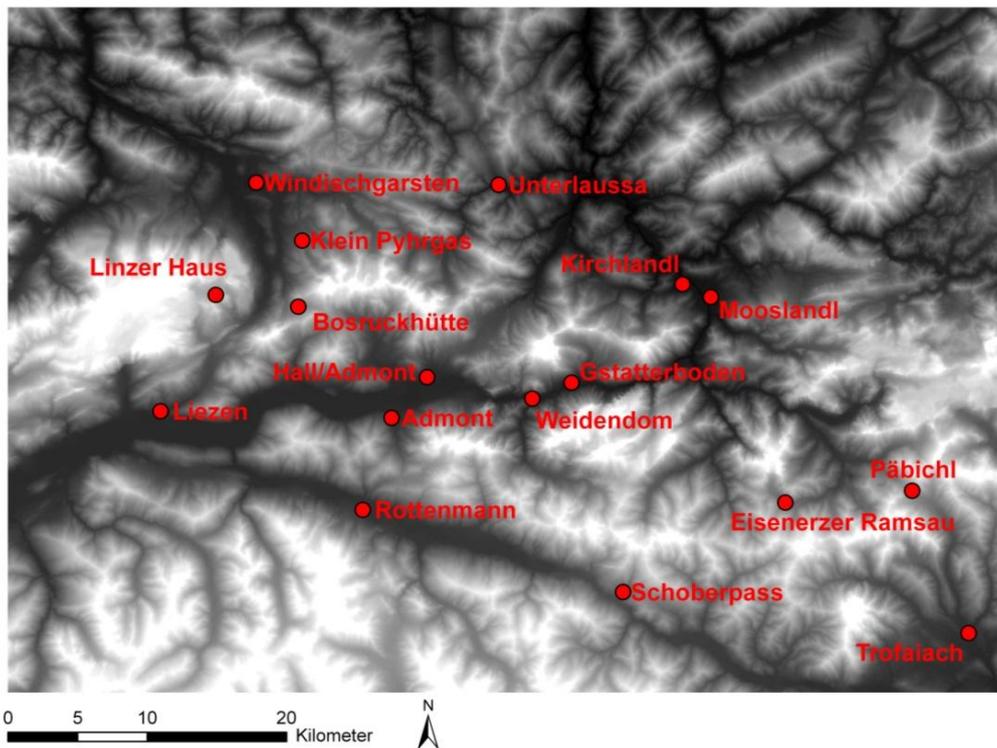


Abbildung 11: Lage der 18 Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages. Datengrundlage: Land Kärnten, BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Tabelle 4: Überblick über die Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Name	Betreiber	Seehöhe [m]
Kirchlandl	BMLFUW	510
Mooslandl	ZAMG	530
Unterlaussa	BMLFUW	540
Gstatterboden	BMLFUW	580
Weidendom	Nationalpark	590
Windischgarsten	ZAMG	600
Hall/Admont	ZAMG	637
Trofaiach	BMLFUW	660
Liezen	BMLFUW	670
Admont	BMLFUW	700
Rottenmann	ZAMG	707
Schoberpass	BMLFUW	890
Klein Pyhrgas	BMLFUW	1.010

Eisenerzer Ramsau	BMLFUW	1.020
Bosruckhütte	BMLFUW	1.036
Präbichl	ZAMG	1.215
Linzer Haus	BMLFUW	1.435

Abbildung 12 zeigt den Scatterplot des Monats Jänner mit den Daten von allen 17 zur Regionalisierung in Frage kommenden Stationen. Es lässt sich eine nur schwach ausgeprägte Regression und ein sehr geringer Gradient erkennen. Außerdem ist eine Niederschlagsabnahme bis etwa 750 m zu vernehmen.

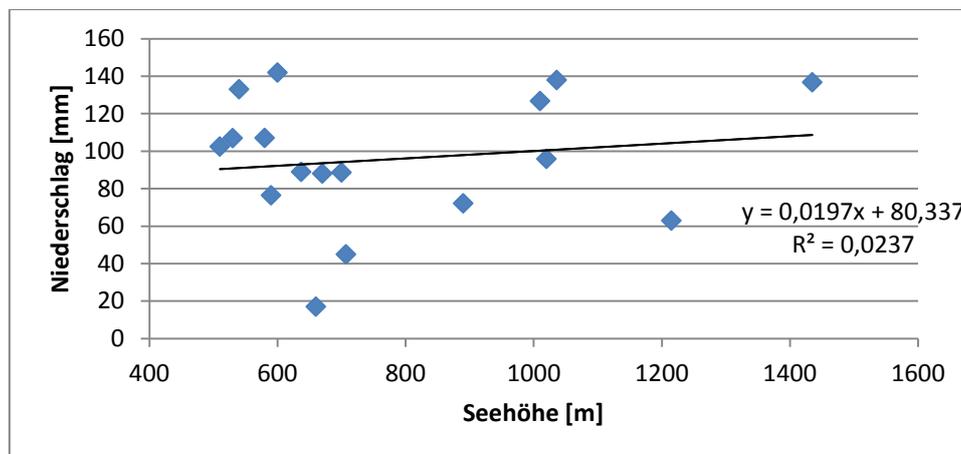


Abbildung 12: Scatterplot des Monats Jänner. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Die Interpolation des Niederschlages wurde mit den folgenden Varianten durchgeführt.

### Variante 1

Die zuerst versuchte Vorgehensweise für die Regionalisierung des Niederschlages ist an die Diplomarbeit von König (2007) angelehnt.

Tabelle 5 zeigt Stationen, welche für die Interpolation des Niederschlages gewählt wurden. Es wurde darauf geachtet, dass die Stationen im Nationalpark bzw. in unmittelbarer Nähe des Nationalparks verortet und vertikal gut verteilt sind. Von den 17 Stationen kamen lediglich fünf in Frage (Tabelle 5, Abbildung 13):

Tabelle 5: Überblick über die Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages mittels Variante 1. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Name	Betreiber	Seehöhe [m]
Kirchlandl	BMLFUW	510
Weidendom	Nationalpark	590
Hall/Admont	BMLFUW	637
Eisenerzer Ramsau	BMLFUW	1.020
Linzer Haus	BMLFUW	1.435

Zu bemerken ist die schlechte Verteilung (nach Seehöhe) der Stationen. Drei von vier liegen unter 700 m und die höchstgelegene Station bei knapp über 1.400 m.

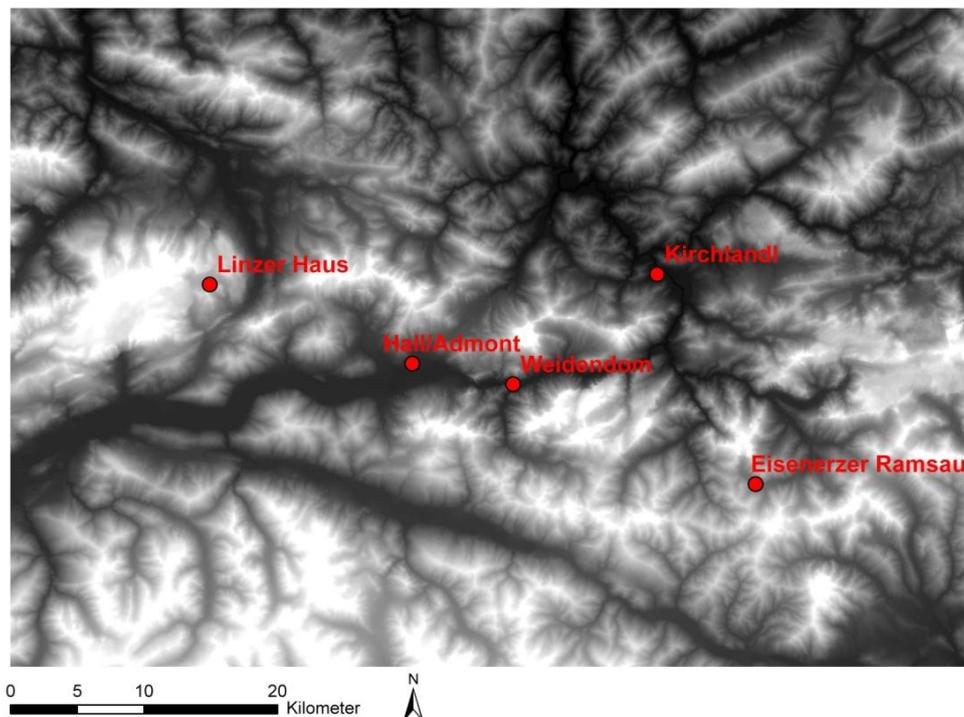


Abbildung 13: Lage der Wetterstationen für die Interpolation des Niederschlages mittels Variante 1. Datengrundlage: Land Kärnten, BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Die Niederschlagswerte und die Seehöhen der Stationen wurden in weiterer Folge in einem Scatterplot dargestellt, wobei die Seehöhe die unabhängige Variable repräsentiert und auf der X-Achse und der Niederschlag als abhängige Variable auf der Y-Achse, aufgetragen wurde. Die Regressionsanalyse zeigt die Niederschlagsveränderung pro Zunahme der Seehöhe an.

Als Beispiel für eine starke Korrelation dient der Monat März mit  $R^2 = 0,9443$ . Der Februar weist mit  $R^2 = 0,1568$  die schwächste Korrelation auf (Abbildung 14 und 15).

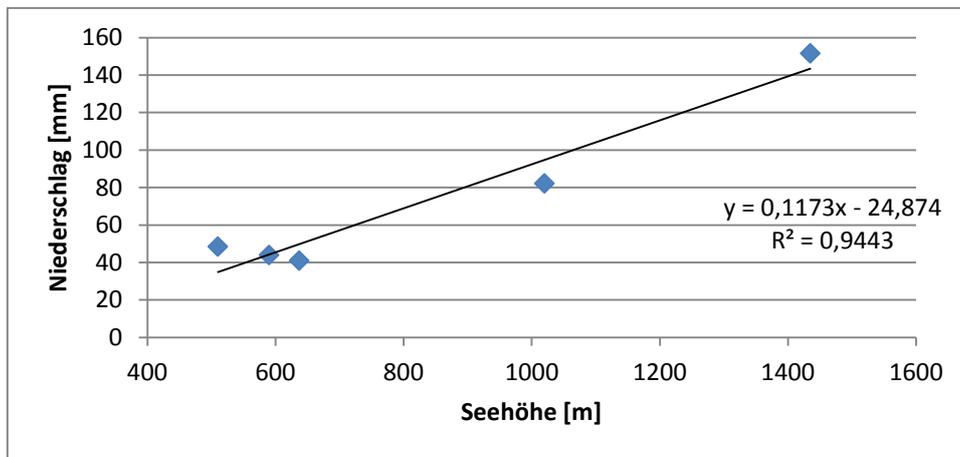


Abbildung 14: Scatterplot des Monats März. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

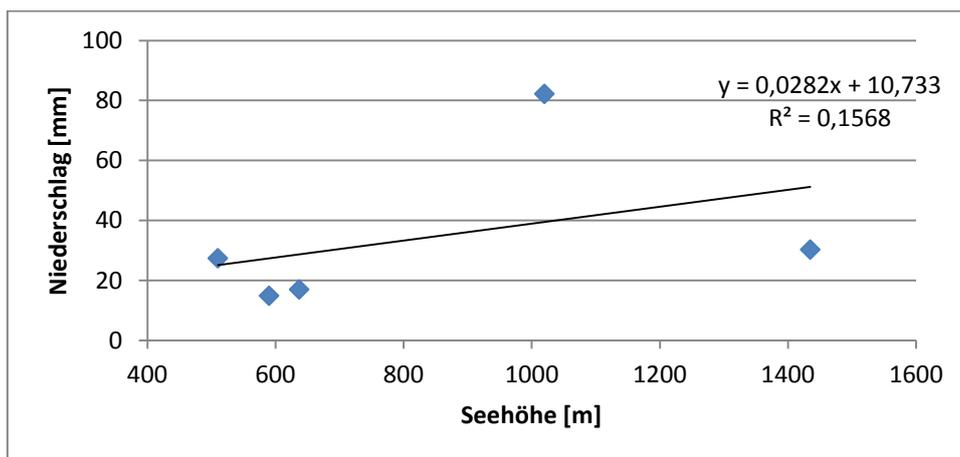


Abbildung 15: Scatterplot des Monats Februar. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Tabelle 6 zeigt die Geradengleichung und das Bestimmungsmaß für die jeweiligen Monate. Bei allen Monaten ist ein sehr geringer Gradient zu erkennen.

Tabelle 6: Überblick über die Geradengleichungen und Bestimmungsmaße für die Interpolation des Niederschlages mittels Variante 1. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Monat	Geradengleichung	R <sup>2</sup>
Jänner	$y = 0,0433x + 61,074$	0,4854
Februar	$y = 0,0282x + 10,733$	0,1568
März	$y = 0,1173x - 24,874$	0,9443
April	$y = 0,1145x - 21,035$	0,9357
Mai	$y = 0,0467x + 78,842$	0,8904
Juni	$y = 0,046x + 96,645$	0,2694
Juli	$y = 0,031x + 118,55$	0,1851
August	$y = 0,0265x + 111,75$	0,8229
September	$y = 0,0647x + 57,33$	0,7354
Oktober	$y = 0,043x + 96,663$	0,5476
Dezember	$y = 0,0543x + 73,766$	0,8334

Mit dem Gradienten ist es möglich den Einfluss der Seehöhe auf den Niederschlag aufzuheben. Sämtliche Niederschlagswerte konnten dadurch auf eine Höhe gerechnet werden. Diese Reduktion wurde wie folgt durchgeführt:

$$\text{Auf Seehöhe reduzierter Niederschlag} = \text{Niederschlag} - \text{Seehöhe} * \text{Gradient}$$

Diese Werte konnten mittels Kriging (Kapitel 3.1.2) interpoliert werden, um eine Niederschlagsoberfläche zu erhalten. In weiterer Folge musste die zuvor erstellte Niederschlagsoberfläche mit dem DGM und dem Gradienten verschnitten werden, um an das endgültige Niederschlagsmodell zu gelangen:

$$\text{Niederschlagsmodell} = \text{Kriging} + \text{Gradient} * \text{DGM}$$

Dieser Arbeitsschritt wurde mit dem Raster Calculator von ArcGIS durchgeführt<sup>1</sup>. Aufgrund des zu schwach ausgeprägten Gradienten konnte mit dieser Methode kein gutes Ergebnis erzielt werden, weshalb das Ergebnis verworfen wurde. Das heißt jedoch nicht, dass diese Methode der Interpolation von Niederschlagswerten schlecht ist. Selbst die ZAMG benutzt

<sup>1</sup> Die zu erstellenden Rasterdatensätze müssen unbedingt in eine Geodatabase gespeichert werden, da sonst Tools wie Polygon to Raster nicht bzw. nur teilweise funktionieren.

dieses Verfahren. In diesem Fall war es aufgrund der Besonderheit der Daten allerdings unmöglich, ein optimales Ergebnis zu erzielen.

## Variante 2

Diese Methode wurde bereits für die Regionalisierung der Lufttemperatur angewandt (Kapitel 3.2.1). Bei dieser Variante wurden sämtliche Wetterstationen (Abbildung 11) miteinbezogen, extreme Ausreißer wurden vor der Regressionsanalyse entfernt. Für den Monat August wurde kein Schichtmodell erstellt, da eine Regressionsgleichung ausreichte. Tabelle 7 zeigt die berechneten Regressionsgleichungen:

Tabelle 7: Regressionsgleichungen des Niederschlages der verschiedenen Schichten. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

	<b>Schicht 1</b>	<b>Schicht 2</b>	<b>Schicht 3</b>
<b>Jänner</b>	< 800 m	800-1.030 m	> 1.030 m
	$y = -0,312x + 281,213$ $R^2 = 0,357$	$y = 0,462x - 338,147$ $R^2 = 1$	$y = -0,003x + 141,116$ $R^2 = 1$
<b>Februar</b>	< 800 m	800-1.030 m	> 1.030 m
	$y = -0,088x + 73,726$ $R^2 = 0,538$	$y = 0,139x - 107,623$ $R^2 = 1$	$y = -0,012x + 47,923$ $R^2 = 1$
<b>März</b>	< 800 m	800-1.030 m	> 1.030 m
	$y = -0,138x + 130,768$ $R^2 = 0,502$	$y = 0,176x - 120,785$ $R^2 = 1$	$y = -0,038x + 100,263$ $R^2 = 0,986$
<b>April</b>	< 750 m	750-850 m	> 850 m
	$y = -0,093x + 101,727$ $R^2 = 0,562$	$y = 0,385x - 257,886$ $R^2 = 1$	$y = -0,024x + 90,160$ $R^2 = 1$
<b>Mai</b>	< 800 m	800-1.030 m	> 1.030 m
	$y = -0,135x + 183,314$ $R^2 = 0,218$	$y = 0,218x - 99,302$ $R^2 = 1$	$y = -0,060x + 187,316$ $R^2 = 1$
<b>Juni</b>	< 1.030 m	> 1.030 m	-
	$y = 0,098x + 92,140$ $R^2 = 0,479$	$y = -0,126x + 321,532$ $R^2 = 1$	-
<b>Juli</b>	< 800 m	800-1.200 m	> 1.200 m
	$y = -0,181x + 251,056$ $R^2 = 0,258$	$y = 0,294x - 129,489$ $R^2 = 1$	$y = -0,173x + 431,416$ $R^2 = 1$

<b>August</b>	$y = -0,055x + 80,993$ $R^2 = 0,7183$		
<b>September</b>	< 800 m	800-1.030 m	> 1.030 m
	$y = -0,099x + 151,960$ $R^2 = 0,398$	$y = 0,185x - 74,605$ $R^2 = 1$	$y = -0,019x + 135,874$ $R^2 = 1$
<b>Oktober</b>	< 800 m	800-1.030 m	> 1.030 m
	$y = -0,211x + 245,417$ $R^2 = 0,325$	$y = 0,294x - 158,219$ $R^2 = 1$	$y = -0,019x + 163,599$ $R^2 = 1$
<b>Dezember</b>	< 800 m	800-1.030 m	> 1.030 m
	$y = -0,349x + 308,796$ $R^2 = 0,426$	$y = 0,409x - 297,244$ $R^2 = 1$	$y = -0,035x + 160,077$ $R^2 = 1$

Abbildung 16 zeigt als Beispiel das Schichtmodell für den Monat Jänner. Auch hier wurde die Seehöhe auf die Y-Achse und der Niederschlag auf die X-Achse aufgetragen.

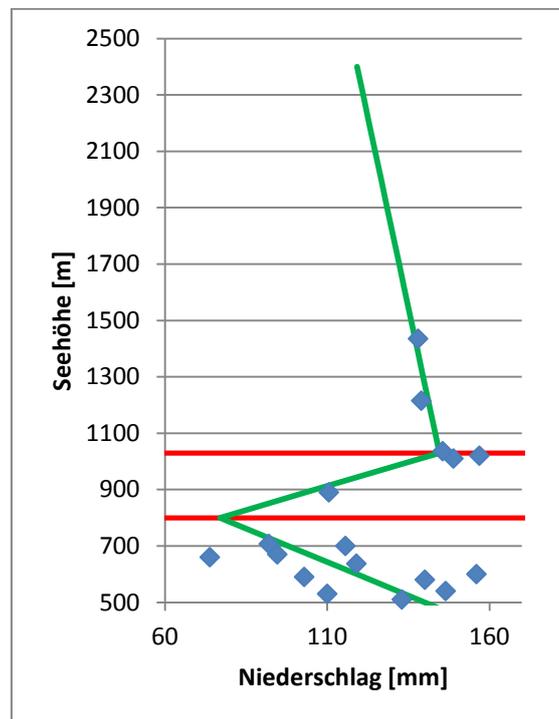


Abbildung 16: Schichtmodell des Niederschlages des Monats Jänner. Datengrundlage: BMLFUW, Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Die Regionalisierung mittels Raster Calculator von ArcGIS erfolgte auf die gleiche Weise wie die Modellierung der Temperatur. Letztlich wurde aufgrund mangelnder Daten auch das Ergebnis dieser Methode verworfen.

### **Variante 3**

Da die ersten beiden Varianten aufgrund nicht vorhandener Messwerte in höher gelegenen Regionen verfälschte und unrealistische Werte ergaben, wurden INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis)-Daten von der ZAMG mit einer temporalen Auflösung von 24 Stunden und einer räumlichen Auflösung von einem Kilometer verwendet.

INCA ist ein von der ZAMG seit 1999 entwickeltes Analyse- und Nowcastingsystem. Es besitzt eine Auflösung von einem Kilometer und berechnet für jede Stunde Prognosen für Wind, Temperatur, Luftfeuchte und Globalstrahlung, viertelstündlich sogar für Niederschlag und Bewölkung. Durch die Kombination von aktuellen Messwerten, wie von Satelliten, Radar oder Messstationen, und eines DGMs können Wettervorhersagemodelle (z.B. ALADIN) verbessert werden. Somit ist in Echtzeit eine sehr genaue Prognose und Analyse des aktuellen Zustandes der Atmosphäre gewährleistet. INCA-Daten werden u.a. für Hochwasserwarnsysteme der Donau und des Kamp eingesetzt (vgl. ZAMG 2015b).

Die INCA-Niederschlagsdaten werden durch Kombination einer Interpolation der Stationswerte (unter Berücksichtigung von Höhengradienten) und Radardaten erstellt. So können Niederschlagszellen erfasst werden, die an Orten ohne Station abregnen, bzw. kann die Interpolation der Stationsdaten jenen Niederschlag berücksichtigen, den das Radar nicht aufzeichnet. Beide Methoden haben ihre Schwächen, wie die nicht repräsentative und spärliche Verteilung der Messstationen und Messfehler des Radars (vgl. Haiden et al. 2010).

Die Daten wurden als \*.asc-Dateien bereitgestellt, wobei es pro Tag eine Datei mit 806 Punkten gibt, welche das Gesäuse abdecken; jede Datei enthält vier Spalten:

- Erste Spalte: Datum
- Zweite und dritte Spalte: Länge und Breite in Dezimalgrad
- Vierte Spalte: Niederschlag in mm

20110101	14.3816	47.4592	0.026
20110101	14.3948	47.4591	0.024
20110101	14.4081	47.4590	0.019
20110101	14.4214	47.4588	0.016
20110101	14.4346	47.4587	0.015
20110101	14.4479	47.4586	0.013

Abbildung 17: Ausschnitt der Niederschlagsdatei vom 1. Jänner 2011 in Notepad++. Eigene Darstellung.

Zur besseren Übersicht und zur weiteren Bearbeitung wurde jedem Punkt eine ID zugeteilt. So wurden jene 40 Punkte selektiert, die die Hochtorggruppe abdecken. Es ist schwer zu sagen, inwieweit die modellierten INCA-Messwerte der Realität entsprechen. Tabelle 8 stellt einen Vergleich mit den Messwerten der Wetterstation Weidendom und dem INCA-Punkt mit der ID 461 dar, welcher dem Weidendom am nächsten liegt.

Tabelle 8: Vergleich von gemessenen und modellierten Niederschlagswerten [mm]. Datengrundlage: Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Monat	Weidendom	INCA	Residuen
Jänner	76,5	74,9	1,6
Februar	14,9	15,7	-0,8
März	44	42,8	1,2
April	54,9	45,8	9,1
Mai	106,9	121,6	-14,7
Juni	77,1	138,1	-61,0
Juli	98,5	132,8	-34,3
August	121,5	116,9	4,6
September	78,5	105,5	-27,0
Oktober	102,9	112,5	-9,6
November	0,2	0,1	0,1
Dezember	92,6	90,1	0,5

Teilweise sind sehr gute Übereinstimmungen und nur geringe Abweichungen der Werte zu erkennen. Es gibt jedoch auch sehr große Residuen, vor allem bei den Monaten Juni, Juli und

September. Worauf diese Diskrepanz zurückzuführen ist, ist unbekannt und wird in dieser Arbeit nicht näher untersucht.

Mit den 40 ausgewählten INCA-Punkten wurde in weiterer Folge mittels Kriging eine Niederschlagsoberfläche interpoliert.

### 3.2.3 Strahlung

Die Sonne ist die dominante Energiequelle für das Wetter auf der Erde. Von den  $6,15 \cdot 10^4 \text{ kW/m}^2$  treffen noch etwa  $1,368 \text{ kW/m}^2$  auf die Erdatmosphäre (=Solarkonstante). Auf die Erdoberfläche gelangen durchschnittlich  $0,342 \text{ kW/m}^2$ . Diese Strahlung wird Globalstrahlung genannt und setzt sich aus der direkten Sonnenstrahlung und der Diffusen Himmelsstrahlung zusammen. Die direkte Strahlung wird auf ihrem Weg durch die Atmosphäre von Aerosolen und verschiedenen Molekülen (z.B. Sauerstoff) absorbiert, reflektiert und gestreut. Durch die Diffuse Himmelsstrahlung, welche u.a. durch Streuung und Reflexion entsteht, wird es in Gebieten, die im Schatten liegen, nicht vollständig dunkel. An bedeckten Tagen wird die Globalstrahlung komplett durch die Diffuse Himmelsstrahlung gebildet. Die Bestrahlungsstärke an der Erdoberfläche ist von verschiedenen Faktoren abhängig (vgl. Endlicher 2007, S. 201; Podesser und Rieder 2012, S. 29-33):

- Die Solarkonstante variiert zwischen Perihel und Aphel.
- Die Strahlen müssen, abhängig von der geographischen Breite und dem Sonnenstand, einen unterschiedlich langen Weg durch die Atmosphäre zurücklegen und werden so mehr oder weniger abgeschwächt.
- Der kleinräumige Strahlungshaushalt wird stark von Relief und Seehöhe beeinflusst, besonders in Gebieten mit ausgeprägter Topographie.
- Hangneigung und Exposition führen zu differenzierten Einstrahlungsverhältnissen.

Abbildung 18 zeigt den Jahresgang der Globalstrahlung, gemessen von der Wetterstation Weidendom im Jahr 2011. Zu erkennen ist das für unsere Breiten typische Maximum im Juni und das Minimum im Dezember. Dieses stark ausgeprägte Minimum kann auf eine schwache direkte Sonnenstrahlung zurückgeführt werden, welche aufgrund des Sonnenstandes zu einer allgemein schwächeren Leistung (längerer Weg durch die Atmosphäre) und zu einer Beschattung durch die Horizontüberhöhung führt.

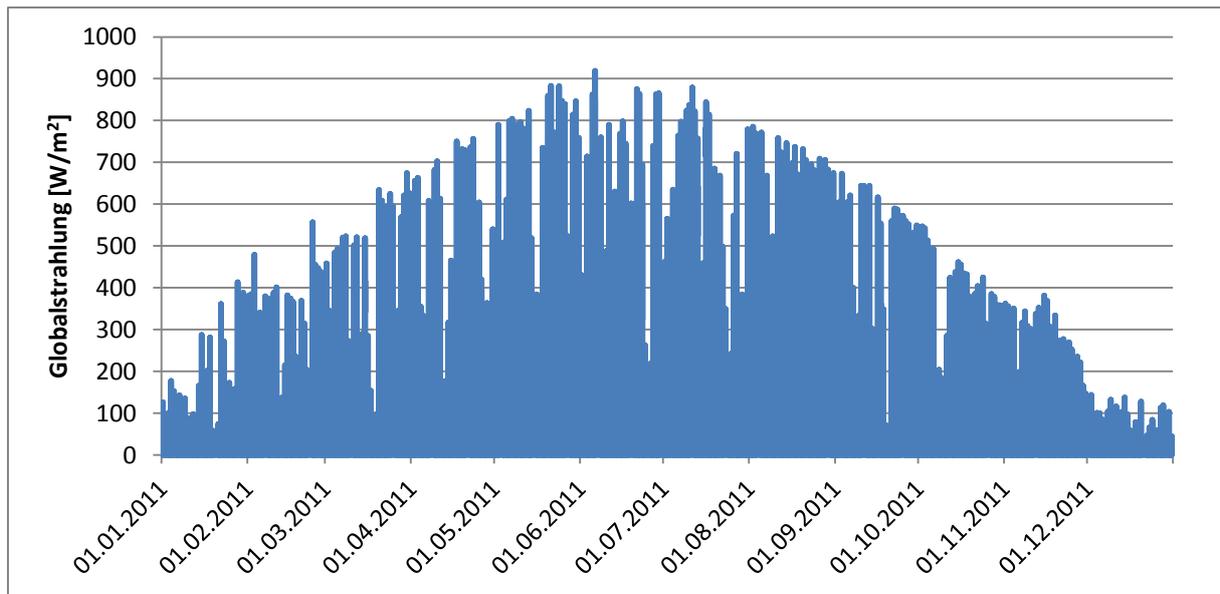


Abbildung 18: Globalstrahlung an der Wetterstation Weidendom. Datengrundlage: Nationalpark Gesäuse. Eigene Darstellung.

Für das Gesteinsfeuchtesimulationsprogramm WUFI wurden die Strahlungswerte der Klimastationen der Integrativen Kooperationsplattform Johnsbachtal herangezogen. Da jedoch sowohl die Globalstrahlung als auch die Diffuse Strahlung von WUFI benötigt werden und von den Wetterstationen nur die Globalstrahlung gemessen wird, wurde der Anteil der Diffusen Strahlung an der Globalstrahlung über die von der ZAMG berechneten Jahrgänge der Globalstrahlung der Station Irdning-Gumpenstein (698 m) ermittelt. Daraus ergaben sich folgende Werte:

Tabelle 9: Anteil der Diffusen Strahlung an der Globalstrahlung. Quelle: Podesser und Rieder 2012, S. 34. Eigene Darstellung.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
<b>Anteil der Diffusen Strahlung [%]</b>	54,50	54,80	50,92	49,29	52,75	49,70	53,87	56,27	54,90	57,06	49,87	50,84

### 3.2.4 Wind

WUFI benötigt für die Gesteinsfeuchtesimulation Windrichtung und -geschwindigkeit. Wie bereits erwähnt, ist es sehr schwer, diese zu modellieren. Daher wird im Zuge dieser Arbeit auf INCA-Daten zurückgegriffen, welche eine räumliche Auflösung von einem Kilometer und eine temporale Auflösung von einer Stunde besitzen.

Die Winddaten wurden von der ZAMG als \*.asc-Dateien zur Verfügung gestellt. Für jeden Tag existiert jeweils eine Datei mit fünf Spalten:

- Erste Spalte: Datum und Uhrzeit in UTC
- Zweite und dritte Spalte: Länge und Breite in Dezimalgrad
- Vierte Spalte: Windgeschwindigkeit m/s
- Fünfte Spalte: Windrichtung in Grad

1	201101010000	14.3816	47.4592	2.3	326
2	201101010000	14.3948	47.4591	6.3	291
3	201101010000	14.4081	47.4590	0.8	266
4	201101010000	14.4214	47.4588	1.3	204
5	201101010000	14.4346	47.4587	1.6	195
6	201101010000	14.4479	47.4586	1.5	194

Abbildung 19: Ausschnitt der Winddatei vom 1. Jänner 2011 in Notepad++. Eigene Darstellung.

Den Wind-Punkten wurde dieselbe ID gegeben wie den Niederschlags-Punkten. Windrichtung und -geschwindigkeit wurden mithilfe der Windkomponenten U und V berechnet. Die U-Komponente repräsentiert den Wind parallel zur X-Achse und die V-Komponente den Wind parallel zur Y-Achse. Somit kommt ein positiver U-Wind aus Westen und ein negativer aus Osten. Ein positiver V-Wind kommt aus Süden und ein negativer V-Wind aus Norden. Wenn die Windgeschwindigkeit ( $v$ ) und -richtung ( $\theta$ ) bekannt sind, können die U- und V-Komponenten errechnet werden:

$$U = v * \cos(\theta)$$

$$V = v * \sin(\theta)$$

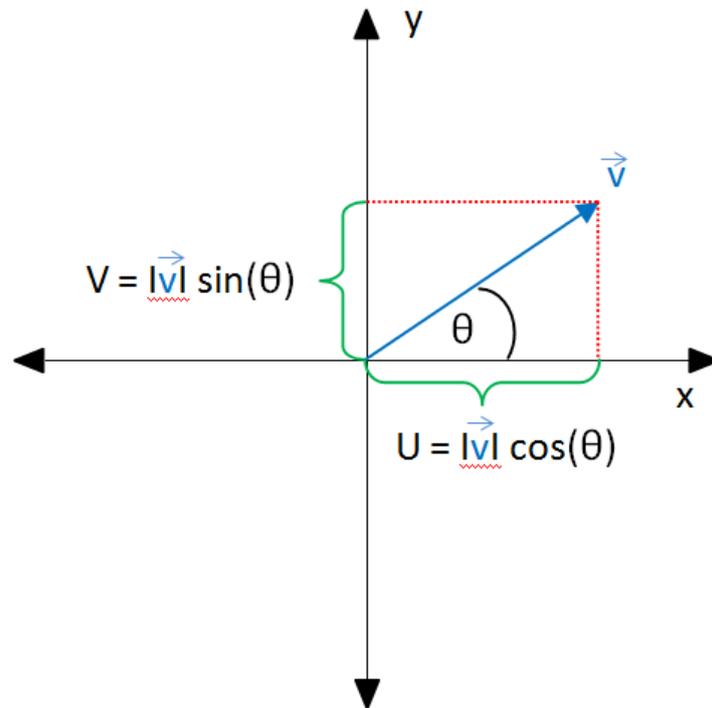


Abbildung 20: U- und V-Komponente. Quelle: Virginia Weather and Climate Data 2015. Eigene Darstellung.

Wie man aus Abbildung 20 ablesen kann, lässt sich die Windgeschwindigkeit  $v$  über den Satz des Pythagoras berechnen:

$$v^2 = U^2 + V^2$$

Für die Richtung wird der Winkel benötigt. Der Winkel  $\theta$  kann mit der Funktion  $\text{atan2}(x,y)$  bestimmt werden. Er besitzt die Einheit Bogenmaß (Radiant) im Wertebereich von  $+\pi$  und  $-\pi$ . Die Formel hierfür lautet:

$$\text{atan2}(v,u)$$

Man muss allerdings den jeweiligen Quadranten berücksichtigen (vgl. Virginia Weather and Climate Data 2015). Die Berechnungen für Windgeschwindigkeit und -richtung wurden bereits von der ZAMG durchgeführt.

Abbildung 21 zeigt die Verteilung der Windrichtungen jenes INCA-Punktes, welcher sich am nächsten bei der Station Weidendom befindet. Zu erkennen ist, dass die Hauptwindrichtung West-Ost gerichtet ist. Den größten Anteil hat mit 50,31% der Westwind, gefolgt vom Ostwind mit 24,99%. Dies kann auf die Lage des Punktes im Ennstal, welches von West nach Ost verläuft, zurückgeführt werden.

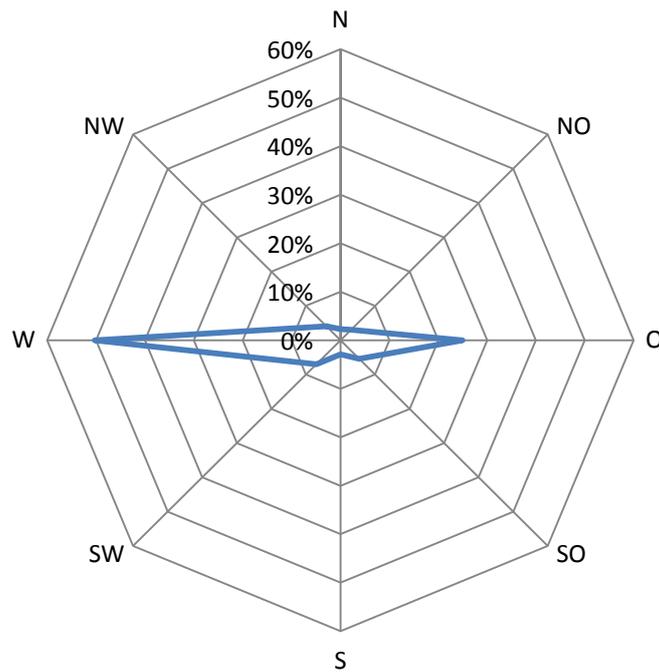


Abbildung 21: Verteilung der Windrichtung des zur Wetterstation Weidendom nächsten INCA-Punktes. Datengrundlage: ZAMG. Eigene Darstellung.

### 3.2.5 Relative Feuchte und Luftdruck

Wie bereits erwähnt, werden die Werte von Relativer Feuchte von Klimastationen bezogen. Die Luftfeuchte gibt an, wie viel Wasserdampf in der Atmosphäre enthalten ist. Der Wasserdampf wird durch Verdunstung der Atmosphäre zugeführt. Es existieren mehrere Maßzahlen, um die Menge des Wasserdampfes in der Atmosphäre zu quantifizieren, meist werden die Relative Feuchte und der Dampfdruck verwendet. Für diese Arbeit ist die Relative Feuchte von Bedeutung. Sie repräsentiert das Verhältnis zwischen dem aktuellen und dem maximal möglichen Dampfdruck zu einem bestimmten Zeitpunkt. Der Dampfdruck wiederum definiert den Partialdruck des Wasserdampfes in der Atmosphäre. Je höher die Lufttemperatur, desto mehr Wasserdampf kann die Atmosphäre aufnehmen und desto geringer ist die Relative Feuchte (vgl. Podesser und Wölfelmaier 2012, S. 129f.). Abbildung 22 zeigt den Jahresgang der Relativen Feuchte der Station Weidendom. Zu erkennen ist, dass es sehr häufig Werte bis zu 100% gibt, wobei die Häufung in den Wintermonaten liegt.

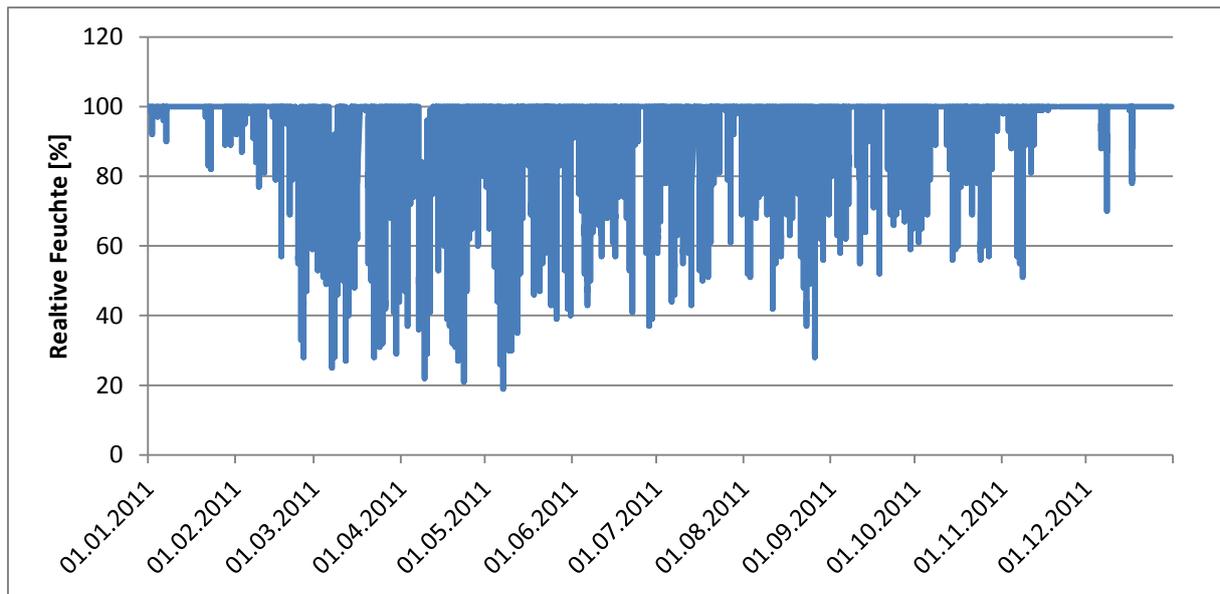


Abbildung 22: Relative Feuchte an der Wetterstation Weidendom. Datengrundlage: Nationalpark Gesäuse. Eigene Darstellung.

Der Luftdruck ist jener Druck, den die Luft aufgrund der Schwerkraft auf die Erde ausübt. Er beträgt auf Meereshöhe 1013 hPa und nimmt exponentiell mit der Höhe ab; etwa alle 5 km reduziert er sich um die Hälfte (vgl. Austrocontrol 2015). Leider wird der Luftdruck von keiner der Klimastationen der Integrierten Kooperationsplattform Johnsbachtal gemessen.

### 3.2.6 Die virtuellen Messpunkte

Die Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation wird an der Hochtorggruppe durchgeführt.

Abbildung 23 zeigt die Lage des Simulationsgebietes:

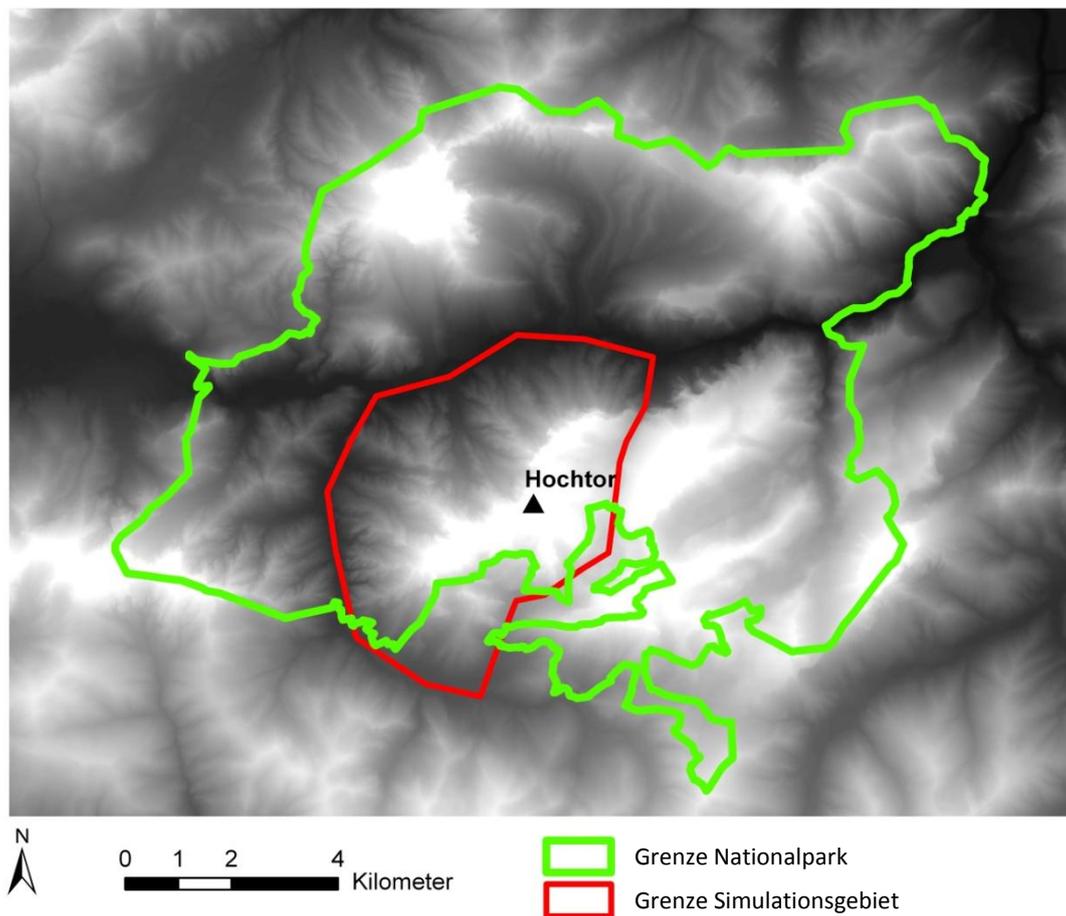


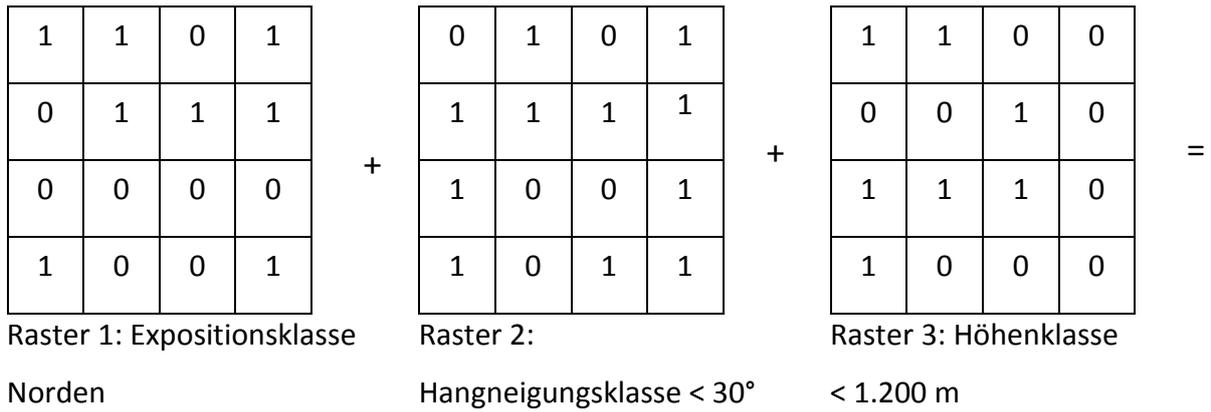
Abbildung 23: Lage des Simulationsgebietes. Datengrundlage: BEV, GIS Steiermark, Land Kärnten. Eigene Darstellung.

Für die optimale Verteilung der virtuellen Messpunkte wurde der Ausschnitt des DGMS, welcher die Hochtorggruppe beinhaltet, in folgende Klassen unterteilt:

- 8 Expositionsklassen
  - Norden ( $> 337,5^\circ - \leq 22,5^\circ$ )
  - Nordosten ( $> 22,5^\circ - \leq 67,5^\circ$ )
  - Osten ( $> 67,5^\circ - \leq 112,5^\circ$ )
  - Südosten ( $> 112,5^\circ - \leq 157,5^\circ$ )
  - Süden ( $> 157,5^\circ - \leq 202,5^\circ$ )

- Südwesten ( $> 202,5^\circ - \leq 247,5^\circ$ )
- Westen ( $> 247,5^\circ - \leq 292,5^\circ$ )
- Nordwesten ( $> 292,5^\circ - \leq 337,5^\circ$ )
- 3 Hangneigungsklassen
  - $< 30^\circ$
  - $\geq 30^\circ - < 60^\circ$
  - $\geq 60^\circ$
- Höhenklassen
  - $< 1.200$  m
  - $\geq 1.200$  m -  $< 1.800$  m
  - $\geq 1.800$  m

Diese Klassen wurden mithilfe des Raster Calculators von ArcGIS verschnitten, Abbildung 24 dient zum Verständnis der Vorgehensweise: Erstellt man aus einem DGM einen Raster, welcher ein bestimmtes Kriterium, wie zum Beispiel alle Zellenwerte  $< 1.200$ , repräsentiert, besitzt der Output-Raster die Werte 1 für wahr (in diesem Fall alle Zellen, welche einen Wert  $< 1.200$  aufweisen) und 0 für falsch (hier alle Zellen mit einem Wert  $\geq 1.200$ ). Für jede der 72 Klassen wurde ein solches Raster gebildet, die in weiterer Folge miteinander kombiniert bzw. addiert wurden. Jene Zellen, welche im Output-Raster den Wert 3 besitzen, weisen alle drei Klassen-Merkmale auf. In solchen Zellen wurden die Punkte im Anschluss als virtuelle Messungen gesetzt.



2	3	0	2
1	1	3	2
2	1	1	1
3	0	1	2

Output-Raster

Abbildung 24: Darstellung der Verschneidung der Klassen. Eigene Darstellung.

Die Setzung der Punkte erfolgte manuell, wobei darauf geachtet wurde, dass die Punkte angemessen verteilt sind. Abbildung 25 stellt einen Überblick über die Lage der Punkte dar:

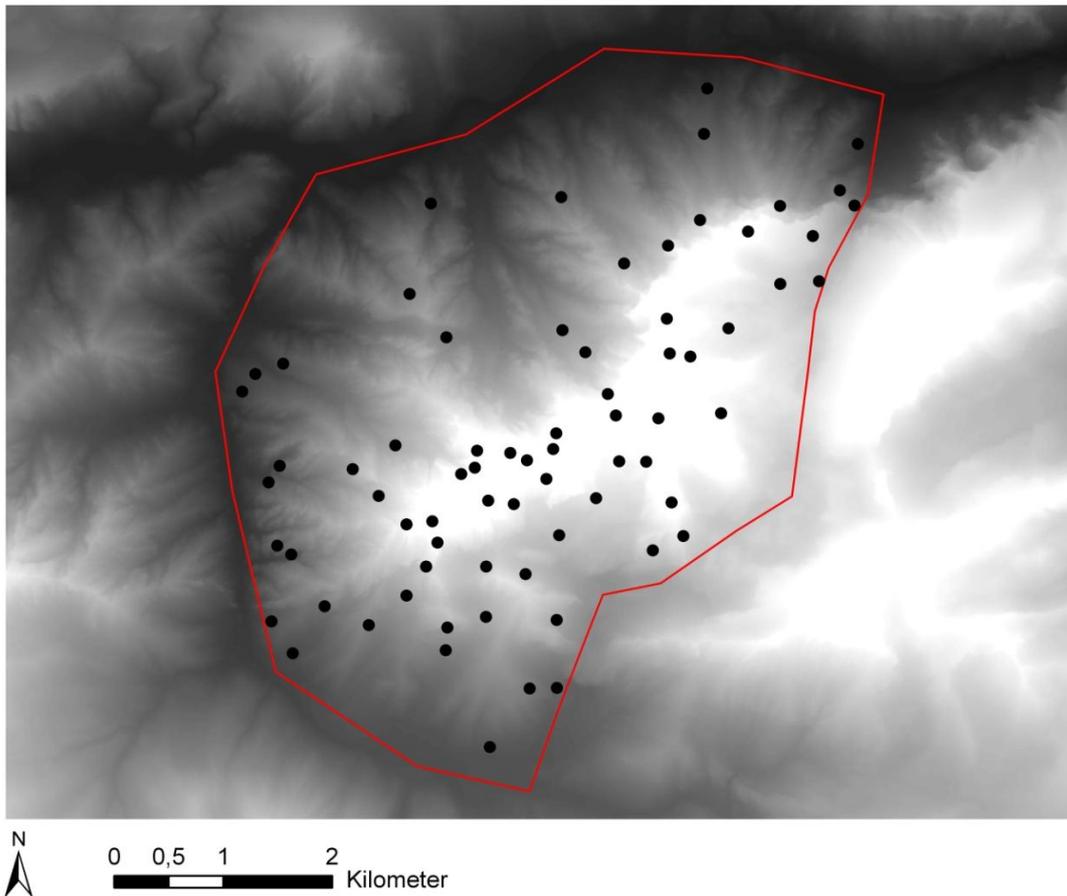


Abbildung 25: Lage der virtuellen Messpunkte. Datengrundlage: Land Kärnten. Eigene Darstellung.

Somit konnten die über die Monatsmittelwerte berechneten Höhen-Gradienten dazu verwendet werden, die Temperatur-Stundenwerte der Messstationen an die Höhe der gesetzten Punkte, welche als virtuelle Messstationen fungieren, anzupassen. Das heißt, die Gradienten wurden als Korrekturwerte eingesetzt:

$$\text{Temperaturwert korrigiert} = \text{Gemessener Wert} + \text{Gradient} * \text{Höhendifferenz}$$

Tabelle 10 zeigt, welche Wetterstation als Referenzstation für die Berechnung der stündlichen Temperaturwerte der Punkte, abhängig von der Seehöhe, verwendet wurde. Keiner der gesetzten Punkte liegt in Schicht 1. Bei den Monaten Mai bis September ist nur eine Schicht vorhanden; beim Monat November wurde mit einem 2-Schichtmodell gearbeitet.

Tabelle 10: Referenzstationen für die Korrektur der Temperatur. Eigene Darstellung.

Monat	Schicht 2	Schicht 3
Jänner	Hall/Admont	Oberkainz
Februar	Hall/Admont	Oberkainz
März	Rottenmann	Oberkainz
April	Rottenmann	Oberkainz
Mai	Rottenmann	-
Juni	Rottenmann	-
Juli	Rottenmann	-
August	Rottenmann	-
September	Rottenmann	-
Oktober	Rottenmann	Oberkainz
November	Rottenmann	Gscheidegg
Dezember	Rottenmann	Oberkainz

Für die Korrektur des Niederschlages wurde für jeden Monat die Wetterstation Weidendom als Referenz genutzt. Die Formel für die korrigierten Werte lautet wie folgt:

$$\text{Niederschlagswert korrigiert} = \text{Gemessener Wert (> 0 mm)} + \frac{\text{Niederschlagsdifferenz}}{\text{Anzahl der Niederschlagsstunden}}$$

Die Windgeschwindigkeit und -richtungswerte wurden jeweils vom nächsten INCA-Punkt bezogen. Abbildung 26 zeigt die Lage der 40 selektierten INCA-Punkte innerhalb bzw. in der Umgebung (500 m) des Simulationsgebietes:

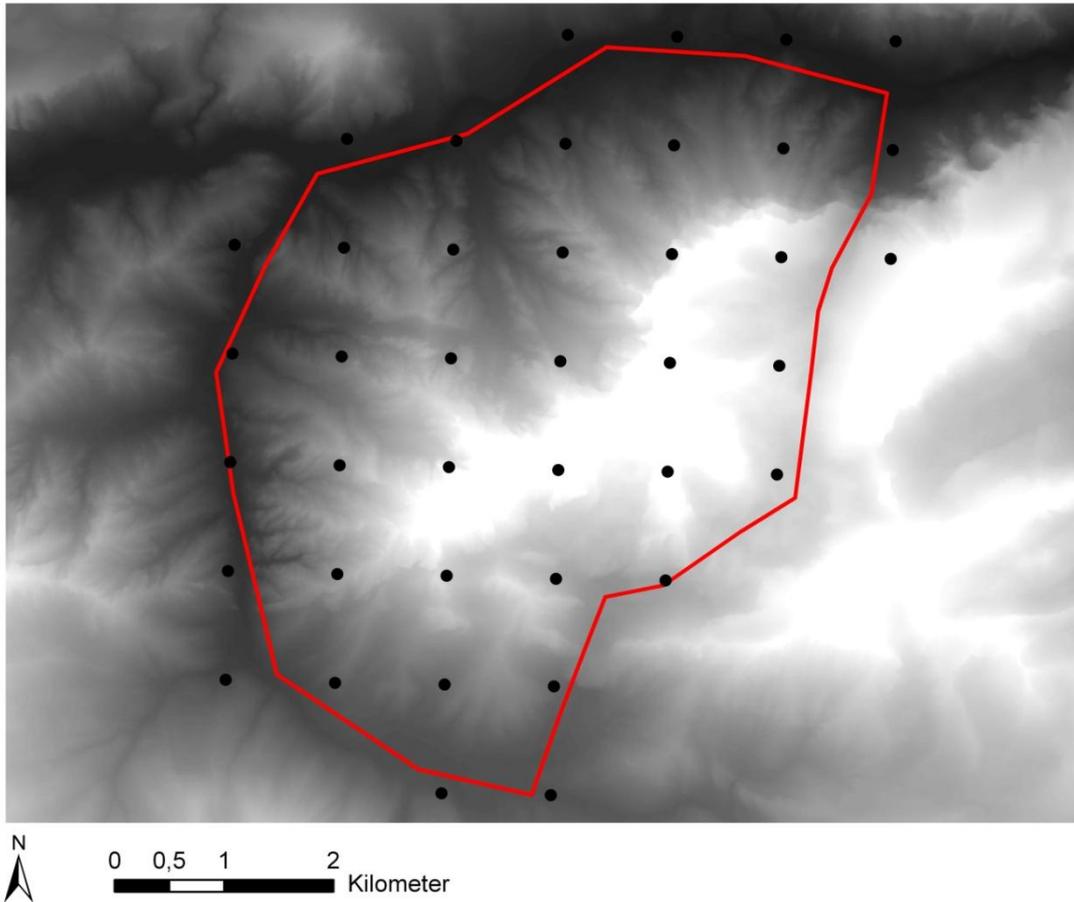


Abbildung 26: Lage der INCA-Punkte. Datengrundlage: Land Kärnten, ZAMG. Eigene Darstellung.

Für Globalstrahlung und Luftfeuchtigkeit wurden Werte der Klimastationen, abhängig von ihrer Lage innerhalb der jeweiligen Höhenklasse, genutzt. Fehlende Messwerte wurden über den Mittelwert des vor- und nachstehenden Wertes berechnet. Lag eine größere Messlücke vor, wurde diese mit den Werten des vorherigen Tages bzw. der vorherigen Tage ersetzt. War dies nicht möglich, wurden die Werte des darauffolgenden Tages bzw. der darauffolgenden Tage genutzt. Tabelle 11 beschreibt, welche Daten von welchen Stationen für welche Höhenklasse herangezogen wurden.

Tabelle 11: Klimastationen für Globalstrahlung und Luftfeuchtigkeit. Eigene Darstellung.

Höhenklasse	Globalstrahlung	Luftfeuchtigkeit
< 1.200 m	Weidendom, Oberkainz	Weidendom, Oberkainz
≥ 1.200 m - < 1.800 m	Schröckalm, Gscheidegg	Schröckalm, Gscheidegg
≥ 1.800 m	Zinödl	Tamischbachturm

Leider gibt es von keiner Station Luftdruck-Daten, weshalb auf jene Werte zurückgegriffen wird, welche WUFI abhängig von der Seehöhe berechnet.

Neben den klimatischen Parametern benötigt WUFI Parameter über das „Bauteil“, in diesem Fall sind es die von Schnepfleitner (2012) erhobenen Materialkennndaten von Dachsteinkalk und Dolomit. Abbildung 27 stellt die grobe Unterteilung des Simulationsgebietes nach der geologischen Karte von Ampferer (1935) dar:

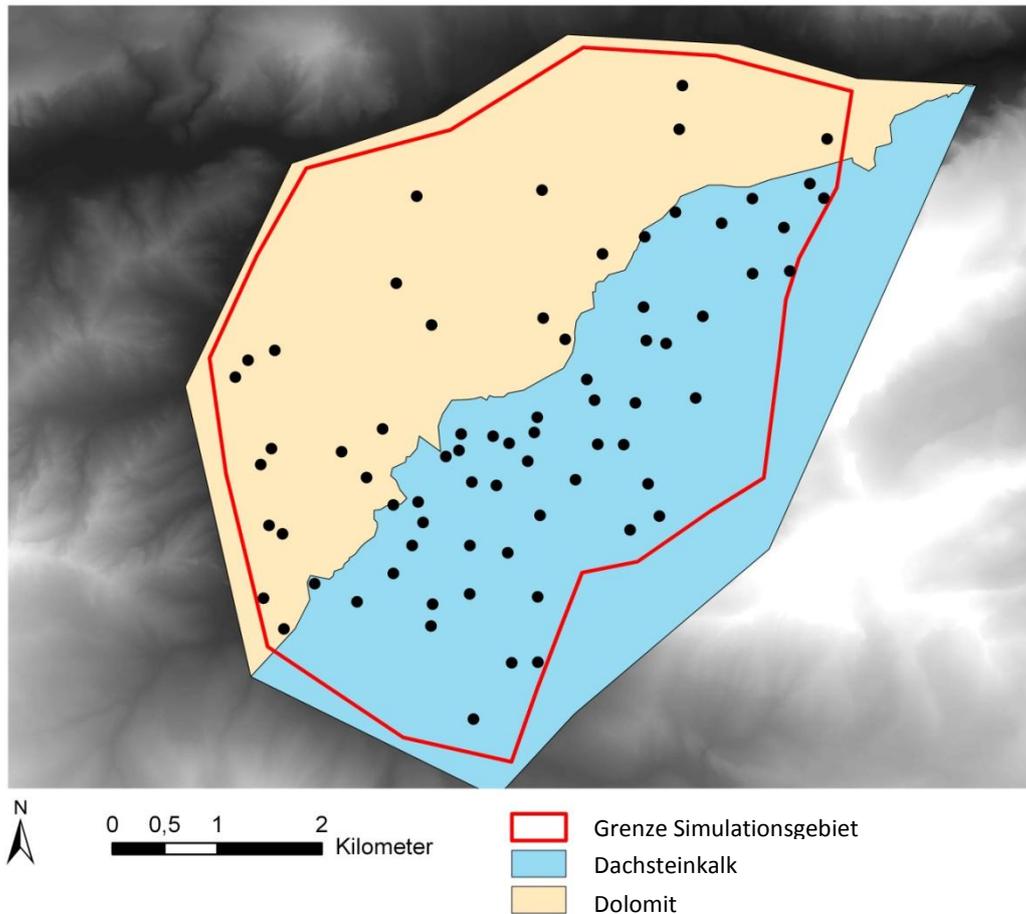


Abbildung 27: Grobe Unterteilung des Simulationsgebietes nach der Geologie. Datengrundlage: Ampferer 1935, Land Kärnten. Eigene Darstellung.

Es wird angenommen, dass die errechneten Werte für jeden der 72 Punkte repräsentativ für die gesamte Klasse sind – dadurch wird das Ergebnis zu einer Oberfläche. Tabelle 12 zeigt einen Überblick über die Punkte.

Tabelle 12: Übersicht über die 72 virtuellen Messpunkte. Eigene Darstellung.

ID	Exposition	Hangneigung [°]	Seehöhe [m]	Geologie
1	n	28,79	942	Dolomit
2	n	35,56	707	Dolomit
3	n	72,29	1.072	Dachsteinkalk
4	n	26,76	1.427	Dolomit
5	n	49,94	1.434	Dolomit
6	n	69,08	1.539	Dachsteinkalk
7	n	27,30	1.887	Dachsteinkalk
8	n	48,86	1.890	Dachsteinkalk
9	n	69,03	1.987	Dachsteinkalk
10	no	26,35	1.160	Dolomit
11	no	44,41	1.044	Dolomit
12	no	67,52	796	Dolomit
13	no	20,19	1.475	Dachsteinkalk
14	no	33,89	1.526	Dachsteinkalk
15	no	74,93	1.494	Dachsteinkalk
16	no	28,96	1.932	Dachsteinkalk
17	no	33,24	1.964	Dachsteinkalk
18	no	70,70	2.170	Dachsteinkalk
19	o	26,69	1.107	Dachsteinkalk
20	o	43,10	718	Dolomit
21	o	66,27	1.074	Dachsteinkalk
22	o	22,62	1.623	Dachsteinkalk
23	o	45,64	1.576	Dachsteinkalk
24	o	73,92	1.695	Dachsteinkalk
25	o	28,23	1.928	Dachsteinkalk
26	o	45,18	2.150	Dachsteinkalk
27	o	71,51	1.866	Dachsteinkalk
28	so	11,55	984	Dachsteinkalk
29	so	39,72	1.144	Dachsteinkalk
30	so	72,45	940	Dolomit
31	so	19,91	1.750	Dachsteinkalk
32	so	35,65	1.371	Dachsteinkalk
33	so	65,80	1.700	Dachsteinkalk
34	so	26,47	1.835	Dachsteinkalk
35	so	43,92	1.839	Dachsteinkalk
36	so	70,72	2.125	Dachsteinkalk
37	s	22,33	901	Dachsteinkalk
38	s	35,97	1.154	Dachsteinkalk
39	s	78,07	901	Dolomit
40	s	19,74	1.512	Dachsteinkalk
41	s	40,60	1.562	Dachsteinkalk
42	s	69,36	1.368	Dachsteinkalk
43	s	23,49	1.927	Dachsteinkalk

44	s	43,70	2.221	Dachsteinkalk
45	s	71,16	1.998	Dachsteinkalk
46	sw	14,21	840	Dolomit
47	sw	31,82	853	Dolomit
48	sw	67,90	1.086	Dachsteinkalk
49	sw	24,83	1.384	Dachsteinkalk
50	sw	36,28	1.350	Dachsteinkalk
51	sw	69,56	1.633	Dachsteinkalk
52	sw	20,56	1.855	Dachsteinkalk
53	sw	45,52	2.243	Dachsteinkalk
54	sw	75,09	2.024	Dachsteinkalk
55	w	24,21	774	Dolomit
56	w	34,84	865	Dolomit
57	w	68,23	907	Dolomit
58	w	25,94	1.364	Dolomit
59	w	33,74	1.526	Dolomit
60	w	69,62	1.387	Dolomit
61	w	19,67	2.234	Dachsteinkalk
62	w	54,13	2.032	Dachsteinkalk
63	w	76,24	2.058	Dachsteinkalk
64	nw	20,03	801	Dolomit
65	nw	40,54	1.179	Dolomit
66	nw	69,84	884	Dolomit
67	nw	27,95	1.271	Dolomit
68	nw	34,49	1.561	Dachsteinkalk
69	nw	80,56	1.674	Dachsteinkalk
70	nw	13,16	2.176	Dachsteinkalk
71	nw	39,41	1.827	Dachsteinkalk
72	nw	72,93	1.858	Dachsteinkalk

### 3.3 Dispositionsmodellierung des Steinschlages

Die Dispositionsmodellierung des Steinschlages wird auf Basis von Gesteinsfeuchte und -temperatur durchgeführt. Als Ergebnisse fungieren die Resultate der Kombinationen von der Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  und der Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$ . Des Weiteren werden jene Gebiete als steinschlaggefährdet definiert, welche eine Hangneigung von  $\geq 45^\circ$  aufweisen (Kapitel 4.3).

### 3.3.1 Gravitative Massenprozesse

Gravitative Massenbewegungen sind Verlagerungsprozesse, welche mehr oder weniger unter dem Einfluss der Schwerkraft stattfinden. Zu diesen Verlagerungsprozessen zählen sämtliche Arten von Rutschungen, Versatz-, Sturz- und Fließbewegungen (Abbildung 28). Die Bewegungsarten können auch in Kombination auftreten (vgl. Zepp 2014, S. 103).

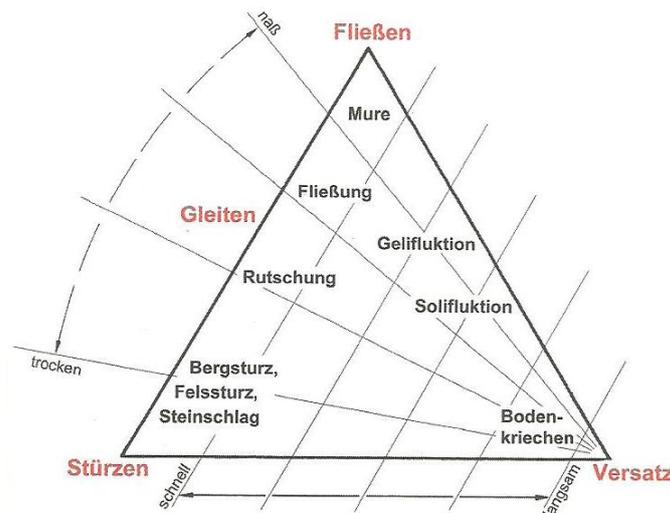


Abbildung 28: Einteilung gravitativer Massenbewegungen. Quelle: Zepp 2014, S. 103.

Für diese Arbeit sind Sturzprozesse, speziell der Steinschlag, der zu den schnellen Prozessen gezählt wird, von Bedeutung. Diese Prozesse treten dort auf, wo eine hohe Hangneigung vorhanden ist. Tabelle 13 zeigt eine Klassifizierung der Sturzprozesse nach Volumen:

Tabelle 13: Typisierung von Sturzprozessen. Quelle: Naturgefahren.at 2012.

Prozess	Volumen
Steinschlag und Blocksturz	$\leq 10 \text{ m}^3$
Felssturz	$> 10 \text{ m}^3 \leq 1 \text{ Million m}^3$
Bergsturz	$> 1 \text{ Million m}^3$

Es werden drei Prozessbereiche unterschieden: Ausbruchgebiet, Transitstrecke und Ablagerungsgebiet (vgl. Keusen et al. 2015). Durch verschiedene Verwitterungsprozesse werden aus dem Gesteinsverband Teile mit unterschiedlicher Größe gelöst, die nach unten stürzen und eine Schutthalde bilden. Diese Halden besitzen meist eine typische Sortierung

nach Korngröße. Aufgrund der Trägheit der Masse kommen größere Blöcke weiter unten zum Stillstand als kleine Steine (vgl. Zepp S. 106ff.). Die Komponenten dieser Prozesse erzeugen Sturzbewegungen wie Rollen, Springen oder Fallen und folgen physikalischen Gesetzen. Des Weiteren werden die Gesteinskomponenten von verschiedenen Faktoren beeinflusst (vgl. Keusen et al. 2015):

- Topographie (Relief, Hangneigung, etc.)
- Größe und Form des Steines
- Dämpfung des Untergrunds
- Wald

### **3.3.2 Gesteinsfeuchte und Steinschlagwahrscheinlichkeit**

In dieser Arbeit wird nur die Frostverwitterung als Prozess (genauer gesagt die durch hygrothermische Bedingungen im Fels hervorgerufenen Ereignisse) ins Auge gefasst, der Steinschlag auslöst. Es gibt jedoch noch andere Verwitterungsprozesse, welche zu Sturzereignissen führen können, auf die hier nicht eingegangen wird, da die Frostverwitterung eine sehr hohe Relevanz für die Verwitterung darstellt. „Frost weathering is a fundamental geomorphic process [...]“ (Matsuoka und Murton 2008, S. 195).

Während die geologischen Bedingungen, wie Porenvolumen und Kluftdichte des Gesteins, die Steinschlagintensität primär beeinflussen, steuern meteorologische Faktoren, wie Frost und Niederschlag, die zeitliche Verteilung von Steinschlagereignissen. Sass (1998) stellte fest, dass der Abtrag an südexponierten Felswänden geringer ist als an nordexponierten, obwohl es hier häufiger zu Frostwechseln kommt. Diese Differenzierung kann zum einen auf längere und strengere Frostperioden und zum anderen auf eine höhere Gesteinsfeuchte zurückgeführt werden. Ein weiterer Grund für dieses Ergebnis ist der dominante Nordwind im Untersuchungsgebiet (Bayerische Alpen). Daraus kann dennoch geschlossen werden, dass der ausschlaggebende Grund für das Auftreten von Steinschlagereignissen nicht die Anzahl der Frostwechsel ist. Auch wenn es im Winter teilweise zu intensiver Frostwechselaktivität kommt, gibt es aufgrund fehlender Gesteinsfeuchte nicht mehr Verwitterung. Der Abtrag in den Sommermonaten ist fünfmal höher als im Winter. Des Weiteren lässt sich trotz einer Zunahme der Frostdauer kein Höhengradient der Verwitterung erkennen. Ausschlaggebende

Faktoren für die Regulierung der Gesteinsfeuchte sind die Strahlung und die Verteilung und Menge von flüssigem Niederschlag, welche sich mit zunehmender Höhe nur marginal ändern. Die Jahreszeiten, in denen die stärkste Verwitterung auftritt, sind Frühling und Herbst, da es in diesen zu häufigen Frostwechseln mit ausreichender Gesteinsfeuchte kommt. Sass (2005) betont, dass die Dauer des Niederschlages wichtiger ist als die Gesamtmenge (vgl. Sass 1998, S. 158f.; Sass 2005, S. 364, 371f.).

In dieser Arbeit sollen zwei Theorien der Gesteinsverwitterung, abhängig von Frost und Porensättigung, vorgestellt werden. Eine besagt, dass das Gefrieren von Wasser zu einer Vergrößerung des Volumens um 9% führt. So wird ein Druck von  $2.100 \text{ kg/cm}^2$  erreicht. Damit es jedoch dazu kommt, muss eine Temperatur von  $-22^\circ\text{C}$  und eine Porensättigung von mindestens 91% vorherrschen (vgl. Völkel 2007, S. 375). Diese Bedingungen kommen in der Realität allerdings selten vor. Der Stein müsste beinahe vollständig gesättigt sein und von allen Seiten sehr schnell frieren. Die zweite zu erwähnende Theorie ist die sogenannte Eislinsentheorie (ice segregation), bei der der Fels durch Eislinsenbildung verwittert. Eine Eislinse bildet sich, wenn sich flüssiges Wasser durch ein poröses Medium in Richtung gefrorenem Wasser bewegt. So zieht das Eis Wasser im flüssigen Zustand an und es entstehen Eislinsen, welche einen Druck auf den umgebenden Fels ausüben (vgl. Matsuoka und Murton 2008, S. 197). Die Bildung von Eislinsen kann schon bei einer Porensättigung von etwa 65% stattfinden (vgl. Murton et al. 2006, S. 1126). Dieser Wert liegt deutlich unter den 91% und wird in der Natur häufiger erreicht.

Auch bei den für die Frostverwitterung ausschlaggebenden Temperaturen gibt es noch Diskussionen. Hallet et al. (1991) beschrieben beispielsweise eine Temperatur zwischen  $-3$  und  $-8^\circ\text{C}$  als relevant für die Bildung von Eislinsen (Frost-Cracking-Window). Welche Theorie bei welcher Temperatur und welcher Porensättigung die größten Auswirkungen an der Gesteinszerlegung hat, wurde und wird heftig diskutiert.

Folgende Oberflächenwerte werden mittels WUFI für jeden Punkt berechnet:

- Anzahl der Frostwechsel
- Andauer des Frost-Cracking-Window
- Mittlere Porensättigung
- Andauer der Porensättigung  $\geq 60\%$

- Andauer der Porensättigung  $\geq 90\%$

Aus diesen simulierten Werten werden zwei Kombinationen, basierend auf der „klassischen“ Frostverwitterung und der Eislinientheorie, erstellt, welche ausschlaggebende Faktoren für Steinschlag darstellen und somit das Ergebnis dieser Arbeit sind:

- Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$
- Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$

### **3.3.3 Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation mittels WUFI**

WUFI ist ein vom Fraunhofer-Institut für Bauphysik entwickeltes Simulationsprogramm, welches dazu dient, Berechnungen des hygrothermischen Verhaltens von Bauteilen von Gebäuden unter naturnahen Klimabedingungen durchzuführen (vgl. Fraunhofer-Institut für Bauphysik 2015a).

In dieser Arbeit wird das Simulationsprogramm WUFI dazu eingesetzt, um Temperatur- und Feuchtezustände der Felsoberfläche, in diesem Fall der Hochtorn-Gruppe, zu eruiieren. Ein Problem beim Einsatz von WUFI bei natürlichen Felswänden ist, dass natürliches Gestein mit seinen Klüften, Vorsprüngen oder Inhomogenitäten nicht dem genormten Baumaterial entspricht. Dies stellt jedoch auch einen Vorteil dar, da alle Unterschiede zwischen den Messpunkten in der Simulation gleich bleiben, um eine Aussage über den Einfluss der einzelnen Parameter zu erhalten (vgl. Sass 1998, S. 76f.).

Erstmals nach den Arbeiten Sass (1998), Schnepfleitner (2012) und Zinner (2014) wird versucht, ohne aufwendige Klimamessungen an der Felswand eine Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation mittels WUFI, auf Basis von GIS-basierten Klima-Modellierungen, durchzuführen. Dabei wird auf die von Schnepfleitner (2012) erhobenen Gesteinsparameter und den von Zinner (2014) ermittelten Schlagregenfaktor für das Gesäuse zurückgegriffen. An dieser Stelle möchte ich auch auf die oben genannten Arbeiten verweisen.

Schnee wird von WUFI nur dann berücksichtigt, wenn er beim Auftreffen auf die Oberfläche schmilzt. Ansonsten werden Niederschläge bei einer Temperatur unter dem Gefrierpunkt nicht für die Gesteinsfeuchtesimulation berücksichtigt (vgl. Sass 1998, S. 78). Des Weiteren

wirkt die Schneeschicht als Dämmung und führt zu einer höheren Temperatur. Wie bereits erwähnt, wurde der Schnee für diese Arbeit nicht berücksichtigt, das heißt, dass weder das Schmelzwasser noch der unter 0°C gefallene Niederschlag bei der Gesteinsfeuchtesimulation miteinbezogen wurden. Dasselbe gilt für die Gesteinstemperatur, bei der etwaige Temperaturveränderungen aufgrund der Schneedecke nicht berücksichtigt werden. Abbildung 29 zeigt die wichtigsten Eingangsparameter für die Feuchte- und Temperatursimulation eines Bauteils mittels WUFI. Es ist zu erkennen, dass WUFI grundsätzlich klima- und bauteilspezifische Eingangsgrößen für die Simulation benötigt.

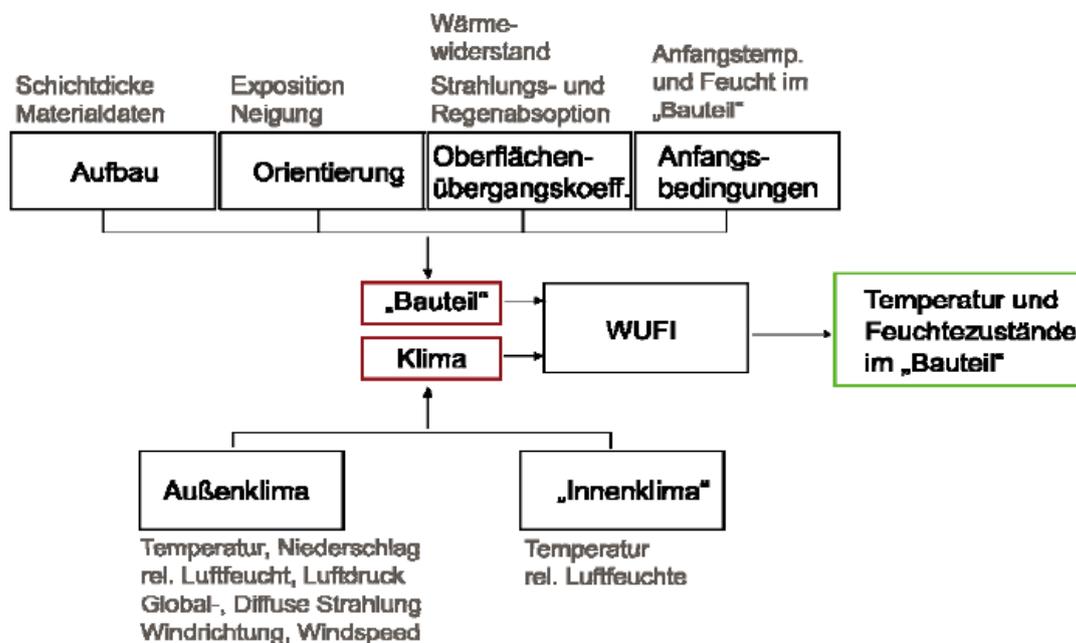


Abbildung 29: Die wichtigsten Eingangsparameter von WUFI. Quelle: Schnepfleitner 2012, S. 45.

## Bauteil

Hier werden alle nötigen bauteilspezifischen Eingangsparameter, wie Aufbau, Orientierung, Oberflächenübergangskoeffizient und Anfangsbedingungen, definiert. Da nur die Oberflächenwerte berechnet werden sollten, wurde als Schichtdicke 0,1 m angenommen, um so die Rechenzeit niedrig zu halten. Als Materialdaten wurden die von Schnepfleitner (2012) im Labor eruierten Kennwerte von Dolomit und Dachsteinkalk herangezogen. Tabelle 14 dient als Übersicht der erhobenen Materialkennndaten von Dolomit und Dachsteinkalk.

Tabelle 14: Übersicht der von Schnepfleitner (2012) erhobenen Materialdaten von Dolomit und Dachsteinkalk. Eigene Darstellung.

	Dolomit	Dachsteinkalk
<b>Grundkennwerte</b>		
Rohdichte [kg/m <sup>3</sup> ]	2.796	2.703
Porosität [m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	0,0235	0,0036
Wärmekapazität trocken [J/kgK]	850	850
Wärmeleitfähigkeit trocken, 10°C [W/mK]	2,4	2,4
Wasserdampfdiffusionswiderstandszahl [-]	114	119
<b>Approximationsparameter</b>		
Bezugsfeuchtegehalt [kg/m <sup>3</sup> ]	1,33	0,33
Freie Wassersättigung [kg/m <sup>3</sup> ]	22,5	3,6
Wasseraufnahmekoeffizient [kg/m <sup>2</sup> s <sup>0,5</sup> ]	0,00186135	0,00023398
Wärmeleitfähigkeitszuschlag, Feuchte [%/M.-%]	8,0	8,0
Wärmeleitfähigkeitszuschlag, Temperatur [W/mK <sup>2</sup> ]	0,0002	0,0002
<b>Hygrothermische Funktionen</b>		
Feuchtespeicherfunktion		
Flüssigkeitstransportkoeffizienten (Saugen, Weiterverteilung)		
Wasserdampfdiffusionswiderstandszahl (feuchteabhängig)		
Wärmeleitfähigkeiten (feuchteabhängig, temperaturabhängig)		
Enthalpie (temperaturabhängig)		

Ebenso müssen Hangneigung und Exposition angegeben werden, um Schlagregen und Strahlung berücksichtigen zu können. Beide Werte wurden mithilfe des DGMs ermittelt. Der Schlagregen an der Oberfläche des Bauteiles lässt sich nach Künzel (1994) wie folgt berechnen:

$$R_s = r_s * v * R_N$$

$R_s$  ... Schlagregen [mm/h]

$r_s$  ... positionsabhängiger Proportionalitätsfaktor [s/m]

$v$  ... Windgeschwindigkeit [m/s]

$R_N$  ... Normalregen [mm/h]

Zinner (2014) ermittelte einen mittleren positionsabhängigen Proportionalitätsfaktor von 0,26 im Gsengraben. Dieser Wert wurde übernommen; der in WUFI voreingestellte Proportionalitätsfaktor beträgt 0,2.

Des Weiteren müssen die Übergangskoeffizienten angegeben werden. Diese Werte definieren wie stark die klimaspezifischen Parameter das Bauteil beeinflussen und beschreiben die Feuchte- und Wärmeströme, welche zwischen dem Gestein und der Atmosphäre vorherrschen. Sie müssen sowohl für die Außen- als auch für die Innenseite angegeben werden.

- Außenoberfläche: Schnepfleitner (2012) erhob für den Wärmeübergangskoeffizienten einen Wert von  $0,0588 \text{ m}^2\text{K/W}$ , welcher für diese Arbeit übernommen wurde. Als Sd-Wert, der die Beschichtung des Bauteiles beschreibt, wurde „keine Beschichtung“ gewählt. Für die „kurzwellige Strahlungsabsorptionszahl“ und die „langwellige Strahlungsemissionszahl“ wurde „Kalkstein, hell“ ausgewählt und die Werte aus der Datenbank von WUFI übernommen.
- Innenoberfläche: Da eine Felswand keine Innenoberfläche besitzt, WUFI jedoch für Mauern oder Ähnliches entwickelt wurde, muss man auch die Innenoberfläche definieren. Damit diese Werte die Simulation an der Gesteinsoberfläche nicht beeinflussen, wurde der Wärmeübergangskoeffizient sehr hoch gesetzt, in diesem Fall  $50.000 \text{ m}^2\text{K/W}$ . Um eine komplette Abdichtung zu schaffen, wurde als Beschichtung „Metallfolie“ mit einem Sd-Wert von 10.000 m gewählt.

Als Anfangsbedingungen wurden die von WUFI voreingestellten Werte übernommen.

## **Klima**

WUFI benötigt für seine Simulationen sowohl Informationen über das Innen- als auch über das Außenklima. Für das Außenklima wurden auf Basis von den von Schnepfleitner (2012) erstellten Klimadateien 72 Klimadateien im \*.wac-Format erstellt. Als zeitliche Auflösung sollten Stundenwerte verwendet werden, um hygrothermische Simulationen durchzuführen (vgl. Fraunhofer-Institut für Bauphysik 2015b). Für die Simulationen dieser Arbeit wurden,

wie schon beschrieben, Niederschlag, Temperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung, Diffuse Strahlung und Luftfeuchtigkeit verwendet.

Für das Innenklima wurde eine konstante Relative Feuchte und Temperatur gewählt. Die Werte wurden über die durch WUFI berechneten Jahresmittelwerte definiert. Da das Bauteil von innen komplett isoliert wurde, besitzen diese Parameter keinen Einfluss auf das Simulationsergebnis und sind zu vernachlässigen.

Als Zeitdauer für die Simulationen wurden zwei Jahre definiert, da sich die Temperatur- und Feuchtebedingungen an der Felsoberfläche sehr schnell einpendelten. Sollen jedoch hygrothermische Simulationen für mehrere Felstiefen durchgeführt werden, muss eine größere Zeitspanne definiert werden. So hat beispielsweise Zinner (2014, S. 46) seine Simulationen über einen Zeitraum von 100 Jahren gerechnet.

## 4 Ergebnisse

Im folgenden Kapitel werden sowohl die Ergebnisse der Aufbereitung der klimatischen Daten als auch jene der Simulationen mittels WUFI präsentiert.

### 4.1 Ergebnisse der Regionalisierung von Temperatur und Niederschlag

#### 4.1.1 Temperatur

Tabelle 15 stellt die Residuen zwischen den gemessenen Temperaturwerten und den mithilfe der Regressionsanalyse berechneten Werten dar. Die geringsten Residuen weisen die Stationen Rottenmann und Hall/Admont auf. Die größten Abweichungen zu den Originalwerten sind bei den Stationen Weidendom und Tamischbachturm 1 zu finden. Somit lässt sich kein Zusammenhang zwischen Residuen und Seehöhe herleiten. Die höchste Differenz weist die Station Tamischbachturm 1 mit 2,01°C auf, was bedeutet, dass der berechnete Wert über 2°C über dem des gemessenen liegt. Bei zwei Stationen, Hall/Admont im Juli und Blaseneck im Dezember, ist der errechnete dem gemessenen Wert ident, weshalb die Residuen 0°C betragen. Vergleicht man die Residuen mit den Korrelationskoeffizienten (Kapitel 3.2.1, Tabelle 3), lässt sich kein Muster erkennen. Beim Betrachten der Regressionsgeraden ist jedoch erkennbar, dass – wie angenommen – die Residuen umso höher sind, je größer der Abstand der Datenpunkte im Scatterplot zur Geraden ist.

Tabelle 15: Übersicht über die Residuen zwischen gemessenen und berechneten Werten [°C].  
 Datengrundlage: Integrative Kooperationsplattform Johnsbachtal, ZAMG. Eigene Darstellung.

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Mooslandl	-0.30	0.02	-0.19	0.22	-0.36	-0.16	-0.25	-0.09	-0.12	0.60	1.28	-0.11
Weidendom	-0.72	-0.43	-0.75	-0.18	-1.15	-1.05	-1.16	-1.37	-1.19	-0.79	-1.50	-0.56
Windischgarsten	0.76	0.12	0.13	0.74	0.23	0.47	0.37	0.22	-0.16	0.80	1.00	0.72
Hall/Admont	-0.59	-0.02	-0.35	0.16	-0.47	-0.31	0.00	-0.13	0.07	0.35	-0.54	-0.30
Rottenmann	0.25	0.39	-0.34	0.28	-0.09	-0.18	0.12	-0.23	-0.38	0.44	0.28	1.02
Oberkainz	0.05	-0.47	0.27	0.58	1.21	1.02	0.94	1.15	1.11	0.36	2.08	-0.87
Präbichl	-0.86	-1.10	-1.10	-0.38	0.11	0.02	0.03	-0.14	-0.05	-0.93	-0.96	-1.17
Schröckalm	0.93	0.26	0.31	0.41	0.21	0.08	0.08	0.50	0.57	0.63	1.21	-0.28
Tamischbachturm 1	2.01	1.20	1.27	1.30	1.15	0.63	0.48	1.43	1.66	1.63	0.45	0.60
Gscheidegg	0.62	0.09	0.55	0.61	0.02	-0.18	-0.27	-0.20	-0.22	0.36	-1.37	-1.01
Tamischbachturm 2	0.61	-0.57	-0.07	0.04	-1.33	-1.28	-1.24	-1.38	-1.25	-0.02	-0.67	-1.33
Blaseneck	-	-	-	-	0.57	0.69	0.74	0.68	0.68	1.53	0.67	0.00
Zinödl	0.31	-0.53	0.18	1.16	-0.69	-0.22	-0.01	-0.40	-0.68	0.17	-0.27	-1.64

#### 4.1.2 Niederschlag

Die von König (2007) angewandte Methode (Variante 1) brachte keine brauchbaren Ergebnisse und wurde sofort verworfen. Die auf die beschriebene Art und Weise durchgeführte Regionalisierung führte zu Residuen von bis zu 300 mm, was natürlich absolut inakzeptabel ist, weshalb Variante 1 nicht weiterverfolgt wurde.

Ein ebenso schlechtes Ergebnis erzielte Variante 2 nach Auer (2002). Bei dieser Methode wurden teilweise negative Niederschlagswerte berechnet bzw. wurde mit den zur Verfügung stehenden Daten für jeden Monat eine Abnahme des Niederschlages in höheren Regionen verzeichnet (Kapitel 3.2.2, Abbildung 16), was der Regel, dass der Niederschlag mit steigender Höhe zunimmt, widerspricht. Auch diese Methode zur Regionalisierung wurde verworfen.

Aufgrund fehlender Daten wurde bei Variante 3 auf INCA-Daten zurückgegriffen. Dadurch konnten Werte von höher gelegenen Orten miteinbezogen werden. Wie jedoch Tabelle 8 in Kapitel 3.2.2 zeigt, stimmen die INCA-Daten vor allem in den Sommermonaten nicht mit den gemessenen Werten überein. Für diese Arbeit wurden die teilweise sehr hohen Residuen hingenommen. Mit dieser Variante konnten dennoch die realistischsten Werte berechnet werden.

Tabelle 16 zeigt die Residuen zwischen den gemessenen Werten der Klimastation Weidendom und der aus den INCA-Daten mittels Kriging interpolierten Oberfläche. Die Residuen sind jenen von Tabelle 8 in Kapitel 3.2.2 sehr ähnlich. Wie bereits festgestellt, gibt es in den Monaten Juni, Juli und September sehr hohe Residuen. Eine sehr gute Abbildung der Realität besteht für die Monate August, November, März, Dezember, Jänner und Februar mit Residuen um +/- 1 mm.

Tabelle 16: Vergleich von gemessenen und modellierten Niederschlagswerten der Station Weidendom [mm]. Datengrundlage: Nationalpark Gesäuse, ZAMG. Eigene Darstellung.

Monat	Weidendom	INCA	Residuen
Jänner	76,5	75,8	0,7
Februar	14,9	15,9	-1,0
März	44	43,5	0,5
April	54,9	47,6	7,3
Mai	106,9	111,3	-4,4
Juni	77,1	136,5	-59,4
Juli	98,5	136,2	-37,7
August	121,5	121,5	0
September	78,5	106,4	-27,9
Oktober	102,9	114,5	-11,6
November	0,2	0,1	0,1
Dezember	92,6	92,0	0,6

## 4.2 Ergebnisse der Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der hydrothermischen Simulationen mittels WUFI dargestellt. Es werden jeweils die Expositionen Nord und Süd miteinander verglichen, da diese Gegenüberstellungen am aussagekräftigsten sind. Bei den kartographischen Visualisierungen soll darauf hingewiesen werden, dass, wie schon in Kapitel 3 erwähnt, die Werte jedes Punktes als repräsentative Werte für die ganze Klasse angesehen werden. Die Geologie wurde jedoch bei den flächenhaften Darstellungen nicht berücksichtigt. Wenn beispielsweise die Feuchte- und Temperaturwerte des Punktes mit der ID 1 mit den Materialkennwerten von Dolomit simuliert wurden, sind diese Werte nur an jenen Punkten

der Klasse repräsentativ, wo Dolomit vorherrscht. Wie in Kapitel 3.2.6, Abbildung 27 ersichtlich, verläuft die Grenze zwischen Dolomit und Dachsteinkalk von Nordost nach Südwest, weshalb die Visualisierungen einigermaßen stellvertretend sein sollten.

Zur besseren Übersicht der Diagramme der Jahregänge wurden jeweils die Höhen- und Hangneigungsklassen zusammengefasst und mit Klasse 1 bis Klasse 9 beschriftet:

Tabelle 17: Zusammenfassen der Höhen- und Hangneigungsklassen. Eigene Darstellung.

<b>Klasse</b>	<b>Höhenklasse</b>	<b>Hangneigungsklasse</b>
Klasse 1	< 1.200 m	< 30°
Klasse 2	< 1.200 m	≥ 30° - < 60°
Klasse 3	< 1.200 m	≥ 60°
Klasse 4	≥ 1.200 m - < 1.800 m	< 30°
Klasse 5	≥ 1.200 m - < 1.800 m	≥ 30° - < 60°
Klasse 6	≥ 1.200 m - < 1.800 m	≥ 60°
Klasse 7	≥ 1.800 m	< 30°
Klasse 8	≥ 1.800 m	≥ 30° - < 60°
Klasse 9	≥ 1.800 m	≥ 60°

Die Diagramme und Abbildungen in diesem Kapitel beruhen auf folgenden Datengrundlagen: Ampferer (1935), BMLFUW, Integrative Kooperationsplattform Johnsachtal, Land Kärnten und ZAMG.

#### **4.2.1 Anzahl der Frostwechsel**

In Abbildung 30 ist eine eindeutige Differenzierung zwischen den Expositionen Nord und Süd ersichtlich. Es gibt in den südexponierten Punkten in jeder Klasse deutlich mehr Frostwechsel, was definitiv auf die Einwirkung der Strahlung, also den großen Einfluss der Exposition, zurückzuführen ist. Des Weiteren ist der Einfluss der Seehöhe von essentieller Bedeutung. Das Maximum wird hier von einem Punkt in der Klasse 8 auf einer Seehöhe von 2.221 m mit 320 Frostwechseln erreicht. Der absolut höchste modellierte Wert liegt bei 322 Frostwechseln. Dieser Punkt ist in südwestexponierter Lage auf einer Seehöhe von 2.243 m

gelegen. Das Minimum stellt der nordexponierte Punkt in Klasse 2 auf einer Seehöhe von 707 m mit 130 Frostwechseln dar, dies ist zugleich der geringste Wert aller 72 Punkte.

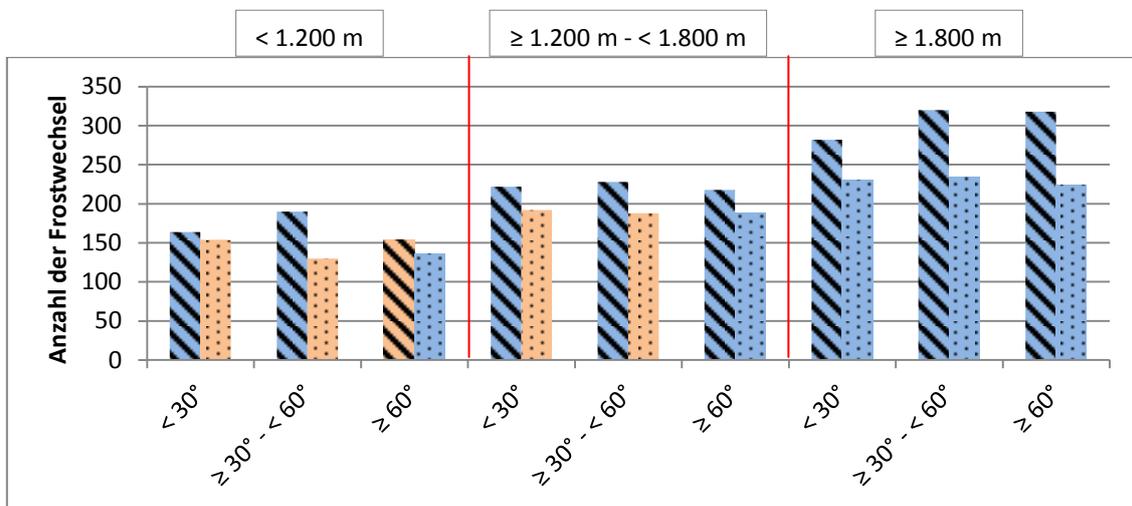


Abbildung 30: Anzahl der Frostwechsel in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011. Blau: Dachsteinkalk, rosa: Dolomit. Schraffiert: Exposition Süd, punktiert: Exposition Nord. Eigene Darstellung.

Bei dem Jahrgang der Frostwechsel in den nordexponierten Regionen (Abbildung 31) ist eine eindeutige Konzentration auf das Winterhalbjahr, vor allem aber auf die Frühlings- und Herbstmonate, zu erkennen. In den Sommermonaten gibt es lediglich an dem auf einer Seehöhe von 1.987 m gelegenen Punkt der Klasse 9 Frostwechsel. Auch gut zu erkennen ist, dass es in den Klassen 7 bis 9 im ersten Halbjahr länger Frostwechsel gibt und diese im zweiten Halbjahr früher auftreten. Dies gilt ebenfalls für die Exposition Süd.

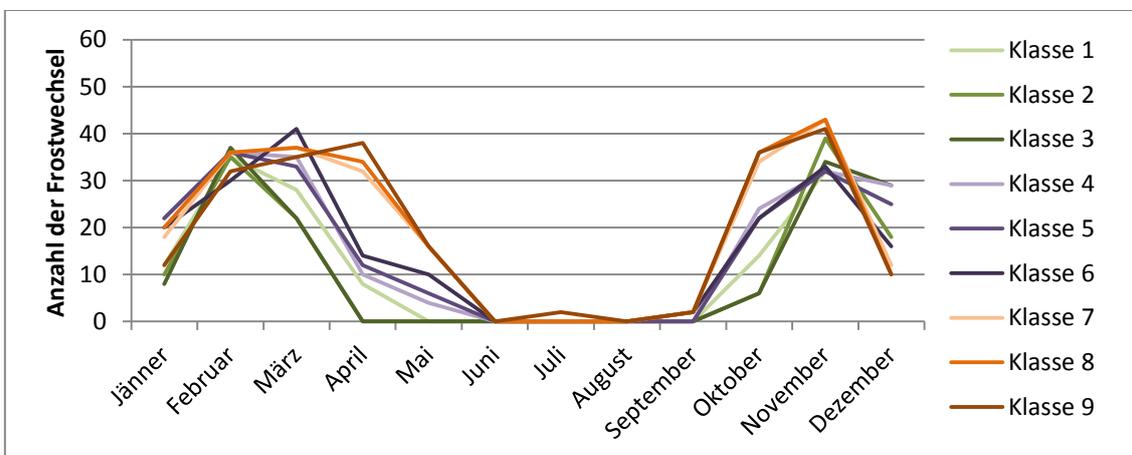


Abbildung 31: Jahrgang der Frostwechsel, Exposition Nord. Eigene Darstellung.

Ein sehr ähnliches Bild zeigt sich bei der zeitlichen Verteilung der Frostwechsel an den südexponierten Punkten (Abbildung 32). Auch hier werden die Maxima in den Frühlings- und Herbstmonaten erreicht. Auffällig sind jedoch die häufig auftretenden Frostwechsel im Monat Dezember. Der größte Unterschied zu den Nordhängen ist eindeutig die Anzahl der Frostwechsel. Der Punkt der Klasse 9 auf einer Seehöhe von 2.221 m weist bis auf September in jedem Monat Frostwechsel auf.

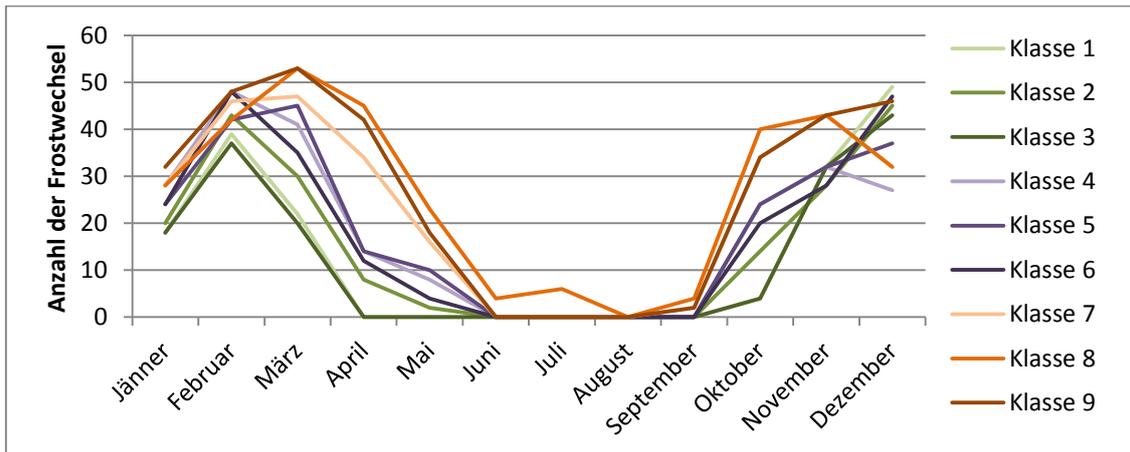


Abbildung 32: Jahresgang der Frostwechsel, Exposition Süd. Eigene Darstellung.

Abbildung 33 stellt die kartographische Visualisierung der Anzahl der Frostwechsel im Jahr 2011 dar. Zu erkennen ist der große Einfluss der gewählten Höhenklassen, das heißt, je geringer die Höhenklasse ist, desto seltener kommt es zu Frostwechseln. Es ist allerdings ein höheres Auftreten von Frostwechseln an den süd- und südwestexponierten Hängen festzustellen.

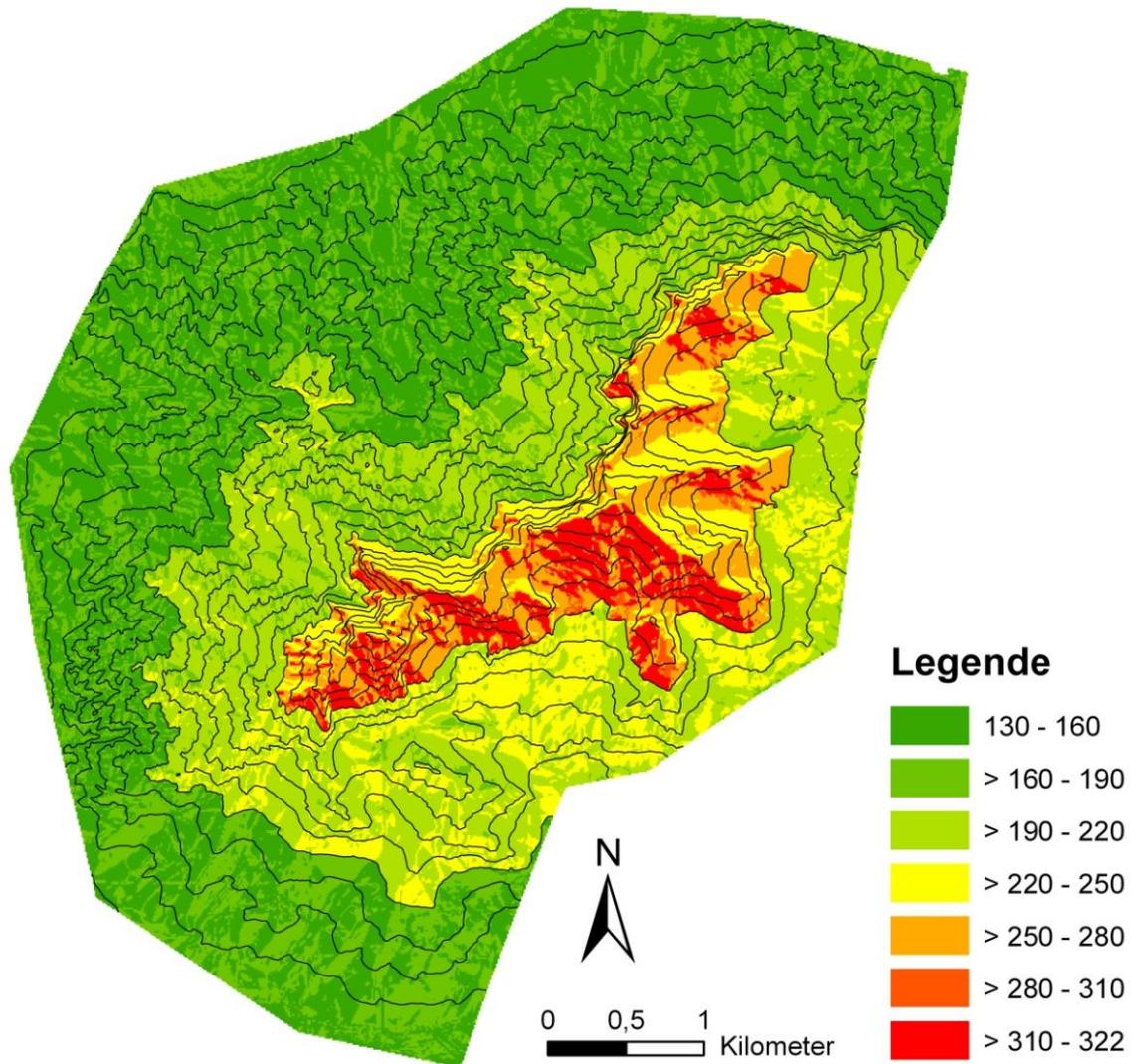


Abbildung 33: Kartographische Darstellung der Anzahl der Frostwechsel im Jahr 2011. Höhengichtlinien im 100 m-Intervall. Eigene Darstellung.

#### 4.2.2 Andauer des Frost-Cracking-Window

Bei der Andauer des Frost-Cracking-Window ist wieder ein Einfluss der Seehöhe und der Exposition zu verzeichnen (Abbildung 34). In diesem Fall kommt es, außer bei Klasse 5 und 6, an den nordexponierten Punkten häufiger zu Temperaturen zwischen  $-3$  und  $-8^{\circ}\text{C}$ . Dies kann ein weiteres Mal durch die Strahlung erklärt werden. Das Maximum wird von dem Punkt in der Klasse 9 mit 1.562 Stunden auf einer Seehöhe von 1.987 m erreicht. Das Minimum repräsentiert der südexponierte Punkt in der Klasse 3 mit 405 Stunden. Das absolute Minimum wurde bei einem südwestexponierten Punkt auf einer Seehöhe von 853 m mit 288

Stunden modelliert. Das Maximum erreicht ein nordostexponierter Punkt (2.170 m) mit 1.697 Stunden.

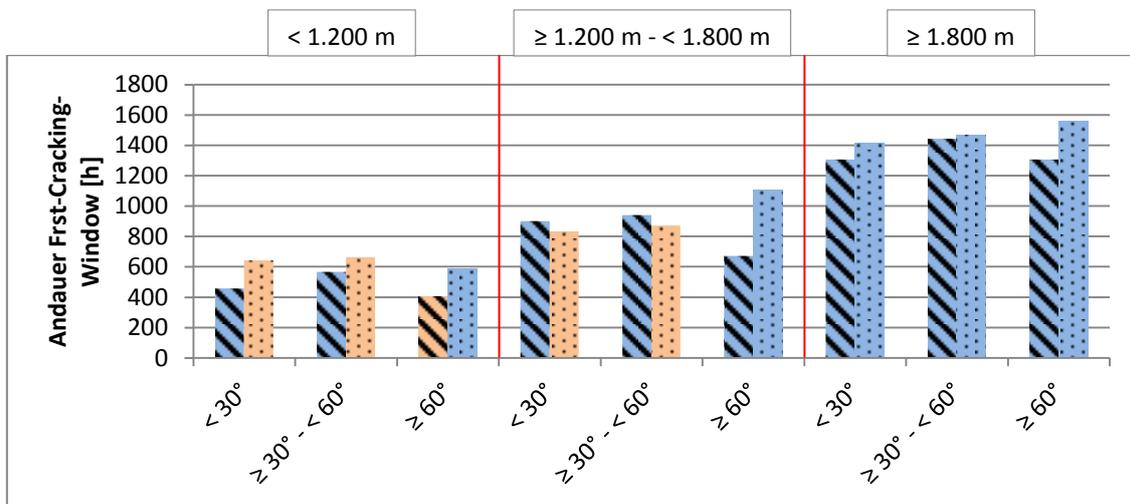


Abbildung 34: Andauer des Frost-Cracking-Window in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h]. Blau: Dachsteinkalk, rosa: Dolomit. Schraffiert: Exposition Süd, punktiert: Exposition Nord. Eigene Darstellung.

Auch beim Jahrgang der nordexponierten Punkte ist ein eindeutiges Auftreten des Frost-Cracking-Window im Winterhalbjahr zu verzeichnen. Das Maximum wird dabei im Dezember erreicht. Wie bei der Anzahl der Frostwechsel heißt es auch in diesem Fall, je höher gelegen der Punkt ist, desto länger treten Temperaturen zwischen  $-3$  und  $-8^{\circ}\text{C}$  im ersten Halbjahr und desto früher im zweiten Halbjahr auf. Die Exposition hat einen geringen Einfluss auf das Ergebnis, in den Sommermonaten fallen die Temperaturen nie so tief.

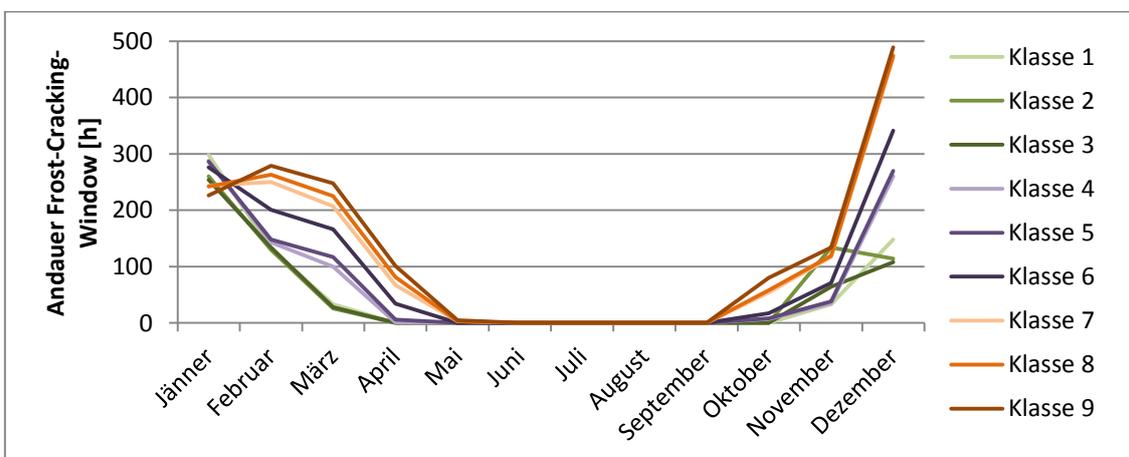


Abbildung 35: Jahrgang der Andauer des Frost-Cracking-Window, Exposition Nord [h]. Eigene Darstellung.

Bei den südexponierten Punkten spiegeln sich die Resultate von den nordexponierten. Es ist lediglich eine geringere Andauer des Frost-Cracking-Window zu erkennen.

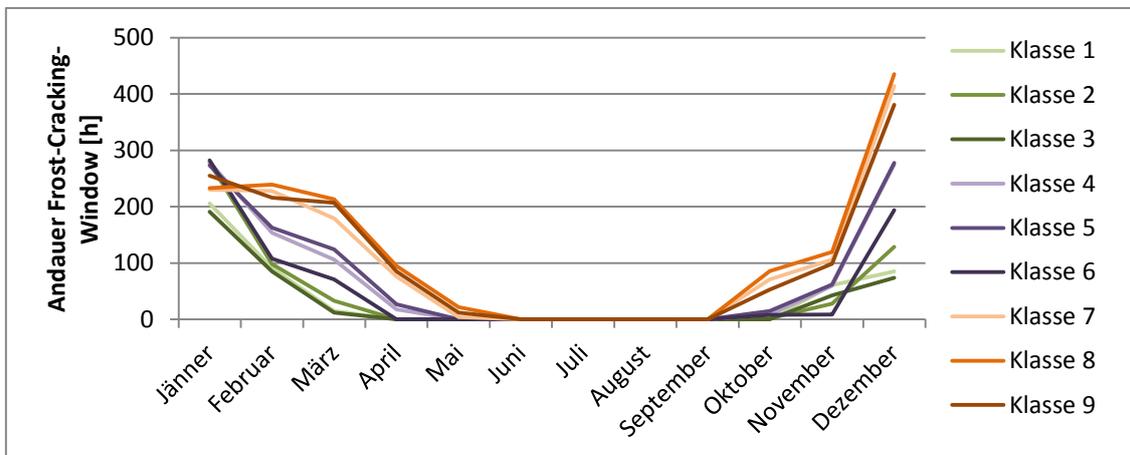


Abbildung 36: Jahresgang der Andauer des Frost-Cracking-Window, Exposition Süd [h]. Eigene Darstellung.

Bei der Visualisierung ist, ähnlich wie bei der Anzahl der Frostwechsel, ein großer Einfluss der Höhenklassen sichtbar. Dennoch ist die längere Andauer [h] des Frost-Cracking-Window an nach Norden orientierten Hängen erkennbar.

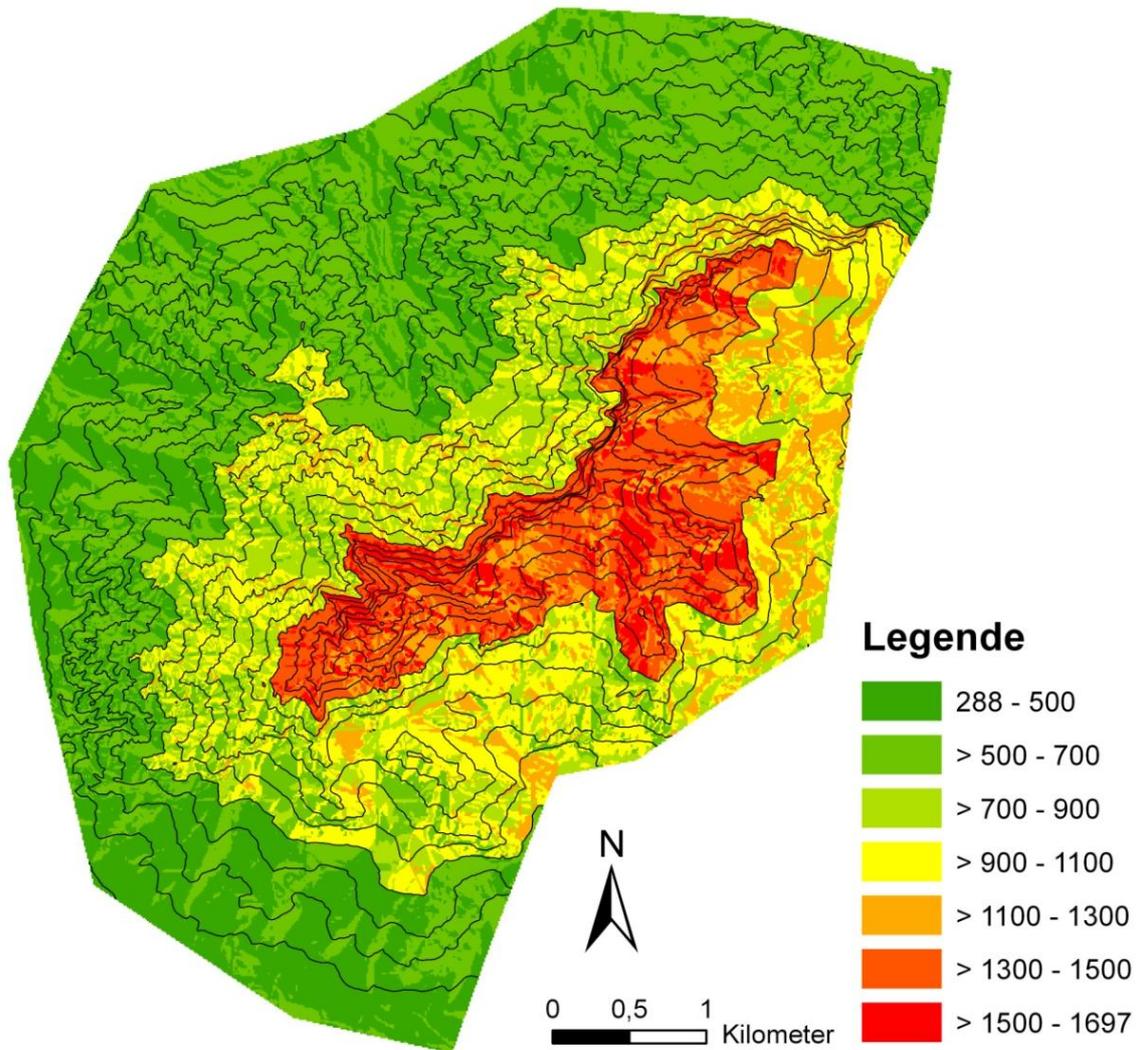


Abbildung 37: Kartographische Darstellung der Andauer des Frost-Cracking-Window im Jahr 2011 [h]. Höhengschichtlinien im 100 m-Intervall. Eigene Darstellung.

#### 4.2.3 Mittlere Porensättigung

Abbildung 38 veranschaulicht eine meist höhere mittlere Porensättigung in den nordexponierten Punkten, was wiederum auch auf die Strahlung zurückzuführen ist. Das Maximum wird hierbei vom nordexponierten Punkt in Klasse 2 (32,12%) und das Minimum vom südexponierten Punkt in Klasse 6 erreicht (15,64%). Das absolute Minimum weist ein südexponierter Punkt mit 15,43% und das Maximum ein Punkt mit einer Orientierung nach Nordost mit 40,5% auf. Es ist jedoch kein Einfluss von Gestein oder Hangneigung abzulesen.

Dieses Ergebnis lässt allerdings an sich zweifeln. U.a. ermittelte Sass (1998) ein Maximum der Gesteinsfeuchte in den Sommermonaten und ein Minimum in den Wintermonaten. Eine

höhere Porensättigung in nordexponierten Lagen wurde jedoch auch von ihm eruiert, dies trifft hier bis auf die Klassen 4 und 5 zu.

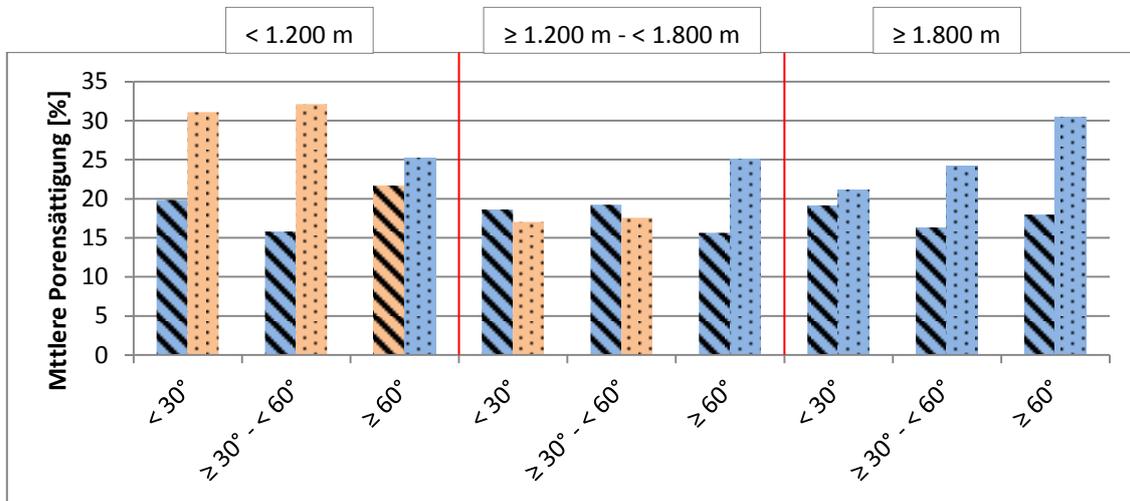


Abbildung 38: Die mittlere Porensättigung in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [%]. Blau: Dachsteinkalk, rosa: Dolomit. Schraffiert: Exposition Süd, punktiert: Exposition Nord. Eigene Darstellung.

Betrachtet man den Jahrgang der nordexponierten Punkte, fällt u.a. der sehr markante Jahrgang der Klasse 9 auf. Sämtliche andere Klassen besitzen ein Maximum im Juli, diese jedoch im September. Wie es zu diesem Ausreißer kam, ist ungewiss. Auffällig sind auch die Maxima in den Monaten Dezember und Jänner, vor allem die der Klassen 1 und 2, was auf Niederschlagsereignisse bei positiven Temperaturen zurückgeführt werden kann. Warum es jedoch gerade hier zu Maxima kommt, ist unbekannt, da die Niederschläge im Juli doch um einiges höher sind als im Dezember. Womöglich liegt es an der geringeren Strahlungsintensität im Winter, da die Strahlung an der Gesteinsoberfläche einen großen Einfluss auf die Gesteinsfeuchte hat. Nicht nachvollziehbar sind die teils sehr hohen Werte im November, da es hier kaum nennenswerten Niederschlag gab.

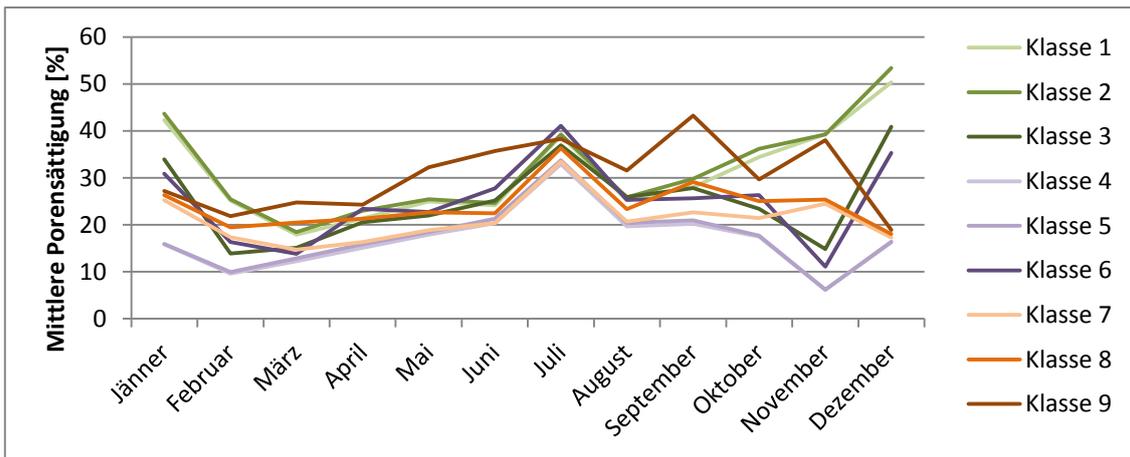


Abbildung 39: Jahrgang der mittleren Porensättigung, Exposition Nord [%]. Eigene Darstellung.

Der Jahrgang der südexponierten Punkte ist einheitlicher als der der nordexponierten. Hier wird von sämtlichen Klassen ein Maximum im Juli erreicht. Diese Werte sind ähnlich hoch wie jene der nordexponierten. Zu erkennen sind die meist deutlich geringeren Werte in den anderen Monaten.

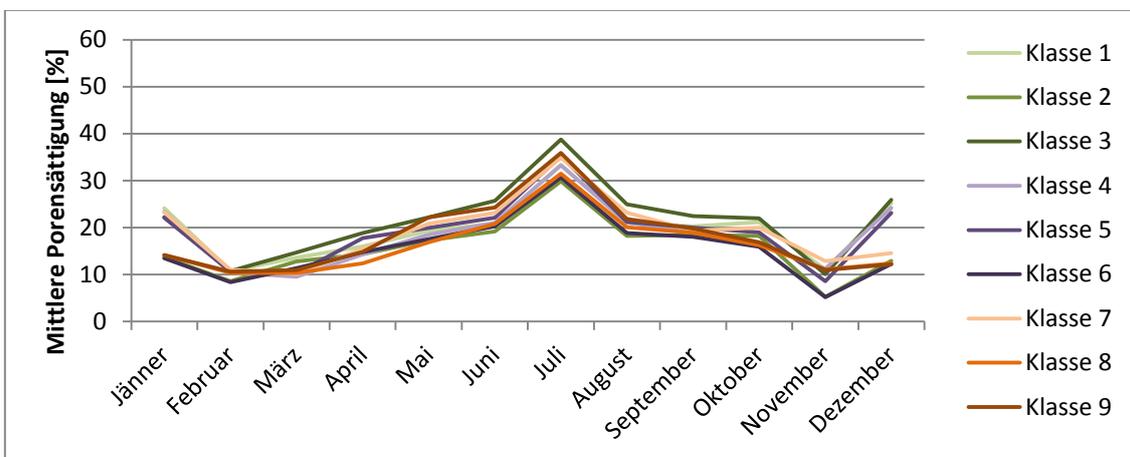


Abbildung 40: Jahrgang der mittleren Porensättigung, Exposition Süd [%]. Eigene Darstellung.

Abbildung 41 zeigt eine erhöhte Porensättigung [%] in nordexponierten Regionen. Des Weiteren erkennt man höhere Werte in der niedrigsten und der höchsten Höhenklasse. Dies kann zum einen auf die geringere Andauer von negativen Temperaturen in der niedrigsten Höhenklasse und zum anderen auf größere Niederschlagssummen in der höchsten Höhenklasse zurückgeführt werden.

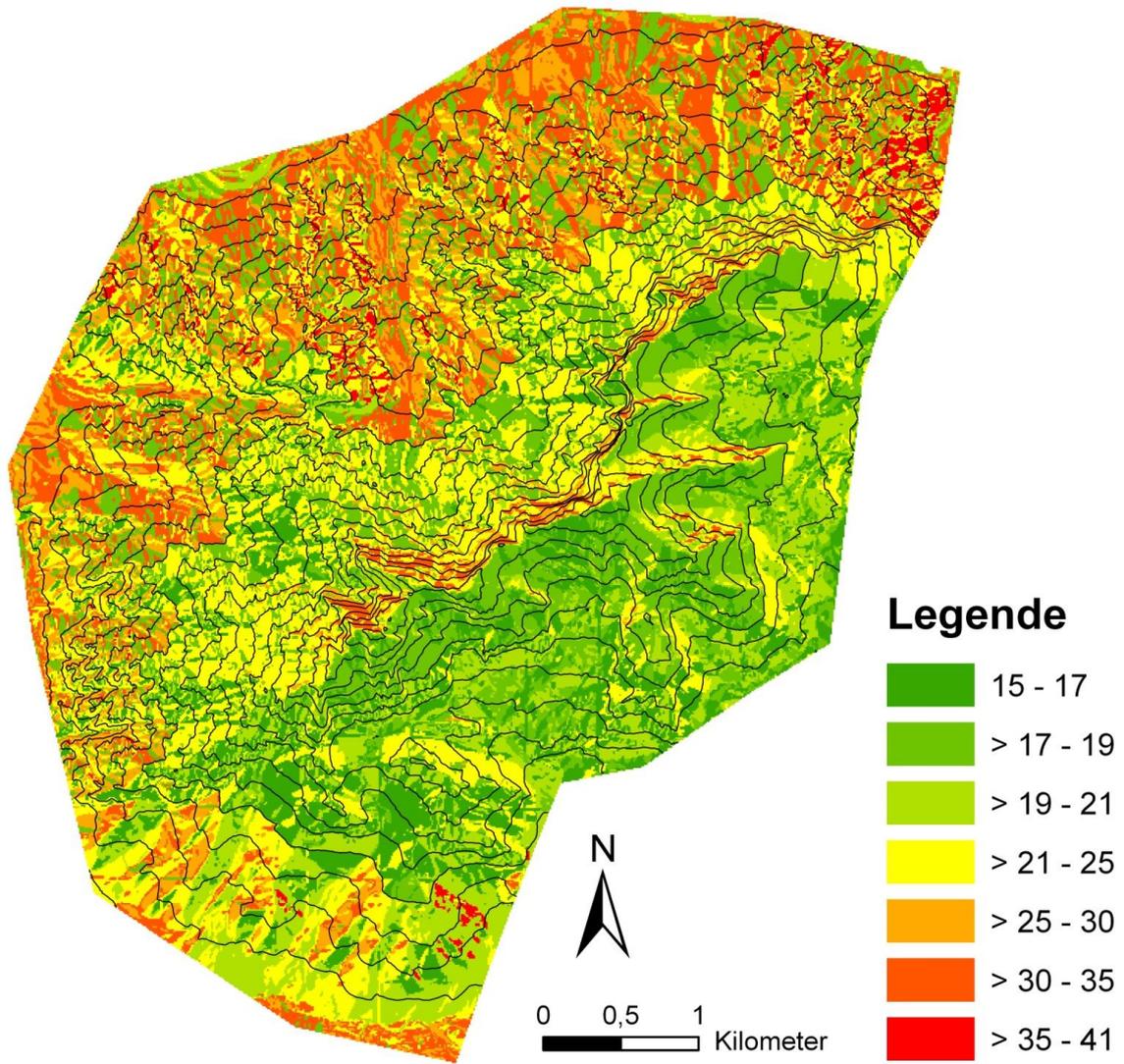


Abbildung 41: Kartographische Darstellung der mittleren Porensättigung im Jahr 2011 [%]. Höhengichtlinien im 100 m-Intervall. Eigene Darstellung.

#### 4.2.4 Andauer der Porensättigung $\geq 60\%$ und $\geq 90\%$

Da die Ergebnisse in diesem Kapitel jenen des Kapitel 4.2.3 entsprechen, wird an dieser Stelle auf eine Erläuterung und Beschreibung der Diagramme und Abbildungen verzichtet.

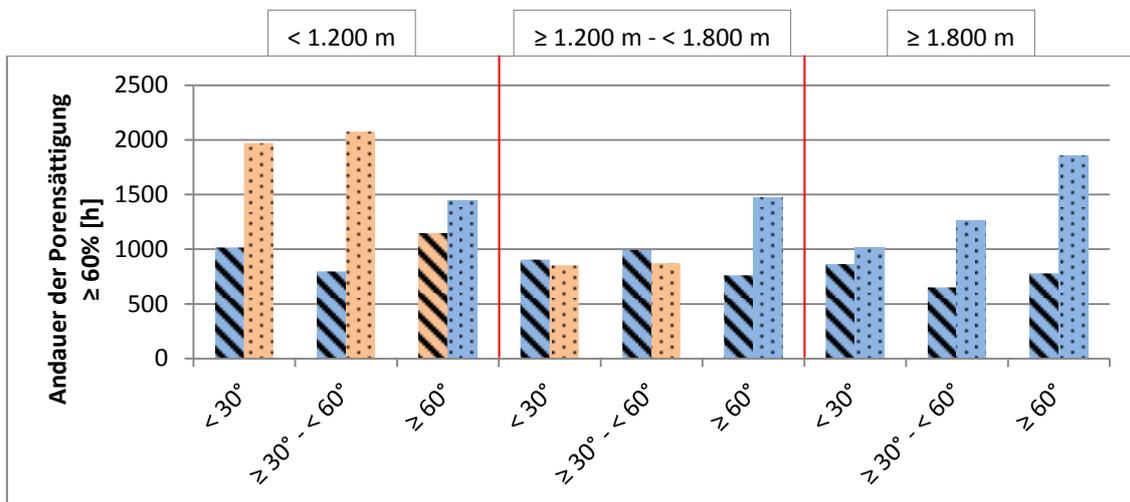


Abbildung 42: Andauer der Porensättigung  $\geq 60\%$  in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h]. Blau: Dachsteinkalk, rosa: Dolomit. Schraffiert: Exposition Süd, punktiert: Exposition Nord. Eigene Darstellung.

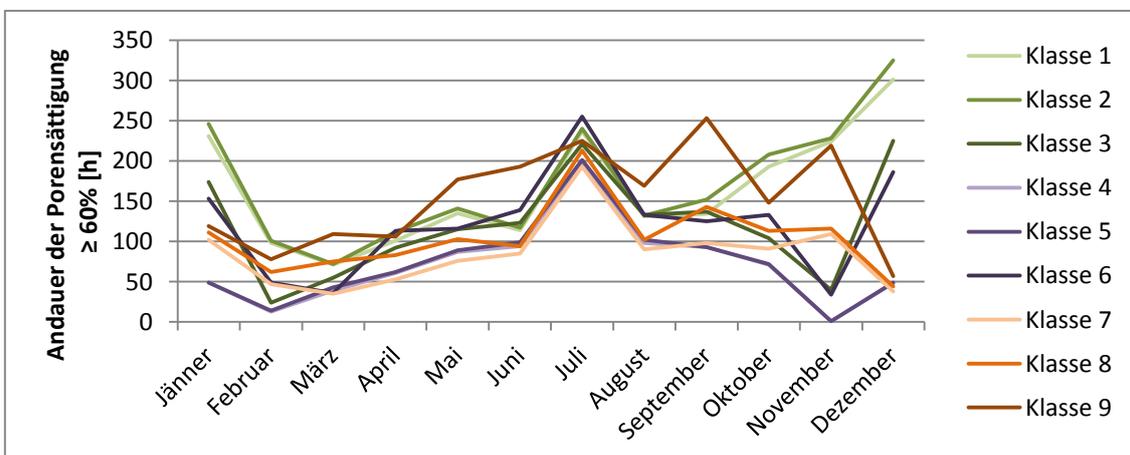


Abbildung 43: Jahresgang der Andauer der Porensättigung  $\geq 60\%$ , Exposition Nord [h]. Eigene Darstellung.

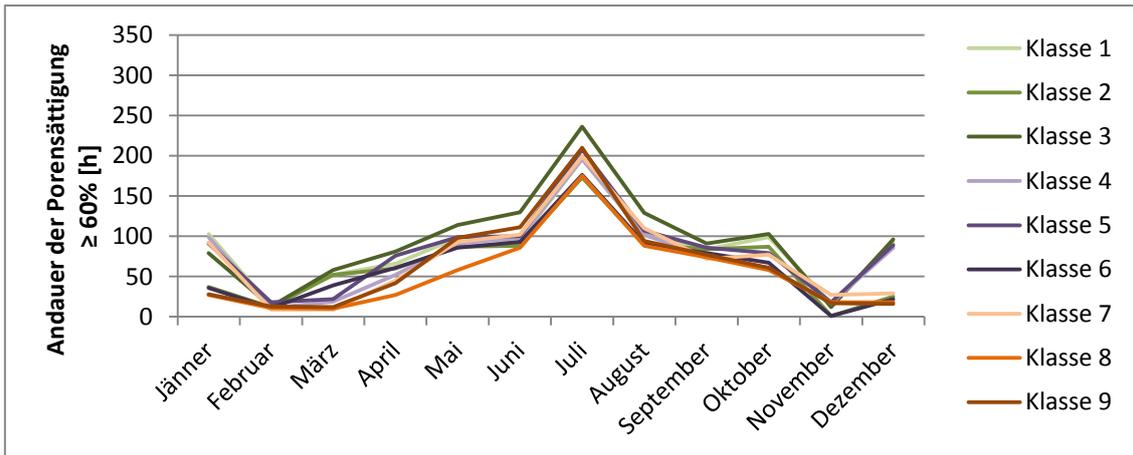


Abbildung 44: Jahrgang der Andauer der Porensättigung  $\geq 60\%$ , Exposition Süd [h]. Eigene Darstellung.

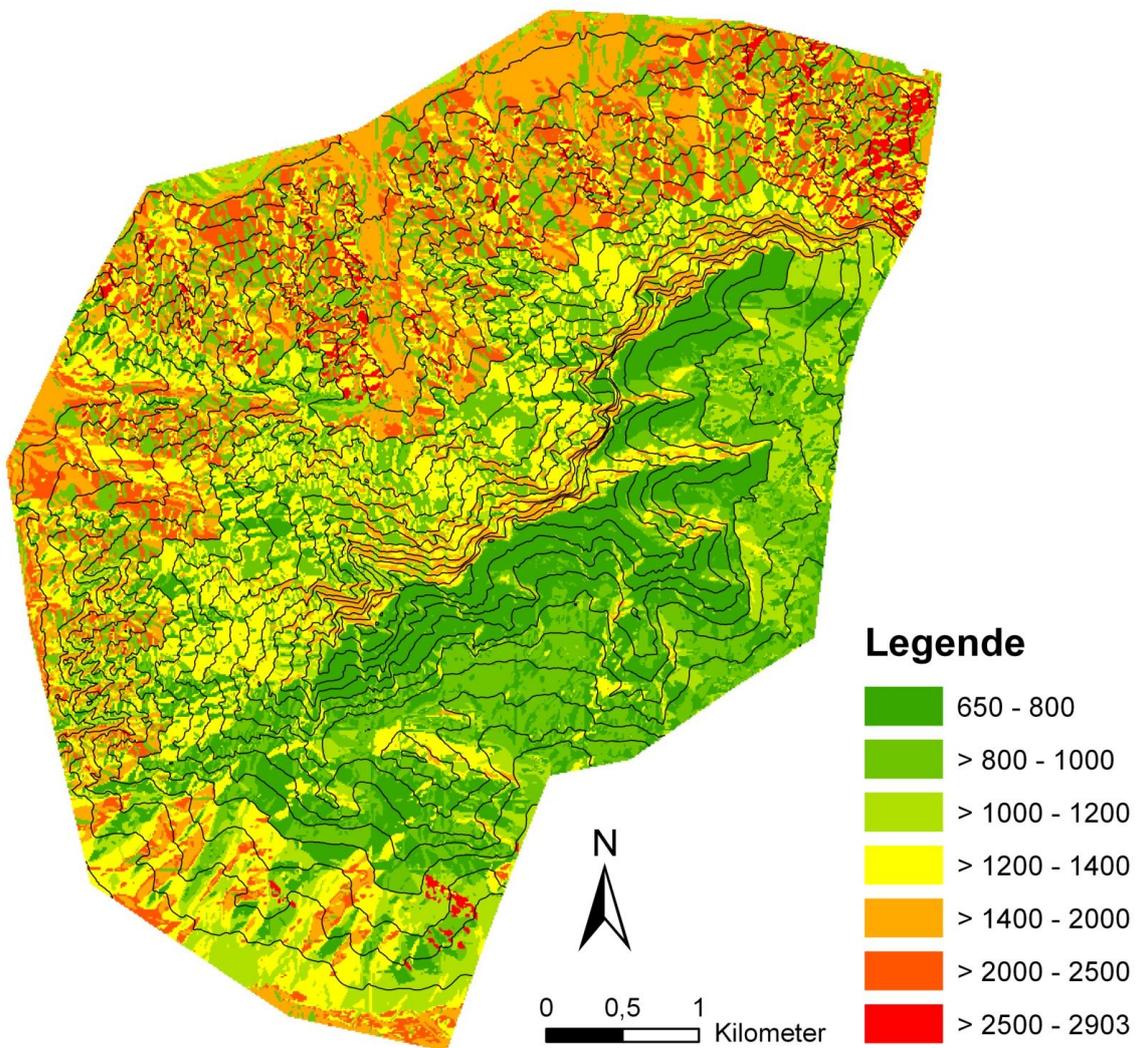


Abbildung 45: Kartographische Darstellung der Andauer der Porensättigung  $\geq 60\%$  im Jahr 2011 [h]. Höhengichtlinien im 100 m-Intervall. Eigene Darstellung.

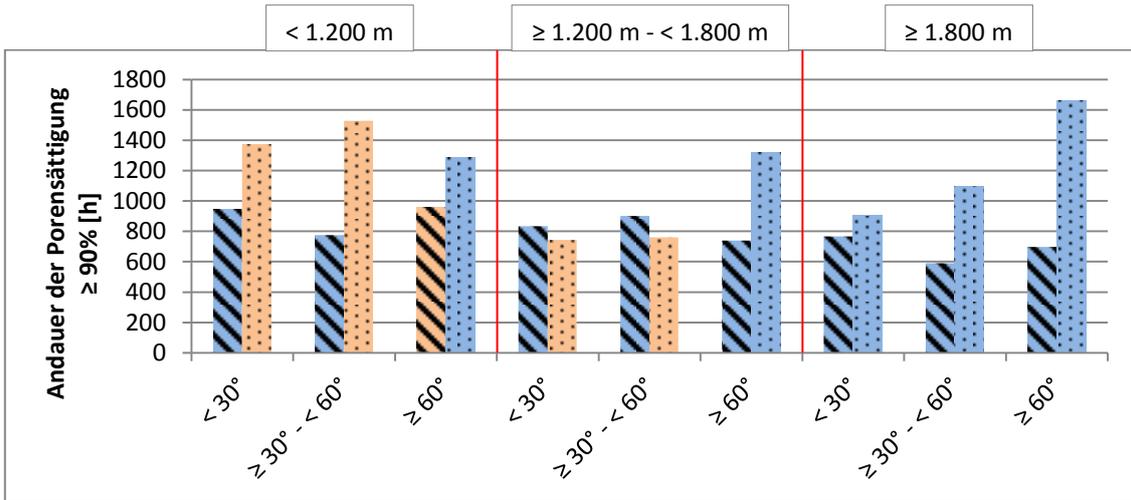


Abbildung 46: Andauer der Porensättigung  $\geq 90\%$  in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h]. Blau: Dachsteinkalk, rosa: Dolomit. Schraffiert: Exposition Süd, punktiert: Exposition Nord. Eigene Darstellung.

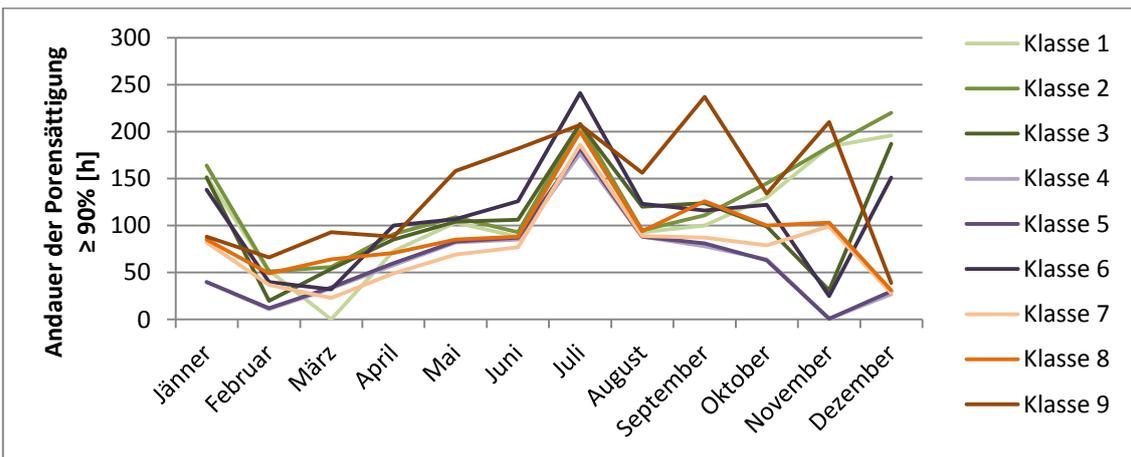


Abbildung 47: Jahrgang der Andauer der Porensättigung  $\geq 90\%$ , Exposition Nord [h]. Eigene Darstellung.

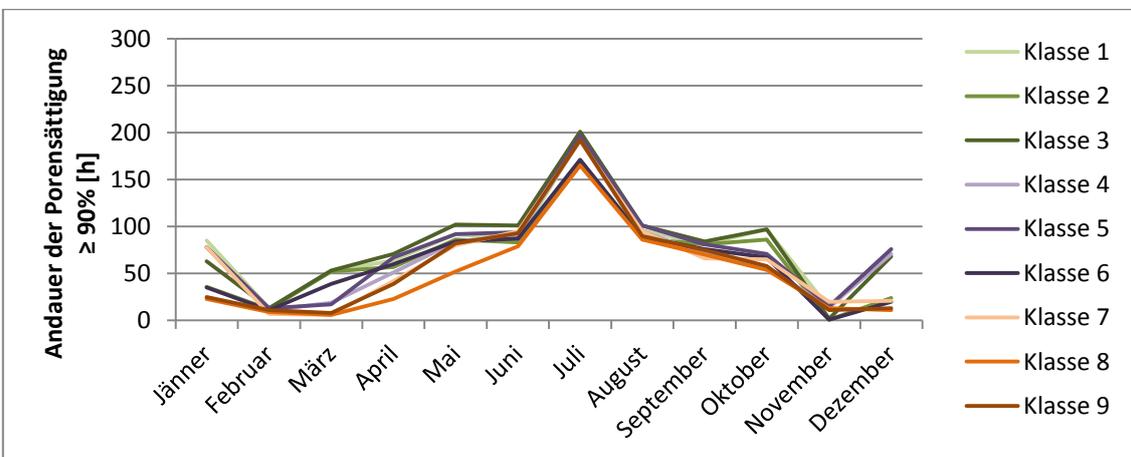


Abbildung 48: Jahrgang der Andauer der Porensättigung  $\geq 90\%$ , Exposition Süd [h]. Eigene Darstellung.

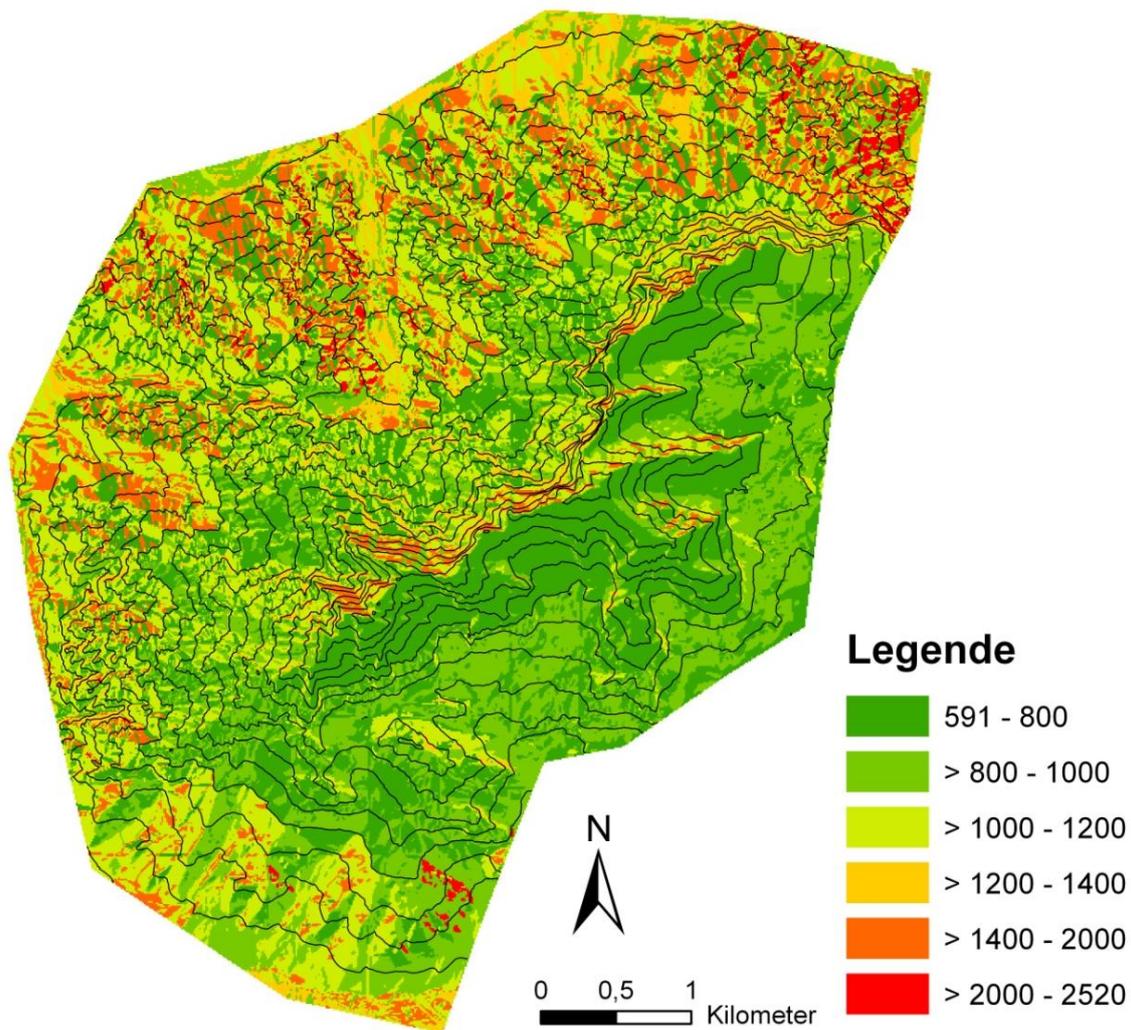


Abbildung 49: Kartographische Darstellung der Andauer der Porensättigung  $\geq 90\%$  im Jahr 2011 [h]. Höhengichtlinien im 100 m-Intervall. Eigene Darstellung.

#### 4.2.5 Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von $\geq 60\%$

Die erste Kombination beschreibt die Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$ . In Abbildung 50 ist ersichtlich, dass nordexponierte Punkte höhere Werte aufweisen als südexponierte (Ausnahmen sind Klasse 4 und 5). Dies zeigt, dass die Porensättigung eine sehr große Auswirkung auf dieses Ergebnis hat. Den höchsten Wert erzielt der Punkt in der Klasse 6 (nordexponiert) mit 159 Stunden im Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$ . Das absolute Maximum stellt ein nordwestexponierter Punkt mit 192 Stunden dar. Das Minimum findet man im südexponierten Punkt der Klasse 2 mit sechs Stunden, was den geringsten Wert aller 72 Punkte darstellt.

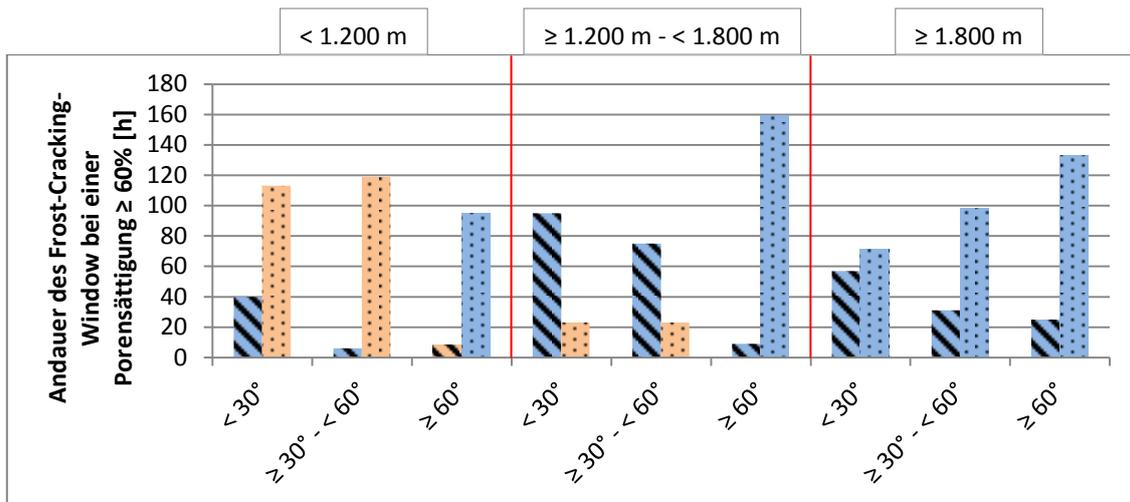


Abbildung 50: Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$  in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011 [h]. Blau: Dachsteinkalk, rosa: Dolomit. Schraffiert: Exposition Süd, punktiert: Exposition Nord. Eigene Darstellung.

Bei nordexponierten Punkten findet man die verwitterungsrelevanten Werte im Winterhalbjahr. Die Maxima werden im Jänner und Dezember von den Klassen 3 und 6 erreicht.

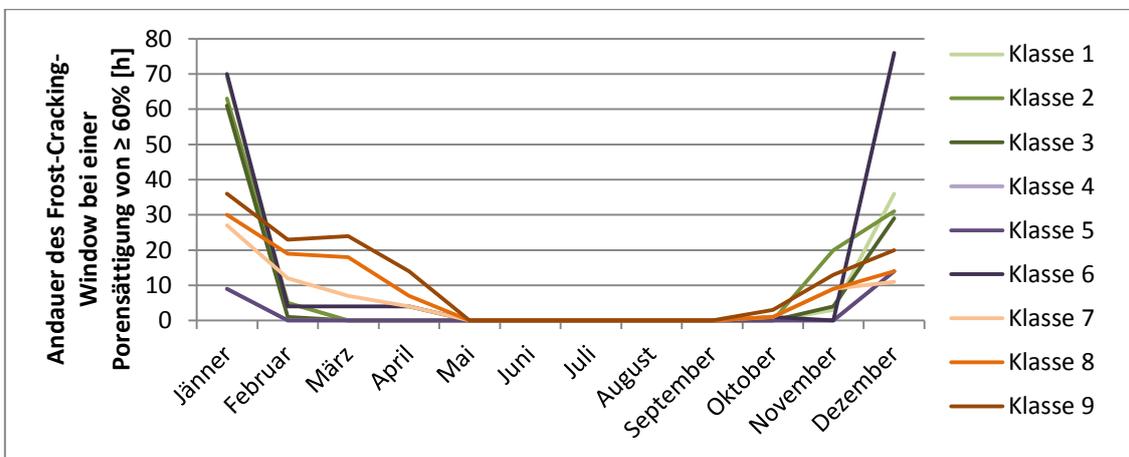


Abbildung 51: Jahrgang der Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$ , Exposition Nord [h]. Eigene Darstellung.

Auch die südexponierten Punkte erzielen im Dezember und Jänner ihre Maxima. Die höchsten Werte erreichen die Klassen 4 und 5. Zu erkennen sind die generell geringeren Werte.

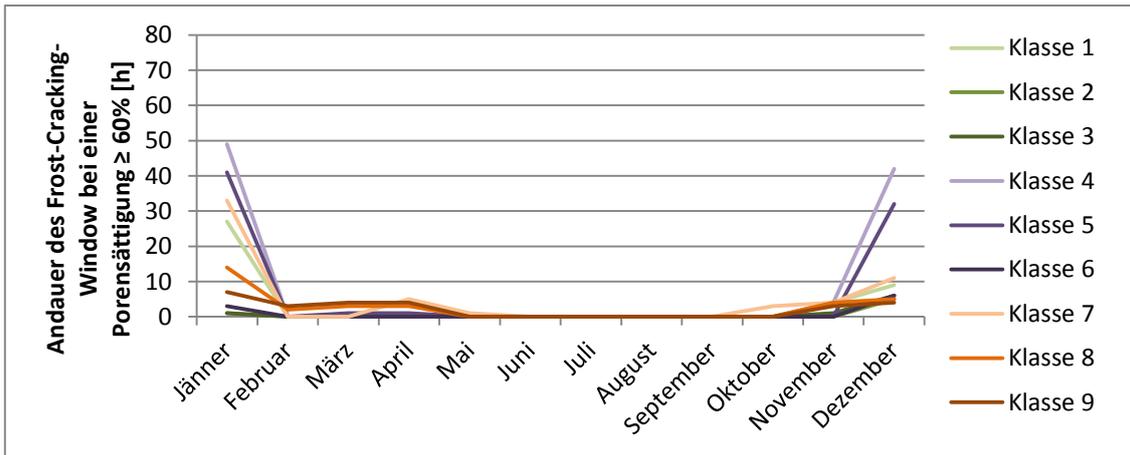


Abbildung 52: Jahrgang der Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$ , Exposition Süd [h]. Eigene Darstellung.

Bei dieser Darstellung zeigt sich, dass es in den nördlichen Regionen länger zu einer Porensättigung von  $\geq 60\%$  bei Temperaturen zwischen  $-3$  und  $-8^\circ\text{C}$  kommt.

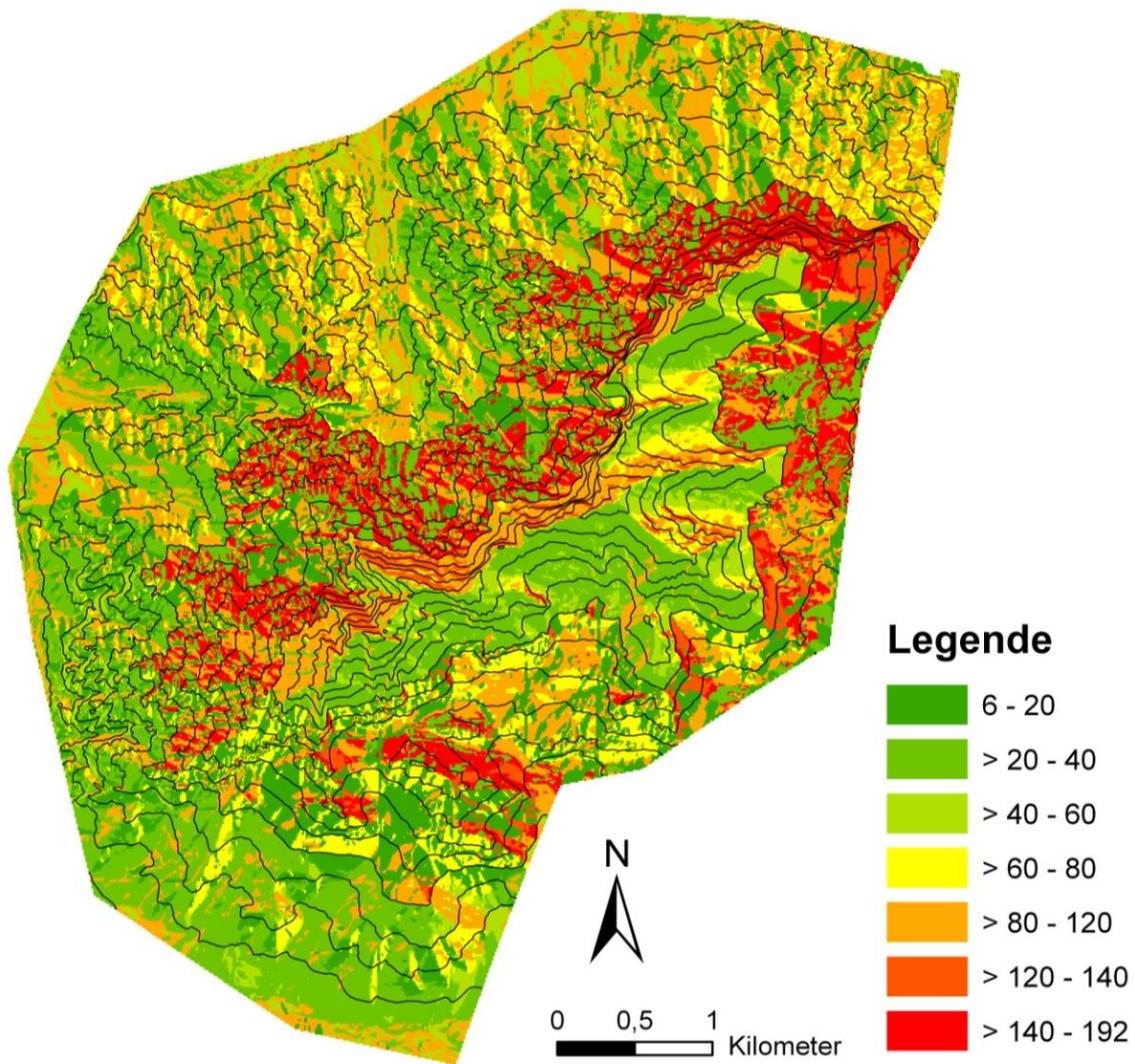


Abbildung 53: Kartographische Darstellung der Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$  im Jahr 2011 [h]. Höhengichtlinien im 100 m-Intervall. Eigene Darstellung.

#### 4.2.6 Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von $\geq 90\%$

Die zweite Kombination, welche hier beschrieben wird, ist jene zwischen einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  und dem Auftreten eines Frostwechsels. Dies repräsentiert die „klassische“ Frostverwitterung. Abbildung 54 zeigt, dass, bis auf Klasse 5 und 6, die Kombination an nordexponierten Punkten zu finden ist. Es stellt sich heraus, dass das Vorhandensein von Gesteinsfeuchte eine stärkere Gewichtung hat als das Auftreten von Frostwechseln. Zu erkennen sind höhere Werte in den Klassen 1 bis 3 und in den Klassen 6 bis 9, wobei der Punkt der Klasse 9 mit 38 Frostwechseln bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  den Maximalwert darstellt. Das absolute Maximum wurde in einem nordostexponierten Punkt mit einem Wert von 51 modelliert. Das Minimum ist zugleich das absolute Minimum

wird vom südexponierten Punkt in der Klasse 2 mit einem Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  repräsentiert.

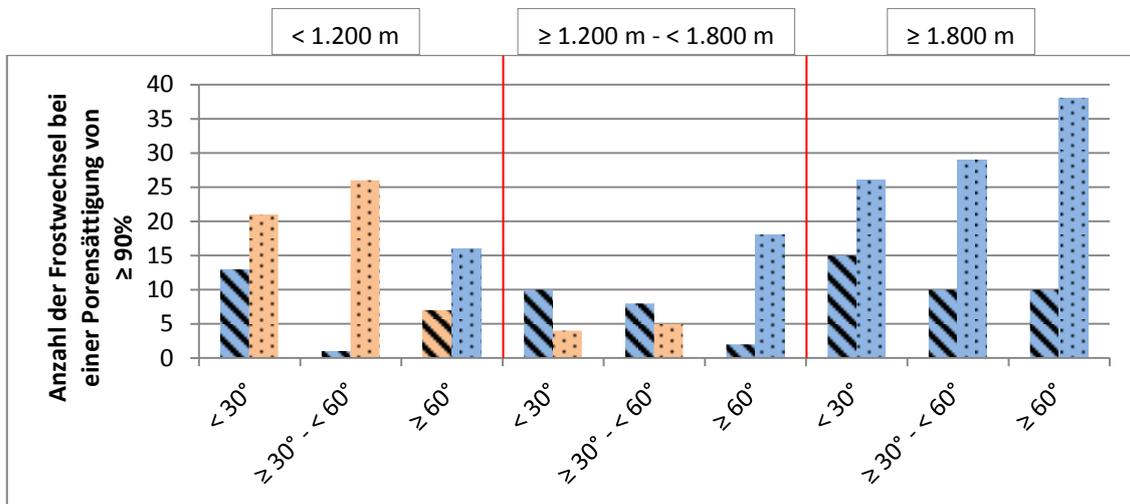


Abbildung 54: Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  in den Expositionen Nord und Süd im Jahr 2011. Blau: Dachsteinkalk, rosa: Dolomit. Schraffiert: Exposition Süd, punktiert: Exposition Nord. Eigene Darstellung.

Bei den nordexponierten Punkten lässt sich ein Maximum im November erkennen, was auch an den ungewöhnlich hohen Porensättigungswerten liegt. Die höheren Werte findet man generell im Winterhalbjahr.

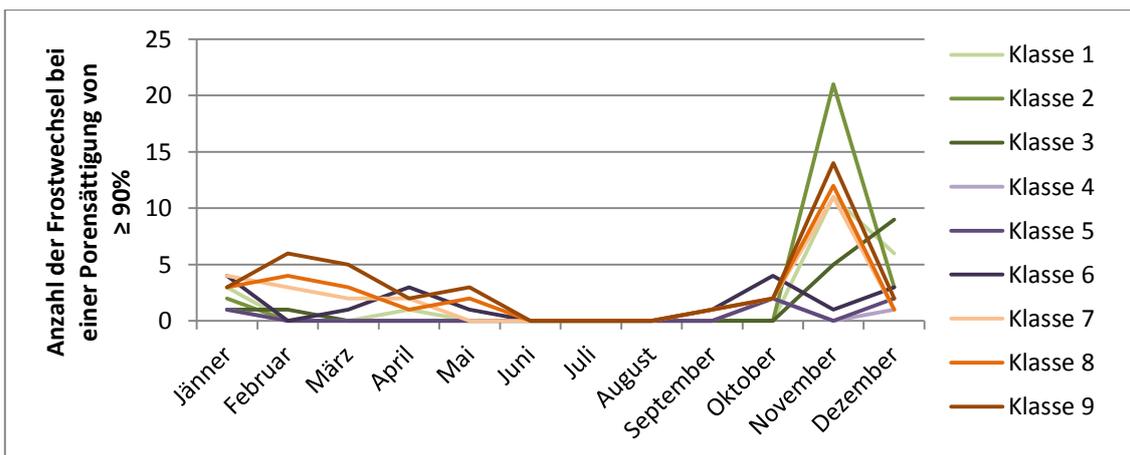


Abbildung 55: Jahrgang der Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$ , Exposition Nord. Eigene Darstellung.

Die südexponierten Punkte zeigen ein ähnliches Bild, nur werden bei Weitem nicht die gleichen Werte erreicht. Auch hier werden die höheren Werte im Winterhalbjahr erlangt.

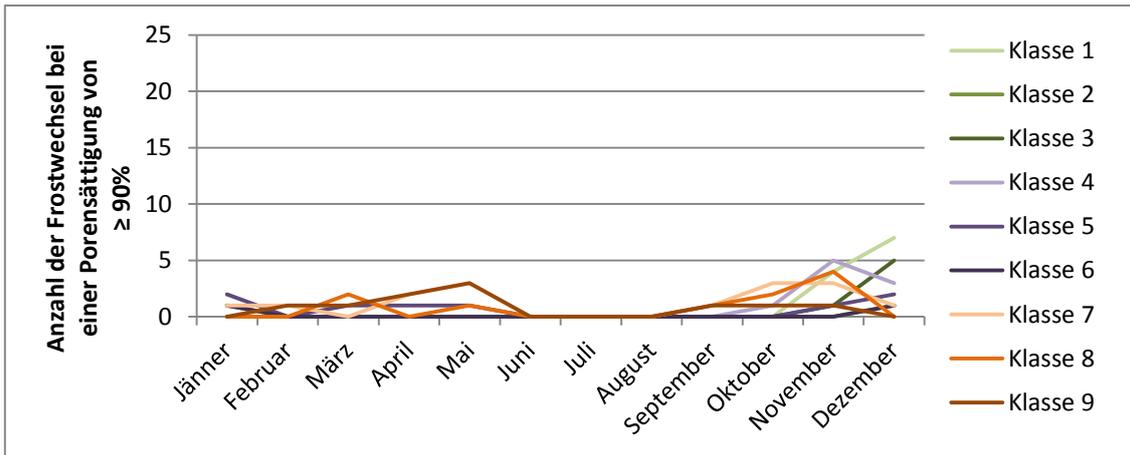


Abbildung 56: Jahrgang der Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$ , Exposition Süd. Eigene Darstellung.

Bei der kartographischen Darstellung der Ergebnisse bemerkt man auch, dass die nord- bis ost-orientierten Regionen eine höhere Anzahl von Frostwechseln bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  aufweisen. Wie auch schon in Abbildung 54 ersichtlich wird außerdem deutlich, dass die höchsten Werte in der niedrigsten und der höchsten Höhenklasse erreicht werden, was durchaus auf eine höhere Porensättigung zurückzuführen ist.

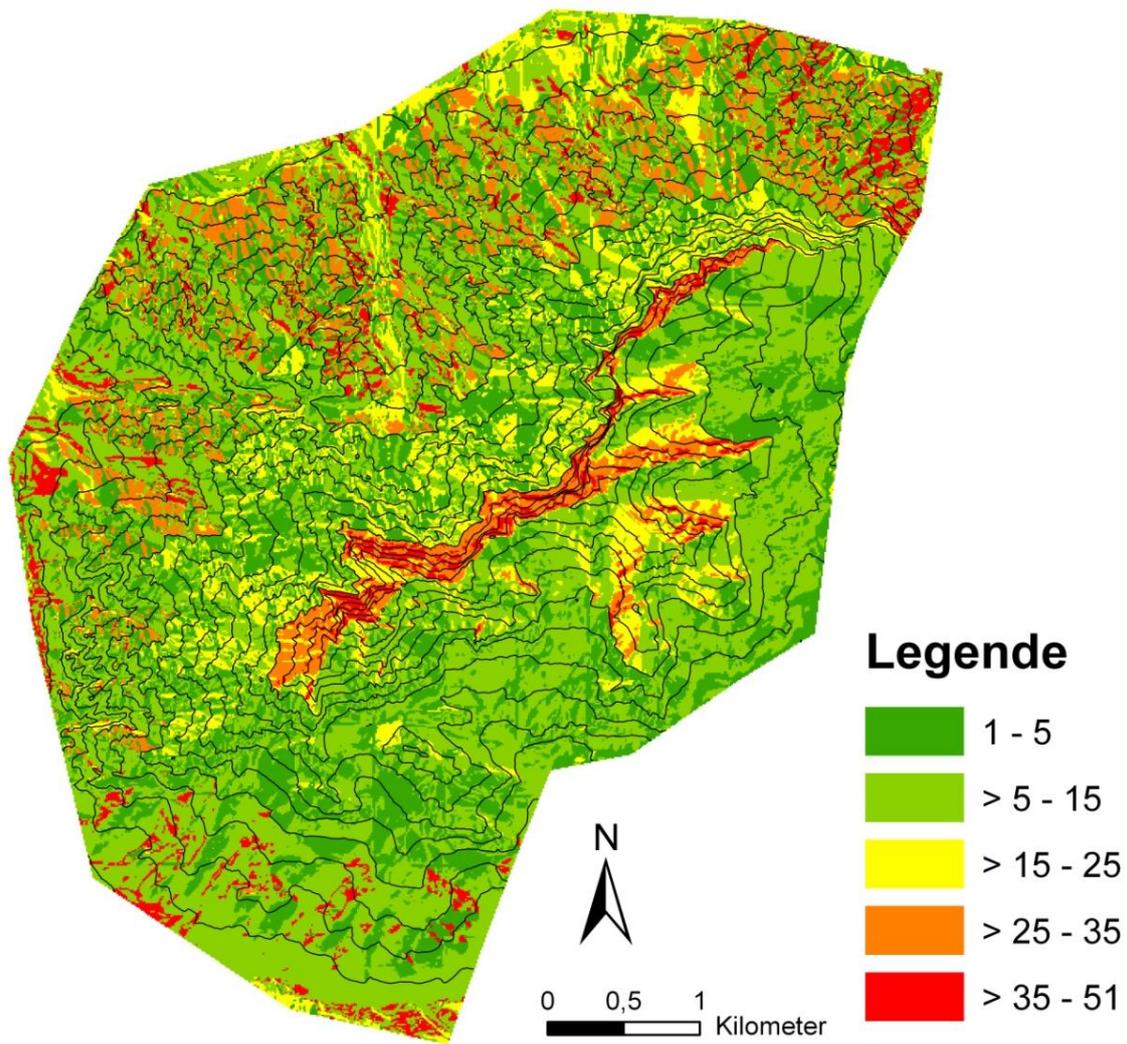


Abbildung 57: Kartographische Darstellung der Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  im Jahr 2011. Höhenschichtlinien im 100 m-Intervall. Eigene Darstellung.

### 4.3 Disposition des Steinschlages

Um die Gebiete, die ein Steinschlag-Potential aufweisen, zu definieren, wurden die Ergebnisse der Kapitel 4.2.5 und 4.2.6 mit Regionen mit einer Hangneigung  $\geq 45^\circ$  verschnitten. Zu Visualisierungszwecken wurde den Ergebnissen (Abbildung 58 und 59) ein aus dem DGM erstelltes Hillshade hinterlegt.

Vergleicht man die beiden Karten, stellt man sofort fest, dass die erste Kombination (Abbildung 58) deutlich häufiger auftritt als die andere. Dies ist darauf zurückzuführen, dass zum einen das Existieren einer Gesteinsfeuchte von 60% und etwas darüber wahrscheinlicher ist als eine Feuchte von mehr als 90% und, dass es zum anderen vor allem

in höher gelegenen Regionen zwar häufiger Frost, aber seltener Frostwechsel gibt. Des Weiteren lässt sich, wie schon in Kapitel 4.2.5 und 4.2.6 erwähnt, feststellen, dass beide Kombinationen vermehrt an den Expositionen Nordwest bis Ost zu finden sind. In Abbildung 58 ist zu erkennen, dass es nicht in den höchsten Regionen zur längsten Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung  $\geq 60\%$  kommt, denn die roten Bereiche sind etwas unter der Gipfelregion angesiedelt. Die längste Andauer tritt in den Expositionen Ost, Nordost und Nordwest in der mittleren Höhenklasse auf.

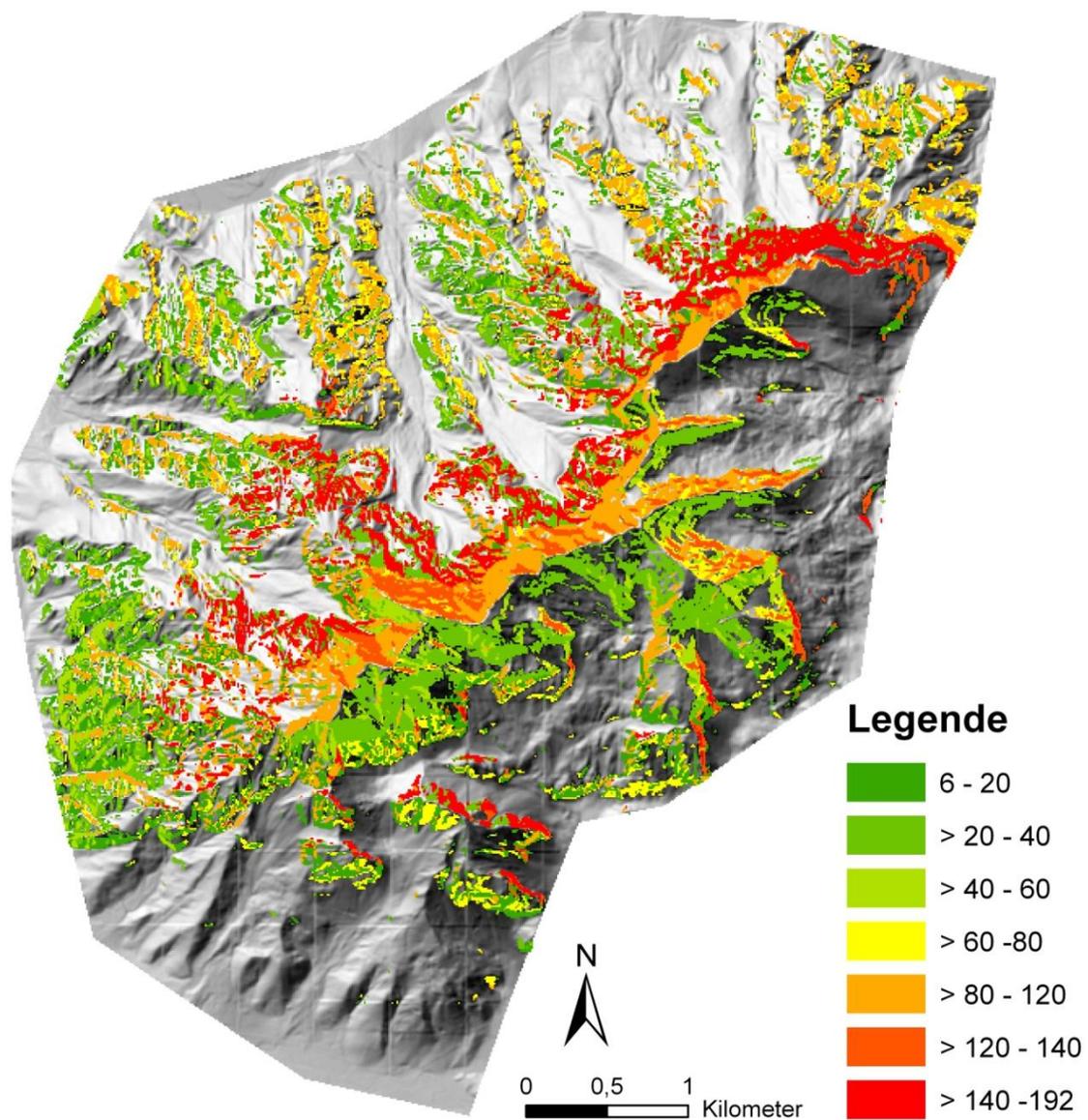


Abbildung 58: Andauer des Frost-Cracking-Window bei einer Porensättigung von  $\geq 60\%$  im Jahr 2011 in Regionen mit einer Hangneigung  $\geq 45^\circ$  [h]. Eigene Darstellung.

Die häufigste Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  in Regionen mit einer Hangneigung  $\geq 45^\circ$  sind in den höchsten Gebieten der Hochtorgruppe zu finden.

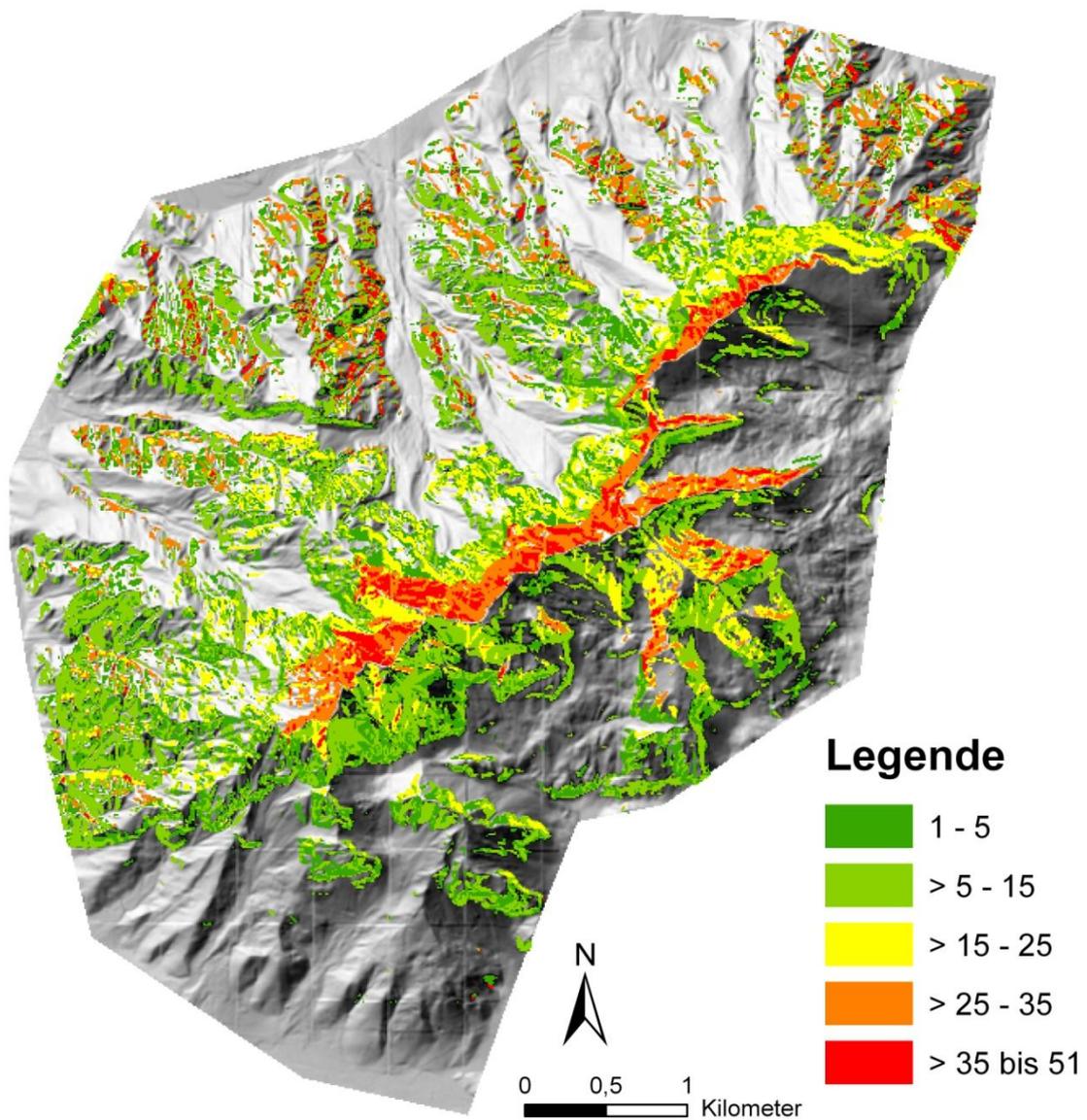


Abbildung 59: Anzahl der Frostwechsel bei einer Porensättigung von  $\geq 90\%$  im Jahr 2011 in Regionen mit einer Hangneigung  $\geq 45^\circ$ . Eigene Darstellung.

## 5 Diskussion der Ergebnisse

Aufgrund der fehlenden Daten von höher gelegenen Regionen im Gesäuse war es nicht möglich, den Niederschlag mit den beiden vorgestellten Methoden zu regionalisieren. Die von der ZAMG bezogenen INCA-Daten weisen sowohl sehr gute Übereinstimmungen als auch sehr große Abweichungen auf. Wie groß die Abweichungen auf den Bergen sind, kann nicht abgeschätzt werden. Trotz der teilweise beachtlichen Residuen zwischen gemessenen Werten und INCA-Daten mussten diese für die Simulationen eingesetzt werden. Aufgrund der Interpolation der INCA-Daten kann es zu weiteren Abweichungen zu den realen Niederschlagswerten kommen. Diese Interpolation, welche mittels Kriging durchgeführt wurde, diente dazu eine Niederschlagsoberfläche zu schaffen.

Die Regionalisierung der Temperatur brachte durchaus realistische Werte. Kritisch zu betrachten ist jedoch die subjektive Wahl der Klassengrenzen. Es ist aber nicht möglich herauszufinden, ab welcher Seehöhe es genau zu einem Temperaturanstieg oder -abfall kommt.

Ein weiterer Kritikpunkt an der Methodik ist der Einsatz der Monatswerte des Niederschlages als Korrektur für die stündlichen Messwerte. Als Referenzstation wurde die Wetterstation Weidendorn herangezogen, da sie am nächsten zu allen Punkten am Hochofer liegt. Das bedeutet, dass es an jedem Punkt immer zur gleichen Zeit zu Niederschlag kommt, was aber natürlich, trotz der Nähe der Station, nicht immer der Fall sein muss.

Ein Problem stellte auch die geringe Verfügbarkeit von Daten zur Luftfeuchte, Globalstrahlung und die nicht vorhandenen Daten von Diffuser Strahlung, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und -richtung dar. Für Luftfeuchte und Globalstrahlung konnten maximal zwei Stationen pro Höhenklasse genutzt werden. Dabei konnten die Exposition und Hangneigung der Punkte nicht berücksichtigt werden. Der Anteil der Diffusen Strahlung an der Globalstrahlung konnte nur über den von der ZAMG berechneten Jahresgang der Station Irndning-Gumpenstein (698 m) gewonnen werden. Luftdruck-Werte konnten von keiner Wetterstation bezogen werden und wurden von WUFI übernommen, welches den Luftdruck abhängig der Seehöhe berechnet. Etwaige Schwankungen können dabei nicht berücksichtigt werden. So wie der Niederschlag wurden Windgeschwindigkeit und -richtung von INCA

bezogen, da die Stationen eine zu geringe Dichte aufweisen bzw. keine Messwerte vorhanden sind. Inwieweit diese Daten der Realität entsprechen ist nicht bekannt.

Bei den anschließenden Simulationen von Gesteinsfeuchte und -temperatur an der Gesteinsoberfläche wurden im Großen und Ganzen die erwarteten Ergebnisse erzielt. Was jedoch merkwürdig ist, sind die teilweise sehr hohen Werte der mittleren Porensättigung in den Wintermonaten in der Exposition Nord. Die Simulationsergebnisse zeigen jedoch höhere Werte in nordexponierten Regionen. Zinner (2014, S. 71) simulierte die Gesteinsfeuchte- und -temperaturwerte für den Gsenggraben (Dolomit) für Punkte auf einer Seehöhe von 800 und 1.100 m in den Hangneigungen 70 und 90°. Tabelle 18 zeigt den Vergleich zwischen der von Zinner (2014) und der in dieser Arbeit simulierten durchschnittlichen mittleren Porensättigung an der Gesteinsoberfläche. Es sind sehr ähnliche Werte zu erkennen, was auf die Stärken dieser Methode hinweist.

Tabelle 18: Vergleich der simulierten Werte der durchschnittlichen mittleren Porensättigung an der Gesteinsoberfläche mit jenen von Zinner (2014). Eigene Darstellung.

	<b>Zinner (2014)</b>	<b>Loretto (2015)</b>
<b>Nord</b>	22,54%	24,87%
<b>Süd</b>	18,07%	18,26%
<b>Ost</b>	22,12%	22,00%
<b>West</b>	22,69%	22,54%

Bei der Anzahl der Frostwechsel gibt es jedoch starke Unterschiede. Zinner (2014) simulierte durchschnittlich 67 Frostwechsel in der Exposition Nord und 74 in der Exposition Süd. Im Zuge dieser Arbeit wurden in der Exposition Nord durchschnittlich 186 und in der Exposition Süd 233 Frostwechsel simuliert. Bezüglich der Andauer des Frost-Cracking-Window konnten in nordexponierten Gebieten längere Phasen simuliert werden.

Bei den beiden Kombinationen konnte jeweils in der Exposition Nord eine höhere Wahrscheinlichkeit für Steinschlagereignisse festgestellt werden. U.a. Zinner (2014) erkannte, dass die Eislinsentheorie ein höheres Potential für Steinschlag besitzt.

## 6 Fazit und Ausblick

Ziel dieser Arbeit war eine Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation an der Gesteinsoberfläche mit dem Programm WUFI auf Basis einer GIS-basierten Modellierung der klimatischen Parameter. Auf diese Weise sollte das sehr aufwendige Messen der Klimaelemente erspart bleiben.

Bei der Interpolation auf Basis der Regressionsanalyse der Temperatur wurden sehr realistische Werte modelliert, die Residuen zu den gemessenen Werten halten sich in Grenzen. Die beiden Interpolationsmethoden, mit denen der Niederschlag regionalisiert werden sollte und welche auch von der ZAMG eingesetzt werden, führten zu keinem Ergebnis. Da das Messen von Niederschlag im Gebirge eine extrem schwere Angelegenheit ist, wird es mit den in Kapitel 3.2.2 vorgestellten Interpolationsverfahren auch in Zukunft kaum möglich sein, vernünftige Ergebnisse zu erhalten. Die einzige Möglichkeit war der Einsatz von INCA-Daten, welche teilweise gut, teilweise weniger gut mit den gemessenen Werten übereinstimmen. Inwieweit die eingesetzten INCA-Winddaten der Realität entsprechen, wurde in dieser Arbeit nicht untersucht.

Die Ergebnisse der Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulation entsprachen in etwa jenen, die bereits Sass (1998), Schnepfleitner (2012) und Zinner (2014) modelliert hatten:

- Eine höhere mittlere Porensättigung in nordexponierten Lagen.
- Ein Maximum der mittleren Porensättigung in den Sommermonaten.
- Eine höhere Anzahl von Frostwechseln in der Exposition Süd.
- Die Eislinsentheorie besitzt ein größeres Potential für die Gesteinsverwitterung als die „klassische“ Frostverwitterung.

Dennoch gibt es vor allem in der Anzahl der Frostwechsel eine große Diskrepanz zu den Ergebnissen von Zinner (2014). Nicht erklärbar ist der, im Gegensatz zur Exposition Süd, uneinheitliche Verlauf der mittleren Porensättigung in der Exposition Nord. Auch über die teilweise sehr hohen Feuchtwerte der nordexponierten Punkte im Winter kann nur spekuliert werden.

Alles in allem konnte diese Methode dennoch durch teilweise realistische Ergebnisse überzeugen und sollte auf jeden Fall weiter verbessert und entwickelt werden.

Für weitere Forschungszwecke sollte eine Verdichtung der virtuellen Messpunkte durchgeführt werden. Es sollte mindestens ein Punkt pro geologische Einheit pro Klasse gesetzt werden. Darüber hinaus würden mehr Klassen, vor allem eine feinere Klassifizierung der Höhenklassen, zu einem besseren Ergebnis führen.

Mit den bereits erstellten bzw. den auf Basis dieser Arbeit neu erzeugten Klimadateien, sollten auf jeden Fall Gesteinsfeuchte und -temperatur für mehrere Felstiefen simuliert werden. Außerdem sollte unbedingt das Schmelzwasser des als Schnee gefallenen Niederschlages in die Simulation miteinbezogen werden. Zinner (2014) hat bereits bei einer seiner Simulationsvarianten den Schnee berücksichtigt.

Um die Steinschlagdisposition zu verbessern, könnten in die Modellierung Faktoren wie Bodenbedeckung oder der Kluftparameter einbezogen werden. Für die Validierung der Ergebnisse sind Steinschlagmessungen und Untersuchungen der Sturzhalden erforderlich.

Eine weitere Möglichkeit sind Gesteinsfeuchte- und -temperatursimulationen ausschließlich auf Basis von INCA-Daten. INCA liefert sämtliche (mit Ausnahme der Diffusen Strahlung) von WUFI benötigte Daten in stündlicher Auflösung: Temperatur, Niederschlag, Relative Feuchte, Luftdruck, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit und -richtung. Es kann jeder INCA-Punkt als virtueller Messpunkt angesehen werden und eine Simulation durchgeführt werden.

## 7 Quellenverzeichnis

Ampferer, O. (1935): Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Mit einer geolog. Karte i. M. 1:25.000, Kartenerläuterungen und Beschreibung von 16 Wanderungen. Wien: Geologische Bundesanstalt.

Amt der Steiermärkischen Landesregierung (Hg.) (2015): Klimaregion Gesäuse. G.6 Gesäuse mit Teilbecken Johnsbach.

<http://www.umwelt.steiermark.at/cms/beitrag/10023703/25206/>, zuletzt geprüft am 04.04.2015.

Ashraf, M.; Loftis, J. C.; Hubbard, K. G. (1997): Application of geostatistic to evaluate partial weather station networks. In: Agriculture and Forest Meteorology 84, S. 255-271.

Auer, I. (2002): Das Klima des Sonnblicks. Klimaatlas und Klimatographie der GAW Station Sonnblick einschließlich der umgebenden Gebirgsregion. Wien: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.

Austrocontrol (Hg.) (2015): Luftdruck.

[https://www.austrocontrol.at/jart/prj3/austro\\_control/main.jart?rel=de&reserve-mode=active&content-id=1311169872854&lex-term=Luftdruck](https://www.austrocontrol.at/jart/prj3/austro_control/main.jart?rel=de&reserve-mode=active&content-id=1311169872854&lex-term=Luftdruck), zuletzt geprüft am 28.06.2015.

Bauer, F.K. (1998): Zur Frage der Gesäuseberge und eine Diskussion über die Stellung der Nördlichen Kalkalpen. In: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 141, 1, S. 5-19.

Berlin.de (Hg.) (2013): Gebäude- und Vegetationshöhen.

[http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/d610\\_03.htm](http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/d610_03.htm), zuletzt geprüft am 07.04.2015.

Bill, R. (1999): Grundlagen der Geo-Informationssysteme. Band 2. Analysen, Anwendungen und neue Entwicklungen. 2., völlig neu bearbeitete und erweiterte Auflage. Heidelberg: Herbert Wichmann Verlag.

COST (Hg.) (2011): The use of geographic information systems in Climatology and Meteorology. [http://www.cost.eu/COST\\_Actions/essem/Actions/719](http://www.cost.eu/COST_Actions/essem/Actions/719), zuletzt geprüft am 05.04.2015.

- Daya Sagar, B. S. (2013): Mathematical Morphology in Geomorphology and GISci. Boca Raton: Taylor and Francis Group.
- Dyras, I.; Ustrnul, Z. (2007): The Spatial Analysis of the Selected Meteorological Fields in the Example of Poland. In: Dobesch, H.; Pierre, D.; Dyras, I. (Hgg.): Spatial Interpolation for Climate Data. London [u.a.]: ISTE Ltd, S. 87-96.
- Endlicher, W. (2007): Strahlungs- und Wärmehaushalt der Erde. In: Gebhardt, H.; Glaser, R.; Radtke, U.; Reuber, P. (Hgg.): Geographie. Physische Geographie und Humangeographie. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag, S. 198-206.
- ESRI (Hg.) (2012a): Funktionsweise des Werkzeugs Kriging.  
<http://help.arcgis.com/de/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/na/009z00000076000000/>, zuletzt geprüft am 09.04.2015.
- ESRI (Hg.) (2013a): ArcGIS-Hilfe 10.1. Was sind LIDAR-Daten?  
<http://resources.arcgis.com/de/help/main/10.1/index.html#//015w00000041000000>, zuletzt geprüft am 07.04.2015.
- ESRI (Hg.) (2013b): ArcGIS-Hilfe 10.1. Was ist eine TIN-Oberfläche?  
<http://resources.arcgis.com/de/help/main/10.1/index.html#//006000000001000000>, zuletzt geprüft am 07.04.2015.
- Fraunhofer-Institut für Bauphysik (Hg.) (2015a): Was ist WUFI?  
<http://wufi.de/de/software/was-ist-wufi/>, zuletzt geprüft am 11.06.2015.
- Fraunhofer-Institut für Bauphysik (Hg.) (2015b): Erstellung von Wetterdateien.  
<http://wufi.de/de/service/downloads/erstellung-von-wetterdateien/>, zuletzt geprüft am 01.07.2015.
- Fürst, J. (2006): Geographische Informationssysteme zur Unterstützung von Regionalisierungsaufgaben in der Hydrologie. In: Wiener Mitteilungen, 197, S. 41-54.
- geoinformation.net (Hg.) (2015): Grundlagen der Geovisualisierung.  
<http://www.geoinformation.net/lernmodule/lm11/Abbildungen/NeueMedien3.htm>, zuletzt geprüft am 07.04.2015.
- GI Geoinformatik GmbH (Hg.) (2012): ArcGIS 10.1 und 10.0. Berlin: Wichmann.

GITTA (Hg.) (2011): Variogramm.

[http://www.gitta.info/ContiSpatVar/de/html/SpatDependen\\_learningObject1.xhtml](http://www.gitta.info/ContiSpatVar/de/html/SpatDependen_learningObject1.xhtml),

zuletzt geprüft am 10.04.2015.

Grünwald, T. (2014): Das Klimastationsmessnetz im Johnsbachtal und eine erste Auswertung der Daten. Masterarbeit. Karl-Franzens-Universität. Institut für Geographie und Raumforschung, Graz.

Haiden, T. et.al (Hg.) (2010): Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA). System Description. [http://www.zamg.ac.at/fix/INCA\\_system.pdf](http://www.zamg.ac.at/fix/INCA_system.pdf), zuletzt geprüft am 08.06.2015.

Hallet, B.; Walder, J. S.; Stubbs, C. W. (1991): Weathering by segregation ice growth in microcracks under sustained subzero temperatures: Verification from an experimental study using acoustic emissions. In: Permafrost Periglacial Processes 2, Wiley, New York/Chichester, S. 283-300.

Jordan, G. (2007): Digital Terrain Analysis in a GIS Environment. Concepts and Development. In: Peckham, R. J.; Jordan, G. (Hgg.): Digital Terrain Modelling. Development and Applications in a Policy Support Environment. Berlin [u.a.]: Springer, S. 1-43.

Keusen, H.; Gerber, W.; Rovina, H. (Hgg.) (2015): Sturzprozesse.

[http://www.planat.ch/fileadmin/PLANAT/planat\\_pdf/alle\\_2012/2006-2010/PLANAT\\_2008 - Teil C Sturzprozesse.pdf](http://www.planat.ch/fileadmin/PLANAT/planat_pdf/alle_2012/2006-2010/PLANAT_2008_-_Teil_C_Sturzprozesse.pdf), zuletzt geprüft am 16.04.2015.

König, C. (2007): GIS-gestützte Modellierung des mittleren Jahresniederschlags in der Steiermark (1971-2000). Diplomarbeit. Karl-Franzens-Universität. Institut für Geographie und Raumforschung, Graz.

Kren, E.; Heitzmann, W. (2002): Gesäuse Nationalpark & Ennstaler Alpen. Graz: Steirische Verlagsgesellschaft m.b.H.

Künzel, H.M. (1994): Bestimmung der Schlagregenbelastung von Fassadenflächen. Fraunhofer Institut für Bauphysik, IBP Mitteilung 21/263.

- Lieb, G.K. et al. (2009): StartClim. Anpassung an den Klimawandel - Gletscherrückgang und Permafrostveränderung in hochalpinen Tourismusdestinationen.  
[https://www.bmwfw.gv.at/Tourismus/TourismusstudienUndPublikationen/Documents/StartClim2009\\_Geamt%20NEU.pdf](https://www.bmwfw.gv.at/Tourismus/TourismusstudienUndPublikationen/Documents/StartClim2009_Geamt%20NEU.pdf), zuletzt geprüft am 05.07.2015.
- Lieb, G.K.; Premm, M. (2008): Das Johnsbachtal – Werdegang und Dynamik im Formenbild eines zweigeteilten Tales. In: Kreiner, D.; Emmerer, B. (Hgg.): Der Johnsbach, Schriften des Nationalparks Gesäuse 3. Weng: Nationalpark Gesäuse GmbH, S. 12-24.
- Matsuoka, N.; Murton, J. (2008): Frost Weathering: Recent Advances and Future Directions. In: Permafrost and Periglacial Processes 19, S. 195-210.
- Meißl, G. (1998): Modellierung der Reichweite von Felsstürzen. Fallbeispiele zur GIS-gestützten Gefahrenbeurteilung aus dem Bayerischen und Tiroler Alpenraum. Innsbruck: Selbstverlag des Instituts für Geographie der Universität Innsbruck.
- Murton, J. B.; Rorik, P.; Ozouf J.C. (2006): Badrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. In: AAA Science (American Association for the Advancement of Science) 314, S. 1127-1129.
- Nationalparkregion (Hg.) (2015): Nationalpark Gesäuse.  
<http://www.nationalparkregion.com/nationalparks/nationalpark-gesaeuse.html>,  
 zuletzt geprüft am 21.05.2015.
- Naturgefahren.at (Hg.) (2012): Alpine Naturgefahren im Portrait.  
<http://www.naturgefahren.at/karten/chronik/ngindenaplen/alpinenaturgef.html>,  
 zuletzt geprüft am 16.04.2015.
- Nikolova, N.; Vassilev, S. (2005): Variability of summer-time precipitation in Danube plane, Bulgaria. In: Geographical Institute „Jovan Cvijic“ Sasa. Collection of papers 54, S. 19-32.
- Pennekamp, M. (Hg.) (2002): Kriging. [www.ikg.uni-bonn.de/vorlesungsarchiv/Gis\\_iv\\_SS\\_02/Vortraege/pennekamp.ppt](http://www.ikg.uni-bonn.de/vorlesungsarchiv/Gis_iv_SS_02/Vortraege/pennekamp.ppt), zuletzt geprüft am 10.04.2015.

- Perdigao, A. (2007): GIS, Climatology and Meteorology. In: Dobesch, H.; Pierre, D.; Dyras, I. (Hgg.): Spatial Interpolation for Climate Data. London [u.a.]: ISTE Ltd, S. 3-24.
- Podesser, A.; Rieder, H. (2012): Strahlung. In: Prettenhaler, F.; Podesser, A.; Pilger, H. (Hgg.): Klimaatlas Steiermark. Periode 1971-2000. Eine anwenderorientierte Klimatographie. Wien: Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien, S. 27-52.
- Podesser, A.; Wölfelmaier, F. (2012): Luftfeuchtigkeit, Bewölkung, Nebel. In: Prettenhaler, F.; Podesser, A.; Pilger, H. (Hgg.): Klimaatlas Steiermark. Periode 1971-2000. Eine anwenderorientierte Klimatographie. Wien: Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in Wien, S. 127-173.
- Remich, B. (2001): Geomorphologische Grundlagenerhebung und Bewertung im Projektgebiet Nationalpark Gesäuse. Diplomarbeit. Karl-Franzens-Universität. Institut für Geographie und Raumforschung, Graz.
- Riedl, D. (Hg.) (2008): Modellierung in der Geoinformation.  
<http://homepage.univie.ac.at/doris.riedl/modelle/modelle2010/tutorials.htm>, zuletzt geprüft am 09.04.2015.
- Sass, O. (1998): Die Steuerung von Steinschlagmengen und -verteilung durch Mikroklima, Gesteinsfeuchte und Gesteinseigenschaften im westlichen Karwendelgebirge (Bayerische Alpen). München: GEOBUCH-Verlag.
- Sass, O. (2005): Rock moisture measurements: techniques, results, and implications for weathering. In: Earth Surface Processes and Landforms 30, 3, S. 359-374.
- Schnepfleitner, H. (2012): Analyse der Gesteinsfeuchte an natürlichen Felswänden mit dem Simulationsprogramm WUFI. Masterarbeit. Karl-Franzens-Universität. Institut für Geographie und Raumforschung, Graz.
- Schönau, S. (2003): Regionalisierung von Klimaelementen für die hydrologische Modellierung. Diplomarbeit. Friedrich-Schiller-Universität Jena. Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät, Institut für Geographie, Jena.
- Shary, P. A. (2008): Models of Topography. In: Zhou, Q.; Lees, B. G.; Tang, G. (Hgg.): Advances in Digital Terrain Analysis. Berlin [u.a.]: Springer, S. 29-57.

- Stüwe, K.; Homberger, R. (2011): Die Geologie der Alpen aus der Luft. Gnas: Weishaupt Verlag.
- Tveito, O. E. (2007): The Developments in Spatialization of Meteorological and Climatological Elements. In: Dobesch, H.; Pierre, D.; Dyras, I. (Hgg.): Spatial Interpolation for Climate Data. London [u.a.]: ISTE Ltd, S. 73-86.
- Virginia Weather and Climate Data (Hg.) (2015): Wind: u and v Components.  
<http://wx.gmu.edu/dev/clim301/lectures/wind/wind-uv.html>, zuletzt geprüft am 12.05.2015.
- Völkel, J. (2007): Bodenentwicklung. In: Gebhardt, H.; Glaser, R.; Radtke, U.; Reuber, P. (Hgg.): Geographie. Physische Geographie und Humangeographie. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag, S. 374-380.
- Wakonigg, H. (1978): Witterung und Klima in der Steiermark. Graz: Verl. für d. Techn. Univ. Graz.
- Weilguni, V. (2006): Regionalisierung des Niederschlags.  
[http://www.hydro.tuwien.ac.at/uploads/media/weilguni\\_04.pdf](http://www.hydro.tuwien.ac.at/uploads/media/weilguni_04.pdf), zuletzt geprüft am 09.04.2015.
- Wichmann, V. (2006): Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet. Abgrenzung und Klassifikation der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS. München [u.a.]: Profil Verlag.
- ZAMG (Hg.) (2015a): Klimadaten von Österreich 1971-2000.  
[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), zuletzt geprüft am 04.04.2015.
- ZAMG (Hg.) (2015b): INCA. <http://www.zamg.ac.at/cms/de/forschung/wetter/inca>, zuletzt geprüft am 13.05.2015.
- Zepp, H. (2014): Geomorphologie. 6. aktualisierte Auflage. Paderborn: Schöningh.

Zhou, Q.; Lees, B. G.; Tang, G. (2008): Advances in Digital Terrain Analysis: The TADTM Initiative. In: Zhou, Q.; Lees, B. G.; Tang, G. (Hgg.): Advances in Digital Terrain Analysis. Berlin [u.a.]: Springer, S. 3-10.

Zinner, P. (2014): Simulation von Gesteinsfeuchte und Verwitterungsbedingungen im Nationalpark Gesäuse. Magisterarbeit. Karl-Franzens-Universität. Institut für Geographie und Raumforschung, Graz.