

Mag. Andreas Schaumberger, MSc

Räumliche Modelle zur Vegetations- und Ertragsdynamik im Wirtschaftsgrünland

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades
eines Doktors der technischen Wissenschaften

Doktoratsstudium der technischen Wissenschaften



Graz University of Technology
Technische Universität Graz

Betreuer:

Univ.Prof. Dr. phil. Norbert Bartelme
Institut für Geoinformation

Graz, im September 2011

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Graz, am 20. September 2011

.....
Mag. Andreas Schaumberger, MSc

Vorwort

Die fachübergreifende Auseinandersetzung mit einer großen Vielfalt an Themen schuf ein außergewöhnlich interessantes und abwechslungsreiches Umfeld, in dem ich diese Arbeit ausführen durfte. Neben den Herausforderungen bei der Bewältigung von Strukturierung, mehrjähriger Softwareentwicklung und schließlich der schriftlichen Umsetzung, kam die Freude an der wissenschaftlichen Arbeit nie zu kurz. Diese von mir im Allgemeinen sehr positiv erlebte Stimmung verdanke ich nicht zuletzt einer ganzen Reihe von Personen.

Zunächst möchte ich mich ganz besonders und herzlich bei meinen Betreuern und Begutachtern aus den Fachdisziplinen Geoinformatik, Agrarmeteorologie und Landwirtschaft für die langjährige Unterstützung und das mir entgegengebrachte Vertrauen bei der selbstständigen Entfaltung von Ideen und Lösungsansätzen bedanken, allen voran Herrn *Univ.Prof. Dr. Norbert Bartelme*, Institut für Geoinformation, Technische Universität Graz sowie Herrn *Univ.Doz. Dipl.-Ing. Dr. Karl Buchgraber*, Institut für Pflanzenbau und Kulturlandschaft, LFZ Raumberg-Gumpenstein, Herrn *ao.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr. Josef Eitzinger*, Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Herrn *Univ.Doz. Dipl.-Ing. Dr. Erich M. Pötsch*, Abteilung für Grünlandmanagement und Kulturlandschaft, LFZ Raumberg-Gumpenstein und Herrn *ao.Univ.Prof. Mag. Dr. Josef Strobl*, Zentrum für Geoinformatik, Universität Salzburg.

Für die vielen fachlichen Diskussionen und wertvollen Anregungen zu methodischen Fragen bin ich Herrn *Mag. Dr. Herbert Formayer*, Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, außerordentlich dankbar. Seine Erklärungen trugen wesentlich dazu bei, dass ich mir ein für diese Arbeit notwendiges Grundverständnis meteorologischer Zusammenhänge aneignen konnte.

Ich danke Herrn *Univ.Doz. Mgr. Ing. Miroslav Trnka, Ph.D.*, Department of Agrosystems and Bioclimatology, Mendel University Brno, für die langjährige Zusammenarbeit und seine Unterstützung bei der Modellierung. Als Ansprechperson für immer wieder auftauchende Fragen war mir Herr *Dr. Helfried Scheifinger*, Fachabteilung Klima, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, eine große Hilfe, wofür ich ihm herzlich danke.

Die Arbeiten zu dieser Dissertation waren eng mit meinen beruflichen Aufgaben am Lehr- und Forschungszentrum (LFZ) Raumberg-Gumpenstein verknüpft. Ich möchte mich bei allen Kolleginnen und Kollegen bedanken, die mich fachlich unterstützt und sich bereitwillig die Zeit für gemeinsame Diskussionen genommen haben. Dem Leitungsteam des LFZ danke ich für die Möglichkeit, dass ich im Rahmen von Forschungsprojekten die Inhalte meiner Dissertation über mehrere Jahre hinweg entwickeln konnte.

Ohne die bereitgestellten Basisdaten wäre eine Arbeit in diesem Umfang nicht möglich gewesen. Für die Nutzung dieser Daten möchte ich mich beim Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft sowie bei der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik bedanken.

Meiner Familie danke ich herzlich für die Motivation während der Zeit, in der diese Arbeit entstanden ist und für die kollektive Fehlersuche im Anschluss. Mein besonderer Dank gilt Frau *Dipl.-Ing. (FH) Silke Heinrich*, die mit großer Sorgfalt die Arbeit durchgesehen hat.

Andreas Schaumberger

Zusammenfassung

Das Dauergrünland ist ein bedeutendes Element der agrarisch geprägten Kulturlandschaft in Österreich und stellt die wichtigste Form landwirtschaftlicher Flächennutzung dar. Vor allem in den klimatisch und topografisch benachteiligten Bergregionen ist die traditionell kleinstrukturierte Grünlandwirtschaft von großer ökonomischer und ökologischer Bedeutung. Naturräumliche Bedingungen wirken auf die Vegetation und beeinflussen damit die dynamischen Veränderungen von Erträgen auf den Grünlandflächen. Die Beschreibung dieser Dynamik mittels einfacher Abbildungen in abstrakten Modellen ist Gegenstand der vorliegenden Arbeit. In einem Geografischen Informationssystem (GIS) werden die Zusammenhänge zwischen Vegetation und Ertrag in den Dimensionen von Raum und Zeit erfasst und aus technischer, agrarmeteorologischer und landwirtschaftlicher Sicht dargestellt.

Für die Erklärung von vegetations- und ertragsdynamischen Aspekten der Grünlandbewirtschaftung wird in erster Linie der Einfluss von Klima und Witterung untersucht. Die Voraussetzungen für eine räumliche Implementierung dieser komplexen Systeme der realen Welt sind weitgehende Vereinfachungen und die Reduzierung auf wesentliche Zusammenhänge. Die für das ertragsbildende Wachstum einer Grünlandvegetation entscheidenden meteorologischen Parameter werden dafür mit entsprechenden Modellen aus standortbasierten Messungen an Wetterstationen in kontinuierliche Rasteroberflächen überführt. Dazu gehören Globalstrahlung, Temperatur, Niederschlag und die Evapotranspiration. Unter Berücksichtigung der überwiegend komplexen topografischen Strukturen Österreichs werden die räumlichen Modelle der verschiedenen meteorologischen Phänomene an die Geländeoberfläche angepasst. Einfache geostatistische Interpolationen erfahren unter Anwendung der dafür entwickelten Methoden eine entsprechende Erweiterung.

Die räumlichen Modelle zur Beschreibung der Wettersituation bilden die Grundlage für die Entwicklung vegetationsdynamischer Zusammenhänge. So sind räumliche und zeitliche Veränderungen der modellierten Vegetationsperiode unter Einbeziehung der Schneebedeckung sowie der phänologischen Phasen des Grünlandes geeignete Indikatoren für die unmittelbare Wirkung des Klimas auf die Landbewirtschaftung. Die jährlich mehrmals genutzten Grünlandflächen erfordern für eine vollständige Beschreibung der ertragsrelevanten Vegetationsentwicklung auch eine vereinfachte Abbildung von Erntezeitpunkten.

Die Schätzung der Grünlanderträge mithilfe eines empirischen Modells nutzt den Einfluss von Strahlung und Temperatur auf das Wachstum. Eine effektive Umsetzung der energetischen Faktoren in Zuwachsleistung und damit in Ertrag ist nur bei ausreichender Wasserverfügbarkeit gegeben. Die räumliche Implementierung eines Bodenwasserbilanzmodells schafft die Voraussetzung, Informationen über Wasserhaushalt und Wasserstress hinsichtlich ihrer limitierenden Wirkung auf den Ertrag zu analysieren.

Beobachtungen an Wetterstationen bilden die Datengrundlage für alle räumlichen Modelle dieser Arbeit, welche in vollem Umfang operationell einsetzbar sind. Das gesamte System, implementiert als Raster-GIS, unterstützt deshalb nicht nur Anwendungen für historische Daten, sondern kann für grünlandspezifische Auswertungen von Klimaszenarien herangezogen werden. Sämtliche Modelle wurden für den Zeitraum 1990 bis 2010 und für die gesamte Fläche Österreichs in 250 Metern Auflösung auf Tagesbasis angewendet.

Schlagworte: GIS, Geostatistische Interpolation, Agrarmeteorologie, Ertragsschätzung, Klimafolgen

Summary

Spatial modelling of grassland vegetation and yield dynamics

Permanent grassland is a significant element of the agrarian-orientated cultural landscape of Austria and is the dominant form of agriculturally used areas. Above all traditional small-scale grassland farming is of great economic and ecological importance, especially in climatically and topographically disadvantaged mountain regions. Conditions in areas of nature have an effect on the vegetation and thus influence the dynamic changes of grassland yield. The description of this dynamic by means of simple depictions in abstract models is the focus of this work. The relationship between vegetation and yield in spatial and temporal dimensions is recorded with the use of a Geographic Information System (GIS) and depicted from a technical, agrometeorological and agricultural point of view.

The influence of climate and weather is initially examined to explain aspects of vegetation- and yield dynamics in grassland farming. The prerequisites for spatial implementation of these complex systems of the real world are largely simplifications and reduced to essential contexts. The decisive meteorological parameters for the yield-forming growth of grassland vegetation are transferred from site-based observations at weather stations into continuous surfaces with appropriate models. This includes global radiation, temperature, precipitation and evapotranspiration. In consideration of the predominantly complex topographical structures in Austria, the spatial models of the various meteorological phenomena are adapted to the surface of the terrain. Simple geostatistical interpolations are extended with the use of the methods developed for this purpose.

The spatial models for describing the weather situation form the basis of the development of vegetation-dynamic relationships. Spatial and temporal changes of the modelled growing season considering snow cover and the phenological phases of grassland are suitable indicators of the direct impact of climate on farming. For a complete description of yield-relevant vegetation development, a simplified depiction of the time of harvest of the grassland areas used several times annually is also required.

The estimation of grassland yields with the aid of an empirical model uses the influence of radiation and temperature on growth. An effective realisation of the dynamic factors in growth performance, and thus in yield, is given only with sufficient availability of water. The spatial implementation of a soil-water balance model creates the prerequisites for analysing the information of water supply and water stress regarding their limiting impact on yield.

Observations at weather stations provide the data basis for all of the spatial models in this work, which are operationally usable to the full extent. The complete system is implemented as a raster GIS and supports not only applications for historical data, but can be used for grassland-specific assessments of climate scenarios. All models were applied during the period of 1990 to 2010 and for the entire area of Austria in a resolution of 250 metres on a daily basis.

Keywords: GIS, geostatistical interpolation, agrometeorology, yield estimation, climate impact

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	III
Zusammenfassung.....	V
Summary	VII
Inhaltsverzeichnis.....	IX
Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen	XIII
Abkürzungen und Terminologie	XXIII
1 Einleitung und Problemstellung.....	1
1.1 Motivation und Projektumfeld.....	1
1.2 Grünlandbewirtschaftung in Österreich.....	4
1.2.1 Entwicklungen in der Grünlandbewirtschaftung.....	4
1.2.2 Bedeutung der Grünlandbewirtschaftung.....	6
1.3 Vegetations- und Ertragsdynamik im Wirtschaftsgrünland	9
1.4 Ertragsfaktoren in der Grünlandbewirtschaftung	11
1.4.1 Einfluss von Standort und Bewirtschaftung.....	11
1.4.2 Standortfaktoren	11
1.4.2.1 Boden	11
1.4.2.2 Klima, Witterung und Wetter	12
1.4.2.3 Topografie	15
1.4.3 Bewirtschaftungsfaktoren	16
1.4.3.1 Pflanzenbestand	16
1.4.3.2 Düngung	17
1.4.3.3 Nutzung	17
1.4.4 Möglichkeiten und Grenzen der räumlichen Modellierung	18
1.5 Zielsetzung, Abgrenzung und Struktur der Arbeit	21
2 Material und Methoden	23
2.1 Implementierung und Basisdaten	23
2.1.1 Speicherstrukturen und Programmierung.....	23
2.1.2 Datengrundlage der räumlichen Modelle	24
2.1.2.1 Geobasisdaten und Geofachdaten	24
2.1.2.2 Wetterdaten und phänologische Beobachtungen	26
2.1.2.3 Ertragserhebungen als Grundlage der statistischen Ertragsschätzung	28
2.2 Basismodelle zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik	31
2.2.1 Räumliches Modell der Globalstrahlung	31
2.2.1.1 Allgemeines	31
2.2.1.2 Strahlungsmodell, Datenaufbereitung und Modellkalibrierung	32
2.2.1.3 Implementierung des Strahlungsmodells.....	36
2.2.1.4 Räumliche Interpolation der Globalstrahlung	38
2.2.1.5 Berechnung des Globalstrahlungsfaktors.....	41
2.2.1.6 Kombination von räumlicher Interpolation und Globalstrahlungsfaktor	42

2.2.2	Räumliches Modell der Lufttemperatur	44
2.2.2.1	Allgemeines	44
2.2.2.2	Datenaufbereitung und Temperaturgradienten	46
2.2.2.3	Implementierung eines Dreischichtenmodells	48
2.2.2.4	Räumliche Interpolation der Temperatur	52
2.2.2.5	Erweiterung der Temperaturinterpolation für komplexes Gelände	55
2.2.2.6	Anmerkungen zur Validierung der Temperaturinterpolation	59
2.2.3	Räumliches Modell der Referenz-Evapotranspiration	61
2.2.3.1	Allgemeines	61
2.2.3.2	Berechnung der Referenz-Evapotranspiration	63
2.2.3.3	Datenaufbereitung und Schätzung fehlender Parameter	65
2.2.3.4	Räumliche Interpolation der Referenz-Evapotranspiration	67
2.2.3.5	Erweiterung und Anpassung der Interpolation an komplexes Gelände	70
2.2.4	Räumliches Modell des Niederschlags	75
2.2.4.1	Allgemeines	75
2.2.4.2	Datenaufbereitung und Interpolation	76
2.2.5	Räumliches Modell der Schneebedeckung	79
2.2.5.1	Allgemeines	79
2.2.5.2	Modellgrundlagen und Datenaufbereitung	81
2.2.5.3	Akkumulation und Schmelze des Schnees	84
2.3	Räumliche Modelle zur Beschreibung der Vegetationsdynamik	87
2.3.1	Räumliche Modelle der klimatologischen Vegetationsperiode	87
2.3.1.1	Allgemeines	87
2.3.1.2	Simple Thermal Definition (STD)	88
2.3.1.3	Multicriterial Thermal Definition (MTD)	89
2.3.1.4	Relational Thermal Definition (RTD)	93
2.3.2	Räumliches Modell phänologischer Grünlandphasen	95
2.3.2.1	Allgemeines	95
2.3.2.2	Implementierung eines Temperatursummenmodells	96
2.3.3	Räumliches Modell der Nutzungszeitpunkte im Grünland	100
2.3.3.1	Allgemeines	100
2.3.3.2	Datenaufbereitung	101
2.3.3.3	Implementierung	102
2.4	Räumliche Modelle zur Beschreibung der Ertragsdynamik	105
2.4.1	Räumliches Modell der aktuellen Evapotranspiration	105
2.4.1.1	Allgemeines	105
2.4.1.2	Grünland-Evapotranspiration unter Standardbedingungen	106
2.4.1.3	Grünland-Evapotranspiration unter Wasserstressbedingungen	108
2.4.2	Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen	111
2.4.2.1	Allgemeines	111
2.4.2.2	Datengrundlage und räumliche Implementierung	112
2.4.3	Räumliches Modell zur Schätzung von Grünlanderträgen	114
2.4.3.1	Allgemeines	114
2.4.3.2	Modellparameter und statistische Analyse	116
3	Ergebnisse und Diskussion	119
3.1	Oberfläche der Globalstrahlung	119
3.1.1	Kalibrierung und Implementierung des Strahlungsmodells	119

3.1.2	Kombination von Interpolation und Strahlungsmodell	125
3.2	Oberfläche der Lufttemperatur.....	130
3.2.1	Interpolation der Temperatur und Modellvalidierung	130
3.2.2	Anpassung der Temperatur an komplexes Gelände.....	137
3.3	Oberfläche der Referenz-Evapotranspiration	142
3.3.1	Interpolation der Referenz-Evapotranspiration und Modellvalidierung	142
3.3.2	Anpassung der Referenz-Evapotranspiration an komplexes Gelände.....	150
3.4	Oberfläche des Niederschlags	153
3.5	Schneebedeckung als Element der Vegetationsdynamik.....	157
3.6	Klimatologische Vegetationsperiode.....	165
3.6.1	Grundlagen und Anwendung.....	165
3.6.2	Vegetationsbeginn.....	168
3.6.3	Vegetationsende.....	175
3.6.4	Vegetationsdauer	179
3.6.5	Trends der klimatologischen Vegetationsperiode	182
3.7	Phänologische Grünlandphasen und Temperatursummenmodell	188
3.8	Nutzungszeitpunkte in der Grünlandbewirtschaftung	198
3.8.1	Rahmenbedingungen der räumlichen Modellierung.....	198
3.8.2	Evaluierung der modellierten Nutzungszeitpunkte	201
3.8.3	Oberflächen der Nutzungszeitpunkte und Nutzungspotenziale.....	204
3.9	Bodenwasserbilanz und Wachstumsbedingungen.....	209
3.9.1	Grünlandspezifische Referenz-Evapotranspiration	209
3.9.2	Aktuelle Evapotranspiration für Wirtschaftsgrünland.....	212
3.9.3	Wasserverfügbarkeit als Wachstumsfaktor.....	217
3.10	Ertragsschätzung für das Wirtschaftsgrünland	222
3.10.1	Modellgrundlagen und Evaluierung	222
3.10.2	Oberflächen der Grünlanderträge	233
4	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	239
5	Literaturverzeichnis	247

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

Abbildungen

<i>Abbildung 1:</i> Räumliche Verteilung der landwirtschaftlichen Betriebe Österreichs und deren Klassifizierung hinsichtlich des Wirtschaftsgrünlandanteils an der Betriebsfläche.....	7
<i>Abbildung 2:</i> Tägliche Trockenmassezunahme auf Mähweiden an unterschiedlichen Standorten in Abhängigkeit vom Wasserhaushalt (Bohner, 2003)	9
<i>Abbildung 3:</i> Maximale Dauer von Trockenperioden während der Vegetationsperiode im langjährigen Mittel (Nobilis <i>et al.</i> , 2007)	13
<i>Abbildung 4:</i> Übersicht der Komponenten zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik	21
<i>Abbildung 5:</i> Nutzbare Feldkapazität mineralischer Böden für die in der Digitalen Bodenkarte erfassten landwirtschaftlichen Nutzflächen	25
<i>Abbildung 6:</i> Satellitenbild im sichtbaren Spektralbereich vom 15. April 2000 12:00 Uhr	27
<i>Abbildung 7:</i> Anzahl der verfügbaren Stationen mit phänologischen Beobachtungen	28
<i>Abbildung 8:</i> Versuchsstandorte des Projektes <i>SpatialGRAM</i> und zugeordnete ZAMG-Messstationen in den nach Harlfinger und Knees (1999, 16) definierten Klimaregionen	29
<i>Abbildung 9:</i> Grünlandversuchsplan im Projekt <i>SpatialGRAM</i> am Beispiel des Standortes Kirchberg/Walde	30
<i>Abbildung 10:</i> Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Globalstrahlung.....	32
<i>Abbildung 11:</i> Schematische Darstellung der Komponenten des ArcGIS- <i>SolarRadiation</i> -Modells zur Berechnung der Globalstrahlung am Beispiel Heiligenblut für die Monate März bis Juni	32
<i>Abbildung 12:</i> Anzahl der täglichen Globalstrahlungsbeobachtungen an den ZAMG-Messstationen	33
<i>Abbildung 13:</i> Schematische Darstellung der Anwendung des ArcGIS- <i>SolarRadiation</i> -Modells für große Untersuchungsgebiete am Beispiel Österreichs	37
<i>Abbildung 14:</i> Räumliche Verteilung der ZAMG-Messstationen und Klassifizierung nach Verfügbarkeit von Globalstrahlung und Sonnenscheindauer für das Jahr 2000	39
<i>Abbildung 15:</i> Berücksichtigung der Geländeform durch das ArcGIS- <i>SolarRadiation</i> -Modell.....	41
<i>Abbildung 16:</i> Beobachtungen der Globalstrahlung im Jahr 2000 sowie langjährige Mittelwerte der minimalen und maximalen Globalstrahlung an der Station Gumpenstein	43
<i>Abbildung 17:</i> <i>Local Polynomial Interpolation (first-order)</i> langjähriger Mittelwerte der minimalen und maximalen Globalstrahlung am Beispiel des 11. Juni	43
<i>Abbildung 18:</i> Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Temperatur	46
<i>Abbildung 19:</i> Jahresgang der Höhengradienten für monatliche Mittel-, Minimum- und Maximumtemperaturen im Mittel der Dekade 1991 – 2000, getrennt nach Tal- und Bergstationen.....	47
<i>Abbildung 20:</i> Auftrennung des Untersuchungsgebietes in Tal- und Berggebiet mit einem Übergangsbereich sowie den dazugehörigen Tal- und Bergstationen.....	50
<i>Abbildung 21:</i> Vergrößerter Ausschnitt der in <i>Abbildung 20</i> dargestellten Gebietsklassifikation mit Transektdefinitionen für die Darstellungen in <i>Abbildung 22</i> und <i>Abbildung 23</i>	50
<i>Abbildung 22:</i> Schematische Darstellung der mittels Nachbarschaftsanalyse durchgeführten Klassifizierung von Tal- und Berggebiet am Beispiel eines Transektes im Steirischen Ennstal	51

<i>Abbildung 23:</i> Aufteilung von Tal- und Berggebiet mit Übergangsbereichen am Beispiel eines Transektes im Steirischen Ennstal und Bad Mitterndorf	51
<i>Abbildung 24:</i> Schematische Darstellung des Übergangsbereiches zwischen Tal- und Berggebiet	54
<i>Abbildung 25:</i> Mittlerer Jahresgang des Temperaturtagesgangs der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 an Beispielstationen im Flach- und Bergland	56
<i>Abbildung 26:</i> Mittlerer Jahresgang der Globalstrahlung der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 an Beispielstationen im Flach- und Bergland	56
<i>Abbildung 27:</i> Korrelation von Monatsmittel der Globalstrahlung und des Temperaturtagesgangs der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 an Beispielstationen im Flach- und Bergland	57
<i>Abbildung 28:</i> Beispiel für die Glättung der Temperaturoberfläche (links: Temperaturoberfläche und Profilverlauf, Mitte: Originaltemperaturprofil, rechts: Glättung mittels 3 x 3 <i>Focal Statistics</i>)	59
<i>Abbildung 29:</i> Räumliche Verteilung der Temperaturmessstationen von ZAMG und HZB	60
<i>Abbildung 30:</i> Histogramme der Verteilung von Messstationen am Höhengradienten	60
<i>Abbildung 31:</i> Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Referenz-Evapotranspiration	62
<i>Abbildung 32:</i> Vergleich der Berechnung des Sättigungsdefizits aus Tagesmittelwerten und als Durchschnitt aus drei verschiedenen Tageszeiten auf Basis langjähriger Mittelwerte	64
<i>Abbildung 33:</i> Relative Differenz der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und dessen multiplikativer Anwendung auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung	71
<i>Abbildung 34:</i> Relative Differenz der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors und der Temperaturkorrektur in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und der multiplikativen Anwendung des Strahlungsfaktors auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung	72
<i>Abbildung 35:</i> Korrekturfunktion zur Anpassung des Globalstrahlungsfaktors für dessen multiplikative Anwendung auf die Referenz-Evapotranspiration dargestellt an Beispielfaktoren	73
<i>Abbildung 36:</i> Relative Differenz der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors und der Temperaturkorrektur in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und der multiplikativen Anwendung des korrigierten Strahlungsfaktors auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung	73
<i>Abbildung 37:</i> Anpassung des Strahlungsfaktors zur Reduzierung der absoluten Differenzen der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors und der Temperaturkorrektur in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und der multiplikativen Anwendung des Strahlungsfaktors auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung	74
<i>Abbildung 38:</i> Jahresniederschlagshöhe im langjährigen Mittel (Skoda und Lorenz, 2007)	76
<i>Abbildung 39:</i> Geostatistische Auswertung zur Schätzung der Niederschlagsoberfläche am 15. April 2000	78
<i>Abbildung 40:</i> Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Schneebedeckung	80
<i>Abbildung 41:</i> Zuordnung der Relation von Tages- und Nachtniederschlag an den ZAMG-Messstationen auf HZB-Messstationen mithilfe von Thiessen-Polygonen für den 15. April 2000	83
<i>Abbildung 42:</i> Schematische Darstellung des Vegetationsbeginns nach STD	89
<i>Abbildung 43:</i> Schematische Darstellung des Vegetationsbeginns nach MTD	90
<i>Abbildung 44:</i> Schematische Darstellung des Vegetationsendes nach MTD	91
<i>Abbildung 45:</i> Schematische Darstellung des Vegetationsbeginns nach RTD	93
<i>Abbildung 46:</i> Vereinfachtes Ablaufdiagramm zur Berechnung der statistischen Bewertung von Modellparametern für die Temperatursummenbildung	98

<i>Abbildung 47:</i> Beziehung zwischen aufwuchsbezogenen Temperatursummen und Ernteterminen unterschiedlicher Schnittsysteme auf Basis langjähriger Mittelwerte	102
<i>Abbildung 48:</i> Schematische Darstellung der Ermittlung des Erntezeitpunktes aus Temperatursummen.....	103
<i>Abbildung 49:</i> Zusammenhang von Wasserverfügbarkeit W_A und Wachstumsbedingungen g_s	114
<i>Abbildung 50:</i> Schematische Darstellung der Modellparameter für die Grünlandertragsschätzung	116
<i>Abbildung 51:</i> Histogramm von Beobachtungsgewichten bei Applikation einer robusten Regression	117
<i>Abbildung 52:</i> Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells für wolkenlose Bedingungen mit langjährigen Monatsmitteln der Sonnenstrahlung an der Messstation „Hohe Warte“	120
<i>Abbildung 53:</i> Validierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells, kalibriert für wolkenlose Bedingungen, an ZAMG-Messstationen auf Basis langjähriger Beobachtungen	120
<i>Abbildung 54:</i> Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells für durchschnittliche Bedingungen mit langjährigen Monatsmitteln der Sonnenstrahlung an der Messstation „Hohe Warte“	122
<i>Abbildung 55:</i> Validierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells, kalibriert für durchschnittliche Bedingungen, an ZAMG-Messstationen auf Basis langjähriger Beobachtungen	122
<i>Abbildung 56:</i> Jahresgang der langjährigen Monatsmittel von maximaler, minimaler und durchschnittlicher Globalstrahlung im Vergleich zu den Ergebnissen des ArcGIS-SolarRadiation-Modells im Mittel aller ZAMG-Messstationen	123
<i>Abbildung 57:</i> Jahresgang des Strahlungsfaktors unter wolkenlosen Bedingungen an ausgewählten Standorten mit unterschiedlicher Exposition und Hangneigung entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal	124
<i>Abbildung 58:</i> Validierung der nach Ångström-Prescott geschätzten Globalstrahlung an der ZAMG-Messstation Gumpenstein für das Jahr 2000.....	125
<i>Abbildung 59:</i> Kreuzvalidierung der geostatistischen Interpolation der Globalstrahlung für ausgewählte Tage an den ZAMG-Messstationen im Jahr 2010.....	127
<i>Abbildung 60:</i> Oberfläche der Globalstrahlung am 15. April 2000.....	127
<i>Abbildung 61:</i> Globalstrahlungsfaktor für wolkenlose Bedingungen am Beispiel des 15. April.....	128
<i>Abbildung 62:</i> Angepasster Globalstrahlungsfaktor am Beispiel des 15. April 2000.....	129
<i>Abbildung 63:</i> Kreuzvalidierung der Tagesmitteltemperatur an ausgewählten Tagen	132
<i>Abbildung 64:</i> Validierung der Temperaturinterpolation mit unabhängigen Tagesmitteltemperaturen des HZB am Beispiel des Jahres 2003	133
<i>Abbildung 65:</i> Kreuzvalidierung der Tagesminimumtemperatur an ausgewählten Tagen	133
<i>Abbildung 66:</i> Oberfläche der Tagesmitteltemperatur am 15. April 2000.....	134
<i>Abbildung 67:</i> Oberfläche der Tagesminimumtemperatur am 15. April 2000.....	135
<i>Abbildung 68:</i> Vergleich zwischen den Temperaturoberflächen eines Ein- und Dreischichtenmodells am Beispiel des 15. Jänners (1991 bis 2000)	135
<i>Abbildung 69:</i> Transektdefinition im Steirischen Ennstal (links) und im Zillertal (rechts).....	136
<i>Abbildung 70:</i> Verlauf langjähriger Tagesmitteltemperaturen im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) im Vergleich zwischen Einschicht- und Dreischichtenmodell am Beispiel des 15. Jänners.....	137
<i>Abbildung 71:</i> Kreuzvalidierung der langjährigen Monatsmittel des Temperaturtagesgangs	139
<i>Abbildung 72:</i> Oberfläche des Temperaturtagesgangs am 15. April auf Basis von Mittelwerten der Klimanormalperiode 1971 bis 2000	139

<i>Abbildung 73:</i> Temperaturkorrekturwerte als Ergebnis der Kombination von Globalstrahlungsfaktor und Temperaturtagesgang am Beispiel des 15. April 2000.....	140
<i>Abbildung 74:</i> Verlauf der Temperatur entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) mit und ohne Temperaturkorrektur am Beispiel des 15. April 2000.....	141
<i>Abbildung 75:</i> Sensitivitätsanalyse der in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung verwendeten Parameter mit abwechselnder Modifikation <i>ceteris paribus</i> (jeweils drei Parameter bleiben unverändert)	143
<i>Abbildung 76:</i> Mittlere Höhengradienten der Temperatur und Referenz-Evapotranspiration in den Monaten der Vegetationsperiode.....	145
<i>Abbildung 77:</i> Kreuzvalidierung der Referenz-Evapotranspiration an ausgewählten Tagen.....	146
<i>Abbildung 78:</i> Vergleich der Referenz-Evapotranspiration unter Einbeziehung der beobachteten und der nach Ångström-Prescott geschätzten Globalstrahlung	147
<i>Abbildung 79:</i> Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith berechneten und der aus dem Sättigungsdefizit geschätzten Referenz-Evapotranspiration	147
<i>Abbildung 80:</i> Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith und der nach Hargreaves berechneten Referenz-Evapotranspiration	148
<i>Abbildung 81:</i> Oberfläche der Referenz-Evapotranspiration am 15. April 2000	149
<i>Abbildung 82:</i> Oberfläche der Monatssumme der Referenz-Evapotranspiration für den April 2000	150
<i>Abbildung 83:</i> Topografisch bedingte Korrektur der Monatssumme der Referenz-Evapotranspiration mit angepasstem Globalstrahlungsfaktor für den April 2000	151
<i>Abbildung 84:</i> Verlauf der Referenz-Evapotranspiration entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) mit und ohne topografische Korrektur für den 15. April 2000.....	152
<i>Abbildung 85:</i> Verlauf der Referenz-Evapotranspiration entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) mit und ohne topografische Korrektur für den April 2000.....	152
<i>Abbildung 86:</i> Oberfläche des Niederschlags am 15. April 2000 mit Niederschlagsmessstationen	153
<i>Abbildung 87:</i> Oberfläche der Niederschlagsmonatssumme für den März 2000	154
<i>Abbildung 88:</i> Oberfläche der mittleren Jahresniederschlagssumme von 1990 bis 2008	154
<i>Abbildung 89:</i> Vergleich eines INCA-Datensatzes mit der Niederschlagsoberfläche einer Interpolation mit <i>Ordinary Kriging</i> (OK) für den 15. Juli 2005	156
<i>Abbildung 90:</i> Modellierter Schneebedeckung vom 2. bis 4. Februar 2004 mit einem Vergleich zu MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid V004 (MOD10A2) am 3. Februar 2004.....	159
<i>Abbildung 91:</i> Übereinstimmung der modellierten Schneebedeckung mit Beobachtungen an ZAMG- und HZB-Messstationen sowie das Verhältnis der schneebedeckten Fläche aus Beobachtung und Schätzung an allen Messstationen für den Winter 2003/2004	160
<i>Abbildung 92:</i> Übereinstimmung der modellierten Schneebedeckung mit Beobachtungen an ZAMG- und HZB-Messstationen sowie das Verhältnis der schneebedeckten Fläche aus Beobachtung und Schätzung an allen Messstationen für den Winter 2007/2008	161
<i>Abbildung 93:</i> Übereinstimmung der modellierten Schneebedeckung mit Beobachtungen an ZAMG- und HZB-Messstationen sowie die relativen Abweichungen der schneebedeckten Fläche aus Beobachtung und Schätzung an allen Messstationen im langjährigen Mittel (1990 bis 2008)	162
<i>Abbildung 94:</i> Schätzung und Beobachtung der Anzahl von Tagen mit geschlossener Schneedecke in den Wintern 2003/2004 und 2007/2008 an den Messstationen von ZAMG und HZB	162
<i>Abbildung 95:</i> Verlauf von Schneewasseräquivalent und Schneehöhen an ausgewählten ZAMG-Messstationen im Winter 2003/2004 und 2007/2008	163
<i>Abbildung 96:</i> Thermische Bedingungen in der Vegetationsperiode 2000 am Standort Gumpenstein.....	167

<i>Abbildung 97:</i> Vegetationsbeginn im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode STD	169
<i>Abbildung 98:</i> Vegetationsbeginn im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode MTD.....	169
<i>Abbildung 99:</i> Vegetationsbeginn im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode RTD	170
<i>Abbildung 100:</i> Vergleich der Berechnungsmethoden für den Vegetationsbeginn im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal mit einem Ausschnitt der Rasteroberfläche MTD	170
<i>Abbildung 101:</i> Vergleich der Berechnungsmethoden für den Vegetationsbeginn im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal.....	171
<i>Abbildung 102:</i> Relative Häufigkeit der ZAMG-Messstationen mit Schneebedeckung zu Vegetationsbeginn im Vergleich der Berechnungsmethoden und mit Einbeziehung eines Schneebedeckungsmodells	172
<i>Abbildung 103:</i> Anzahl von Frosttagen nach dem mit den unterschiedlichen Berechnungsmethoden ermittelten Vegetationsbeginn.....	173
<i>Abbildung 104:</i> Vergleich der Berechnungsmethoden für den Vegetationsbeginn mit dem Eintritt der phänologischen Phase „Ergrünen der Wiesen“ in den Jahren 1990 bis 2008	174
<i>Abbildung 105:</i> Vegetationsende im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode STD	176
<i>Abbildung 106:</i> Vegetationsende im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode MTD	176
<i>Abbildung 107:</i> Vegetationsende im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode RTD.....	177
<i>Abbildung 108:</i> Vergleich der Berechnungsmethoden für das Vegetationsende im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal mit einem Ausschnitt der Rasteroberfläche STD.....	177
<i>Abbildung 109:</i> Vergleich der Berechnungsmethoden für das Vegetationsende im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal.....	178
<i>Abbildung 110:</i> Anzahl von Frosttagen vor dem mit den unterschiedlichen Berechnungsmethoden ermittelten Vegetationsende	178
<i>Abbildung 111:</i> Vegetationsdauer im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode STD.....	179
<i>Abbildung 112:</i> Vegetationsdauer im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode MTD	180
<i>Abbildung 113:</i> Vegetationsdauer im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode RTD	180
<i>Abbildung 114:</i> Vergleich der Berechnungsmethoden für die Vegetationsdauer im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal mit einem Ausschnitt der Rasteroberfläche RTD	181
<i>Abbildung 115:</i> Vergleich der Berechnungsmethoden für die Vegetationsdauer im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal.....	181
<i>Abbildung 116:</i> Vegetationsbeginn im Durchschnitt der Jahre 1991 bis 2000 nach MTD	182
<i>Abbildung 117:</i> Vegetationsbeginn im Durchschnitt der Jahre 2001 bis 2010 nach MTD	183
<i>Abbildung 118:</i> Verlauf der Vegetationsperiode im Durchschnitt aller ZAMG-Messstationen für den Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden.....	183
<i>Abbildung 119:</i> Verlauf der Vegetationsperiode an der Station Gumpenstein für den Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden	184
<i>Abbildung 120:</i> Verlauf der Vegetationsperiode im Durchschnitt aller ZAMG-Messstationen für die Dekadenmittel 1960 bis 2000 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden und Dekadenmittelwerten	185
<i>Abbildung 121:</i> Verlauf der Vegetationsperiode an der Station Gumpenstein für die Dekadenmittel 1960 bis 2000 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden und Dekadenmittelwerten	186
<i>Abbildung 122:</i> Räumliche Darstellung der Abweichungen einer unterschiedlichen Mittelwertbildung am Beispiel der Dekade 2001 bis 2010 für die Berechnungsmethode STD	187

<i>Abbildung 123:</i> Auswertung der Fehler (<i>RMSE</i>) an den Stationen für den Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 sowie deren langjährige Mittel für die einzelnen phänologischen Grünlandphasen	189
<i>Abbildung 124:</i> Räumliche Verteilung der Beobachtungsstationen von phänologischen Grünlandphasen.....	190
<i>Abbildung 125:</i> Evaluierung des Temperatursummenmodells im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 für die Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“	192
<i>Abbildung 126:</i> Räumliches Modell der Temperatursummen am Beispiel des Jahres 2000 für die Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“	192
<i>Abbildung 127:</i> Differenz zwischen dem räumlichen Modell der Temperatursumme für „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ und dem Beginn der Vegetationsperiode (MTD) im langjährigen Mittel.....	193
<i>Abbildung 128:</i> Evaluierung des Temperatursummenmodells im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 für die Phase „Knaulgras: Erste Blüte“	194
<i>Abbildung 129:</i> Räumliches Modell der Temperatursummen am Beispiel des Jahres 2000 für die Phase „Knaulgras: Erste Blüte“	195
<i>Abbildung 130:</i> Evaluierung des Temperatursummenmodells im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 für die Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“	196
<i>Abbildung 131:</i> Räumliches Modell der Temperatursummen am Beispiel des Jahres 2000 für die Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“	196
<i>Abbildung 132:</i> Verlauf der phänologischen Grünlandphasen im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal.....	197
<i>Abbildung 133:</i> Verlauf der phänologischen Grünlandphasen im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal.....	197
<i>Abbildung 134:</i> Erntezeitpunkte aus verschiedenen Experimenten (<i>Misc</i>) im Vergleich zu den Erhebungen der Erntezeitpunkte aus einem praxisorientierten Forschungsprojekt (<i>MaB</i>).....	200
<i>Abbildung 135:</i> Berechnete Aufwuchsdauer aus experimentellen Daten (<i>Miscellaneous experiments</i>) im Vergleich zu praxisorientierten Erhebungen (<i>MaB</i>).....	200
<i>Abbildung 136:</i> Räumliche Verteilung von Versuchsstandorten (<i>Miscellaneous experiments</i>) und landwirtschaftlichen Betrieben (<i>MaB</i>) mit Erhebungen von Erntezeitpunkten	201
<i>Abbildung 137:</i> Vergleich der modellierten Nutzungszeitpunkte mit den Beobachtungen an den für die Kalibrierung herangezogenen Standorten im Zeitraum 1990 bis 2009.....	202
<i>Abbildung 138:</i> Vergleich der modellierten Nutzungszeitpunkte mit Beobachtungen an den Standorten des Projektes <i>SpatialGRAM</i> im Zeitraum 2002 bis 2009.....	202
<i>Abbildung 139:</i> Vergleich der modellierten Aufwuchsdauer mit Beobachtungen an den Standorten des Projektes <i>SpatialGRAM</i> im Zeitraum 2002 bis 2009.....	203
<i>Abbildung 140:</i> Vergleich der modellierten Nutzungszeitpunkte mit phänologischen Beobachtungen des Eintritts der Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“ im Zeitraum 1990 bis 2008	203
<i>Abbildung 141:</i> Nutzungszeitpunkte des 1. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000	204
<i>Abbildung 142:</i> Nutzungszeitpunkte des 2. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000	205
<i>Abbildung 143:</i> Nutzungszeitpunkte des 3. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000	205
<i>Abbildung 144:</i> Nutzungszeitpunkte des 4. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000	206
<i>Abbildung 145:</i> Räumliche Verteilung der Wahrscheinlichkeit für die Eignung eines Zweischnittsystems auf Basis von Häufigkeiten des Nutzungspotenzials der Jahre 1990 bis 2010	206
<i>Abbildung 146:</i> Räumliche Verteilung der Wahrscheinlichkeit für die Eignung eines Dreischnittsystems auf Basis von Häufigkeiten des Nutzungspotenzials der Jahre 1990 bis 2010	207

<i>Abbildung 147:</i> Räumliche Verteilung der Wahrscheinlichkeit für die Eignung eines Vierschnittsystems auf Basis von Häufigkeiten des Nutzungspotenzials der Jahre 1990 bis 2010	207
<i>Abbildung 148:</i> Potenzial von Schnittnutzungen auf Basis von Temperatursummen im Jahr 2000	208
<i>Abbildung 149:</i> Referenz-Evapotranspiration am 15. Juli 2003	209
<i>Abbildung 150:</i> Pflanzenfaktor eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003	210
<i>Abbildung 151:</i> Grünland-Evapotranspiration als Ergebnis der durch den Pflanzenfaktor eines Dreischnittsystems angepassten Referenz-Evapotranspiration am 15. Juli 2003	211
<i>Abbildung 152:</i> Bodenwasserabsenkung im Oberboden (0 bis 20 cm) am 15. Juli 2003	213
<i>Abbildung 153:</i> Wasserstressfaktor des Oberbodens (0 bis 20 cm) am 15. Juli 2003	214
<i>Abbildung 154:</i> Aktuelle Evapotranspiration eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003	214
<i>Abbildung 155:</i> Verlauf der Evapotranspiration unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Gumpenstein im Jahr 2000	215
<i>Abbildung 156:</i> Verlauf der Bodenwasserbilanzparameter unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Gumpenstein im Jahr 2000	215
<i>Abbildung 157:</i> Verlauf der Evapotranspiration unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Kirchberg/Walde im Jahr 2003	216
<i>Abbildung 158:</i> Verlauf der Bodenwasserbilanzparameter unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Kirchberg/Walde im Jahr 2003	216
<i>Abbildung 159:</i> Wasserverfügbarkeitsfaktor eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003	218
<i>Abbildung 160:</i> Wachstumsfaktor eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003	219
<i>Abbildung 161:</i> Verlauf von Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Gumpenstein im Jahr 2000	219
<i>Abbildung 162:</i> Verlauf von Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Kirchberg/Walde im Jahr 2000	220
<i>Abbildung 163:</i> Effektive Temperatur für den ersten Aufwuchs eines Dreischnittsystems im Jahr 2003	220
<i>Abbildung 164:</i> Temperatursumme für den ersten Aufwuchs eines Dreischnittsystems im Jahr 2003	221
<i>Abbildung 165:</i> Standortpotenziale der Versuchsstandorte hinsichtlich der Nutzungsfrequenz	224
<i>Abbildung 166:</i> Schätzung der aufwuchsbezogenen Grünlanderträge unter Anwendung eines robusten Regressionsverfahrens	225
<i>Abbildung 167:</i> Grünlandjahreserträge auf Basis einer Akkumulation von Einzelaufwuchserträgen	226
<i>Abbildung 168:</i> Vergleich der mittleren absoluten Fehler (MAE) der Ertragsschätzung mittels globalem Modell und lokal angepassten Modellen an den Versuchsstandorten	228
<i>Abbildung 169:</i> Validierung der räumlichen Schätzung aufwuchsbezogener Grünlanderträge	229
<i>Abbildung 170:</i> Werteverteilung von beobachteten und räumlich geschätzten Grünlanderträgen	229
<i>Abbildung 171:</i> Validierung der räumlichen Schätzung von Grünlanderträgen nach Ausschluss der modellbedingten Fehler	230
<i>Abbildung 172:</i> Validierung der räumlichen Schätzung von Grünlandjahreserträgen	230
<i>Abbildung 173:</i> Werteverteilung von beobachteten und räumlich geschätzten Grünlandjahreserträgen	231
<i>Abbildung 174:</i> Validierung der räumlichen Schätzung von Grünlandjahreserträgen nach Ausschluss der modellbedingten Fehler	231

<i>Abbildung 175:</i> Räumlich geschätzte und beobachtete Grünlanderträge an der Station Gumpenstein.....	232
<i>Abbildung 176:</i> Räumlich geschätzte und beobachtete Grünlanderträge an der Station Kirchberg/Walde.....	233
<i>Abbildung 177:</i> Grünlandjahreserträge einer Zweischnittnutzung im Jahr 2003	234
<i>Abbildung 178:</i> Grünlandjahreserträge einer Zweischnittnutzung im Jahr 2006	234
<i>Abbildung 179:</i> Grünlandjahreserträge einer Dreischnittnutzung im Jahr 2003	235
<i>Abbildung 180:</i> Grünlandjahreserträge einer Dreischnittnutzung im Jahr 2006	235
<i>Abbildung 181:</i> Grünlandjahreserträge einer Vierschnittnutzung im Jahr 2003	236
<i>Abbildung 182:</i> Grünlandjahreserträge einer Vierschnittnutzung im Jahr 2006	236
<i>Abbildung 183:</i> Langjähriger Durchschnitt von Grünlandjahreserträgen unter Berücksichtigung einer standortangepassten Nutzungsfrequenz.....	237

Tabellen

<i>Tabelle 1:</i> Zeitliche Entwicklung des Bestandes an Raufutter verzehrenden Tieren in Österreich (Statistik Austria, 2006, 2008, 2011)	5
<i>Tabelle 2:</i> Zeitliche Entwicklung der land- und forstwirtschaftlichen Nutzfläche [ha] in Österreich, insbesondere der Grünlandflächen (BMLFUW, 2010, 210)	5
<i>Tabelle 3:</i> Größenverteilung österreichischer Grünlandschläge (Feldfutterbau, Wirtschaftsgrünland und extensiv genutztes Grünland) nach INVEKOS 2009.....	6
<i>Tabelle 4:</i> Datengrundlage für die Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells auf Basis langjähriger Beobachtungen der Globalstrahlung (1961 – 2010) an den ZAMG-Messstationen	34
<i>Tabelle 5:</i> Datengrundlage für die Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells unter besonderer Berücksichtigung des Verhältnisses von direkter und diffuser Strahlung auf Basis langjähriger Beobachtungen (1951 – 2010) an der ZAMG-Messstation „Hohe Warte“	35
<i>Tabelle 6:</i> Repräsentative Tage für die Berechnung der monatlichen Globalstrahlung	35
<i>Tabelle 7:</i> Statistische Kennwerte zur räumlichen Verteilung der ZAMG-Messstationen differenziert nach Beobachtungen von Globalstrahlung und Sonnenscheindauer im Jahr 2000	40
<i>Tabelle 8:</i> Liste der als Bergstationen klassifizierten ZAMG-Messstationen.....	47
<i>Tabelle 9:</i> Berechnung der Höhengradienten für monatliche Mittel-, Minimum- und Maximumtemperaturen im Mittel der Dekade 1991 – 2000, getrennt nach Tal- und Bergstationen	48
<i>Tabelle 10:</i> Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith und nach Hargreaves berechneten Referenz-Evapotranspiration an den ZAMG-Messstationen für das Jahr 2000.....	66
<i>Tabelle 11:</i> Schätzung der Referenz-Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit an den ZAMG-Messstationen für das Jahr 2000	66
<i>Tabelle 12:</i> Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith berechneten und aus dem Sättigungsdefizit geschätzten Referenz-Evapotranspiration an den ZAMG-Messstationen für das Jahr 2000.....	67
<i>Tabelle 13:</i> Berechnung der Höhengradienten der Referenz-Evapotranspiration in den Monaten der Vegetationsperiode des Jahres 2000.....	69
<i>Tabelle 14:</i> Zusammenfassung der geostatistischen Analyse des Datenbestandes von ZAMG und HZB im Vergleich zur nicht erweiterten Datenbasis der ZAMG für den 15. April 2000	77
<i>Tabelle 15:</i> Wertebereiche für die Iteration von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme	98

<i>Tabelle 16:</i> Kalibrierung der Parameter <i>Diffuse Proportion</i> und <i>Transmittivity</i> des ArcGIS- <i>SolarRadiation</i> -Modells für Monatsmaxima der Globalstrahlung auf Basis langjähriger Beobachtungen der ZAMG	119
<i>Tabelle 17:</i> Kalibrierung der Parameter <i>Diffuse Proportion</i> und <i>Transmittivity</i> des ArcGIS- <i>SolarRadiation</i> -Modells für Monatsmittelwerte der Globalstrahlung auf Basis langjähriger Beobachtungen der ZAMG	122
<i>Tabelle 18:</i> Monatliche Interpolationsfehler der Referenz-Evapotranspiration in absoluten Zahlen (RMSE) und relativ zum Mittelwert aller Messstationen	146
<i>Tabelle 19:</i> Optimale Anpassung von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme für phänologische Grünlandphasen	190
<i>Tabelle 20:</i> Statistische Ergebnisse für die Anwendung der angepassten Modellparameter zur Schätzung von phänologischen Grünlandphasen.....	190
<i>Tabelle 21:</i> Statistische Kennwerte zur räumlichen Verteilung der Beobachtungsstationen für phänologische Grünlandphasen im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008	191
<i>Tabelle 22:</i> Mittlere absolute Fehler (MAE) im Vergleich zwischen Gesamtdaten und den mittels robuster Regression (Gewichte < 0,8) eingeschränkten Daten	225
<i>Tabelle 23:</i> 95-%-Konfidenzintervall des mittleren absoluten Fehlers (MAE) aus einer Kreuzvalidierung (¼ Testdaten) im Vergleich zwischen gesamten und eingeschränkten Daten	225
<i>Tabelle 24:</i> Statistische Kennwerte des Grünlandertragsmodells in den Versuchsjahren	226
<i>Tabelle 25:</i> Statistische Kennwerte des Grünlandertragsmodells für die Nutzungssysteme	227
<i>Tabelle 26:</i> Statistische Kennwerte des Grünlandertragsmodells an den Versuchsstandorten.....	227

Abkürzungen und Terminologie

Allgemeines

CI	Calculate then Interpolate
DHM	Digitales Höhenmodell
DM	Dry Matter
dt	Dezitonne
FAO	Food and Agriculture Organisation of the United Nations
GIS	Geografisches Informationssystem (GI-System)
ha	Hektar
HZB	Hydrografisches Zentralbüro (Hydrografischer Dienst)
IC	Interpolate then Calculate
IDW	Inverse Distance Weighting
INVEKOS	Integriertes Verwaltungs- und Kontrollsystem
LFZ	Lehr- und Forschungszentrum
LOO	Leave-one-out (Kreuzvalidierung)
m a.s.l.	Meters above sea level (Seehöhe)
MAE	Mean Absolute Error
MJ	Megajoule
MLR	Multiple lineare Regression
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
RMSE	Root Mean Square Error
TM	Trockenmasse
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Globalstrahlung

a_s, b_s	Ångström-Koeffizienten
d_r	Inverse relative Distanz Erde-Sonne
F_R	Fraktion der aktuellen Globalstrahlung (R_s) zu langjährigem Wertebereich ($R_{\max} - R_{\min}$)
G_{SC}	Solarkonstante [$\text{MJ m}^{-2} \text{min}^{-1}$]
n	Aktuelle Sonnenscheindauer [h]
N	Astronomisch mögliche Sonnenscheindauer [h]
P_R	Verhältnis von diffuser Strahlung zu Globalstrahlung
R_a	Extraterrestrische Strahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_{df}	Diffuse Strahlung (Himmelsstrahlung) [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_{di}	Direkte Strahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_F	Globalstrahlungsfaktor (unter aktuellen atmosphärischen Bedingungen)
R_f	Globalstrahlungsfaktor (unter wolkenlosen Bedingungen)
R_H	Globalstrahlung für horizontale Flächen [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_{\max}	Langjähriges Maximum der Globalstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_{\min}	Langjähriges Minimum der Globalstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_n	Strahlungsbilanz [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_{nl}	Langwellige Nettostrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_{ns}	Kurzwellige Nettostrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_S	Globalstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_{SO}	Clear-sky Radiation [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
R_T	Globalstrahlung für geneigtes Gelände [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
z	Stationsseehöhe [m]
α	Albedo
δ	Sonnendeklination [rad]
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante [$\text{MJ K}^{-4} \text{m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]

φ	Geografische Breite [rad]
ω_s	Stundenwinkel [rad]

Temperatur

D	Tagesgang der Lufttemperatur [°C]
T	Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]
T_d	Mitteltemperatur der Tagesstunden [°C]
T_{\max}	Tagesmaximum der Lufttemperatur [°C]
T_{\min}	Tagesminimum der Lufttemperatur [°C]
T_n	Mitteltemperatur der Nachtstunden [°C]
ΔT	Topografieabhängiger Temperaturkorrekturwert [°C]

Referenz-Evapotranspiration

e_a	Aktueller Dampfdruck [kPa]
e_s	Sättigungsdampfdruck [kPa]
ET_0	Referenz-Evapotranspiration [mm]
G	Bodenwärmestromdichte [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
RH	Relative Luftfeuchte [%]
u	Windgeschwindigkeit [m s^{-1}]
vpd	Vapour Pressure Deficit (Sättigungsdefizit) [kPa]
z	Messhöhe der Windgeschwindigkeit über Boden [m]
γ	Psychrometerkonstante [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]
Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]

Schneebedeckung

A	Akkumulierte Schneebedeckung (Schneewasseräquivalent) [mm]
CMF	Combined Melt Factor
F	Schnee-Regen-Fraktion
M	Schmelzwasser [mm]
P	Tagesniederschlagssumme [mm]
S	Neuschnee (Schneewasseräquivalent) [mm]
SC	Tägliche Schneebedeckung (Schneewasseräquivalent) [mm]

Vegetationsperiode und phänologische Grünlandphasen

d_0	Starttag der Temperatursummenbildung [d]
DD	Degree-day
d_e	Eintrittstag der phänologischen Phase [d]
GDD	Growing Degree-days
MTD	Multicriterial Thermal Definition
RTD	Relational Thermal Definition
STD	Simple Thermal Definition
T_b	Basistemperatur [°C]
T_s	Kritische Temperatursumme [°C]

Bodenwasserbilanz und Wasserverfügbarkeit

aFC	Available Field Capacity (Nutzbare Feldkapazität) [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]
DP	Deep Percolation (Tiefenversickerung) [mm]
D_r	Root Zone Depletion (Bodenwasserabsenkung) [mm]
ET_c	Grünland (Crop)-Evapotranspiration [mm]
$ET_{c,adj}$	Aktuelle Evapotranspiration [mm]
G_a	Globalstrahlungssumme [MJ m^{-2}]

G_e	Effektive Globalstrahlung [MJ m^{-2}]
g_s	Wachstumsfaktor (Growth Supporting Factor)
l	Interzeption [mm]
K_c	Crop Coefficient (Pflanzenfaktor)
K_s	Wasserstresskoeffizient
p	Fraktionsfaktor für RAW
P	Tagesniederschlagssumme [mm]
RAW	Readily Available Water (Leicht verfügbares Bodenwasser) [mm]
sub	Subsoil (Unterboden) [20 – 40 cm]
T_a	Temperatursumme [$^{\circ}\text{C}$]
TAW	Total Available Water (Gesamt verfügbares Bodenwasser) [mm]
t_{CL}	Schwellenwert für langfristige Wasserverfügbarkeit
t_{CS}	Schwellenwert für kurzfristige Wasserverfügbarkeit
T_e	Effektive Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
top	Topsoil (Oberboden) [0 – 20 cm]
W_A	Wasserverfügbarkeitsfaktor
W_L	Langfristiger Wasserverfügbarkeitsfaktor
W_S	Kurzfristiger Wasserverfügbarkeitsfaktor

Terminologie Evapotranspiration

Evapotranspiration (ET): Summe von Evaporation und Transpiration

Referenz-Evapotranspiration (ET_0): Die Evapotranspiration bezieht sich auf eine exakt definierte Referenzoberfläche. Die Evaporation über offenem Boden und die Transpiration beziehen sich laut der hier verwendeten FAO-Definition auf eine vollständig mit Gras bedeckte Oberfläche. Es handelt sich um einen meteorologischen Parameter, der von tatsächlichen Bodenwassergehalten unbeeinflusst ist.

Grünland (Crop)-Evapotranspiration (ET_c): Die Referenz-Evapotranspiration wird mithilfe von Pflanzenfaktoren (K_c) verändert und damit auf eine bestimmte Kulturart abgestimmt. In der vorliegenden Arbeit beschreiben diese Faktoren die Anpassung der Referenzoberfläche auf eine Nutzung als Wirtschaftsgrünland mit mehreren Schnitten pro Jahr. Die Bodenwasserverfügbarkeit wird dabei ebenfalls vernachlässigt, es wird volle Wassersättigung angenommen.

Aktuelle Evapotranspiration ($ET_{c,adj}$): Die aktuelle Bodenwasserverfügbarkeit wird mit der Grünland-Evapotranspiration kombiniert. Bei eingeschränkter Wasserverfügbarkeit erfolgt eine Reduktion durch den Wasserstressfaktor (K_s), welcher die Bodenwasserabsenkung unter Berücksichtigung spezifischer Bodeneigenschaften repräsentiert.

Terminologie Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen

Wasserverfügbarkeitsfaktor (Water Availability Factor) (W_A): Aus dem Verhältnis von $ET_{c,adj}$ und ET_c ergibt sich die Wasserverfügbarkeit, welche über kurzfristige (die letzten sechs Tage) und langfristige (ab Beginn der Vegetationsperiode) Akkumulation zusammen mit empirischen Koeffizienten gebildet wird.

Wachstumsfaktor (Growth Supporting Factor) (g_s): Bei eingeschränkter Wasserverfügbarkeit verschlechtern sich die Wachstumsbedingungen. Ein entsprechender funktionaler Zusammenhang wird über empirische Koeffizienten und dem W_A realisiert. Der sich daraus ergebende Faktor beschreibt näherungsweise den Grad der Beeinträchtigung des Wachstums.

Effektive Temperatur (T_e): Bei mangelnder Wasserverfügbarkeit ist die Wirkung der Temperatur auf das Wachstum eingeschränkt. Die tägliche Temperatur wird mit dem g_s kombiniert und über die Dauer eines Grünlandaufwuchses akkumuliert. Daraus ergibt sich eine den Wachstumsbedingungen entsprechende effektive Temperatursumme, welche für die Erklärung des Grünlandertrages herangezogen wird.

Effektive Globalstrahlung (G_e): Wie bei der T_e wird die Globalstrahlung in Abhängigkeit der Wasserverfügbarkeit und den daraus resultierenden Wachstumsbedingungen über die Aufwuchsdauer akkumuliert. Die effektive Globalstrahlung beschreibt somit näherungsweise den für das Wachstum genutzten Anteil an der Gesamtstrahlung. Der Ertrag im Grünland hängt in hohem Maß von diesem Parameter ab.

1 Einleitung und Problemstellung

1.1 Motivation und Projektumfeld

Die Grünlandwirtschaft spielt in der österreichischen Landwirtschaft aufgrund der naturräumlichen Gegebenheiten eine besondere Rolle. Im klimatisch und topografisch benachteiligten Bergland mit einem Flächenanteil von etwa 70 % ist eine auf Ackerbau ausgerichtete Landwirtschaft kaum möglich und das Wirtschaftsgrünland deshalb die dominierende Kulturart. Als prägendes Element des ländlichen Raumes erfüllt es zahlreiche ökonomische und ökologische Funktionen. Primärer Zweck der Bewirtschaftung von Grünlandflächen ist die Produktion von hochwertigem Grundfutter für eine standortangepasste und nachhaltige Viehwirtschaft. Mehr als die Hälfte der gesamten landwirtschaftlichen Nutzfläche wird von überwiegend kleinstrukturierten Betrieben als Grünland bewirtschaftet. Der Ertrag spielt dabei eine zentrale Rolle.

Die von der Einzelfläche losgelöste, überbetriebliche Darstellung der Ertragssituation ist Grundlage für eine regionale Beschreibung der Produktivität in der Grünland- und Viehwirtschaft. Benachteiligte Gebiete, aber auch Gunstlagen, können aufgrund unterschiedlicher Bewirtschaftungsintensitäten und -potenziale geografisch differenziert werden. Diese Regionalisierung von Informationen über die Landwirtschaft und deren Wirtschaftskraft ist eine wichtige Voraussetzung für agrarpolitische Maßnahmen und Gestaltungsprozesse. Ein möglichst umfassendes Wissen über landwirtschaftliche Erträge ist zudem für die auf gesetzlichen Grundlagen¹ beruhende Erstellung der *Landwirtschaftlichen Gesamtrechnung* notwendig. In den dafür benötigten Erntestatistiken ist selbstverständlich auch das Wirtschaftsgrünland vertreten. Gerade die Landwirtschaft in den Alpentälern und Bergregionen mit ihrer hohen Verwundbarkeit gegenüber sozioökonomischen und strukturellen Veränderungen kommt zunehmend in Bedrängnis. Eine räumliche Beschreibung der Agrarproduktion und Flächennutzung für diese Gebiete kann einen wichtigen Beitrag dafür leisten, negativen Entwicklungen rechtzeitig gegenzusteuern.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der räumlichen Beschreibung von Erträgen im Wirtschaftsgrünland und der dafür notwendigen Modellierung elementarer Rahmenbedingungen. Dabei wurde besonders darauf geachtet, ein Instrumentarium zu entwickeln, welches für eine operative Anwendung genutzt werden kann. Die erarbeiteten Methoden und Modelle sind mit der Zielsetzung implementiert, eine Erweiterung der Wissensbasis für die regionale Bewertung der Grünlandwirtschaft in Österreich zu schaffen. Das Modell der Ertragsschätzung steht dabei im Mittelpunkt dieser Arbeit und ist als Grundlage und Ausgangsbasis für die Entwicklung von Szenarien zur Vegetations- und Ertragsdynamik sowie für Anwendungen in Entscheidungs- und Expertensystemen zu verstehen.

Grundsätzlich unterscheiden sich die Ansätze zur Berechnung und Schätzung der Ertragssituation in ihrer Zielsetzung. Dynamische Wachstumsmodelle können beispielsweise die einzelnen Phasen des Wachstums genau beschreiben, benötigen dafür allerdings zahlreiche Parameter zur Abbildung der biophysikalischen Prozesse. Die für solche Modelle notwendigen Daten müssen das Gesamtsystem Boden-Pflanze-Atmosphäre möglichst umfassend

¹ Verordnung (EG) Nr. 138/2004 des Europäischen Parlaments und des Rates vom 5. Dezember 2003 zur Landwirtschaftlichen Gesamtrechnung in der Gemeinschaft, VO (EG) Nr. 306/2005, VO (EG) Nr. 909/2006, VO (EG) Nr. 212/2008, BGBl. I Nr. 163/1999

einbeziehen und durch Messungen und Beobachtungen erhoben werden. Darin erkannte Zusammenhänge dienen als Grundlage für das Verständnis des Wachstums und seiner Abhängigkeiten. Je umfangreicher der verfügbare Datenbestand ist, desto kompliziertere Zusammenhänge können von einem Modell verarbeitet werden. Ertragsschätzungen im Grünland auf Basis von komplexeren Modellen, wie beispielsweise jenes von Johnson *et al.* (1983), beziehen sich meist auf einzelne Versuchsstandorte und erreichen dort sehr gute Ergebnisse. Wird die regionalisierte Anwendung eines Schätzmodells angestrebt, stellt die Datenverfügbarkeit einen limitierenden Faktor dar, die Vereinfachung der Modellkomplexität ist deshalb die notwendige Konsequenz. Ein erster Schritt ist die Generalisierung externer Einflüsse und die mathematische Beschreibung biologischer Vorgänge auf Basis empirischer Untersuchungen, wie sie zum Beispiel von Valkov *et al.* (1999) durchgeführt wurden. Eine weitere Möglichkeit, die oft problematische Verfügbarkeit von regionalisierten Daten auszugleichen, besteht in einer Koppelung von Modellierung und Fernerkundung, wie sie Nouvellon *et al.* (2001) in ihrer Arbeit aufzeigen.

Eine operationelle Anwendung erfordert meist die drastische Reduzierung der Modellkomplexität. Dies gilt besonders dann, wenn eine Regionalisierung des Modells umgesetzt werden soll. Die entscheidende Voraussetzung dafür ist eine Abstimmung mit der notwendigerweise flächendeckend zur Verfügung stehenden Datenbasis. Die Schwierigkeit in der Entwicklung derartiger Modelle besteht im Erreichen einer gewissen Balance zwischen Abstraktion und ausreichender naturwissenschaftlicher Wirklichkeitsbeschreibung. Ungenauigkeit, Inkonsistenz und Aspekthaftigkeit sind zwar inhärente Eigenschaften eines vereinfachten Modells, dürfen jedoch seine Funktion als aussagekräftige Repräsentation der empirischen Wirklichkeit nicht infrage stellen (Bailer-Jones, 2000).

Eine quantitative und qualitative Schätzung des Grünlandertrages ist aufgrund der heterogenen Bewirtschaftung und einer Vielzahl unterschiedlicher Standortbedingungen äußerst komplex. Der Jahresertrag im Wirtschaftsgrünland setzt sich im Gegensatz zu dem von Ackerkulturen aus mehreren Ernten zusammen, deren Anzahl von der Bewirtschaftungsintensität abhängt. Diese steht in Wechselbeziehung zur ertragsbestimmenden Pflanzengesellschaft, welche aus verschiedenen Arten und Sorten von Gräsern, Kräutern und Leguminosen besteht. Die Ansprüche des Pflanzenbestandes hinsichtlich Klima, Boden, Düngung, Nutzungsfrequenz, Wasserbedarf und Pflegemaßnahmen variieren zudem in Abhängigkeit seiner Zusammensetzung und erschweren damit eine modellhafte und beobachtungsunabhängige Beschreibung der Erträge. Die individuelle Einflussnahme des Landwirtes auf die ertragsentscheidende Zusammensetzung des Pflanzenbestandes kann mittels räumlicher Modelle nicht umfassend beschrieben werden. Auch der Grad der Nährstoffversorgung mit organischem und mineralischem Dünger ist nur mittels Näherungsverfahren und großen Unsicherheiten auf die einzelnen landwirtschaftlichen Flächen übertragbar. Da sich aus der Vielzahl der Bewirtschaftungsfaktoren kaum allgemein reproduzierbare räumliche Abhängigkeiten ableiten lassen, beziehen sich die Analysen in der vorliegenden Arbeit auf Standortfaktoren und darauf aufbauenden Näherungsmodellen. Die einzelnen Komponenten des hier erarbeiteten Systems zur Ertragsschätzung sind nicht darauf ausgelegt, alle Prozesse tief gehend und in hohem Detaillierungsgrad zu beschreiben. Sie sind vielmehr auf eine Breite anzupassen, welche der Funktion der hier realisierten Anwendung entspricht (vgl. Mirschel *et al.*, 2001). Einzelne ertragsrelevante Parameter wie die Pflanzenbestandszusammensetzung oder die Nährstoffversorgung werden aufgrund ihrer kaum möglichen räumlichen Differenzierbarkeit nicht näher untersucht und im Modell als standortangepasst und landesüblich angenommen.

Die Vegetations- und Ertragsdynamik ist in hohem Maß von den klimatischen Voraussetzungen und der Witterung im Laufe einer Vegetationsperiode abhängig. Die Berücksichti-

gung dieser Parameter steht im Zentrum der hier erarbeiteten Methoden und Modelle. Insbesondere die Veränderung des Klimas stellt gerade die Landwirtschaft vor neue Herausforderungen. Neben Extremereignissen wie Starkniederschlägen, Stürmen und Hagel ist vor allem die Zunahme von Trockenperioden, ausgelöst durch den weltweiten Anstieg der Temperatur, eine für die Landbewirtschaftung ernst zu nehmende Bedrohung.

Um die Auswirkungen von Trockenperioden auf die Grünlanderträge genauer zu untersuchen, wurde vom Lehr- und Forschungszentrum für Landwirtschaft (LFZ) Raumberg-Gumpenstein ein Netz von 27 Versuchsstandorten, verteilt über ganz Österreich, für ein langjähriges Monitoring errichtet. Die Betreuung der wissenschaftlichen Exaktversuche an diesen vielen Standorten konnte aus Zeit- und Kostengründen nicht vom LFZ Raumberg-Gumpenstein im Alleingang durchgeführt werden. Im Jahr 1999 gab es dazu erste Kooperationsgespräche mit den österreichischen Land- und Forstwirtschaftlichen Fachschulen, welche unter der Zielsetzung, Forschung und Lehre enger zu verknüpfen, als Partner gewonnen werden konnten. Nach einer intensiven Planungsphase, in der Versuchsdesign, Standortwahl und Betreuungskonzept festgelegt wurden, konnten die Versuche im Jahr 2002 angelegt werden. An den meisten Standorten werden auch heute noch laufend Versuchsdaten erhoben und am LFZ Raumberg-Gumpenstein analysiert und ausgewertet. Damit steht eine einzigartige Datenbasis mit Grünlandertragserhebungen für unterschiedliche Nutzungsintensitäten in den wichtigsten Klimaregionen Österreichs über mittlerweile neun Jahre zur Verfügung. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit dienen diese Experimente als Grundlage der Grünlandertragsmodellierung und deren Evaluierung.

Die hohe Komplexität der Fragestellungen, welche sich aus den Zusammenhängen zwischen Trockenheit und landwirtschaftlichen Erträgen ergeben, erforderte die Einbindung von Partnern unterschiedlicher Wissenschaftsdisziplinen. Das System Boden-Pflanze-Atmosphäre wurde in verschiedenen Teilprojekten intensiv bearbeitet. Für den Bereich Boden war das Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, zuständig (vgl. Murer, 2009). Der Pflanzenbau steht im Mittelpunkt der Untersuchungen am LFZ Raumberg-Gumpenstein, Institut für Pflanzenbau und Kulturlandschaft, und betrifft die Bewirtschaftung, Düngung, Pflanzenbestandszusammensetzung und Quantität sowie Qualität der Erträge (vgl. Buchgraber *et al.*, 2006). Die agrarmeteorologischen Fragestellungen wurden von der Universität für Bodenkultur, Institut für Meteorologie, bearbeitet (vgl. Kromp-Kolb *et al.*, 2005).

Im Zuge der Projektarbeit kristallisierte sich die Anforderung einer interdisziplinären und zusammenfassenden Bearbeitung der von den einzelnen Partnern aufbereiteten Komponenten heraus. Außerdem wurde festgestellt, dass eine wichtige Voraussetzung für den operationellen Einsatz des zu entwickelnden Schätzmodells in einer Regionalisierung der Ergebnisse besteht. Die Implementierung eines Geografischen Informationssystems (GIS) unter Verwendung von Methoden der Geoinformatik als probates Instrumentarium war naheliegend und wurde schließlich auch umgesetzt. Die Entwicklung dieses Systems war ein mehrjähriger Prozess mit einigen wichtigen Etappen. Zunächst musste geprüft werden, auf welche Art und Weise die verschiedenen Methoden und Modelle in einem GIS umgesetzt werden können. Die Entwicklung einer geeigneten Software zur Erstellung räumlicher Daten war dafür eine wichtige Voraussetzung. In einer detaillierten Machbarkeitsstudie wurde zunächst die Ertragssituation für das von einer extremen Trockenheit betroffene Jahr 2003 abgebildet (Schaumberger, 2005). Gleichzeitig wurden von Trnka *et al.* (2006) die methodischen Grundlagen für das Schätzmodell entworfen. Die laufende Erhebung von neuen Versuchsdaten sowie die Zielsetzung einer praktischen Anwendung des Systems für beliebige Zeiträume erforderte eine umfassende Optimierung der Software. Besonders wichtig waren dabei eine hohe Performance bei der Ausführung der aufwendigen Rechen-

prozeduren und die Schaffung von exakt definierten Schnittstellen als Voraussetzung einer effizienten Modellparametrisierung (Schaumberger, 2007). Diese Vorarbeiten und eine langjährige Erfahrung in der Entwicklung geeigneter Softwaresysteme zur räumlichen Implementierung von Modellen zum Zweck der Ertragsanalyse bilden die Grundlage für die vorliegende Arbeit. Umfangreiche methodische Verbesserungen in den Teilkomponenten, eine eingehende Auseinandersetzung mit vegetationsdynamischen Grundlagen sowie eine qualitative Bewertung der Grünlandertragschätzung sind Gegenstand dieser Arbeit.

1.2 Grünlandbewirtschaftung in Österreich

1.2.1 Entwicklungen in der Grünlandbewirtschaftung

Die Landwirtschaft erlebte in den letzten 60 Jahren einen enormen Strukturwandel. Gab es in den 1950ern über 400.000 landwirtschaftliche Betriebe, sind es 2007 nur noch 187.000. Die landwirtschaftlich genutzte Fläche nahm in diesem Zeitraum ebenfalls um fast 900.000 ha ab. Der einzelne Betrieb bewirtschaftet heute durchschnittlich eine beinahe doppelt so große Fläche wie vor 60 Jahren (BMLFUW, 2010, 209). Die Anzahl von Erwerbstätigen in der Landwirtschaft nahm dramatisch ab. War der Anteil an der Gesamtheit aller Erwerbstätigen 1951 noch 32,3 % (Statistik Austria, 2007), sind es 2009 gerade noch 4,7 % (BMLFUW, 2010, 226). Intensivierung und Mechanisierung in vielen Bereichen der Landwirtschaft führten trotz des massiven Rückgangs an landwirtschaftlichen Arbeitskräften und Betrieben zu einer signifikanten Produktionssteigerung.

Dies wird besonders bei einer eingehenden Betrachtung der in engem Zusammenhang mit der Grünlandwirtschaft stehenden Milchwirtschaft deutlich. 1960 lag der Bestand an Milchkühen ohne Mutterkühe bei über 1,13 Millionen Tieren, welcher bis auf 0,53 Millionen im Jahr 2009 sank. Gleichzeitig stieg im selben Zeitraum die Milchproduktion von 2,84 auf 3,30 Millionen Tonnen. Die Anzahl der Milchlieferanten sank von 226.200 auf 40.600, die Milchlieferleistung hingegen nahm von 1,56 auf 2,71 Millionen Tonnen zu. Die durchschnittliche Produktivitätssteigerung pro Milchlieferant beträgt somit 965 % (BMLFUW, 2010, 200). Die hohe Effizienz in der Milchwirtschaft liegt sowohl in der gestiegenen Energiezufuhr als auch im Zuchtfortschritt begründet. Der Anteil an Kraftfutter ist vor allem für Hochleistungstiere stetig gestiegen, allerdings kann dieser aufgrund der physiologischen Natur der Wiederkäuer nicht beliebig ausgedehnt werden. Bei steigenden, über den Bedarf hinausgehenden Kraftfuttermengen sinkt die Grundfutteraufnahme als Folge der physiologischen Regulation der Futteraufnahme, die auf eine ausgeglichene Energiebilanz abzielt (Gruber, 2007). Krankheiten wie Pansenazidose sind bei zu hohem Einsatz von leicht verdaulichen Kohlenhydraten (Kraftfutter) und gleichzeitiger Verdrängung strukturwirksamer Faserkohlenhydrate (Gerüstsubstanzen) die unausweichliche Folge (Gasteiner *et al.*, 2009).

Das auf den Grünlandflächen geerntete Futter stellt daher nach wie vor einen enorm wichtigen Bestandteil in der Fütterung des Raufutter verzehrenden Viehs dar. Mit qualitativ hochwertigem Grundfutter und den damit verbundenen hohen Energiekonzentrationen verringert sich der hinsichtlich ökologischer und ethischer Aspekte (z. B. Nahrungsmittelkonkurrenz) nicht unproblematische Kraftfuttereinsatz, ohne auf eine nachhaltige Leistungsfähigkeit verzichten zu müssen (Gruber, 2007). In *Tabelle 1* ist die Entwicklung des Viehbestandes in den letzten 60 Jahren dokumentiert. Dabei fällt auf, dass der oben angeführte Rückgang an Milchkühen im Vergleich zur Veränderung des gesamten Rinderbestandes überproportional ausfiel. Eine Erklärung dafür ist die Zunahme alternativer Produktionszweige. Beispielsweise hat die Mutterkuhhaltung als extensive Form der Bewirtschaftung

deutlich zugenommen; im Jahr 2010 gibt es in Österreich über 264.000 Mutterkühe (Statistik Austria, 2010). Wird die Gesamtzahl der Rinder betrachtet, ist kein dramatischer Einbruch festzustellen. Die Anzahl kleiner Wiederkäuer wie Schafe und Ziegen zeigt dagegen größere Schwankungen, wobei auch bei den Schafen mittlerweile wieder ein Stand wie vor 60 Jahren erreicht wurde. Bei den Pferden gab es aufgrund des technologischen Wandels eine deutlich negative Entwicklung. Mit der Änderung der Nutzung vom Arbeits- zum Freizeittier ist seit einigen Jahren jedoch eine deutliche Trendumkehr festzustellen.

Tabelle 1: Zeitliche Entwicklung des Bestandes an Raufutter verzehrenden Tieren in Österreich (Statistik Austria, 2006, 2008, 2011)

Tierkategorien	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2005	2007	2010
Rinder	2.280.548	2.386.761	2.468.266	2.516.872	2.583.914	2.155.447	2.010.680	2.000.196	2.013.281
Pferde	283.025	150.241	47.347	40.406	49.270	81.566 ¹	73.851 ²	76.686 ²	120.000 ³
Schafe	362.457	175.153	113.192	190.819	309.312	339.238	325.728	351.329	358.415
Ziegen	322.816	161.813	62.263	32.428	37.343	56.105	55.100	60.487	71.768
Gesamtbestand	3.248.846	2.873.968	2.691.068	2.780.525	2.935.496	2.632.356	2.410.810	2.488.698	2.563.464

¹ Pferdebestand aus dem Jahr 1999; ² Agrarstrukturerhebungen (Stichproben) inkl. Esel und Maultiere; ³ Geschätzter Pferdebestand 2011 (Plattform Pferd Austria)

Bei der in *Tabelle 1* angeführten Tieranzahl muss angemerkt werden, dass sich die Futteraufnahme der einzelnen Tierkategorien und ihrer Altersstufen deutlich voneinander unterscheidet. Um eine entsprechende Vergleichbarkeit zu erreichen, wird gewöhnlich in Großvieheinheiten (GVE) umgerechnet. In der vorliegenden Arbeit wird darauf verzichtet, da lediglich die zeitliche Entwicklung eines für die Grünlandwirtschaft relevanten Tierbestandes aufgezeigt werden soll.

Die für die Viehwirtschaft unentbehrliche Futterfläche hat sich in den letzten 50 Jahren ebenso stark verändert. Die Entwicklung der gesamten land- und forstwirtschaftlichen Nutzfläche wird in *Tabelle 2* jener des Dauergrünlands gegenübergestellt. Zwei Drittel des Rückgangs der landwirtschaftlichen Nutzfläche sind auf Flächenverluste im Dauergrünland zurückzuführen. Während das Wirtschaftsgrünland etwas zugenommen hat, sind diese Abgänge auf das extensiv genutzte, ökologisch wertvolle Grünland zurückzuführen. Besonders betroffen sind Hutweiden (-72 %) und einmähdige Wiesen (-85 %), vor allem also jene Flächen, deren Bewirtschaftung schwierig und arbeitsintensiv ist.

Tabelle 2: Zeitliche Entwicklung der land- und forstwirtschaftlichen Nutzfläche [ha] in Österreich, insbesondere der Grünlandflächen (BMLFUW, 2010, 210)

Kulturart	1960	1970	1980	1990	1999	2003	2005	2007
Landwirtschaftlich genutzte Fläche	4.051.911	3.696.453	3.509.987	3.521.570	3.389.905	3.258.708	3.267.833	3.190.754
Forstwirtschaftlich genutzte Fläche	3.141.725	3.060.990	3.036.258	3.239.435	3.260.301	3.202.456	3.310.330	3.340.308
Sonstige Flächen	1.111.929	969.936	1.104.714	793.811	868.409	959.134	991.091	1.028.196
Gesamtfläche	8.305.565	7.727.379	7.650.959	7.554.815	7.518.615	7.420.298	7.569.254	7.559.258
Dauergrünland	2.297.898	2.097.178	1.949.089	2.017.282	1.916.792	1.810.387	1.789.407	1.731.267
Wirtschaftsgrünland	780.657	863.655	862.741	877.024	909.754	909.407	907.904	870.112
Mehrmähdige Wiesen	726.504	818.920	823.271	839.757	835.907	815.945	795.166	815.234
Kulturweiden	54.153	44.735	39.470	37.267	73.847	93.462	112.738	54.878
Extensiv genutztes Grünland	1.517.241	1.233.523	1.086.348	1.140.258	1.007.038	900.980	881.502	861.155
Almen und Bergmähder	921.004	848.249	764.445	889.609	833.393	709.479	731.391	722.225
Hutweiden	289.809	187.220	140.148	112.945	103.105	116.362	92.619	82.411
Einmähdige Wiesen	282.186	171.558	121.359	92.848	53.429	55.659	40.095	40.734
Streuweiden	24.242	26.496	16.003	10.381	17.111	19.480	9.646	11.501
GLÖZ G-Flächen ¹							7.751	4.284
Nicht mehr genutztes Grünland ²			44.393	34.474	39.777	37.715	48.701	

¹ Aus der Produktion genommene Dauergrünlandflächen (unter Einhaltung der Mindestanforderungen an den guten landwirtschaftlichen und ökologischen Zustand - GLÖZ).

² Nicht mehr genutztes Grünland ab 1995 nicht mehr bei LF (aufgrund der EU-Umstellung). 1960 und 1970: nicht verfügbar; 1980: Grünland aus ideellen Anteilen.

Die Zunahme der forstwirtschaftlichen Nutzfläche um 200.000 ha (vgl. *Tabelle 2*) begründet die Annahme, dass viele der schwer zugänglichen und aufgegebenen Extensivflächen aufgeforstet wurden. In den ohnehin strukturschwachen Berggebieten äußert sich dies in einer massiven räumlichen Reduktion landwirtschaftlicher Aktivität. Die extensive Bewirtschaftung auf den Steilflächen der Talhänge und unzugänglichen Seitentäler geht zunehmend zurück. Im Gegenzug konzentriert sich eine intensive Bewirtschaftungsform auf die Gunstlagen in den Tälern. Mit dem Verlust der vielfältigen, kleinstrukturierten Flächenbewirtschaftung gehen zudem Lebensraum und Biodiversität verloren. Diese Entwicklung ist für den gesamten ländlichen Raum dramatisch, da nicht nur die Landwirtschaft davon betroffen ist, sondern auch andere Bereiche mehr und mehr in Mitleidenschaft gezogen werden. Nimmt die Attraktivität der Kulturlandschaft durch fortschreitende Verwaldung ab, sind langfristig negative Auswirkungen auf traditionelle Strukturen, Siedlungsraum und Tourismus mit einhergehender Schwächung der Wirtschaftskraft die Folge (Dax, 2007).

Kaum ein anderer Wirtschaftssektor war innerhalb weniger Jahrzehnte derart großen Umwälzungen unterworfen. Immer weniger Betriebe liefern mit immer weniger, aber leistungsfähigeren Milchkühen annähernd gleich viel Milch. Dieser Trend ist auch auf die Grünlandflächen übertragbar. Extensive Grünlandbestände werden vom intensiv genutzten Grünland abgelöst, dessen Anteil am gesamten Dauergrünland weiter steigt (Groier, 2007).

1.2.2 Bedeutung der Grünlandbewirtschaftung

Ein großer Teil der landwirtschaftlichen Betriebe und Flächen Österreichs befindet sich im benachteiligten Berggebiet und ist traditionell auf Grünland- und Viehwirtschaft ausgerichtet. Mit einer durchschnittlichen Betriebsfläche von 19,3 ha und einem Rinderbestand von 25,7 mit 10,5 Milchkühen pro Betrieb ist die österreichische Landwirtschaft im Vergleich der EU-27 kleinstrukturiert (BMLFUW, 2010, 78ff). Die Bewirtschaftungseinheiten (Schläge) sind im Grünland mehrheitlich (64,7 %) kleiner als einen halben Hektar und weisen in Summe nur einen Anteil von 12,6 % an der Dauergrünlandfläche auf (vgl. *Tabelle 3*). Nur 1,6 % der Schläge sind größer als 5 ha. Die größte Mähwiese im Wirtschaftsgrünland mit drei oder mehr Nutzungen pro Jahr weist nach INVEKOS 2009 33 ha auf.

Tabelle 3: Größenverteilung österreichischer Grünlandschläge (Feldfutterbau, Wirtschaftsgrünland und extensiv genutztes Grünland) nach INVEKOS 2009

Schlagfläche in ha	Anzahl	Anzahl in %	Fläche in ha	Fläche in %
< 0,5	1.127.854	64,74	195.479	12,60
≥ 0,5 und < 1,0	287.666	16,51	202.631	13,06
≥ 1,0 und < 2,0	196.399	11,27	271.065	17,47
≥ 2,0 und < 5,0	102.456	5,88	300.679	19,38
≥ 5,0	27.761	1,59	581.656	37,49
Summe	1.742.136	100,00	1.551.510	100,00

Die geografische Verteilung der landwirtschaftlichen Betriebe (vgl. *Abbildung 1*) zeigt die Dominanz der Grünlandbewirtschaftung in den Tälern des Berggebietes und in den Gunstlagen des Alpenvorlandes. Die Betriebe werden in drei verschiedenen Klassen dargestellt: Ein Grünlandbetrieb bewirtschaftet mindestens die Hälfte seiner Betriebsfläche als Grünland mit einem nicht näher bestimmten Anteil an Wirtschaftsgrünland. Die teilweise Grünland bewirtschaftenden Betriebe erfüllen zwar das Kriterium der klassischen Grünlandbetriebe nicht, weisen jedoch einen nicht näher spezifizierten Teil ihrer Flächen als Grünland (intensiv oder extensiv) aus. Lediglich die Betriebe ohne Grünland bewirtschaften keine einzige ihrer Flächen als Grünland. Für die Klassifizierung wird die Betriebs- und Flächeninformation aus INVEKOS (Stand 2007) herangezogen.

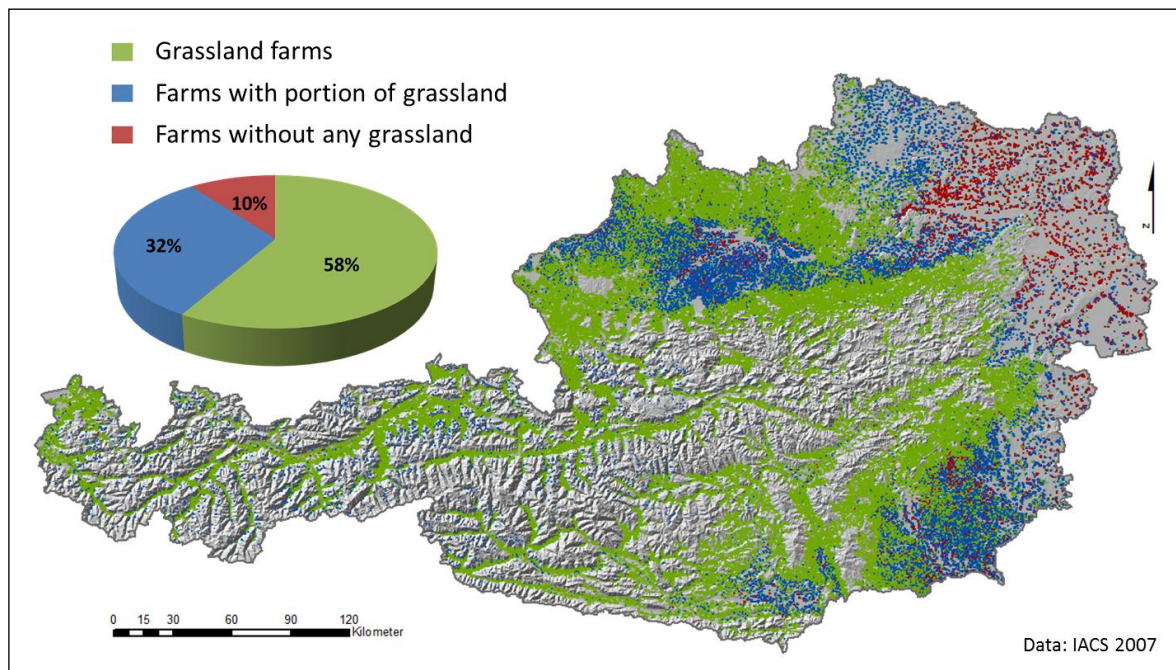


Abbildung 1: Räumliche Verteilung der landwirtschaftlichen Betriebe Österreichs und deren Klassifizierung hinsichtlich des Wirtschaftsgrünlandanteils an der Betriebsfläche

Wie die Darstellung in *Abbildung 1* zeigt, findet Grünlandwirtschaft zumeist im Bergland statt. Knapp 34 % der Flächen liegen nach einer Auswertung der Schlaginformation (INVEKOS 2009) in Gebieten mit einer Seehöhe bis zu 600 Meter, 17 % zwischen 600 und 800 und immerhin 49 % über 800 Meter. Für die Bewirtschaftungsmaßnahmen selbst spielt die Hangneigung eine zentrale Rolle. 52 % der Grünlandflächen weisen eine leichte Steigung bis zu 25 % auf. Diese Flächen sind maschinell relativ einfach zu bewirtschaften. Bis zu einer Hangneigung von 35 % können Traktoren mit dazugehöriger Standardtechnik eingesetzt werden. Dies betrifft noch weitere 13 % der Flächen. Erschwerte Bewirtschaftungsbedingungen mit zusätzlichen Kosten für Spezialgerät bestehen für 35 % der Flächen mit Hangneigungen über 35 % (Greimel *et al.*, 2003, Handler, 1993). Gerade diese steilen Flächen sind aufgrund ihrer extensiven Bewirtschaftung ökologisch meist besonders wertvoll, aber auch durch die schwierige Bearbeitung von Aufgabe und Verwaltung bedroht.

Das Dauergrünland ist mit einem überwiegenden Anteil an der landwirtschaftlichen Nutzfläche die wichtigste Kulturart in Österreich (vgl. *Tabelle 2*). Eine intensive Form der Grünlandbewirtschaftung mit mehr als drei Nutzungen pro Jahr findet hauptsächlich in den topografischen und klimatischen Gunstlagen rund um den Alpen-Hauptkamm und in den breiten Alpentälern statt. Die ertragreichen Wiesen und Weiden dienen in erster Linie der Grundfuttermittellieferung, erfüllen jedoch auch wichtige ökologische Funktionen. So wird durch einen dichten Grünlandbestand der wertvolle Oberboden stabilisiert und gesichert, Schadstoffe gepuffert und hochwertiges Trinkwasser gefiltert und gespeichert. Selbst bei hohem Intensitätsniveau findet die Nährstoffversorgung im Grünland in den meisten Fällen über die Rücklieferung von Wirtschaftsdüngern und damit in einem annähernd geschlossenen Kreislauf statt (Pötsch, 1995c). Eine wichtige Voraussetzung für die Wirtschaftlichkeit des Grünlandes ist die Erzielung hoher Qualitätserträge, welche durch entsprechende Maßnahmen bei Pflege, Düngung, Bestandesführung, Erneuerung, Nutzung und Konservierung wesentlich beeinflusst werden können (Buchgraber, 2008). Mit drei bis vier, in manchen, klimatisch besonders begünstigten Lagen, sogar bis zu sechs Nutzungen liefert das Wirtschaftsgrünland (mehrmähdige Wiesen und Kulturweiden) rund 75 % des jährlichen Futtermittelaufkommens (Buchgraber, 2006).

Knapp die Hälfte des Dauergrünlandes wird extensiv genutzt und ist in den weniger begünstigten Lagen ein wichtiger Bestandteil der agrarisch geprägten Kulturlandschaft. Gerade die bäuerlichen Strukturen fügen sich seit Jahrhunderten in das Landschaftsbild der Alpen identitätsstiftend ein. *Tabelle 2* zeigt, wie deutlich die Extensivflächen in den letzten Jahrzehnten zurückgegangen sind. Die vergleichsweise geringe Produktivität aufgrund naturräumlicher Restriktionen wie komplexe Geländestrukturen und klimatische Nachteile, verbunden mit hohen Kosten für Futtermittel und Spezialgerät sind einige Gründe für die Aufgabe vieler dieser Flächen (Pötsch *et al.*, 2010). Demografische und sozioökonomische Entwicklungen, welche besonders im ländlichen Raum negative Auswirkungen zeigen, tragen mit dazu bei, dass über Generationen bewirtschaftete Betriebe in den Bergregionen aufgelassen werden. Die in vergangenen Jahrzehnten notwendigerweise und in den letzten Jahren mit großem Idealismus bewirtschafteten Flächen an den Hängen der Haupt- und Seitentäler bis hinauf zu den Almen fallen dann meist den fehlenden personellen Ressourcen zur Bearbeitung sowie einem übermächtigen Wettbewerbsdruck am globalen Markt zum Opfer (vgl. Asamer *et al.*, 2009, 87f). Brache- und Aufforstungsflächen sind vielerorts die Konsequenz dieser Entwicklung und tragen wesentlich zur Verarmung einer lang gehegten und vielfältigen alpinen Kulturlandschaft bei (vgl. Buchgraber, 2007).

Im sensiblen Gefüge von Kultur und Natur haben sich vor allem die extensiv genutzten Grünlandregionen durch traditionell ökologische Wirtschaftsweisen eine große Vielfalt an Lebensräumen und eine hohe Biodiversität bewahrt. Pötsch *et al.* (2005) zeigen beispielsweise, dass die Extensivflächen einen besonders großen botanischen Artenreichtum aufweisen. Die Erhaltung von wertvollen Lebensräumen ist ein gesamtgesellschaftliches Anliegen und wird deshalb durch verschiedene umweltpolitische Maßnahmen unterstützt. Das *Österreichische Programm zur Förderung einer umweltgerechten, extensiven und den natürlichen Lebensraum schützenden Landwirtschaft* (ÖPUL) spielt dabei eine zentrale Rolle. Dieses Programm findet breite und hohe Akzeptanz; rund 80 % der Landwirte nehmen an der einen oder anderen Maßnahme teil (Pötsch, 2007).

Im Vergleich zu vielen intensiven Grünlandgebieten Europas ist in Österreich eine große Bewirtschaftungsvielfalt gegeben, die zum überwiegenden Teil auf traditionellen, nachhaltigen und ökologisch standortangepassten Prinzipien beruht. Vielfach wird bewusst auf Produktionsmaximierung verzichtet und der multifunktionalen Bedeutung des Grünlandes ein hoher Stellenwert eingeräumt (Pötsch, 2010). In Anlehnung an die im Forstgesetz 1975 festgehaltenen Wirkungen des Waldes (§ 6 (2) BGBl. Nr. 440/1975 i.d.F. BGBl. Nr. 55/2007) hat Pötsch (2010) die Funktionen des Grünlandes gegliedert:

Nutzwirkung: Das Grünland bildet die Produktionsbasis für Milch, Fleisch und Energie. Mit dem betriebseigenen Grundfutter wird der Einsatz von externen Produktionsmitteln reduziert und damit ein wesentlicher Teil des Einkommens gesichert.

Schutzwirkung: Die Auswaschung von zugeführten Nährstoffen ist durch eine stabile Pflanzendecke und starke Durchwurzelung des Oberbodens im Vergleich zum Ackerbau sehr gering. Filter- und Speicherwirkung des Grünlandes tragen zur Sicherung der Wasserqualität bei. Die ganzjährige Bodenbedeckung schützt zudem vor Erosion.

Wohlfahrtswirkung: Das österreichische Grünland weist eine Vielzahl von unterschiedlichen Nutztypen auf, welche Grundlage eines ästhetischen Landschaftsbildes mit einer entsprechenden landschaftlichen und floristischen Diversität sind. Das Ökosystem Grünland ist außerdem eine wichtige Kohlenstoffseneke. Als unverzichtbarer Nettosauerstoffproduzent hat das Grünland einen erheblich höheren Wirkungsgrad als Ackerland oder Wald.

Erholungswirkung: Die gepflegte Kulturlandschaft ist für Touristen und Erholungsuchende die Basis für Freizeitaktivitäten zu jeder Jahreszeit. Eine Offenhaltung der Landschaft sichert den Bestand vieler Wildtierarten und ist damit auch für die Jagdwirtschaft wichtig.

1.3 Vegetations- und Ertragsdynamik im Wirtschaftsgrünland

Entwicklung und ertragsbildendes Wachstum der Pflanzen eines Grünlandbestandes vollziehen sich innerhalb der Vegetationsperiode. Sobald im Frühjahr schneefreie und thermische Verhältnisse die Winterruhe beenden, ergrünen die Wiesen und Weiden. Der Beginn des Wachstums ist entsprechend dem Höhengradienten der Temperatur von der Seehöhe abhängig. In höheren Lagen ist zudem mit einer zunehmenden Verschiebung des Vegetationsbeginns durch die gewöhnlich längere Schneedeckenperiode zu rechnen. Für das Grünland im österreichischen Berggebiet ergibt sich damit eine sehr starke räumliche Differenzierung der Vegetationsperiodendauer. In höheren Lagen ist die oft deutlich kürzere Wachstumszeit einer der wichtigsten Gründe für das eingeschränkte Nutzungspotenzial. Niedrigere Temperaturen bewirken zudem eine Anpassung der Pflanzengesellschaft, welche zusammen mit einem geringeren Leistungspotenzial des Bodens zu einer Verminderung der Erträge führt (Buchgraber und Pötsch, 1999).

Unter der Annahme einer ausreichenden Nährstoffversorgung und Bodengründigkeit hängen die weiteren Entwicklungsphasen im Wesentlichen von der Witterung ab. Niederschläge und Temperaturverlauf sind für die zeitlichen Abstände der Vegetationsstadien des Grünlandes entscheidend. Nach dem Schossen wird bei Erreichen der Phase des Ähren- und Rispschiebens der Leitgräser (Goldhafer, Knautgras, usw.) eine erste Nutzung des Grünlandbestandes empfohlen. Eine Ernte während dieser Entwicklungsphase führt zu einem ausgewogenen und optimalen Verhältnis von quantitativem und qualitativem Ertrag. Dem ersten Aufwuchs kommt eine vergleichsweise große Bedeutung zu. So beträgt dessen Anteil am gesamten Jahresertrag bei einer Zweischnittnutzung 60 %, bei jenem mit drei Schnitten 40 % und bei vier Schnitten immerhin noch 35 % (Buchgraber, 2000).

In *Abbildung 2* ist der Wachstumsverlauf im Grünland an verschiedenen Standorten mit unterschiedlicher Wasserversorgung dargestellt. Die sommerliche Depression der Biomassezunahme ist in Abhängigkeit des Wasserhaushaltes ungleich ausgeprägt. Bei trockenen Standorten ist die Gefahr ausbleibender Niederschläge und damit das Auftreten von wachstumshemmendem Wasserstress gegeben. Die Darstellung verdeutlicht unter anderem die große Bedeutung des Bodenwasserhaushalts für die Zuwachsleistung und für den sich daraus ergebenden Ertrag. In der vorliegenden Arbeit wird bei der Schätzung von Grünlanderträgen besonders dieser Aspekt berücksichtigt.

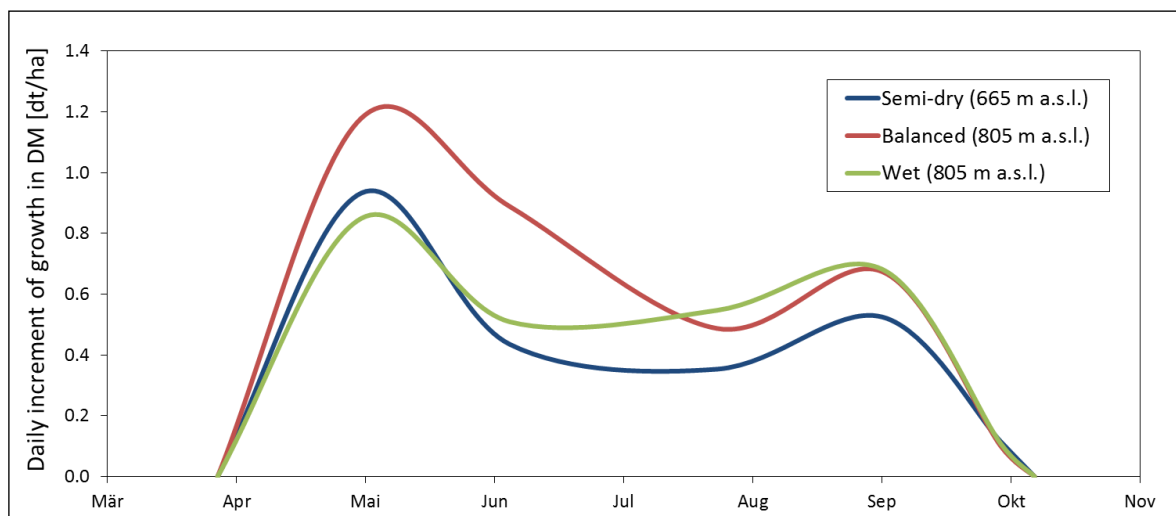


Abbildung 2: Tägliche Trockenmassezunahme auf Mähweiden an unterschiedlichen Standorten in Abhängigkeit vom Wasserhaushalt (Bohner, 2003)

Mehrmäßige Wiesen und Kulturweiden werden unter dem Begriff Wirtschaftsgrünland zusammengefasst (vgl. *Tabelle 2*). Diese intensivere Form der Grünlandbewirtschaftung zeichnet sich durch eine mehrfache Nutzung pro Jahr aus. Da in der vorliegenden Arbeit die Modelle auf die Schätzung aufwuchsbezogener Erträge im Wirtschaftsgrünland ausgerichtet sind, ist die Anwendung auf die Schnittnutzungsform beschränkt. Die Weiden und ihre verschiedenen Ausformungen werden aufgrund der kontinuierlichen Nutzung ohne diskrete Erntezeitpunkte deshalb nicht berücksichtigt.

Der regelmäßige Bewirtschaftungsrhythmus im Laufe einer Vegetationsperiode wirkt auf Artenzusammensetzung und Wachstum der Grünlandpflanzengesellschaft massiv ein. Die einzelnen Nutzpflanzen der Wiesen und Weiden sind an diese menschlichen Eingriffe angepasst und bewältigen die offensichtliche Störung in ihrer Entwicklung besser als andere Pflanzenarten. Durch jede Mahd werden die Startbedingungen für die einzelnen Individuen „zurückgesetzt“ und es entsteht mit Beginn des Folgeaufwuchses wieder eine neue Konkurrenzsituation. Die Zusammensetzung der Pflanzengesellschaft hängt demzufolge sehr stark von der Häufigkeit der Schnitte ab. Bei ein- und zweimähdigen Wiesen dominieren eher die Obergräser, niedrig-wüchsige Arten sind umso stärker vertreten, je öfter gemäht wird. Mit jedem Schnitt werden der Futterwiese auch Nährstoffe entzogen. Die regelmäßige und standortangepasste Düngung ist daher die Voraussetzung für die Ausgewogenheit eines Pflanzenbestandes mit raschem Entwicklungsrhythmus (Ellenberg, 1996, 783ff).

Die Dynamik der Vegetation wird in der vorliegenden Arbeit im Kontext der bewirtschafteten Grünlandfläche gesehen. Veränderungen des Pflanzenbestandes basieren im Verlauf der verschiedenen phänologischen Phasen innerhalb der Vegetationsperiode auf einer Kombination von natürlicher Entwicklung und menschlichem Eingriff. Die zeitliche Dimension wird durch eine räumliche erweitert, indem die höhenabhängige Dauer der Vegetationsperiode und die dadurch bewirkte zeitliche Verschiebung der Entwicklungsphasen Berücksichtigung findet. Die Untersuchungen dieser Arbeit erstrecken sich zudem auf einen 21-jährigen Zeitraum (1990 bis 2010). Es wird deshalb nicht nur die ertragsrelevante Dynamik innerhalb einer Vegetationsperiode bearbeitet, sondern eine mehrjährige Entwicklung beobachtet. Ziel ist die Beschreibung von klimatischen Veränderungen und deren Auswirkungen auf die Vegetations- und Ertragsdynamik. Wenngleich der Zeitraum für klimabezogene Aussagen zu kurz ist, können zumindest Trends aufgezeigt werden.

Der Begriff der Vegetationsdynamik wird oft mit Sukzession gleichgesetzt. Dabei wird jedoch nur ein Aspekt der vielfältigen dynamischen Prozesse hervorgehoben, der sich meist auf längerfristige und großräumige Veränderungen bezieht. Nach Pickett und Cadenasso (2005, 181ff) ist die Entwicklung und Veränderung der Vegetation unabhängig von der räumlichen und zeitlichen Skalierung zu sehen. Ebenso fällt die Dynamik aufgrund sich verändernder bzw. wechselnder Landnutzungssysteme unter diese Begrifflichkeit. Vegetationsdynamische Entwicklungen können sich sowohl auf einzelne Felder beziehen (Herben *et al.*, 1993) als auch im globalen Maßstab betrachtet werden (Bonan *et al.*, 2003). Zeitliche und räumliche Dimension sind wesentliche Bestandteile der Vegetationsdynamik; dies gilt sowohl für klein- als auch großmaßstäbige Anwendungen (Glenn-Lewin und Van der Maarel, 1992, 23ff). Die Semantik der Ertragsdynamik entspricht jener der Vegetationsdynamik, abgesehen davon besteht zwischen beiden ein kausaler Zusammenhang. Räumliche und zeitliche Veränderungen der Ertragssituation werden von vielen Faktoren beeinflusst. Sowohl die Art und Intensität der Bewirtschaftung als auch die natürlichen Standort- und Umweltbedingungen wirken sich auf die Quantität und Qualität des Grünlandertrages aus. Vor allem die Witterung zeigt einen äußerst variablen Einfluss, der sich sowohl zeitlich als auch räumlich auswirkt. Dies kann beispielsweise ein regionales Niederschlagsereignis, aber auch eine lang anhaltende, großräumige Trockenheit sein.

1.4 Ertragsfaktoren in der Grünlandbewirtschaftung

1.4.1 Einfluss von Standort und Bewirtschaftung

Der Ertrag im Pflanzenbau wird von der Leistungs- und Anpassungsfähigkeit der angebauten Kulturart gegenüber wechselnden Umwelteinflüssen und ertragsfördernden Bewirtschaftungsmaßnahmen bestimmt. Die wichtigsten ertragsbestimmenden Faktoren stehen in enger Beziehung mit dem Standort. Eine angepasste Bewirtschaftung sollte auf die in der Regel kaum veränderbaren natürlichen Rahmenbedingungen eingehen und ertragsbildende Prozesse unterstützen. Standortbedingungen und Bewirtschaftungsmaßnahmen sind eng miteinander verwoben und bei optimaler Abstimmung aufeinander kann der Einfluss ertragsbegrenzender Faktoren so gering wie möglich gehalten werden. Der Ertrag selbst ist das Produkt unzähliger Wechselbeziehungen in einem dynamischen, vernetzten ökologischen System (Baeumer, 1978, 3f).

Aufgrund der hohen Komplexität ertragsrelevanter Zusammenhänge ist eine taxative Aufzählung aller Ertragsfaktoren unmöglich. Nachfolgend werden deshalb nur die wichtigsten Parameter in kompakter Form angeführt. Sie stehen im Kontext der hier entwickelten Modellansätze zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik im Wirtschaftsgrünland. Die Darstellung der einzelnen Faktoren ist zugleich Hintergrundinformation und Einführung in die Möglichkeiten und Grenzen einer räumlichen Modellierung.

1.4.2 Standortfaktoren

1.4.2.1 Boden

Der Bodenzustand bietet unter den Standortfaktoren noch den größten Spielraum für eine ertragsfördernde Beeinflussung. Geeignete Verfahren der Bodenbearbeitung sowie die Zufuhr von Nährstoffen und Wasser können die Leistungsfähigkeit erhalten bzw. steigern (Baeumer, 1978, 58). Die kulturbedingte Bodenfruchtbarkeit, also jene Fähigkeit des Bodens, den in ihm verankerten landwirtschaftlichen Nutzpflanzen als Wachstumsgrundlage und Lebensraum zu dienen, bestimmt in hohem Maß das Ertragspotenzial eines Standortes. Eine wichtige Voraussetzung dafür ist ein intaktes Bodenleben, welches für eine Mineralisierung organischen Materials und der damit verbundenen Bereitstellung von Nährelementen in pflanzenverfügbarer Form unverzichtbar ist. Der Landwirt kann durch Fruchtbarkeitserhaltende Maßnahmen wie mechanische Lockerung, Nährstoffzufuhr, Kalkung, Be- und Entwässerung, usw. unterstützend auf die Standortproduktivität einwirken. Im Gegensatz dazu können verschiedene Eingriffe, wie beispielsweise die Verdichtung durch mechanische Belastung, die Bodenfruchtbarkeit auch beeinträchtigen. Grundsätzlich sind Typ, Art, Struktur und Gründigkeit als Rahmenbedingungen für den Nährstoff-, Wasser-, Luft- und Wärmehaushalt im Boden verantwortlich (Keller *et al.*, 1997, 69f). Diese elementaren Bodeneigenschaften entziehen sich im Dauergrünland weitgehend einer menschlichen Einflussnahme, sind aber wichtige Voraussetzungen für Wachstum und Ertrag. Eine standortangepasste Grünlandbewirtschaftung geht darauf ein, indem sie Düngungs- und Nutzungsintensität darauf abstimmt.

Neben den Maßnahmen der Bodenbearbeitung sind die atmosphärischen Bedingungen für den ertragsbestimmenden Bodenzustand, insbesondere für Wärme- und Wasserhaushalt, maßgeblich. In dieser Arbeit ist vor allem der Bodenwasserhaushalt von großer Bedeutung. Die Modellierung des Ertrages ist unter anderem darauf abgestimmt, eine Beziehung zwischen eingeschränkter Wasserverfügbarkeit und Ertragsreduktion herzustellen. Die Auswirkungen von Wasserstress auf den Ertrag werden damit näherungsweise beschrieben.

1.4.2.2 Klima, Witterung und Wetter

Die drei meteorologischen Begriffe Klima, Witterung und Wetter sind keinesfalls synonym zu verstehen, sondern müssen hinsichtlich ihres zeitlichen Bezugs klar voneinander getrennt werden. Das Wetter bezieht sich immer auf die aktuelle atmosphärische Situation. In der vorliegenden Arbeit sind beispielsweise sämtliche Basismodelle auf tägliche Daten ausgerichtet. Die meteorologischen Parameter wie Temperatur, Niederschlag, Wind, usw. beziehen sich somit auf das jeweilige Tageswetter. Der Begriff der Witterung ist in zeitlicher Hinsicht wesentlich dehnbare. Es wird damit eine mehrere Tage anhaltende Wetterlage (beispielsweise für die synoptische Skala von 10 Tagen) oder das Wetterregime eines Monats, einer Jahreszeit oder einer ganzen Vegetationsperiode beschrieben (Eitzinger *et al.*, 2009, 18). Klima definiert das für einen bestimmten Standort typische, charakteristische, mittlere Wetter. Dazu müssen langjährige Wetterbeobachtungen statistisch analysiert werden (Häkel, 2005, 315f). Das Klima stellt somit eine Statistik des Wetters dar. Meist beziehen sich Meteorologen und Klimatologen auf Mittelwerte einer Klimanormalperiode, welche von der World Meteorological Organization (WMO) mit mindestens 30 Jahren festgelegt ist und als Bezugs- und Vergleichsperiode dient (Eitzinger *et al.*, 2009, 21).

Aus dem Klima eines Standortes kann dessen grundsätzliche ökologische und ökonomische Eignung für eine bestimmte landwirtschaftliche Kulturart abgeleitet werden. Die Hänge in einem klimatisch begünstigten Raum werden beispielsweise eher für Weinbau als für Grünland genutzt. Ackerbau- und Grünlandgebiete unterscheiden sich unter anderem hinsichtlich ihrer langjährigen Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse. Das Grünland ist im Vergleich zu Ackerkulturen hinsichtlich Temperatur weniger anspruchsvoll, benötigt für optimales Wachstum allerdings Niederschläge ab 800 mm pro Jahr (Buchgraber und Gindl, 2004, 24). Werden in einer Region für die meisten Jahre die Mindestanforderungen zum Anbau einer bestimmten Kultur nicht erfüllt, bleiben die durchschnittlichen Erträge hinter jenen zurück, welche dem Standort und dessen Klima entsprechen. Eine ökologische Wirtschaftsweise geht auf diese Restriktionen ein. Letztendlich sind es aber ökonomische Konsequenzen im Sinne von erzielbaren Deckungsbeiträgen, welche als Reaktion auf klimatische Bedingungen und unterschiedliche Böden für die räumlich stark differenzierte und spezialisierte moderne Landwirtschaft verantwortlich sind.

Das Klima unterliegt einem natürlichen Veränderungsprozess, der sich im Gegensatz zum Wetter jedoch auf einen erheblich längeren Zeitraum erstreckt. Anthropogene Einflüsse, insbesondere die Emission von Treibhausgasen, führen seit einigen Jahren zu signifikanten Veränderungen langjähriger Trends. Vor allem der Anstieg der globalen Mitteltemperatur zeigt bereits Auswirkungen auf diverse physikalische und biologische Systeme (IPCC, 2007, 20ff). Der Klimawandel, im Grunde ein natürlicher Vorgang, erfährt durch menschliches Handeln eine massive Beeinflussung, deren Wechselwirkungen und Konsequenzen nur ansatzweise erfassbar und deshalb Gegenstand intensiver Forschung sind. Viele Wirtschaftsbereiche werden aufgrund notwendiger Anpassungsmaßnahmen in den nächsten Jahrzehnten vor neuen und schwierigen Herausforderungen stehen (IPCC, 2007, 28). Die Landwirtschaft mit ihrer großen Abhängigkeit von Wetter und Klima ist besonders gefordert, rechtzeitig Anpassungsstrategien zu entwickeln.

In Österreich ist die Mitteltemperatur im vergangenen Jahrhundert um 1,8 °C gestiegen, das ist der dreifache Wert gegenüber dem Anstieg des globalen Mittels. Zahlreiche Studien zeigen, dass die Temperaturen in Mitteleuropa, insbesondere im Alpenraum, noch stärker ansteigen werden (Kromp-Kolb, 2001). Klimaszenarien gehen von einer Zunahme um rund 2 °C bis zur Mitte dieses Jahrhunderts aus. Durch die Erwärmung wird es unter anderem zu einer Verlängerung der Vegetationsperiode um bis zu 40 Tagen gegenüber 1970 kommen

(Calanca und Holzkämper, 2010). Andererseits zeigen Klimaszenarien, dass im Sommerhalbjahr eine Niederschlagsabnahme mit zunehmender Entfernung zum Alpenrand, verbunden mit den höheren Temperaturen, zu einer Verschlechterung des Produktionspotenzials führt. Die in Zukunft wahrscheinlich vermehrt auftretende negative klimatische Wasserbilanz mit einhergehender Trockenheit im Sommer wird vor allem auf Böden mit geringem Wasserspeichervermögen zu massiven Ertragseinbußen führen (Eitzinger *et al.*, 2009, 195, Maracchi *et al.*, 2005). Die extreme, länderübergreifende Dürre im Jahr 2003 wird gerne als Beispiel dafür herangezogen, wie sich zukünftige Trockenperioden auf die Landwirtschaft auswirken könnten. Ciais *et al.* (2005) schätzen beispielsweise auf Basis von Untersuchungen des Jahres 2003 die Reduktion der europäischen Bruttopräproduktion auf etwa 30 %, verursacht durch Niederschlagsdefizite und der extremen Sommerhitze in diesem Jahr. Wie die Auswertung von Ciais *et al.* (2005) zeigt, sollten Ökosysteme in gemäßigten Klimazonen von der Erwärmung profitieren, da bessere Wachstumsbedingungen herrschen. Eine steigende Kohlenstoffsequestrierung wäre zu erwarten. Allerdings könnten diese Regionen als Folge des vermehrten Auftretens von Dürreperioden zu Kohlenstoffquellen werden.

Abbildung 3 stellt die räumliche Verteilung von Trockenperioden innerhalb der Vegetationsperiode nach einer Definition des Hydrografischen Zentralbüros (HZB) im Durchschnitt der Jahre 1971 bis 1999 dar (vgl. Nobilis *et al.*, 2007). Vor allem die Ackerbaugelände im Osten sind von längeren niederschlagsfreien Perioden betroffen, welche schon heute negative Auswirkungen auf landwirtschaftliche Erträge zeigen. Hier wird auch teilweise künstlich bewässert. Jene Gebiete des Alpenvorlandes, welche noch eine moderate Dauer von Trockenperioden aufweisen und in denen meist intensive Grünlandwirtschaft betrieben wird, sind in Zukunft einer stärkeren Bedrohung ausgesetzt.

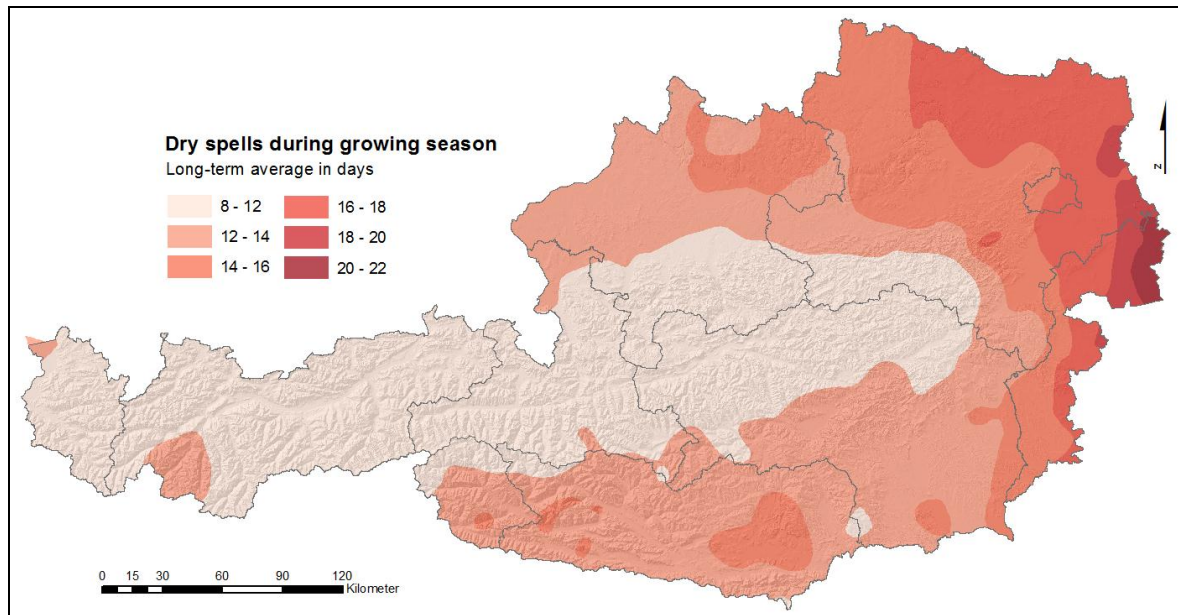


Abbildung 3: Maximale Dauer von Trockenperioden während der Vegetationsperiode im langjährigen Mittel (Nobilis *et al.*, 2007)

Nach Eitzinger *et al.* (2009, 194f) wird die Grünlandwirtschaft je nach räumlicher Lage von den sich abzeichnenden Klimaveränderungen sowohl profitieren als auch benachteiligt werden. Da sich das Grünland über die gesamte Vegetationsdauer im Wachstum befindet, ist eine regelmäßige Wasserversorgung für die Aufrechterhaltung eines produktiven Pflanzenbestandes eine wesentliche Voraussetzung. Die heute benachteiligten Bergregionen

werden in Zukunft Mehrerträge erwarten können, da die höheren Temperaturen bei ausreichenden Niederschlägen zu besseren Wachstumsbedingungen führen. Durch die Verlängerung der Vegetationsperiode, die vor allem in höheren Lagen als begrenzender Faktor wirkt, ist zusätzlich ein positiver Effekt zu erwarten. In den Übergangsregionen zwischen Grünland und Ackerbau werden höhere Temperaturen den Wasserverbrauch steigern. Bei der im Vergleich zum Berggebiet ohnehin schon niedrigeren Wasserverfügbarkeit und einer weiteren Limitierung durch eine Veränderung der saisonalen Niederschlagsverteilung wird es in diesen Regionen eine zunehmende Gefährdung durch Trocken- und Hitzestress geben. Durch die klimatischen Veränderungen wird es zu einer räumlichen Verschiebung der Gunstlagen kommen. In Berggebieten können möglicherweise Kulturarten bewirtschaftet werden, welche bisher den klimatischen Anforderungen nicht entsprochen haben.

Die klimatische Standorteignung bestimmt im Wesentlichen die Kulturart, das Wetter den Ertrag in einer konkreten Vegetationsperiode. Als Standortfaktor ist es kaum beeinflussbar und zu kalkulieren. Die Landwirtschaft und hier vor allem die Pflanzenproduktion auf freiem Feld ist dem Wettergeschehen vollständig ausgesetzt. Jährliche Ertragsschwankungen sind hauptsächlich auf den Witterungsverlauf während der Wachstumsperiode zurückzuführen. Die Ertragsbildung wird von einem komplexen und komplizierten Gefüge zahlreicher Komponenten mit vielen Abhängigkeiten und Wechselbeziehungen gesteuert, woran die Witterung maßgeblich beteiligt ist. Alle auf den Ertrag wirkenden Zusammenhänge können auch vom umfangreichsten Modell nicht vollständig abgebildet werden. Entsprechende Vereinfachungen sind zwingend erforderlich und beschränken sich beispielsweise darauf, statistische Beziehungen zwischen Ertrag und meteorologischen Kenngrößen herzustellen (Baeumer, 1978, 54ff).

Einer der wichtigsten Parameter für biophysikalische Prozesse und Entwicklungsphasen im Pflanzenwachstum ist die Strahlung. Keimung, Fototropismus, Fotosynthese und weitere morphogenetische Wirkungen sind ohne solare Energiequelle undenkbar. Das Lichtangebot (Tageslänge) ist zudem für die Mechanismen des Fotoperiodismus entscheidend (Keller *et al.*, 1997, 45ff). Die Sonneneinstrahlung bestimmt in Abhängigkeit vieler Faktoren (geografische Breite, Jahres- und Tageszeit, atmosphärische Durchlässigkeit, Topografie) den Energiehaushalt eines Standortes.

In enger Beziehung zum Strahlungshaushalt steht der Wärmehaushalt eines Standortes. Das für das Pflanzenwachstum entscheidende Temperaturklima wird von atmosphärischen Einflüssen und der Energiebilanz bestimmt. Ausreichende Wärme ist die Voraussetzung für produktives Wachstum. Assimilationsprozesse werden erst durch entsprechende Temperaturen in Gang gesetzt. Neben der Stoffbildung ist die Temperatur auch für den Eintritt bestimmter Entwicklungsphasen, wie beispielsweise Keimung und generatives Wachstum, verantwortlich. Besondere Bedeutung hat die Temperatur in ihren Extrembereichen. Bei Frostereignissen während der vegetativen Phase können tiefe Temperaturen erhebliche Schäden verursachen. Die Minimumtemperaturen eines Standortes bestimmen zudem die Dauer der Vegetationsperiode. Temperaturmaxima mit schädigender Wirkung auf die Biomasse kommen in unseren Breiten meist in Zusammenhang mit Wasserstress vor (Keller *et al.*, 1997, 47ff).

Neben der Energiekomponente ist für das Wachstum der Pflanzen das Wasser als Stoffkomponente unverzichtbar. Eine ausreichende Versorgung des Standortes mit Niederschlägen ist für die Ertragsbildung enorm wichtig. Neben einer direkten Beteiligung des über den Boden aufgenommenen Wassers am Assimilationsprozess wird dieses hauptsächlich zur Transpiration und für den damit verbundenen Stofftransport in der Pflanze genutzt. Niederschläge treten in verschiedenster Form auf und können bei extremen Intensitäten

oder bei Hagel auch zu massiven Schäden führen. Neben der Art des Niederschlags (Regen, Tau, Schnee, usw.) spielt für das Wachstum und den Ertrag die zeitliche Verteilung eine große Rolle. Wasserdefizite durch längere niederschlagsfreie Perioden im Hochsommer oder im für die Entwicklung entscheidenden Frühjahr können zu Wasserstress führen. Je nach Dauer sind damit oft erhebliche Schäden am Pflanzenbestand die Folge, welche sich auf die Ertragssituation dramatisch auswirken können. Der Wasserhaushalt eines Standortes steht über den Verdunstungsterm immer in engem Zusammenhang mit anderen meteorologischen Parametern bzw. der Energiebilanz.

Einer der wichtigsten Faktoren für das Pflanzenwachstum und damit für den Ertrag landwirtschaftlicher Kulturen ist eine ausgeglichene Wasserbilanz. Dem Niederschlag steht dabei die Verdunstung gegenüber. Wird die Wasserverfügbarkeit an der verdunstenden Oberfläche als unbegrenzt angenommen, handelt es sich um die potenzielle Evapotranspiration. Diese stellt einen rein meteorologischen Parameter dar, der dazu geeignet ist, verschiedene Wetterelemente zu einem ertragsrelevanten Standortfaktor zu kombinieren, ohne eine komplizierte Bodenwasserbilanzierung berücksichtigen zu müssen. Im Gegensatz zu den Einzelwerten von Globalstrahlung, Temperatur, Luftfeuchte und Wind ist mit deren Kombination eine direkte Gegenüberstellung mit dem Niederschlag möglich. Thornthwaite (1948) hat diese Beziehung für seine Klassifizierung von trockenen und feuchten Klimaten verwendet. Die Evaporation beschreibt den Wasserverlust durch Verdunstung am offenem Boden, dem dadurch Energie entzogen wird. Zur Aufrechterhaltung der biophysikalischen und biochemischen Prozesse in der Pflanze ist die Transpiration notwendig, bei der dem Boden Wasser entzogen und über die Stomata als Dampf der Atmosphäre zugeführt wird. Beide Komponenten ergeben in Summe die Evapotranspiration, welche von verschiedenen Elementen beeinflusst wird. Um einen konstanten Vegetationsbezugspunkt zu schaffen, bezieht sich die Referenz-Evapotranspiration auf eine standardisierte, grasbewachsene Oberfläche. Damit wird eine ausschließlich auf meteorologische Parameter reduzierte Grundlage geschaffen. Die Referenz-Evapotranspiration stellt somit eine aus mehreren Wetterelementen aggregierte Größe dar, wobei auch deren verdunstungsrelevante Wechselbeziehungen berücksichtigt werden. Die für diesen Prozess notwendige Energie wird über die Strahlung der Sonne bereitgestellt. Globalstrahlung und Temperatur bilden somit die energetische Grundlage der Evapotranspiration. Das Sättigungsdefizit der Luft bestimmt das Aufnahmevermögen an Wasserdampf und hängt von Temperatur und Luftfeuchtigkeit ab. Hinzu kommt noch der Wind, welcher einen Austausch von wasserdampfgesättigten und ungesättigten Luftmassen bewirkt.

1.4.2.3 Topografie

Die Topografie spielt in der überwiegend auf das Berggebiet konzentrierten Grünlandwirtschaft eine besonders große Rolle. Neben den klimatischen Voraussetzungen und den damit in engem Zusammenhang stehenden Höhenlagen spielen bei der Bewirtschaftung auch Hangneigung und Exposition eine große Rolle. Das Grünland ist für viele Flächen die einzige Möglichkeit der wirtschaftlichen Nutzung. Den Schwierigkeiten bei der extensiven Bewirtschaftung geneigter Hänge steht ein hoher ökologischer Wert dieser Wiesen und Weiden gegenüber. Das begünstigte Hangklima südexponierter Flächen wirkt sich im Vergleich zu abgeschatteten Bereichen vor allem in einem früheren Vegetationsbeginn und in den dadurch etwas längeren Aufwuchszeiten aus. In manchen Regionen sind diese Flächen allerdings stärker von sommerlichen Trockenzeiten betroffen.

Die ebenen Flächen im Bergland weisen hinsichtlich der maschinellen Bewirtschaftungsmöglichkeit kaum Nachteile gegenüber den intensiven Grünlandgebieten im Flachland auf, variieren im Ertrag jedoch in Abhängigkeit zur Seehöhe. Die mit der Höhe abnehmenden

mittleren Temperaturen wirken sich in einer zunehmenden Verkürzung der Vegetationsperiode und der damit verbundenen geringeren Schnittfrequenz aus. Resch (2010, 51) hat bei seiner Untersuchung der Erntezeitpunkte einen hoch signifikanten Zusammenhang mit der Seehöhe festgestellt. Demnach verschiebt sich die Ernte pro 100 Meter zunehmender Seehöhe um 3,9 Tage. Die geringeren Temperaturen in höheren Lagen führen zu einer Veränderung des Pflanzenbestandes und zu einer Verzögerung des Mineralisierungsprozesses im Boden, sodass die Leistungsfähigkeit des Grünlandes insgesamt abnimmt. Einer angepassten Nutzung kommt deshalb besonders große Bedeutung zu. Während extensiv genutzte Flächen ihr Ertragsniveau halten können, wirken sich Übernutzungen in höheren Lagen stark ertragsreduzierend aus. Der Qualitätsertrag ist bei extensivem Grünland in höheren Lagen besser, da in den Tallagen durch die geringe Nutzungsfrequenz eines Standortes mit höherem Ertragspotenzial oft überständige Pflanzenbestände geerntet werden. Beim Wirtschaftsgrünland sind dagegen in den Tallagen höhere Qualitätserträge zu erzielen, die mit einer Verringerung des Ertragspotenzials bei zunehmender Seehöhe und gleichbleibender Nutzungsfrequenz deutlich abnehmen (Buchgraber, 1999).

1.4.3 Bewirtschaftungsfaktoren

1.4.3.1 Pflanzenbestand

Die Standortbedingungen können im Gegensatz zur Bewirtschaftung kaum verändert werden. Eine Anpassung ist demnach nur in eine Richtung möglich; durch Variation von Bewirtschaftungsmaßnahmen kann die optimale Ausnutzung des zur Verfügung stehenden Standortpotenzials erreicht werden. Der Pflanzenbestand steht dabei im Mittelpunkt. Er wird von Standort- und Bewirtschaftungsfaktoren gleichermaßen bestimmt.

Der Pflanzenbestand im Grünland besteht aus vielen Arten mit unterschiedlichen Ansprüchen an den Standort und mit einer individuellen Reaktion auf diverse Bewirtschaftungsmaßnahmen (Buchgraber und Gindl, 2004, 28). In ihrer Gesamtheit bestimmt letztendlich die Pflanzengesellschaft das quantitative und qualitative Ertragsniveau. Dabei kommt es auf ein ausgewogenes Verhältnis zwischen den Artengruppen an, welche hinsichtlich ihrer funktionalen Bedeutung in Gräser, Kräuter und Leguminosen differenziert werden. Die Gräserarten sind ertragreich, fruchtfolgestabil und gut zu konservieren. Leguminosen haben die Fähigkeit, den Luftstickstoff mithilfe von Rhizobiumbakterien zu binden. Damit erhöhen sie das Stickstoffangebot für den gesamten Pflanzenbestand. Sie weisen eine gute Verdaulichkeit auf, allerdings sind sie auch weniger ausdauernd und winterhart. Kräuter enthalten im Vergleich zu den anderen beiden Gruppen mehr Mineralstoffe und sekundäre Pflanzeninhaltsstoffe und sind darüber hinaus sehr anpassungsfähig. Immer wieder treten im Pflanzenbestand auch Unkräuter auf, welche unerwünschte Substanzen (Gerbstoffe, Oxalsäure- und Kieselsäureverbindungen) beinhalten. Die verschiedenen Arten stehen miteinander in Konkurrenz und können durch Maßnahmen der Bestandesführung (Übersaat, Nachsaat, Neuansaat, biologische oder chemische Bestandesregulierung) zielgerichtet beeinflusst werden (Pötsch, 2009).

Ein ausgewogenes Artengruppenverhältnis von Gräsern, Kräutern und Leguminosen mit möglichst geringem Anteil an Unkräutern ist die Voraussetzung für eine effiziente Bewirtschaftung des Grünlandes. Mit einem Anteil von 50 bis 60 % Gräsern, 10 bis 30 % Leguminosen und 10 bis 30 % Kräutern findet eine optimale Ertragsbildung mit entsprechender Futterqualität statt (Buchgraber und Gindl, 2004, 32). Das Angebot qualitativ hochwertiger Saatgutmischungen unterstützt den Landwirt, eine optimale Leistung und Nachhaltigkeit im Sinne einer bedarfsgerechten und standortangepassten Zusammensetzung des Pflanzen-

bestandes zu erreichen (Krautzer *et al.*, 2011). Standort- und Bewirtschaftungseffekte prägen gleichermaßen die Leistungsfähigkeit eines ausgewogenen Pflanzenbestandes, dessen Ertrag nicht nur über die Gesamtheit an geernteter Biomasse definiert wird, sondern ganz wesentlich über den Gehalt an wertbestimmenden Inhaltsstoffen (Baeumer, 1978, 3).

1.4.3.2 Düngung

Das Pflanzenwachstum ist von einer ausreichenden Versorgung mit Nährstoffen und Spurenelementen abhängig. Zu wenig Dünger oder eine unausgeglichene Nährstoffversorgung führt zu Mangelerscheinungen und damit zu einer Verminderung des Ertrages. Eine Überdüngung ist aus umweltökologischer Sicht (Nährstoffeintrag in Grundwasser und Oberflächengewässer) äußerst bedenklich und führt darüber hinaus zu massiven Problemen im Pflanzenbestand. Die Düngung des österreichischen Grünlandes erfolgt hauptsächlich mit Wirtschaftsdüngern (Gülle, Stallmist, Jauche) und nur fallweise mit mineralischem Dünger. Durch den organischen Anteil in den Wirtschaftsdüngern hat dieser im Gegensatz zum Mineraldünger eine nachhaltige und verzögerte Wirkung. Die enthaltene organische Substanz muss zunächst abgebaut werden, bevor eine Aufnahme der darin gebundenen Nährstoffe durch die Pflanzen erfolgen kann. Dies gilt besonders für den organischen Stickstoff (vgl. Buchgraber und Gindl, 2004, 110ff, Pötsch, 1998).

Die Dauer der Mineralisierung von Wirtschaftsdüngern unterscheidet sich in Abhängigkeit ihres Anteils an organischer Substanz. Die direkte Wirkung des Stickstoffs in der Jauche liegt bei 80 % und ist damit zu einem überwiegenden Teil rasch pflanzenverfügbar. Gülle liegt bei 40 % direkter und 50 % Jahreswirkung (Buchgraber, 1995). Stallmist hingegen setzt in der Düngungsperiode nur 20 bis 30 % und in den beiden folgenden Jahren immer noch 10 bis 20 % des Stickstoffs frei. Bei den beiden anderen Hauptnährstoffen Phosphor und Kalium verhält es sich ähnlich (Baeumer, 1978, 106ff).

1.4.3.3 Nutzung

Die Düngung sollte bei einer effizienten und effektiven Grünlandbewirtschaftung auf die Nutzung abgestimmt sein. Die Intensität der Bewirtschaftung wird zum einen über das Düngungsniveau und zum anderen über die Häufigkeit der Nutzung definiert. Ein ausgewogenes Verhältnis basiert auf der Berücksichtigung wechselseitiger Abhängigkeiten zur Förderung eines optimalen Pflanzenbestandes. Ungleichgewichte wirken sich sowohl auf den quantitativen als auch qualitativen Ertrag aus. Zu hohe Düngergaben bei geringer Nutzungsfrequenz führen zu einer Überdüngung (Unternutzung) und umgekehrt zu einer Verarmung des Pflanzenbestandes (Übernutzung). Durch die kürzeren Aufwuchszeiten wird die Ertragsquantität reduziert, die Qualität jedoch gehoben. Allerdings wird durch eine anhaltende Übernutzung auch der Pflanzenbestand negativ verändert (Buchgraber und Gindl, 2004, 56f). Neben der Nutzungsfrequenz ist der Nutzungszeitpunkt ertragsbestimmend. Eine rechtzeitige Ernte zum Ähren- und Rispschieben der Leitgräser garantiert gute Qualitätserträge mit hohen Mineralstoffkonzentrationen. Je später die Ernte über einen optimalen Zeitpunkt hinaus erfolgt, desto geringer sind Energiegehalt, Inhaltsstoffe und Verdaulichkeit (Buchgraber, 1997).

Durch Bewirtschaftungsmaßnahmen kann der Ertrag bis zu einem gewissen Grad gesteigert werden, letztlich ist jedoch der Standort mit seinen natürlichen Rahmenbedingungen ausschlaggebend dafür, welches Nutzungspotenzial zur Verfügung steht. Eine standortangepasste Bewirtschaftung ist daher nicht nur Teil einer nachhaltigen und ökologisch verträglichen Kreislaufwirtschaft, sondern stellt auch einen ökonomisch sinnvollen Einsatz von Produktionsmitteln in der Grünlandwirtschaft sicher (Pötsch und Buchgraber, 1999).

1.4.4 Möglichkeiten und Grenzen der räumlichen Modellierung

Modelle dienen der Abbildung der Wirklichkeit in vereinfachter Form. Durch Abstraktion werden komplexe natürliche Systeme auf jene Zusammenhänge reduziert, die für eine spezielle Anforderung von Interesse sind und analysiert werden sollen. Unvollständigkeit und Unsicherheit sind zwangsläufig Begleiter jedes Vereinfachungsprozesses. Je weniger Details der Wirklichkeit durch das Modell dargestellt werden können, desto größer wird der Unsicherheitsfaktor. Grundsätzlich sind Modelle hinsichtlich ihrer Fehlertypen zu unterscheiden. Empirisch statistische Modelle weisen in der Regel eine geringe Komplexität auf, haben dadurch vergleichsweise geringe Parameterfehler, können jedoch aufgrund ihrer fokussierten Ausrichtung erhebliche Strukturfehler beinhalten. Prozessorientierte, halbempirische Modelle zeigen deutlich komplexere Strukturen und reduzieren damit strukturelle Fehler. Allerdings gehen mehr Parameter in die Modellierung ein, welche den Parameterfehleraum vergrößern. Sehr aufwendige physikalisch basierte mechanistische Modelle minimieren Strukturfehler und weisen ein hohes Potenzial für Parameterfehler auf (vgl. Eitzinger *et al.*, 2009, 109).

Die Auswahl eines Modelltyps hängt im Wesentlichen von der Verfügbarkeit an Parametern ab. Standortbasierte Methoden sind in ihrer Erweiterungsmöglichkeit relativ flexibel. Zur Erfassung der im Modell benötigten Daten werden die entsprechenden Sensoren und Messgeräte installiert bzw. die erforderlichen Beobachtungen durchgeführt. Der Arbeitsschwerpunkt liegt in einer geeigneten Parametrisierung, Kalibrierung und Validierung des Modells. Ziel ist dabei die Vertiefung von Erkenntnissen über Zusammenhänge und Mechanismen eines Wirklichkeitsphänomens. In der vorliegenden Arbeit wird der an verschiedenen Standorten in Österreich erhobene Grünlandertrag in Beziehung zu ertragsbeeinflussenden Faktoren gesetzt. Ziel der Anwendung ist die Beschreibung des Ertrages im Wirtschaftsgrünland für sämtliche Flächen Österreichs. Grundlage für die räumliche Umsetzung bildet ein stark vereinfachtes empirisch statistisches Schätzmodell. Die notwendige Reduktion der Komplexität bei der standortbasierten Modellentwicklung entspricht den Restriktionen, welche bei der räumlichen Anwendung des Modells gegeben sind.

Bei der räumlichen Modellierung gelten zwar dieselben Prinzipien wie bei einem standortbasierten Ansatz, allerdings besteht hier die Forderung nach der Verfügbarkeit sämtlicher Modellparameter als Oberflächeninformation. Die Komplexität eines Modells muss so weit reduziert werden, bis diese Bedingung erfüllt ist. Um das Modell an einem beliebigen Standort anwenden zu können, bedarf es aller erforderlichen Parameter genau an diesem Punkt. Prozessorientierte Modelle sind deshalb bestenfalls in einer großmaßstäbigen Anwendung mit relativ stark eingegrenztem Untersuchungsgebiet möglich. Für die Abdeckung großer Regionen mit hoher räumlicher Auflösung, wie beispielsweise in der vorliegenden Arbeit für die gesamte Fläche Österreichs, bedarf es einer weitreichenden Vereinfachung des Modells. Einen wesentlichen Arbeitsschwerpunkt bildet die dafür notwendige Aufbereitung der standortbasierten Information zu möglichst kontinuierlichen Oberflächen.

Mit Bezugnahme auf die Beschreibung der Standort- und Bewirtschaftungsfaktoren (vgl. Abschnitt 1.4.2 und 1.4.3) werden nachfolgend die Möglichkeit und Grenzen einer räumlichen Implementierung anhand der einzelnen Faktoren diskutiert.

Boden: Als Datenbasis kann die Digitale Bodenkarte Österreichs genutzt werden. Sie stellt die wichtigsten Bodenkennwerte in einem Ausgabemaßstab von 1 : 25000 zur Verfügung (<http://www.bodenkarte.at>). Die kartierten Flächen beziehen sich auf das landwirtschaftlich genutzte Gebiet und sind somit nicht flächendeckend vorhanden, entsprechen hinsichtlich ihrer räumlichen Abdeckung jedoch den Erfordernissen der vorliegenden Anwendung.

Einige wenige Gebiete wurden noch nicht digitalisiert und sind deshalb auch nicht verfügbar. Da die Bodeninformation ein wesentlicher Bestandteil des Schätzmodells für die Grünlanderträge ist, beschränkt sich die Anwendung auf jene Gebiete, in denen die Daten der Bodenkarte vorliegen.

Klima, Witterung und Wetter: Das Wetter ist jener Standortfaktor, welcher die Dynamik von Vegetation und Ertrag beschreibt. Klimatische Aspekte und der Verlauf der Witterung innerhalb einer Vegetationsperiode sind die wichtigsten Elemente für die Schätzung von Grünlanderträgen bzw. deren wasserstressbedingten Anomalien. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit der räumlichen Aufbereitung von Wetterdaten. Um ein einfaches Bodenwasserbilanzmodell zur Berechnung der Wasserverfügbarkeit umsetzen zu können, bedarf es Tageswerte einer Reihe von Parametern. Für die Interpolation der standortbasierten Wetterdatengrundlage werden in der vorliegenden Arbeit anerkannte und allgemein verbreitete Standardmethoden implementiert. Um die komplexe Topografie Österreichs, welche vor allem die Grünlandwirtschaft in den Bergregionen betrifft, in den meteorologischen Informationen berücksichtigen zu können, werden die Standardmethoden entsprechend erweitert und angepasst. Globalstrahlung, Temperatur und Referenz-Evapotranspiration erfahren damit eine räumliche Repräsentation, die den Anforderungen des österreichischen Grünlandgebietes bestmöglich entspricht.

Topografie: Die räumliche Information des Geländes basiert auf einer wohldefinierten Datengrundlage, einem Digitalen Höhenmodell (DHM) mit der Auflösung von 250 Metern. Das DHM stellt die wichtigsten Zusatzinformationen bei der Interpolation meteorologischer Daten und deren Anpassung an die topografische Situation hinsichtlich Seehöhe, Hangneigung und Exposition bereit. Die topografischen Gradienten in den Wetterdaten berücksichtigen damit implizit die Wirkung des komplexen Geländes auf die Dynamik von Vegetation und Ertrag.

Pflanzenbestand: Standort- und Bewirtschaftungsfaktoren wirken gleichermaßen auf die Zusammensetzung und Leistungsfähigkeit des ertragsbestimmenden Pflanzenbestandes. Während die Standortbedingungen objektive Einflüsse repräsentieren, ist die Bewirtschaftung individuell und vom ökonomischen und ökologischen Verständnis sowie vom Qualitätsbewusstsein des Landwirtes abhängig. Standorteinflüsse können auf Basis allgemeingültiger Zusammenhänge (z. B. Höhengradient der Temperatur) einer räumlichen Modellierung zugeführt werden, Bewirtschaftungseinflüsse hingegen nicht. Auch der Pflanzenbestand selbst entzieht sich einer direkten räumlichen Interpolation. Die Zusammensetzung der Pflanzengesellschaft, das Artengruppenverhältnis und der Grad der projektiven Deckung sind Beispiele für Parameter der Variationsbreite eines Pflanzenbestandes und in weiterer Folge des Ertrages. Somit muss bei einer Berücksichtigung der Standortfaktoren im Schätzmodell des Grünlandertrages die Annahme getroffen werden, dass es sich um einen durchschnittlich leistungsfähigen Bestand handelt, der nach landesüblichen und praxisgerechten Maßstäben bewirtschaftet wird. Diese Modellannahme setzt voraus, dass Bewirtschaftungsmaßnahmen einem konstanten, praxisgerechten Verhalten entsprechen und die Variabilität des Ertrages allein auf Standortfaktoren zurückgeführt wird. Bei der Betrachtung des kausalen Zusammenhangs (Ursache-Wirkung) wird der ertragsrelevante Pflanzenbestand als eigentliche Wirkungskomponente vollständig ausgeblendet und die Ursache (Standortfaktoren) direkt in Beziehung zum pflanzenbestandsabhängigen Ertrag gesetzt.

Düngung: Die Versorgung des Pflanzenbestandes mit Nährstoffen erfolgt im österreichischen Grünland überwiegend mit Wirtschaftsdüngern. Unter dieser Voraussetzung ließe sich ein Zusammenhang zwischen Viehbestand eines Betriebes und seiner Grünlandflä-

chen herstellen. Allerdings kann auch hier nicht abgeschätzt werden, wie sich die Düngungsintensität innerhalb der Betriebsfläche verteilt. Dies gilt auch für den fallweise eingesetzten Mineraldünger, welcher außerdem vom Viehbestand unabhängig ist. Aus diesem Grund wird von der Annahme einer landesüblichen Düngung ausgegangen, welche nach den Richtlinien für die sachgerechte Düngung (BMLFUW, 2006, 41) bei mittlerer Ertragslage für bis zu drei Nutzungen einer Stickstoffzufuhr bis etwa $120 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ entspricht. Intensivere Nutzungsformen können bis zu einer nach § 32 (2) WRG i.d.F. BGBl. Nr. 123/2006 definierten maximalen Obergrenze von $210 \text{ kg ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ gehen. Ein Zusammenhang zwischen Düngung und Ertrag ist ohne genaue Betrachtung des gesamten Nährstoffkreislaufs nicht möglich (vgl. Pötsch, 1995b). Die unterschiedlichen Ausbringungszeitpunkte sowie die verzögerte Wirkung des organischen Düngers durch die im Boden stattfindende Mineralisierung lässt keine befriedigende Abhängigkeit zwischen Düngergabe und Ertrag erkennen. Die Düngung kann deshalb in einem stark vereinfachten Ansatz nicht alleine zur Erklärung des Ertrages herangezogen werden. Da der Mineralisierungsprozess von vielen Variablen, unter anderem vom atmosphärischen Einfluss, abhängig ist, erfordert dies die Einbeziehung eines komplexen Modells, dessen räumliche Implementierung an der nicht verfügbaren Datengrundlage, wie beispielsweise detaillierten Bodenkennwerten oder Informationen zum Düngerregime, scheitert.

Die an den Versuchsstandorten durchgeführten Ertragerhebungen bilden die Basis für die Kalibrierung des Schätzmodells. Da sich hier die in der Praxis übliche Bandbreite an Bewirtschaftungsintensitäten wiederfindet, kann davon ausgegangen werden, dass die beobachteten Erträge unter den Bedingungen einer ausreichenden Nährstoffversorgung generiert wurden. Aus diesem Grund wird eine landesübliche Düngung als Modellannahme vorausgesetzt und auf eine Beeinflussung des Ertrages durch die tatsächlich verabreichte Düngermenge aus Vereinfachungsgründen und Mangel einer adäquaten Datengrundlage verzichtet.

Nutzung: Eine standortangepasste Nutzungsfrequenz führt bei nachhaltiger Bewirtschaftung zu optimalen Erträgen. Die Länge der Vegetationsperiode spielt dabei die wichtigste Rolle. Innerhalb dieses natürlichen zeitlichen Rahmens ist die Verteilung der Aufwuchszeiten zwischen den Schnitten für Quantität und Qualität des Ertrages maßgeblich. Die Definition der Aufwuchsdauer ist für die Ertragsschätzung zwingend erforderlich, da der Jahresertrag als Summe der Einzelaufwuchserträge gebildet wird. Im Modell werden also die Parameter für die jeweilige Aufwuchsdauer analysiert und einem aufwuchsbezogenen Ertrag zugeordnet. Dadurch wird der Verlauf der Witterung und dessen Wirkung auf den Ertrag nicht als Durchschnitt der gesamten Vegetationsperiode ausgewertet, sondern in Teilabschnitte gegliedert. Dies ist besonders bei der zeitlichen Entwicklung der Wasserverfügbarkeit wichtig. Ist sie beispielsweise im Frühjahr limitiert, wirkt sich dies in erster Linie auf den Ertrag des ersten Aufwuchses aus. Die Nutzungszeitpunkte werden zwar von den Landwirten individuell gesetzt, folgen jedoch allgemeinen Bedingungen. So benötigt der erste Aufwuchs eine gewisse Zeit zur Entwicklung, damit ein entsprechender Ertrag geerntet werden kann, ebenso verhält es sich mit den Folgeaufwüchsen. Eine Modellierung zur Abbildung des Zusammenhangs zwischen objektiven Standortfaktoren und einem wahrscheinlichen Nutzungszeitpunkt ist deshalb unumgänglich und wird in der vorliegenden Arbeit implementiert. Eine rechnerische Ermittlung von Erntezeitpunkten kann die Realität natürlich nur näherungsweise beschreiben und eine gewisse Fehlerspanne muss dabei eingeräumt werden. Die tatsächliche Ernte erfolgt nach dem Ermessen des Landwirtes und den wetterbedingten Erntevoraussetzungen (vgl. Luder, 1996).

1.5 Zielsetzung, Abgrenzung und Struktur der Arbeit

Die Grünlandbewirtschaftung mit ihrer großen Bedeutung für die österreichische Landwirtschaft beruht auf einem komplexen Zusammenspiel von Bewirtschaftungsmaßnahmen und natürlichen Rahmenbedingungen, deren gegenseitige Abstimmung die Voraussetzung für eine nachhaltige und produktive Flächennutzung darstellt. Die Erträge hängen wie bei kaum einer anderen landwirtschaftlichen Kulturart von außerordentlich vielen Faktoren und ihren Interaktionen ab. Eine Ertragsschätzung für das Grünland ist deshalb schwierig und erfordert geeignete Maßnahmen zur Komplexitätsbewältigung. In Anlehnung an das in der objektorientierten Programmierung vielfach angewendete Prinzip *divide et impera* als Strategie der Problemzerlegung werden einzelne Modelle eigenständig entwickelt und anschließend für die Ertragsschätzung miteinander kombiniert.

Die Beschreibung von Methoden und Ergebnissen sowie deren Diskussion unter Verwendung relevanter wissenschaftlicher Literatur wird aufgrund der Unterschiedlichkeit der entwickelten Modelle in klar voneinander getrennten Abschnitten vorgenommen. So ist beispielsweise jedem Themenbereich eine allgemeine Einführung vorangestellt, in der besonders auf die Bedeutung des Modells im Kontext der Vegetations- und Ertragsdynamik eingegangen wird. Die Reihenfolge der Abschnitte berücksichtigt Abhängigkeiten zwischen den Modellen und bildet damit den gesamten für die Ertragsschätzung erforderlichen und in dieser Arbeit realisierten *Workflow* ab. Der modulare Aufbau ist das Resultat einer mehrjährigen intensiven Forschungs- und Implementierungsarbeit in den einzelnen Themenbereichen mit der Zielsetzung, die Qualität der Ertragsschätzung stetig zu verbessern. Neben der Möglichkeit, einzelne Elemente unabhängig voneinander zu entwickeln, bietet das Konzept der modularen Strukturierung den großen Vorteil einer flexiblen Weiter- und Wiederverwendung von Teilkomponenten für unterschiedliche agrarmeteorologische Fragestellungen. In *Abbildung 4* sind sämtliche in dieser Arbeit entwickelte Modelle mit ihren Abhängigkeiten vereinfacht dargestellt. Die Abbildung entspricht dem strukturellen Aufbau der vorliegenden Arbeit, wobei der methodischen Beschreibung jeder Komponente ein entsprechender Abschnitt mit Ergebnissen und Diskussion zugeordnet ist.

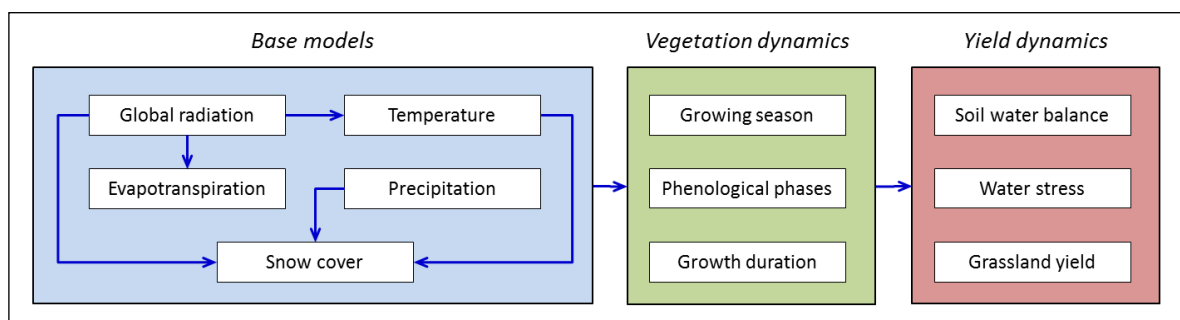


Abbildung 4: Übersicht der Komponenten zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik

Die Basismodelle sind Grundlage für darauf aufbauende Methoden zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik. Sie bilden einen Schwerpunkt und stehen in der vorliegenden Arbeit im Spannungsverhältnis von Breite und Tiefe der wissenschaftlichen Auseinandersetzung. Jede dieser Komponenten ist für sich Gegenstand zahlreicher Fachartikel, Dissertationen und umfangreicher Forschungsprojekte; das Potenzial für eine tief greifende wissenschaftliche Bearbeitung der einzelnen Bereiche ist demnach außerordentlich hoch. Sämtliche der hier vorgestellten Methoden und Modelle sind für die Schätzung von Erträgen des Wirtschaftsgrünlandes unverzichtbar. Eine der Herausforderungen dieser Arbeit besteht also darin, alle hier vorgestellten Modelle zu implementieren und dabei dennoch

eine methodisch ausreichend gereifte Lösung zu erreichen. Um den breiten Themenkomplex bewältigen zu können, werden für die einzelnen Modelle Vereinfachungen vorgenommen und nach Möglichkeit *State-of-the-art*-Methoden eingesetzt. Die Übertragung in geeignete Softwarelösungen zur Erstellung der notwendigen Datengrundlagen ist neben methodischen Überlegungen ein zentraler Aspekt und substanzieller Bestandteil der Arbeit. Den hohen Leistungsansprüchen an Hard- und Software bei der Umsetzung von räumlichen Modellen muss durch eine geeignete Programmierung Rechnung getragen werden, damit die primäre Zielsetzung der Arbeit, eine operationelle Anwendung für die Ertragschätzung bereitzustellen, erreicht werden kann. In der vorliegenden Arbeit wird ein 21-jähriger Zeitraum analysiert, in dem die gesamte Datengrundlage auf Tagesbasis für die gesamte Fläche Österreichs in 250 Meter Auflösung bereitgestellt werden muss.

Die Entwicklung eines operationellen Systems dieses Umfangs geht über die Anforderungen einer experimentellen Anwendung weit hinaus und erfordert eine entsprechende Abstimmung der Ziele. Für die vorliegende Arbeit sind die Wichtigsten wie folgt festgelegt:

- a) Bereitstellung von meteorologischen Parametern als räumliche Modelle auf Tagesbasis unter Berücksichtigung von komplexen Geländestrukturen
- b) Ausschließliche Verwendung von stationsbasierten Wetterdaten für die Erstellung von kontinuierlichen Oberflächen und damit die Gewährleistung der Anwendbarkeit sämtlicher Modelle für Szenarien auf Basis regionalisierter Klimamodelle
- c) Implementierung und Bewertung vegetationsdynamischer Aspekte der Grünlandwirtschaft auf Grundlage der entwickelten Basismodelle
- d) Schätzung der Erträge des Wirtschaftsgrünlandes (Zwei-, Drei- und Vierschnittssysteme) auf Basis von meteorologischen Daten und Bodenkennwerten sowie die Bewertung der Auswirkung von Wasserstress auf die Ertragssituation
- e) Nutzung temporärer Speicherstrukturen und objektorientierte Umsetzung sämtlicher Algorithmen als Voraussetzung eines optimalen Laufzeitverhaltens
- f) Unterstützung einer effizienten Wartung und Weiterentwicklung der Softwarekomponenten durch modulare Strukturen und wohldefinierte Schnittstellen

Die Integration der zeitlichen und räumlichen Dimension in sämtlichen Modellen bildet den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit und ist gleichzeitig auch als Abgrenzung zu verstehen. Simplifikation und Generalisierung sind notwendige Maßnahmen für eine flächendeckende Beschreibung der untersuchten Phänomene. Damit unterscheidet sich die hier umgesetzte Vorgehensweise grundlegend von standortbasierten Modellierungen, für die in der Regel wesentlich umfangreichere und komplexere Zusammenhänge verarbeitet werden können (z. B. prozessorientierte Wachstums- und Ertragsmodelle). Um die hier entwickelten Modelle auch für Klimaszenarien einsetzen zu können, wird grundsätzlich auf eine Verwendung von Fernerkundungsmethoden zur Generierung von Basisdaten verzichtet. Sämtliche Modelle stützen sich auf meteorologische Erhebungen an Wetterstationen bzw. auf allgemeine und weitgehend unveränderliche Geodatenbestände (DHM, Bodenkarte).

Die Ausrichtung der gesamten Arbeit auf die technische Umsetzung unter Einbeziehung von Methoden der Geoinformatik steht im Mittelpunkt. In erster Linie werden deshalb Experten aus dem Bereich der Geoinformationswissenschaft angesprochen. Der fachliche Bezug zu Agrarmeteorologie und Landwirtschaft ist jedoch wesentlicher Bestandteil sämtlicher Modelle, die Erweiterung der Zielgruppe auf Experten dieser Disziplinen ist deshalb naheliegend. Durch die themenspezifischen Einführungen wird versucht, elementare Zusammenhänge der unterschiedlichen Fachbereiche aufzugreifen und in möglichst einfacher Weise darzustellen, um eine fachübergreifende Verständlichkeit sicherzustellen.

2 Material und Methoden

2.1 Implementierung und Basisdaten

2.1.1 Speicherstrukturen und Programmierung

Für die Berechnung der Modelle zur Vegetations- und Ertragsdynamik werden umfangreiche Basisdaten als kontinuierliche Oberflächen benötigt. Globalstrahlung, Temperatur, Evapotranspiration und Niederschlag werden in Tagesschritten geostatistisch interpoliert und in dieser hohen zeitlichen Auflösung für die Modellierung von Schneebedeckung, Vegetationsperiode, phänologischen Phasen, Nutzungsfrequenz und Aufwuchsdauer sowie für die Berechnung der Bodenwasserbilanz verwendet. Der Untersuchungszeitraum von 1990 bis 2010 umfasst 21 Jahre. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über die gesamte Fläche Österreichs, welche in den Modellen mit einer räumlichen Auflösung von 250 Metern abgebildet wird. Als Speicherstruktur wird dafür das Rasterdatenmodell verwendet, welches nach Longley *et al.* (2005, 72ff) darauf ausgerichtet ist, kontinuierliche Phänomene der Realwelt effizient und effektiv zu beschreiben: „*The continuous field view represents the real world as a finite number of variables, each one defined at every possible position. ... Raster representations divide the world into arrays of cells and assign attributes to the cells.*“ Dieses Datenmodell ist für die Bewältigung der meisten Aufgaben in der vorliegenden Arbeit optimal geeignet. Es stellt Methoden der Informationsverarbeitung bereit, welche die Kombination verschiedener thematischer Layer auf relativ einfache Weise ermöglichen. Das hier entwickelte Informationssystem ist demzufolge nach Bartelme (2000, 116) als Raster-GIS zu klassifizieren.

Insgesamt entstehen für den 21-jährigen Untersuchungszeitraum bei der Anwendung aller Modelle etwa 400 Gigabyte Rasterdaten. Ein effizienter Schreib- und Lesezugriff auf diese Daten ist für die Rechengeschwindigkeit der einzelnen Prozesse von großer Bedeutung. Für die persistente Speicherung sämtlicher Raster hat sich die *File Geodatabase* der GIS-Software ArcGIS von ESRI als gute Lösung herausgestellt. Raster werden in einer der Serverlösung von ArcGIS (*ArcSDE*) vergleichbaren Form filebasiert abgelegt und bieten einen performanten Zugriff und einfache Migrationsmöglichkeiten. Zudem ist das Speichervolumen einer *File Geodatabase* im Gegensatz zu einer *Personal Geodatabase* nicht limitiert (Childs, 2009). Die Handhabung der *File Geodatabase* wird allerdings mit zunehmender Anzahl der dort gespeicherten Raster sehr umständlich und ist mit langen Wartezeiten bei diversen Aufrufen verbunden. Dies spielt zwar für programmierte Zugriffsroutinen kaum eine Rolle, die Bearbeitung mit *ArcCatalog* oder *ArcMap* verlangsamt sich jedoch sehr stark. Im Zuge der Arbeit hat sich aufgrund der enormen Anzahl an verschiedenen Themen eine thematische Gliederung sowie eine weitere Trennung in die einzelnen Untersuchungsjahre als notwendig erwiesen. So wird für jedes Jahr und Thema eine eigene *File Geodatabase* angelegt und mit den täglichen Rasteroberflächen gefüllt. Mit maximal 365 (366) Datensätzen ist auch eine manuelle Manipulation in den Anwendungsoberflächen von ArcGIS mit akzeptablen Zugriffszeiten möglich.

Die Programmierung sämtlicher Modelle wird in Visual C#.NET vorgenommen. Die Umsetzung der GIS-Operationen erfolgt unter Einbindung der ArcGIS Softwarebibliothek *ArcObjects* in der Version 10. Es handelt sich bei dieser Bibliothek um Klassen auf Basis des *Component Object Model* (COM). Sie werden mithilfe der zur Verfügung gestellten

Runtime Callable Wrapper (RCW) für eine Verwendung in .NET aufbereitet. Der Entwickler ist somit in der Lage, mit den über *ESRI Interop-Assemblies* zugänglichen COM-Objekten in gleicher Weise wie mit .NET-Implementierungen zu arbeiten (ESRI, 2004, 228f). Als Entwicklungsumgebung kommt *Microsoft Visual Studio 2010* zum Einsatz. Sämtliche Softwarekomponenten wurden gemäß einer objektorientierten Programmierlogik umgesetzt und modular konzipiert. In Hinblick auf eine künftige Erweiterung und Wartbarkeit des Systems ist die Kapselung einzelner Bausteine mit wohldefinierten Schnittstellen eine wichtige Voraussetzung, die in der gesamten Entwicklung konsequent beachtet und umgesetzt wurde. Zentrales Element in vielen Algorithmen ist die Verarbeitung der Rasteroberflächen mithilfe von *Map Algebra*. Die effiziente Nutzung des Arbeitsspeichers für die Ablage von Zwischenergebnissen ist in diesem Zusammenhang besonders zu beachten, da im Rahmen komplexer *Map-Algebra*-Operationen eine große Menge von Rasterobjekten entsteht, deren persistente Speicherung nicht sinnvoll ist.

Im Rahmen einer mehrjährigen Entwicklung sind viele Klassen entstanden, an denen laufend strukturelle Verbesserungen vorgenommen wurden. Besonders wichtig stellt sich in diesem Zusammenhang die Trennung von Algorithmen mit allgemeiner Bedeutung für das gesamte System und jenen mit spezieller Funktion dar. Diese Vorgehensweise ermöglicht die mehrfache Verwendung von „Standardkomponenten“ in verschiedenen Zusammenhängen und bringt entscheidende Vorteile bei der Strukturierung und Wartung. Beispiele dafür sind Schreib- und Lesezugriffe auf Daten unterschiedlicher Quellen, Interpolationsalgorithmen und statistische Auswertungen. Derartige Klassen bedürfen einer exakten Schnittstellendefinition, damit sie als „*black boxes*“ in speziellere Algorithmen eingebaut werden können. Für das hier entwickelte System wurde die Zusammenfassung dieser „Hilfsprogramme“ in Form von *Dynamic Link Libraries* (DLL) realisiert, welche von diversen Softwarekomponenten lediglich referenziert werden, um deren Funktionalität zu nutzen. Maßnahmen dieser Art sind bei der Entwicklung operationeller Systeme größeren Umfangs unumgänglich und die Voraussetzung für eine effiziente Weiterentwicklung.

In der vorliegenden Arbeit wird zugunsten einer ausführlichen methodischen Darstellung der einzelnen Modelle generell auf die Diskussion konkreter Programmcodes verzichtet.

2.1.2 Datengrundlage der räumlichen Modelle

2.1.2.1 Geobasisdaten und Geofachdaten

Für die geostatistische Interpolation einer Reihe von meteorologischen Parametern spielt die Seehöhe eine bedeutende Rolle. Ein Digitales Höhenmodell (DHM) stellt die Höhenwerte als kontinuierliche Oberfläche bereit, welche im Mittel für jede Rasterzelle angegeben werden. Wird die Seehöhe als unabhängige Variable eines Modells verwendet, ist damit eine Regionalisierung standortbasierter Information auf einfache Weise möglich. Neben der Seehöhe können durch die Auswertung von Nachbarschaftsbeziehungen zwischen den Rasterzellen topografische Attribute wie Hangneigung und Exposition berechnet und ebenfalls als kontinuierliche Oberflächen für die räumliche Modellierung herangezogen werden. In der vorliegenden Arbeit ist das DHM die wichtigste Grundlage für die Generierung von Oberflächen und damit die Voraussetzung für die räumliche Implementierung von Modellen zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik.

Bei einem Untersuchungsgebiet, das die gesamte Fläche Österreichs umfasst, hat sich die Verwendung des DHM mit einer Auflösung von 250 Metern als praktikabel erwiesen. Die Interpolation von Wetterdaten basiert auf Beobachtungen an Messstationen. In der Regel

beträgt die mittlere Nachbarschaftsdistanz bei einer durchschnittlichen Verfügbarkeit von etwa 270 Stützstellen (Wetterstationen) pro Tag ungefähr 10 km. Eine höhere Auflösung führt unter diesen Voraussetzungen lediglich zu Scheingenauigkeiten, die bei Berücksichtigung des quadratischen Zusammenhangs von Auflösung und der dafür benötigten Anzahl von Rechenoperationen nicht sinnvoll ist. Eine geringere Auflösung würde die Höheninformation des komplexen Geländes zu stark glätten. Das verwendete DHM wurde vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) zur Verfügung gestellt und berücksichtigt neben der regelmäßigen Höheninformation auch Geländestrukturen wie Bruchlinien, Formenlinien und markante Einzelpunkte.

Bei der Entwicklung der räumlichen Modelle wurde besonders darauf geachtet, nur wenige Basisdatensätze einzubinden, um damit die Abhängigkeit von oft schwer zugänglichen und nicht frei verfügbaren Datengrundlagen zu minimieren. Neben dem DHM wird deshalb nur ein weiterer Geofachdatenbestand verwendet, welcher für die Modellierung der Bodenwasserbilanz unabdingbar ist. Es handelt sich um Informationen zur Wasserspeicherfähigkeit des Bodens. Vom Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt wurde der für die vorliegende Modellierung benötigte Parameter aus der Digitalen Bodenkarte des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald (BFW) abgeleitet (Murer, 2009, Murer *et al.*, 2004). Es handelt sich dabei um die Nutzbare Feldkapazität, welche mithilfe von Pedotransferfunktionen aus Bodenkennwerten (Korngrößenverteilung, Humus- und Kalkgehalt, pH-Wert) berechnet wird. Als Differenz von Feldkapazität und Welkepunkt beschreibt die Nutzbare Feldkapazität den Anteil am Bodenwasservolumen, welcher über die Wurzeln aufgenommen und den pflanzlichen Lebensprozessen zugeführt werden kann. In den hier implementierten Modellen wird die Nutzbare Feldkapazität für zwei Bodenschichten (0 bis 20 und 20 bis 40 cm) herangezogen. Als Beispiel wird in *Abbildung 5* die räumliche Verteilung dieses Parameters für den Oberboden (0 bis 20 cm) gezeigt. Die generalisierte Kartierung des Bodens ist in der Digitalen Bodenkarte im Maßstab von 1 : 25000 auf die landwirtschaftlich genutzten Flächen beschränkt. Einige Gebiete sind nach wie vor noch nicht digitalisiert. Die Berechnung der Nutzbaren Feldkapazität wurde zudem nur für die mineralischen Böden Österreichs durchgeführt. Deshalb handelt es sich bei diesem Datenbestand um keine geschlossene Oberfläche.

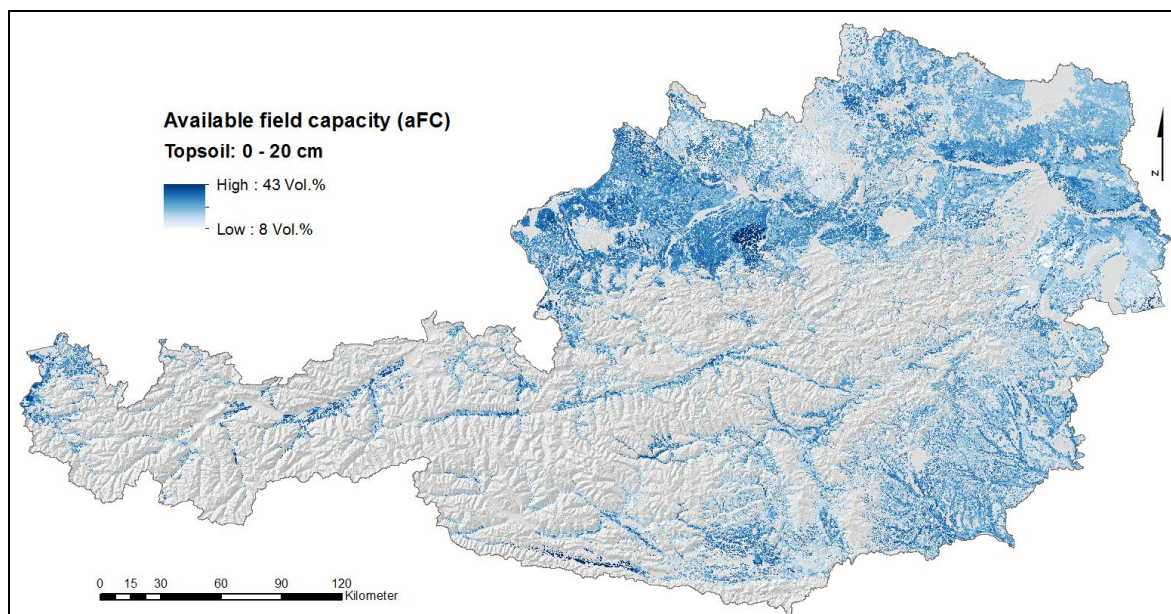


Abbildung 5: Nutzbare Feldkapazität mineralischer Böden für die in der Digitalen Bodenkarte erfassten landwirtschaftlichen Nutzflächen

Der aus der Bodenwasserbilanz abgeleitete Wasserstress als Prädiktor für die Ertragsminderung basiert zwangsläufig auf der Information über die Wasserspeicherfähigkeit des Bodens. Sämtliche Ergebnisse der räumlichen Bodenwasserbilanzierung bleiben also auf jene Zellen beschränkt, in denen die Nutzbare Feldkapazität verfügbar ist. Auswertung und Darstellung der Erträge des Wirtschaftsgrünlandes entsprechen hinsichtlich der räumlichen Ausdehnung ebenfalls den in *Abbildung 5* klassifizierten Rasterzellen. Die Bildung einer kontinuierlichen Oberfläche ist aufgrund der eingeschränkten Datenlage nicht möglich.

2.1.2.2 Wetterdaten und phänologische Beobachtungen

Die Basismodelle (vgl. *Abbildung 4*) beruhen im Wesentlichen auf der geostatistischen Interpolation von Wetterbeobachtungen. Als Grundlage dafür dienen Datenbestände der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) und des Hydrografischen Zentralbüros (HZB), welche von den beiden Institutionen im Rahmen gemeinsamer Projekte zur Verfügung gestellt wurden.

Für die Untersuchungen im Zeitraum 1990 bis 2010 stehen 2.030.341 tägliche Wetterdaten an insgesamt 570 verschiedenen ZAMG-Messstationen zur Verfügung. Die in den Modellen verwendeten Parameter sind:

- Tagesmittel der Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
- Tagesmaximum der Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
- Tagesminimum der Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
- Lufttemperatur um 7:00, 14:00 und 19:00 Uhr [$^{\circ}\text{C}$]
- Tagesmittel der relativen Luftfeuchte [%]
- Relative Luftfeuchte um 7:00, 14:00 und 19:00 Uhr [%]
- Globalstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$]
- Sonnenscheindauer [h]
- Tagesmittel der Windstärke [m s^{-1}]
- Niederschlagssumme (7:00 bis 7:00 Uhr des Folgetages) [mm]
- Niederschlagssumme (19:00 Uhr des Vortages bis 7:00 Uhr) [mm]
- Niederschlagssumme (7:00 bis 19:00 Uhr) [mm]
- Gesamtschneehöhe (7:00 Uhr) [cm]

Für die Kalibrierung des ArcGIS-*SolarRadiation*-Modells werden die Globalstrahlungsbeobachtungen sämtlicher ZAMG-Messstationen verwendet. Aus dem gesamten Datenbestand im Zeitraum 1961 bis 2010 (4.500.623 Datensätze) können 912.227 tägliche Werte für die Berechnung des Jahresgangs der maximalen Globalstrahlung auf Monatsbasis berücksichtigt werden. Die Kalibrierung des räumlichen Modells der Globalstrahlung erfordert zusätzlich eine Quantifizierung des Verhältnisses von diffuser Strahlung zu Globalstrahlung. Zu diesem Zweck werden Beobachtungen von diffuser Strahlung und Globalstrahlung der ZAMG-Messstation „Hohe Warte“ verwendet. Der verfügbare Zeitraum umfasst die Jahre 1951 bis 2010, in dem die Beobachtungen auf Stundenbasis vorliegen und zu 20.492 Tageswerten aggregiert wurden.

Zur Erhöhung der Datendichte bei der Interpolation des Niederschlags werden für den verfügbaren Zeitraum 1990 bis 2008 insgesamt 6.308.266 Niederschlagsmessungen des Hydrografischen Dienstes hinzugezogen. Zudem werden Schneehöhenmessungen an den 1023 HZB-Messstationen zur Evaluierung des Schneebedeckungsmodells verwendet. Für

die Validierung der Temperaturinterpolation stehen für den Zeitraum 1998 bis 2008 2.619.736 Temperaturbeobachtungen des HZB zur Verfügung. Die bereitgestellten Parameter auf Tagesbasis sind demnach:

- Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]
- Niederschlagssumme (7:00 bis 7:00 Uhr des Folgetages) [mm]
- Gesamtschneehöhe (7:00 Uhr) [cm]

Die hier im Überblick dargestellte Datensituation wird in den einzelnen Abschnitten der Modelle um eine detaillierte Beschreibung ergänzt. Die Darstellungen der räumlichen Verteilung von ZAMG- und HZB-Messstationen finden sich ebenfalls, den jeweiligen Themen zugeordnet, in den entsprechenden Abschnitten. *Abbildung 14* zeigt die Stationen für die Modellierung der Globalstrahlung. In *Abbildung 20* werden die ZAMG-Messstationen hinsichtlich ihrer Klassifizierung als Berg- und Talstationen dargestellt (vgl. auch *Tabelle 8*). Eine Übersicht sämtlicher ZAMG- und HZB-Messstationen findet sich in *Abbildung 29*, *Abbildung 41* und *Abbildung 86*.

Die als Oberflächen visualisierten Beispiele in den folgenden Abschnitten beziehen sich immer wieder auf den 15. April 2000. Räumliche Muster der dargestellten Ergebnisse von Globalstrahlung, Temperatur und Verdunstung spiegeln die Wettersituation dieses Tages wieder, dessen Wolkenbedeckung Anhaltspunkte für die regionalen Unterschiede liefert. Zur Unterstützung eines visuellen Vergleichs zwischen tatsächlicher Situation und den durch Modelle berechneten Näherungen wird in *Abbildung 6* ein Satellitenbild im sichtbaren Spektralbereich gezeigt. Die Aufnahme wurde freundlicherweise von der ZAMG zur Verfügung gestellt und zeigt in polarstereografischer Projektion eine Momentaufnahme dieses Tages um 12:00 Uhr.

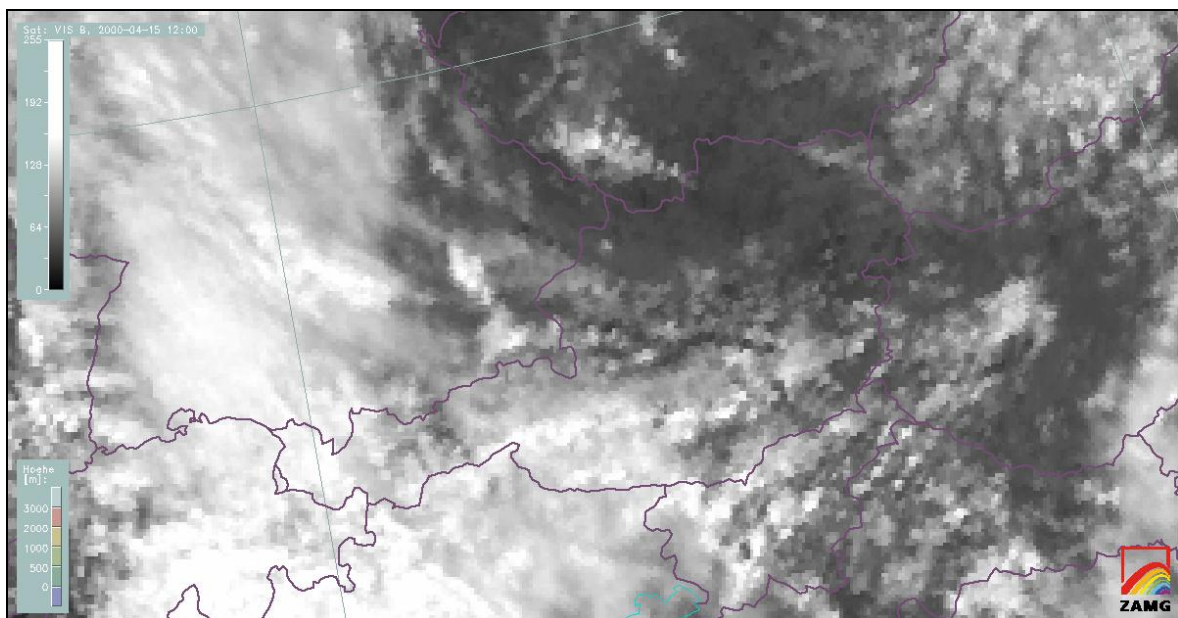


Abbildung 6: Satellitenbild im sichtbaren Spektralbereich vom 15. April 2000 12:00 Uhr

Für die Bewertung von Ergebnissen, die sich im Verlauf der Arbeit mehrfach auf dieses Datum bzw. den gesamten April 2000 beziehen, ist eine Kenntnis der damaligen Wettersituation hilfreich. Zu diesem Zweck wird hier die von der ZAMG (2000b) herausgegebene Witterungsübersicht für diesen Monat auszugsweise angeführt: „*Der April 2000 war allgemein außergewöhnlich warm und mit Ausnahme Kärntens und Teilen Tirols sehr tro-*

cken. Die Monatsmittel der Lufttemperatur lagen 2° bis $4,5^{\circ}\text{C}$ über dem langjährigen Durchschnitt. ... Der Temperaturverlauf zeigt nur zu Monatsbeginn und zwischen dem 5. und 10. geringfügig zu kalte Tage auf, in der Folge wurden die Tagesmittel der Lufttemperatur immer mehr überdurchschnittlich. Eine Ausnahme bilden die westlichen Landeshauptstädte während der Karwoche. Eine nahezu ortsfeste Störungszone verursachte um den 18. im Westen kühles regnerisches Wetter, während es im Osten schon angenehm warm war. ... Nur in Teilen Tirols ... sowie in weiten Teilen Kärntens finden sich leicht überdurchschnittliche Monatsniederschlagssummen. Überall sonst werden weniger als 75 %, in großen Teilen Niederösterreichs und in Wien sogar weniger als 25 % der üblichen April-Niederschläge gemessen. Die Anzahl der Sonnenscheinstunden war überall überdurchschnittlich, wobei der Osten Österreichs mit bis zu 160 % der durchschnittlichen Anzahl am sonnenscheinreichsten war. ...“

Die Modellierung von phänologischen Phasen auf Basis von Temperatursummen erfordert die Einbeziehung von phänologischen Beobachtungen der ZAMG mit Bezug zur Grünlandbewirtschaftung. Für den Zeitraum 1990 bis 2008 stehen 3558 Beobachtungen der Phasen „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“, „Knaulgras: Erste Blüte“ und „Dauergrünland: Erste Mahd“ an insgesamt 242 Stationen zur Verfügung. In *Abbildung 7* sind die Stationen entsprechend der beobachteten Phasen für die einzelnen Untersuchungsjahre aufgetragen. In den letzten Jahren ist ein Trend der Abnahme von Beobachtungen erkennbar, der sich auch bei der relativ häufig durchgeführten Beobachtung der Phase „Forsythie: Blüte“ zeigt. Für die Kalibrierung und Evaluierung der hier implementierten Modelle stehen aufgrund des langen Zeitraums ausreichend Daten zur Verfügung. Die Abbildung einer wirklichkeitsgetreuen regionalen Differenzierung ist nur bei einer entsprechenden Anzahl von Beobachtungen an möglichst vielen Stationen möglich. In *Abbildung 124* ist die räumliche Verteilung der phänologischen Beobachtungsstandorte für Grünlandphasen dargestellt.

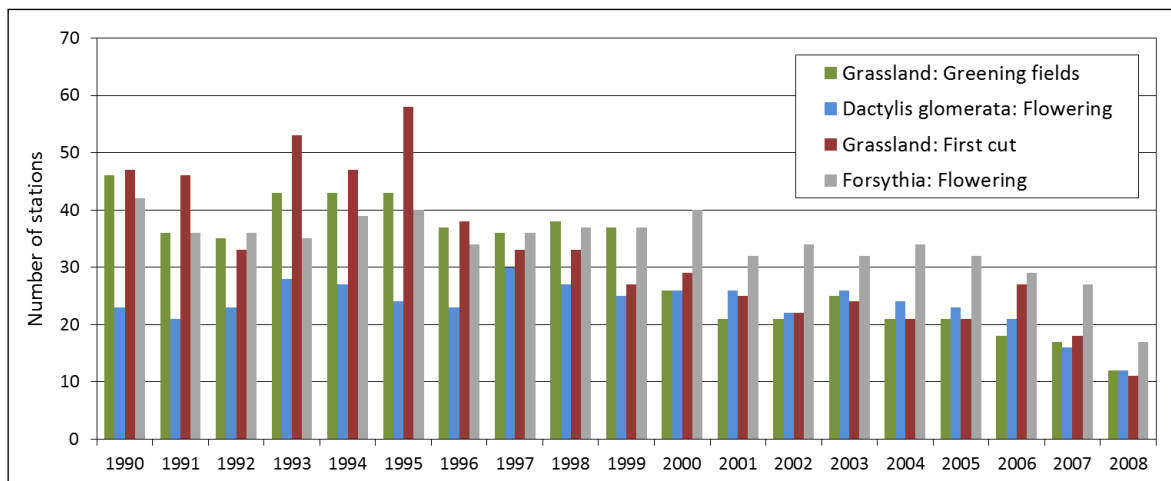


Abbildung 7: Anzahl der verfügbaren Stationen mit phänologischen Beobachtungen

2.1.2.3 Ertragshebungen als Grundlage der statistischen Ertragschätzung

Das räumliche Modell zur Schätzung von Grünlanderträgen baut auf den in der vorliegenden Arbeit entwickelten Basismodellierungen auf. Sie stellen die erforderlichen Modellprädiktoren als kontinuierliche Oberflächen zur Verfügung und bilden damit die Voraussetzung für eine räumliche Anwendung. Zunächst bedarf es jedoch einer statistischen Analyse des Zusammenhangs von Witterung und Grünlandertrag auf Basis von Beobachtungsdaten. Diese wurden in mehrjähriger Forschungsarbeit (hier als *SpatialGRAM* bezeichnet)

in einem verzweigten Netzwerk von Standorten mit einheitlich angelegten Grünlandversuchen erhoben. Die räumliche Verteilung der Versuchsstandorte ist der *Abbildung 8* zu entnehmen. Die meisten für die Grünlandwirtschaft bedeutsamen Klimaregionen Österreichs werden in zumindest einem Standort repräsentiert. Dem Versuchsstandort zugeordnete und nächstliegende ZAMG-Messstationen sind ebenfalls abgebildet.

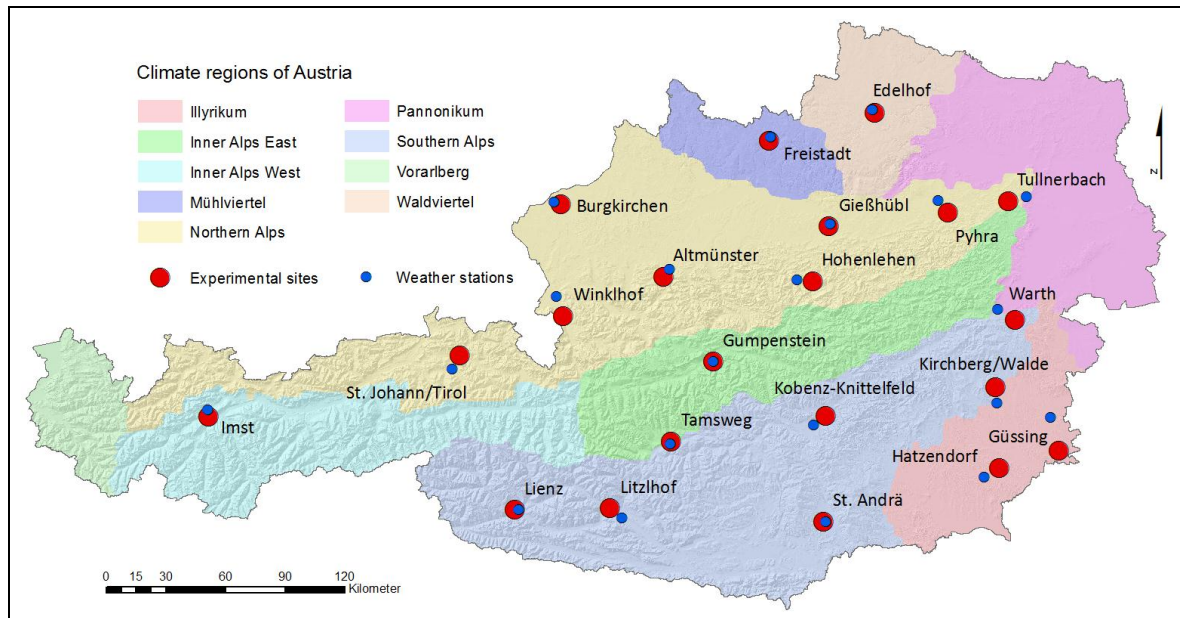


Abbildung 8: Versuchsstandorte des Projektes *SpatialGRAM* und zugeordnete ZAMG-Messstationen in den nach Harlfinger und Knees (1999, 16) definierten Klimaregionen

Die in den Jahren 2002 bis 2009 durchgeführten 1884 Ertragsbeobachtungen auf 27 Standorten wurden auf jene Erhebungen eingeschränkt, welche eine vollständige Reihe von aufwuchsbezogenen Erträgen aufweisen und damit die Bildung eines Jahresertrages ermöglichen. Beispielsweise müssen aufgrund dieser Anforderung die Erträge aller vier Aufwüchse einer Vierschnittnutzung vorhanden sein, um Eingang in die Datengrundlage zu finden. Kann die Berechnung des Jahresertrages durchgeführt werden, finden die Ertragserhebungen der Einzelaufwüchse nur dann Berücksichtigung, wenn plausible Obergrenzen nicht überschritten werden. Diese sind für die Zweischnittnutzung mit 90, für die Dreischnittnutzung mit 110 und für die Vierschnittnutzung mit $120 \text{ dt ha}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ festgelegt. Für die Kalibrierung und Validierung des Modells bleiben aufgrund dieser Restriktionen 1159 Ertragsdaten einzelner Aufwüchse aus Zwei-, Drei- und Vierschnittnutzungen an 21 Standorten erhalten.

Die Versuche wurden vom LFZ Raumberg-Gumpenstein an Standorten von Land- und Forstwirtschaftlichen Fachschulen angelegt, wo diese von geeignetem Fachpersonal vor Ort betreut werden. Neben Düngung und Ernte werden auch Aufnahmen des Pflanzenbestandes durchgeführt, bei denen die Anteile von Gräsern, Kräutern und Leguminosen sowie die projektive Deckung als Maß der Bestandesdichte geschätzt werden. Die Auswertung der Ertragsdaten sowie eine umfassende Analyse von Inhaltsstoffen und Verdaulichkeit der geernteten Proben werden in Gumpenstein vorgenommen. Auf allen Standorten sind einheitliche Bewirtschaftungsmaßnahmen vorgegeben. Eine Differenzierung der Nutzungsintensität mit zwei, drei und vier Schnitten sowie eine darauf abgestimmte Düngung wird auf jedem Versuchsstandort in gleicher Weise durchgeführt. Darüber hinaus gibt es Vorgaben hinsichtlich der Wahl des Erntezeitpunktes, an denen sich die Betreuer in Abhängigkeit der Witterung orientieren. Die exakte Einhaltung der vorgegebenen Schnitthöhe

von 5 cm ist für die Ertragserhebung von besonderer Bedeutung, da bereits kleine Unterschiede zu erheblichen Abweichungen bei der Berechnung der hektarbezogenen Erträge führen. Die Qualität der gewonnenen Ergebnisse hängt demzufolge sehr stark von einer genauen und verlässlichen Betreuung der Versuche ab (vgl. Resch *et al.*, 2006).

In *Abbildung 9* wird am Beispiel des Standortes Kirchberg/Walde der Versuchsplan dargestellt, welcher die Grundlage für die Bewirtschaftung der 16 m² großen Parzellen bildet. Die Anordnung der Flächen unter Berücksichtigung des Faktors Schnitthäufigkeit entspricht dem im landwirtschaftlichen Versuchswesen häufig verwendeten Konzept des Lateinischen Quadrates (Mudra, 1952, 20ff, Wagner, 1959, 12ff).

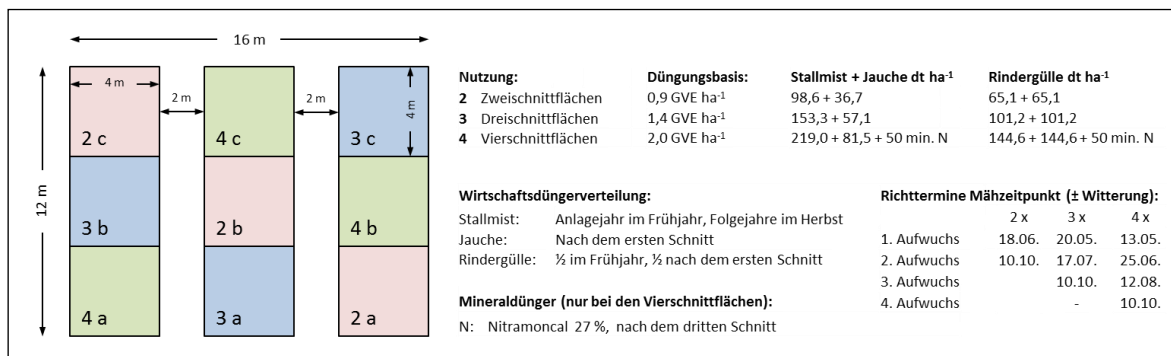


Abbildung 9: Grünlandversuchsplan im Projekt SpatialGRAM am Beispiel des Standortes Kirchberg/Walde

Der für die statistische Ertragsschätzung zur Verfügung stehende Datensatz ist in vielerlei Hinsicht einzigartig. Die bereits seit 2002 laufenden Versuche an den vielen verschiedenen Standorten in den wichtigsten Klimaräumen Österreichs sowie eine Verteilung entlang des Höhengradienten von 200 bis 1100 Meter Seehöhe sind entscheidende Voraussetzungen für eine räumliche Anwendung der Ertragsschätzung. Nur dann, wenn in den Beobachtungen möglichst viele verschiedene Standortfaktoren repräsentiert sind, ist die Ableitung eines standortunabhängigen Zusammenhangs gewährleistet und damit die GIS-gestützte Verarbeitung des Modells sinnvoll. Die Ausrichtung der Schätzung auf ertragsmindernde Witterungseinflüsse (Trockenheit) bildet den Schwerpunkt der Modellentwicklung. Eine möglichst breite Datengrundlage, welche den Zusammenhang zwischen Ertrag und Witterung abbildet, ist deshalb unbedingt erforderlich. Mit einem Untersuchungszeitraum von 2002 bis 2009 kann zusätzlich zur räumlichen Differenzierung eine große Variationsbreite klimatischer und witterungsrelevanter Einflüsse auf den Grünlandertrag untersucht und statistisch ausgewertet werden.

Die Versuche werden auch in den nächsten Jahren aufrechterhalten, wodurch sich die Anzahl der Beobachtungen von Jahr zu Jahr erweitert. Damit ist auch in Zukunft die Basis für eine stetige Weiterentwicklung des Schätzmodells mit einer Festigung des statistischen Zusammenhangs zwischen Ertrag und Witterung gelegt.

2.2 Basismodelle zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik

2.2.1 Räumliches Modell der Globalstrahlung

2.2.1.1 Allgemeines

Für die Modelle zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik ist die Berücksichtigung des Energieeintrages in Form der Globalstrahlung ein wichtiger Bestandteil. Die räumliche Modellierung bedingt die Aufbereitung der Strahlungsinformation als kontinuierliche Oberfläche, welche auch die verschiedenen Geländeformen berücksichtigt. Gerade das Hanglagen- bzw. Expositionsklima ist für die Landwirtschaft im Berggebiet von großer Bedeutung, da hier die Strahlungsintensität in hohem Maß die thermischen Verhältnisse und damit das Pflanzenwachstum beeinflusst (Geiger, 1950, 219f). Sie ist im Wesentlichen vom Trübungsstatus der Atmosphäre (Bewölkung), der Exposition und Hangneigung sowie der Tages- und Jahreszeit abhängig. Um alle Einflüsse möglichst vollständig abzubilden, erfolgt die Umsetzung in zwei Schritten:

- a) Zunächst wird die Bewölkung ignoriert und die Exposition/Hangneigung der bestrahlten Fläche in Beziehung zur Veränderung des Sonnenstandes (Deklination, Höhenwinkel und Stundenwinkel der Sonne) gesetzt. Die Einbeziehung eines Geländemodells in Kombination mit Algorithmen zur Berechnung von diffuser und direkter Strahlung sind die Voraussetzungen für eine räumliche Implementierung.
- b) In einem zweiten Schritt wird die an Wetterstationen gemessene Globalstrahlung mit einem geostatistischen Verfahren räumlich interpoliert und damit dem Bewölkungsgrad implizit Rechnung getragen.

Nach einer Kombination der Ergebnisse aus beiden Bearbeitungsschritten entsteht eine flächendeckende Information der Globalstrahlung, welche näherungsweise sowohl auf topografische Bedingungen als auch auf Wetterverhältnisse eingeht.

Die einfache Interpolation von Messdaten reicht nicht aus, die Variabilität der Strahlung in Gebieten mit hoher Reliefenergie zu beschreiben (Tovar-Pescador *et al.*, 2006). Geografische Informationssysteme bieten die Möglichkeit, vereinfachte Strahlungsberechnungen auch für komplexe Geländestrukturen durchzuführen. Benötigt wird dazu lediglich ein DHM, das die topografische Information zur Verfügung stellt. Mittlerweile finden sich dazu verschiedene Modelle, welche auch in GI-Systeme integriert wurden (vgl. Dubayah und Rich, 1995). Beispiele dafür sind *r.sun* für GRASS (Hofierka und Sári, 2002) und der *Solar Analyst* (Fu und Rich, 2000). Letzteres Modell wurde ab der Version 9.2 unter der Bezeichnung *SolarRadiation* als fester Bestandteil in die Werkzeugbox der ArcGIS-Extension *Spatial Analyst* aufgenommen.

Ruiz-Arias *et al.* (2009) vergleichen einige Modelle, wobei auch die beiden genannten Beispiele evaluiert wurden. Eine Anpassung an Beobachtungsdaten zur Abschätzung der atmosphärischen Bedingungen wird hier für sämtliche Modelle empfohlen. Grundsätzlich gibt es dazu zwei Ansätze: Beobachtungsdaten dienen der Parametrisierung des Modells (wie im Fall des ArcGIS-Tools *SolarRadiation*) oder die Modellergebnisse werden mithilfe von Beobachtungsdaten korrigiert (wie beim Einsatz von *r.sun*). Ruiz-Arias *et al.* (2009) bevorzugen die zweite Variante und weisen darauf hin, dass eine Kalibrierung des ArcGIS-*SolarRadiation*-Modells aufgrund der Sensibilität hinsichtlich des Wolkenbedeckungsgrades schwierig ist. Wird das Modell allerdings auf eine wolkenlose Situation angewendet, tritt diese Problematik in den Hintergrund.

Aufgrund der in der vorliegenden Arbeit auf ArcGIS abgestimmten Systemumgebung wird für die Bestimmung der Strahlung das dort integrierte *SolarRadiation*-Werkzeug herangezogen. Dieses Modell wurde bereits in vielen wissenschaftlichen Arbeiten verwendet und breit diskutiert (Fu und Rich, 2002, Hartmann, 2007, 20ff, Huang und Fu, 2009, Huang *et al.*, 2009, Hughes, 2000, Martínez-Durbán *et al.*, 2009, Thompson, 2003). Die Ausführungen von Ruiz-Arias *et al.* (2009) zeigen allerdings klar, dass eine entsprechende Kalibrierung und Parametrisierung erforderlich ist sowie eine Anwendung auf wolkenlose Bedingungen beschränkt bleiben sollte. Die Verwendung von konstanten Parametern zur Beschreibung der Atmosphäre unter wolkenfreien Bedingungen, wie sie von Fu und Rich (2000, 36f) als erste Näherung vorgeschlagen werden, führt nach Basler (2005, 29f) zu unbrauchbaren Ergebnissen.

Auf Basis langjähriger Beobachtungsdaten wurde das Modell eingehend kalibriert und auf die durchschnittlichen Strahlungsverhältnisse in Österreich angepasst. In *Abbildung 10* werden die Bearbeitungsschritte und ihre methodische Abfolge im Überblick dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung zu den einzelnen Komponenten wird in den nachfolgenden Abschnitten vorgenommen.

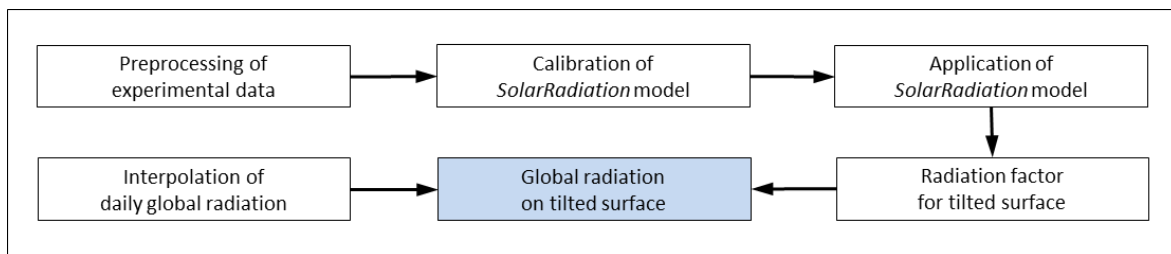


Abbildung 10: Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Globalstrahlung

2.2.1.2 Strahlungsmodell, Datenaufbereitung und Modellkalibrierung

Das ArcGIS-Werkzeug *SolarRadiation* bietet die Möglichkeit, mithilfe eines Geografischen Informationssystems die Globalstrahlung und ihre Komponenten, direkte und diffuse Strahlung, auf Basis eines DHM zu berechnen. Das Programm stellt eine Weiterentwicklung des für ARC/INFO GIS bereits in den 1990er Jahren erarbeiteten Modells *Solarflux* (vgl. Rich *et al.*, 1995) dar. Der Strahlungseintrag kann sowohl für einzelne Standorte als auch für kontinuierliche Oberflächen bestimmt werden, das Prinzip bleibt dabei gleich.

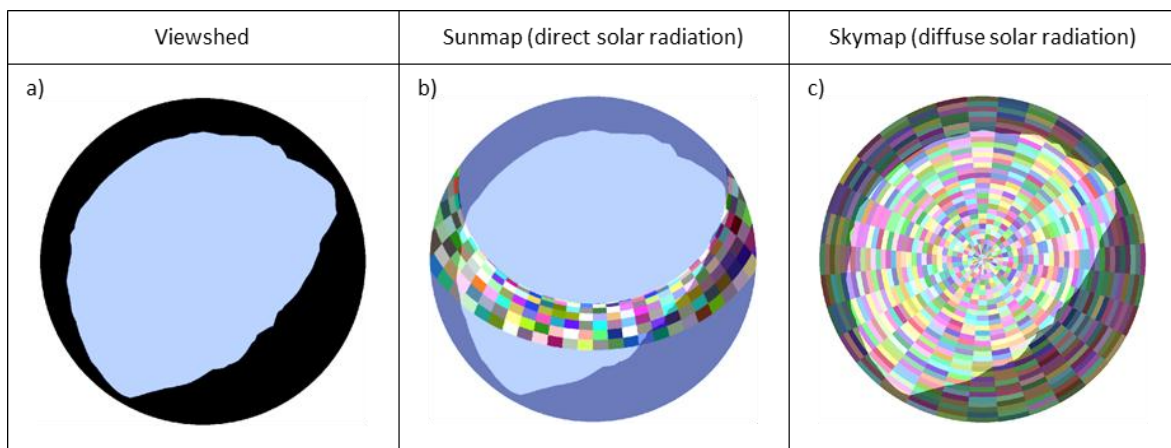


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Komponenten des ArcGIS-SolarRadiation-Modells zur Berechnung der Globalstrahlung am Beispiel Heiligenblut für die Monate März bis Juni

Zunächst wird für eine Zelle im DHM die Abschattung berechnet, indem die Horizontüberhöhung in einer zu definierenden Anzahl von Blickrichtungen bestimmt wird. Der Sichtbereich des freien Himmels wird damit für die anschließende Strahlungsberechnung eingeschränkt. In *Abbildung 11a* ist das Ergebnis dieses Schrittes für den Standort der ZAMG-Messstation Heiligenblut (Kärnten) dargestellt. Die vom Sonnenstand abhängige direkte Strahlung (*Abbildung 11b*) sowie die diffuse Himmelsstrahlung (*Abbildung 11c*) werden nur für den Sichtbereich aufsummiert, entweder für einen einzelnen Tag in festgelegten Zeitintervallen oder für einen frei zu definierenden Zeitabschnitt (*Abbildung 11* zeigt die Strahlung zwischen 75. und 168. Tag des Jahres als Farbenmuster). Unter anderem wird die Möglichkeit geboten, die Anzahl der Sektoren auf Basis von Zenit- und Azimutwinkel sowie die Stundenintervalle der Strahlungsberechnung zu definieren. Auf eine weiterführende und detailliertere Darstellung des Modells wird im Rahmen dieser Arbeit verzichtet und auf die Modellbeschreibung der Entwickler (Fu und Rich, 1999, 2000) sowie auf die Softwaredokumentation von ArcGIS (ab Version 9.2) verwiesen.

Für eine Kalibrierung sind die zwei Parameter *Diffuse Proportion* und *Transmittivity* maßgeblich. Die Durchlässigkeit der Atmosphäre für die kurzwellige solare Strahlung hängt von ihrem Trübungsgrad und dem sich daraus ergebenden Absorptions-, Reflexions- und Streuverhalten ab (Häckel, 2005, 195ff). Sie steht in einer inversen Beziehung zum Verhältnis von diffuser und direkter Strahlung. Durch Variation beider Parameter können sowohl verschiedene Bewölkungsgrade als auch eine wolkenfreie Situation simuliert werden (Fu und Rich, 1999, Huang *et al.*, 2008). Die Tatsache, dass der atmosphärische Transmissionsgrad als Durchschnitt über den gesamten Wellenlängenbereich vom *Solar-Radiation*-Modell hinsichtlich der Seehöhe korrigiert wird, macht eine Anpassung für österreichische Verhältnisse erforderlich. Zusätzlich wird das Verhältnis von diffuser zu direkter Strahlung dem typischen Jahresgang für wolkenlose Bedingungen angepasst.

Grundlage der Kalibrierung ist ein Datenbestand der ZAMG auf Tagesbasis für den Zeitraum 1961 bis 2010 mit über 4,5 Millionen Beobachtungen an insgesamt 782 Messstationen. Für die Anpassung des ArcGIS-*SolarRadiation*-Modells stehen davon 912.227 tägliche Globalstrahlungsmessungen an 285 verschiedenen Stationen zur Verfügung. Wie die zeitliche Verteilung der Beobachtungen in *Abbildung 12* zeigt, nahm die Anzahl an Messungen erst in den letzten 20 Jahren signifikant zu. Dies hat im Wesentlichen damit zu tun, dass in den frühen Jahren nur wenige Stationen über einen Pyranometer verfügten, der mittlerweile an deutlich mehr Wetterstationen installiert wurde.

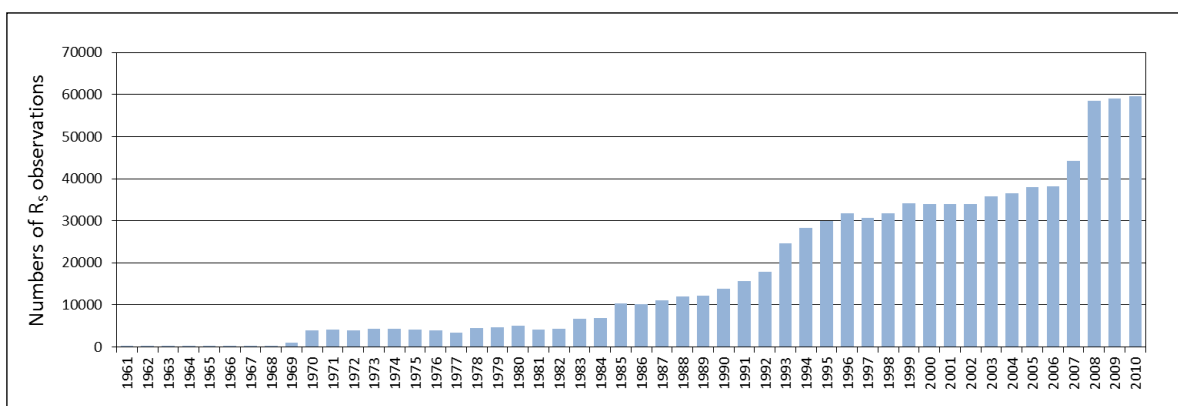


Abbildung 12: Anzahl der täglichen Globalstrahlungsbeobachtungen an den ZAMG-Messstationen

Die Modellkalibrierung erfolgt für jeden Monat unter der Voraussetzung von wolkenlosen Bedingungen. Dazu werden die maximalen Globalstrahlungswerte eines jeweiligen Monats

herangezogen. Um nicht repräsentative Monatsmaxima aufgrund zu weniger Beobachtungen, möglicherweise nur in einem einzigen Jahr, zu vermeiden, wurde eine untere Grenze von mindestens 90 verfügbaren Messungen pro Station und Monat über den gesamten Beobachtungszeitraum eingeführt. Damit ist gewährleistet, dass zumindest zwei bis drei verschiedene Jahre pro Station im Datenbestand vertreten sind. Insgesamt werden durch diese Restriktion 53.479 Beobachtungen ausgeschlossen. Eine weitere Einschränkung betrifft Ausreißer aufgrund möglicher Messfehler. Der im ersten Schritt auf 858.748 Messungen reduzierte Datenbestand wird über die einzelnen Monate gruppiert und mittels 3-Sigma-Test auf Ausreißer hin untersucht. Da hier keine Gruppierung nach Stationen vorgenommen wurde, ist davon lediglich die geringe Anzahl von 83 Beobachtungen betroffen. Von den 285 Stationen verbleiben nach Bereinigung des Datensatzes insgesamt 238 Stationen. Da sich die Strahlungsverhältnisse in höheren Lagen signifikant verändern, werden auch 26 als Bergstationen identifizierte Messstationen ausgeschlossen. Ziel der Kalibrierung der ArcGIS-SolarRadiation-Parameter ist nicht eine räumliche Differenzierung auf Stationsebene, sondern die bestmögliche Approximation an den Jahresgang der maximalen Globalstrahlung mit nur einem einzigen Parametersatz (*Diffuse Proportion* und *Transmittivity*) pro Monat für das gesamte Untersuchungsgebiet. In *Tabelle 4* sind die verfügbaren Beobachtungen sowie die Anzahl der ausgeschlossenen Daten angeführt. Die monatliche Verteilung der Stationsanzahl mit mindestens 90 Messungen zeigt, dass eine umfangreiche und räumlich repräsentative Datengrundlage für die Kalibrierung des Strahlungsmodells zur Verfügung steht.

Tabelle 4: Datengrundlage für die Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells auf Basis langjähriger Beobachtungen der Globalstrahlung (1961 – 2010) an den ZAMG-Messstationen

Beschreibung	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
Bereinigte Beobachtungen (n)	67.203	61.200	73.451	70.939	73.652	71.108	74.286	76.676	73.889	78.038	68.877	69.346
Ausschluss: $n < 90$ Monat ⁻¹ Station ⁻¹	5.717	8.392	4.164	4.178	3.942	4.354	3.598	2.876	3.678	2.038	5.696	4.846
Ausschluss: 3σ -Test Monat ⁻¹	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	41	41
Stationen mit $n \geq 90$ Monat ⁻¹	179	145	202	200	205	200	215	227	219	241	198	207
Stationen mit $n < 90$ Monat ⁻¹	98	131	78	79	73	76	65	53	60	37	79	71

Die korrekte Abbildung der Globalstrahlung im komplexen Gelände setzt die Kenntnis des Verhältnisses von direkter zu diffuser Strahlung voraus. Die direkte Strahlung verändert sich mit wechselnder Exposition sehr stark, während die allgemeine, diffuse Himmelsstrahlung davon kaum betroffen ist. Die Globalstrahlung im abgeschatteten Gelände wird bei wolkenlosen Bedingungen demzufolge vom verbleibenden Anteil der diffusen Strahlung bestimmt. Bei einem höheren Bewölkungsgrad verwischen die Unterschiede zwischen den beiden Strahlungskomponenten zunehmend (Geiger, 1950, 220).

Aus diesem Grund ist eine genaue Untersuchung der Strahlungsverhältnisse unerlässlich. Als Datenbasis steht eine langjährige Beobachtungsreihe von Globalstrahlung und diffuser Strahlung der ZAMG an der Station „Hohe Warte“ in Wien zur Verfügung. Wie bereits bei den gesamtösterreichischen Daten wird auch hier für jeden Monat ein 3-Sigma-Test angewendet, um mögliche Ausreißer zu identifizieren. Damit für die Modellkalibrierung nur jene Tage berücksichtigt werden, welche keine Wolkenbedeckung aufweisen, wird wiederum das monatliche Maximum der Globalstrahlung über die gesamte Zeitreihe ermittelt. Die diffuse Strahlung eines Monats wird als arithmetisches Mittel eines noch weiter eingeschränkten Datensatzes berechnet. Dafür werden nur jene Tage herangezogen, welche ein sehr niedriges Verhältnis von diffuser Strahlung zu Globalstrahlung aufweisen und damit annähernd wolkenlos sind (vgl. Harlfinger und Knees, 2002, 15f). Aus der gesamten Verteilung dieser Verhältniszahlen finden nur Werte zwischen -3σ und $-\sigma$ Berücksichtigung.

Um die Unterschiede zwischen wolkenlosen und getrübbten Bedingungen zu veranschaulichen, wird zusätzlich das Verhältnis von direkter und diffuser Strahlung aus den Mittelwerten des gesamten Datensatzes errechnet. In *Tabelle 5* sind die monatlich zur Verfügung stehenden Beobachtungen sowie die Anzahl der 3-Sigma-Ausreißer angeführt.

Die ermittelten Maximalwerte der Globalstrahlung und die Werte der diffusen Strahlung bei wolkenlosen Bedingungen liefern die für die Kalibrierung notwendigen Anhaltspunkte. Eine bestmögliche Approximation der so selektierten Beobachtungen ist für eine räumliche Anwendung des Strahlungsmodells entscheidend.

Tabelle 5: Datengrundlage für die Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells unter besonderer Berücksichtigung des Verhältnisses von direkter und diffuser Strahlung auf Basis langjähriger Beobachtungen (1951 – 2010) an der ZAMG-Messstation „Hohe Warte“

Beschreibung	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
Bereinigte Beobachtungen (n)	1.756	1.580	1.724	1.680	1.767	1.710	1.767	1.736	1.710	1.736	1.680	1.705
Ausschluss: 3 σ -Test Monat ¹	7	12	10	3	11	9	5	16	7	5	12	10
<i>Datengrundlage für die Kalibrierung der maximalen Globalstrahlung</i>												
$\max(R_s)$ Monat ⁻¹ [MJ m ⁻² Tag ⁻¹]	8,39	13,75	20,69	26,04	30,62	31,40	30,64	27,61	22,01	15,62	9,42	6,55
\bar{R}_{diff} Monat ⁻¹ [MJ m ⁻² Tag ⁻¹]	2,27	3,45	4,61	5,75	6,75	7,16	6,25	5,33	4,24	3,33	2,54	1,99
$P_R := R_{\text{diff}} / R_s$	0,27	0,25	0,22	0,22	0,22	0,23	0,20	0,19	0,19	0,21	0,27	0,30
$n(R_{\text{diff}}) \forall P_R \in \left\{ \left[\mu_{(p)} - 3 \sigma_{(p)}, \mu_{(p)} - \sigma_{(p)} \right] \right\}$	347	328	354	327	329	320	307	300	351	372	327	322
<i>Datengrundlage für die Kalibrierung der durchschnittlichen Globalstrahlung</i>												
\bar{R}_s Monat ⁻¹ [MJ m ⁻² Tag ⁻¹]	3,05	5,56	9,44	14,58	18,54	19,84	19,67	17,13	12,13	7,31	3,32	2,32
\bar{R}_{diff} Monat ⁻¹ [MJ m ⁻² Tag ⁻¹]	2,13	3,58	5,51	7,77	9,25	9,84	9,16	7,91	5,99	3,96	2,29	1,68
$P_R := R_{\text{diff}} / R_s$	0,70	0,64	0,58	0,53	0,50	0,50	0,47	0,46	0,49	0,54	0,69	0,72

R_s = Globalstrahlung; R_{diff} = diffuse Strahlung; P_R = Verhältnis von diffuser Strahlung zu Globalstrahlung

Die Simulationsdaten für die Modellanpassung werden an allen Standorten der ZAMG-Messstationen mit dem ArcGIS-Tool *SolarRadiation* erzeugt. Allerdings werden hier aufgrund der intensiven Rechenprozeduren keine Raster erstellt, sondern das Werkzeug *Points Solar Radiation* eingesetzt. Die Datengrundlagen dafür sind ein DHM und die georeferenzierten Standorte von 212 Messstationen als *FeatureClass*. Die Berechnung der Globalstrahlung erfolgt an den definierten Punkten und wird in Form einer Tabelle ausgegeben. Da nur Monatswerte kalibriert werden, sind die Simulationsdaten auch nur an 12 definierten Tagen zu berechnen. Die Auswahl von möglichst repräsentativen Tagen wurde nach Klein (1977) vorgenommen (vgl. *Tabelle 6*) und von Schaumberger (2005, 48) verifiziert. Die Abweichungen vom 16. Tag im Monat (speziell im Juni und Dezember) begründet Klein (1977) mit einem besseren Zusammenhang von extraterrestrischer Strahlung und Monatsmitteln der Globalstrahlung.

Tabelle 6: Repräsentative Tage für die Berechnung der monatlichen Globalstrahlung

Beschreibung	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
Tag des Jahres	17	47	75	105	135	162	198	228	258	288	318	344
Datum	17.01.	16.02.	16.03.	15.04.	15.05.	11.06.	17.07.	16.08.	15.09.	15.10.	14.11.	10.12.

Die Berechnung der Globalstrahlung an den Stationen wird mit 117 Kombinationen der Parameter *Diffuse Proportion* im Intervall von [0,2; 0,25 .. 0,6] und *Transmittivity* im Intervall von [0,3; 0,35 .. 0,9] pro Monat durchgeführt. Die relevante Variationsbreite der beiden Parameter ist damit ausreichend abgedeckt. Drei ineinander geschachtelte Schleifen (Monat, *Diffuse Proportion* und *Transmittivity*) liefern als Ergebnis jeder Iteration eine *FeatureClass*, welche die berechnete Globalstrahlung an jedem Punkt (Messstation) enthält. Sämtliche Ergebnisse werden anschließend zu einer gemeinsamen Tabelle zusam-

mengefügt. Für die Kalibrierung eines einheitlichen Parametersatzes für ganz Österreich wird anschließend der monatliche Mittelwert über alle Stationsergebnisse gebildet. Das Verhältnis von direkter und diffuser Strahlung auf Basis von Messwerten an der Wiener Station „Hohe Warte“ wird ebenfalls anhand von Simulationsdaten geprüft. Dazu ist die Generierung von Ergebnissen aus der *SolarRadiation*-Berechnung in der oben beschriebenen Weise notwendig. Zusätzlich muss dafür auch die vom Modell errechnete direkte und diffuse Strahlung ausgegeben werden.

Die Grundlagen für den Fitting-Prozess bilden einerseits ein Mittelwertvergleich zwischen Simulations- und Beobachtungsdaten über die gesamten Stationen und andererseits eine Berechnung des mittleren quadratischen Fehlers (*RMSE*). In einem ersten Schritt werden für jeden Monat jene Parameterkombinationen gesucht, welche sowohl die geringste Mittelwertdifferenz als auch den kleinsten *RMSE* aufweisen. Im nächsten Schritt wird dieses Ergebnis auf die Messdaten der Station „Hohe Warte“ angewendet. Hier wird nun versucht, ein optimales Fitting der Verhältniswerte von direkter und diffuser Strahlung bei gleichzeitig möglichst geringer Abweichung vom Optimum der für alle anderen Stationen gerechneten Mittelwertdifferenz und des *RMSE* zu erreichen. Das Ziel dieses Prozesses ist eine optimale Approximation der maximalen Globalstrahlung an allen Messstationen unter der Voraussetzung eines korrekten Verhältnisses zwischen direkter und diffuser Strahlung.

2.2.1.3 Implementierung des Strahlungsmodells

Die Grundlage für die rasterbasierte Anwendung des *SolarRadiation*-Modells ist ein DHM. In der vorliegenden Arbeit wird mit einer Auflösung von 250 Metern gearbeitet. Diese ist für eine exakte Abgrenzung des Sichtbereiches zwar relativ niedrig, jedoch aus Kompatibilitätsgründen mit den anderen entwickelten Modellen unumgänglich. Ein großer Nachteil dieser Auflösung ist die Glättung der Expositions- und Hangneigungsinformation in den Rasterzellen, welche die Genauigkeit der zum Teil geometrisch definierten direkten Strahlung vermindert (vgl. Thompson, 2003). Bei der Wahl der Auflösung ist das Laufzeitverhalten der relativ komplexen Rechenprozeduren ein nicht zu unterschätzender Faktor. Die Bearbeitung von Rasterdaten mit 250 Metern Auflösung ist mit Standardcomputersystemen unter Anwendung der hier entwickelten Software für ein Untersuchungsgebiet der Größe Österreichs gerade noch zu bewältigen.

Das ArcGIS-*SolarRadiation*-Tool ist für die Berechnung kleiner Gebiete ausgelegt. In der Softwaredokumentation von ArcGIS Desktop 10 wird dies wie folgt beschrieben: „*Because insolation calculations can be time consuming, it is important to be sure all parameters are correct. Calculation for a large digital elevation model (DEM) can take hours, and a very large DEM could take days.*“ Im Zuge dieser Arbeit musste festgestellt werden, dass eine Bearbeitung von knapp 84.000 km² in 250 Metern Auflösung nicht nur ein Laufzeitproblem darstellt, sondern mit einem Standardcomputer aufgrund von speicherbedingten Systemabstürzen schlichtweg unmöglich ist. Es wurde daher ein Algorithmus entwickelt, welcher in der Art eines *Moving Windows* die gesamte Berechnungsfläche in Kacheln unterteilt, jede Kachel für sich unter Einbeziehung der jeweiligen *SolarRadiation*-Methoden aus der ArcObjects-Bibliothek berechnet und die Ergebnisse abschließend wieder zu einem gemeinsamen Raster zusammenführt. Die ressourcenschonende Applikation durch Teilung des Untersuchungsgebietes wurde unter anderem auch von Tabik *et al.* (2007) für ihre großräumigen Strahlungsberechnungen angewendet. In *Abbildung 13* ist das Konzept des implementierten Programmablaufs grafisch dargestellt.

Bei der Entwicklung wurde besonders darauf Wert gelegt, dass die Software universell und flexibel einsetzbar ist. Auf diese Weise kann jedes beliebige DHM, unabhängig von dessen

Größe, für die Berechnung der Globalstrahlung herangezogen werden. Der Benutzer hat neben der Bereitstellung des DHM lediglich drei Parameter zu setzen:

- Kantenlänge der Kachel des Berechnungsgebietes (Calculation tile)
- Kantenlänge der Kachel des Strahlungsergebnisses (Global radiation result tile)
- Auflösung des Ergebnizrasters (unabhängig von der Auflösung des DHM)

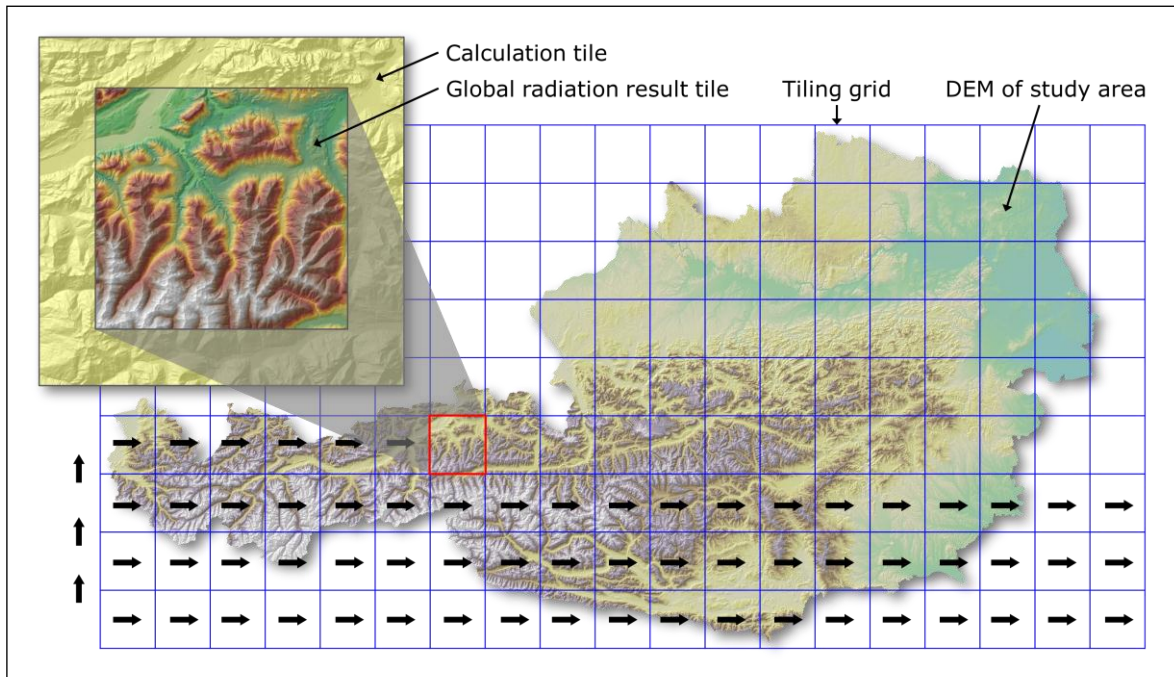


Abbildung 13: Schematische Darstellung der Anwendung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells für große Untersuchungsgebiete am Beispiel Österreichs

Mit der Kantenlänge der Strahlungsergebniskachel (b) wird die Teilungsmatrix (Tiling grid) festgelegt, welche das DHM des gesamten Untersuchungsgebietes auf kleinere Einheiten aufteilt, um die Globalstrahlungsberechnung für jede Einheit getrennt und in möglichst kurzer Zeit durchführen zu können. Die laufzeitkritische Situation entsteht nämlich dadurch, dass die einzelnen Sichtlinien für die Berechnung der Horizontabschattung über das gesamte DHM laufen. Wird beispielsweise die Abschattung einer Zelle in Vorarlberg bestimmt, ist es nicht notwendig, die Sichtlinie bis nach Wien und darüber hinaus auszuweiten. Die Bildung kleiner Einheiten ist deshalb eine sinnvolle und notwendige Maßnahme. Dazu wird die Ausdehnung des zu berechnenden DHM in Relation zu der vom Benutzer definierten Größe der Ergebniskachel gesetzt und als Matrix über das DHM gelegt. Um die optimale Abdeckung mit der geringstmöglichen Anzahl an Kacheln zu erreichen, ist es dem Algorithmus erlaubt, die Kantenlänge der Kachel unter Berücksichtigung der vorgegebenen Auflösung (c) geringfügig zu verändern. Dies trifft dann zu, wenn die gesamte Fläche mit der vorgegebenen Kantenlänge des Ergebnisgebietes nicht restfrei geteilt werden kann. Die Optimierung der Teilungsmatrix erfolgt automatisch und passt sich an die Größe des bereitgestellten DHM an. Die Berechnungsdauer erhöht sich zwar mit zunehmender Ausdehnung des DHM und damit auch die Anzahl von Kacheln (bei konstant bleibender Kantenlänge), die Laufzeitkomplexität der Strahlungsberechnung selbst verhält sich allerdings linear.

Die Kantenlänge der Kachel des Strahlungsergebnisses (b) ist notwendigerweise kleiner als die des Berechnungsgebietes (a), da die Abschattungseffekte im Randbereich des Strah-

lungsergebnisses nur aus den umgebenden Höheninformationen berechnet werden können. Wird die Horizontabschattung (vgl. *Abbildung 11a*) beispielsweise für die erste Zelle im oberen linken Eck bestimmt, muss das nördlich und westlich liegende Gelände ebenso einbezogen werden wie das südlich und östlich gelegene Gebiet innerhalb der Ergebniskachel. Die Differenz zwischen beiden Kacheln und damit die Breite des Rahmens für die Berücksichtigung der Abschattung sollte für eine Anwendung in Österreich nicht kleiner als zehn Kilometer sein. Größere Differenzen führen allerdings zu keinen signifikanten Verbesserungen und sind in Anbetracht der ohnehin aufwendigen Rechenprozedur nicht sinnvoll.

Die eigentliche Berechnung der Globalstrahlung mit dem ArcGIS-*SolarRadiation*-Modell wird für alle Zellen der Ergebniskachel (b) durchgeführt, wobei für die Horizontabschattung sämtliche Rasterzellen des Berechnungsgebietes (a) herangezogen werden. Der Algorithmus iteriert über alle Spalten und Zeilen der Teilungsmatrix, beginnend mit der linken untersten Kachel. Ist die Berechnung für die letzte Kachel der ersten Zeile beendet, wird die Zeilenzahl um eins erhöht und die Berechnung beginnt wieder mit der linken Kachel (vgl. *Abbildung 13*). Die Ausdehnung und Position der einzelnen Zellen in der Teilungsmatrix wird im ESRI-*Shape*-Format persistent gehalten und bei jeder Iteration über die Spalten und Zeilen als Maske dem *SolarRadiation*-Werkzeug übergeben. Die Einschränkung auf das Berechnungsgebiet (b) wird als *Extent*-Definition in den *Raster Analysis Environments* gesetzt. Es handelt sich also bei dieser Methode nicht um eine physische, sondern um eine virtuelle Teilung des Untersuchungsgebietes, welche lediglich durch Setzen von Masken und *Extent*-Koordinaten herbeigeführt wird. Das Berechnungsergebnis eines Iterationsschrittes wird im Anschluss in einer zu Beginn erstellten leeren Rasterdatei gespeichert. Nach und nach füllt sich dieser Datensatz und bildet am Ende das Gesamtergebnis in der ursprünglichen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes ab.

Die Größe einer Kachel des Strahlungsergebnisses beträgt in der vorliegenden Arbeit 30 x 30 km. Die notwendige Topografieinformation für die ordnungsgemäße Berücksichtigung der Abschattung an den Rändern dieses Bereiches wird aus einem zehn Kilometer breiten Rahmen um die jeweilige Kachel entnommen; dies entspricht einem Berechnungsgebiet in der Ausdehnung von 50 x 50 km. Die Berechnung für die gesamte Fläche von Österreich benötigt bei einer Auflösung von 250 Metern auf einem durchschnittlich leistungsfähigen Computer etwa 1,5 Stunden.

2.2.1.4 Räumliche Interpolation der Globalstrahlung

Die mit dem ArcGIS-Werkzeug *SolarRadiation* erzeugten Daten der Globalstrahlung berücksichtigen zwar näherungsweise die atmosphärische Situation durch die beiden Parameter *Diffuse Proportion* und *Transmittivity*, diese sind jedoch auf wolkenlose Bedingungen abgestimmt. Die Intensität der Strahlung wird maßgeblich von der Wolkenbedeckung beeinflusst; diese muss bei einer Anwendung für Vegetations- und Ertragsdynamikmodelle einbezogen werden. Die Beobachtungen der Globalstrahlung an den Messstationen beinhalten die unterschiedliche Trübung der Atmosphäre und repräsentieren damit jene Strahlungsenergie, welche tatsächlich auf die Erdoberfläche gelangt. Bevor diese Daten in räumlichen Modellen Verwendung finden können, ist die Übertragung der standortbasierten Beobachtungen auf kontinuierliche Oberflächen notwendig. In der vorliegenden Arbeit wird für die Interpolation der Globalstrahlung *Ordinary Kriging* mit einem sphäroidischen Semivariogrammodell verwendet (vgl. Rehman und Ghorri, 2000).

Die Repräsentativität des für die Oberflächenschätzung zugrunde liegenden geostatistischen Modells (Semivariogramm-Funktion) nimmt mit der Anzahl und Dichte der Messpunkte zu. Eine möglichst umfangreiche Grundgesamtheit ist demnach für die Qualität der

aus den Messdaten generierten Rasteroberfläche entscheidend. Wie *Abbildung 12* zeigt, ist die Verfügbarkeit von Globalstrahlungsmessungen hauptsächlich vor 1995 sehr beschränkt gegeben. Die Anwendung eines Modells zur Schätzung der Globalstrahlung aus anderen meteorologischen Parametern ist demnach ein naheliegendes Erfordernis. Neben der Verwendung von Temperatur, Niederschlag und Wolkenbedeckung zur Schätzung der Strahlung (Abraha und Savage, 2008, Diodato und Bellocchi, 2007, Hunt *et al.*, 1998, Supit und van Kappel, 1998) ist die Sonnenscheindauer der bedeutendste Schätzparameter. Die einfache Beziehung zwischen Sonnenscheindauer und Globalstrahlung basiert auf einer Gleichung von Ångström (1924) mit einer Erweiterung von Prescott (1940). Als Ångström- Prescott-Formel bekannt, findet sich dieser Ansatz seit vielen Jahren in zahlreichen Arbeiten und Anwendungen unterschiedlichster Disziplinen. Um die Stützstellen für die Interpolation der Globalstrahlung zu verdichten, wird auch in der vorliegenden Arbeit die Sonnenscheindauer herangezogen und nach Ångström- Prescott verarbeitet.

In *Abbildung 14* ist die geografische Verteilung von Messstationen der ZAMG am Beispiel der verfügbaren Parameter für Globalstrahlung und Sonnenscheindauer für das Jahr 2000 dargestellt. In *Tabelle 7* finden sich die dafür berechneten statistischen Kennwerte.

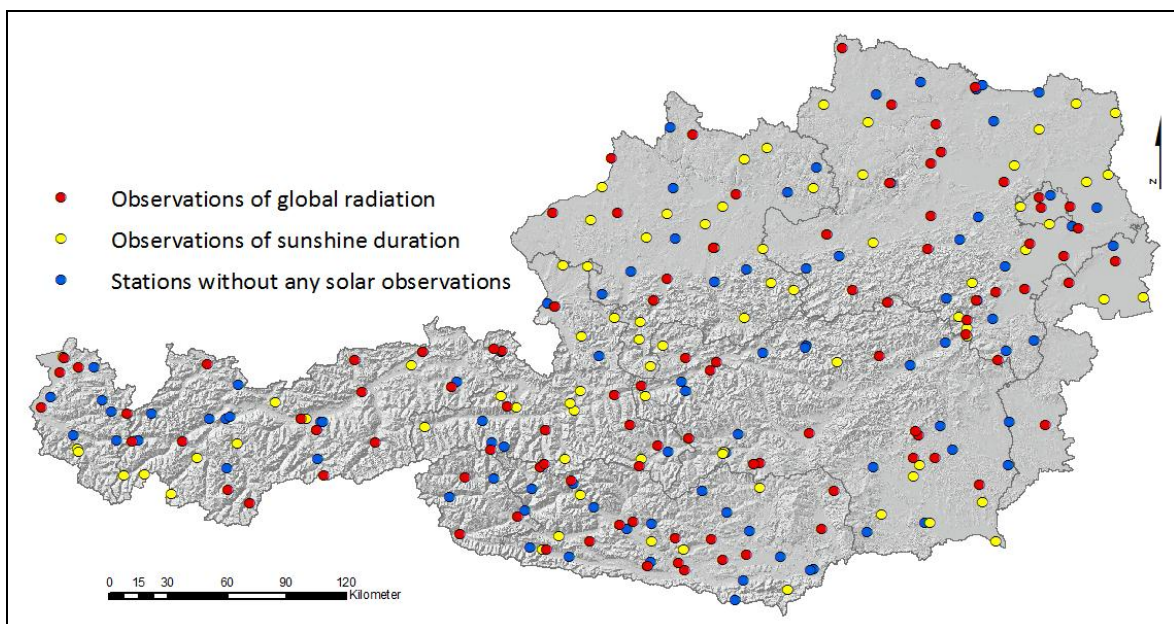


Abbildung 14: Räumliche Verteilung der ZAMG-Messstationen und Klassifizierung nach Verfügbarkeit von Globalstrahlung und Sonnenscheindauer für das Jahr 2000

Die mittlere Nachbarschaftsdistanz der Globalstrahlungs-Messstationen beträgt knapp 16 km, kann jedoch bei Verwendung der Sonnenscheindauer-Messstationen und einer dort durchgeführten Schätzung der Globalstrahlung nach Ångström- Prescott auf 11,8 km verringert werden. Die Werte für *Nearest Neighbour Ratio* und *z-score* weisen auf eine Cluster-Verteilung der Stationen hin, die in allen Fällen signifikant ist, wobei *z-score* hier und in den folgenden Auswertungen als Maßzahl für den Test auf statistische Signifikanz für die Annahme bzw. Ablehnung der Nullhypothese „zufällige Verteilung“ steht und sich auf die standardisierte Normalverteilung bezieht. Die beobachtete Clusterbildung ist hauptsächlich auf die räumlich eingeschränkte und meist vorgegebene Lage der Stationen in den Tälern des Alpen-Hauptkammes zurückzuführen. Wird beispielsweise die Verteilung nur für das Land Oberösterreich untersucht, beträgt die *Nearest Neighbour Ratio* 1,23 mit einem *z-score* von 2,56; dies deutet auf regelmäßig verteilte Stationen bei einem Signifikanzwert (*p-value*) von 0,010 hin. Im Jahr 2000 verbleiben von den 274 Messstationen

noch 93 Stationen, die weder Messungen der Globalstrahlung noch der Sonnenscheindauer aufweisen. Auf diese muss bei der Interpolation verzichtet werden, da eine weitere Modellierung mit anderen meteorologischen Parametern wie Temperatur oder Wolkenbedeckung nicht durchgeführt wird.

Tabelle 7: Statistische Kennwerte zur räumlichen Verteilung der ZAMG-Messtationen differenziert nach Beobachtungen von Globalstrahlung und Sonnenscheindauer im Jahr 2000

Messtationen im Jahr 2000	Anzahl	Observed Mean Distance	Expected Mean Distance	Nearest Neighbour Ratio	z-score	p-value
Gesamt	274	9.059,83	11.562,37	0,78	-6,85	0,000
Messung der Globalstrahlung (R_s)	98	15.933,24	17.732,51	0,90	-1,92	0,055
Messung der Sonnenscheindauer (n) ohne R_s	83	16.367,41	19.760,55	0,83	-2,99	0,000
Kombination von R_s und n	178	11.795,95	14.345,38	0,82	-4,54	0,003

Trnka *et al.* (2005) haben verschiedene Ansätze getestet und zeigen, dass Ångström-*Prescott* die besten Ergebnisse für die Schätzung der Globalstrahlung liefert. In der vorliegenden Arbeit wird die Sonnenscheindauer ebenfalls als Näherungsparameter verwendet. Vor allem auch deshalb, weil hier Tageswerte benötigt werden und sich alternative Modelle meist auf Monatswerte beziehen (vgl. Meza und Varas, 2000).

In der Ångström-*Prescott*-Formel finden sich zwei Koeffizienten (a_s und b_s), welche jene Fraktion der extraterrestrischen Strahlung beschreiben, die unter wolkenlosen Bedingungen die Erdoberfläche erreicht (atmosphärische Durchlässigkeit). Für die Anwendung in unterschiedlichen Gebieten werden die beiden Ångström-Koeffizienten oft eigens kalibriert (Almorox *et al.*, 2005, Hasenfratz, 2006, 19f, Iziomon und Mayer, 2002, Tadros, 2000), in der vorliegenden Arbeit jedoch nach der Empfehlung von Allen *et al.* (1998, 50) mit $a_s = 0,25$ und $b_s = 0,50$ umgesetzt. Sämtliche Gleichungen zur Berechnung der Globalstrahlung R_s [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$] sind Allen *et al.* (1998, 41ff) entnommen:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (2.2.1-1)$$

n bezeichnet die aktuelle, N die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer [h]. R_a ist die extraterrestrische Strahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$] und wird auf Tagesbasis wie folgt berechnet:

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{SC} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (2.2.1-2)$$

wobei G_{SC} die Solarkonstante $0,0820$ [$\text{MJ m}^{-2} \text{min}^{-1}$], d_r die inverse relative Distanz Erde-Sonne [rad] (2.2.1-3), δ die Sonnendeklination [rad] (2.2.1-4), ω_s den Stundenwinkel der Sonne bei Sonnenuntergang [rad] sowie φ die geografische Breite [rad] bezeichnen. Die inverse relative Distanz Erde-Sonne d_r und die Sonnendeklination δ sind gegeben durch:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} J \right) \quad (2.2.1-3)$$

$$\delta = 0.409 \sin \left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39 \right) \quad (2.2.1-4)$$

wobei J den Tag des Jahres im Wertebereich von 1 bis 365 oder 366 bezeichnet. Die Konstante von 365 in den Gleichungen 2.2.1-3 und 2.2.1-4 wird auch in Schaltjahren nicht verändert (Allen *et al.*, 2005b, 24).

Der in (2.2.1-2) verwendete Stundenwinkel ω_s [rad] ist gegeben durch:

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (2.2.1-5)$$

Die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer N [h] ergibt sich aus der Gleichung:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (2.2.1-6)$$

Als astronomisch mögliche Sonnenscheindauer wird N hier ohne Berücksichtigung der topografischen Abschattung bestimmt und hat deshalb in Abhängigkeit der Reliefenergie eine Unterschätzung der in 2.2.1-1 berechneten Globalstrahlung zur Folge.

2.2.1.5 Berechnung des Globalstrahlungsfaktors

In den Einstellungen des ArcGIS-*SolarRadiation*-Tool kann die Berücksichtigung von Exposition und Hangneigung ein- und ausgeschaltet werden. Mit der Option *FROM_DEM* werden diese aus dem bereitgestellten DHM errechnet und in das Modell einbezogen. Die zweite Option *FLAT_SURFACE* setzt die beiden Parameter auf null. Die geometrische Beziehung zwischen Strahlungswinkel und bestrahlter Oberfläche wird dadurch massiv beeinflusst. In *Abbildung 15* wird dieser Zusammenhang vereinfacht dargestellt. Während die diffuse Strahlung weitgehend isotrop ist und deshalb auf die geneigte Geländeoberfläche in gleicher Weise, wie auf die horizontale Fläche wirkt, sind die Effekte bei der direkten, anisotropen Strahlung vor allem in Monaten mit niedrigem Sonnenstand erheblich.

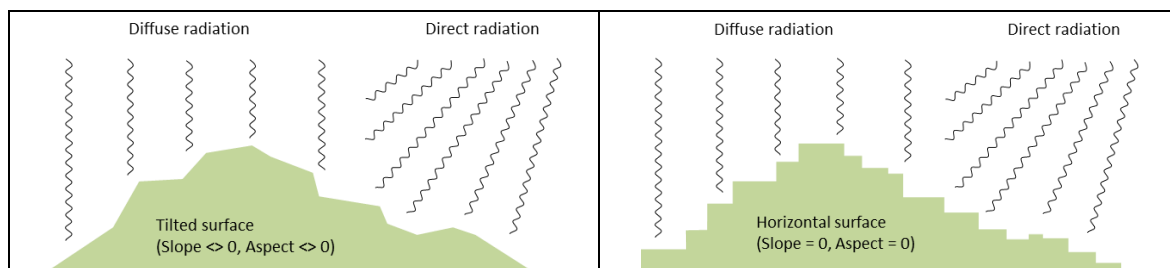


Abbildung 15: Berücksichtigung der Geländeform durch das ArcGIS-*SolarRadiation*-Modell

Alsamamra *et al.* (2009) haben sich mit Interpolationstechniken für die Globalstrahlung auseinandergesetzt und die Methoden *Ordinary Kriging* und *Residual Kriging* miteinander verglichen. Speziell im komplexen Gelände wird eine wesentliche Verbesserung gegenüber der Interpolation mit *Ordinary Kriging* durch Einbeziehung der Abschattung als zusätzliche Information erreicht. Auch in der vorliegenden Arbeit wird die Horizontabschattung auf Basis eines DHM ermittelt und zur Erklärung der topografiebedingten Strahlungsvariabilität verwendet. Im Gegensatz zu Alsamamra *et al.* (2009), welche die Strahlung zusammen mit externen Variablen, hauptsächlich der Abschattungsinformation, einer Regressionsanalyse unterziehen und die Residuen mittels *Kriging* interpolieren, wird hier der externe Effekt Abschattung in einem eigenen Modell gerechnet.

Unter Verwendung der Kalibration für wolkenlose Bedingungen (vgl. Abschnitt 2.2.1.2) wird die Globalstrahlung für ganz Österreich an den ausgewählten Monatstagen nach Klein (1977) einmal mit der Einstellung *FROM_DEM* (\mathbf{R}_T) und einmal mit *FLAT_SURFACE* (\mathbf{R}_H) wie in Abschnitt 2.2.1.3 dargestellt, gerechnet (Variablen der Rasteroberflächen in Matrixnotation). Das Verhältnis beider Rasteroberflächen in der Form

$$\mathbf{R}_f = \frac{\mathbf{R}_T}{\mathbf{R}_H} \quad (2.2.1-7)$$

ergibt einen Faktor (\mathbf{R}_f), der die topografiebedingte Abschattung der Globalstrahlung unter Berücksichtigung des Verhältnisses von direkter und diffuser Strahlung bei wolkenlosen

Bedingungen beschreibt. Kudish *et al.* (1982) setzen in ähnlicher Weise die Strahlung auf geneigter und horizontaler Fläche in Relation. Ihre Zielsetzung ist jedoch, den Anteil der diffusen Strahlung aus dem Verhältnis der auf unterschiedlicher Oberfläche gemessenen Globalstrahlung zu ermitteln. In der vorliegenden Arbeit ist hingegen die Globalstrahlung unbekannt und wird aufgrund der entsprechenden Kalibrierung unter Anwendung eines näherungsweise bekannten Verhältnisses von direkter und diffuser Strahlung mithilfe des ArcGIS-SolarRadiation-Modells errechnet. Die Unterschiede in den Ergebnissen reflektieren den Einfluss der Abschattung bzw. der Geometrie zwischen Strahlungsquelle (Sonne) und bestrahlter Oberfläche gemäß Lambertschem Gesetz.

2.2.1.6 Kombination von räumlicher Interpolation und Globalstrahlungsfaktor

Die Interpolation der täglich beobachteten Globalstrahlung beinhaltet den aktuellen Trübungsgrad der Atmosphäre und damit implizit die Wolkenbedeckung. Der Globalstrahlungsfaktor hingegen bildet die topografische Abschattung unter wolkenlosen Bedingungen ab. Mit der Kombination beider Modelle ergibt sich ein vollständiges Bild der aktuellen Globalstrahlung unter Berücksichtigung von Bewölkung, Exposition, Hangneigung, Tages- und Jahreszeit. Es muss betont werden, dass Kalibrierung und Modellansätze auf durchschnittlichen Werten beruhen und deshalb Näherungen der Wirklichkeit sind.

In einem ersten Schritt ist der Globalstrahlungsfaktor der tatsächlichen Strahlungssituation anzupassen. Weicht die Globalstrahlung vom Maximum ab, das heißt, wird sie durch Bewölkung reduziert, wirkt sich dies auch auf den Globalstrahlungsfaktor aus, der nur für eine absolut wolkenlose Situation gültig ist. Das Verhältnis von direkter und diffuser Strahlung muss sich entsprechend verändern. Wird die interpolierte Globalstrahlung nämlich mit dem nicht angepassten Faktor kombiniert, erfolgt eine Angleichung an den wolkenlosen Zustand. Der multiplikative Zuschlag für südexponierte Lagen ist je nach jahreszeitlich bedingtem Einstrahlungswinkel hoch. Auch für abgeschattete Flächen ist ein hoher Abschlagswert für die Reduktion der Globalstrahlung erforderlich, da die diffuse Strahlung, welche im abgeschatteten Bereich wirkt, nur einen geringen Anteil an der Globalstrahlung hat. Bei einer bewölkten Situation muss sich der Zuschlag auf Südhängen aufgrund einer niedrigen Direktstrahlung reduzieren und im Gegenzug der Abschlagsfaktor für die topografische Abschattung erhöhen, da nun auch hier ein größerer Anteil an diffuser Strahlung vorhanden ist. Der Globalstrahlungsfaktor nähert sich also unter bewölkten Bedingungen immer mehr dem Wert eins an, welcher bei einer multiplikativen Kombination mit der interpolierten Globalstrahlung keine topografiebedingte Änderung bewirkt.

Die aktuelle Globalstrahlung eines Tages (\mathbf{R}_s) ist dazu abzüglich der minimalen Globalstrahlung (\mathbf{R}_{min}) in ein Verhältnis zum maximalen Wertebereich der Globalstrahlung ($\mathbf{R}_{max} - \mathbf{R}_{min}$) zu setzen:

$$\mathbf{F}_R = \frac{\mathbf{R}_s - \mathbf{R}_{min}}{\mathbf{R}_{max} - \mathbf{R}_{min}} \quad (2.2.1-8)$$

Die Fraktion (\mathbf{F}_R) von aktueller Globalstrahlung und maximalem Wertebereich wird auf den Globalstrahlungsfaktor für wolkenlose Bedingungen (\mathbf{R}_f) angebracht:

$$\mathbf{R}_F = \begin{cases} ((\mathbf{R}_f - 1) \mathbf{F}_R) + 1 & \mathbf{R}_f \geq 1 \\ 1 - ((1 - \mathbf{R}_f) \mathbf{F}_R) & \mathbf{R}_f < 1 \end{cases} \quad (2.2.1-9)$$

Der Globalstrahlungsfaktor (\mathbf{R}_f) wird bei Werten über eins, welche einen Zuschlag zur Globalstrahlung (\mathbf{R}_s) bewirken, durch den Fraktionswert (\mathbf{F}_R) reduziert und bei Werten

unter eins erhöht. Es findet also auf beiden Seiten der durch eins getrennten Skala eine Verschiebung gegen eins statt und damit eine Anpassung des Globalstrahlungsfaktors an die aktuellen atmosphärischen Bedingungen (\mathbf{R}_F). Die Effekte des geneigten Geländes werden sowohl im Einflussbereich der direkten Strahlung als auch im Abschattungsbereich in Abhängigkeit des Fraktionswertes (\mathbf{F}_R) verringert.

Für die Bestimmung des monatlichen Minimums und Maximums der Globalstrahlung wurde die gesamte Zeitreihe der Messungen zwischen 1961 und 2010 ausgewertet, wobei auch hier die Ausreißer mittels 3-Sigma-Test identifiziert und ausgeschlossen wurden. Mittels linearer Interpolation zwischen den Monatswerten wird die obere und untere Grenze auf Tagesbasis gebildet und in Beziehung zu den Tageswerten der Globalstrahlung gesetzt. In *Abbildung 16* ist am Beispiel der Messstation Gumpenstein der Jahresverlauf von langjährigem Minimum und Maximum sowie der täglichen Beobachtungen aufgetragen. Die Fraktion zwischen Globalstrahlungsmaximum und aktueller Globalstrahlung wird hier zweimal überschritten bzw. das Minimum einige Male unterschritten. Für diese Fälle wird der Fraktionswert mit 1,0 bzw. 0,0 begrenzt.

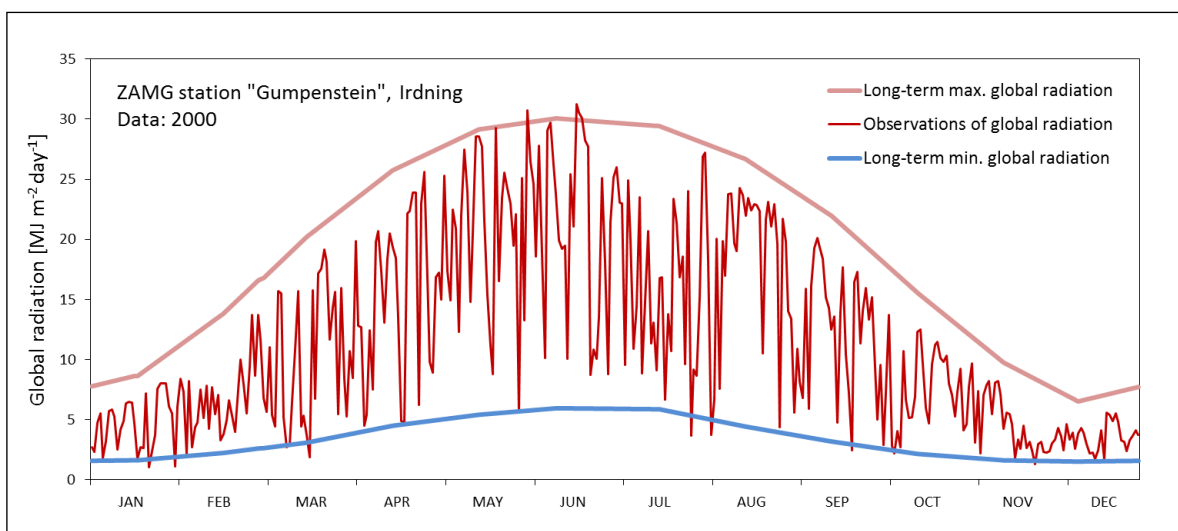


Abbildung 16: Beobachtungen der Globalstrahlung im Jahr 2000 sowie langjährige Mittelwerte der minimalen und maximalen Globalstrahlung an der Station Gumpenstein

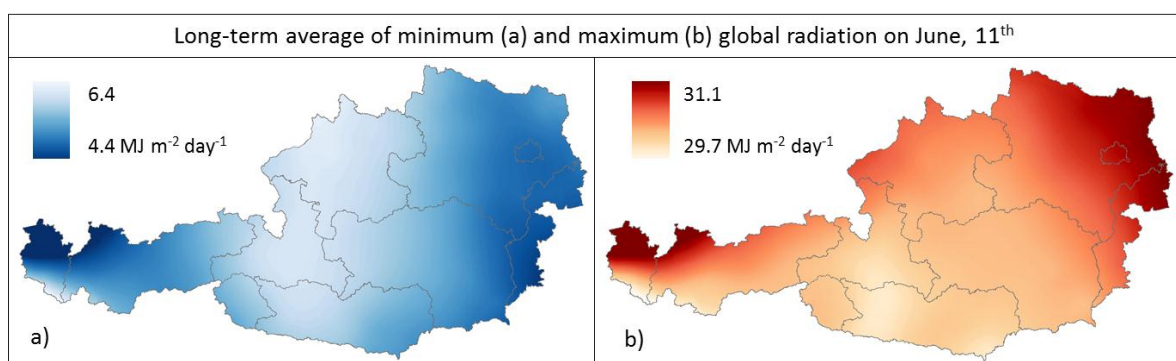


Abbildung 17: Local Polynomial Interpolation (first-order) langjähriger Mittelwerte der minimalen und maximalen Globalstrahlung am Beispiel des 11. Juni

Die räumliche Implementierung erfordert die Anwendung der Gleichung 2.2.1-8 auf Geodaten und damit eine Interpolation der an den Messstationen bestimmten langjährigen minimalen und maximalen Globalstrahlung. Die aktuelle Globalstrahlung (\mathbf{R}_s) ist nach den in

Abschnitt 2.2.1.4 erläuterten Methoden als Rasteroberfläche verfügbar. Die Rasteroberflächen \mathbf{R}_{max} und \mathbf{R}_{min} für den Wertebereich als Basis der Fraktion (\mathbf{F}_R) werden mit der ArcGIS-Extension *Geostatistical Analyst* und der Funktion *Local Polynomial Interpolation (first-order polynomial fit)* berechnet. Ziel ist die Generierung einer stark geglätteten Oberfläche, welche jedoch auch die räumliche Änderung des langjährigen Trends andeutet. In *Abbildung 17* werden die beiden Raster am Beispiel des 11. Juni dargestellt. In Kombination mit den Rasteroberflächen der täglichen Globalstrahlung ist damit die Berechnung einer Fraktionswerteoberfläche möglich, welche der Anpassung des räumlichen Globalstrahlungsfaktors dient ($\mathbf{R}_f \rightarrow \mathbf{R}_F$). Die Ergebnisse aus der Strahlungsmodellierung werden unter anderem im Zuge des nachfolgend beschriebenen Modells der Lufttemperatur für eine Berücksichtigung von expositions- und inklinationsbedingten Unterschieden der thermischen Verhältnisse im komplexen Gelände herangezogen.

2.2.2 Räumliches Modell der Lufttemperatur

2.2.2.1 Allgemeines

Für die Lebensprozesse von Pflanzen ist neben der Strahlung, welche neben der Fotosynthese auf die Fotostimulation von Biosynthesen (Chlorophyllbildung, Enzymsynthese, usw.), die Fotoindikation (Auslösen von Entwicklungsschritten) und den Fotoperiodismus wirkt, eine ausreichende Wärme die Grundvoraussetzung. Alle wichtigen Vorgänge der Pflanzenentwicklung und des Wachstums, beginnend bei der Keimung, der vegetativen und generativen Phasen bis hin zur Seneszenz werden unter anderem über die Temperatur gesteuert (Larcher, 1994, 222ff). Die Luft- und Bodentemperaturen korrelieren in hohem Maße mit der solaren Strahlungsintensität. Sowohl die jährlichen als auch die täglichen Schwankungen reflektieren die Veränderungen des strahlungsbedingten Energiehaushaltes der Erdoberfläche. Der Nettobetrag von kurzweiliger Sonnenstrahlung und langweiliger Strahlung (Strahlungsbilanz) ist somit für die regionalen Temperaturunterschiede ausschlaggebend (Häckel, 2005, 246f). Ahrens (2007, 71) nennt für großräumige Unterschiede vier maßgebliche Haupteinflussfaktoren:

- a) Geografische Breite
- b) Verteilung von Land und Wasser
- c) Meeresströmungen
- d) Seehöhe

In der vorliegenden Arbeit wird die tägliche Lufttemperatur für Österreich modelliert. Die auf globale Maßstäbe ausgerichteten Faktoren müssen deshalb für die Umsetzung in der vorliegenden Arbeit diskutiert werden.

Ad a) Die geografische Breite spielt für Österreich mit einer Abdeckung von nur knapp drei Breitengraden ($46^\circ 20'$ bis $49^\circ 1'$) eine untergeordnete Rolle. Der Unterschied in der Länge der astronomischen Sonnenscheindauer zum Zeitpunkt der Sonnenwende beträgt zwischen südlichem und nördlichem Punkt 22,8 Minuten (berechnet mit dem ArcGIS-*SolarRadiation*-Tool). Ein signifikanter Einfluss auf die Temperaturverteilung ist auszuschließen und aufgrund von Überlagerungen durch andere Effekte nicht verifizierbar.

Ad b) Das von Ahrens (2007, 71) angesprochene Verhältnis zwischen Land und Wasser zielt hauptsächlich auf den maritimen Einfluss ab. In Österreich kommt es bestenfalls rund um größere Seen durch die höhere spezifische Wärmekapazität des Wassers zu kleinklimatischen Effekten, deren Wirksamkeit im Winter durch das Einfrieren vieler inneralpiner Seen sowie des Neusiedlersees relativiert wird. Von Hiebl *et al.* (2009) wird der Einfluss

von Seen als geringfügig bezeichnet, allerdings in deren Modellierung von langjährigen Monatsmittelwerten einbezogen. Für die in der vorliegenden Arbeit notwendige tägliche Temperaturinterpolation ist eine Ableitung von entsprechenden Gradienten nicht möglich und wird deshalb auch vernachlässigt. Die Entfernung zum nächstliegenden Meer ist außerdem zu groß, um von einem direkten Küsteneinfluss profitieren zu können. Hiebl *et al.* (2009) berücksichtigen für ihre klimatischen Temperaturoberflächen diesen Einfluss beispielsweise bis zu einer Distanz von acht Kilometern; die kürzeste Entfernung an die Adria (Triest) beträgt von der Grenze Kärntens etwas mehr als 80 km.

Ad c) Die für das Klima Europas wichtigste Meeresströmung ist der Nordatlantikstrom als Verlängerung des Golfstroms. Mehr als ein direkter Einfluss von Meeresströmungen ist jedoch die Nordatlantische Oszillation (NAO) für das mitteleuropäische Wettergeschehen von Bedeutung und somit auch für jenes von Österreich. Nach Marshall *et al.* (2001) steht die NAO in einem gewissen Zusammenhang mit den Meeresströmungen im Nordatlantik. Bei der NAO handelt es sich um die Wirkung unterschiedlicher Luftdruckverhältnisse über dem Atlantik, die mithilfe eines Index zwischen Islandtief und Azorenhoch beschrieben wird. Vor allem im Frühjahr ist ein Zusammenhang zwischen phänologischen Phänomenen in Europa und der NAO erkennbar (Hense und Glowienka-Hense, 2008). Neben den Monatsmittelwerten von Temperatur und den Monatssummen des Niederschlags wird der NAO-Index häufig dazu verwendet, phänologische Eintrittszeitpunkte zu erklären (Aasa *et al.*, 2004, Ahas und Aasa, 2006, Menzel, 2003, Menzel *et al.*, 2005, Menzel, 2007). Im Gegensatz zur phänologischen Modellierung, welche akkumulierte Wetterdaten auswertet, kann die NAO für die Berechnung von täglichen Temperaturoberflächen aufgrund der hohen zeitlichen Auflösung nicht herangezogen werden.

Ad d) Der Zusammenhang mit der Seehöhe spielt für die täglichen Temperaturen im Gegensatz zu den oben beschriebenen Faktoren eine außerordentlich wichtige Rolle. Vom tiefsten Punkt im Burgenland mit 114 Metern (Hedwighof) reichen die Erhebungen bis zu den Hohen Tauern mit 3798 Metern (Großglockner). Zwei Drittel des Landes werden von den Alpen durchzogen. Eine Interpolation der Temperatur muss daher zwangsläufig und in besonderer Weise auf die Topografie eingehen. Die an sich ausgeprägte Höhenabhängigkeit der Temperatur, welche die Interpolation im komplexen Gelände erleichtert, wird vor allem in den Herbst-, Winter- und Frühjahrsmonaten durch das Auftreten von Inversionen gestört. Bei den in Tälern bzw. Kesseln auftretenden Kaltluftseen erfolgt eine Entkopplung der Luft der freien Troposphäre und der bodennahen Grenzschicht, wobei die bodennahe Luftmasse deutlich kälter sein kann. Der Temperaturgradient im Bereich von +1 bis +6 Kelvin pro 100 Meter verhält sich damit anders als in den Luftschichten oberhalb des Kaltluftsees (Häckel, 2005, 340f). Das komplexe Verhalten der Luftschichten im alpinen Raum, insbesondere in der kalten Jahreszeit, stellt eine der größten Herausforderungen für die räumliche Modellierung dar. Besondere Geländestrukturen, das unterschiedliche Temperaturverhalten in den verschiedenen bodennahen Luftschichten sowie regionale klimatische Besonderheiten, zum Beispiel Beckenlagen, unterbrechen die systematische Anordnung von Isothermen entlang des Temperaturgradienten.

Das Klima in Österreich ist zudem verschiedenen Einflüssen ausgesetzt. Die Mischung aus mediterranen, pannonischen und westeuropäischen Elementen (atlantischer Einfluss) wird durch kleinräumige Klimaeffekte überlagert (Hader, 1958, 12). Bei einer täglichen Betrachtung der Temperatur ist es im Gegensatz zu klimatologischen Untersuchungen unmöglich, bestimmte regionale Klimaeinflüsse zu erkennen, da die stark schwankenden Wetterlagen für die Temperaturänderungen eines Tages verantwortlich sind. In der vorliegenden Arbeit werden Methoden erarbeitet, welche sich mit der Anpassung der täglichen Temperaturoberfläche an das komplexe Gelände Österreichs befassen. Die operative Um-

setzbarkeit ist dabei eine zentrale Forderung und macht eine entsprechende Reduktion der Modellkomplexität notwendig. Die wichtigsten Schritte im Überblick sind in *Abbildung 18* dargestellt und werden in den nachfolgenden Abschnitten beschrieben.

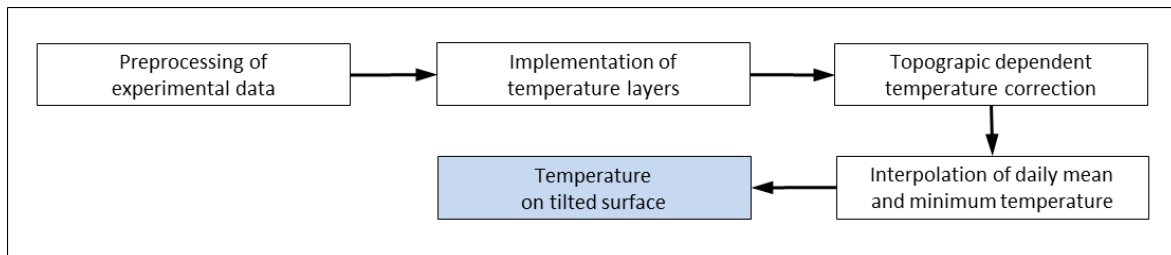


Abbildung 18: Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Temperatur

2.2.2.2 Datenaufbereitung und Temperaturgradienten

Die Voraussetzung für eine detaillierte räumliche Modellierung der Temperatur ist die Verfügbarkeit einer entsprechenden Anzahl an Interpolationsstützstellen (ZAMG-Messstationen) mit einer möglichst vollständigen Messreihe für den gesamten Untersuchungszeitraum (1990 bis 2010). Insgesamt werden für die vorliegende Arbeit je 1.975.620 Tagesmittel- und Tagesminimumwerte der Temperatur mit einer mittleren Stationsdichte von 270 ($\sigma = 11,6$) herangezogen. Die durchschnittliche Datenanzahl pro Jahr beträgt 94.077 ($\sigma = 3353$). An 266 Stationen lagen Messungen für mindestens 10 Jahre vor; diese weisen eine mittlere Nachbarschaftsdistanz von 9460 Metern auf (*Nearest Neighbour Ratio* = 0,81). In der vorliegenden Arbeit werden Temperaturoberflächen auf Tagesbasis generiert, das heißt, die täglich verfügbare Anzahl an Messstationen mit gültigen Temperaturbeobachtungen ist von besonderem Interesse. Pro Tag stehen im Durchschnitt 257 Stationen zur Verfügung (Min = 234; Max = 284; $\sigma = 9,9$).

Die Geländeform hat maßgeblichen Einfluss auf die Temperatur, insbesondere auf deren Tagesgang. Kalte Luft sinkt aufgrund ihres höheren spezifischen Gewichtes, wärmere Luftmassen steigen auf. Vor allem in wolkenlosen Nächten kühlt die bodennahe Luftschicht durch Ausstrahlung ab. Erreicht die kalte Luftschicht höhere Geländeteile und kommt über solchen mit wärmeren Schichten zu liegen, wird ein Ausgleichsvorgang ausgelöst. Die kalte Luft strömt gegen die tieferen Lagen und wird durch die warme Luft darüber ersetzt. Dieser Austausch, welcher in Form kleinerer Zirkulationen zwischen Hangluft und benachbarter warmer Luft stattfindet, kann am Grund von Tälern und Becken zur Bildung von Kaltluftseen führen und relativ beständig sein, wenn keine Möglichkeit des Abflusses besteht. Der Zusammenhang zwischen Seehöhe und Temperatur wird umgekehrt, in den tiefsten Lagen ist die Luft am kältesten und wird mit zunehmender Höhe wärmer. Es handelt sich dabei um eine Temperaturinversion (Geiger, 1950, 198ff). Inversionswetterlagen treten in den Nächten, jedoch besonders häufig und intensiv im Winter auf. Eine Hochnebeldecke bzw. eine dunsterfüllte und relativ kalte Grundschicht markiert dabei oft eine sichtbare Trennung zwischen Inversionsschicht und der darüberliegenden freien Atmosphäre (Lauscher, 1960, 198f).

Mit der Verwendung von Tagesmittelwerten wird der Einfluss von nächtlichen Inversionen auf die Interpolation reduziert, bei den starken winterlichen Inversionen ist deren glättende Wirkung jedoch nicht ausreichend. Damit das unterschiedliche Verhalten der Temperatur, vor allem in den kalten Monaten, getrennt verarbeitet werden kann, ist eine Klassifizierung in Tal- und Bergwetterstationen notwendig. In *Tabelle 8* sind die Messstationen, welche den Eigenschaften von Bergstationen entsprechen, angeführt.

Tabelle 8: Liste der als Bergstationen klassifizierten ZAMG-Messstationen

Name	Seehöhe	Name	Seehöhe	Name	Seehöhe
Jauerling	860	Schöckl	1436	Schmittenhöhe	1973
Weil	928	Brenner	1450	Mooserboden	2036
Hohe Wand/Hochkogel	932	Kanzelhöhe	1526	Krippenstein	2050
St. Koloman	1000	Rax-Bergstation	1547	Galzig	2081
Vorhegg	1020	Feuerkogel	1618	Villacher Alpe	2164
Preitenegg	1035	Loferer Alm	1623	Patscherkofel	2247
Iselsberg	1190	Katschberg	1633	Rudolfshütte	2304
Stolzalpe	1305	Obertauern	1742	Ischgl-Idalpe	2323
Hirschenkogel	1318	Hahnenkamm	1790	Pitztaler Gletscher	2850
Muttersberg-Madeisa	1384	Kühtai	1970	Sonnblick	3105

Für die Identifizierung von Bergstationen wird zunächst eine grobe Näherung anhand der Seehöhe vorgenommen. Für beide Gruppen werden die langjährigen monatlichen Temperaturmittel in Beziehung zur Seehöhe gesetzt und Regressionen gerechnet. Jene Stationen mit den höchsten Abweichungen zum mittleren Höhengradienten in den Wintermonaten (Dezember bis Februar) werden als Ausreißer identifiziert und der jeweils anderen Gruppe zugeordnet. Mit einer Wiederholung der Regressionsanalyse auf die so veränderten Gruppen wird die korrekte Trennung in Tal- und Bergstationen nochmals überprüft.

Die Berechnung von Höhengradienten der Temperatur erfordert die Einbeziehung von Bergstationen als eigene Gruppe. Im Gegensatz zu den Talstationen sind diese nur in einer stark begrenzten Anzahl vorhanden. Allerdings zeigen die Temperaturen in höheren Lagen aufgrund der Messstandorte über der Inversionsschicht mit einer Annäherung an die Eigenschaften der freien Atmosphäre einen wesentlich stärkeren Höhenzusammenhang. Als Stützstellen für die Interpolation im Bergland ist somit die Messstellendichte nicht in dem Maß entscheidend wie für die Talstationen. In *Abbildung 19* und *Tabelle 9* wird am Beispiel der Dekadenmittel 1991 bis 2000 das unterschiedliche Verhalten der Höhengradienten dargestellt. Das Bestimmtheitsmaß ist an den Bergstationen generell wesentlich höher, das heißt, der Temperaturzusammenhang ist hier stärker ausgeprägt als im Talgebiet. Der mittlere Höhengradient für die Tagesmitteltemperatur beträgt an den Talstationen $0,43 \text{ °C } 100 \text{ m}^{-1}$ (vgl. Harlfinger und Knees, 1999, 21), und $0,56 \text{ °C } 100 \text{ m}^{-1}$ an den Bergstationen. Der Jahresgang der Höhengradienten verläuft für die drei Temperaturarten ähnlich, allerdings gibt es deutliche Niveauunterschiede zwischen Tal- und Bergstationen (vgl. *Abbildung 19*).

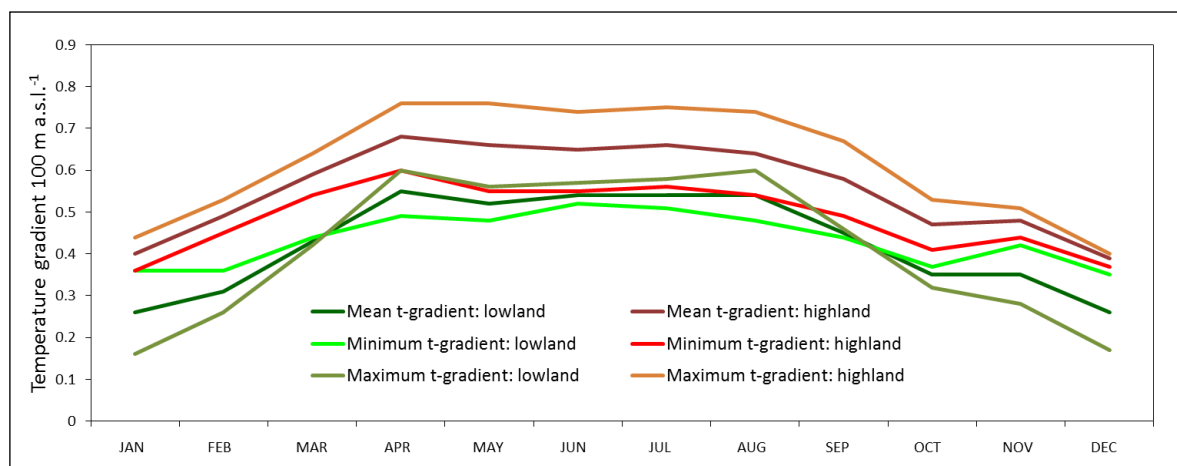


Abbildung 19: Jahresgang der Höhengradienten für monatliche Mittel-, Minimum- und Maximumtemperaturen im Mittel der Dekade 1991 – 2000, getrennt nach Tal- und Bergstationen

Tabelle 9: Berechnung der Höhengradienten für monatliche Mittel-, Minimum- und Maximumtemperaturen im Mittel der Dekade 1991 – 2000, getrennt nach Tal- und Bergstationen

Beschreibung	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
<i>Monatsmitteltemperaturen an Talstationen</i>												
Konstante	0,40	2,16	7,04	11,72	16,44	19,65	21,60	21,76	16,85	11,06	5,32	0,66
Steigung	-0,0026	-0,0031	-0,0043	-0,0055	-0,0052	-0,0054	-0,0054	-0,0054	-0,0045	-0,0035	-0,0035	-0,0026
R ²	0,36	0,47	0,77	0,86	0,79	0,89	0,85	0,85	0,83	0,71	0,72	0,41
<i>Monatsmitteltemperaturen an Bergstationen</i>												
Konstante	3,74	4,88	8,72	13,26	18,04	20,90	23,26	23,56	18,60	12,40	7,52	3,27
Steigung	-0,0040	-0,0049	-0,0059	-0,0068	-0,0066	-0,0065	-0,0066	-0,0064	-0,0058	-0,0047	-0,0048	-0,0039
R ²	0,86	0,93	0,93	0,98	0,96	0,98	0,96	0,95	0,94	0,88	0,95	0,86
<i>Monatsminimumtemperaturen an Talstationen</i>												
Konstante	-2,56	-2,07	2,34	5,95	10,38	13,82	15,66	15,60	11,61	6,89	2,47	-1,80
Steigung	-0,0036	-0,0036	-0,0044	-0,0049	-0,0048	-0,0052	-0,0051	-0,0048	-0,0044	-0,0037	-0,0042	-0,0035
R ²	0,39	0,40	0,74	0,76	0,68	0,82	0,80	0,75	0,76	0,64	0,74	0,46
<i>Monatsminimumtemperaturen an Bergstationen</i>												
Konstante	0,11	0,92	4,61	8,40	12,53	15,45	17,78	18,05	13,58	8,21	4,13	0,19
Steigung	-0,0036	-0,0045	-0,0054	-0,0060	-0,0055	-0,0055	-0,0056	-0,0054	-0,0049	-0,0041	-0,0044	-0,0037
R ²	0,83	0,89	0,93	0,97	0,93	0,97	0,96	0,94	0,94	0,82	0,94	0,84
<i>Monatsmaximumtemperaturen an Talstationen</i>												
Konstante	3,37	6,36	11,70	17,43	22,45	25,45	27,49	27,87	22,04	15,18	8,13	3,10
Steigung	-0,0016	-0,0026	-0,0042	-0,0060	-0,0056	-0,0057	-0,0058	-0,0060	-0,0046	-0,0032	-0,0028	-0,0017
R ²	0,20	0,34	0,58	0,82	0,74	0,82	0,78	0,80	0,68	0,56	0,54	0,25
<i>Monatsmaximumtemperaturen an Bergstationen</i>												
Konstante	7,35	8,80	12,78	18,04	23,47	26,30	28,68	29,01	23,55	16,51	10,86	6,33
Steigung	-0,0044	-0,0053	-0,0064	-0,0076	-0,0076	-0,0074	-0,0075	-0,0074	-0,0067	-0,0053	-0,0051	-0,0040
R ²	0,84	0,91	0,90	0,96	0,95	0,96	0,93	0,92	0,90	0,87	0,92	0,85

Für die Interpolation der Temperatur unter Einbeziehung der Höhengradienten sind vor allem die Monate November bis Februar im Talbereich aufgrund der sehr geringen Steigung der Gradienten problematisch. Die Unterschiede zwischen Tal- und Bergstationen in *Abbildung 19* machen deutlich, dass eine auf Höhengradienten basierende Interpolation gebietsweise getrennt werden sollte.

2.2.2.3 Implementierung eines Dreischichtenmodells

Nachdem die Untersuchung der Höhengradienten der Temperatur die Sinnhaftigkeit einer Auftrennung in Tal- und Berggebiet klar gezeigt hat, besteht nun die Frage, nach welchen Kriterien das entsprechende Gebiet den jeweiligen Stationen zugeordnet wird.

Sowohl Harlfinger und Knees (1999, 21) als auch Lauscher (1960, 198f) geben etwa 900 bis 1300 Meter Seehöhe für die Inversionsschicht an, die in engen Alpentälern nach Häckel (2005, 340) eine Mächtigkeit von bis zu 700 Metern erreichen kann. Wird die Höhe über Grund betrachtet, liegen die Inversionen hauptsächlich zwischen 200 und 300 bzw. 500 und 600 Metern (Harlfinger und Knees, 1999, 35), nach Ahrens (2007, 67) in den mittleren Breiten bei etwa 100 und in der Polarregion bis zu 1000 Meter.

In der vorliegenden Arbeit wird ein Ansatz gewählt, die Inversionsschicht nicht in Bezug auf eine bestimmte Seehöhe festzulegen, sondern eine relative Höhe über Grund zu verwenden. Allerdings werden auch hier die Grenzen einmalig und statisch festgelegt. Aus Gründen der Berechenbarkeit ist eine derartige Vereinfachung jedoch notwendig, auch wenn dabei nicht auf die tägliche Variabilität der Inversionsschichtung eingegangen wird (vgl. Daly *et al.*, 2002). Für die Berechnung der Höhe über Grund wird das DHM des Untersuchungsgebietes einer Nachbarschaftsanalyse unterzogen. Verwendet wird dafür ein

fokaler Operator, welcher die Beziehung jeder einzelnen Rasterzelle zu ihrer Nachbarschaft auswertet. In der Weise eines gleitenden Minimums wird für einen definierten Umkreis (d) der minimale Höhenwert ermittelt (vgl. Bartelme, 2000, 137f). Die fokale Nachbarschaftsanalyse zur Berechnung verschiedenster statistischer Kennwerte als Datenaufbereitung zur Untersuchung der Beziehung zwischen Geländeoberfläche und meteorologischen Phänomenen ist eine einfache, wirkungsvolle und häufig verwendete Methode (vgl. Agnew und Palutikof, 2000, Lhotellier, 2007, Mues, 2000, 29).

Im Anschluss an die Nachbarschaftsanalyse wird die Differenz zwischen DHM und dem Raster der fokalen Minimumwerte gebildet. Für die Abgrenzung von Tal- und Bergland wird ein Schwellenwert (h) definiert, welcher sich auf diese Differenz bezieht. Ist die tatsächliche Seehöhe einer Zelle vom Minimum der in der Nachbarschaft befindlichen Rasterzellen ab einer definierten Grenze verschieden, ist damit eine signifikante Niveauänderung identifiziert. Als GIS-Funktion wird dafür *Map Algebra* eingesetzt und mittels logischem Vergleichsoperator ein Binärraster erzeugt, welches in jeder Zelle den Wert 1 bei Erfüllung des Kriteriums und den Wert 0 bei Nichterfüllung enthält (Zeiler, 1999, 155).

In der vorliegenden Arbeit wurden verschiedene Kombinationen von Umkreis (d) und Schwellenwert (h) getestet und visuell auf eine plausible Trennung zwischen Tal- und Berggebiet untersucht. Für d werden die Nachbarschaften im Umkreis von einem bis drei Kilometer im Intervall von 500 Metern und für h die Höhenunterschiede von 200 bis 400 Metern im Intervall von 50 Metern gerechnet. Die optimale Kombination entspricht folgenden Kriterien: Eine Trennung von Tal und Berg muss auch in schmälere Alpentälern funktionieren. In breiten Tälern müssen kleinere Erhebungen zwischen den Talhängen, welche in der Regel aus der Inversionsschicht herausragen, richtig zugeordnet werden. Als optimale Kombination stellten sich die Werte für den Umkreis (d) mit zwei Kilometern und für die Höschwelle (h) mit 250 Metern heraus. Das Ergebnis der Berechnung ist in *Abbildung 20* für das gesamte Untersuchungsgebiet und in *Abbildung 21* für einen vergrößerten Ausschnitt dargestellt.

Abbildung 20 zeigt die geografische Verteilung der Messstationen mit ihrer jeweiligen Gebietszuordnung. Die Bergstationen (vgl. *Tabelle 8*) sind in geringer Anzahl auch an den Rändern des Berggebietes vorhanden. Dies ist für die Interpolation deshalb wichtig, damit in den täglichen Daten vorhandene räumliche Trends in der relativ stabilen Bergland-Luftschicht auch entsprechend abgebildet werden können. Die Talstationen befinden sich in verhältnismäßig großer Zahl sowohl im Flachland als auch in den wichtigsten Tälern des Alpenraums. Für die Interpolation über das gesamte Talgebiet, welches auch die meisten wichtigen Täler einschließt, ist dies vorteilhaft, da im Gebirge häufig Wetterscheiden wirksam werden und nur so die nicht ausschließlich auf Distanzen basierende räumliche Temperaturverteilung bestimmt werden kann. Die Anzahl an verfügbaren Messstationen ist ein Schlüsselfaktor für die Qualität der Temperaturinterpolation, unabhängig von der Methode, welche dafür konkret eingesetzt wird. Gerade die auf Höhengradienten der Temperatur basierenden Methoden sind darauf angewiesen, auch Daten von höher gelegenen Messstationen einbeziehen zu können (Stahl *et al.*, 2006).

Die Grenze zwischen Tal- und Berggebiet ist in *Abbildung 20* nur schwer erkennbar und deshalb in der Vergrößerung der *Abbildung 21* nochmals dargestellt. Es handelt sich dabei um einen Überlappungsbereich mit gewichteten Mittelwerten in der Breite von zwei Rasterzellen (500 Meter). Jedes Gebiet überragt das jeweils andere zunächst mit zwei Drittel des eigenen Temperaturwertes im ersten Zellring, gefolgt von einem Drittel im zweiten Ring. Dadurch kommt es zu einer Glättung des Übergangs zwischen den beiden Höhengradienten der Temperatur (vgl. *Abbildung 24*).

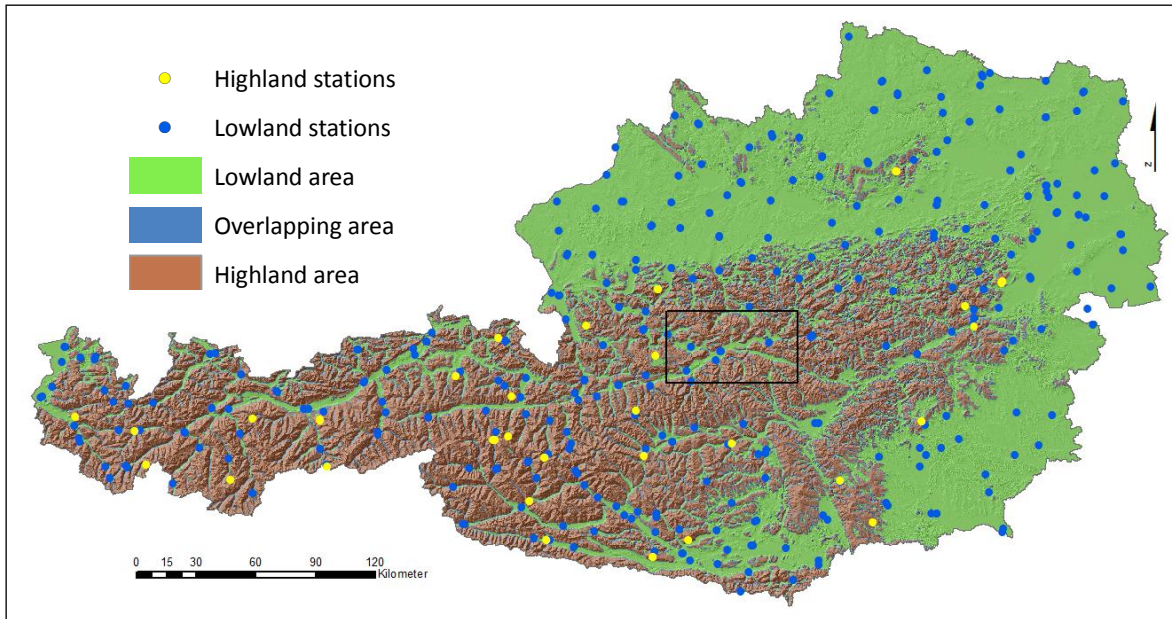


Abbildung 20: Auftrennung des Untersuchungsgebietes in Tal- und Berggebiet mit einem Übergangsbereich sowie den dazugehörigen Tal- und Bergstationen

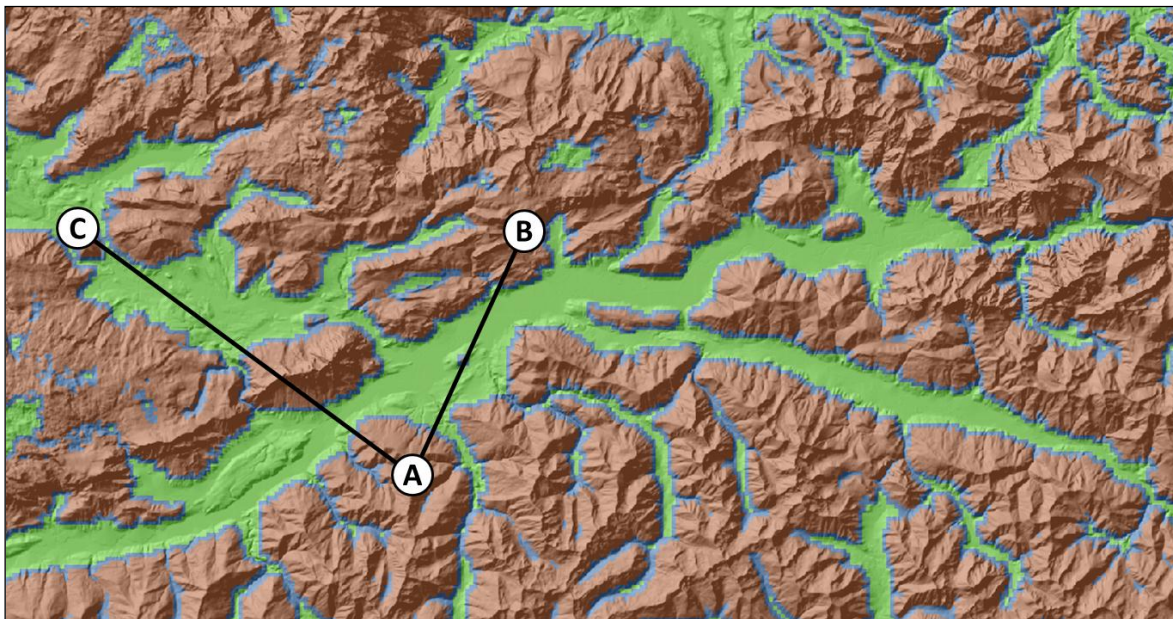


Abbildung 21: Vergrößerter Ausschnitt der in *Abbildung 20* dargestellten Gebietsklassifikation mit Transektdefinitionen für die Darstellungen in *Abbildung 22* und *Abbildung 23*

Für die Bewertung der Parameterkombination d und h mit der Anforderung, kleine Erhebungen inmitten von breiten Tälern korrekt abbilden zu können, wurde unter anderem der „Kulm“ in der Mitte des Steirischen Ennstals (vgl. *Abbildung 21* und *Abbildung 22*) herangezogen. Das Schema der implementierten Nachbarschaftsanalyse ist in *Abbildung 22* dargestellt und zeigt die Wirkung der fokalen Operation. Sobald die Differenz in einer Zelle des Zweikilometerumkreises den Schwellenwert von 250 Metern überschreitet, wird sie als Berggebiet klassifiziert, ansonst bleibt ihr die Eigenschaft Talgebiet. Die Nachbarschaftsanalyse bezieht sich auf sämtliche Rasterzellen des DHM, welche in *Abbildung 22* nur beispielhaft für sechs x -Werte gezeigt wird. Die Klassifizierung von Tal-, Berg- und Überlappungsbereich im Schema der *Abbildung 22* entspricht den realen Ergebnissen.

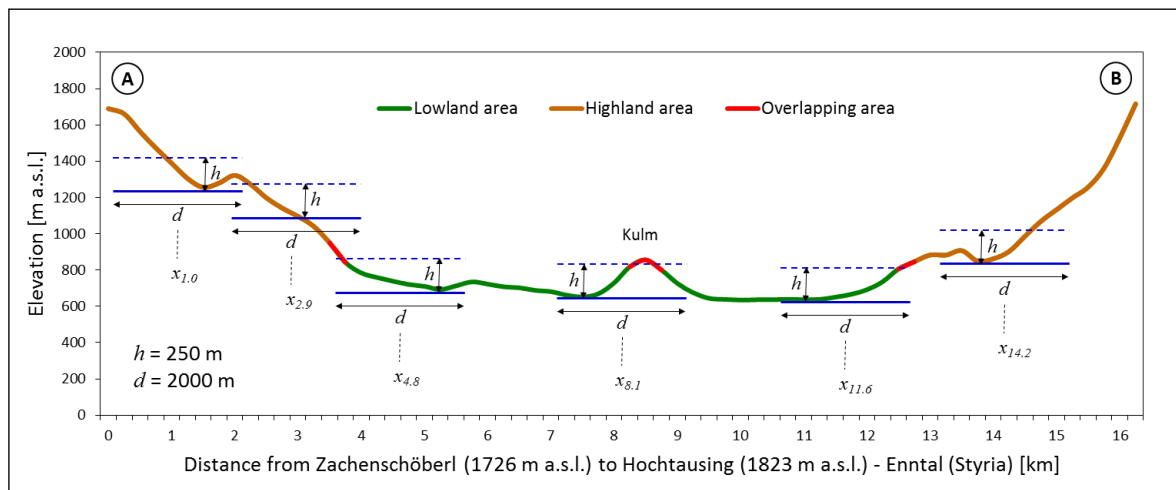


Abbildung 22: Schematische Darstellung der mittels Nachbarschaftsanalyse durchgeführten Klassifizierung von Tal- und Berggebiet am Beispiel eines Transektes im Steirischen Ennstal

Die Differenzierung mit den verwendeten Parametern in *Abbildung 20* und *Abbildung 21* zeigt sowohl für das alpine Gebiet mit den vielen Haupt- und Seitentälern als auch für das ober- und niederösterreichische Alpenvorland eine klare Trennung zwischen Tal- und Berggebiet. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass Erhebungen im Osten Österreichs dem Berggebiet (im Sinne eines über der Inversionsschicht liegenden Bereiches) zugeordnet werden, welche beim Einziehen einer statischen Seehöhenlinie für das gesamte Untersuchungsgebiet von beispielsweise 1000 Metern nicht berücksichtigt worden wären. Außerdem wäre damit für sämtliche hoch gelegenen Seitentäler des Alpen-Hauptkammes keine Differenzierung möglich. Um die Wirkung der relativen Höhengrenze über Grund zu veranschaulichen, wird in *Abbildung 23* das Ergebnis der Gebietstrennung entlang des in *Abbildung 21* definierten Transektes zwischen Steirischem Ennstal und dem benachbarten, vom Bergmassiv des Grimmings getrennten Hochplateaus um Bad Mitterndorf gezeigt. Das Ennstal liegt um etwa 200 Höhenmeter niedriger als das Mitterndorfer Plateau, die Höhengrenze und damit der Übergang vom Tal- ins Berggebiet entspricht ebenfalls diesem Unterschied. Die Lage der Inversionsschicht, welche sich in beiden Tälern hinsichtlich ihrer absoluten Höhe unterschiedlich manifestiert, wird auch im Modell unterschiedlich abgebildet.

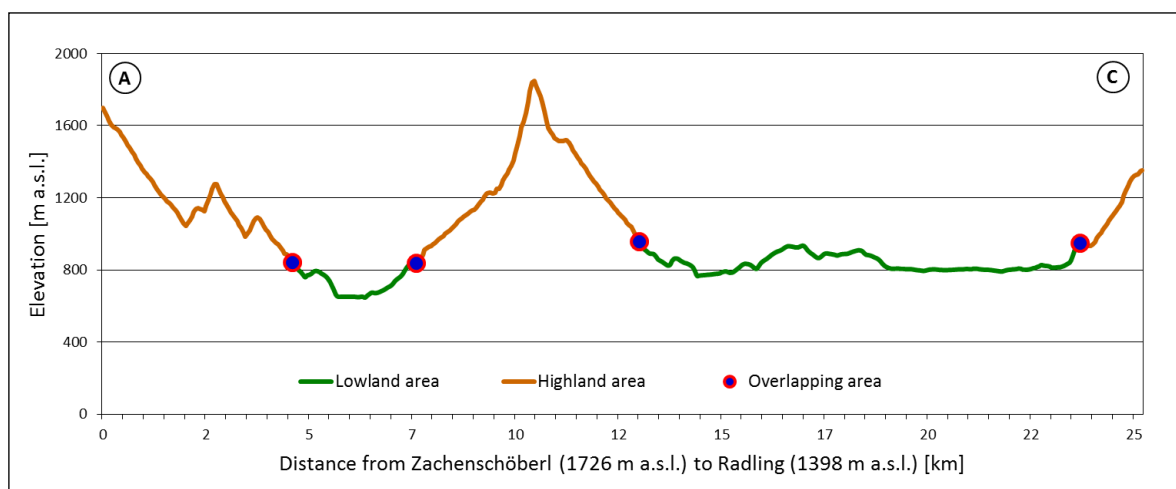


Abbildung 23: Aufteilung von Tal- und Berggebiet mit Übergangsbereichen am Beispiel eines Transektes im Steirischen Ennstal und Bad Mitterndorf

2.2.2.4 Räumliche Interpolation der Temperatur

Die Lufttemperatur ist aufgrund ihrer Relevanz für eine Vielzahl von Fragestellungen der am häufigsten gemessene Wetterparameter. Als meteorologischer Standard wird sie in zwei Meter Höhe über Grund mit Thermometern unterschiedlichster Bauart und, zur Vermeidung direkter Sonneneinstrahlung, meist in kleinen Klimahütten beobachtet. Im Vergleich zu anderen Wetterparametern ist die Lufttemperatur relativ einfach zu messen und deshalb auch in einer großen Stationsdichte verfügbar. Für viele Anwendungen reichen jedoch punktuell verfügbare Temperaturwerte nicht aus, vor allem dann nicht, wenn der räumliche Maßstab frei skalierbar sein soll. Die Generierung von kontinuierlichen Temperaturfeldern bzw. -oberflächen, basierend auf den Messungen an Wetterstationen, ist deshalb Gegenstand zahlreicher Forschungsarbeiten. Je nach Anforderungen an Genauigkeit und Auflösung gibt es dazu die unterschiedlichsten Ansätze. Für die Entwicklung räumlicher Modelle eignen sich bevorzugt die in GI-Systemen verfügbaren methodischen Werkzeuge, welche durch entsprechende Kombination von deterministischen und stochastischen Ansätzen auch die Abbildung komplizierterer Zusammenhänge unterstützen. Geostatistische Methoden (*Kriging*) bieten beispielsweise die Möglichkeit, Distanz oder Richtung zwischen Datenpunkten hinsichtlich ihrer räumlichen Korrelation auszuwerten und damit die Variabilität einer Oberfläche zu erklären (Childs, 2004).

Grundsätzlich gilt, dass eine (geostatistische) Interpolation durch Einbeziehung von zusätzlichen Informationen wesentlich verbessert werden kann (Goovaerts, 1997, 185ff). Wie die Untersuchungen in Abschnitt 2.2.2.2 zeigen, weist die Temperatur in der Regel einen starken Zusammenhang zur Seehöhe auf, zudem ist sie ein kontinuierliches Element in Raum und Zeit. Die Nutzung eines DHM, das relativ leicht verfügbar ist, bietet sich daher an, diesen Zusammenhang auf die gesamte zu interpolierende Fläche zu übertragen. Im Gegensatz zu Parametern wie Wolkenbedeckung, Wind oder Niederschlag, welche kaum einfache Abhängigkeiten zu statischen räumlichen Informationen aufweisen, kann die Interpolation der Temperatur durch die Nutzung der sekundären Information Seehöhe realisiert werden. Probleme treten dann auf, wenn außergewöhnliche Wetterphänomene, spezielle Geländestrukturen (Becken, Mulden), gewisse Landschaftselemente (Meeresküsten, Seen, urbane Siedlungszentren) und saisonal verstärkt auftretende Effekte, wie zum Beispiel winterliche Inversionen, störend auf den gewöhnlichen Höhenzusammenhang der Temperatur wirken (Tveito, 2007, 81).

Die vorliegende Arbeit orientiert sich bei der Interpolation der Temperatur an der weitverbreiteten Methode *Residual Kriging*, welche aus zwei Schritten besteht: Zunächst wird der Zusammenhang zwischen Temperatur und Seehöhe in einem deterministischen Modell abgebildet. In Österreich ist hinsichtlich der in Abschnitt 2.2.2.1 geführten Diskussion ein univariates Modell unter Einbeziehung der Seehöhe in vielen Fällen ausreichend. Realisiert wird dies durch eine einfache lineare Regression mit der Seehöhe als unabhängige Variable. In anderen Ländern sind zusätzliche Erklärungsvariablen wie beispielsweise die geografische Breite oder der Meereseinfluss sinnvollerweise als multivariates Modell anzusetzen. In einem zweiten Schritt werden die im Zuge der Regressionsanalyse an den Messstationen bestimmten Residuen einer Interpolation unterzogen und so eine kontinuierliche Oberfläche generiert. Die am häufigsten dafür eingesetzte Methode ist *Kriging*, welche die räumliche Variabilität stochastisch beschreibt (Tveito, 2007, 81).

Nach Tveito (2007, 81) ist *Residual Kriging* auch für die Interpolation von täglichen Temperaturen geeignet, wobei das deterministische Modell sowohl aus monatlichen als auch aus täglichen Daten gebildet werden kann. In der vorliegenden Arbeit wird die Regression für monatliche Durchschnittstemperaturen unter Einbeziehung aller Messstationen gerech-

net und die täglichen Residuen mittels *Ordinary Kriging* interpoliert. Auf eine Anpassung des deterministischen Modells für die einzelnen Klimaregionen Österreichs, wie in Schöner *et al.* (2007) und Hiebl *et al.* (2009), wurde verzichtet. Der signifikant höhere Rechenaufwand für Temperaturoberflächen auf Tagesbasis durch die regionale Differenzierung und Glättung der Übergänge zwischen den Regionen steht nicht im Verhältnis zur möglichen Verbesserung der in der vorliegenden Arbeit erforderlichen Genauigkeit. Die monatlichen Regressionen bilden damit den durchschnittlichen Höhenzusammenhang für ganz Österreich ab, welcher weniger von täglich variierenden Wettersituationen beeinflusst wird. Im Gegenzug werden diese Variationen verstärkt in den Residuen abgebildet.

Die Residuenoberflächen werden täglich über den gesamten Untersuchungszeitraum von 1990 bis 2010 – das sind 7669 Tage – berechnet. Eine manuelle Optimierung des für die *Kriging*-Interpolation notwendigen Semivariogramms mit dem daraus resultierenden Modell zur Beschreibung der räumlichen Autokorrelation ist bei mehreren Tausend Berechnungen nicht möglich. Der über die einzelnen Tage iterierende Algorithmus verwendet daher für die Erstellung der Variogramme und Kovarianzfunktionen Standardvorgaben. Für das hier verwendete *Ordinary Kriging*, bei dem angenommen wird, dass ein konstanter Mittelwert unbekannt ist, wird einheitlich ein sphäroidisches Modell angewendet. Es ist das am häufigsten verwendete und beschreibt eine progressive Abnahme der räumlichen Autokorrelation bei gleichzeitigem Anstieg der Semivarianz bis zu einer bestimmten Entfernung (*Range*). Für die Referenzpunkte der Interpolation wird ein variabler Suchradius definiert, in dem 12 Punkte berücksichtigt werden. Die *Lag-size* entspricht der Auflösung des Interpolationsrasters – im vorliegenden Fall 250 Meter. *Major Range*, *Partial Sill* und *Nugget* werden unter Einbeziehung der vorgegebenen Rahmenbedingungen durch ArcGIS-interne Algorithmen errechnet (vgl. Softwaredokumentation von ArcGIS Desktop 10). Bei der stichprobenartigen Untersuchung einzelner Interpolationsergebnisse wurde festgestellt, dass die der Schätzung zugrunde liegenden Semivariogramme ganz unterschiedliche Eigenschaften aufweisen. Je nach Wettersituation ergeben sich mehr oder weniger starke räumliche Autokorrelationen und somit auch eine unterschiedliche Relevanz der geostatistischen Auswertung für die Schätzung der Oberfläche.

In den nachfolgenden Gleichungen wird der hier implementierte Interpolationsansatz formal beschrieben. Die Variablen der Rasteroberflächen sind in Matrixnotation angegeben. Zunächst wird der einfache lineare Zusammenhang von Temperatur und Seehöhe auf Basis der Monatsmittelwerte für Tal- und Bergstationen getrennt gebildet:

$$\hat{T}_m^L = a_m^L z + b_m^L \quad (2.2.2-1)$$

$$\hat{T}_m^H = a_m^H z + b_m^H \quad (2.2.2-2)$$

Aus den Monatsmitteltemperaturen (T_m) der Tal- (L) und Bergstationen (H) als abhängige und der Stationsseehöhen (z) als unabhängige Variablen werden die Regressionskoeffizienten a (Höhengradient der Temperatur) und b (Konstante) errechnet.

Die Koeffizienten werden mit dem in Tal- und Berggebiet differenzierten DHM (vgl. Abschnitt 2.2.2.3) (\mathbf{Z}^L und \mathbf{Z}^H) kombiniert:

$$\mathbf{T}_m^L = a_m^L \mathbf{Z}^L + b_m^L \quad (2.2.2-3)$$

$$\mathbf{T}_m^H = a_m^H \mathbf{Z}^H + b_m^H \quad (2.2.2-4)$$

Die beiden Temperaturoberflächen (\mathbf{T}_m) der jeweiligen Gebiete bilden den höhenabhängigen Anteil der Temperatur eines bestimmten Monats (m) ab.

An den Messstationen werden die täglichen Residuen (e_i) aus der Differenz von Tagesmitteltemperatur (T_i) und linearem Modell der Monatswerte (T_m) errechnet:

$$e_i^L = T_i^L - \hat{T}_m^L \tag{2.2.2-5}$$

$$e_i^H = T_i^H - \hat{T}_m^H \tag{2.2.2-6}$$

Die Residuen (e_i) werden nach der oben dargestellten Weise mit *Ordinary Kriging* für das Tal- und Berggebiet getrennt interpoliert ($\mathbf{I}(e_i)$). Die Interpolationsoberfläche wird zunächst nicht eingeschränkt, das heißt, am Übergang zwischen Tal- und Berggebiet wird in das jeweils andere Gebiet extrapoliert und anschließend mittels *Map Algebra* auf das jeweilige Gebiet eingegrenzt. Für die Temperaturoberfläche müssen nun höhenabhängiger Anteil und Residuum zusammengeführt werden:

$$\mathbf{T}_i^L = \mathbf{T}_m^L + \mathbf{I}(e_i^L) \tag{2.2.2-7}$$

$$\mathbf{T}_i^H = \mathbf{T}_m^H + \mathbf{I}(e_i^H) \tag{2.2.2-8}$$

Die Residuenoberflächen ($\mathbf{I}(e_i)$) werden zu den nach Gleichung 2.2.2-3 bzw. 2.2.2-4 berechneten monatlichen Temperaturnrastern (\mathbf{T}_m) addiert.

Die für Tal- und Berggebiet getrennt berechneten Temperaturoberflächen werden durch Schaffung eines Übergangsbereiches, wie er in Abschnitt 2.2.2.3 beschrieben und in *Abbildung 21* dargestellt wird, zusammengeführt. *Abbildung 24* zeigt diesen Vorgang in einer idealisierten, schematischen Darstellung. Wie aus *Tabelle 9* zu entnehmen ist, sind die Höhengradienten der Temperatur von Tal- und Bergregionen verschieden. Durch eine gewichtete Mittelwertbildung wird der Übergang in der Breite von zwei Rasterzellen zu je 250 Metern geglättet. In den Zellen des Überlappungsrings eines jeden Gebietes (\mathbf{O}^L und \mathbf{O}^H) besteht der Temperaturwert aus zwei Teilen der Temperaturoberfläche des eigenen und zu einem Teil aus der Temperaturoberfläche des anderen Gebietes.

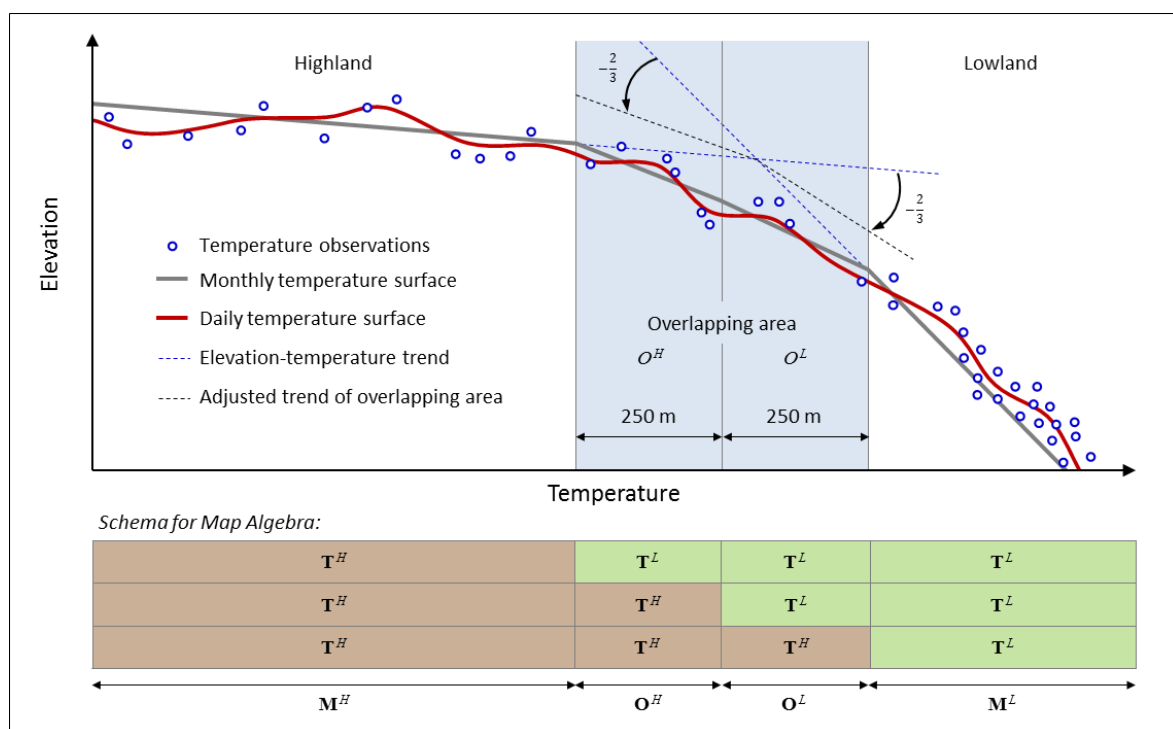


Abbildung 24: Schematische Darstellung des Übergangsbereiches zwischen Tal- und Berggebiet

Der in *Abbildung 24* skizzierte *Map-Algebra*-Algorithmus entspricht folgender Definition:

$$\mathbf{T}_i = \frac{(\mathbf{T}_i^H \ 3\mathbf{M}^H + \mathbf{T}_i^H \ 2\mathbf{O}^H + \mathbf{T}_i^H \ \mathbf{O}^L) + (\mathbf{T}_i^L \ 3\mathbf{M}^L + \mathbf{T}_i^L \ 2\mathbf{O}^L + \mathbf{T}_i^L \ \mathbf{O}^H)}{3} \quad (2.2.2-9)$$

\mathbf{M}^L und \mathbf{M}^H seien (maskierende) Binärraster, welche in den Zellen des jeweils zu repräsentierenden Gebietes (vgl. *Abbildung 20*) den Wert 1, ansonst 0 enthalten. \mathbf{O}^L und \mathbf{O}^H seien ebenfalls Binärraster, welche in einer Zellbreite jeweils das Gebiet von \mathbf{M}^L und \mathbf{M}^H umgeben. Sie enthalten nur in diesem 250 Meter breiten Ring (eine Zelle) den Wert 1, sonst 0. Die beiden Temperaturoberflächen \mathbf{T}^L und \mathbf{T}^H werden ausschließlich für das jeweilige Gebiet verdreifacht und für den unmittelbar anschließenden Ring verdoppelt. Durch die Multiplikation mit \mathbf{M}^L , \mathbf{M}^H , \mathbf{O}^H und \mathbf{O}^L werden nur jene Temperaturen berücksichtigt, in denen die einzelnen Binärraster den Wert 1 enthalten. Die Temperaturoberflächen \mathbf{T}^L und \mathbf{T}^H werden noch ein weiteres Mal herangezogen, diesmal jedoch unter Einbeziehung des überlappenden Rings des jeweils anderen Gebietes (\mathbf{O}^H und \mathbf{O}^L). Nach Addition von Tal- und Berggebiet enthält nun jede Zelle des gesamten Untersuchungsgebietes den dreifachen Temperaturwert, wobei im Überlappungsbereich die in *Abbildung 24* dargestellte Gewichtung zum Tragen kommt. Die Division durch drei stellt den korrekten Wertebereich wieder her. Die Operationen unter Verwendung von binär codierten Rasteroberflächen sind deshalb notwendig, da in *Map Algebra* ausschließlich algebraische Funktionen und keine Verzweigungen (*if ... then*) akzeptiert werden.

2.2.2.5 Erweiterung der Temperaturinterpolation für komplexes Gelände

Wie bereits dargestellt, hängt die Lufttemperatur sehr stark vom Energiehaushalt der Erdoberfläche ab, der im Wesentlichen auf die Strahlungsbilanz zurückzuführen ist. Die Wirksamkeit der Strahlung bei wolkenlosen Bedingungen entfaltet sich besonders im komplexen Gelände (vgl. Abschnitt 2.2.1). Nach Häckel (2005, 336f) sind geländebedingte Besonderheiten des Klimas sogar hauptsächlich auf die Strahlungsintensität zurückzuführen. Die Unterschiede zwischen Süd- und Nordhängen hinsichtlich des Strahlungsgenusses sind bei sonnenscheinreichen Tagen und klaren Nächten sehr deutlich, bei Wolkenbedeckung bilden sich allerdings so gut wie keine Temperaturunterschiede aus. Häckel (2005, 336f) weist darauf hin, dass ein Teil der Strahlungsenergie für die Verdunstung des in der Nacht gebildeten Taus herangezogen wird und auch die Erwärmung des über Nacht ausgekühlten Bodens Energie in Anspruch nimmt. Es kommt also bei wolkenlosen Bedingungen nicht zwangsläufig zu extremen Temperaturabweichungen. Die Abhängigkeit der Expositionsunterschiede vom Anteil der direkten Sonnenstrahlung zeigt Geiger (1950, 220ff) anhand von Beobachtungen. Geiger (1950, 227f) geht ebenfalls auf den Energiebedarf für die Verdunstung und Austrocknung des Bodens in den Morgenstunden ein. Erst gegen Nachmittag eines sonnenscheinreichen Tages wird der Hauptteil der absorbierten Wärme zur Temperaturerhöhung genutzt.

Der Zusammenhang von Strahlung und Temperatur stellt sich komplex dar und wird von vielen Faktoren beeinflusst: Bodentyp, Bodenfeuchtigkeit, Vegetationsdecke, nächtliche Abkühlung, Strahlungsintensität und dessen Tagesgang sowie atmosphärische Bedingungen, um nur einige zu nennen (Ahrens, 2007, 65). Ein Effekt der Strahlung auf die Lufttemperatur im komplexen Gelände ist unbestritten und sollte zumindest stark vereinfacht in ein räumliches Modell der Temperatur mit einbezogen werden. Im Zuge der Entwicklung des Globalstrahlungsmodells wurde ein topografieabhängiger Strahlungsfaktor ermittelt, welcher auch die atmosphärischen Bedingungen hinsichtlich des Verhältnisses von direkter und diffuser Strahlung berücksichtigt (vgl. Abschnitt 2.2.1.5). Der räumliche Datensatz

wird dafür herangezogen, die Strahlungsvariabilität im Gelände abzubilden. Um diese Information auf die Temperatur zu übertragen, muss zunächst die Frage beantwortet werden, wie stark die Temperatur von der geländebedingten Strahlung beeinflusst wird. Da dies für die vorliegende Arbeit nicht unmittelbar mittels aufwendiger Messreihen beobachtet werden kann, wird ein Zusammenhang auf Basis langjähriger Mittelwerte untersucht.

Sowohl Häckel (2005, 336f) als auch Geiger (1950, 227f) beziehen sich auf den Tagesgang der Temperatur, welcher, insbesondere im Hangklima, dem Einfluss der Strahlung ausgesetzt ist. Ein vereinfachter Zugang für die Berechnung des Tagesgangs besteht darin, aus der Differenz von Tagesminimum und Tagesmaximum einen absoluten oder aperiodischen Wert zu bilden (vgl. Lauscher, 1960, 187ff). Die Schwankungen innerhalb eines Tages werden im Vergleich zu einer stundenweisen Gegenüberstellung der Extremwerte und der anschließenden (periodischen) Mittelwertbildung etwas größer. In der vorliegenden Arbeit wird noch weiter vereinfacht, indem die Monatsmittelwerte der Temperaturamplitude in der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 verwendet werden. In *Abbildung 25* wird der Jahresgang des Temperaturtagesgangs an vier Beispielstandorten dargestellt.

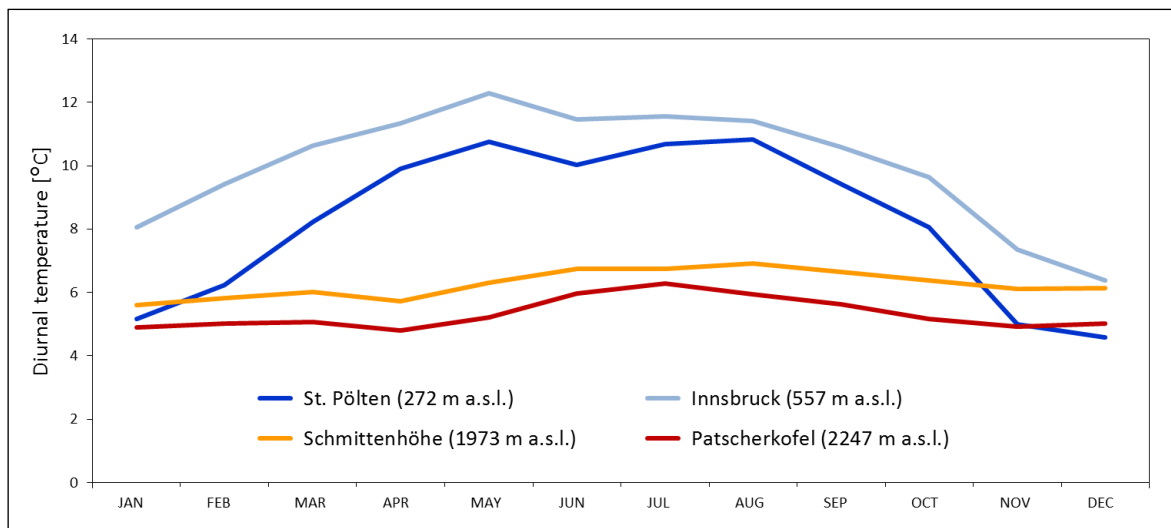


Abbildung 25: Mittlerer Jahresgang des Temperaturtagesgangs der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 an Beispielstationen im Flach- und Bergland

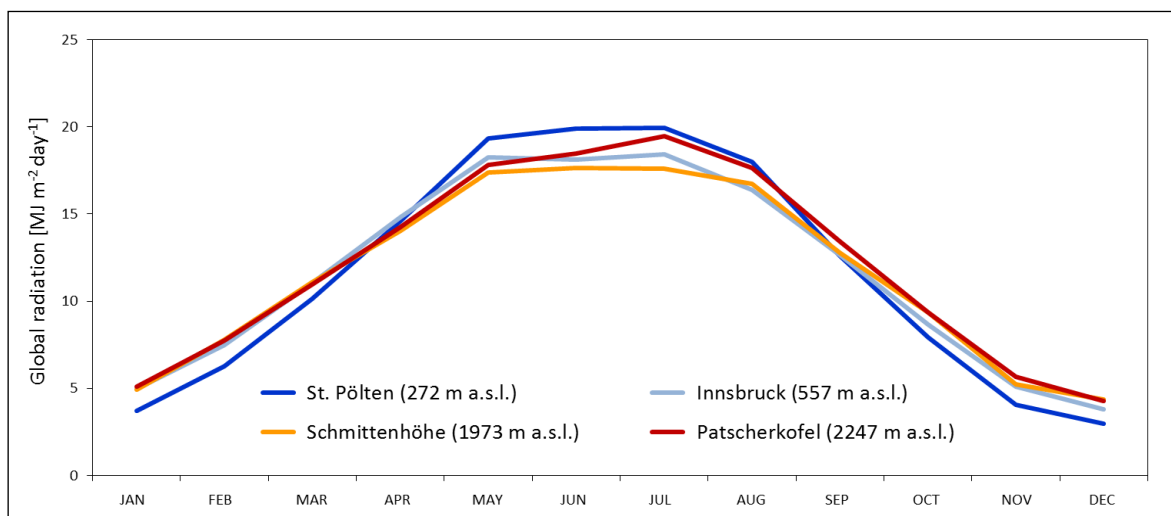


Abbildung 26: Mittlerer Jahresgang der Globalstrahlung der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 an Beispielstationen im Flach- und Bergland

Der *Abbildung 25* ist ein grundsätzlich unterschiedliches Verhalten zwischen Tal- und Berglagen zu entnehmen. Während sich im Berggebiet (repräsentiert durch die Stationen Schmittenhöhe und Patscherkofel) kaum saisonale Unterschiede zeigen, weist der Tal- bzw. Flachlandbereich (St. Pölten und Innsbruck) eine vergleichsweise große Variabilität auf. Der Grund dafür liegt nach Lauscher (1960, 186) in der Verschiedenheit der Strahlungsbilanz, des Wärmeaustausches zwischen Luft und Boden und der Verdunstung.

Im Gegensatz zum Tagesgang der Temperatur unterliegen die Monatsmittelwerte der Globalstrahlung (vgl. *Abbildung 26*) in der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 sowohl im Tal- als auch im Berggebiet einem ähnlichen Jahresgang (vgl. Harlfinger und Knees, 2002, 14).

Aus den beiden Darstellungen lässt sich bereits ableiten, dass der Zusammenhang zwischen Globalstrahlung und Tagesgang der Temperatur in den Tallagen und im Flachland stärker ausgeprägt ist als im Berggebiet. Konkret zeigt sich dies in den Auswertungen für die vier Beispielstandorte, welche in *Abbildung 27* dargestellt sind.

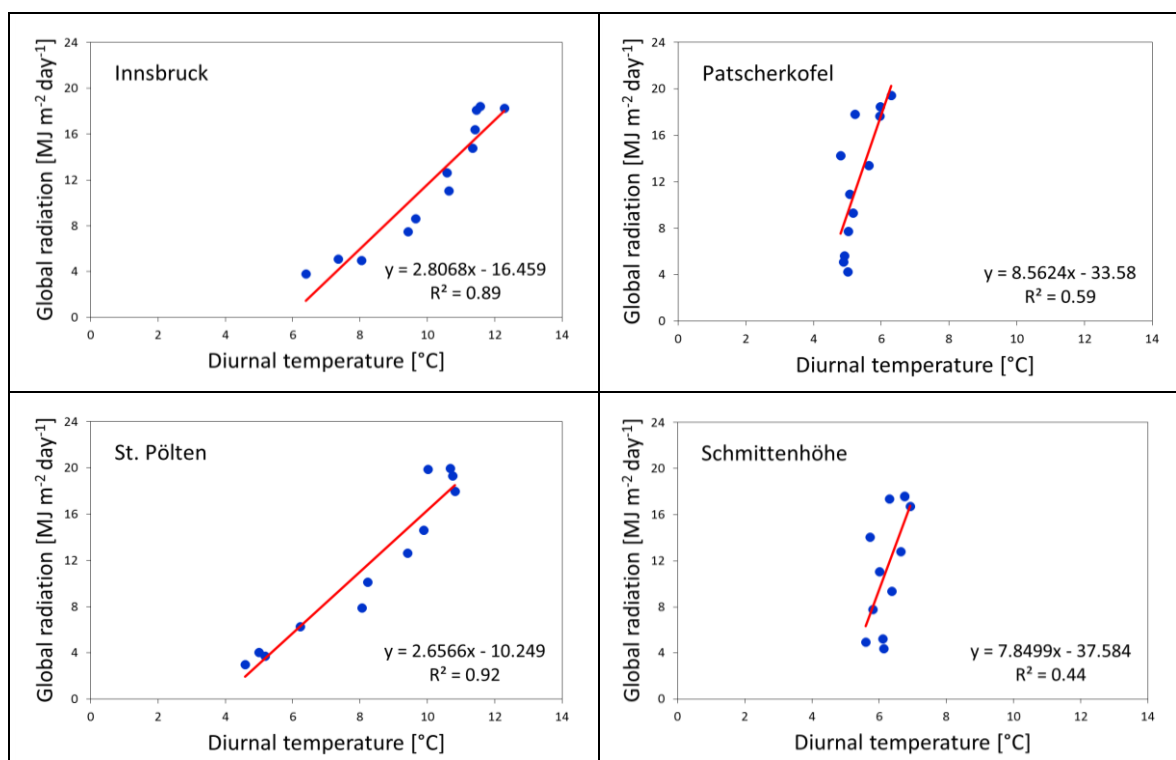


Abbildung 27: Korrelation von Monatsmittel der Globalstrahlung und des Temperaturtagesgangs der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 an Beispielstationen im Flach- und Bergland

Die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit ist die Aufbereitung von räumlichen Modellen für eine Untersuchung des Wirtschaftsgrünlandes. Diese Kulturart findet sich hauptsächlich in den Alpentälern und deren Randbereichen sowie im Übergang von Flachland zum Berggebiet. Daraus folgt, dass eine Anpassung der Temperatur auf die topografische Situation vor allem in den Talgebieten und deren bewirtschafteten Hängen wichtig ist. Das ist jener Bereich, für den ein starker Zusammenhang zwischen Globalstrahlung und Temperaturtagesgang festgestellt wird. Eine entsprechende Verfeinerung der Modellierung zur Verbesserung des Zusammenhangs im hochalpinen Bereich wurde deshalb nicht durchgeführt.

Der Korrekturwert (ΔT) wird an die Temperatur als Zu- oder Abschlag [°C] angebracht. Aus der Differenz von Tagesmaximum- (T_{max}) [°C] und Tagesminimumtemperatur (T_{min}) [°C] wird der Tagesgang der Temperatur (D) [°C] in Gleichung 2.2.2-10 gebildet (die Va-

riablen beziehen sich auf Monatsmittelwerte der Klimanormalperiode 1971 bis 2000). R_s stellt die Globalstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$], R_f den Globalstrahlungsfaktor dar.

$$D = T_{\max} - T_{\min} \quad (2.2.2-10)$$

$$\Delta T = \frac{\frac{D}{R_s} R_s (R_f - 1)}{2} = \frac{D}{2} (R_f - 1) \quad (2.2.2-11)$$

Die Berechnung zielt auf die Änderung des Temperaturtagesgangs pro Einheit Globalstrahlung ab, wobei diese hinsichtlich ihrer topografischen Abhängigkeit ($R_f - 1$) berücksichtigt wird. Mit der Halbierung des Tagesgangs (D) wird näherungsweise die strahlungsrelevante Temperaturamplitude zwischen Tagesmittel und Tagesmaximum einbezogen.

Ausgehend von Messstationen, welche in der Periode 1971 bis 2000 in mindestens 10 Jahren Temperaturbeobachtungen (Minimum und Maximum) aufweisen, werden die Monatsmittelwerte des Tagesgangs mit *Ordinary Kriging*, getrennt für Tal- und Berggebiet (vgl. 2.2.2.3), interpoliert. Insgesamt stehen dafür 1800 Monatswerte an 150 Stationen, davon 16 im Berggebiet, zur Verfügung. Die monatlichen Oberflächen des Temperaturtagesgangs für die beiden Gebiete (L und H) werden zu einem Gesamtraster addiert:

$$\mathbf{D}_m = \mathbf{D}_m^L + \mathbf{D}_m^H \quad (2.2.2-12)$$

Die Rasteroberflächen des an die atmosphärischen Bedingungen angepassten Globalstrahlungsfaktors (\mathbf{R}_F) (Gleichung 2.2.1-9) für den Tag i werden mit den monatlichen Oberflächen des Tagesgangs (\mathbf{D}_m) wie in 2.2.2-11 kombiniert:

$$\Delta \mathbf{T}_i = \frac{\mathbf{D}_m}{2} (\mathbf{R}_{F_i} - 1) \quad (2.2.2-13)$$

In der Rasteroberfläche des Temperaturkorrekturwertes ($\Delta \mathbf{T}_i$) ist damit die tägliche Situation hinsichtlich des Verhältnisses von direkter und diffuser Strahlung und damit die durchschnittliche Bewölkung des Tages i bei der topografiebedingten Temperaturänderung berücksichtigt. Die Addition der Korrekturwerte (Zu- und Abschläge) und der interpolierten Temperaturoberflächen (Gleichung 2.2.2-9) ergibt eine einfache Näherung der Temperaturunterschiede im komplexen Gelände und vervollständigt damit den hier vorgestellten Interpolationsansatz. Die Modellierung der Temperaturkorrektur auf Basis des Strahlungseinflusses ist auf eine Anwendung von Tagesmittel und Tagesmaximum der Temperatur ausgerichtet. Bei der hier ebenfalls durchgeführten Interpolation des Tagesminimums ist diese Korrektur nicht angebracht. Das Minimum bezieht sich meist auf die Temperatur der Nacht- bzw. frühen Morgenstunden und hier kann keine strahlungsabhängige topografische Differenzierung vorgenommen werden.

Die Temperaturoberflächen sind von der Auflösung des verwendeten DHM geprägt, da alle Berechnungen (Interpolation, *Map Algebra*) auf Zellebene erfolgen und gerade die Seehöhe die wichtigste erklärende Variable darstellt. Im vorliegenden Projekt wird ein DHM in 250 Metern Auflösung verwendet. Dies bringt eine gewisse Generalisierung der realen Seehöhen mit sich. Die Temperaturoberfläche bildet unerwünschte Stufen im Kontinuum aus, die sich in der Realität so nicht wiederfinden. Mithilfe der ArcGIS-Funktion *Focal Statistics* wird deshalb die gesamte Temperaturoberfläche einer Glättung durch Tiefpassfilterung unterzogen (vgl. Bartelme, 2000, 137f). Dabei wird für jede Zelle der Durchschnittswert aus den in einer Matrix von 3 x 3 umgebenden Zellen ermittelt und als neuer Wert festgehalten. Die Glättung der durch die unumgängliche Diskretisierung

entstehenden Abstufungen ist eine Maßnahme, sich dem Temperaturkontinuum bestmöglich anzunähern. *Abbildung 28* veranschaulicht das Ergebnis dieser Glättung am Beispiel eines Profils der interpolierten Temperatur über das mittlere Steirische Ennstal. Die erste Kurve zeigt den Verlauf der Originalwerte, die Zweite das Resultat der geglätteten Temperaturwerte entlang des definierten Profils.

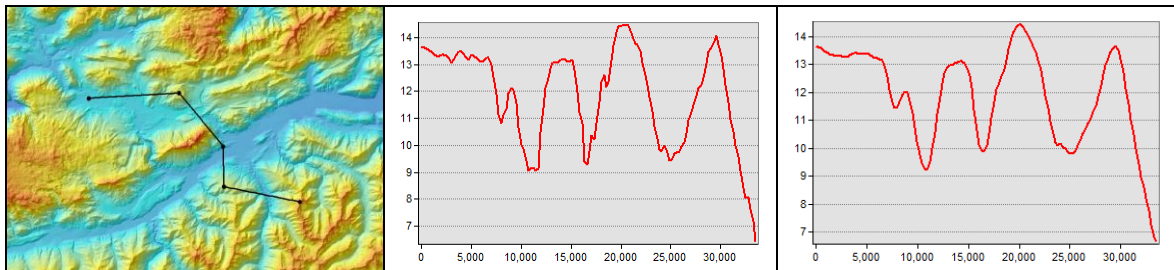


Abbildung 28: Beispiel für die Glättung der Temperaturoberfläche (links: Temperaturoberfläche und Profilverlauf, Mitte: Originaltemperaturprofil, rechts: Glättung mittels 3 x 3 Focal Statistics)

2.2.2.6 Anmerkungen zur Validierung der Temperaturinterpolation

Für die Prüfung der räumlichen Interpolationen von meteorologischen und klimatologischen Modellen ist die Kreuzvalidierung eine probate und vielfach eingesetzte Methode (Collins, 1996, Holdaway, 1996, Martin und Simpson, 2005, Matulla *et al.*, 2002, Tveito *et al.*, 2006, 71). In der Regel wird nach einem *Leave-one-out*-Ansatz (LOO) vorgegangen. Dabei wird die Interpolation ohne Berücksichtigung einer einzelnen Stützstelle (Messstation) durchgeführt und das Interpolationsergebnis an genau dieser Position mit dem Messwert verglichen. Der Prozess wird so lange ausgeführt, bis für alle Punkte abwechselnd eine Abweichung zwischen Interpolation und Beobachtung ermittelt wurde. Die Kreuzvalidierung ist eine der besten Indikatoren für die Qualität einer interpolierten Oberfläche (Dodson und Marks, 1997), allerdings ist diese Art der Validierung nicht vollständig unabhängig. Die Daten werden sowohl für die Interpolation als auch für die Validierung der Oberfläche herangezogen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde für die Validierung von geostatistischen Interpolationen verschiedener Parameter generell eine LOO-Kreuzvalidierung verwendet. Bei der Temperatur allerdings besteht die Oberfläche aus zwei Komponenten. Zum einen wird die Höhenabhängigkeit mittels Regressionsanalyse auf das DHM übertragen und zum anderen werden die Residuen geostatistisch interpoliert.

Die Kreuzvalidierung wurde manuell und aus diesem Grund auf einem stark eingeschränkten Datenbestand durchgeführt. Um einen repräsentativen Querschnitt zu analysieren, wird für die willkürlich ausgewählten Jahre 1990, 1995, 2000, 2003 und 2006 an jedem 15. des Monats die Residueninterpolation einer LOO-Kreuzvalidierung unterzogen. Insgesamt sind dies 60 Rasterdatensätze, welche mit der *ArcGIS-Extension Geostatistical Analyst* bearbeitet wurden. Nachdem die aus der Kreuzvalidierung geschätzten Residuenwerte berechnet sind, wird der höhenabhängige Temperaturanteil an den Messstationen ermittelt. Aus den Regressionskoeffizienten des jeweiligen Monats und dem Stationshöhenwert als unabhängige Variable errechnet sich der Temperaturanteil. Dieser wird sowohl zu den geschätzten als auch zu den „beobachteten“ Residuen addiert. Damit ergeben sich aus den für die Interpolation genutzten (beobachteten) Residuen und den höhenabhängigen Temperaturanteilen die an den jeweiligen Stationen beobachteten Temperaturen. Das Interpolationsergebnis wird in der Kombination von geschätzten Residuen und höhenabhängigen Temperaturanteilen repräsentiert. Die Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen bilden das Ergebnis der Kreuzvalidierung.

Da die LOO-Kreuzvalidierung mit dem Nachteil der nicht vollständig unabhängigen Prüfung verbunden ist, wurde ein unabhängiger Temperaturdatensatz des Hydrografischen Zentralbüros (HZB) für eine zusätzliche Validierung herangezogen. In *Abbildung 29* ist ersichtlich, dass sich die HZB-Messstationen zufällig in die räumliche Verteilung der ZAMG-Messpunkte einfügen. Aus *Abbildung 30* geht weiters hervor, dass die Verteilung der Stationen entlang des Höhengradienten in beiden Datensätzen vergleichbar ist. Die HZB-Messungen beziehen sich auf Tagesmitteltemperaturen und umfassen den Zeitraum 1998 bis 2008 mit insgesamt 2.619.736 Beobachtungen an 652 Messstationen. Diese große Anzahl an Vergleichswerten ist für eine qualitative Bewertung der Temperaturinterpolation aufgrund ihrer absoluten Unabhängigkeit besonders wertvoll.

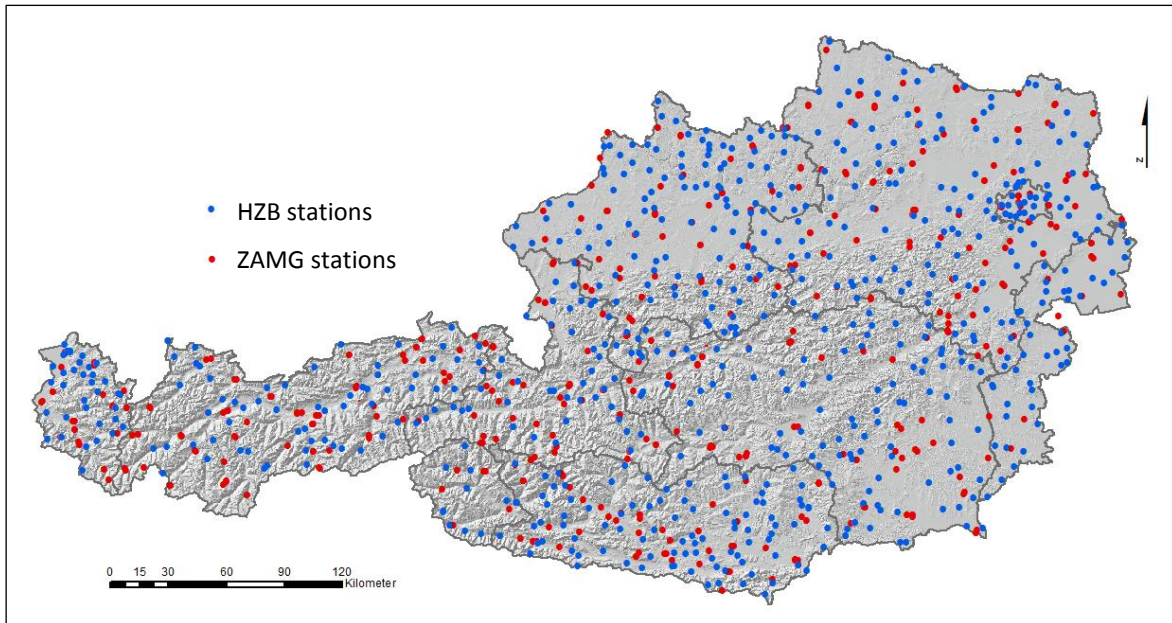


Abbildung 29: Räumliche Verteilung der Temperaturmessstationen von ZAMG und HZB

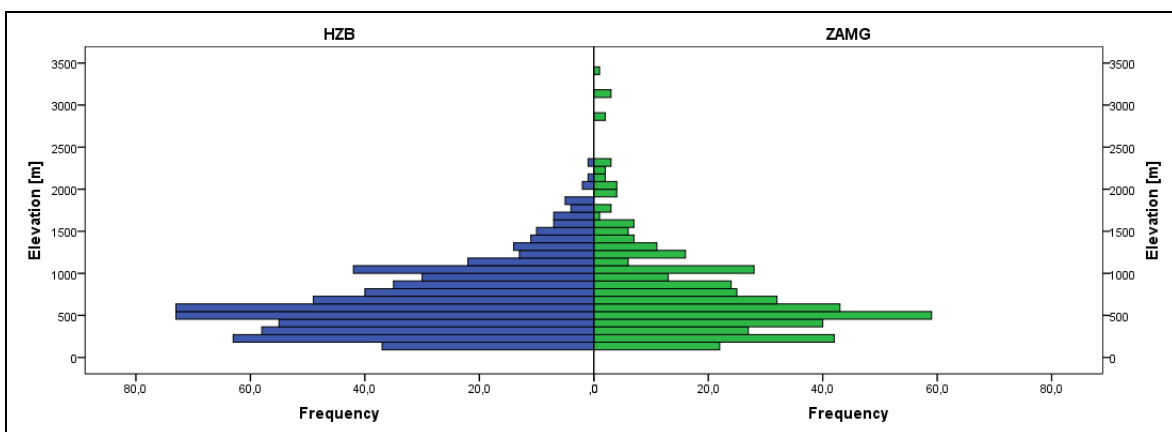


Abbildung 30: Histogramme der Verteilung von Messstationen am Höhengradienten

Die HZB-Messstationen orientieren sich hinsichtlich ihrer Lage (Exposition und Hangneigung) vorwiegend an neutrale Bedingungen. Im Gegensatz zum Höhengradienten (vgl. *Abbildung 30*) ist eine Verteilung entlang des Expositions- und Hangneigungsgradienten nicht gegeben. Die topografiebedingte Korrektur der Temperatur kann deshalb auch mit diesem Datenmaterial keiner systematischen und vollständigen Validierung unterzogen werden. Dazu fehlen die exakten Beobachtungen entlang der relevanten Gradienten.

2.2.3 Räumliches Modell der Referenz-Evapotranspiration

2.2.3.1 Allgemeines

Die Evapotranspiration ist ein wichtiger Bestandteil des Wasserkreislaufs der Erde und beschreibt die Verdunstung der mit Vegetation bewachsenen Erdoberfläche. Die Evaporation über offenem Boden und die Transpiration der Vegetation ergeben in Summe den Feuchtigkeitstransfer von der Oberfläche zur bodennächsten Luftschicht. Der Wasserdampfstrom ist dabei ausschließlich von unten nach oben gerichtet – der Oberfläche wird Feuchtigkeit entzogen. Am globalen Wasserkreislauf ist die Evapotranspiration mit einem Anteil von 15 % zwar geringer beteiligt als die Evaporation über dem Meer mit 85 % (Ahrens, 2007, 88), doch spielt sie für die Landoberflächen und das System Boden-Pflanze-Atmosphäre eine umso größere Rolle, zumal das Pflanzenleben wesentlich durch Wasserangebot und Transpirationsleistung bestimmt wird. Als wichtiger Parameter des Wasserhaushaltes von Pflanzenbeständen ist demnach die Evapotranspiration über die Aufrechterhaltung ökologischer Systeme hinaus auch maßgeblich für die Felderträge in der Landwirtschaft verantwortlich (Baeumer, 1978, 28ff). In vielen Modellen unterschiedlicher Fachbereiche (Agrarmeteorologie, Hydrologie, Klimafolgenforschung, usw.) ist dieser Parameter eine zentrale Bezugsgröße. Die bedeutende Anzahl an Publikationen zu diesem Thema belegt das enorme wissenschaftliche Interesse, aber auch den großen Bedarf an einer anwendungsorientierten Umsetzung der theoretischen Grundlagen.

Die Verdunstungsmenge und damit der Wasserbedarf der Vegetation hängt im Wesentlichen von der Art der Pflanzenbedeckung sowie von verschiedenen meteorologischen Faktoren ab. Der Energieeintrag in Form der Sonnenstrahlung und der damit in Beziehung stehende Wärmehaushalt sind für das Wasserabgabepotenzial verantwortlich, welches in nahezu linearer Beziehung zur Einstrahlung steht (Baeumer, 1978, 28). Die effektive Verdunstungsmenge wird über das Wasseraufnahmevermögen der Luft gesteuert. Dies hängt vom bereits in der Atmosphäre existierenden Wasserdampfgehalt ab, der in funktionalem Zusammenhang mit der Lufttemperatur steht. Das Sättigungsdefizit beschreibt das unter bestehenden Temperaturverhältnissen herrschende Wasserdampfaufnahmevermögen. Es wird aus der Differenz zwischen maximaler Aufnahmemenge (Sättigungsdampfdruck) und aktuellem Dampfdruck gebildet. Die relative Luftfeuchtigkeit drückt diesen Zusammenhang in Form einer Verhältniszahl aus. Der Sättigungsdampfdruck verändert sich mit der Temperatur (Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve) und mit der Wegführung des freigesetzten Wasserdampfs von den bodennächsten in höhere Luftschichten (dynamischer und thermischer Massenaustausch). Durch Horizontalbewegungen der Luftschichten (Wind) wird beispielsweise wasserdampfgesättigte Luft über der Verdunstungsfläche abgeführt und damit neuerliches Aufnahmevermögen geschaffen (vgl. Geiger, 1950, 88ff).

Wird die für die Verdunstung notwendige Wassernachlieferung aus dem Boden als unlimitiert angenommen, so kann mit den oben beschriebenen Zusammenhängen das meteorologisch definierte Potenzial an Verdunstung berechnet werden, welches jedoch von der Art der Oberfläche abhängt. Die Definition der potenziellen Verdunstung bezieht sich dabei auf eine freie Wasseroberfläche. Die wichtigsten Einflussfaktoren dafür sind Lufttemperatur, Globalstrahlung, relative Luftfeuchte und Wind. Da neben meteorologischen Aspekten über Land auch die Beschaffenheit der Vegetation eine maßgebliche Rolle bei der Evapotranspiration spielt, muss bei jeder Berechnung die einbezogene Oberfläche exakt definiert werden. Mit der Definition einer Referenzoberfläche wird diesem Umstand Rechnung getragen und die Evapotranspiration deshalb in der Regel unter Verwendung einer standardisierten Vegetationsoberfläche berechnet. Bei Bedarf kann nachträglich eine Anpassung auf

bestimmte Kulturarten durch das Anbringen von Faktoren (*Crop Coefficients*) erfolgen. Die Referenz-Evapotranspiration ist als atmosphärischer (meteorologischer) Wasserbedarf zu betrachten; Kulturart, phänologische Entwicklungsphase und Bodenwassergehalt als variable Effekte auf die Evapotranspiration werden damit ausgeschlossen (Brown, 2000). Exakte Messungen der Evapotranspiration mittels wägbarer Lysimeteranlagen sind schwierig und zudem sehr kostenintensiv. Die Beobachtung der Referenz-Evapotranspiration wird deshalb in den meisten Fällen durch physikalisch bzw. empirisch basierte Berechnungsmethoden ersetzt.

Als Standard hat sich vor etwa 20 Jahren die Methode nach Penman-Monteith der *Food and Agriculture Organisation of the United Nations* (FAO) durchgesetzt, deren Berechnung in Allen *et al.* (1998) ausführlich dokumentiert wird. Diese Publikation bildet auch die Grundlage sämtlicher Berechnungen zur Referenz-Evapotranspiration in der vorliegenden Arbeit. Wie Fank (2007) und Ventura *et al.* (1999) zeigen, überschätzt die FAO-Methode geringfügig, hat jedoch im Vergleich zu Lysimetermessungen eine sehr hohe Aussagekraft und ist für eine regionale Anwendung unter Einbeziehung von Tageswerten geeignet. Trotz der Verfügbarkeit einer Vielzahl an Modifikationen für einzelne Elemente des Berechnungskomplexes (vgl. Yoder *et al.*, 2005), wird in der vorliegenden Arbeit hauptsächlich nach den Definitionen in Allen *et al.* (1998) gearbeitet. Ein wesentlicher Grund für die verschiedenen Berechnungsvarianten liegt darin, dass der physikalisch basierte Ansatz nach FAO-Penman-Monteith hohe Anforderungen an die Datenverfügbarkeit stellt, die im vollen Umfang nur selten erfüllt werden. Näherungen für einzelne meteorologische Parameter sowie stark vereinfachte Modellansätze sind seit vielen Jahren Gegenstand intensiver Forschung. Auch in der vorliegenden Arbeit werden Methoden angewendet, welche vor allem die Schätzung der oft fehlenden Globalstrahlung zum Ziel haben.

Neben der stationsbasierten Berechnung der Referenz-Evapotranspiration stehen in der vorliegenden Arbeit deren räumliche Implementierung und Anpassung an komplexes Gelände im Mittelpunkt des Interesses. Wie bei der Temperatur herrscht auch für diesen Parameter ein großer Bedarf an regionalisierter Information in Form kontinuierlicher Oberflächen. Hydrologische und agrarmeteorologische Modelle benötigen die Daten für flächendeckende Analysen ganzer Einzugs- und Untersuchungsgebiete. Vor allem in Gebieten mit hoher Reliefenergie und geringer Messstationsdichte reicht eine punktuelle Information nicht aus, um die räumliche Variabilität der Evapotranspiration hinreichend zu beschreiben. In der vorliegenden Arbeit bildet die Referenz-Evapotranspiration die wichtigste Grundlage für die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration, welche zusätzlich zur meteorologischen Situation auch die daraus resultierende Veränderlichkeit des Bodenwassergehaltes erfasst. In weiterer Folge kann davon ein möglicherweise auftretender Wasserstress mit seinen negativen Konsequenzen für das Pflanzenwachstum abgeleitet werden.

In *Abbildung 31* werden die einzelnen Arbeitspakete vorgestellt, welche für die räumliche Implementierung der Referenz-Evapotranspiration und deren Anpassung an das komplexe Gelände in Österreich erforderlich sind.

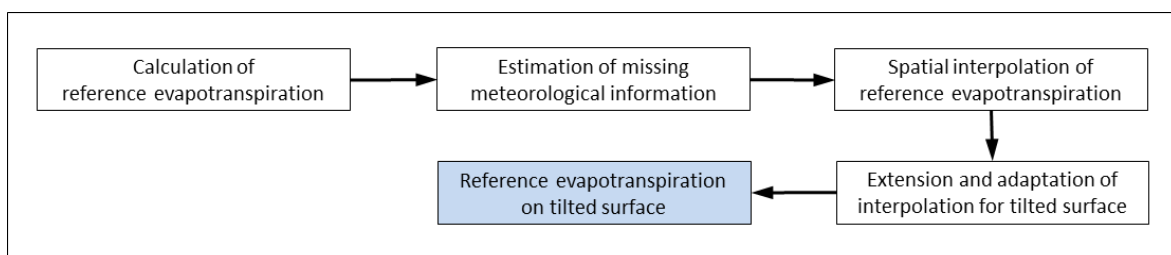


Abbildung 31: Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Referenz-Evapotranspiration

2.2.3.2 Berechnung der Referenz-Evapotranspiration

Die in diesem Abschnitt angeführten Gleichungen und Erklärungen zu den einzelnen Modellparametern beziehen sich zur Gänze auf das FAO *Irrigation and Drainage Paper 56* (Allen *et al.*, 1998). Die Referenzoberfläche ist als hypothetische Oberfläche mit vollständiger Grasbedeckung und einer Wuchshöhe von 12 cm, einer Albedo von 0,23 und einem aerodynamischen Widerstandsbeiwert mit 70 s m^{-1} definiert. Es wird angenommen, dass der Grasbestand sich im aktiven Wachstum ohne Wasserlimitierung befindet. Der aerodynamische Widerstandsbeiwert mit 70 s m^{-1} bezieht sich dabei auf einen moderat trockenen Oberboden.

Die FAO-Penman-Monteith-Gleichung (2.2.3-1) wird bei Verfügbarkeit aller erforderlichen Wetterdaten auf Tagesbasis angewendet und hat die Form

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 vpd}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (2.2.3-1)$$

wobei ET_0 die Referenz-Evapotranspiration der definierten Grasoberfläche [mm Tag^{-1}] darstellt, R_n die Strahlungsbilanz an der Referenzoberfläche [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$], G die Bodenwärmestromdichte [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$], welche hier aufgrund der im Vergleich zu R_n geringen Größe vernachlässigt wird, T die Lufttemperatur in 2 Meter Höhe [$^{\circ}\text{C}$], u_2 die Windgeschwindigkeit in 2 Meter Höhe [m s^{-1}], vpd das Sättigungsdefizit [kPa], Δ die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] und γ die Psychrometerkonstante [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Der Wind wird an meteorologischen Stationen in 10 Meter Höhe gemessen. Um auf die in Gleichung 2.2.3-1 geforderte Höhe von 2 Metern über Grund zu kommen, wird in Gleichung 2.2.3-2 ein logarithmisches Windgeschwindigkeitsprofil der Form

$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8 z - 5.42)} \quad (2.2.3-2)$$

zur Anpassung verwendet, wobei z die Messhöhe über dem Boden [m] und u_z die Windgeschwindigkeit [m s^{-1}] in z Metern Höhe angibt.

Die Beziehung zwischen Sättigungsdampfdruck und Temperatur wird durch die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve Δ [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] ausgedrückt und wie folgt ermittelt:

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 e^{\left(\frac{17.27T}{T+237.3} \right)} \right]}{(T+237.3)^2} \quad (2.2.3-3)$$

Für die Berechnung der Psychrometerkonstante γ [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$] wird in der vorliegenden Arbeit der atmosphärische Druck als Funktion der Seehöhe z herangezogen:

$$\gamma = 0.665 \cdot 10^{-3} \left[101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 z}{293} \right)^{5.26} \right] \quad (2.2.3-4)$$

Der Berechnung des Sättigungsdefizits vpd [kPa] geht die Bestimmung des Sättigungsdampfdrucks e_s [kPa] nach Deutschem Wetterdienst (1976) voraus:

$$e_s = \begin{cases} 0.61078 e^{\left(\frac{17.08085T}{234175+T} \right)} & T \geq 0 \\ 0.61078 e^{\left(\frac{17.84362T}{245425+T} \right)} & T < 0 \end{cases} \quad (2.2.3-5)$$

Weiters wird der aktuelle Dampfdruck e_a [kPa] benötigt, welcher näherungsweise aus dem Tagesmittel der relativen Luftfeuchtigkeit RH [%] in der Form

$$e_a = e_s \frac{RH}{100} \quad (2.2.3-6)$$

abgeleitet werden kann. Die Differenz aus e_s und e_a ergibt das Sättigungsdefizit vpd , wobei im Unterschied zu Allen *et al.* (1998) in Gleichung 2.2.3-1 nicht der Tagesmittelwert Verwendung findet, sondern die Differenzen um 7:00, 14:00 und 19:00 Uhr separat gebildet und anschließend gemittelt werden. Die für die Berechnung von e_s in Gleichung 2.2.3-5 verwendete Temperatur T bzw. die in Gleichung 2.2.3-6 verwendete relative Luftfeuchtigkeit RH beziehen sich demzufolge auch auf die gleichen Beobachtungszeitpunkte.

$$vpd = \frac{(e_s - e_a)_7 + (e_s - e_a)_{14} + (e_s - e_a)_{19}}{3} \quad (2.2.3-7)$$

Das zu den einzelnen Tageszeiten bestimmte und gemittelte Sättigungsdefizit zeigt deutliche Unterschiede zur Berechnung auf Tagesmittelwertbasis (vgl. *Abbildung 32*). In Anbetracht des starken Einflusses von Temperatur und relativer Luftfeuchtigkeit und damit des Sättigungsdefizits auf die Evapotranspiration ist diese Differenz nicht zu vernachlässigen. Die Durchschnittsbildung aus drei zeitlich verschiedenen Sättigungsdefiziten erlaubt eine genauere Berücksichtigung dieses Parameters, da dem Tagesgang von Temperatur und Luftfeuchte Rechnung getragen wird (vgl. Formayer, 2001, 62f, Hartmann, 2007, 15).

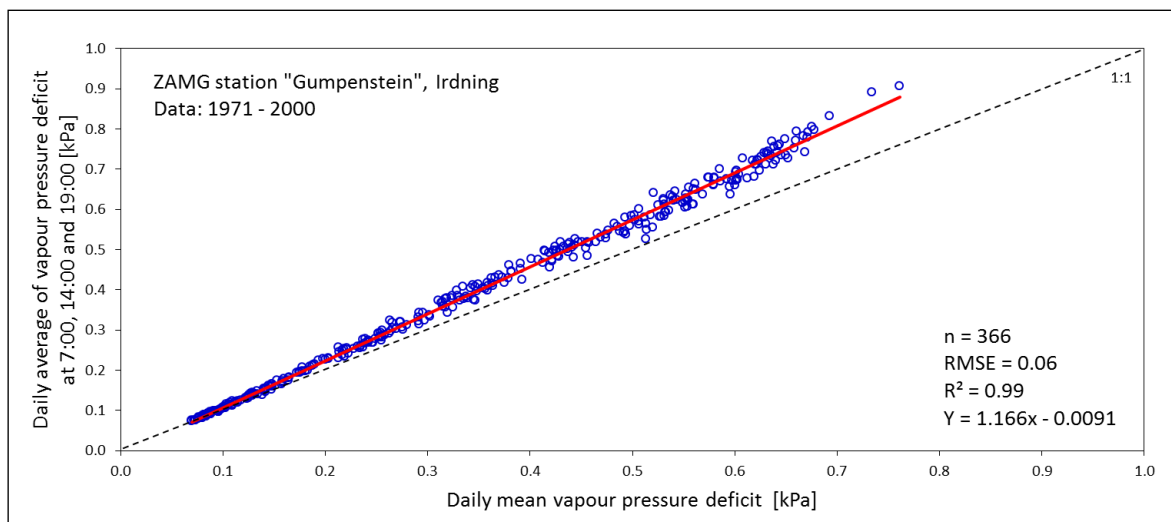


Abbildung 32: Vergleich der Berechnung des Sättigungsdefizits aus Tagesmittelwerten und als Durchschnitt aus drei verschiedenen Tageszeiten auf Basis langjähriger Mittelwerte

Die in Gleichung 2.2.3-1 einzusetzende Strahlungsbilanz (Nettostrahlung) R_n ergibt sich aus der Differenz von kurzwelliger Nettostrahlung R_{ns} (direkte und diffuse Sonnenstrahlung) und langwelliger Nettostrahlung R_{nl} (terrestrische Strahlung):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (2.2.3-8)$$

Die Berechnung von R_{ns} [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$] erfolgt gemäß der Beziehung

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_S \quad (2.2.3-9)$$

wobei α den Albedowert 0,23 für die hypothetische Grasreferenzoberfläche darstellt. Für die Gleichung 2.2.3-9 wird die Globalstrahlung R_S verwendet, sofern sie als Messwert vor-

handen ist (für 40 % aller Datensätze der Untersuchungsperiode), andernfalls wird sie nach Ångström-Prescott (Gleichung 2.2.1-1) geschätzt.

Die langwellige Nettostrahlung R_{nl} [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$] wird gemäß der Form

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \left(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a} \right) \left(1.35 \frac{R_S}{R_{SO}} - 0.35 \right) \quad (2.2.3-10)$$

ermittelt, wobei σ die Stefan-Boltzmann-Konstante [$4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$] darstellt. Die Maximum- und Minimumtemperaturen T_{\max} bzw. T_{\min} sind in Kelvin umzurechnen. R_{SO} beschreibt die potenzielle Strahlung (*Clear-sky Radiation*) [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$] und wird unter Berücksichtigung der Seehöhe z gemäß der Beziehung

$$R_{SO} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (2.2.3-11)$$

bestimmt. Durch die Relation von R_S und R_{SO} in Gleichung 2.2.3-10 wird der Einfluss der Wolkenbedeckung auf die langwellige Nettostrahlung R_{nl} beschrieben. Die Berechnung der extraterrestrischen Strahlung R_a ist in Gleichung 2.2.1-2 definiert.

2.2.3.3 Datenaufbereitung und Schätzung fehlender Parameter

Für die Berechnung der Referenz-Evapotranspiration nach FAO-Penman-Monteith müssen Globalstrahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchte und Wind auf Tagesbasis bereitgestellt werden. Besonders kritisch ist die Verfügbarkeit von Beobachtungen der Globalstrahlung (vgl. *Abbildung 14*) und es gilt daher in erster Linie Methoden zu implementieren, welche dieses Problem lösen. Wie bei der Interpolation der Globalstrahlung (Abschnitt 2.2.1.4) und der Temperatur (Abschnitt 2.2.2.4) werden auch für die räumliche Implementierung der Referenz-Evapotranspiration möglichst viele Interpolationsstützstellen benötigt. Eine Beschränkung auf jene Messstationen, an denen die Globalstrahlung während des Untersuchungszeitraums (1990 bis 2010) beobachtet wurde, wäre mit einem Verlust von etwa 60 % der Daten verbunden. Neben der alternativen Verwendung von weniger anspruchsvollen Methoden zur Berechnung der Evapotranspiration (Blaney und Criddle, 1950, Hargreaves, 1985, Haude, 1955, Priestley und Taylor, 1972, Turc, 1961), ist für die Aufrechterhaltung einer hohen Interpolationsqualität bei Verwendung von FAO-Penman-Monteith die Schätzung der Globalstrahlung zwingend erforderlich. Unter Berücksichtigung des „Benchmark“-Status der FAO-Gleichung wird in der vorliegenden Arbeit der Strahlungsschätzung der Vorzug gegenüber einer einfacheren Berechnungsmethode gegeben. Nicht zuletzt auch deshalb, da für die Interpolation der Globalstrahlung bereits der in Abschnitt 2.2.1.4 argumentierte Ansatz nach Ångström-Prescott implementiert wurde. Die zur Verfügung stehenden Wetterdaten des Untersuchungszeitraums beinhalten zu einem erheblichen Teil auch Beobachtungen der Sonnenscheindauer, weshalb die Anwendung der Ångström-Prescott-Gleichung naheliegend ist. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass sich einige Arbeiten speziell und eingehend mit der Schätzung der Global- bzw. Nettostrahlung für die Anwendung in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung auseinandersetzen, welche auch ohne Sonnenscheindauer auskommen. Beispielsweise haben Irmak *et al.* (2003) empirische Gleichungen entwickelt, welche dafür lediglich die einfach zu bestimmende extraterrestrische Strahlung und die Lufttemperatur benötigen.

Eine Analyse der im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 verfügbaren 2.030.341 Beobachtungen zeigt, dass 79.490 oder 3,9 % für eine Berechnung der Referenz-Evapotranspiration nicht verwendet werden können, da mehrere Parameter fehlen. Die verbleibenden 1.950.851 Beobachtungen an insgesamt 547 ZAMG-Messstationen bilden somit

die Grundlage zur Berechnung der Referenz-Evapotranspiration. Davon beinhalten nur 772.973 oder 40 % Beobachtungen der Globalstrahlung. Für 518.802 weitere Datensätze ist die Sonnenscheindauer verfügbar. Es können also 27 % des für die Berechnung der Referenz-Evapotranspiration geeigneten Datenbestandes für die Schätzung der Globalstrahlung nach Ångström-Prescott genutzt werden. Damit verbleiben 659.076 Datensätze (33 %), welche sich sowohl der direkten Verwendung in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung als auch der Schätzung aus Sonnenscheindaten entziehen.

Damit dieser beträchtliche Teil an Daten für die Interpolation der Referenz-Evapotranspiration genutzt werden kann, wurden zwei einfache Verfahren getestet, welche ohne aufwendige Kalibrierung und ohne Verwendung von Globalstrahlung und Sonnenscheindauer implementiert werden können. Allen *et al.* (1998, 64) empfehlen bei fehlenden Wetterdaten als Alternative die Methode nach Hargreaves (1985), welche lediglich die minimale, maximale und mittlere Lufttemperatur benötigt und wie folgt definiert ist:

$$ET_0 = 0.0023 (T_{mean} + 17.8) (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (2.2.3-12)$$

Es wird von Allen *et al.* (1998, 64) darauf hingewiesen, dass die Koeffizienten, wenn notwendig, durch eine geeignete Kalibrierung angepasst werden können. Die Methode tendiert zu einer Unterschätzung der ET_0 bei höheren Windgeschwindigkeiten und zu einer Überschätzung bei hoher Luftfeuchtigkeit. In der vorliegenden Arbeit wurde keine Kalibrierung durchgeführt und die Gleichung in 2.2.3-12 unverändert angewendet. Am Beispiel des Jahres 2000 werden in *Tabelle 10* die monatlichen Ergebnisse des Vergleichs zwischen FAO-Penman-Monteith und Hargreaves angeführt. Die niedrigen Steigungskoeffizienten weisen darauf hin, dass in allen Monaten eine deutliche Überschätzung vorliegt. Der nur mäßige Zusammenhang verdeutlicht die Notwendigkeit der Untersuchung einer weiteren Schätzmethode.

Tabelle 10: Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith und nach Hargreaves berechneten Referenz-Evapotranspiration an den ZAMG-Messstationen für das Jahr 2000

Beschreibung	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT
Konstante	0,4798	0,2634	0,4146	0,9487	0,2448	0,8536	0,2934	0,2718
Steigung	0,6860	0,8547	0,7693	0,7039	0,8300	0,6935	0,7675	0,6290
R ²	0,51	0,71	0,47	0,45	0,52	0,46	0,52	0,47

In einem zweiten Ansatz wird die Beziehung zwischen Sättigungsdefizit (v_{pd}) und Evapotranspiration untersucht. Nach Formayer (2001, 8f) ist dieser Parameter durch seine Verknüpfung von Temperatur und relativer Luftfeuchte und der hohen Korrelation zu Strahlung und Wind gut dafür geeignet, eine vereinfachte Schätzung der Referenz-Evapotranspiration vorzunehmen. Nach eingehender Analyse von Monatsmittelwerten der ET_0 und des v_{pd} an jenen ZAMG-Messstationen, für die eine Berechnung der ET_0 aus Globalstrahlungsbeobachtungen durchgeführt wurde, konnte ein quadratischer Zusammenhang festgestellt werden. Als Beispiel sind in *Tabelle 11* die Ergebnisse der monatlichen Regressionen mit Koeffizienten und Bestimmtheitsmaß für das Jahr 2000 angeführt.

Tabelle 11: Schätzung der Referenz-Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit an den ZAMG-Messstationen für das Jahr 2000

Beschreibung	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT
Konstante	0,5275	0,8196	1,3015	1,4871	1,2549	1,2624	0,7550	0,4933
Linearer Term: Koeffizient b	3,5537	4,1364	3,8656	3,8935	3,8861	3,5711	3,5756	2,1026
Quadratischer Term: Koeffizient a	-1,0864	-0,9949	-0,7541	-0,6886	-0,7260	-0,7689	-1,0585	-0,0166
R ²	0,84	0,86	0,87	0,87	0,87	0,86	0,81	0,78

Der überwiegend starke Zusammenhang zwischen beiden Parametern berechtigt zur Annahme, dass eine Schätzung der ET_0 aus dem Sättigungsdefizit zu guten Resultaten führt. Dies kann durch einen in *Tabelle 12* dargestellten Vergleich zwischen den Schätzergebnissen und der nach FAO-Penman-Monteith berechneten ET_0 bestätigt werden. Lediglich gegen Ende der Vegetationsperiode nimmt der Zusammenhang etwas ab. Systematische Verzerrungen können anhand der Steigungskoeffizienten nicht festgestellt werden.

Tabelle 12: Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith berechneten und aus dem Sättigungsdefizit geschätzten Referenz-Evapotranspiration an den ZAMG-Messstationen für das Jahr 2000

Beschreibung	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT
Konstante	-0,0557	-0,0663	-0,1698	-0,1382	-0,1584	-0,1745	-0,1217	-0,0764
Steigung	1,0619	1,0488	1,0747	1,0528	1,0597	1,0671	1,0797	1,0905
R ²	0,80	0,83	0,86	0,85	0,82	0,84	0,79	0,74

Der Vorteil bei der Verwendung des Sättigungsdefizits für die Schätzung liegt darin, dass bei der operativen Umsetzung für jeden Monat die quadratische Beziehung beider Parameter gesondert berechnet wird. Damit kann die spezielle Witterung dieses Zeitraums, allerdings im Mittel für ganz Österreich, mit berücksichtigt werden. Die Verwendung von Monatsmittelwerten zur Herstellung einer Beziehung ist notwendig, da sich auf Tagesbasis kaum signifikante Zusammenhänge ergeben. Zur Berechnung der Referenz-Evapotranspiration wird das Sättigungsdefizit eines bestimmten Tages als unabhängige Variable in der Regressionsgleichung verwendet.

Der Vergleich beider Ergebnisse in *Tabelle 10* und *Tabelle 12* führt zur Erkenntnis, dass der zweiten Methode, also jener der Schätzung der Referenz-Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit, der Vorrang zu geben ist. Eine grafische Darstellung der Ergebnisse befindet sich in Abschnitt 3.3.1. Für die im Folgenden beschriebene räumliche Interpolation werden deshalb die fehlenden Daten mithilfe des Sättigungsdefizits geschätzt.

2.2.3.4 Räumliche Interpolation der Referenz-Evapotranspiration

Im Gegensatz zur Interpolation von Globalstrahlung (vgl. Abschnitt 2.2.1.4) und Temperatur (vgl. Abschnitt 2.2.2.4), basiert die räumliche Modellierung der Referenz-Evapotranspiration nicht auf einem direkt an einer Messstation beobachteten Einzelwert, sondern es handelt sich um das Ergebnis der Berechnung mehrerer daran beteiligter meteorologischer Parameter. Damit ergeben sich für die Interpolation zwei mögliche Ansätze:

- a) *Calculate then interpolate* (CI): Die Referenz-Evapotranspiration wird aus den Beobachtungsdaten einer Messstation nach FAO-Penman-Monteith berechnet und anschließend interpoliert.
- b) *Interpolate then calculate* (IC): Die einzelnen meteorologischen Beobachtungen an den Messstationen werden interpoliert und anschließend erfolgt eine Berechnung der Referenz-Evapotranspiration für jede einzelne Rasterzelle der Oberfläche.

Die wichtigste Voraussetzung für eine Anwendung der CI-Methode ist die vollständige Verfügbarkeit der Einzelparameter an möglichst vielen Messstationen, um daraus ein dichtes Netz an Interpolationsstützstellen zu schaffen. Der Schätzung fehlender Parameter (vgl. Abschnitt 2.2.3.3) kommt demnach eine große Bedeutung zu. Fehlt an einer Messstation eine Beobachtung bzw. Schätzung aus Globalstrahlung, Temperatur, Luftfeuchte oder Wind, ist die Berechnung der Referenz-Evapotranspiration nach FAO-Penman-Monteith nicht möglich. Wenn auch keine Näherung über das Sättigungsdefizit möglich ist, geht die Stützstelle für die Interpolation verloren. Bei der zweiten Methode mit vorangehender

Interpolation (IC) ist ebenfalls ein möglichst dichtes Netz an Stützstellen für die Einzelparameter von Vorteil. Das Fehlen eines Wertes wirkt sich jedoch nicht so stark auf die Ergebnisoberfläche der Referenz-Evapotranspiration aus, da für jeden Parameter gesonderte Rasterdaten generiert werden und ein fehlender Einzelwert nur eine größere Unsicherheit der betroffenen Rasteroberfläche des jeweiligen meteorologischen Parameters bewirkt.

Beide Methoden bieten Vor- und Nachteile. Ein Vorteil von CI ist die Möglichkeit, fehlende Daten an den Messstationen durch Schätzungen nach unterschiedlichen Methoden zu ersetzen und damit ein sehr dichtes Informationsnetz über das gesamte Untersuchungsgebiet zu spannen. In der vorliegenden Arbeit muss dadurch lediglich auf 3,9 % der Daten im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 verzichtet werden (vgl. Abschnitt 2.2.3.3). Pro Jahr stehen 92.898 Tageswerte der Referenz-Evapotranspiration ($\sigma = 3135$) an durchschnittlich 268 Stationen ($\sigma = 11,2$) zur Verfügung. Die mittlere Nachbarschaftsdistanz von 262 Messstationen, welche für mindestens 10 Jahre Beobachtungen vorweisen können, beträgt 9580 Meter (*Nearest Neighbour Ratio* = 0,81). Für die tägliche Interpolation stehen im Durchschnitt 254 Stationen mit Daten der Referenz-Evapotranspiration zur Verfügung (Min = 228; Max = 278; $\sigma = 9,4$). Nachteil der CI-Methode ist die mangelhafte Abbildung der räumlichen Variabilität einzelner Parameter. Durch die Berechnung an den Messstationen und der anschließenden Interpolation gehen detaillierte Informationen des lokalen Einflusses einzelner Wetterphänomene auf die Referenz-Evapotranspiration verloren. Hier ist vor allem der Wind zu nennen, welcher sich kleinräumig sehr stark ändern kann (Ahrens, 2007, 236ff, Brown, 2000).

Bei der Anwendung von IC werden die lokalen Einflüsse zwar besser integriert, ihre Genauigkeit hängt jedoch wesentlich von der eingesetzten Interpolationsmethode für die einzelnen Parameter ab. Je geringere Fehler diese aufweist, desto genauere Ergebnisse sind von der zellbasierten Berechnung der Referenz-Evapotranspiration zu erwarten. Vor allem im komplexen Gelände ist dies eine große Herausforderung. Die hier vorgestellten räumlichen Modelle der Globalstrahlung (vgl. Abschnitt 2.2.1.4) und Temperatur (vgl. Abschnitt 2.2.2.4) könnten zwar für den Ansatz nach IC herangezogen werden, beeinflussen jedoch die Berechnungsergebnisse bei Fehlern, die durch modellbedingte Vereinfachungen im mikroskaligen Bereich auftreten, relativ stark (Gong *et al.*, 2006). Zudem fehlen zwei substantielle räumliche Modelle. Zunächst ist dies die Luftfeuchtigkeit, welche als kontinuierliche Oberfläche nur mittels aufwendiger Modellierung geschätzt werden kann. Kimball *et al.* (1997) haben dafür ein empirisches Modell entwickelt, welches Temperatur, jährlichen Niederschlag und potenzielle Evapotranspiration nach Priestley und Taylor (1972) nutzt. Dieser Ansatz wurde von Thornton *et al.* (2000) zusammen mit einer einfacheren Variante nach Running *et al.* (1987) für Österreich angewendet und getestet. Um IC umsetzen zu können, fehlt weiters ein räumliches Modell zur Abbildung der Windfelder im komplexen Gelände. Dies gestaltet sich noch wesentlich komplizierter, falls nicht nur einfache Geostatistik zur Anwendung kommen soll. Cellura *et al.* (2008) haben für die Windinterpolation beispielsweise eine Methode namens *Neural Network Residual Kriging* entwickelt und erfolgreich eingesetzt. Nach der Implementierung aller räumlichen Modelle ist zur Abschätzung der Modellunsicherheit zusätzlich eine umfassende Analyse der Fortpflanzung von Interpolationsfehlern nach dem Beispiel von Phillips und Marks (1996) vorzunehmen.

In Anbetracht des enormen Aufwands für die zu ergänzende Modellierung von Luftfeuchtigkeit und Wind für die Berechnung der Referenz-Evapotranspiration nach dem IC-Ansatz wird in der vorliegenden Arbeit die CI-Methode verwendet. Zudem zeigen Ashraf *et al.* (1997) und Mardikis *et al.* (2005), dass sowohl CI als auch IC für verschiedene Interpolationsverfahren vergleichbare Ergebnisse liefern, nach Phillips und Marks (1996) ist aufgrund der Fehlerfortpflanzung der Einzelinterpolationen sogar CI zu bevorzugen. Bechini

et al. (2000) haben für ihre Interpolation der Globalstrahlung ebenfalls CI und IC verglichen und mit CI bessere Ergebnisse erzielt. In der Literatur finden sich auch Beispiele für die räumliche Modellierung der Referenz-Evapotranspiration unter Verwendung von IC, wobei hier relativ einfache Interpolationsverfahren für die Einzelparameter zur Anwendung kommen. So werden beispielsweise im Modell TRAIN (Menzel, 1999) mittels *Residual Kriging* interpolierte Wetterdaten in geringer Auflösung verwendet. McVicar *et al.* (2007) nutzen für die Interpolation einzelner Wetterparameter die Software ANUSPLIN, eine Spline-Implementierung, welche die Höhenabhängigkeit von Parametern im Rahmen eines Sub-Modells verarbeitet. Die interpolierten Oberflächen werden anschließend für die zellbasierte Berechnung der Referenz-Evapotranspiration nach FAO-Penman-Monteith herangezogen. Naoum und Tsanis (2003) haben ein ArcGIS-Tool entwickelt, in dem der Benutzer zwischen verschiedenen Verfahren (*Spline, IDW, Kriging, Trend*) zur Interpolation der Wetterdaten wählen kann. Auch hier wird der Höhenabhängigkeit durch die Möglichkeit der Einbeziehung eines DHM Rechnung getragen. Nach der Berechnung der Oberflächen wird zellbasiert die FAO-Penman-Monteith-Gleichung angewendet. Die Beispiele zeigen, dass die Interpolation bei der Anwendung von IC meist auf einfachen Verfahren basiert, deren Fehlereinfluss auf die zellbasierte Berechnung der Referenz-Evapotranspiration meist nicht analysiert wird.

In der vorliegenden Arbeit wird die räumliche Interpolation der Referenz-Evapotranspiration wie die der Temperatur (vgl. Abschnitt 2.2.2.4) unter Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit mittels *Residual Kriging* durchgeführt. Das durch Schätzung fehlender Parameter (vgl. Abschnitt 2.2.3.3) verdichtete Netz von Interpolationsstützstellen bildet die Grundlage für die Erstellung von täglichen Oberflächen nach dem CI-Ansatz. Die Interpolation erfolgt ausschließlich für die Monate der Vegetationsperiode (März bis Oktober), sodass eine Auftrennung in Tal- und Berggebiet mit der Berechnung unterschiedlicher Höhengradienten im Gegensatz zur Temperaturinterpolation nicht zwingend erforderlich ist. In *Tabelle 13* werden die auf Monatsmittelwerten basierenden Höhengradienten der Referenz-Evapotranspiration sowie deren jeweilige Bestimmtheitsmaße für das Jahr 2000 dargestellt. Im Gegensatz zu den Temperaturhöhengradienten ist hier eine starke Verringerung der Steigung und des Zusammenhangs am Ende der Vegetationsperiode festzustellen. Dies liegt in der niedrigen Evapotranspirationsrate sowohl in tiefen als auch höheren Lagen begründet. Geringe Temperaturen und Strahlungsintensitäten in den Herbstmonaten führen zu einem deutlichen Rückgang der Verdunstung, welcher sich zwangsläufig negativ auf die Diversifikation entlang des Höhengradienten auswirkt.

Tabelle 13: Berechnung der Höhengradienten der Referenz-Evapotranspiration in den Monaten der Vegetationsperiode des Jahres 2000

Beschreibung	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT
Konstante	1,55	3,17	4,08	5,04	3,84	3,95	2,21	1,19
Steigung	-0,0003	-0,0007	-0,0008	-0,0010	-0,0007	-0,0006	-0,0002	-0,0001
R ²	0,39	0,64	0,63	0,63	0,56	0,54	0,26	0,08

In Analogie zur Interpolation der Temperatur und der dort geführten Diskussion zur Methodik des *Residual Krigings* wird auch bei der Referenz-Evapotranspiration ein deterministisches Modell zur Abbildung des höhenabhängigen Anteils eingesetzt und mit der geostatistischen Residueninterpolation kombiniert (vgl. Harlfinger und Knees, 1999, 103ff). Die lineare Regression in Gleichung 2.2.3-13 zur Abbildung des Zusammenhangs von Seehöhe und Referenz-Evapotranspiration basiert auf Monatsmittelwerten:

$$\hat{ET}_{0_m} = a_m z + b_m \quad (2.2.3-13)$$

Der monatliche Steigungskoeffizient a (Höhengradient der Referenz-Evapotranspiration) und die Konstante b werden mit dem DHM (\mathbf{Z}) im Rahmen von *Map-Algebra*-Operationen kombiniert (Rasteroberflächen sind in Matrixnotation angegeben):

$$\mathbf{ET}_{0_m} = a_m \mathbf{Z} + b_m \quad (2.2.3-14)$$

Daraus ergibt sich pro Monat (m) eine Oberfläche des höhenabhängigen Anteils der Referenz-Evapotranspiration (\mathbf{ET}_0). Die Residuen (e) werden an den Stationen als Differenz zwischen täglicher Referenz-Evapotranspiration und dem monatlichen höhenabhängigen Anteil errechnet:

$$e_i = ET_{0_i} - \hat{ET}_{0_m} \quad (2.2.3-15)$$

Die tägliche Oberfläche der Referenz-Evapotranspiration (\mathbf{ET}_0) wird durch additive Kombination der mit *Ordinary Kriging* interpolierten Residuen ($\mathbf{I}(e)$) eines Tages i und der höhenabhängigen Oberfläche (\mathbf{ET}_0) eines Monats m wie folgt berechnet:

$$\mathbf{ET}_{0_i} = \mathbf{ET}_{0_m} + \mathbf{I}(e_i) \quad (2.2.3-16)$$

Die so interpolierte Information wird wie bereits bei der Globalstrahlung und der Temperatur durch Berücksichtigung strahlungsabhängiger Faktoren an die Topografie angepasst. Damit wird dem Hanglagenklima im komplexen Gelände des österreichischen Berggebietes auch hinsichtlich der Evapotranspiration Rechnung getragen.

2.2.3.5 Erweiterung und Anpassung der Interpolation an komplexes Gelände

Sensitivitätsanalysen der FAO-Penman-Monteith-Methode zeigen, dass die Referenz-Evapotranspiration maßgeblich von Strahlung und Temperatur bestimmt wird. Unter anderem macht Rim (2004) eine akkurate Schätzung der Evapotranspiration primär von der korrekten Einbeziehung der Strahlung abhängig. Für eine Anpassung der mittels *Residual Kriging* interpolierten Oberflächen der Referenz-Evapotranspiration an die topografisch komplexen Verhältnisse im Berggebiet Österreichs ist daher eine Anwendung des in Abschnitt 2.2.1.5 beschriebenen Globalstrahlungsfaktors naheliegend. Neben Exposition und Hangneigung berücksichtigt der hier entwickelte Faktor näherungsweise auch die räumliche Variabilität der aktuellen atmosphärischen Bedingungen. Wie bereits bei der Temperatur (vgl. Abschnitt 2.2.2.5) werden damit Effekte wie Horizontabschattung, überproportionaler Strahlungsgenuss an sonnenexponierten Hängen und auch Bewölkung in die auf Messdaten basierende kontinuierliche Information eingearbeitet.

Der Globalstrahlungsfaktor stellt eine räumliche Korrektur der Globalstrahlung dar. Eine direkte Anwendung des Faktors auf die in Abschnitt 2.2.3.4 beschriebene räumliche Interpolation würde jedoch eine Korrektur der Referenz-Evapotranspiration bewirken. Durch die hier verwendete CI-Methode (*calculate then interpolate*) repräsentiert die Oberfläche der Referenz-Evapotranspiration eine räumliche Implementierung der FAO-Penman-Monteith-Gleichung. Diese verknüpft zwei wesentliche Bedingungen für die Evapotranspiration: Der erste Term des Dividenden bezieht sich auf das Energieangebot, dessen bestimmende Größe die Strahlungsbilanz darstellt. Im zweiten Term werden die Austauschbedingungen mit der bodennächsten Luftschicht durch die Einbeziehung von Sättigungsdefizit und Wind beschrieben (vgl. Bachmann, 1996, 3). In beiden additiv miteinander verbundenen Komponenten spielt die Temperatur eine wichtige Rolle. Da die Referenz-Evapotranspiration an den Stationen berechnet wird und erst anschließend eine räumliche Interpolation erfährt, kann die in der Gleichung verwendete Strahlung nicht ohne Weiteres mit dem Globalstrahlungsfaktor korrigiert werden, da dieser erst im Raum wirksam ist.

Um auf eine Anpassung der Interpolation an die Gegebenheiten eines komplexen Geländes nicht gänzlich zu verzichten, wird eine nachträgliche, empirische Anpassung des Faktors vorgenommen, welche näherungsweise einer direkten Anwendung in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung entspricht. Als Datenbasis dienen Tagesmittelwerte der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 der Messstation Gumpenstein. Die Anpassung erfolgt auf Grundlage von relativen Unterschieden zwischen den beiden Varianten der Kombination von Globalstrahlungsfaktor und Referenz-Evapotranspiration. Die einzelnen Wetterdaten selbst treten dabei in den Hintergrund, da mit der Verwendung langjähriger Mittelwerte im Wesentlichen der Trend im Jahresgang aufgezeigt wird. In diesem Variantenvergleich spielen Wetter- und damit Standorteffekte eine untergeordnete Rolle, sodass die Analyse an der Station Gumpenstein als repräsentativ angenommen werden kann.

In *Abbildung 33* werden die relativen Unterschiede zwischen direkter Integration des Globalstrahlungsfaktors in die Gleichung und einer multiplikativen Anwendung auf die berechnete Referenz-Evapotranspiration anhand von hypothetischen Faktoren zwischen 0,5 und 1,5 gezeigt. Mit diesem Wertebereich sind nahezu alle Variationen des Faktors abgedeckt. Für die Integration in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung wird der Faktor an die beobachtete Globalstrahlung R_S bei der Berechnung der Strahlungsbilanz (Gleichung 2.2.3-9) angebracht. Die Abweichungen in den Monaten der Vegetationsperiode beschreiben in Abhängigkeit der Faktorgröße eine mehr oder weniger ausgeprägte quadratische Funktion der Zeit als Konsequenz höherer Strahlung und Temperatur im Sommer.

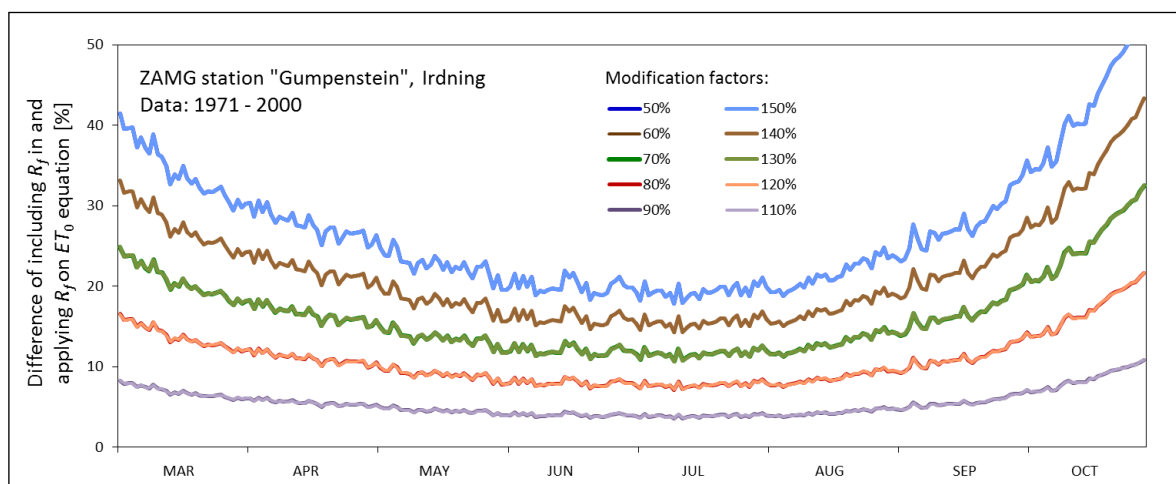


Abbildung 33: Relative Differenz der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und dessen multiplikativer Anwendung auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung

Wie die Ausführungen in Abschnitt 2.2.2.5 zeigen, ist ein starker Zusammenhang zwischen Strahlung und Temperatur gegeben, der zwar durch die externe multiplikative Anwendung des Faktors auf die Referenz-Evapotranspiration implizit zum Tragen kommt, allerdings bei einer direkten Integration in der Gleichung keine Berücksichtigung findet. Eine topografische Korrektur der Strahlung fordert zwangsläufig auch eine entsprechende Berücksichtigung für die Temperatur, da beide nicht voneinander entkoppelt werden dürfen. Aus diesem Grund wird der in Abschnitt 2.2.2.5 hergestellte Zusammenhang zwischen Temperaturtagesgang und Strahlung nach Gleichung 2.2.2-11 ausgewertet und der daraus resultierende Temperaturkorrekturwert ΔT auf sämtliche temperaturrelevante Komponenten (Gleichungen 2.2.3-1, 2.2.3-3, 2.2.3-5 und 2.2.3-15) angewendet. Die Abweichungen zwischen externer, multiplikativer Anwendung des Faktors auf die FAO-Penman-Mon-

teith-Gleichung und einer Berücksichtigung innerhalb dieser Gleichung sind um einiges geringer als bei einer isolierten Betrachtung der Strahlungskorrektur. Ein Vergleich zwischen *Abbildung 33* und *Abbildung 34* zeigt dies klar. Damit wird der topografische Einfluss auf die wichtigsten Komponenten der Gleichung 2.2.3-1 an jenen Effekt der Topografie herangeführt, welcher sich durch das Anbringen der externen Korrektur ergibt.

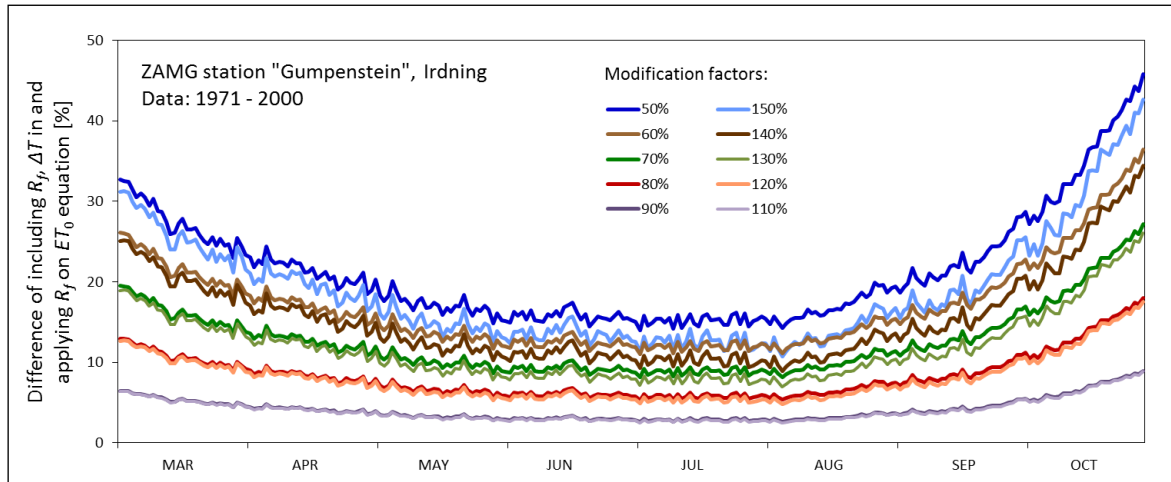


Abbildung 34: Relative Differenz der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors und der Temperaturkorrektur in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und der multiplikativen Anwendung des Strahlungsfaktors auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung

Auch nach Berücksichtigung der Temperaturkorrektur bleibt ein quadratischer Zusammenhang der Abweichungen im Jahresverlauf erhalten. Die Krümmung der Kurven verstärkt sich am Ende der Vegetationsperiode, sodass ein asymmetrischer Verlauf vorliegt. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die multiplikative Anwendung des Faktors auf die Referenz-Evapotranspiration bei geringerer Strahlung und Temperatur gegen Ende der Vegetationsperiode stärker wirkt, als bei Verwendung des gleichen Faktors innerhalb der Gleichung. Außerdem sind die Abweichungen bei einem Zuschlag (110 bis 150 %) auf Strahlung und Temperatur etwas niedriger als bei den Abschlägen (50 bis 90 %). Um eine Verringerung der Abweichungen und damit eine bessere Übereinstimmung zwischen integriertem Faktor und der multiplikativen Anwendung auf die Gleichung zu erreichen, wurde eine empirische Korrekturfunktion entwickelt, die wie folgt definiert ist:

$$t_i = \left(\frac{365}{2.1} - i \right)^2 \quad (2.2.3-17)$$

Das Jahr mit 365 Tagen wird nicht exakt halbiert, womit der in *Abbildung 34* ersichtlichen Asymmetrie Rechnung getragen wird. Die quadratische Funktion der Zeit (t) wird mit dem Tag des Jahres i gebildet. Die in 2.2.3-17 definierte Gleichung stellt den ersten Schritt dar, der für eine Korrektur noch nicht ausreicht und deshalb einer weiteren Berechnung zugeführt werden muss:

$$\mathbf{R}_{F_i}^{ET_0} = \left\{ \begin{array}{ll} \mathbf{R}_{F_i} + \left[(0.08 t_i^2 - 0.2 \mathbf{R}_{F_i} + 0.23) (-2 \mathbf{R}_{F_i} + 2) \right] & R_f < 1 \\ \mathbf{R}_{F_i} - \left[(0.08 t_i^2 - 0.05 \mathbf{R}_{F_i} + 0.025) (-2 \mathbf{R}_{F_i} + 2) \right] & R_f > 1 \end{array} \right\} \quad (2.2.3-18)$$

In *Abbildung 34* ist ein unterschiedliches Verhalten von Faktoren größer und kleiner erkennbar. Aus diesem Grund werden zwei leicht unterschiedliche Funktionen benötigt, welche die Oberfläche des Globalstrahlungsfaktors (\mathbf{R}_F) leicht modifizieren. Mittels qua-

dratischer Gleichung wird eine Korrekturfunktion definiert, welche mit dem Wert einer linearen Funktion des Faktors zusätzlich gewichtet wird. Durch diese Gewichtung erfahren die in Abhängigkeit der Faktorgröße unterschiedlich gekrümmten Kurven eine individuelle Anpassung. Die quadratische Funktion des Modifikationswertes beinhaltet die in Gleichung 2.2.3-17 berechnete Abbildung der Zeit (t) als unabhängige Variable. Um eine allgemeingültige Formulierung zu bekommen, wird die Konstante der quadratischen Gleichung ebenfalls als Linearfunktion des Faktors definiert, wobei hier verschiedene Steigungen verwendet werden, welche die Unterschiedlichkeit der Abweichungen von Zu- und Abschlagsfaktoren (vgl. *Abbildung 34*) berücksichtigen. Um die Eigenschaften der in Gleichung 2.2.3-18 definierten Funktion zu veranschaulichen, wird diese in *Abbildung 35* anhand von Beispielfaktoren grafisch dargestellt.

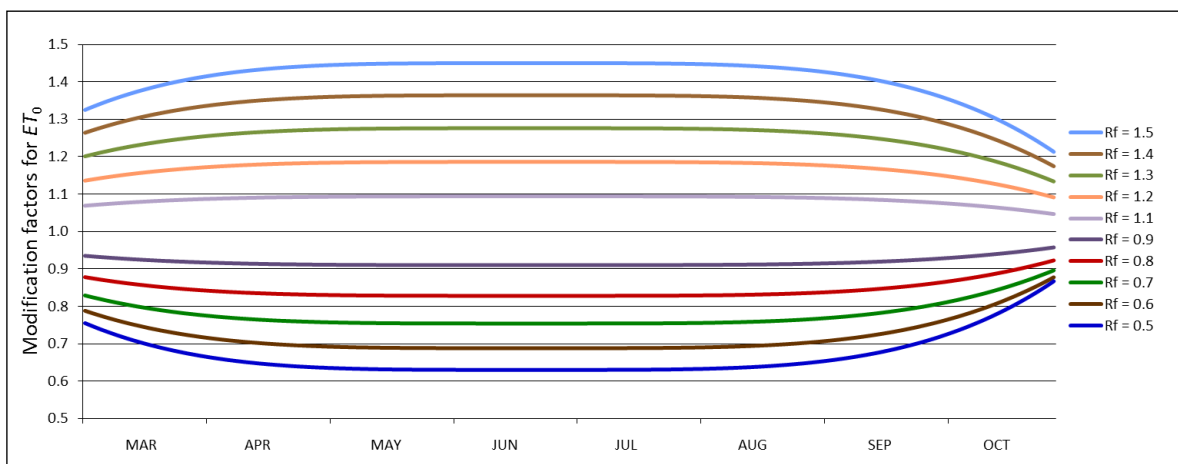


Abbildung 35: Korrekturfunktion zur Anpassung des Globalstrahlungsfaktors für dessen multiplikative Anwendung auf die Referenz-Evapotranspiration dargestellt an Beispielfaktoren

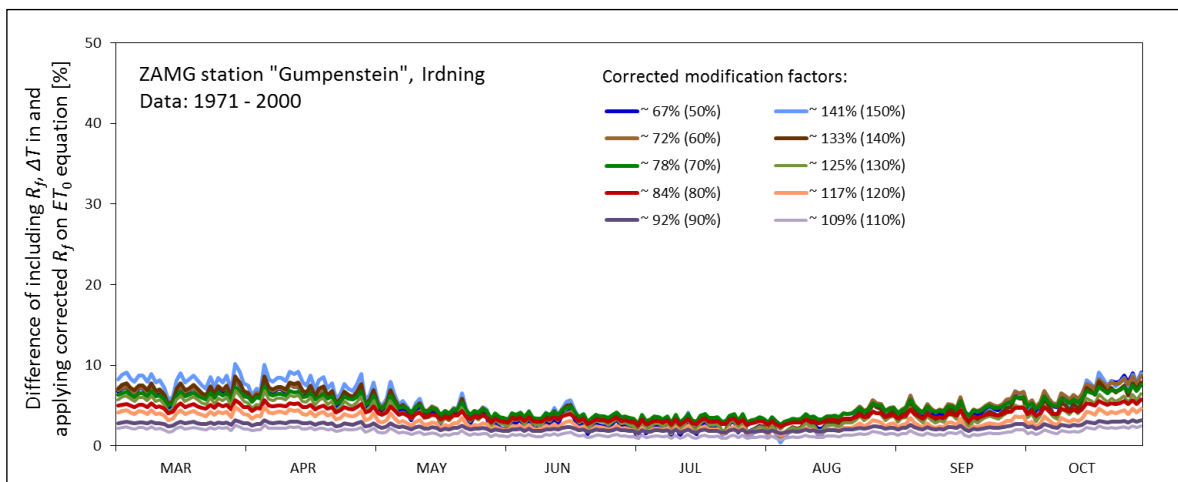


Abbildung 36: Relative Differenz der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors und der Temperaturkorrektur in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und der multiplikativen Anwendung des korrigierten Strahlungsfaktors auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung

Nach einer entsprechenden Korrektur sind die Faktoren leicht verändert und führen dementsprechend zu einer Minimierung der Abweichungen, wie dies in *Abbildung 36* ersichtlich ist. Obwohl in den ersten und letzten Monaten noch minimale Differenzen bis zu 10 % bestehen, ist eine weitere Optimierung gegen 0 nicht sinnvoll, da sich sonst nur schwer eine generelle Funktion definieren lässt. Diese ist jedoch Voraussetzung für die Anwen-

dung in *Map Algebra*, da eine einzelne Rasteroberfläche des Globalstrahlungsfaktors (\mathbf{R}_F) die unterschiedlichsten Werte enthält, welche gemeinsam einer allgemein definierten Korrekturfunktion zugeführt werden.

In den bisherigen Abbildungen wurden relative Vergleiche verwendet, da die Unterschiede der absoluten Referenz-Evapotranspiration eine geringere allgemeine Aussagekraft haben. Zusammenfassend soll jedoch auch eine Darstellung der mittleren Differenzen aus langjährigen Daten für die Messstation Gumpenstein beispielhaft gezeigt werden. In *Abbildung 37* sind zunächst die Abweichungen der nicht korrigierten Faktoren mit kräftiger Linienführung gekennzeichnet. Diese entsprechen der in *Abbildung 34* dargestellten relativen Information. Im direkten Vergleich dazu sind die auf korrigierte Faktoren zurückzuführenden Abweichungen mit feinen Linien bei gleicher farblicher Klassifizierung abgebildet. Sie bewegen sich in einem Bereich um $\pm 0,1$ und entsprechen der *Abbildung 36*.

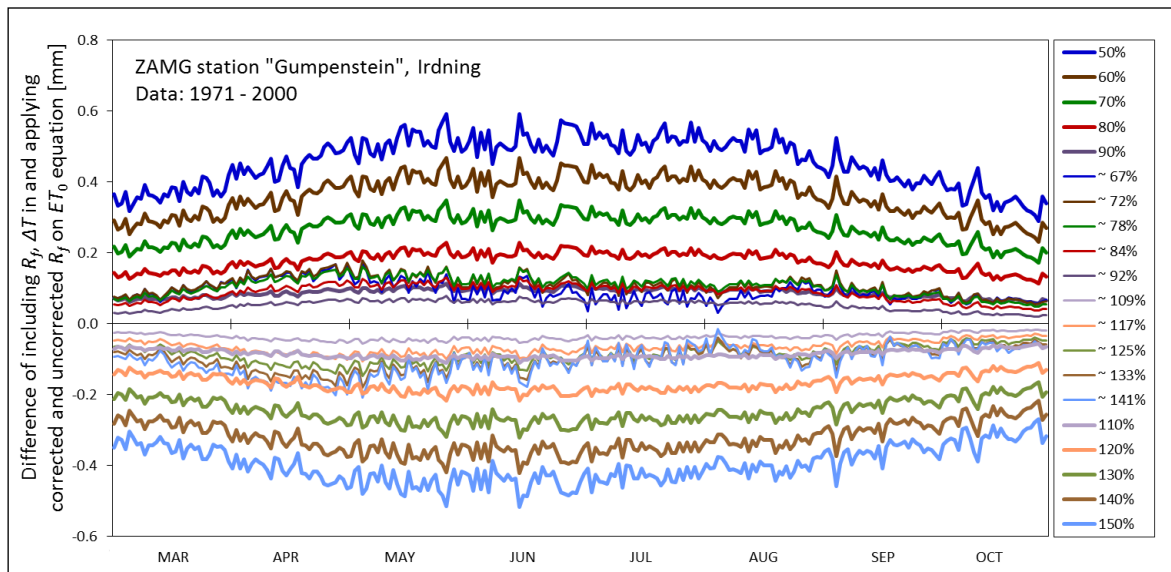


Abbildung 37: Anpassung des Strahlungsfaktors zur Reduzierung der absoluten Differenzen der Referenz-Evapotranspiration zwischen Integration des Strahlungsfaktors und der Temperaturkorrektur in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung und der multiplikativen Anwendung des Strahlungsfaktors auf die nicht korrigierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung

Die interpolierten Oberflächen der Referenz-Evapotranspiration werden so dem komplexen Gelände unter Verwendung des in Abschnitt 2.2.1.5 beschriebenen Globalstrahlungsfaktors angepasst. Vor der Kombination beider Datensätze wird jedoch der Rasterdatensatz des Globalstrahlungsfaktors der hier vorgestellten Korrektur unterzogen. Damit wird die externe, multiplikative Anwendung des Faktors auf die Referenz-Evapotranspiration jener Wirkungsweise angepasst, welche die Integration des Faktors in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung zur Folge hätte.

Die praktischen Auswirkungen der Anwendung eines korrigierten Faktors im Vergleich zur Verwendung des nicht korrigierten sind gering, da die meisten Zellen der Rasteroberfläche des Globalstrahlungsfaktors Werte zwischen 0,8 und 1,2 enthalten. In den ersten und letzten Monaten der Vegetationsperiode wirken topografiebedingte Unterschiede (Abschattung und direkte Bestrahlung) durch niedrigere Einstrahlungswinkel zwar stärker, allerdings ist in diesen Monaten auch die Evapotranspiration aufgrund der niedrigeren Temperaturen und Strahlungsintensitäten geringer.

2.2.4 Räumliches Modell des Niederschlags

2.2.4.1 Allgemeines

Der Niederschlag und damit eine ausreichende Wasserversorgung ist die elementare Voraussetzung für das Pflanzenwachstum. Eine optimale Temperatur und Sonnenstrahlung kann nur dann in vegetative und generative Wuchsleistung umgesetzt werden, wenn dafür ausreichend Bodenwasser zur Verfügung steht. Die Regenmenge bestimmt im Wesentlichen den Typus von feuchtem oder trockenem Klima und damit auch die Anbaueignung und Ertragssituation landwirtschaftlicher Kulturen. Niederschläge in Form von Schnee haben zudem große Auswirkungen auf das Ökosystem. Einerseits schützt eine durchgehende Schneedecke den Pflanzenbestand vor einer nachhaltigen Schädigung durch tief greifende Bodenfröste und einer damit einhergehenden Frostrocknis (Larcher, 1994, 294f). Andererseits verzögert die Schneedecke das Auftauen und Erwärmen des Bodens im Frühjahr und wirkt sich so direkt auf den Vegetationsbeginn aus.

Der Niederschlag in flüssiger oder fester Form tritt im Gegensatz zur Temperatur nicht kontinuierlich auf und erschwert deshalb mit seiner hohen Variabilität in Zeit und Raum eine räumliche Interpolation. Neben den vielen Erscheinungsformen (Schnee, Graupel, Hagel, Nieselregen, Schauerregen, Tau, usw.) wird generell in konvektive und stratiforme Niederschläge unterschieden. Erstere treten kurz und heftig auf und sind im Sommer oft mit Gewittern verbunden. Die Niederschlagsmenge ist dabei meist sehr hoch und vielerorts nur kleinräumig verbreitet. Stratiforme Niederschläge einer gleichförmigen Wolkendecke sind unter anderem lang anhaltende Landregen geringerer Intensität mit einer größeren und kontinuierlicheren räumlichen Ausbreitung (vgl. Häckel, 2005, 124ff). Die Topografie spielt bei der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags zudem eine nicht unbedeutende Rolle. Durch Staueffekte und damit verbundene Steigungsregen sowie der Ausbildung von „Regenschatten“ durch föhnige Absinkvorgänge trockener Luft ist besonders im Bergland keine regelmäßige räumliche Niederschlagsverteilung gegeben (Häckel, 2005, 151ff). In Österreich wird die Witterung neben den Eigenheiten des alpinen Klimas durch mediterrane, pannonische und westeuropäische Einflüsse geprägt, welche zusätzlich von kleinräumigen Klimaten überlagert sind (Hader, 1958, 12). Die räumliche Verteilung der mittleren Jahresniederschläge in *Abbildung 38* zeigt ein heterogenes Bild, das von den niederschlagsreichen Gebieten der Nord- und Südtaulagen bis hin zum kontinental beeinflussten Osten reicht. In inneralpinen Gebieten kommt es durch topografische Abschirmungen gegenüber niederschlagsreichen Stauzonen sogar zur Ausbildung von alpinen Trockeninseln (Harlfinger und Knees, 1999, 63f).

Die komplexen räumlichen Muster von Niederschlagsereignissen sind weder durch einfache noch aufwendige Interpolationsverfahren vollständig und korrekt abzubilden. Vor allem bei der Entwicklung von täglichen Oberflächen ist die Modellierung der zeitlichen und räumlichen Variabilität eine besonders große Herausforderung, da kaum Abhängigkeiten zu externen Variablen genutzt werden können. Zudem erschwert die komplizierte klimatische und topografische Situation Österreichs die Anwendung von einfachen Methoden. Die Verfügbarkeit eines möglichst dichten Messstellennetzes ist daher in allen Fällen für eine kleinräumige Abbildung von Niederschlagsereignissen die wichtigste Voraussetzung. Niederschlagsbeobachtungen mithilfe von Regenmessern können durch zusätzliche Instrumente ergänzt werden, die eine räumliche Abgrenzung verbessern. Der Einsatz von Niederschlagsradar in Kombination mit Stationsdaten sowie die Einbindung von Fernerkundungsdaten zur Kategorisierung von Wolkentypen und Bewölkung stellt eine erhebliche qualitative Aufwertung räumlicher Interpolationsmethoden dar (Haiden *et al.*, 2011).

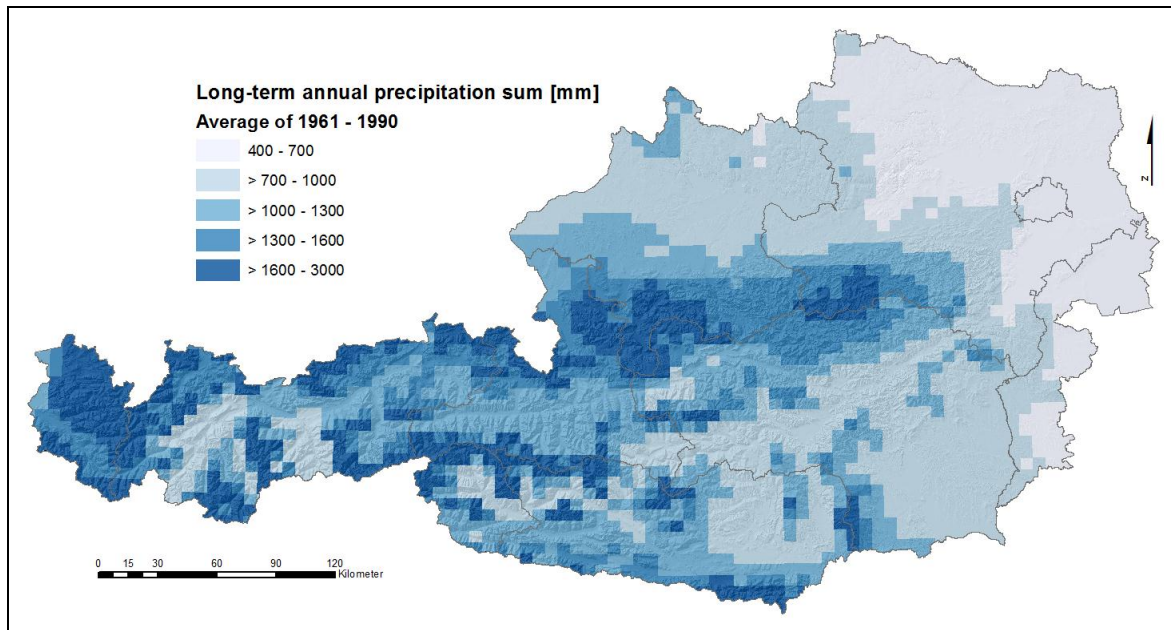


Abbildung 38: Jahresniederschlagshöhe im langjährigen Mittel (Skoda und Lorenz, 2007)

2.2.4.2 Datenaufbereitung und Interpolation

Für die räumliche Interpolation des Niederschlags werden in der vorliegenden Arbeit Beobachtungen der ZAMG und des HZB kombiniert. Die Verwendung beider Datenquellen führt zu einer signifikanten Verdichtung der Interpolationsstützstellen.

Am Beispiel der Daten für den 15. April 2000 soll dies demonstriert werden. Hier beträgt die mittlere Nachbarschaftsdistanz von 258 ZAMG-Messstationen knapp 10 km. Werden die 943 Niederschlagsmessstellen des HZB hinzugenommen, reduziert sich die mittlere Distanz bei insgesamt 1201 Stationen auf 4,7 km. Der Wert für die *Nearest Neighbour Ratio*, welcher das Verhältnis von beobachteter zur statistisch erwarteten Distanz beschreibt, beträgt für die ZAMG-Stationen 0,82 (*z-score*: -5,4) und für den gesamten Datenbestand 0,84 (*z-score*: -10,6). In beiden Fällen ist mit einem *p-value* von 0,000 eine hoch signifikante Clusterbildung festzustellen, allerdings nur bei der euklidischen Distanzberechnung. Wird der Analyse eine *Manhattan*-Distanz zugrunde gelegt, ist die Stationsverteilung beider Datensätze zufällig.

Für die Berechnung der Niederschlagsoberflächen im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 stehen insgesamt 8.302.529 Daten zur Verfügung, wobei in den Jahren 2009 und 2010 lediglich Beobachtungen der ZAMG verwendet werden, da die Aufbereitung der HZB-Daten durch das Hydrografische Zentralbüro mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung verbunden ist. Somit sind von 1990 bis 2010 1.994.263 Datensätze der ZAMG und von 1990 bis 2008 6.308.266 Datensätze des HZB verfügbar. Die statistische Auswertung des Datenmaterials bezieht sich auf den Zeitraum 1990 bis 2008: Im Mittel können pro Jahr 1184 Stationen ($\sigma = 42$) verwendet werden, an denen durchschnittlich 425.869 ($\sigma = 14.997$) Messungen für die Interpolation herangezogen werden. Pro Tag sind durchschnittlich 1166 Stationen verfügbar (Min = 1055; Max = 1216; $\sigma = 40$). Die Vielzahl an Interpolationsstützstellen, die mit etwa 5 km mittlerer Nachbarschaftsdistanz ein relativ dichtes Netz bilden, ist somit eine solide Basis für die Generierung von täglichen Oberflächen.

In der vorliegenden Arbeit wird eine einfache geostatistische Interpolation mit *Ordinary Kriging* ohne Zusatzinformation durchgeführt. Wie das Histogramm der vertikalen Mess-

stationsverteilung in *Abbildung 30* zeigt, stehen in den für die Grünlandwirtschaft relevanten Höhenstufen die meisten der etwa 1200 Stationen zur Verfügung. Im Gegensatz zu klimatologischen Niederschlagsoberflächen bzw. Jahres- und Monatssummen, die definitiv eine Höhenabhängigkeit aufweisen, ist dies bei täglichen Niederschlägen selten der Fall (Niederberger, 2000, 49ff). Um systematische Fehler zwischen den Interpolationsstützstellen zu minimieren, wird dennoch in einigen wissenschaftlichen Arbeiten auch bei der Erstellung von täglichen Oberflächen die Berücksichtigung eines Höhengradienten des Niederschlags demonstriert und empfohlen (Carrera-Hernández und Gaskin, 2007, Running und Thornton, 1996, Thornton *et al.*, 1997, Tveito *et al.*, 2005). Die meisten Arbeiten beschäftigen sich allerdings mit der Interpolation langjähriger Mittel bzw. jährlicher oder monatlicher Summen. Eine Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags steht hier außer Frage. Bei der täglichen Berechnung würde dies die Implementierung eines komplexen Modells erfordern, in dem Höhengradienten, tägliche Beobachtungen und Niederschlagswahrscheinlichkeiten auf der Grundlage von gewichteten Beobachtungen an den Nachbarstationen miteinander kombiniert werden müssten.

Die Niederschlagsinformation wird in der vorliegenden Arbeit zur Modellierung von Schneebedeckung und Wasserstress auf Tagesbasis verwendet. Der Zusammenhang von Seehöhe und Niederschlag ist für diese zeitliche Skala meist sehr schwach ausgeprägt bzw. überhaupt nicht vorhanden. Goovaerts (2000) hat für die räumliche Interpolation verschiedene Methoden der Seehöhenintegration untersucht. Wird der Zusammenhang zwischen Seehöhe und Niederschlag aus einer einfachen linearen Regression abgeleitet, ohne speziell auf die Nachbarstationen einzugehen, und ist dieser Zusammenhang zu gering (Korrelationskoeffizient $< 0,75$), so ist *Ordinary Kriging* ohne Berücksichtigung der Seehöhe zu bevorzugen. Der Vorteil multivariater Ansätze zur Minimierung von Fehlern ist nur dann gegeben, wenn diese Korrelation ausreichend stark ist. Goovaerts (2000) weist darauf hin, dass dies gerade bei einer Akkumulation über kleine Zeiträume infrage zu stellen ist.

Die Anforderung in der vorliegenden Arbeit besteht darin, eine möglichst realistische Oberfläche der täglichen Niederschläge zu generieren, die vor allem auf die Berechnung von Schneedecke, Bodenwassergehalt und Wasserverfügbarkeit für die Flächen des Wirtschaftsgrünlandes ausgerichtet ist. Diese befinden sich entweder im Talbereich oder an den daran anschließenden Hängen. Die möglichst optimale Schätzung des Niederschlags bis hinauf in die höchsten Gebirgsregionen ist somit nicht Ziel der Anwendung. Aus diesem Grund wird hier eine einfache geostatistische Interpolation umgesetzt, welche auf einem sehr dichten Netz an Messstationen basiert. In *Tabelle 14* werden die Kennwerte der geostatistischen Analyse für die Interpolation der Niederschläge am 15. April 2000 verglichen. Die Auswertung zeigt eine signifikante Verbesserung der geostatistischen Schätzung bei der gemeinsamen Verwendung von Beobachtungen der ZAMG und des HZB. Die Werte der Regressionsfunktion beziehen sich auf die in *Abbildung 39 c)* dargestellte Grafik.

Tabelle 14: Zusammenfassung der geostatistischen Analyse des Datenbestandes von ZAMG und HZB im Vergleich zur nicht erweiterten Datenbasis der ZAMG für den 15. April 2000

Beschreibung	ZAMG und HZB	ZAMG
Samples	1201	258
Constant of regression function	0,647	1,175
Slope of regression function	0,802	0,685
Mean	-0,003	0,014
Root Mean Square Error	1,669	2,289
Mean Standardized	-0,001	0,005
Root Mean Square Standardized Error	0,993	0,923
Average Standard Error	1,663	2,540

Die hohe Dichte an Messstationen und deren Verteilung entlang des Höhengradienten berücksichtigt implizit eine gewisse Höhenabhängigkeit. Die statistische Auswertung in *Tabelle 14* veranschaulicht die dadurch erreichte Verbesserung der Schätzung. *Average Standard Error* und *Root Mean Square Error* sind bei den Daten von ZAMG und HZB (1201 Datensätze) sehr ähnlich, ein Indiz dafür, dass die Variabilität der Schätzung weitgehend korrekt abgebildet wird. Im ZAMG-Datensatz (258 Stationen) wird diese leicht überschätzt. Das zeigt auch der *Root Mean Square Standardized Error*, welcher aus dem Verhältnis von Schätzfehler und geschätztem Standardfehler berechnet wird und bei Werten kleiner eins eine Überschätzung der Variabilität anzeigt.

In *Abbildung 39* wird als Beispiel die grafische Auswertung des geostatistischen Modellierungsprozesses für die Daten von ZAMG und HZB für den 15. April 2000 gezeigt. Das empirische Semivariogramm in a) wird mit einer sphäroidischen Funktion modelliert. Auf der Abszisse ist die *Lag-Distanz* abgebildet (12 in einem Intervall von 5,8 km). Der *Major Range*-Wert beträgt 47 km, das heißt, die Funktion steigt bis zu dieser Distanz gemäß sphäroidischem Modell so lange an, bis sich keine räumliche Autokorrelation mehr ergibt. In anderen Worten ausgedrückt: Solange sich die Funktion in einer Steigung befindet, werden sich die Werte an den Messstationen in Abhängigkeit ihrer zunehmenden Distanz voneinander immer unähnlicher. Nach Erreichen der *Range*-Distanz ist dieser Zusammenhang nicht mehr festzustellen und die Funktion flacht ab. Der *Nugget*-Betrag, hier 1,57, entspricht dem Wert des Schnittpunktes der Funktion mit der Ordinate. Damit wird die Unterschiedlichkeit jener Messwerte ausgedrückt, die sich in nächster Nachbarschaft (in geringerer Entfernung als die erste *Lag*-Toleranz) befinden. Generell werden damit Messfehler oder kleinräumige Effekte beschrieben, für die hier vorgenommene Niederschlagsinterpolation trifft Letzteres eher zu. Als *Sill* wird ein weiterer Kennwert in der Variografie bezeichnet, welcher dem der *Major Range*-Distanz zugeordneten Ordinatenwert entspricht. Der *Partial Sill* ist der um den *Nugget*-Effekt verminderte *Sill*-Betrag und beträgt in diesem Beispiel 4,8 (vgl. Longley *et al.*, 2005, 336f). Die *Abbildung 39 b)* zeigt die aus den Punkten der Messstationen geschätzte Oberfläche unter Anwendung des theoretischen Semivariogramms. Die Extrapolation über das Gebiet von Österreich hinaus ist nicht relevant, da dieser Raum bei der weiteren Verarbeitung unberücksichtigt bleibt.

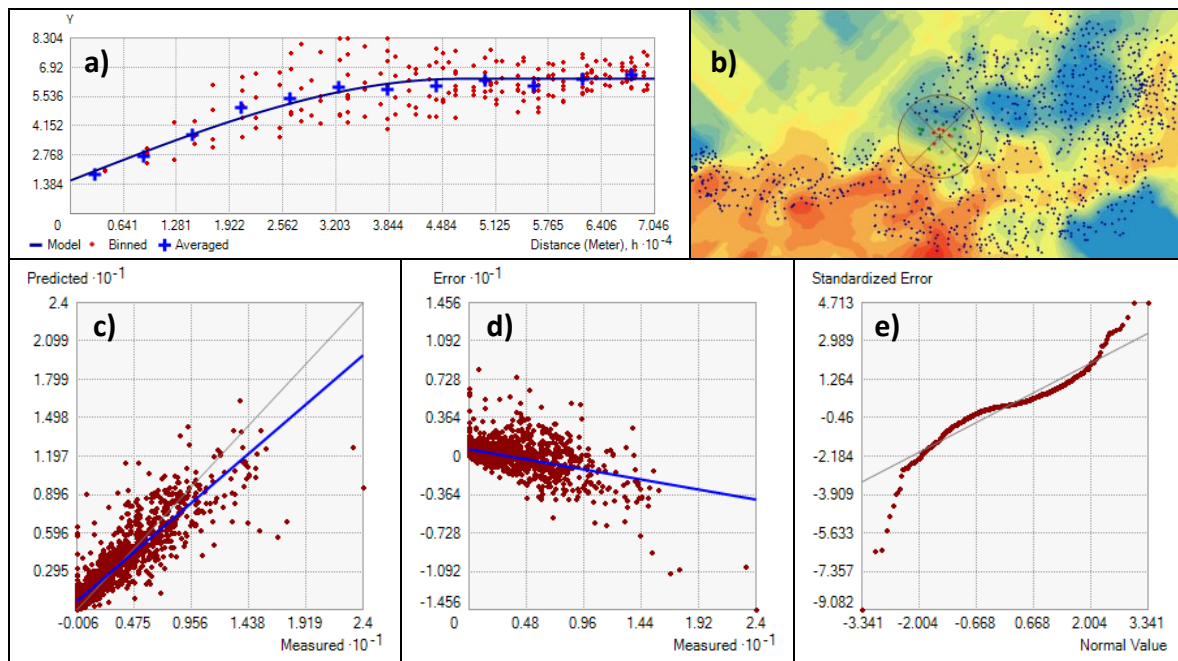


Abbildung 39: Geostatistische Auswertung zur Schätzung der Niederschlagsoberfläche am 15. April 2000

In den Grafiken c) bis e) der *Abbildung 39* werden die geschätzten Ergebnisse mit den Messwerten mittels LOO-Kreuzvalidierung verglichen. Die daraus resultierenden Fehler sowie die Abweichung der standardisierten Fehler von der Normalverteilung sind in Form eines QQ-Plots dargestellt. Wie aus der Grafik c) hervorgeht, werden die interpolierten Werte etwas unterschätzt (Slope = 0,80). Dies ist zum Teil durch das Krigingverfahren selbst bedingt, das die Tendenz zeigt, niedrige Werte etwas zu überschätzen und hohe zu unterschätzen (vgl. *ArcGIS Geostatistical Analyst* Softwaredokumentation). Die S-förmige Kurve in e) deutet auf eine langschwänzige Verteilung hin (Stahel, 2008, 258ff), bei der gemäß dem robusten, nicht parametrischen Test nach Kolmogorow-Smirnow (Lillefors) keine Normalverteilung vorliegt. Der Grund dafür ist in Grafik d) klar ersichtlich. Zum einen gibt es hier einige signifikante Ausreißer und zum anderen bewegen sich die meisten Fehler sehr eng um den Wert 0, das natürlich als positiver Effekt zu interpretieren ist.

Die Beschreibung der geostatistischen Interpolation mit *Ordinary Kriging* wird hier mit den Niederschlagsdaten des 15. Aprils 2000 exemplarisch dargestellt. Die Interpolation wird wie bei der Globalstrahlung (vgl. Abschnitt 2.2.1.4) und der Temperatur (vgl. Abschnitt 2.2.2.4) von einem automatisierten Prozess durchgeführt, der die Einstellungen von *Major Range*, *Partial Sill* und *Nugget* nach den internen ArcGIS-Algorithmen für jede der täglichen Oberflächen neu berechnet. Beim Niederschlag handelt es sich nur in den seltensten Fällen um ein kontinuierliches Feld, da an vielen Tagen Gebiete niederschlagsfrei bleiben und damit den Wert 0 aufweisen. Dies kann dazu führen, dass aufgrund der Datenlage eine Schätzung des Semivariogramms unmöglich ist, da die räumliche Abhängigkeit zwischen den einzelnen Beobachtungen in manchen Fällen gegen 0 geht. Dies ist besonders dann gegeben, wenn im gesamten Untersuchungsgebiet an einem bestimmten Tag überhaupt kein Niederschlag fällt. In diesem Fall wirft die *Ordinary Kriging* Funktion eine *Exception*, welche aufgefangen und in der entsprechenden Fehlerbehandlung durch eine deterministische Interpolation nach *IDW* ersetzt wird.

2.2.5 Räumliches Modell der Schneebedeckung

2.2.5.1 Allgemeines

Bei ausreichend tiefen Temperaturen fällt der Niederschlag in Form von Schnee. Entscheidend für die spezielle Ausprägung der Schneekristalle sind in erster Linie Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der Atmosphäre. Während des Fallens durch die einzelnen Luftschichten, in denen meist unterschiedliche Bedingungen herrschen, entstehen Kristalle verschiedenartiger Form und Größe, die zu Flocken zusammenwachsen. Der an der Oberfläche angelangte Schnee ist somit das Produkt der atmosphärischen Bedingungen während des Niederschlagsereignisses. Die Intensität und Dauer kann wie beim Regen stark variieren. Pulverschnee, feuchter und trockener Lockerschnee sowie windverfrachteter Packschnee sind die Ausgangsbasis einer weiteren kontinuierlichen Veränderung der Schneedecke. Temperaturbedingte Metamorphosen wirken auf die Zusammensetzung und Dichte. Bei höheren Temperaturen kommt es beispielsweise zur Abschmelze der obersten Schichten. Eine erneute Gefrierung kann zu einer Kruste (Harsch) auf der Schneedecke führen. Dringt das Schmelzwasser jedoch tiefer ein, kann dieses dort kapillar oder zwischen den Kristallen festgehalten werden. Bei der Wiedergefrierung zu kleinen Eiskörnern entsteht Firn. Mit fortschreitender Verfirnung nimmt die Dichte des Schnees zu und geht bei entsprechend hohem Druck in Eis über (Häckel, 2005, 129ff).

Die wirtschaftliche Bedeutung des Schnees ist in Österreich vor allem für den Wintertourismus enorm. Mit über 4 % des Bruttoinlandsproduktes sind ganze Regionen seit Jahr-

zehnten vom Wintertourismus und damit von einer entsprechenden Schneesicherheit abhängig (Breiling, 1998). Schon früh wurde erkannt, dass eine Erwärmung im Zuge des Klimawandels zu dramatischen Veränderungen in diesem Wirtschaftszweig führen kann (Koenig und Abegg, 1997). Am Beispiel der Wintersportregion Schladming zeigen Formayer *et al.* (2009), dass Naturschnee infolge des winterlichen Niederschlagsrückganges zur Aufrechterhaltung eines kontinuierlichen Skibetriebes nicht mehr ausreicht. Beschneiungsanlagen haben hier wie vielerorts Einzug gehalten, werden jedoch aufgrund der klimabedingten Erwärmung und des damit erhöhten Aufwands zur Kompensation des auftretenden Schneemangels zu steigenden Kosten führen.

Neben der direkten wirtschaftlichen Nutzung hat der Schnee auch für die Landwirtschaft eine wichtige Bedeutung. Er bedeckt die Felder und Wiesen für gewöhnlich außerhalb der Vegetationsperiode. Während im Berggebiet eine geschlossene Schneedecke über längere Zeiträume bestehen bleibt, ist sie im Flachland weniger beständig. Aufgrund von Luftein-schlüssen ist die Schneedecke ein schlechter Wärmeleiter und schützt demzufolge die darunter liegende Vegetation vor extremen Frösten. Das Risiko von Schäden durch eine Unterschreitung der Frosttoleranz wird dadurch sowohl bei Winterkulturen im Flachland als auch bei der Landnutzung in höheren und kalten Lagen stark vermindert. Zudem blockiert die geschlossene Schneedecke eine tief gehende Gefrierung des Bodens. Fehlt dieser Schutz, müssen Flächen, die einer anhaltenden Kälte ohne Schneebedeckung ausgesetzt waren und dadurch auch in tieferen Schichten gefrieren, im Frühjahr zunächst auftauen, bevor das Wachstum der Vegetation voll einsetzen kann (Ahrens, 2007, 178, Geiger, 1950, 169ff). Die bereits oben angesprochene Problematik des klimabedingten Schneemangels hat nicht nur für den Wintertourismus, sondern auch für die Landwirtschaft Relevanz. Trnka *et al.* (2010) führen als Beispiel den Winter 2002/2003 an, in dem in Tschechien aufgrund der einige Tage fehlenden Schneedecke und dem gleichzeitigen Auftreten von Temperaturen unter $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ Hunderttausende Hektar an Winterkulturen zerstört wurden.

In der vorliegenden Arbeit wird ein einfaches räumliches Modell entwickelt, um die Auswirkungen der Schneedeckenvariabilität auf die Landwirtschaft näherungsweise abbilden zu können. In Kombination mit der Analyse des Tagesgangs der Temperatur können damit Frostschädigungsszenarien in der Weise von Trnka *et al.* (2010) durchgeführt werden. Das Modell kann ebenfalls zur einfachen Schätzung von Bodentemperaturen herangezogen werden und somit nach Zheng *et al.* (1993) eine derartige Modellierung erweitern. Die konkrete Anwendung in der vorliegenden Arbeit beschränkt sich jedoch auf eine Verbesserung der Abgrenzung zwischen Ruhe- und Vegetationsperiode. Temperaturschwellen zur Bestimmung der klimatologischen Vegetationsperiode sind oft nicht ausreichend, da insbesondere in höheren Lagen der Beginn durch eine anhaltende Schneedecke verzögert wird (vgl. Karlsen *et al.*, 2007). Die Einbeziehung der Schneebedeckung stellt demnach eine Erweiterung der im folgenden Kapitel (2.3) beschriebenen Vegetationsperiodenmodellierung dar. Die komplexen Vorgänge bei der Bildung und Metamorphose einer Schneedecke erfordern für die räumliche Umsetzung eine drastische Vereinfachung. In *Abbildung 40* werden die Schritte zur Erstellung von Schneebedeckungsflächen zusammengefasst.

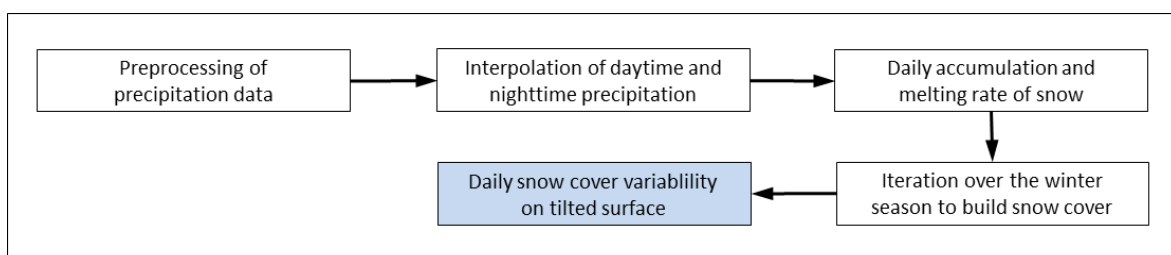


Abbildung 40: Methodische Vorgehensweise zur Modellierung der Schneebedeckung

2.2.5.2 Modellgrundlagen und Datenaufbereitung

Viele Modelle beruhen aufgrund der hohen Anforderungen an Beobachtungsdaten auf stationsbasierten Ansätzen. Als Beispiel sei hier das Modell SNOWPACK genannt (Bartelt und Lehning, 2002). Anwendungen dieser Art sind in der Lage, die komplexen und komplizierten Prozesse von Verdichtung, Schmelze und Wiedergefrierung detailliert abzubilden. Zur Reduktion der Komplexität wird sehr oft das Wasseräquivalent des Schnees herangezogen (vgl. Watson *et al.*, 2006); die genaue Zusammensetzung der Schneedecke spielt damit für derartige Modelle keine Rolle. Dies ist eine erste und wichtige Voraussetzung für die Implementierung der Schneebedeckung als räumliches Modell, da die Verfügbarkeit erklärender Variablen als Geodaten für komplexe Modelle sehr begrenzt ist.

Meist werden Anwendungen für kleinere Untersuchungsgebiete entwickelt, welche sich hauptsächlich in der Anzahl der verwendeten Parameter unterscheiden. Eines dieser Modelle wurde von Cazorzi und Dalla Fontana (1996) erarbeitet. Das relativ einfache Konzept berücksichtigt topografische Aspekte und beschränkt sich auf eine Verwendung von Temperatur, Niederschlag und Strahlung. Für die vorliegende Arbeit wurde dieses Modell an einzelnen Wetterstationen und ausgewählten Jahren getestet (Schaumberger *et al.*, 2008) und schließlich für die Modellierung der Schneebedeckung im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 implementiert. Eine Ausdehnung der Untersuchung auf die Jahre 2009 und 2010 war aufgrund der fehlenden HZB-Niederschlagsdaten nicht möglich.

Cazorzi und Dalla Fontana (1996) haben ihre GIS-gestützte Untersuchung in einem kleinen Einzugsgebiet mit einer Rasterauflösung von 20 Metern durchgeführt. Für die Schneeakkumulation werden Temperatur und Niederschlag verwendet, für die Schmelze ein empirischer Faktor und zusätzlich zur Temperatur die potenzielle kurzweilige Strahlung unter Einbeziehung von Exposition und Hangneigung. Die Trennung von flüssigem und festem Anteil am Niederschlag erfolgt mit einem konstanten Schwellenwert von 0,5 °C. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden dazu einzelne Erweiterungen, aber auch Vereinfachungen angebracht, um eine Übertragung auf ganz Österreich zu ermöglichen. Die Berechnung von täglichen Oberflächen der Schneebedeckung wird für jeden Winter zwischen 1990 und 2008 im Zeitraum vom 1. November bis 30. April durchgeführt. Als Vereinfachung wird angenommen, dass am ersten Tag im gesamten Untersuchungsgebiet kein Schnee liegt. Dies ist zwar im Fall der Gebirgsregionen problematisch, sollte jedoch das Zielgebiet dieser Anwendung, die Flächen des Wirtschaftsgrünlandes, nicht beeinflussen.

Die Globalstrahlung wird im Gegensatz zu Cazorzi und Dalla Fontana (1996) nicht als *Clear-sky Radiation* einbezogen, sondern unter Berücksichtigung der aktuellen atmosphärischen Situation. Dazu wird das in der vorliegenden Arbeit entwickelte Strahlungsmodell verwendet, dessen ausführliche Beschreibung sich in Abschnitt 2.2.1 findet.

Um für Akkumulation und Schmelze den Tagesgang der Temperatur näherungsweise berücksichtigen zu können, wird zwischen Tag (T_d) [°C] und Nacht (T_n) [°C] unterschieden:

$$T_{d_i} = \frac{T_{7_i} + T_{14_i} + T_{19_i} + T_{\max_i}}{4} \quad (2.2.5-1)$$

$$T_{n_i} = \frac{T_{19_i} + T_{7_{i+1}} + T_{\min_{i+1}}}{3} \quad (2.2.5-2)$$

Die Bildung der Tagestemperatur für einen Tag i basiert auf dem Mittelwert dreier Messungen um 7:00, 14:00 und 19:00 Uhr sowie dem Tagesmaximum. Die Nachttemperatur bezieht den Messwert um 19:00 Uhr, den Wert um 7:00 Uhr des nächsten Tages ($i+1$) sowie das Tagesminimum des nächsten Tages ($i+1$) ein. Die Nacht eines Tages i ist als die

dem Tag folgende definiert. Die beiden Temperaturen sind bereits beim Aufbau der Basisdatenbank berechnet worden und stehen für die räumliche Modellierung, wie sie in Abschnitt 2.2.2 ausführlich beschrieben ist, in gleicher Weise wie Tagesmittel- oder Tagesminimumtemperatur bereit. Von insgesamt 1.815.947 zur Verfügung stehenden Daten im Untersuchungszeitraum fehlt bei 32.879 Datensätzen mindestens eine der drei stundenbezogenen Temperaturmessungen. Die Tagestemperatur kann für einen kleinen Teil (291 Datensätze) aus dem Durchschnitt von Tagesmittel- und Tagesmaximumtemperatur gebildet werden. Für die restlichen Daten stehen keine Tagesmitteltemperaturen zur Verfügung und sie können deshalb nicht berücksichtigt werden. Bei den Nachttemperaturen wird bei fehlendem Morgenwert des nächsten Tages (32.300 Datensätze) das Mittel aus 19:00-Uhr-Temperatur und Tagesminimum des nächsten Tages berechnet bzw. nur auf die Minimumtemperatur beschränkt, wenn auch der 19:00-Uhr-Wert fehlt.

Die Einbeziehung von Morgen- und Minimumtemperatur des nächsten Tages zur Beschreibung der Nachttemperatur begründet sich in der unter anderem von Ahrens (2007, 63ff) und Geiger (1950, 66ff) unterstützten Annahme, dass die tiefsten Temperaturen in den Morgenstunden erreicht werden. Dass dies eine Vereinfachung darstellt, kann den Ausführungen von Janis (2002) entnommen werden, der sich mit einer umfassenden Fehleranalyse der Datumszuordnung von Temperaturminima und -maxima beschäftigt hat.

Als dritter Modellparameter wird der Niederschlag aufbereitet. Analog der Temperatur muss dieser in Tag- und Nachtanteil getrennt werden, um eine zeitliche Zuordnung der temperaturbedingten Regen-Schnee-Fraktion vornehmen zu können. Als Datenbasis stehen Niederschlagsbeobachtungen von ZAMG- und HZB-Messstationen zur Verfügung. Einzig bei den ZAMG-Beobachtungen ist eine Differenzierung möglich, da eine Niederschlagssumme um 7:00 und um 19:00 Uhr gemessen wird. Für die überwiegende Mehrheit der Daten (HZB-Beobachtungen) erfolgt die Messung nur um 7:00 Uhr und stellt damit die Summe des Niederschlags während des gesamten Tages i und der darauf folgenden Nacht dar. Um auch für die HZB-Beobachtungen eine entsprechende Zuordnung vornehmen zu können, wird das Verhältnis von Tages- zu Nachtniederschlag an den ZAMG-Stationen auf die Niederschlagsbeobachtungen der HZB-Stationen angebracht. Zu beachten gilt, dass sich der 7:00-Uhr-Niederschlag an den ZAMG-Stationen auf die Nacht des vorangegangenen Tages ($i-1$) bezieht. Für den Aufteilungsschlüssel des HZB-Niederschlags ist demnach die an den ZAMG-Stationen beobachtete 19:00-Uhr-Summe des Tages i und die 7:00-Uhr-Summe des nächsten Tages ($i+1$) zu berücksichtigen. Die Zeitabschnitte für beide Datenbestände stimmen damit überein. Die Berechnung des Verhältnisses von Tag- und Nachtniederschlag basiert auf 1.775.416 Beobachtungen der ZAMG. In 346.443 Fällen wurde im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 ein Niederschlag um 7:00 und um 19:00 Uhr registriert. Das durchschnittliche Verhältnis zwischen Nachtniederschlagssumme um 7:00 Uhr und Tagesniederschlagssumme um 19:00 Uhr beträgt 53 zu 47 %.

Die Erstellung der täglichen Niederschlagsoberflächen, getrennt für Tag und Nacht, erfordert eine relativ komplizierte Implementierung, deren einzelne Schritte im Folgenden zusammengefasst sind:

(1) Auf die Basisdatenbank wird eine Selektionsabfrage abgesetzt. Die ZAMG-Wetterdaten für die Jahre 1990 bis 2008 mit den Feldern Stationsnummer, Datum, Gesamtniederschlag und Niederschlag um 19:00 und um 7:00 Uhr des nächsten Tages werden dabei in eine temporäre *Data Collection* übernommen. Während der anschließenden Iteration über sämtliche Zeilen wird das Verhältnis zwischen beiden Niederschlagsfeldern berechnet und als zusätzliche Spalte gespeichert. Aus der Datenbank werden nun die HZB-Niederschlagsdaten abgefragt und mit dem vorhin aufbereiteten ZAMG-Datenbestand vereinigt. Die Felder für das Verhältnis sowie für die beiden Spalten des zeitbezogenen Nieder-

schlags bleiben bei den HZB-Datensätzen vorerst leer und werden erst im Zug der nachfolgenden Arbeitsschritte befüllt. In der Folge wird der so aufbereitete gesamte Niederschlagsdatenbestand in eine neue Datenbanktabelle geschrieben.

(2) Auf die neu erstellte Tabelle wird eine Selektionsabfrage über einen einzelnen Tag abgesetzt. Diese Daten werden nun mittels *Join*-Funktion georeferenziert. Zwischen ZAMG-Daten und einer *FeatureClass* (vektorbasierte Geodaten in ArcGIS) der ZAMG-Stationen sowie zwischen den HZB-Daten und den *Features* der HZB-Stationen wird eine temporäre Verbindung hergestellt. Mit einer Kardinalität von 1:1 bleibt gewährleistet, dass nur jene Stationen berücksichtigt werden, welche am Abfragetag auch Daten beinhalten.

(3) Für die georeferenzierten ZAMG-Daten werden nun Thiessen-Polygone gebildet. Die Basis für diese Art der Nachbarschaftsanalyse ist eine Dreiecksvermaschung der Stationen, dessen Ergebnis ein Netz von Dreiecksflächen (*Triangulated Irregular Network TIN*) ist. Als Bedingung für die Triangulation wird nach dem Prinzip von Delaunay (1934) vorgegangen: Innerhalb des Umkreises eines Dreiecks darf kein anderer Punkt des Netzes liegen. Die Thiessen-Polygone bilden den dualen Grafen dazu; ihre Eckpunkte entsprechen den Umkreismittelpunkten der Delaunay-Dreiecke (Bartelme, 2000, 160ff). Die Methode wurde von Thiessen (1911) zur räumlichen Darstellung von Niederschlägen entwickelt und ist nach wie vor eine gebräuchliche Art der „Niederschlagsinterpolation“ (Tveito *et al.*, 2006, 42). In *Abbildung 41* wird als Beispiel die Situation am 15. April 2000 gezeigt. Das hier entwickelte und operationell arbeitende System erstellt auf Basis des temporär gebildeten Geodatensatzes der ZAMG-Stationen einen ebenfalls temporär errechneten Layer der Thiessen-Polygone. Beide *FeatureClasses* werden mittels *Join*-Operation verbunden, um den einzelnen Polygonen die Information des in (1) berechneten Verhältnisses von Tag- und Nachtniederschlägen zuordnen zu können. Für jene Datenzeilen, welche zwar einen Gesamtniederschlag aufweisen, jedoch keine getrennten Erhebungen um 7:00 und 19:00 Uhr beinhalten, wird das auf den langjährigen Durchschnitt basierende Verhältnis verwendet. Die Besonderheit der hier durchgeführten Implementierung liegt darin, dass für jeden einzelnen Tag eine Berechnung der Thiessen-Polygone erfolgt und damit auf die räumliche Variabilität der verfügbaren Beobachtungsdaten eingegangen wird.

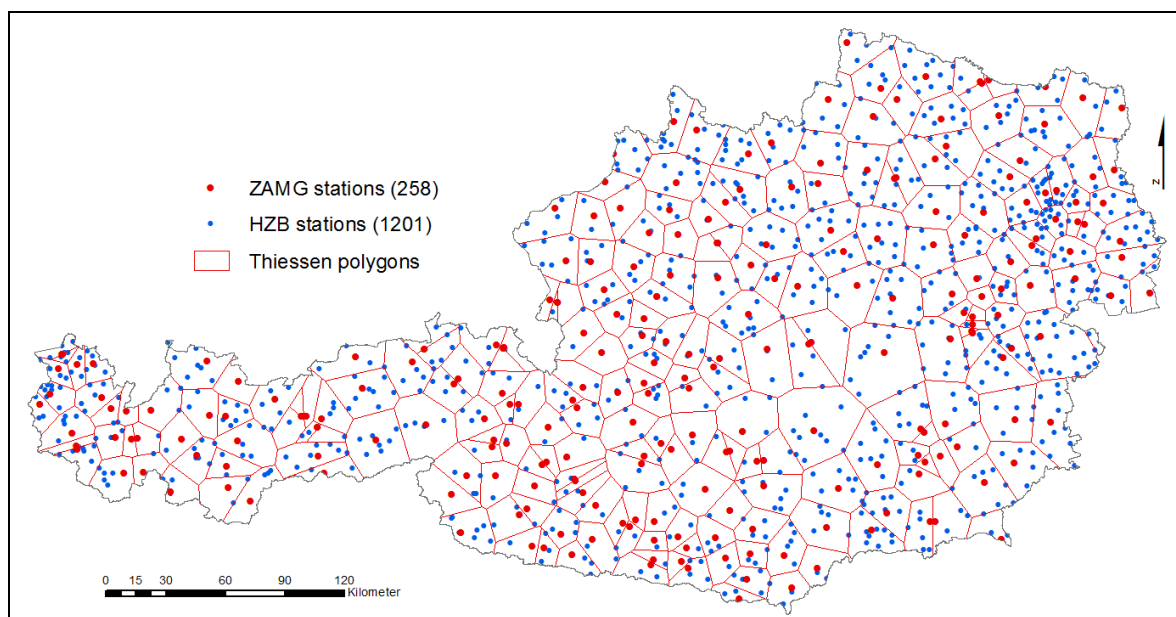


Abbildung 41: Zuordnung der Relation von Tages- und Nachtniederschlag an den ZAMG-Messstationen auf HZB-Messstationen mithilfe von Thiessen-Polygone für den 15. April 2000

(4) Allen HZB-Stationen innerhalb eines Thiessen-Polygons wird der von den ZAMG-Stationen abgeleitete Verhältniswert zwischen Tag- und Nachtniederschlag zugeordnet, indem eine räumliche Verschneidung von Stations- und Polygondaten vorgenommen wird. Die Einbeziehung der Thiessen-Polygone als räumliches Zuordnungskriterium gewährleistet, dass sich alle HZB-Stationen innerhalb eines Polygons in nächster Nachbarschaft zur jeweiligen ZAMG-Messstation desselben Segmentes befinden. Das Verhältnis wird nun auf den Gesamtniederschlag der HZB-Stationen angewendet und die Spalten für Niederschlag um 19:00 und 7:00 Uhr gefüllt. Nach dem Übertragen der Ergebnisse auf die entsprechende Datenbanktabelle werden alle temporären *FeatureClasses* gelöscht und im nächsten Iterationsschritt ein neuer Tag bearbeitet.

Ist die gesamte Niederschlagstabelle vollständig, bildet sie die Grundlage für die Interpolation gemäß der in Abschnitt 2.2.4 beschriebenen Methodik.

2.2.5.3 Akkumulation und Schmelze des Schnees

Die Verfügbarkeit von kontinuierlichen Oberflächen der Modellparameter (Temperatur, Niederschlag, Strahlung) unterstützt eine Berechnung der Schneebedeckung nach dem Ansatz *interpolate then calculate* (IC). Die Akkumulation und Schmelze des Schnees wird demnach für jede Rasterzelle gemäß den nachfolgend beschriebenen Rechenschritten ermittelt. Eine direkte Interpolation der Schneebedeckung ist ohne Einbeziehung externer Information nicht möglich. Harshburger *et al.* (2010) haben für ihre räumliche Modellierung des Schneewasseräquivalents beispielsweise MODIS-*Snow-Cover-Images* als Abgrenzung zwischen schneebedeckten und schneefreien Flächen verwendet. Die Interpolation selbst basiert auf einem multivariaten linearen Regressionsmodell unter Einbeziehung von Seehöhe, Hangneigung, Exposition, Geländerauigkeit und *Clear-sky Radiation* (berechnet mit ArcGIS *SolarAnalyst*); Parameter, welche zum größten Teil auch in der vorliegenden Arbeit verwendet wurden. Allerdings werden diese bereits bei der Interpolation von Globalstrahlung und Temperatur berücksichtigt.

Berechnung der Neuschneemenge

Die Voraussetzung für die Bildung einer Schneedecke ist der Niederschlag unter bestimmten Temperatur- und Feuchteverhältnissen (Feuchttemperatur). In vielen Modellen wird die Grenze zwischen flüssigem und festem Niederschlag unter Verwendung eines konstanten Schwellenwertes gezogen. Der am häufigsten dafür herangezogene Wert ist der Gefrierpunkt (0 °C). Dies gilt jedoch nur unter der Bedingung einer wasserdampfgesättigten Atmosphäre, also bei einer sehr hohen relativen Luftfeuchte. Aufgrund der heterogenen atmosphärischen Verhältnisse ist eine eindeutige Unterscheidung zwischen Schnee und Regen um die 0-°C-Grenze nur schwer möglich. In diesem Temperaturbereich ist oft eine Vermischung beider Formen zu beobachten. Schneefall kann bereits bei +2 °C beginnen, mischt sich jedoch auch noch bei höheren Temperaturen mit Regen. Nach Ahrens (2007, 177) ist bei besonders trockener Luft noch bis zu einer Temperatur von +10 °C Schneefall möglich. Hofer (2007, 25f) verweist auf mehrjährige Untersuchungen der Universität Innsbruck, wo Schneefall bei Lufttemperaturen zwischen -1 °C und +6 °C beobachtet wurden.

Feiccabrino und Lundberg (2008) zeigen in einer schwedischen Arbeit, dass ein konstanter Temperaturschwellenwert von +1 °C im Vergleich zu 0 °C bereits zu besseren Ergebnissen führt. Sie weisen darauf hin, dass bei der Verwendung von zwei Temperaturschwellen und einer linearen Übergangszone nochmals eine Verbesserung erzielt werden kann. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb die von Cazorzi und Dalla Fontana (1996) für ihr Modell

eingeführte konstante Schwelle von $+0.5\text{ °C}$ durch einen linearen Übergang zwischen 0 und 2 °C ersetzt. Schöner und Hiebl (2009, 8f) haben diesen Übergangsbereich ebenfalls in ihrer Applikation (webklim.at) verwendet und für österreichische Verhältnisse getestet.

Die Temperaturoberflächen (\mathbf{T}_d und \mathbf{T}_n) [$^{\circ}\text{C}$], welche auf Basis der Temperaturwerte für Tag und Nacht (Gleichungen 2.2.5-1 und 2.2.5-2) nach der in Abschnitt 2.2.2.4 beschriebenen Methodik gebildet werden, sind die Grundlage für die Berechnung der Fraktion von Schnee und Regen. Bei einer Anwendung auf die Temperaturoberfläche mittels *Map-Algebra*-Funktion errechnen sich die Fraktionsraster (\mathbf{F}_d und \mathbf{F}_n) wie folgt:

$$\mathbf{F}_{d_i} = \begin{cases} 1 & T_{d_i} \leq 0 \\ -0.5(\mathbf{T}_{d_i} + \Delta\mathbf{T}_i) + 1 & 0 < T_{d_i} < 2 \\ 0 & T_{d_i} \geq 2 \end{cases} \quad (2.2.5-3)$$

Die Temperaturoberfläche (\mathbf{T}_d) (vgl. Modell in Abschnitt 2.2.2.4) des Tages i wird zusätzlich mit dem in Abschnitt 2.2.2.5 entwickelten Temperaturkorrekturwert ($\Delta\mathbf{T}_d$) kombiniert. Bei den Nachttemperaturen fehlt die von der Strahlung abgeleitete Korrektur:

$$\mathbf{F}_{n_i} = \begin{cases} 1 & T_{n_i} \leq 0 \\ -0.5\mathbf{T}_{n_i} + 1 & 0 < T_{n_i} < 2 \\ 0 & T_{n_i} \geq 2 \end{cases} \quad (2.2.5-4)$$

Die beiden Fraktionsraster beinhalten Werte im Bereich zwischen 0 und 1 und beschreiben den festen Anteil am Niederschlag. Bei Temperaturen unter 0 °C wird damit der gesamte Niederschlag als Schnee ausgewiesen, ab $+2\text{ °C}$ ausschließlich als Regen. Als Gewichtungen an Tages- und Nachtniederschlag (\mathbf{P}_d und \mathbf{P}_n) [mm] (vgl. Modell in Abschnitt 2.2.4.2) angebracht, ergibt sich die am Tag i gebildete Neuschneemenge (\mathbf{S}) [mm]:

$$\mathbf{S}_i = (\mathbf{P}_{d_i} \mathbf{F}_{d_i}) + (\mathbf{P}_{n_i} \mathbf{F}_{n_i}) \quad (2.2.5-5)$$

Wie in den vorangegangenen Abschnitten beziehen sich alle Variablen in Matrixnotation auf Rasteroberflächen, welche in täglichen Iterationsschritten mittels einer geeigneten *Map-Algebra*-Implementierung nur temporär gebildet werden.

Berechnung der Schneeschmelze

Der Schmelzprozess wird von vielen Faktoren beeinflusst und vor allem bei massiven Schneedecken oft durch Wiedergefrierung unterbrochen. Der Wärmehaushalt bzw. die Ströme von latenter Wärme- und Strahlungsenergie bestimmen im Wesentlichen die Schmelze. Nach Kondo und Yamazaki (1990) sind Wassergehalt, Wärmeleitfähigkeit und Albedo des Schnees wichtige Einflussgrößen. Auf die Albedo reagiert die Schmelze besonders sensitiv. Eine hohe Albedo, wie sie bei frisch gefallenem Schnee beobachtet wird, wirkt sich wenig aus, eine geringe Albedo bei Altschnee, verursacht durch Metamorphose und Verschmutzung, führt zu höheren Schmelzraten.

Cazorzi und Dalla Fontana (1996) führen in ihrem Modell einen empirischen Schmelzfaktor (*Combined Melt Factor CMF*) ein, der sich sowohl in zeitlicher als auch räumlicher Dimension konstant verhält. In mehrjähriger Versuchsreihe bewegte sich der *CMF* in Kombination mit Temperatur und Strahlung (R) in einem Wertebereich zwischen $0,016$ und $0,024\text{ mm }^{\circ}\text{C}^{-1}\text{ R}^{-1}\text{ h}^{-1}$. In einem Jahr mit frühzeitiger Abschmelze führte der minimale *CMF* von $0,016$ zu guten Ergebnissen. Eine moderate Metamorphose und ein damit ver-

bundener hoher Albedo-Wert der relativ jungen Schneedecke verringerten die Schmelzrate pro Temperatur- und Strahlungseinheit. Der höchste Wert von 0,024 korrespondierte mit einer lang anhaltenden Schneedecke. Für den Test der Modellrobustheit wurde ein durchschnittlicher CMF von $0,02 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ R}^{-1} \text{ h}^{-1}$ auf den gesamten Untersuchungszeitraum von sechs Jahren mit guten Ergebnissen angewendet. In der vorliegenden Arbeit wird ebenfalls auf eine jährliche Anpassung des CMF sowie auf eine regionale Differenzierung verzichtet und dieser von Cazorzi und Dalla Fontana (1996) getestete Mittelwert verwendet. Eine weitere Vereinfachung, welche für eine Anwendung auf die Fläche von ganz Österreich erforderlich ist, wurde hinsichtlich der zeitlichen Auflösung vorgenommen. Während Cazorzi und Dalla Fontana (1996) auf Stundenbasis arbeiteten, wird hier lediglich in Tag (7:00 bis 19:00 Uhr) und Nacht (19:00 bis 7:00 Uhr) unterschieden. Damit ergibt sich eine Anpassung des CMF auf 12 Stunden mit $0,24 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ R}^{-1}$.

Während des Tages i wirken Temperatur (\mathbf{T}_d) [$^\circ\text{C}$] (vgl. Modell in Abschnitt 2.2.2.4) und deren topografische Korrektur ($\Delta\mathbf{T}$) [$^\circ\text{C}$] (vgl. Modell in Abschnitt 2.2.2.5) sowie die Globalstrahlung (\mathbf{R}) [$\text{MJ m}^{-2} \text{ Tag}^{-1}$] (vgl. Modell in Abschnitt 2.2.1.4), ebenfalls mit einer Anpassung an das komplexe Gelände (\mathbf{R}_F) (vgl. Modell in Abschnitt 2.2.1.5), zusammen mit dem CMF auf das Wasseräquivalent der Schmelze (\mathbf{M}_d) [mm]:

$$\mathbf{M}_{d_i} = CMF \left(\mathbf{T}_{d_i} + \Delta\mathbf{T}_i \right) \left(\mathbf{R}_i \mathbf{R}_{F_i} \right) \quad (2.2.5-6)$$

Während der Nacht wirkt der Energieeintrag lediglich in Form von Wärmestrahlung und die Gleichung zur Berechnung der nächtlichen Schmelzwassermenge (\mathbf{M}_n) [mm] reduziert sich deshalb auf eine Kombination von CMF und Temperatur:

$$\mathbf{M}_{n_i} = CMF \mathbf{T}_{n_i} \quad (2.2.5-7)$$

Bei der Abstraktion des Schnees als entsprechendes Wasseräquivalent wird vernachlässigt, dass Schmelzwasser in tiefere Schichten der Schneedecke eindringen und dort wieder gefrieren kann. Im Modell reduziert die Schmelze das gesamte Wasseräquivalent und kommt somit einem Abfluss gleich, der jedoch in Realität erst dann stattfindet, wenn die gesamte Schneedecke entsprechend erwärmt und durchfeuchtet ist. Diese Vereinfachung führt zwangsläufig zu Unsicherheiten und Fehlern bei abnehmenden (schmelzenden) Schneedecken, welche umso größer werden, je massiver diese ist.

Berechnung der Schneebedeckung

Die Oberfläche der als Wasseräquivalent berechneten Schneebedeckung (\mathbf{SC}) [mm] eines Tages i ergibt sich aus der Neuschneemenge (\mathbf{S}) [mm] (Gleichung 2.2.5-5) abzüglich der gesamten Schmelzrate während des Tages (\mathbf{M}_d) [mm] (Gleichung 2.2.5-6) sowie der Nacht (\mathbf{M}_n) [mm] (Gleichung 2.2.5-7) und ist immer ≥ 0 :

$$\mathbf{SC}_i = \mathbf{S}_i - \left(\mathbf{M}_{d_i} + \mathbf{M}_{n_i} \right) \quad (2.2.5-8)$$

Die akkumulierte Schneebedeckung (\mathbf{A}) [mm], beginnend mit einer schneefreien Oberfläche am 1. November eines jeden Untersuchungsjahres, wird täglich bis 30. April mittels Addition der Schneebedeckung (\mathbf{SC}) [mm] (Gleichung 2.2.5-8) des Tages i und der bereits bis zum Vortag akkumulierten Oberfläche (\mathbf{A}_{i-1}) [mm] gebildet:

$$\mathbf{A}_i = \mathbf{A}_{i-1} + \mathbf{SC}_i \quad (2.2.5-9)$$

Lediglich die tägliche Oberfläche \mathbf{A}_i wird persistent gespeichert; alle Zwischenergebnisse sind temporär und werden beim nächsten Iterationsschritt wieder gelöscht.

2.3 Räumliche Modelle zur Beschreibung der Vegetationsdynamik

2.3.1 Räumliche Modelle der klimatologischen Vegetationsperiode

2.3.1.1 Allgemeines

Als Vegetationsperiode ist jener Zeitraum des Jahres definiert, in dem entsprechende Umweltbedingungen die Voraussetzungen für das Pflanzenwachstum erfüllen. Die Eignung einer landwirtschaftlichen Kulturart hängt in hohem Maß von der regional sehr unterschiedlichen Dauer dieser Periode ab. Anders als bei vielen Feldfrüchten ist im Grünland die gesamte in der vegetativen Wachstumsphase entstehende Biomasse ertragsrelevant. Die Grünlandbewirtschaftung kann deshalb im Gegensatz zum Ackerbau durch eine variable Gestaltung der Nutzungsfrequenz an die jeweiligen Standortbedingungen angepasst werden. Dafür eignen sich sowohl Gunstlagen als auch benachteiligte Gebiete. Eine lange Vegetationsdauer ermöglicht in einigen Regionen mit ausreichender Wasserversorgung eine intensive, bis zu sechsmalige Schnittnutzung. Im Gegensatz zu den klimatischen Gunstlagen ist eine extensive Nutzung mit nur einem oder zwei Schnitten vielfach auf die Limitierung der mit zunehmender Höhenlage kürzer werdenden Vegetationsdauer zurückzuführen (Buchgraber und Gindl, 2004, 51). Für die Grünlandwirtschaft im topografisch komplexen Berggebiet Österreichs ist demnach die Dauer der Vegetationsperiode ein maßgeblicher Faktor der Ertragsfähigkeit und macht eine regional angepasste Wirtschaftsweise notwendig. Ein Anstieg der Seehöhe bei abnehmender Temperatur verkürzt nicht nur die gesamte Dauer der vegetativen Phase, es verschlechtern sich auch die Wachstumsbedingungen, sodass eine Schnittnutzung mehr und mehr in Weidenutzung übergeht.

Mit dem Auftauen des Bodens im Frühjahr und bei Temperaturen um 3 bis 5 °C beginnt das Wachstum; die Wiesen und Weiden ergrünen. Ein weiterer Temperaturanstieg beschleunigt die Entwicklung in Abhängigkeit der jeweiligen Art (Chmielewski, 2007b). Die Pflanzen eines Mischbestandes reagieren auf thermische Reize unterschiedlich und die einzelnen Entwicklungsphasen verlaufen deshalb auch nicht einheitlich. Die Bestimmung eines diskreten Datums für den Vegetationsbeginn stellt in Hinblick auf die Heterogenität des Grünlandpflanzenbestandes eine gewisse Abstraktion der realen Verhältnisse dar. So sind auch phänologische Erhebungen, wie beispielsweise das Ergrünen der Wiesen, sehr stark vom subjektiven Eindruck des Beobachters geprägt. Besonders schwierig ist die Festsetzung des Vegetationsendes, da die Kälteempfindlichkeit der einzelnen Arten und Sorten sehr unterschiedlich ist. Eine vereinfachte und allgemeine Definition der Vegetationsperiode als durchgängig frostfreier Zeitraum, wie sie beispielsweise Walz (1917), Kunkel *et al.* (2004) oder Miller *et al.* (2005) verwenden, ist für die Auswertung statistischer Trends nutzbar, nach Brinkmann (1979) jedoch weniger für die Identifikation einer Wachstumsperiode geeignet. Die Anzahl und Länge von Frostereignissen, die artspezifische Ausprägung von „*killing temperatures*“ sowie die pflanzliche Entwicklungsphase beim Auftreten eines Frostes sind kaum durch einfache Schwellenwerte abzubilden, bestimmen aber die Grenzen zwischen Vegetations- und Ruheperiode entscheidend.

Die klimatologische Vegetationsperiode, nach Chmielewski (2007b) auch als thermische Vegetationsperiode bezeichnet, beruht aus Vereinfachungsgründen dennoch auf einer Auswertung von Temperaturschwellen, die sich meist auf längere Zeiträume bezieht und klimatische Entwicklungen aufzeigt. Durch unterschiedliche Definitionen und Kombinationen der Schwellenwerte wird versucht, sich den realen Bedingungen und Anforderungen für eine Mehrheit von Pflanzen bestmöglich anzunähern. Letztlich bleibt mit Verwendung

eines Tagesmittel- und/oder Tagesminimumwertes in den meisten Fällen der exakte Tagesgang der Temperatur unberücksichtigt. Zudem führt eine diskrete Schwellendefinition auf Basis eines einzigen Wertes zwangsläufig zu Fehlinterpretationen und falschen Zuordnungen bei grenzwertigen Bedingungen. Für die Analyse von langjährigen Trends ist die klimatologisch bzw. thermisch definierte Vegetationsperiode ein gut geeignetes Mittel, Konsequenzen der Klimaveränderung auf biologische Systeme aufzuzeigen. Eine Anpassung an die tatsächliche vegetative Phase einzelner Pflanzenarten ist für Klimatologen wenig relevant. Für eine landwirtschaftlich orientierte Anwendung empfiehlt sich nach Brinkmann (1979) jedoch eine auf die jeweilige Kulturart abgestimmte Definition. Für das Grünland ist dies aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung des Pflanzenbestandes schwierig, sodass eine allgemeinere Definition Geltung finden muss.

In der vorliegenden Arbeit werden beispielhaft drei methodisch unterschiedliche Ansätze implementiert und vergleichend ausgewertet. Der Schwerpunkt liegt in der technischen Realisierung von flexibel parametrisierbaren räumlichen Modellen. Sämtliche Temperaturschwellenwerte können an zentraler Stelle verändert werden und unterstützen somit eine einfache Adaptierung der Modellparameter gemäß den in zahlreichen Arbeiten veröffentlichten und leicht unterschiedlichen Definitionen. Als zusätzliche Bedingung wird bei allen drei Modellen die in Abschnitt 2.2.5 entwickelte Schneebedeckung berücksichtigt. Dies sollte eine verbesserte Abschätzung des Vegetationsbeginns ermöglichen, der nach Baptist und Choler (2008) gerade im Berggebiet einen signifikanten Einfluss auf den Grünlandertrag aufweist. Die Analyse und Bewertung von Temperaturkriterien wird einheitlich vom 1. März bis 31. Mai für den Vegetationsbeginn und vom 1. September bis 30. November für das Vegetationsende durchgeführt.

Neben den täglichen Oberflächen der Schneebedeckung bilden die räumlichen Modelle von Tagesmittel- und Tagesminimumtemperatur die Datengrundlage für die folgenden Definitionen der klimatologischen Vegetationsperiode:

- a) *Simple Thermal Definition (STD)*: Die Vegetationsperiode beginnt bei Überschreitung eines Temperaturschwellenwertes für eine definierte Anzahl aufeinanderfolgender Tage und endet bei Unterschreitung desselben Schwellenwertes für die beim Vegetationsbeginn definierte Anzahl von Tagen.
- b) *Multicriterial Thermal Definition (MTD)*: Der STD-Ansatz wird dadurch erweitert, dass innerhalb eines definierten Zeitfensters zusätzliche thermische Bedingungen erfüllt sein müssen.
- c) *Relational Thermal Definition (RTD)*: Beginn und Ende der Vegetationsperiode werden auf Basis einer vergleichenden Analyse von Teilperioden bestimmt, die mittels Temperaturschwellenwert voneinander differenziert werden. Sie stehen in Beziehung zu einer Kernperiode, in der ein durchgängiges Überschreiten der Temperaturschwelle gegeben ist.

Die hier eingeführten Modellbezeichnungen und deren Abkürzungen werden sowohl bei der methodischen Beschreibung als auch bei der Darstellung der Ergebnisse verwendet.

2.3.1.2 Simple Thermal Definition (STD)

Wird im Frühjahr eine bestimmte Temperatur anhaltend überschritten, beginnt das Pflanzenwachstum. Im vorliegenden Modell wird dies durch eine Überschreitung des Schwellenwertes von 5 °C Tagesmitteltemperatur für die Dauer von mindestens fünf Tagen abgebildet. *Abbildung 42* zeigt eine schematische Darstellung dieses Ansatzes. Das Vegeta-

tionsende basiert auf einer Umkehrung des definierten Kriteriums – für fünf aufeinanderfolgende Tage wird die Tagesmitteltemperatur von 5 °C unterschritten. Die Kombination von Temperaturschwelle und einer Periode mit durchgehender Über- oder Unterschreitung dieser Schwelle zur Festsetzung von Beginn und Ende der klimatologischen Vegetationsperiode stellt in der Literatur einen gewissen Standard dar und wird vielfach verwendet (z. B. in Broad und Hough, 1993, Chmielewski, 2007b, Frich *et al.*, 2002, Sparks *et al.*, 2005a). Variationen dazu finden sich beispielsweise in einer vergleichenden Darstellung von Brinkmann (1979), wo unter anderem eine Temperaturschwelle von 7,2 °C mit einer fünftägigen Periode kombiniert wird. Weiters zeigen Menzel *et al.* (2003) einen Vergleich von Definitionen mit 5, 7 und 10 °C Tagesmitteltemperaturen und 0, -3 und -5 °C Tagesminimumtemperaturen. In der Arbeit von Menzel *et al.* (2003) wurde festgestellt, dass klimatologische Berechnungen der Vegetationsperiode mit durchschnittlichen Trends phänologischer Phasen gut übereinstimmen. So können beispielsweise mit den Kriterien der Tagesmitteltemperatur ≥ 5 °C und < 5 °C die phänologischen Phasen von Blattentfaltung und Laubverfärbung gut abgebildet werden.

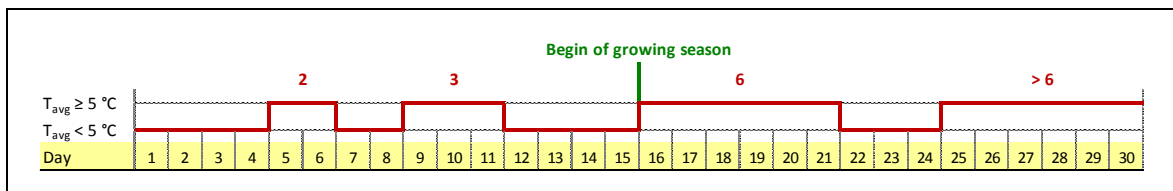


Abbildung 42: Schematische Darstellung des Vegetationsbeginns nach STD

Das in *Abbildung 42* dargestellte Schema bezieht sich auf eine einzelne Zeitreihe von Temperaturwerten. Für die räumliche Implementierung sind dazu tägliche Temperaturoberflächen, wie sie nach Abschnitt 2.2.2 erarbeitet wurden, bereitzustellen. Die Verarbeitung erfolgt mit C#-Algorithmen unter Verwendung des GIS-Rasterwerkzeuges *Map Algebra*. Über die einzelnen Tage in den Monaten des Frühjahrs (März bis Mai) und Herbstes (September bis November) wird in Tagesschritten iteriert und jeweils ein Zeitfenster von fünf Tagen gebildet. Dabei werden immer fünf Temperaturoberflächen als Objekte in den Arbeitsspeicher geladen und zur weiteren Verwendung vorgehalten. Zunächst müssen sämtliche Temperaturwerte einer Oberfläche hinsichtlich des 5-°C-Kriteriums klassifiziert werden. Die einzelnen Rasterzellen enthalten nach diesem Vorgang den Wert 1, wenn das Temperaturkriterium erfüllt und 0, wenn es nicht erfüllt ist. Durch Addition der fünf reklassifizierten Temperaturoberflächen ergibt sich für alle Zellen, welche das Kriterium für den Beginn oder das Ende der klimatologischen Vegetationsperiode erfüllen, die Summe von 5. Nur Zellen, welche diesen Wert aufweisen, werden in den Ergebnisraster übertragen, wobei hier der Tag des Jahres abgespeichert wird, der dem ersten der fünf Tage im Zeitfenster entspricht. Durch die Iteration in Tagesschritten erfüllen nach und nach die meisten Zellen die Bedingung eines für fünf Tage durchgehenden Über- bzw. Unterschreitens der 5-°C-Schwelle. Der Algorithmus terminiert mit Ende Mai für den Beginn und Ende November für das Ende der Vegetationsperiode. In allen Zellen, welche bis dahin keinen Beginn bzw. kein Ende aufweisen, wird ein einheitlicher Vegetationsbeginn mit 1. Juni und ein Vegetationsende mit 1. Dezember zugewiesen.

2.3.1.3 Multicriterial Thermal Definition (MTD)

Erste Auswertungen der Ergebnisse nach einer Berechnung mit STD zeigten mitunter eine problematische räumliche Verteilung. Vor allem in extremen Jahren mit sehr frühem oder spätem Beginn bzw. Ende sind teilweise unrealistische Ergebnisse infolge besonderer Wit-

terungsbedingungen zu beobachten. Vor allem in einem Wertebereich mit unmittelbarer Nähe zur Temperaturschwelle wirken sich Interpolationsfehler auf mangelhafte Zuordnungen aus. Schon geringe Unterschiede im engeren Bereich zwischen Erfüllung und Nichterfüllung des STD-Kriteriums können damit zu einer signifikanten Verschiebung des errechneten Beginns oder Endes der Vegetationsperiode führen. Um diese unerwünschten Effekte beim Auftreten von Ausnahmesituationen abzuschwächen, wird eine Methode eingeführt, welche zur einfachen Temperaturschwelle der STD-Methode noch zusätzliche Kriterien berücksichtigt und miteinander kombiniert.

Ausgehend von der Grundüberlegung, dass bei einem durchgehenden Zeitraum von einigen Tagen mit ausreichend hohen Temperaturen das Pflanzenwachstum einsetzt (vgl. Abschnitt 2.3.1.2), wird bei MTD das Zeitfenster auf 10 Tage erweitert und hinsichtlich des Auftretens von Frostereignissen untersucht. Innerhalb dieses Zeitraums muss das Kriterium von STD (≥ 5 °C über fünf Tage) erfüllt werden. Darüber hinaus muss die Durchschnittstemperatur des 10-tägigen Zeitraums 6 °C überschreiten. In *Abbildung 43* ist das Schema der Kombination verschiedener Schwellenwerte grafisch dargestellt.

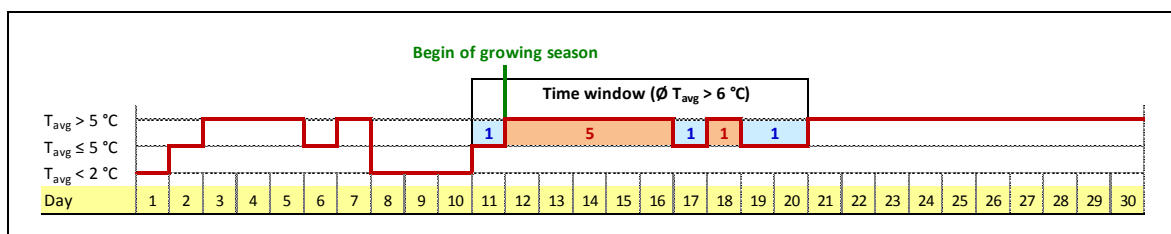


Abbildung 43: Schematische Darstellung des Vegetationsbeginns nach MTD

Ein Frostereignis wird mit dem Unterschreiten der Tagesmitteltemperatur von 2 °C identifiziert. Die Auswertung von Temperaturdaten an sämtlichen ZAMG-Messstationen für den Zeitraum 1971 bis 2010 in den Monaten März bis Mai zeigt, dass die Tagesminimumtemperatur bei einer Tagesmitteltemperatur unter 2 °C im Mittel bei -5,4 °C liegt. In 3 % der Fälle liegt zwar kein Frost vor, die Minimumtemperatur liegt also über 0 °C, für die Verwendung von Tagesmittel- anstatt Tagesminimumtemperaturen sprechen dennoch zwei Gründe: a) Die interpolierten Oberflächen der Tagesmitteltemperatur weisen geringere Fehler als die der Tagesminimumtemperatur auf (vgl. *Abbildung 63* und *Abbildung 65*). b) Die Rechenprozedur ist weniger aufwendig, da nur eine Art der Temperaturoberfläche für die gesamte Verarbeitung herangezogen werden muss.

Die Festlegung des Schwellenwertes von 6 °C für die Durchschnittstemperatur des gesamten Zeitfensters begründet sich ebenfalls in einer Auswertung der Temperaturdaten für den Zeitraum 1971 bis 2010 in den Monaten März bis Mai. In der Literatur findet sich zum überwiegenden Teil eine Temperaturschwelle von 5 °C. Davon wird abgegangen, da die Temperaturbeobachtungen zeigen, dass bei Tagesmitteltemperaturen zwischen 2 und 5 °C eine mittlere Tagesminimumtemperatur von -0,6 °C erreicht wird. Ein gewisses Risiko, den Vegetationsbeginn trotz Frostperiode festzusetzen, ist somit gegeben. Die Erhöhung der Schwelle um 1 °C reduziert die mittlere Tagesminimumtemperatur in den untersuchten Monaten auf -0,2 °C.

Die in STD verwendeten Kriterien, welche auch in der Literatur mehrheitlich für die Definition des Vegetationsbeginns herangezogen werden (vgl. Walther und Linderholm, 2006), führen in Österreich besonders in Ausnahmejahren zu einer Festlegung des Beginns bei noch vorhandener Schneedecke. Das Ziel von MTD ist demnach, diesen etwas später zu setzen. Jones *et al.* (2002) haben zur Vermeidung eines zu frühen Beginns als zusätzliches

Kriterium den letzten Spätfrost im Frühjahr als frühestmöglichem Vegetationsbeginn eingeführt. In Anlehnung an diese Arbeit wird hier ebenfalls ein Frostkriterium verwendet, das sich allerdings in unmittelbarer zeitlicher Nähe des STD-Kriteriums befinden sollte. Die Oberflächen der Temperatur enthalten Interpolationsfehler und diese würden bei einer zeitlich voneinander entkoppelten Verarbeitung der beiden Kriterien zwangsläufig zu großen Verschiebungen des Vegetationsbeginns führen. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb ein Zeitfenster im doppelten Ausmaß der STD-Periode, also 10 Tage, verwendet, um eine direkte Kombination in einem eingeschränkten Zeitabschnitt zu ermöglichen. Außerdem kann dadurch noch eine zusätzliche Schwelle eingeführt werden, welche auf Basis des Temperaturdurchschnitts die Voraussetzung einer längeren Warmperiode fordert. Innerhalb des Zeitfensters von 10 Tagen werden verschiedene außergewöhnliche Bedingungen berücksichtigt, welche durch die Kriterienkombination eine gewisse „Glättung“ hinsichtlich ihrer Wirkung auf die Festsetzung des Vegetationsbeginns erfahren. Vor allem im Rahmen einer räumlichen Modellierung auf Basis von interpolierten Temperaturoberflächen ist dies eine Maßnahme, um den starken Einfluss von Ausreißern zu vermindern.

Das Ende der Vegetationsperiode wird nicht ausschließlich durch eine kontinuierliche und regelmäßige Abnahme der Temperatur, sondern auch durch das häufigere Auftreten von „*killing frosts*“ herbeigeführt. Bei der hier implementierten Methode MTD wird die Definition der STD-Kriterien erweitert, um, wie beim Vegetationsbeginn, die Effekte von Ausreißersituationen auf die Festsetzung des Vegetationsendes abzuschwächen. In *Abbildung 44* ist die Vorgehensweise schematisch dargestellt.

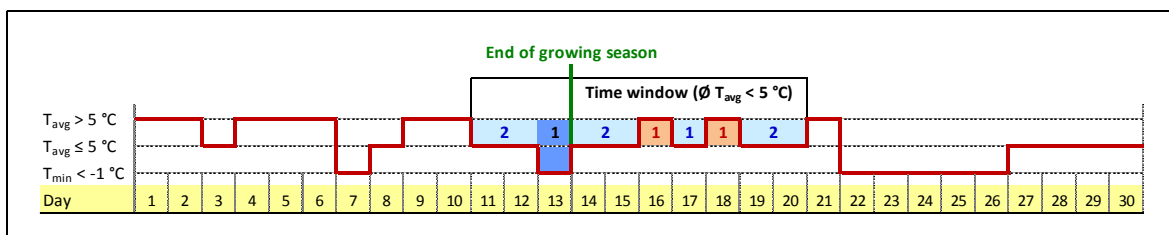


Abbildung 44: Schematische Darstellung des Vegetationsendes nach MTD

Zunächst wird angenommen, dass eine längere Kaltperiode die Wahrscheinlichkeit des Vegetationsendes erhöht. Wie beim Vegetationsbeginn wird auch hier ein Zeitfenster von 10 Tagen definiert, in dem ein Temperaturschwellenwert von 5 °C im Durchschnitt des 10-tägigen Zeitraums unterschritten werden muss (vgl. Carter, 1998). Innerhalb des Zeitfensters müssen mindestens fünf, nicht zwingend aufeinanderfolgende Tage Temperaturen unter 5 °C aufweisen. Eine Auswertung der Temperaturdaten für den Zeitraum 1971 bis 2010 in den Monaten September bis November zeigt, dass die Tagesmitteltemperaturen im Bereich zwischen 0 und 5 °C einem durchschnittlichen Tagesminimum von -0,6 °C entsprechen. Als Datum des Endes wird jener Tag der 10-tägigen Kaltperiode bestimmt, an welchem zuerst ein Frostereignis auftrat. Um bei dieser Zuordnung eine gewisse Sicherheit zu erreichen, wird hier im Gegensatz zum Vegetationsbeginn trotz der etwas größeren Interpolationsfehler bei den Temperaturoberflächen und eines höheren Rechenaufwandes die Oberfläche der Tagesminimumtemperatur herangezogen. Die Schwelle wird jedoch bei -1 °C eingezogen, um eine fehlerhafte Interpretation aufgrund von Unsicherheiten in der räumlichen Modellierung weitgehend abzuschwächen.

Die Implementierung der Algorithmen ist im Vergleich zu STD wesentlich komplexer und wird am Beispiel des Vegetationsbeginns schrittweise dargestellt:

(1) Zunächst werden die 10 dem Zeitfenster entsprechenden Temperaturoberflächen dreifach in den Arbeitsspeicher geladen und als Objekte in *Data Collections* vorgehalten. Als

geeignete Struktur hat sich dafür eine *Queue* erwiesen, da sich hier bei der täglichen Iteration mit den Befehlen von *Enqueue* und *Dequeue* das *LIFO-Prinzip (Last-In, First-Out)* sehr einfach umsetzen lässt. Der Vorteil besteht darin, dass nicht mit jedem Iterationsschritt auf sämtliche Oberflächen zugegriffen wird, sondern lediglich die Letzte aus dem Speicher entfernt und die Oberfläche des neu hinzukommenden Tages geladen wird. Auf diese Weise verschiebt sich das definierte Zeitfenster in der Art eines *Moving Windows* vom ersten bis zum letzten Tag des dreimonatigen Untersuchungszeitraums (März bis Mai für den Vegetationsbeginn und September bis November für das Vegetationsende).

(2) Die Rasteroberflächen der ersten *Queue* zur Untersuchung von Frostereignissen werden entsprechend dem 2-°C-Kriterium reklassifiziert und als binär codierte Raster abgelegt. Jene Zellen, deren Temperatur unter dieser Schwelle liegt, enthalten den Wert 0, alle anderen den Wert 1. Anschließend werden sämtliche Raster des Zeitfensters mittels *Map Algebra* aufsummiert. Alle Zellen, deren Summe der Länge des Zeitfensters entspricht, erfüllen die Forderung, dass im untersuchten Zeitabschnitt an keinem Tag die Tagesmitteltemperatur unter 2 °C gefallen ist. Dieses Ergebnis wird neuerlich reklassifiziert; Zellen mit dem Wert 10 wird 1 zugeordnet, alle anderen werden mit dem Wert 0 codiert.

(3) Die Temperaturoberflächen der zweiten *Queue* werden mit ihren Originalwerten in *Map Algebra* verarbeitet, um die durchschnittliche Temperatur des 10-tägigen Zeitraums zu berechnen. Das Ergebnis wird entsprechend der Schwelle von 6 °C reklassifiziert. Ist das Kriterium erfüllt und die Durchschnittstemperatur höher als 6 °C, enthalten die Zellen des Ergebnisrasters den Wert 1, sonst 0.

(4) Die multiplikative Kombination der Ergebnisse aus der Bearbeitung des ersten (2) und zweiten (3) Kriteriums ergibt eine neue, binär codierte Rasteroberfläche. Bei der Erfüllung beider Kriterien behält die Zelle den Wert 1, andernfalls bleibt oder wird daraus 0.

(5) Die Oberflächen der dritten *Queue* werden in ähnlicher Weise wie bei STD hinsichtlich des Kriteriums einer Tagesmitteltemperatur über 5 °C für fünf aufeinanderfolgende Tage reklassifiziert. Allerdings muss hier in einer untergeordneten Schleife über die Länge des Zeitfensters iteriert werden, damit sämtliche Möglichkeiten der Kriterienbefüllung innerhalb des gesamten Zeitfensters geprüft werden können. Bei jedem Iterationsschritt wird in den Zellen, welche das Kriterium erfüllen, der erste Tag dieser fünftägigen Periode gespeichert. Jenen Zellen, bei denen keine entsprechenden Temperaturen festgestellt werden konnten, wird der Wert 0 zugewiesen. Der Rückgabewert dieser Schleife enthält somit das Ergebnis der Kriterienprüfung für das aktuelle Zeitfenster mit den jeweiligen Daten des Vegetationsbeginns und wird dem Hauptalgorithmus übergeben.

(6) Die Ergebnisse aus (4) und (5) werden wiederum multiplikativ miteinander kombiniert. In den Zellen, welche sämtliche Kriterien erfüllt haben, bleibt das Datum (Tag des Jahres) für den Beginn der Vegetationsperiode als Ergebnis aus (5) erhalten, bei allen anderen Zellen wird der Wert auf 0 gesetzt.

(7) Bevor das Zeitfenster im Zuge der Iteration nach (1) um einen Tag weiter verschoben wird und eine neuerliche Kriterienprüfung nach (3), (4) und (5) erfolgt, muss gewährleistet werden, dass die bisher eingetragenen Daten für den Beginn nicht mehr überschrieben werden können. Eine entsprechende binäre Codierung verhindert dies und wird dem nächsten Iterationsschritt als Eingangsvoraussetzung mitgegeben.

Die Algorithmen zur Berechnung des Vegetationsendes sind ähnlich konzipiert. Es wird deshalb auf deren detaillierte Darstellung verzichtet. Im Unterschied zur Struktur einer klassischen Programmierung beziehen sich die hier vorgestellten Prozesse nicht auf Einzelwerte. Unter Verwendung des GIS-Werkzeuges *Map Algebra* werden bei jedem Re-

chenschritt viele Daten, abgelegt im Rasterformat, in der Weise von Matrixoperationen gleichzeitig manipuliert. Binärcodierungen grenzen dabei den für eine Operation gültigen Bereich in der Matrix (Rasteroberfläche) ein und entsprechen im Wesentlichen klassischen *If*-Verzweigungen. Der Wert 1 erhält bei der Rastermultiplikation einen nach bestimmten Kriterien ausgewählten Wertebereich, der Wert 0 setzt diesen zurück.

2.3.1.4 Relational Thermal Definition (RTD)

Der Vegetationsbeginn nach STD und MTD fällt in manchen Jahren relativ häufig auf Tage, an denen in manchen Gebieten noch eine geschlossene Schneedecke besteht. Aus diesem Grund wird eine weitere Methode implementiert, welche sich grundlegend von den bereits vorgestellten unterscheidet. Das Konzept bezieht sich auf eine Arbeit der ZAMG-Außenstelle Graz, welche für den Klimaatlas Steiermark eine klimatologische Auswertung der Vegetationsperiode durchgeführt hat (Wakonigg *et al.*, 2007, 48f). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird dieser Ansatz für eine räumliche Modellierung auf Basis von Temperaturoberflächen adaptiert und für die Berechnung mittels *Map Algebra* aufbereitet.

Zunächst wird eine Kernperiode identifiziert. Sie beschreibt einen Zeitraum, an dem die Tagesmitteltemperatur von 5 °C durchgehend überschritten wird. In der Folge werden die sich abwechselnden Teilperioden mit Unter- und Überschreitung der Temperaturschwelle analysiert. Eine Teilperiode ist als zusammenhängender Zeitraum definiert, an dem das Temperaturkriterium erfüllt wird. Im Gegensatz zur progressiven Vorgehensweise von STD und MTD beginnend mit 1. März bzw. 1. September, erfolgt die Ermittlung des Beginns bzw. des Endes der Vegetationsperiode bei diesem Ansatz regressiv, beginnend mit dem ersten bzw. letzten Tag der Kernperiode. Als Beginn und Ende der Vegetationsperiode wird der erste Tag jener Teilperiode bestimmt, welche länger als die Summe aller Teilperioden ist, in denen das Kriterium nicht erfüllt wird. In *Abbildung 45* wird das Ermittlungsschema für den Vegetationsbeginn dargestellt, das sich bei der Berechnung des Vegetationsendes davon nur durch eine Umkehrung der Temperaturschwellen unterscheidet.

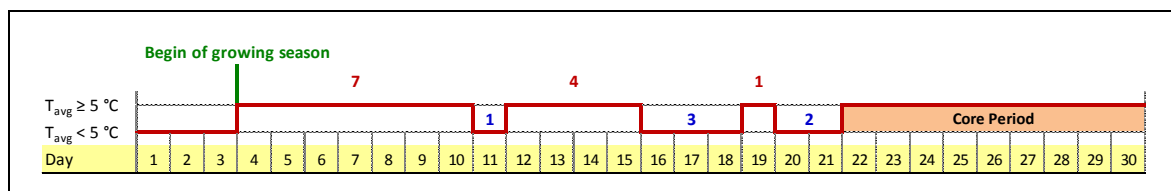


Abbildung 45: Schematische Darstellung des Vegetationsbeginns nach RTD

Als Schwellenwert wird die von Wakonigg *et al.* (2007, 48f) eingeführte Tagesmitteltemperatur von 5 °C beibehalten. Der Algorithmus besteht im Wesentlichen aus zwei Prozeduren, in denen die einzelnen Rasteroberflächen mittels *Map Algebra* kombiniert werden:

(1) Für die Festlegung der Kernperiode wird vom 1. März bis zum 31. Mai in Tagesschritten iteriert und geprüft, ob in den einzelnen Rasterzellen eine anhaltende Überschreitung der Temperaturschwelle gegeben ist. Dazu wird in der Schleife die Temperaturoberfläche eines Tages geladen, hinsichtlich des Temperaturkriteriums reklassifiziert und als binär codierter Raster gespeichert. Wird die Temperatur von 5 °C überschritten enthalten die Zellen den Wert 1, sonst 0. Dieses Zwischenergebnis wird mit dem Tag des Jahres multipliziert. Im nächsten Iterationsschritt wird eine weitere Temperaturoberfläche untersucht und wiederum reklassifiziert. Enthält eine Zelle auch bei diesem Schritt den Wert 1 und zeigt damit an, dass das Temperaturkriterium erfüllt ist, bleibt der vormals gespeicherte

Tag des Jahres erhalten. Durch Multiplikation der bisher gespeicherten Zellwerte mit dem bei Nichterfüllung gesetzten Wert 0 wird auch der Inhalt der Zelle durch 0 ersetzt. Damit ist gewährleistet, dass ein Überschreiten der Temperatur für jeden Tag erkannt und das erstmalige Auftreten als Tag des Jahres gespeichert wird. Diese Information bleibt allerdings nur so lange aufrecht, bis eine Temperatur unter 5 °C auftritt. Erfolgt bis Ende Mai keine Rücksetzung, wird der bis dahin gespeicherte Tag als Beginn der Kernperiode festgelegt bzw. für alle bis dahin noch nicht mit einem Datum besetzten Zellen einheitlich per 31. Mai gesetzt. Beim Vegetationsende wird in gleicher Weise, jedoch in umgekehrter Richtung vom 30. November bis zum 1. September iteriert und auf das Unterschreiten der 5-°C-Temperaturschwelle hin geprüft. Das Ergebnis bildet das Ende der Kernperiode ab.

(2) Bei der Analyse der für die Bestimmung des Vegetationsbeginns zu bildenden Teilperioden wird zeitlich regressiv vom Beginn der Kernperiode als Startwert bis zum 1. März iteriert. Dabei wird für jede Zelle die Anzahl von Tagen mit Unterschreitung des Temperaturkriteriums kontinuierlich erfasst. Parallel dazu erfolgt eine Aufsummierung der Anzahl aufeinanderfolgender Tage mit Überschreitung des Kriteriums. Diese Summenbildung wird erst bei einem Iterationsschritt bzw. Tag abgeschlossen, dessen Temperaturprüfung eine Unterschreitung der 5-°C-Schwelle ergibt. Damit ist nun eine Teilperiode definiert. Sie wird mit der Anzahl an Tagen verglichen, welche seit dem Beginn der Kernperiode das Kriterium nicht erfüllen konnten. Ist die Teilperiode länger, wird für deren ersten Tag der Vegetationsbeginn festgesetzt, andernfalls wird sie auf 0 zurückgesetzt und im Laufe weiterer Iterationen wieder neu gebildet und verglichen. In *Abbildung 45* wird der Vegetationsbeginn für den dritten Tag errechnet, da hier mit sieben Tagen erstmals eine Teilperiode auftritt, welche länger ist, als die Summe aller Tage unter 5 °C vor der Kernperiode. Das Vegetationsende wird mit der Umkehrung des Kriteriums im Zuge einer zeitlich progressiven Analyse, beginnend beim Ende der Kernperiode bis zum 30. November gebildet.

Die Herausforderung bei der Implementierung derartiger Algorithmen besteht darin, dass sie allgemeingültig formuliert sein müssen, da es beinahe für jeden Iterationsschritt einige Zellen in den zu analysierenden Rasteroberflächen gibt, welche sowohl Kriterien erfüllen als auch nicht erfüllen. Die räumliche Verteilung von Ergebnissen muss dabei unbedingt berücksichtigt werden, damit sich die Werte nicht gegenseitig beeinflussen und es zu fehlerhaften Veränderungen kommt. Eine derartige Abgrenzung ist ebenfalls auf die zeitliche Dimension auszudehnen, damit schon berechnete Ergebnisse nicht von nachfolgenden Operationen überschrieben werden können. In einem ersten Iterationsschritt wird beispielsweise das Datum für den Vegetationsbeginn in jenen Zellen festgelegt, welche dem Temperaturkriterium entsprechen. In darauf folgenden Iterationen wird das Kriterium für genau diese Zellen ebenfalls wieder erfüllt, die Ergebnisse dürfen jedoch in die bereits „besetzten“ Zellen nicht mehr gespeichert werden, wohl aber in jene, welche noch „unbesetzt“ sind. Das wichtigste Instrumentarium für Algorithmen auf Basis von *Map Algebra* sind die aus Vergleichsoperationen resultierenden binär codierten Rasteroberflächen und deren Kombination mit den räumlich und zeitlich abzugrenzenden Ergebnissen.

Im Sinne der Zielsetzung einer operationellen Anwendung der hier implementierten Methoden zur Berechnung der Vegetationsperiode wird durch eine geeignete Programmierung in C# ein performantes Laufzeitverhalten sichergestellt. Die Manipulation einer großen Menge von Rasteroberflächen erfolgt mit intensiver Nutzung des Arbeitsspeichers, da sich Schreib- und Lesezugriffe auf persistent gehaltene Daten besonders negativ auf die Rechenzeit auswirken würden. Die Komplexität der einzelnen Algorithmen wird durch die Möglichkeit einer beliebigen Parametrisierung von Temperaturschwellen und zeitlichen Bedingungen erheblich erhöht. Dies ist eine wichtige Voraussetzung für die effiziente Durchführung umfangreicher Testläufe und darauf abgestimmter Anpassungsmaßnahmen.

2.3.2 Räumliches Modell phänologischer Grünlandphasen

2.3.2.1 Allgemeines

Für die Beschreibung der Vegetationsdynamik im Grünland sind neben Beginn und Ende der Vegetationsperiode auch die einzelnen Entwicklungsphasen des Pflanzenbestandes von großem Interesse. In der vorliegenden Arbeit wird ein einfaches statistisches Modell implementiert, welches mithilfe von Temperatursummen die Entwicklung eines Grünlandbestandes abbildet. Der Schwerpunkt wird dabei auf die frühen phänologischen Phasen mit direktem Einfluss auf den ertragreichen ersten Aufwuchs gelegt. Das phänologische Modell ergänzt so die Informationen über die Vegetationsdynamik des Grünlandes und erweitert die im Abschnitt 2.3.1 berechnete klimatologische Vegetationsperiode.

Die Phänologie befasst sich mit der Beschreibung von periodisch wiederkehrenden biologischen Phänomenen. Neben verschiedenen Einflüssen kommt nach Menzel (2007, 20) der Lufttemperatur eine Schlüsselrolle bei der Abbildung phänologischer Phasen zu. Pflanzen werden in diesem Zusammenhang als „integrierende Messinstrumente“ für die Witterung bezeichnet. Phänologische Beobachtungen und daraus abgeleitete, zumeist temperaturabhängige Modelle sind neben Wetterbeobachtungen eine wichtige Grundlage für die Bearbeitung agrarmeteorologischer Fragestellungen. Die Beobachtung von phänologischen Phasen hat in der Landwirtschaft lange Tradition und ist für die Abstimmung von Bewirtschaftungsmaßnahmen auf klimatische Bedingungen von großer Bedeutung. In der Wissenschaft hat sich die Phänologie als effektives Instrument zur Beobachtung klimatischer Veränderungen erwiesen (Chmielewski, 2003). Die sich jährlich wiederholenden Phasen mit ihren schwankenden Eintrittsterminen zeigen die unmittelbare Auswirkung des Klimas auf die Biosphäre. Zeitreihen phänologischer Beobachtungen sind somit Indikatoren der Klimawirkung und möglicher klimabedingter Veränderungen der Entwicklungszyklen von Fauna und Flora (Chmielewski, 2007a).

Die nach IPCC (2007) zu erwartende Temperaturzunahme wird den bereits in den vergangenen Jahrzehnten wahrgenommenen Trend einer zeitlichen und räumlichen Verschiebung phänologischer Phasen verstärken. Nach Peñuelas und Filella (2001) stehen die beobachteten phänologischen Veränderungen meist in engem Zusammenhang mit einer Zunahme der Temperatur. Die Konsequenzen der globalen Erwärmung finden demnach unter anderem ihren Ausdruck in einer Verschiebung der Lebenszyklen verschiedener Arten (Steltzer und Post, 2009) mit weitreichenden Folgen für viele Bereiche des Lebens. Eine projektive, auf Klimaszenarien basierende räumliche Anwendung von phänologischen Modellen bietet eine Möglichkeit, die Auswirkungen der globalen Erwärmung auf die Natur abzuschätzen. Genaue Prognosen sind jedoch aufgrund vieler unbekannter Einflüsse und Wechselbeziehungen in den biochemischen und biophysikalischen Prozessen einerseits und in den Unsicherheiten von Klimamodellen andererseits nicht möglich (Peñuelas *et al.*, 2009).

Im Fokus von Klimamodellen stehen meist Temperatur und Niederschlag, wobei die Modellierung der Temperaturveränderung im Allgemeinen geringere Unsicherheiten beinhaltet (Räisänen, 2007). Mit dieser vergleichsweise zuverlässigen Datengrundlage ist die Anwendung von Temperatursummenmodellen zur Abbildung phänologischer Phasen in Klimaszenarien eine Möglichkeit, die Konsequenzen einer projizierten Temperaturerhöhung zu veranschaulichen. In der vorliegenden Arbeit wird ein Modell umgesetzt, welches ausschließlich auf die Tagesmittel der Lufttemperatur aufbaut und deshalb einen flexiblen Einsatz für klimatologische Auswertungen gewährleistet. Die Umsetzung als räumliches Modell wird durch die Verwendung der in Abschnitt 2.2.2 entwickelten Temperaturober-

flächen realisiert. Die Berechnung der Temperatursumme erfolgt für jede Rasterzelle nach dem Prinzip *interpolate then calculate* und wird mithilfe der ArcGIS-Funktion *Map Algebra* umgesetzt. Interpolationsgrundlage können dabei sowohl Temperaturbeobachtungen als auch Ergebnisse eines regionalisierten Klimamodells sein.

Die Schätzung raumzeitlicher Muster phänologischer Ereignisse stellt eine gewisse Herausforderung dar und wird in den meisten Fällen mithilfe statistischer Methoden durchgeführt (vgl. Hense und Müller, 2007, Scheifinger und Schöngaßner, 2011). Zur Optimierung der räumlichen Schätzung auf Basis standortbezogener Beobachtungen können phänologische Phasen auch aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden und ergänzen damit terrestrische Erhebungen (Brügger *et al.*, 2007, Peñuelas *et al.*, 2009, Studer *et al.*, 2007). In der vorliegenden Arbeit stehen nicht die phänologischen Beobachtungen selbst im Fokus der räumlichen Modellierung, sondern die damit in Beziehung gesetzten Temperatursummen. Die räumliche Implementierung über Temperaturoberflächen bietet den Vorteil, dass auch Klimaszenarien in derselben Art und Weise verarbeitet werden können.

Die Definition der für die Summenbildung herangezogenen Temperatur spielt für die Genauigkeit der Schätzung von phänologischen Phasen eine große Rolle. In der Literatur finden sich dazu verschiedene Ansätze, die sich auf einen für das Pflanzenwachstum relevanten Temperaturbereich beziehen. Dabei werden nur Temperaturen ab einem bestimmten Schwellenwert (Basistemperatur) bis zum Zeitpunkt des Eintritts der beobachteten phänologischen Phase aufsummiert. Ebenso kann unabhängig von phänologischen Beobachtungen mit diesen sogenannten *Growing Degree-days (GDD)* in ähnlicher Weise wie bei der klimatologischen Vegetationsperiode ein vereinfachter Zusammenhang zwischen Temperatur und Wachstum hergestellt werden (Skaugen und Tveito, 2004). Die insbesondere im Frühjahr relativ hohe Korrelation zwischen Tagesmitteltemperatur und phänologischen Phasen (Ahas *et al.*, 2000) ist die Grundlage für einfache Temperatursummenmodelle, die sich auf Tagesmittelwerte beziehen. McMaster und Wilhelm (1997) zeigen in ihrer Arbeit, dass die Ergebnisse auf Basis von *GDD* wesentlich von der Temperaturdefinition abhängen. Neben der Tagesmitteltemperatur kann auch Tagesminimum oder Tagesmaximum herangezogen werden, allerdings muss dies klar ersichtlich sein, um Ergebnisse korrekt interpretieren zu können. Für die Bildung einer effektiven Temperatursumme (*GDD*) können Tageswerte auch differenzierter betrachtet werden. Solantie (2004) unterscheidet beispielsweise in Mittelwerte für die Tages- und Nachtstunden mit der Begründung, dass die Temperatur während des Tages in engerem Zusammenhang zum Assimilationsprozess und damit zum Wachstum der Pflanzen steht. Für eine genauere Abbildung des Temperaturtagesgangs müssen entweder Stundenwerte oder Näherungsmodelle verwendet werden. Cesaraccio *et al.* (2001) entwickelten ein Trendmodell für den Tagesgang aus täglichen Temperaturwerten und erreichten mit der so errechneten Temperatursumme deutlich geringere Fehler bei der Abbildung phänologischer Phasen. Als Näherung des Tagesgangs für die *GDD* werden auch Sinuskurven verwendet (Allen, 1976, Zalom *et al.*, 1983).

In der vorliegenden Arbeit wird in Hinblick auf die für eine räumliche Modellierung notwendige Vereinfachung mit Tagesmitteltemperaturen und deren Oberflächen gearbeitet. Vor allem bei einer Verwendung des Temperatursummenmodells für Klimaszenarien spielt die präzise Berücksichtigung des Temperaturtagesgangs eine untergeordnete Rolle.

2.3.2.2 Implementierung eines Temperatursummenmodells

Der Ansatz, die tägliche Temperatur aufzusummieren, um damit die Eintrittstermine phänologischer Phasen zu modellieren, geht auf den französischen Naturforscher René Antoine Ferchault de Réaumur (1683 - 1757) zurück (Réaumur, 1735). „*Er nahm an, dass die*

Pflanzenentwicklung proportional zur Summe der Temperaturen zwischen den Ereignissen war, und nicht ausschließlich von der Temperatur bei Phaseneintritt abhing. Dieses ist nach wie vor die wichtigste Grundannahme in der phänologischen Modellierung.“ (Menzel, 2007, 20). Neben theoretischen und mechanistischen phänologischen Modellen werden bei statistischen Methoden die phänologischen Ereignisse in Beziehung zu klimatischen Einflussfaktoren wie beispielsweise der Temperatur gesetzt, ohne auf Kohlenstoffbilanzen oder Wirkungsstrukturen zwischen biologischen Prozessen und Umweltfaktoren einzugehen (Menzel, 2007, 22). Formal ist der einer „*black box*“ entsprechende statistische Ansatz, welcher in der vorliegenden Arbeit verwendet wird, wie folgt definiert: Mittels einfachem *Degree-day*-Ansatz wird der Wert der Tagesmitteltemperatur t [°C] über einer definierten Basistemperatur T_b [°C] gebildet ($DD(t)$) [°C]:

$$DD(t) = \begin{cases} 0 & t \leq T_b \\ t - T_b & t > T_b \end{cases} \quad (2.3.2-1)$$

Beginnend mit dem Starttag d_0 [*day of year*] wird der in 2.3.2-1 täglich ermittelte Temperaturwert $DD(t)$ bis zum Eintrittstag d_e [*day of year*] der phänologischen Phase aufsummiert. Die Summe von Tagesmitteltemperaturen T_s [°C] oberhalb der Reaktionsschwelle (Basistemperatur) T_b [°C] stellt somit jenen akkumulierten und kritischen Temperaturwert dar, bei welchem die untersuchte phänologische Phase eintritt (vgl. Menzel, 2007, 23):

$$T_s = \sum_{i=d_0}^{d_e} DD(t)_i \quad (2.3.2-2)$$

Die für die Bildung der Temperatursummen notwendigen phänologischen Beobachtungen stehen für die Jahre 1990 bis 2008 zur Verfügung. Die Anzahl der ZAMG-Messstationen mit Daten über grünlandspezifische Phaseneintritte schwankt von Jahr zu Jahr (vgl. *Abbildung 7*). Zudem wird die Anzahl der für die statistische Analyse verwertbaren Beobachtungen noch zusätzlich dadurch eingeschränkt, dass für jede phänologische Beobachtung eine lückenlose Zeitreihe der Tagesmitteltemperaturen vorhanden sein muss. Nur so ist die Bildung einer Temperatursumme möglich, welche dem Eintritt einer Phase gegenübergestellt werden kann. Die berechneten Summen werden nicht direkt auf die beobachteten Eintrittstermine der phänologischen Phasen abgestimmt, sondern auf die von Schöngaßner und Scheifinger (2010) über die einzelnen Stationen mittels multipler linearer Regression (MLR) interpolierten Daten. Der damit verbundene Ausschluss von Ausreißern und eine entsprechende räumliche Glättung ist Voraussetzung dafür, den Einfluss subjektiver Wahrnehmungen von Beobachtern bzw. kleinklimatischer Effekte am Beobachtungsstandort zu minimieren. In der Regressionsanalyse werden die Stationskoordinaten sowie die Seehöhe als unabhängige und die Phaseneintrittszeitpunkte als abhängige Variablen verwendet (Scheifinger und Schöngaßner, 2011).

Die optimalen Werte für Starttag (d_0), Basistemperatur (T_b) und Temperatursumme (T_s) werden iterativ ermittelt. Jede Kombination der drei Parameter ergibt einen Tag des Jahres als Eintrittstag einer phänologischen Phase (d_e). Der so für jedes Jahr und jede Messstation errechnete Zeitpunkt wird mit dem beobachteten bzw. interpolierten Eintrittstag (MLR) verglichen und die sich daraus ergebenden Fehler stationsweise gemittelt (*RMSE*). Zusätzlich werden der mittlere absolute Fehler (*MAE*) und das Bestimmtheitsmaß (R^2) ermittelt. Jene Kombination von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme, welche für eine einzelne Station über alle Jahre des Untersuchungszeitraums den geringsten Fehler aufweist, wird als optimale Kombination für eine bestimmte Station festgehalten. Für die erfolgreiche Ermittlung eines Optimums muss ein dreidimensionaler Raum von erheblicher

Größe durchsucht werden. In *Tabelle 15* werden die Wertebereiche der einzelnen Parameter angeführt, welche aufgrund umfangreicher Testläufe so gewählt sind, dass sie einen ausreichend großen Raum für die Berechnung der optimalen Parameterkombination bieten.

Tabelle 15: Wertebereiche für die Iteration von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme

Phänologische Phase	Starttag	Basistemperatur [°C]	Temperatursumme [°C]
Dauergrünland: Ergrünen/Schossen	32 bis 70	-20 bis +10	100 bis 600
Knaulgras: Erste Blüte	90 bis 200	-20 bis +10	100 bis 600
Dauergrünland: Erste Mahd	90 bis 200	-20 bis +10	100 bis 600

Für den Eintritt der phänologischen Phase „Knaulgras: Erste Blüte“ ergeben sich beispielsweise 1.650.000 Iterationsschritte (110 x 30 x 500), um den definierten Suchraum vollständig zu bearbeiten. Dies gilt pro Jahr und Station; somit sind für 19 Untersuchungs-jahre etwas mehr als 31 Millionen Iterationen pro Station notwendig. Das sind bei 23,5 Stationen, welche durchschnittlich pro Jahr zur Verfügung stehen (vgl. *Abbildung 7*), insgesamt über 736 Millionen Berechnungen von potenziellen Eintrittszeitpunkten.

Die Bewältigung dieser Datenmengen und deren Verarbeitung in drei ineinander geschachtelten Schleifen setzt eine möglichst performante Implementierung voraus. So wird beispielsweise nicht jedes *RMSE*-Ergebnis gespeichert. In eine aufsteigend sortierte Liste wird nur dann eingetragen, wenn der Fehler so gering ist, dass er sich unter den ersten tausend Einträgen befindet. Mit jedem Schleifendurchlauf wird die Liste neu sortiert, sodass sich an deren Beginn stets die Parameterkombination mit dem minimalen Fehler befindet. Auf diese Weise werden pro Station lediglich tausend Ergebnisse im Arbeitsspeicher verwaltet und nach Beendigung aller Durchläufe persistent gespeichert.

In *Abbildung 46* wird der Algorithmus zur Berechnung statistischer Kennwerte aus einer bestimmten Kombination von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme in Form eines vereinfachten Ablaufdiagramms dargestellt.

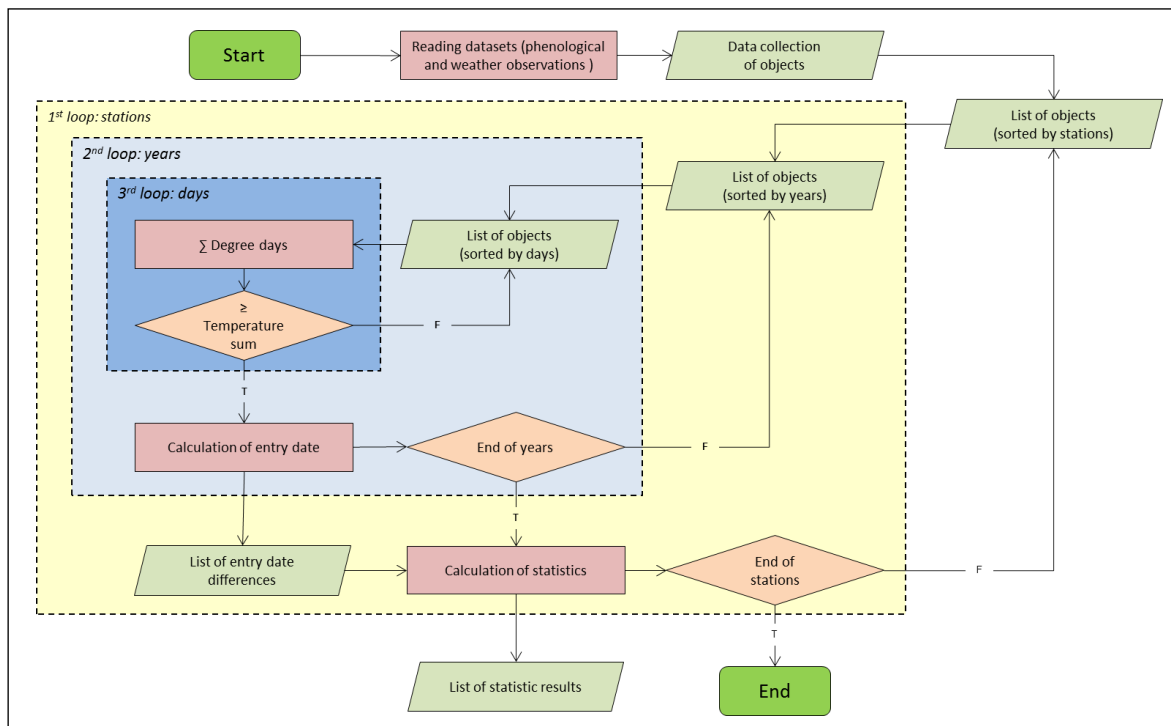


Abbildung 46: Vereinfachtes Ablaufdiagramm zur Berechnung der statistischen Bewertung von Modellparametern für die Temperatursummenbildung

Zunächst werden sowohl phänologische als auch meteorologische Daten eingelesen und als Objekte einer *Data Collection* für die nachfolgenden Berechnungen aufbereitet. Zu beachten ist die unterschiedliche zeitliche Auflösung: Phänologische Daten beziehen sich auf Jahre, meteorologische Daten auf Tage. Die Informationen beider Datensätze werden zusammengefasst und als einheitliche Objekte einer nach Stationen sortierten Liste für die Iterationen in der ersten, äußersten Schleife bereitgestellt. Nach Verarbeitung der letzten Station wird die Schleife verlassen und der Algorithmus terminiert. In einer zweiten, verschachtelten Schleife werden für jede Station die einzelnen, aufsteigend sortierten Jahre bearbeitet. Für jedes Jahr wird unter Berücksichtigung eines bestimmten Starttages und einer Basistemperatur die Tagesmitteltemperatur iterativ über die einzelnen Tage so lange aufsummiert, bis die zugehörige Temperatursumme erreicht wird. Jener Tag des Jahres, bei dem das Temperatursummenkriterium erfüllt ist und zum Verlassen der innersten, dritten Schleife führt, repräsentiert den modellierten Eintrittstag einer Phase. Dieser wird mit dem MLR-Eintrittstag verglichen und die daraus resultierende Differenz in einer temporären Liste gespeichert. Nach der Iteration über sämtliche Jahre in der zweiten Schleife wird aus den Differenzen von modellierten und beobachteten Eintrittszeitpunkten der mittlere (*RMSE*) und absolute (*MAE*) Fehler sowie das Bestimmtheitsmaß (R^2) berechnet und in eine weitere, diesmal jedoch persistente Liste gespeichert. Voraussetzung für die Eintragung des *RMSE* zusammen mit den dafür verwendeten Werten von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme in diese tausend Einträge umfassende und absteigend sortierte Liste ist ein entsprechend kleiner *RMSE*. Das Ergebnis für eine einzelne Station ist somit eine Liste mit den tausend kleinsten Fehlern, welche bei jedem Iterationsschritt mit den Ergebnissen der nachfolgenden Station ergänzt wird. Die Anzahl der in *Abbildung 46* dargestellten Iterationsschritte für die erste und zweite Schleife am Beispiel der Phase „Knaulgras: Erste Blüte“ liegt mit den in *Tabelle 15* verwendeten Wertebereichen bei den oben erwähnten 736 Millionen. Allerdings sind hier die täglichen Iterationen zur Bildung der Temperatursumme pro Jahr und Station nicht mitgerechnet.

Mit der Berechnung des minimalen mittleren Fehlers für alle Untersuchungsjahre wird an jeder Station eine zeitlich unabhängige Schätzung des Eintrittsdatums einer bestimmten phänologischen Phase erreicht. Die drei Parameter sind dabei auf die jeweilige Station abgestimmt. Eine räumliche Implementierung erfordert jedoch zusätzlich zur zeitlichen auch eine räumliche Unabhängigkeit. Die optimale Parameterkombination ist demnach zunächst für alle Jahre einer Station und anschließend für alle Stationen zu finden. In der vorliegenden Arbeit wurde nämlich auf eine regionale Differenzierung verzichtet und das gemeinsame Fehlerminimum über sämtliche Standorte gesucht und verwendet. Dies erhöht zwar den gesamten Fehler, vereinfacht jedoch die räumliche Modellierung.

Um die Anzahl an Iterationen zu beschränken, wird für die Ermittlung des minimalen *RMSE* über alle Stationen das Ergebnis aus dem vorangegangenen Arbeitsschritt verwendet. Alle Parameterkombinationen der tausend niedrigsten *RMSE* pro Station werden in eine Liste zusammengefasst, redundante Einträge gelöscht und in ähnlicher Weise bearbeitet, wie in *Abbildung 46* dargestellt. Sämtliche Parameterkombinationen werden für die Berechnung der Eintrittstage einer phänologischen Phase an allen Stationen verwendet. Die Berechnung der statistischen Kennwerte wird nicht nach jedem Jahr durchgeführt, sondern erst nach dem Durchlaufen aller Stationen. Die Ergebnisse werden in eine absteigend sortierte Liste eingetragen. Jene für die räumliche Modellierung zu verwendende Parameterkombination mit dem kleinsten *RMSE* über alle Jahre und Stationen befindet sich in dieser Liste somit an erster Stelle.

In der vorliegenden Arbeit wurde auch der Frage nachgegangen, ob sich die Ergebnisse bei einer Änderung der Reihenfolge in den Bearbeitungsschritten unterscheiden. Im Gegensatz

zur hier beschriebenen Vorgehensweise kann der optimale *RMSE* auch für alle Stationen in einem bestimmten Jahr und in weiterer Folge für alle Jahre gebildet werden. Zunächst wird die räumliche Variabilität des Eintrittszeitpunktes einer phänologischen Phase abgebildet. Die dadurch eingeschränkte Anzahl an möglichen Parameterkombinationen für eine Optimierung über alle Stationen führt anschließend zu einer zeitlichen Unabhängigkeit. Die optimale Parameterkombination ist für die beiden Varianten zwar unterschiedlich, die damit erreichte Minimierung des mittleren Fehlers jedoch annähernd gleich. Die hier implementierte Variante der Berechnung einer zeitlichen Unabhängigkeit an den Stationen bietet den Vorteil, dass aus den stationsbezogenen Fehlerwerten ein räumliches Muster abgeleitet werden kann. Zudem wird in vielen klimatologischen Untersuchungen die Auswertung von Zeitreihen vorzugsweise an Stationen durchgeführt. In der räumlichen Verteilung der Ergebnisse werden damit regionale Klimateffekte identifiziert. Eine Auswertung der phänologischen Beobachtungen „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ von 1990 bis 2008 für insgesamt 171 Stationen zeigt eine über die Jahre gemittelte räumliche Varianz von 234,7 Tagen. Die jährliche Varianz im Mittel aller Stationen beträgt im Gegensatz dazu durchschnittlich 140,9 Tage. An diesem Beispiel ist zu sehen, dass die räumliche Variabilität (mit Berücksichtigung der Seehöhe) im Vergleich zur zeitlichen deutlich größer ist.

Eine weitere methodische Variation wurde vorgenommen, in dem die einzelnen Stationen entsprechend ihrer Seehöhe klassifiziert wurden (Schaumberger und Wagner, 2011, 74). Es erfolgte eine jeweils getrennte Berechnung für Stationen im Flachland (bis 400 Meter), für Stationen im Übergang zum Bergland (400 bis 800 Meter) und für Bergstationen (ab 800 Meter). Auch diese Differenzierung ergab kaum nennenswerte Verbesserungen, lediglich im Flachland geringfügig kleinere Fehler, im Bergland etwas größere. Letztlich wurde einer einheitlichen Berechnung, wie sie hier beschrieben wurde, der Vorzug gegeben, da sie ohne eine regionale Abgrenzung auskommt und damit wesentlich einfacher räumlicher implementiert werden kann.

2.3.3 Räumliches Modell der Nutzungszeitpunkte im Grünland

2.3.3.1 Allgemeines

Die mehrmalige Schnittnutzung innerhalb einer Vegetationsperiode ist ein charakteristisches Merkmal des Wirtschaftsgrünlandes. Die Erträge der einzelnen Aufwüchse hängen unter den gegebenen Standort- und Bewirtschaftungsbedingungen in hohem Maß von der Aufwuchsdauer ab. Klimatische Gunstlagen sowie eine intensive Bewirtschaftungsform ermöglichen in der Regel eine viermalige Nutzung, in Ausnahmefällen auch darüber hinaus. Das Wirtschaftsgrünland in den benachteiligten Berglagen wird überwiegend zwei bzw. dreimal geschnitten (Buchgraber *et al.*, 2011). Die Summe der Einzelerträge ergibt je nach Bewirtschaftungsform den Jahresertrag mit einer entsprechenden Streuung von Quantität und Qualität. Für die in der vorliegenden Arbeit entwickelte Modellierung der Ertragsdynamik ist somit die Definition der Nutzungszeitpunkte und die davon abgeleitete Dauer der einzelnen Aufwüchse eine Schlüsselkomponente. Da die Ernte von vielen Faktoren beeinflusst wird, welche neben objektiven standort- und bewirtschaftungsabhängigen Variablen auch individuelle Möglichkeiten und Präferenzen des einzelnen Landwirtes betreffen, bleibt die Berechnung des Nutzungszeitpunktes stets eine Näherung, bei der ein gewisser Fehlerbereich unvermeidlich ist.

Die räumliche Modellierung erfordert eine zusätzliche Einschränkung auf erklärende Variablen, welche als kontinuierliche Oberflächen verfügbar gemacht werden können. Die Berechnung einer flächendeckenden Information von Nutzungszeitpunkten macht deshalb

eine weitere Vereinfachung notwendig. Dies bedingt wiederum die Akzeptanz einer größeren Streuung der Schätzwerte um den realen Nutzungstermin. Die Schnittrife entspricht im Wesentlichen dem Erreichen einer phänologischen Phase, deren jährliche Variabilität in Zusammenhang mit der Witterung, insbesondere mit dem Temperaturverlauf, steht (Ansquer *et al.*, 2009). In Anlehnung an die in Abschnitt 3.7 thematisierte Prädiktion der Pflanzenentwicklung mithilfe von Temperatursummen wird dieser Ansatz auch für die Bestimmung der Nutzungszeitpunkte genutzt. Die Basis für die räumliche Implementierung bilden die in Abschnitt 2.2.2 beschriebenen Oberflächen der Tagesmitteltemperatur.

2.3.3.2 Datenaufbereitung

Um eine allgemeine Beziehung zwischen Nutzungsterminen und Temperatursummen herstellen zu können, werden langjährige Beobachtungen ausgewertet. Dazu stehen Temperaturdaten an ZAMG-Messstationen und die Erntezeitpunkte zahlreicher Versuche des LFZ Raumberg-Gumpenstein im Zeitraum von 1990 bis 2009, verteilt über ganz Österreich, zur Verfügung (vgl. *Abbildung 136*). Insgesamt handelt es sich um einen Datenbestand mit Beobachtungen der Nutzungszeitpunkte von Zwei-, Drei- und Vierschnittsystemen. Für jeden Aufwuchs muss die dem Beobachtungsstandort nächstliegende ZAMG-Messstation eine durchgehende Temperaturzeitreihe aufweisen, um eine gültige Summe bilden zu können. Der in der vorliegenden Arbeit entwickelte Algorithmus umfasst folgende Schritte:

(1) Aus den zur Verfügung stehenden 9364 Beobachtungen werden nur jene verwendet, welche den hier abzubildenden Nutzungssystemen entsprechen und über eine vollständige Reihe von Aufwüchsen verfügen. Die verbleibenden 3243 Datensätze mit den erhobenen Ernteterminen werden um die Information des Starttages eines jeden Aufwuchses ergänzt. Bei den ersten Aufwüchsen der einzelnen Schnittsysteme handelt es sich um den nach MTD berechneten Vegetationsbeginn (vgl. Abschnitt 2.3.1.3), bei den Folgeaufwüchsen um den Erntetermin des vorangegangenen Aufwuchses.

(2) Die Temperaturdaten an den ZAMG-Messstationen, welche den jeweiligen Versuchsstandorten als Nächstliegende zugeordnet sind (vgl. *Abbildung 8*), werden über die Dauer eines Aufwuchses, also vom Start- bis zum Erntetermin, akkumuliert. Bei einer Basistemperatur von 0 °C finden für die Bildung der Temperatursumme nur die über dieser Schwelle liegenden Temperaturen Berücksichtigung (*Degree days*).

(3) An den Versuchsstandorten werden der Median und weitere statistische Kenndaten von Nutzungszeitpunkten und Temperatursummen für jedes Schnittsystem und jeden Aufwuchs über alle zur Verfügung stehenden Jahre (1990 bis 2009) gebildet. Dabei werden nur jene Daten berücksichtigt, bei denen es sich sowohl beim Erntetermin als auch bei der Temperatursumme um keine statistischen Ausreißer handelt.

Da für jede Beobachtung eine Temperatursumme gebildet werden muss, erfordert dies eine Vielzahl an Iterationen in Verbindung mit temporären und persistenten Speicherstrukturen. Die statistische Auswertung erfolgt mithilfe der numerischen Bibliothek IMSL 6.5 (*International Mathematical and Statistical Library*), welche in die entwickelte C#-Software eingebunden wird. Neben dem Median werden für eine statistische Beschreibung des Datenbestandes an jeder Versuchsstation auch das arithmetische Mittel, Minimum und Maximum berechnet. Die Klassifizierung von Ausreißern bezieht sich auf Werte, welche außerhalb der dreifachen Standardabweichung liegen.

Die Ergebnisse sind in *Abbildung 47* dargestellt und mit dem Median für alle Stationen eines bestimmten Aufwuchses ergänzt. Die auf diese Weise ermittelten neun Nutzungszeitpunkte stellen die statistischen Zentralwerte jeden Aufwuchses über alle Jahre und Sta-

tionen dar, welche für die Modellierung herangezogen werden. Die Trendkurven in der Abbildung zeigen keinen funktionalen Zusammenhang zwischen Tag des Jahres und Temperatursumme, sondern lediglich den Verlauf der Steigung zwischen den aufwuchsbezogenen Summen. Je geringer die Nutzungsfrequenz ist, desto deutlicher unterscheidet sich das Niveau der Temperatursummen zwischen den Aufwüchsen eines Nutzungssystems. Für die Anwendung des Modells bedeutet dies, dass die jährliche Variabilität der mittels Temperatursumme prädierten Ernteterminpunkte mit einer zunehmenden Steigung zunimmt. Dies begründet sich im größeren zeitlichen Abstand zwischen den Aufwüchsen.

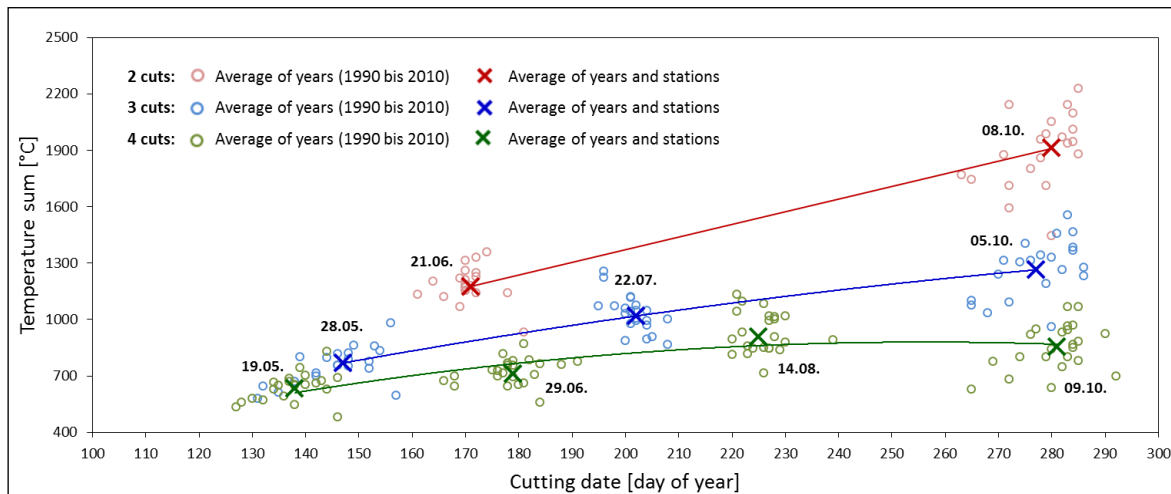


Abbildung 47: Beziehung zwischen aufwuchsbezogenen Temperatursummen und Ernteterminen unterschiedlicher Schnittsysteme auf Basis langjähriger Mittelwerte

Die für die Dauer eines jeden Aufwuchses ermittelten Temperatursummen mit den dazugehörigen und in *Abbildung 47* dargestellten Nutzungszeitpunkten bilden die Basis für das hier implementierte Schnittnutzungsmodell.

2.3.3.3 Implementierung

Neben dem Temperaturverlauf wird der Nutzungszeitpunkt von Faktoren beeinflusst, welche im Rahmen einer räumlichen Implementierung nicht berücksichtigt werden können. Mit der Temperatursumme als einzige Erklärungsvariable ist somit keine ausreichend genaue Schätzung möglich. Außerdem sind die jährlichen Schwankungen der Temperatursummen zu groß, um daraus eine realistische Verschiebung des Schnitttermins ableiten zu können. In der landwirtschaftlichen Praxis ist es üblich, innerhalb gewisser Zeitfenster zu ernten, welche auf jahrelange Beobachtungen der regionalen klimatischen Verhältnisse und ihrer Auswirkungen auf den Pflanzenbestand zurückgehen. Die Bewirtschaftungsmaßnahmen, insbesondere die Mahd, richten sich zwar primär nach der phänologischen Entwicklung des Grünlandbestandes und dessen Erntereife, bewegen sich jedoch nicht immer in einer der Witterung entsprechenden Variabilität. Das hier entwickelte Modell berücksichtigt zudem nur die Temperatur und vernachlässigt beispielsweise die Wasserverfügbarkeit, welche nach Smit *et al.* (2008) einen entscheidenden Einfluss auf die Produktivität des Grünlandes hat. Dennoch ist die Temperatur besonders dazu geeignet, zeitliche Veränderungen im landwirtschaftlichen Management als Reaktion auf phänologische Entwicklungen zu beschreiben (Sparks *et al.*, 2005b). Sie ist deshalb in der vorliegenden Arbeit die Grundlage für eine räumliche Modellierung der Nutzungszeitpunkte. Dabei wird jedoch nicht der funktionale Zusammenhang zwischen Temperatursumme und Erntetermin ausgewertet, da dies extreme Verschiebungen ergeben würde, welche nicht der landwirtschaft-

lichen Praxis entsprechen. Es werden hingegen die relativen Änderungen der jährlichen Temperatursummen für die Berechnung von Abweichungen der in *Abbildung 47* dargestellten Zentralwerte verwendet. Damit wird erreicht, dass Verschiebungen des Erntezeitpunktes weniger sensibel auf Schwankungen der Temperatursumme reagieren und den beträchtlichen Einfluss vieler unbekannter Faktoren nicht verzerren. In *Abbildung 48* wird die Übertragung der jährlichen Temperatursummenanomalien auf die Schwankungsbreite der Erntezeitpunkte in einem vereinfachten Schema dargestellt.

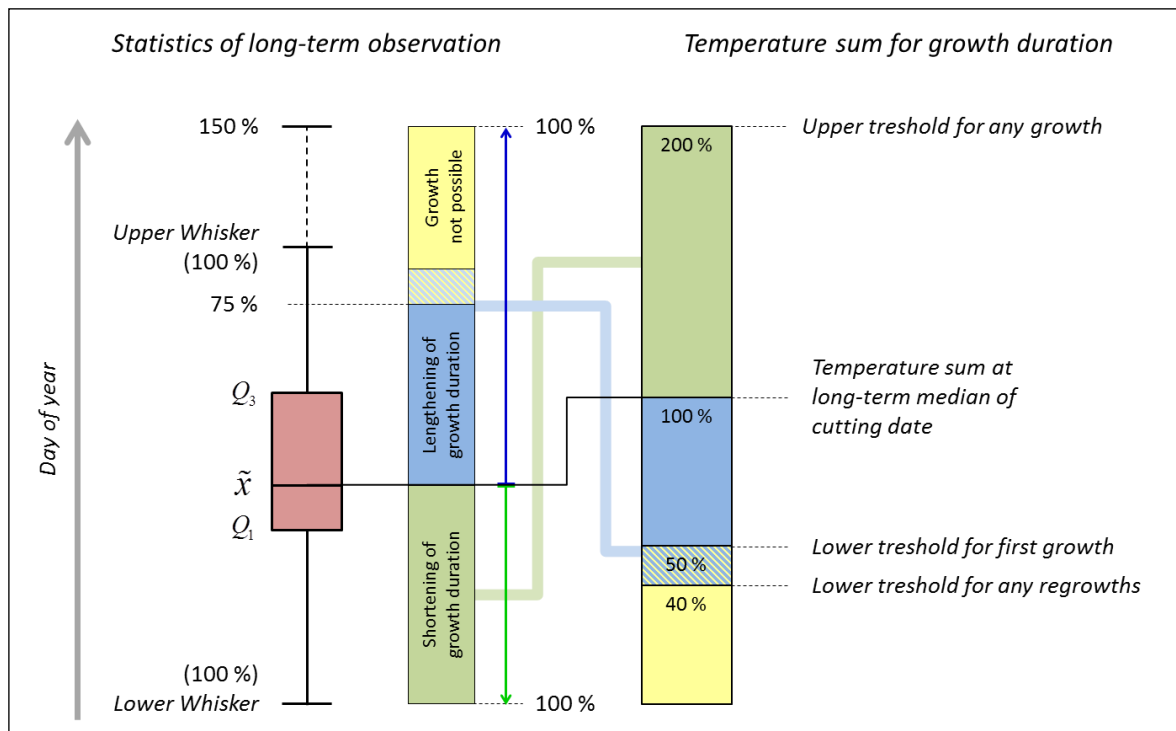


Abbildung 48: Schematische Darstellung der Ermittlung des Erntezeitpunktes aus Temperatursummen

Die Variabilität der Temperatursumme wird mithilfe dieses Ansatzes als relative Änderung der Nutzungszeitpunkte auf der Grundlage von langjährigen Grünlandexperimenten (vgl. *Abbildung 47*) abgebildet. Die rechte Säule in *Abbildung 48* stellt die Akkumulation der Temperatur für einen Aufwuchs eines bestimmten Schnittsystems dar. Der Median der Temperatursumme zum Nutzungszeitpunkt bezieht sich auf die Auswertung sämtlicher Experimente im Zeitraum 1990 bis 2009 und bildet die Basis (100 %). In *Abbildung 47* ist diese Basis für jeden Aufwuchs der verschiedenen Nutzungssysteme abgebildet. Die für den mittleren Erntezeitpunkt berechnete Temperatursumme des aktuellen Jahres wird dem Basiswert gegenübergestellt und als relative Abweichung festgehalten.

Als obere Grenze ist eine Verdoppelung der Temperatursumme (200 %) vorgesehen. Darüber hinausgehende Werte bleiben unberücksichtigt, da angenommen werden muss, dass für derartige Situationen ein Schnittsystem mit höherer Frequenz und damit kürzer Aufwuchsdauer besser geeignet ist und der realen Situation eher entspricht. Der untere Schwellenwert begrenzt das temperatursummenabhängige Potenzial eines Schnittsystems. Wird beim ersten Aufwuchs nur die Hälfte der Temperatursumme erreicht, ist der entsprechende Standort für das jeweilige Schnittsystem ungeeignet. Aufgrund des starken Zusammenhangs der Temperatur mit der Seehöhe wird mithilfe dieser Restriktion die Ausweisung eines Schnittsystems in einer dafür nicht geeigneten Höhenlage vermieden. Da bei den Folgeaufwüchsen die Variabilität der Nutzungszeitpunkte zunimmt (vgl. *Abbildung 47*), wird der untere Schwellenwert etwas herabgesetzt und mit 40 % angenommen.

Im linken Bereich der *Abbildung 48* sind die statistischen Parameter des aufwuchsbezogenen Nutzungszeitpunktes auf Basis der langjährigen Beobachtungen schematisch dargestellt. In Form einer *Boxplot*-Grafik werden Median, erstes und drittes Quartil sowie der untere und obere *Whisker* mit dem maximal 1,5-fachen Interquartilsabstand angegeben. Diese Kennwerte bilden die Grundlage für die Übertragung der relativen Temperatursummenabweichungen. Betragen diese mehr als 100 %, führen sie zu einer Verkürzung der Aufwuchsdauer im aktuellen Jahr, da das Temperatursummenverhältnis auf den Abstand zwischen Median des Nutzungszeitpunktes und dem unteren *Whisker* zur Anwendung kommt. So führen überdurchschnittliche Temperaturverhältnisse, beispielsweise mit 120 % des langjährigen Medians der Temperatursumme, zu einem früheren Schnitt. Mit dem 150. Tag des Jahres als Median des Erntezeitpunktes und einem unteren *Whisker* am 125. Tag ergibt sich eine um fünf Tage bzw. 20 % frühere Ernte (25 Tage = 100 %).

Wird die Temperatursumme am Tag des langjährigen Medians nicht erreicht, führt dies zu einer Verlängerung der Aufwuchsdauer und damit zu einem späteren Erntetermin. Dies ist vor allem im Berggebiet relativ häufig der Fall, da mit zunehmender Höhe die Temperatursumme geringer wird und sich die Ernte auf einen zunehmend späteren Zeitpunkt verschiebt. Die unteren Schwellenwerte für den ersten Aufwuchs (50 %) und die Folgeaufwüchse (40 %) verhindern eine nicht plausible Unterschreitung von Mindestanforderungen an die Temperatur. Die Übertragung der relativen Temperatursummen wird auf einen größeren Wertebereich der Schnittzeitpunkte vorgenommen. Der Abstand zwischen Median und oberem *Whisker* wird um 50 % erweitert. Damit beträgt die größtmögliche positive Abweichung des Nutzungszeitpunktes für den ersten Aufwuchs 75 % des Abstandes zwischen Median und oberem *Whisker* sowie 90 % für die Folgeaufwüchse. Wenn in einem Jahr beispielsweise nur 80 % der langjährigen mittleren Temperatursumme erreicht werden, bedeutet dies eine Verlängerung der Aufwuchsdauer. Bei einem mittleren Schnitttermin am 150. Tag des Jahres und einem oberem *Whisker* am 180. Tag ergibt dies einen um 9 Tage späteren Erntezeitpunkt (30 Tage = 100 %; 45 Tage = 150 %); das sind 20 % des erweiterten Wertebereichs (150 %) oder 30 % des Abstandes zwischen Median und oberem *Whisker*. Die Erweiterung des Wertebereiches auf 150 % erhöht die Streubreite bei der Berechnung einer Verlängerung der Vegetationsdauer für den ohnehin durch die unteren Schwellenwerte begrenzten Bereich der relativen Temperatursummen. Unter diesen Schwellenwerten liegende Temperatursummen werden nicht berücksichtigt und davon betroffene Standorte weisen daher keine Ergebnisse für das jeweilige Schnittsystem aus.

Die Festlegung der Schwellenwertprozente (200 und 50 bzw. 40 %) sowie die Übertragung auf einen erweiterten Bereich (150 %) für positive Abweichungen der Schnitttermine erfolgte aufgrund umfangreicher Testläufe für die Untersuchungsjahre. Die Testergebnisse wurden mit den Ernteterminen von Grünlandversuchen, verteilt auf ganz Österreich, verglichen und bewertet (vgl. *Abbildung 137*). Eine systematische Prüfung für die optimale Kombination der Schwellenwerte sowie eine Sensitivitätsanalyse wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgenommen.

Das Modell zur Abbildung der Ertragsdynamik im Grünland basiert auf einer Schätzung von aufwuchsbezogenen Erträgen. Temperatur, Strahlung und Bodenwasserverhältnisse werden über die Dauer eines Aufwuchses analysiert und als Prädiktoren verwendet. Eine möglichst realistische Bestimmung der Aufwuchsdauer ist deshalb für die Güte der Ertragsschätzung entscheidend. Die räumliche Umsetzung erfordert eine Verfügbarkeit der Informationen über Erntezeitpunkte und Aufwuchsdauer als kontinuierliche Oberflächen. Sämtliche Algorithmen zur Bildung der Temperatursummen sowie deren Übertragung auf die statistischen Kennwerte der jeweiligen Aufwüchse basieren daher auf *Map-Algebra*-Operationen und einer relativ komplizierten Struktur von Schleifen und Verzweigungen.

2.4 Räumliche Modelle zur Beschreibung der Ertragsdynamik

2.4.1 Räumliches Modell der aktuellen Evapotranspiration

2.4.1.1 Allgemeines

Die Referenz-Evapotranspiration stellt ein vereinfachtes Modell der Verdunstung dar, bei dem angenommen wird, dass der Boden einer exakt definierten und mit Gras bewachsenen Oberfläche vollständig mit Wasser gesättigt ist. Kurzwellige Strahlung, Temperatur, Wind und relative Luftfeuchte sind die Parameter, welche beispielsweise bei Verwendung der FAO-Penman-Monteith-Gleichung auf die Evapotranspiration einwirken (vgl. Abschnitt 2.2.3.2). Die Zusammensetzung und Art des Bodens sowie die Zuführung von Wasser in Form von Niederschlägen wird dabei vernachlässigt. Die Referenz-Evapotranspiration bezieht sich demnach ausschließlich auf meteorologische Einflüsse und beschreibt die auf eine Referenzoberfläche abgestimmte potenzielle Verdunstungsmenge in Abhängigkeit der aktuellen Wettersituation. Als Ausgangsbasis für die Bilanzierung des von Wassereinträgen und -verlusten bestimmten Wasserhaushaltes ist sie unverzichtbar und die Voraussetzung für die Berechnung der tatsächlichen, aktuellen Evapotranspiration.

Während die Verdunstung zu Wasserverlusten führt, sorgen Niederschläge für eine Nachlieferung. Der Boden übernimmt dabei die Funktion als Puffer und Wasserspeicher. Bei einer positiven Wasserbilanz herrscht ein Überschuss an Bodenwasser, welcher entweder über die witterungsbedingte Evapotranspiration, den Wasserabfluss an der Oberfläche oder eine Drainage in das Grundwasser ausgeglichen wird (Eitzinger *et al.*, 2009, 116). Ausbleibende Niederschläge, verbunden mit einer negativen Wasserbilanz, führen aufgrund des Verdunstungsbedarfs zu einer Bodenwasserabsenkung und Austrocknung.

Die aktuelle Evapotranspiration eines gegebenen Pflanzenbestandes wird aus der Referenz-Evapotranspiration abgeleitet, indem eine der Abweichung zur Referenzoberfläche entsprechende Korrektur angebracht wird. In Allen *et al.* (1998, 89ff) werden dafür Berechnungsprozeduren und Anpassungsfaktoren vorgeschlagen, welche weltweit verwendet werden und einen gewissen Standard darstellen. Die intensive wissenschaftliche Arbeit an Modellen zur Beschreibung der Evapotranspiration und deren verbreiteter Einsatz in praktischen Anwendungen liegen unter anderem darin begründet, dass eine exakte Messung mit großem Aufwand und mit der Verfügbarkeit wägbarer Lysimeter verbunden ist. Die Anpassung der Referenz-Evapotranspiration mittels Faktoren an die tatsächliche Kulturart stellt natürlich eine Vereinfachung dar, ist jedoch in Hinblick auf die schwierige Messung eine Alternative, mit der sich zahlreiche Forschungsarbeiten, wie beispielsweise jene von Bodner *et al.* (2007) oder Gassmann *et al.* (2010), intensiv auseinandersetzen.

Neben der Abstimmung des verdunstungsabhängigen Wasserverlustes auf eine bestimmte Kulturart muss für die Bilanzierung auch die aktuelle Situation des Bodenwassergehaltes berücksichtigt werden, da fehlendes Wasser die aktuelle Evapotranspiration limitieren kann. Der Wertebereich für das pflanzenverfügbare Bodenwasser liegt zwischen Feldkapazität und Welkepunkt und wird als Nutzbare Feldkapazität bezeichnet. Die Feldkapazität bezieht sich auf die Wassermenge, welche ein voll gesättigter Boden entgegen der Schwerkraft zu halten vermag und ist von der Bodenart und seinen Eigenschaften (z. B. Porengrößenverteilung) abhängig. Das im Boden gespeicherte Wasser ist für Pflanzen nicht zur Gänze verfügbar. Mithilfe der osmotischen Kräfte im Zellsaft der Wurzelhaare muss die Saugspannung überwunden werden, um gemeinsam mit dem Wasser die Bodennährstoffe aufnehmen zu können. Wird das Wasser in den feinen Poren mit einem Druck

von mehr als 15 bar kapillar festgehalten, ist es als Totwasser von den Pflanzen nicht mehr nutzbar. Dieser Anteil am Bodenwasser entspricht dem permanenten Welkepunkt und bildet die untere Grenze der Nutzaren Feldkapazität (Eitzinger *et al.*, 2009, Larcher, 1994, 182f). Die Bodenwasserbilanz beschreibt im zeitlichen Verlauf die durch Zuführung und Verlust bestimmten Schwankungen innerhalb dieses Wertebereiches. Modelle stellen somit die Niederschläge zusammen mit dem Kapillarhub aus dem Grundwasser den Verlustquellen wie Evapotranspiration, Oberflächenabfluss und Tiefenversickerung gegenüber. Auch der nicht in den Boden gelangte Anteil des Niederschlags, welcher durch die Interzeptionsverdunstung verloren geht, sollte entsprechend berücksichtigt werden.

Simulationen der Veränderungen des Bodenwassergehaltes bilden die Basis für viele Ertragsmodelle unterschiedlicher landwirtschaftlicher Kulturen. Eitzinger *et al.* (2004) zeigen beispielsweise einen Vergleich dreier derartiger Modelle hinsichtlich ihrer Verarbeitung der Bodenwasserbilanz und deren Effekt auf die Ertragsschätzung. Die Regionalisierung des Zusammenhangs von landwirtschaftlichen Erträgen und aktueller Evapotranspiration mit der dafür notwendigen Berechnung einer Bodenwasserbilanz – ein wesentlicher Schwerpunkt in der vorliegenden Arbeit – wird unter anderem von Liu (2009) mit dem Tool GEPIC, eine Kombination aus GIS und dem Modell EPIC (*Environmental Policy Integrated Climate*), in einem globalen Maßstab umgesetzt. Gerade die räumliche Implementierung der aktuellen Evapotranspiration ist für agrarmeteorologische Fragestellungen besonders interessant, vor allem im Zusammenhang mit den Folgen des Klimawandels. Eine regionale Differenzierung der für die Landwirtschaft außerordentlich wichtigen Wasserhaushaltsparameter ermöglicht letztendlich eine räumliche Klassifizierung von Ertragspotenzialen und deren Veränderungen. Aber auch hydrologische Anwendungen und Problemstellungen, welche sich vielfach auf regionale Zusammenhänge beziehen, nutzen die Möglichkeit einer räumlichen Verarbeitung der Bodenwasserbilanz mittels GIS (Batelaan und De Smedt, 2007, Pimenta, 2000).

Die Komplexität von Modellansätzen ist, wie bereits in anderen Abschnitten mehrfach angemerkt, für die räumliche Implementierung in Abstimmung auf die Verfügbarkeit von Geodaten anzupassen. Der von Allen *et al.* (1998) vorgestellte Ansatz zur Abbildung der Bodenwasserbilanz ist relativ einfach aufgebaut und wird deshalb auch hier verwendet. Zudem bleibt eine gewisse Konformität zu den bereits in den Abschnitten 2.2.1.4 und 2.2.3.2 herangezogenen Methoden von Allen *et al.* (1998) gewahrt. Eine vergleichende und bewertende Auseinandersetzung mit diesem Standardmodell ist nicht Ziel der Arbeit und wird deshalb auch nicht durchgeführt. Vielmehr steht die Entwicklung geeigneter Algorithmen für eine räumliche Umsetzung der Modellvorgaben im Vordergrund.

In den folgenden Abschnitten werden die einzelnen Gleichungen beschrieben, wobei sich sämtliche Variablen auf Rasteroberflächen beziehen und mittels *Map-Algebra*-Operationen verarbeitet werden. Sie sind im Gegensatz zu den vorangegangenen Abschnitten nicht in gesonderter Matrixnotation angegeben. Einige Darstellungen entsprechen zum Teil jenen des Abschlussberichtes, welcher im Rahmen des mit der vorliegenden Arbeit verbundenen Forschungsprojektes entstand (Schaumberger *et al.*, 2010, 47-62).

2.4.1.2 Grünland-Evapotranspiration unter Standardbedingungen

Die Anpassung der Referenz-Evapotranspiration, welche sich auf eine definierte Grasoberfläche bezieht (vgl. Abschnitt 2.2.3.2), an die Verhältnisse einer mehrmaligen Schnittnutzung ist der erste Schritt für die Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration eines Wirtschaftsgrünlandes. Allen *et al.* (1998, 110ff) geben, entsprechend den Entwicklungsphasen einer bestimmten Kultur, Faktoren (*Crop Coefficients*) an, welche die Anpassung der Referenz-

renz-Evapotranspiration auf die zu untersuchenden Kulturen näherungsweise ermöglichen und formal durch die Gleichungen

$$ET_{c,top} = K_c ET_0 \cdot 0.6 \quad (2.4.1-1)$$

$$ET_{c,sub} = K_c ET_0 \cdot 0.4 \quad (2.4.1-2)$$

$$ET_c = ET_{c,top} + ET_{c,sub} \quad (2.4.1-3)$$

beschrieben sind. Dabei werden zwei Bodenschichten berücksichtigt, die in vereinfachender Weise eine unterschiedliche Gewichtung erfahren und auf den Hauptwurzelraum des Grünlandes abgestimmt sind. Die Grünland-Evapotranspiration ET_c [mm Tag⁻¹] des Oberbodens (*Topsoil* = *top*), welcher bis in eine Tiefe von 20 cm reicht, geht zu 60 % (2.4.1-1), jene des Unterbodens (*Subsoil* = *sub*) (20 bis 40 cm) zu 40 % (2.4.1-2) in die gesamte Grünland-Evapotranspiration (2.4.1-3) ein. Die gewählten Proportionen der ET_c für Ober- und Unterboden basieren auf empirischen Untersuchungen, in denen die Wirkung variierender Faktoren auf die ET_c und in weiterer Folge auf den geschätzten Ertrag statistisch bewertet wurden. Die vorgenommene Gewichtung besagt, dass der oberen Bodenschicht ein überwiegender Teil der Evapotranspiration zugeordnet wird (vgl. Baeumer, 1978, 28). Bei vollständiger Wassersättigung des Oberbodens erfolgt eine Tiefenversickerung in die zweite Bodenschicht. Der Wasserentzug der zweiten Bodenschicht, nicht zuletzt durch eine weitere Versickerung in tiefere, nicht berücksichtigte Bodenschichten, spielt ebenfalls eine Rolle, wird jedoch im Vergleich zur oberen Bodenschicht etwas geringer bewertet.

Der Pflanzenfaktor K_c passt die Referenz-Evapotranspiration ET_0 [mm Tag⁻¹] den Bedingungen des Wirtschaftsgrünlandes an. Für den K_c werden nach Allen *et al.* (1998, 110ff) drei Wachstumsphasen unterschieden, deren Werte sich an den dortigen Angaben für *Forages* orientieren und für die vorliegende Arbeit wie folgt festgelegt werden:

Initialisierungsphase.....	0,4
Entwicklungsphase.....	0,4 → 1,2
Späte Phase.....	0,9

Die Initialisierungsphase beginnt einheitlich mit der Berechnungsperiode am 1. März eines jeden Jahres. Mit dem Beginn der Vegetationsperiode, berechnet nach MTD (vgl. Abschnitt 2.3.1.3), wird die Entwicklungsphase eingeleitet. Hier nimmt der Pflanzenfaktor linear bis zum ersten Schnitt zu und beginnt dann erneut vom Niveau der Initialisierung bis zur nächsten Schnittnutzung linear zu steigen. Nach dem letzten Schnitt wird der Pflanzenfaktor bis zum Ende der Berechnungsperiode am 31. Oktober mit dem der „Späten Phase“ zugeordneten Wert fortgeschrieben. Die Anzahl der Schnitte bestimmt damit auch den Verlauf der Kurve des Pflanzenfaktors. Dies hat weitreichende Konsequenzen für die Implementierung der aktuellen Evapotranspiration, da für jedes Schnittsystem (Zwei-, Drei- und Vierschnittnutzung) die gesamte Bodenwasserbilanz separat berechnet werden muss. Die rechenintensiven Prozesse mit der Verarbeitung von Informationen auf Tagesbasis werden bis hin zur Ertragsschätzung für den gesamten 21-jährigen Untersuchungszeitraum demnach dreimal durchlaufen.

In Allen *et al.* (1998, 98ff) werden zwei Möglichkeiten zur Berechnung von Pflanzenfaktoren diskutiert. Der in der vorliegenden Arbeit verwendete Ansatz des *Single Crop Coefficient* fasst den Effekt der Evapotration und Transpiration zu einem kombinierten Faktor (K_c) zusammen. Im *Dual Crop Coefficient* werden beide Verdunstungsparameter getrennt berücksichtigt. Dies hat den Vorteil, dass vor allem in der Initialisierungsphase der ver-

gleichsweise geringen Bodenbedeckung durch höhere Evaporationsraten Rechnung getragen wird. Bei Kulturarten, welche vor allem zu Beginn der vegetativen Phase eine geringe Bedeckung aufweisen, trägt diese Unterscheidung zu einer Verbesserung der angepassten *Crop*-Evapotranspiration (ET_c) bei (vgl. Allen, 2000, Allen *et al.*, 2005a, Bodner *et al.*, 2007). Da eine Dauergrünlandfläche im Vergleich zu Ackerkulturen von Beginn der Vegetationsperiode an einen hohen Bedeckungsgrad aufweist, ist eine getrennte Erfassung der Evaporation des offenen Bodens von untergeordneter Bedeutung und deshalb die Anwendung eines *Single Crop Coefficient* ausreichend. Zudem ist der einfachere *Single Crop Coefficient* aufgrund der geringeren Anzahl von Rechenprozessen für die räumliche Implementierung besser geeignet.

2.4.1.3 Grünland-Evapotranspiration unter Wasserstressbedingungen

Sowohl Grünland- als auch Referenz-Evapotranspiration bilden die Verdunstungsmenge unter standardisierten Bedingungen ab. Es wird der Zustand eines vollständig wassergesättigten Bodens angenommen. In der Realität ist jedoch das Bodenwasser in Abhängigkeit der Witterung ein limitierender Faktor, der bei der Berechnung der aktuellen Evapotranspiration berücksichtigt werden muss und die ET_c entsprechend dem Niveau der Wasserknappheit verändert. Nach Allen *et al.* (1998, 161) wird daher noch ein zusätzlicher, als Wasserstresskoeffizient K_s bezeichneter Faktor angebracht:

$$ET_{c,adj,top} = K_{s,top} ET_{c,top} \quad (2.4.1-4)$$

$$ET_{c,adj,sub} = K_{s,sub} ET_{c,sub} \quad (2.4.1-5)$$

$$ET_{c,adj} = ET_{c,adj,top} + ET_{c,adj,sub} \quad (2.4.1-6)$$

$ET_{c,adj}$ ist die aktuelle Evapotranspiration [mm Tag^{-1}], welche aus der Gewichtung der Referenz-Evapotranspiration ET_0 mit dem Pflanzenfaktor K_c (Gleichungen 2.4.1-1 und 2.4.1-2) und dem Wasserstresskoeffizienten K_s hervorgeht. Die Berechnung wird für die beiden Bodenhorizonte getrennt vorgenommen und entsprechend den in den Gleichungen 2.4.1-1 und 2.4.1-2 wirksamen Proportionalitätsfaktoren gewichtet.

Die Berechnung des Wasserstresskoeffizienten K_s ist umfangreich und erfolgt kumulativ über den gesamten Verlauf der Vegetationsperiode. Die einzelnen Schritte beziehen sich dabei immer auf zwei unterschiedliche Bodenschichten (*top* und *sub*), welche abschließend zur aktuellen Evapotranspiration $ET_{c,adj}$ zusammengezogen werden (Gleichung 2.4.1-6).

Total Available Water (TAW) – Gesamt verfügbares Bodenwasser

Dieser Wert beschreibt das Potenzial an Wasser, welches für die Pflanzen in der Wurzelzone verfügbar ist. Der Wassergehalt nimmt durch Verdunstung bei fehlendem Wassereintrag in Abhängigkeit des Bodentyps und der Durchwurzelungstiefe ab und kann bei Erreichen des Welkepunktes nicht mehr genutzt werden. Die obere Grenze für das Wasseraufnahmevermögen des Bodens stellt die Feldkapazität dar.

$$TAW_{top} = 1000 aFC_{top} Z_r \quad (2.4.1-7)$$

$$TAW_{sub} = 1000 aFC_{sub} Z_r \quad (2.4.1-8)$$

TAW als insgesamt verfügbares Bodenwasser [mm] hängt von der Nutzbaren Feldkapazität aFC [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$] als Differenz zwischen Feldkapazität und Welkepunkt sowie von der

Durchwurzelungstiefe Z_r [m] ab. Vereinfacht wird der Ober- und Unterboden in seiner gesamten Ausdehnung als Wurzelraum angenommen (jede Bodenschicht 0.2 m). Nach Baeumer (1978, 44f) befindet sich die Hauptmasse der Wurzeln verschiedener Kulturpflanzen oberhalb von 40 cm Tiefe, wobei der Boden unter einer Grasnarbe besonders intensiv nahe der Oberfläche durchwurzelt ist.

Die räumlichen Daten der Nutzbaren Feldkapazität werden als Rasteroberflächen für die beiden unterschiedlichen Bodenschichten einbezogen und stehen als aufbereitete Informationen entsprechend der Darstellung in *Abbildung 5* zur Verfügung (vgl. Abschnitt 2.1.2.1).

Readily Available Water (RAW) – Leicht verfügbares Bodenwasser

Die theoretische Wasserverfügbarkeit bis zum Welkepunkt wird dadurch eingeschränkt, dass die für die Transpiration erforderliche Wassermenge durch zunehmende Trockenheit nicht schnell genug von den Pflanzen aufgenommen werden kann und sich Wasserstress abzeichnet. Der Schwellenwert dafür ist durch den Parameter *RAW* als Fraktion von *TAW* gegeben:

$$RAW_{top} = p_{top} TAW_{top} \quad (2.4.1-9)$$

$$RAW_{sub} = p_{sub} TAW_{sub} \quad (2.4.1-10)$$

$$p_{top} = p_T + 0.04 (5 - ET_{c,top}) \quad (2.4.1-11)$$

$$p_{sub} = p_T + 0.04 (5 - ET_{c,sub}) \quad (2.4.1-12)$$

RAW wird als leicht verfügbares Bodenwasser [mm] mithilfe von *p*, einen an die ET_c angepassten Fraktionsfaktor [0-1], aus *TAW* errechnet. p_T ist ein nach Allen *et al.* (1998, 163) auf Grünland abgestimmter Wert für $ET_c \approx 5 \text{ mm Tag}^{-1}$ und geht mit dem Wert 0,6 in die Gleichungen 2.4.1-11 und 2.4.1-12 ein. Die numerische Annäherung durch eine Anpassung von *p* unter Einbeziehung von ET_c wird auf den Wertebereich $0,1 \leq p \leq 0,8$ eingeschränkt (Allen *et al.*, 1998, 162).

Water Stress Coefficient (K_s) - Wasserstresskoeffizient

Der Wasserstresskoeffizient wirkt sich direkt auf die Grünland-Evapotranspiration aus und reduziert diese bei eingeschränkter Wasserverfügbarkeit; daraus ergibt sich nach 2.4.1-4 und 2.4.1-5 die aktuelle Evapotranspiration. Durch die Berücksichtigung der Bodenwasserabsenkung D_r kommt es zu einer kumulativen Fortschreibung der Wasserhältnisse. Damit ist die kontinuierliche Beschreibung des Auftretens von Wasserstress über die gesamte Vegetationsperiode möglich. Die Gleichungen berücksichtigen beide Bodenhorizonte unterschiedlich und haben die Form

$$K_{s,top} = \frac{TAW_{top} - D_{r,top,i-1}}{TAW_{top} - RAW_{top}} \quad (2.4.1-13)$$

$$K_{s,sub} = \frac{TAW_{sub} - D_{r,sub,i-1}}{TAW_{sub} - RAW_{sub}} \quad (2.4.1-14)$$

wobei K_s als Wasserstresskoeffizient [0-1] aus den in 2.4.1-7, 2.4.1-8, 2.4.1-9 und 2.4.1-10 entwickelten Werten von *TAW* und *RAW* gebildet wird. Die Einbeziehung der Bodenwas-

serabsenkung D_r [mm] bezieht sich auf den Vortag ($i-1$), da $D_{r,i}$ nach Allen *et al.* (1998, 170) die Absenkung am Ende des Tages i beschreibt. Der Wasserstresskoeffizient K_s des aktuellen Tages i bildet somit die bisherige Entwicklung ab. Die Initialisierung am Beginn der Vegetationsperiode wird mit 0 angenommen, dies entspricht einem ausreichend mit Wasser gesättigten Boden, wie er in der Regel nach einem Winter mit ausreichenden Niederschlägen nach der Schneeschmelze im Frühjahr gegeben ist.

Die durch einen abnehmenden Wert von K_s zum Ausdruck gebrachte Verknappung des Bodenwassers ist relativ zur Feldkapazität zu betrachten. Im Zustand der vollständigen Wassersättigung (Feldkapazität ist erreicht) beträgt die Bodenwasserabsenkung D_r 0 und erhöht sich mit zunehmender Austrocknung bis zu RAW ohne Auswirkung auf K_s . Trockenstress tritt erst dann auf, wenn RAW überschritten wird. Ab diesem Zeitpunkt nimmt K_s , beginnend beim Wert 1, ab und erreicht 0, wenn D_r bei TAW angelangt ist (Allen *et al.*, 1998, 167). Damit kommt es bei Anwendung eines $K_s < 1$ in den Gleichungen 2.4.1-4 und 2.4.1-5 zu einer Reduzierung der Grünland-Evapotranspiration ET_c .

Root Zone Depletion (D_r) – Bodenwasserabsenkung

Dieser Parameter beschreibt die tägliche Wasserbilanz für die jeweilige Bodenschicht. Dem Wassereintrag in Form von Niederschlag (im Fall der oberen Bodenschicht) bzw. Tiefenversickerung (aus der ersten in die zweite Bodenschicht) steht der Wasseraustrag in Form von Verdunstung bzw. Tiefenversickerung in untere, nicht durchwurzelte Bodenschichten gegenüber. Durch die Berücksichtigung des Vortages zur Errechnung des aktuellen Tages wird die zeitliche Entwicklung der Bodenwasserabsenkung beschrieben. Die Gleichungen für die beiden Bodenschichten haben die Form:

$$D_{r,top,i} = D_{r,top,i-1} - (P_i - I_i) + ET_{c,top,i} + DP_{top,i} \quad (2.4.1-15)$$

$$D_{r,sub,i} = D_{r,sub,i-1} - DP_{top,i} + ET_{c,sub,i} + DP_{sub,i} \quad (2.4.1-16)$$

D_r ist die Bodenwasserabsenkung [mm] am Tag i bzw. am Vortag ($i-1$). Der Wassereintrag wird als Niederschlag P [mm] am Tag i in Gleichung 2.4.1-15 und als Tiefenversickerung aus der oberen Bodenschicht DP_{top} [mm] am Tag i in Gleichung 2.4.1-16 beschrieben. Bilanziert wird gegen die Grünland-Evapotranspiration ET_c [mm] und die Tiefenversickerung DP [mm]. Der Wertebereich von D_r geht bei vollständiger Sättigung (Feldkapazität) von 0 aus und nimmt bis zum Maximalwert, welcher TAW entspricht, zu.

Der Niederschlag P wird abzüglich der Interzeption I [mm] in die Gleichung 2.4.1-15 integriert. Dazu wird eine stark vereinfachte Annahme getroffen, nämlich dass die Interzeption mit Zunahme der Biomasse eines Grünlandbestandes die Niederschlagsmenge vom Beginn des Aufwuchses mit dem Wert 0,5 mm bis zu dessen Schnitt mit 2,0 mm linear reduziert. Für diese lineare Zunahme der Reduktion wird der täglich gerechnete Pflanzenfaktor K_c herangezogen (vgl. Abschnitt 2.4.1.2) und auf den Wertebereich der Interzeption angewendet. Daraus ergibt sich:

$$I_i = 1.875 K_{c,i} - 0.25 \quad (2.4.1-17)$$

Wenn die Niederschlagsmenge eines Tages den Wert von $0,2 ET_0$ unterschreitet, wird angenommen, dass diese sofort verdunstet und P für diesen Tag daher mit 0 in die Gleichung 2.4.1-15 eingeht (Allen *et al.*, 1998, 170f).

Die detaillierte Berücksichtigung der Interzeption erfordert komplexe Modelle, wie sie beispielsweise Menzel (1996) vorstellt. Eine Übertragung derartiger Ansätze in räumliche

Systeme wäre zu prüfen und müsste in einer eigenen Arbeit behandelt werden. Savenije (2004) setzt sich mit der Vernachlässigung der Interzeption bei der Berechnung der Evapotranspiration sehr kritisch auseinander und betont deren signifikanten Einfluss. Für die Anforderungen im Rahmen der Schätzung von Grünlanderträgen stellt die vorgenommene Vereinfachung eine Kompromisslösung dar, welche aus der Notwendigkeit einer Abgrenzung des hier bearbeiteten Themenumfangs entsteht. Allen *et al.* (1998, 170) berücksichtigen in der Gleichung 2.4.1-15 auch Oberflächenabfluss und Kapillarhub. Diese Parameter werden in der vorliegenden Arbeit aufgrund der hier vorgenommenen Schwerpunktsetzung sowie fehlender Geodaten nicht einbezogen. Bei zukünftigen Verbesserungen und Erweiterungen können jedoch derartige Modelle, wie die Berücksichtigung des Oberflächenabflusses nach den Beispielen von Blöschl und Merz (2002) und Parajka *et al.* (2005), einen wichtigen Beitrag für eine genauere Abbildung der Bodenwasserbilanz liefern.

Deep Percolation (DP) – Tiefenversickerung

Wenn der Wassergehalt einer Bodenschicht die Feldkapazität erreicht, der Boden also vollständig gesättigt ist, versickert das überschüssige Wasser in tiefere Schichten bzw. fließt an der Oberfläche ab. Die Tiefenversickerung DP wird für Ober- und Unterboden wie folgt gerechnet:

$$DP_{top,i} = (P_i - I_i) - ET_{c,top,i} - D_{r,top,i-1} \quad (2.4.1-18)$$

$$DP_{sub,i} = DP_{top,i} - ET_{c,sub,i} - D_{r,sub,i-1} \quad (2.4.1-19)$$

Die Tiefenversickerung DP [mm] weist nur dann Werte > 0 auf, wenn die Feldkapazität überschritten wird. Solange die Feldkapazität nicht erreicht und damit auch $D_r > 0$ ist, findet kein Wasserabfluss aus der jeweiligen Bodenschicht statt.

2.4.2 Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen

2.4.2.1 Allgemeines

Ein ausgeglichener Wasserhaushalt ist Voraussetzung für den reibungslosen Ablauf vieler biophysikalischer und biochemischer Prozesse in der Pflanze. Ist die Wasseraufnahme durch zunehmende Bodentrockenheit nur noch eingeschränkt möglich, reagiert sie mit Maßnahmen, welche ihre Austrocknung verhindern. Zunächst werden mit dem Rückgang des Turgors die Wachstumsprozesse, insbesondere das Streckungswachstum, verlangsamt. Verschärft sich eine negative Wasserbilanz weiter, werden von den Wurzeln Signalstoffe (Abszissinsäure) in alle Pflanzenteile transportiert und lösen stomatare Regelmechanismen aus, die zu einer Herabsetzung der Transpirationsleistung und damit zur Schonung noch vorhandener Wasserreserven führen (Larcher, 1994, 303ff). Fotosynthetische Prozesse sind damit nicht mehr voll wirksam, da die Aufnahme von Kohlendioxid geringer ist und die Strahlung nicht mehr effizient genutzt werden kann (Schapendonk *et al.*, 1998).

Die Auswirkungen einer Trockenheit bahnen sich langsam an und führen mit zunehmender Dauer zu immer heftigeren Reaktionen der Pflanze. Die zeitliche Dimension bestimmt damit wesentlich das Stressgeschehen und letztendlich das Überleben (Larcher, 1994, 300). Während am Anfang einer Trockenperiode noch reversible Abwehrreaktionen stattfinden, gehen diese in zunehmend destruktive Vorgänge über. Beim Welken beginnen die Zellen cytorrhynchisch zu schrumpfen. Die Volumenverkleinerung bewirkt eine Konzentration intrazellulärer Stoffe, bevor die Zellvitalität vollständig erlischt. Je nach Pflanzenart und Grad

der Veränderungen können bei wieder einsetzender Wasserverfügbarkeit destrukturierte Zellbestandteile wieder hergestellt werden. Andernfalls führen Verklebungen und der Zerfall von Biomembranen zum Zelltod (Larcher, 1994, 305f).

Für gute Erträge von landwirtschaftlichen Kulturen ist eine ausreichende Versorgung der Böden mit Wasser eine Grundvoraussetzung, die im Wesentlichen von der Niederschlags-situation, den Verdunstungsraten sowie von der Puffer- und Speicherfähigkeit des Bodens abhängt. Mit der modellhaften Beschreibung der Wasserbilanz, wie sie in Abschnitt 2.4.1.3 vorgestellt wird, sind die wichtigsten Parameter berücksichtigt, um daraus das Auftreten von Wasserstress vereinfacht abbilden zu können. Die witterungsabhängige Verdunstungsmenge unter Berücksichtigung wassergesättigter Bodenbedingungen wird mit jener Menge verglichen, welche aufgrund des aktuellen Bodenwassergehaltes tatsächlich verdunstet werden kann. Ergibt sich daraus eine negative Abweichung der tatsächlichen Verdunstung, muss eine Bodenwasserabsenkung und ein möglicherweise damit verbundenes Auftreten von Wasserstress angenommen werden. In der vorliegenden Arbeit wird demnach die in Abschnitt 2.4.1.3 entwickelte aktuelle Evapotranspiration in Relation zur Grünland-Evapotranspiration (vgl. Abschnitt 2.4.1.2) gesetzt.

Die räumliche Aufbereitung der daraus abgeleiteten Ergebnisse ist besonders dazu geeignet, trockengefährdete Gebiete zu lokalisieren und die Eignung eines Standortes hinsichtlich klimatischer Faktoren zu bewerten. Für die Erträge des Wirtschaftsgrünlandes spielt eine ausreichende Wasserversorgung eine wichtige Rolle. Die Temperaturzunahme aufgrund klimatischer Veränderungen wird in manchen Grünlandregionen zu höheren Verdunstungsraten führen. Bei einer zeitlich ungleichmäßigen Verteilung von Niederschlägen steigt damit die Gefahr von trockenbedingten Schäden. Die Kombination von Klimaszenarien und räumlichen Wasserstressmodellen unterstützt damit auch die Bewertung einer zukünftigen Entwicklung der Standortpotenziale.

Viele Modelle nutzen die Beziehung zwischen Wasserverfügbarkeit und Wachstum, um daraus Erträge zu schätzen. Die in der vorliegenden Arbeit realisierte Implementierung basiert auf einer derartigen Arbeit, welche von Trnka *et al.* (2006) nach einer Modifikation des Wasserstressmodells von Han *et al.* (2003) zur Schätzung von Grünlanderträgen entwickelt wurde.

2.4.2.2 Datengrundlage und räumliche Implementierung

Die Herstellung einer Beziehung zwischen Wasserverfügbarkeit bzw. Wasserstress und davon beeinflussten Wachstumsbedingungen steht am Ende der Entwicklung sämtlicher räumlicher Modelle dieser Arbeit. Globalstrahlung, Temperatur, Referenz-Evapotranspiration und Niederschlag bilden die Basis für weitere Modelle, welche die vegetationsdynamischen Zusammenhänge im Kontext des Wirtschaftsgrünlandes beschreiben. Zunächst gilt es, mit der Analyse von Temperaturverläufen die Vegetationsperiode zu definieren. In diesem Zusammenhang wird auch das Schneebedeckungsmodell, aufbauend auf Globalstrahlung, Temperatur und Niederschlag, zur besseren Abgrenzung des Vegetationsbeginns herangezogen. Mit der Implementierung eines Temperatursummenmodells zur Beschreibung phänologischer Phasen eines Grünlandbestandes und dem Modell der Vegetationsperiode wird die Grundlage für die Abschätzung von Nutzungszeitpunkten und Aufwuchsdauer gelegt. Mit der Referenz-Evapotranspiration, dem Niederschlag und der für die Berechnung der Grünland-Evapotranspiration erforderlichen Nutzungszeitpunkte wird die aktuelle Evapotranspiration auf Basis einer Bodenwasserbilanzierung gebildet (vgl. *Abbildung 4*). Die nachfolgend beschriebenen Prozesse beziehen demnach als Datengrundlage die Ergebnisse aus allen Systemkomponenten dieser Arbeit ein.

Die räumliche Implementierung ergibt sich implizit aus der Datengrundlage, welche aus täglichen Rasteroberflächen über den gesamten 21-jährigen Untersuchungszeitraum besteht. Die Kombination der einzelnen Datensätze wird gemäß den definierten Gleichungen mittels *Map Algebra* vorgenommen.

Die Wasserverfügbarkeit ergibt sich aus dem Verhältnis von $ET_{c,adj}$ und ET_c , wobei eine Reduktion der Biomassezunahme erst dann eintritt, wenn die Werte von $ET_{c,adj}$ so weit abnehmen, dass sie weniger als zwei Drittel der ET_c (t_{CS} bzw. $t_{CL} = 1,5$) betragen. Nach Trnka *et al.* (2006) werden für die kurzfristige Wasserverfügbarkeit W_S die letzten sechs Tage und für die langfristige Wasserverfügbarkeit W_L alle Tage vom Beginn der Vegetationsperiode für die Berechnung des Wasserverfügbarkeitsfaktors W_A berücksichtigt:

$$W_S = t_{CS} \frac{ET_{c,adj,S}}{ET_{c,S}} \tag{2.4.2-1}$$

$$W_L = t_{CL} \frac{ET_{c,adj,L}}{ET_{c,L}} \tag{2.4.2-2}$$

$ET_{c,adj,S}$ ist die akkumulierte $ET_{c,adj}$ der letzten sechs Tage, $ET_{c,S}$ die akkumulierte ET_c über denselben Zeitraum. $ET_{c,adj,L}$ entspricht der Akkumulation von $ET_{c,adj}$ über den gesamten Zeitraum vom Vegetationsbeginn bis zum aktuellen Tag; $ET_{c,L}$ der Summe von ET_c im gleichen Zeitraum. Die Kombination der für die unterschiedlichen Perioden berechneten Parameter W_S und W_L in der Art

$$W_A = \left[C W_L^M + (1 - C) W_S^M \right]^{\frac{1}{M}} \tag{2.4.2-3}$$

ergibt den Wasserverfügbarkeitsfaktor W_A . C und M sind empirisch bestimmte Modellkoeffizienten und gehen mit folgenden Werten in die Gleichung ein:

C	0,55
M	3,00

Die Wachstumsbedingungen werden unter Berücksichtigung der Wasserverfügbarkeit W_A mithilfe eines Wachstumsfaktors (*Growth Supporting Factor*) g_s [0..1] der Form

$$g_s = \exp^{\alpha \exp^{\beta W_A^\gamma}} \tag{2.4.2-4}$$

ausgedrückt. Der Zusammenhang mit W_A wird durch die Koeffizienten α , β und γ bestimmt, welche empirisch bestimmt wurden und folgende Werte aufweisen:

α	-3,0
β	-2,5
γ	3,5

Bei maximaler Wasserverfügbarkeit entsteht keine Beeinträchtigung des Wachstums: g_s liegt bei 1,0. Wie die unter Verwendung der empirischen Modellkoeffizienten gebildete Funktion in *Abbildung 49* zeigt, nimmt g_s mit zunehmendem Wassermangel stetig ab und flacht bei einem Wasserverfügbarkeitsfaktor von etwa 0,4 ab. Die durch den Faktor g_s beschriebenen Wachstumsbedingungen gehen bis auf ein Minimum von 0,05 zurück.

Die Funktionsparameter wurden anhand zahlreicher Testläufe festgesetzt. Eine Evaluierung und darauf abgestimmte Anpassung ist allerdings nur möglich, indem die gesamte

Ertragsmodellierung mit der jeweils veränderten Funktion ausgeführt wird. Anhand der Korrelation von beobachteten und geschätzten Erträgen ist eine Verbesserung oder Verschlechterung quantifizierbar und die Wirkung der g_s -Koeffizienten auf die Ertragsschätzung zu bewerten. Es handelt sich dabei um einen relativ aufwendigen Vorgang, der nur mit Unterstützung von entsprechend implementierten Algorithmen zu bewältigen ist.

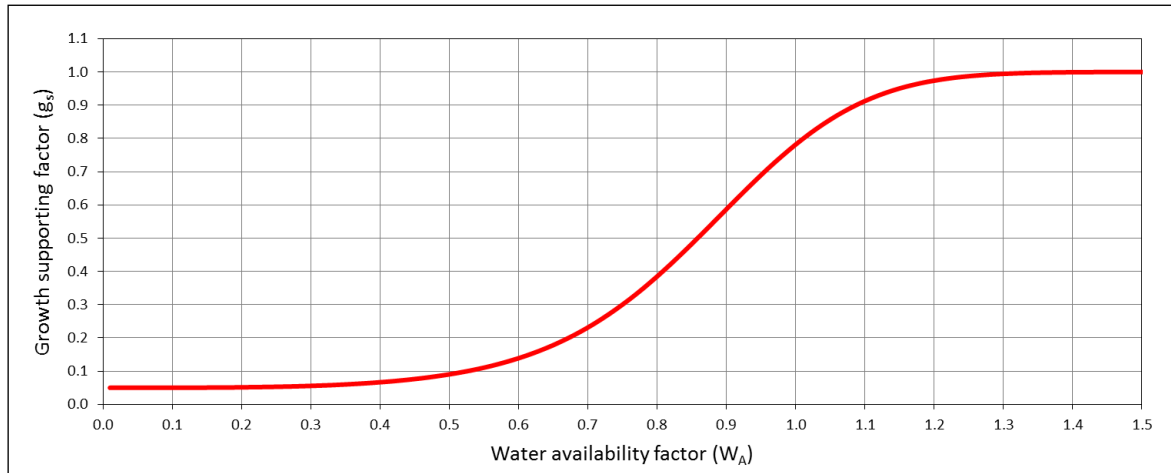


Abbildung 49: Zusammenhang von Wasserverfügbarkeit W_A und Wachstumsbedingungen g_s

Die Bestimmung des Wachstumsfaktors g_s ist das Ziel der gesamten Bodenwasserbilanzierung. Er wird in weiterer Folge Tag für Tag mit der täglichen Temperatur und Globalstrahlung kombiniert und wirkt demzufolge bei einer Limitierung der Wasserverfügbarkeit reduzierend auf die über die Aufwuchsdauer gebildete Temperatur- und Globalstrahlungssumme. Das Modell bezieht den limitierenden Faktor Wasser, welcher sich auf die Wachstumsbedingungen gemäß dem Faktor g_s auswirkt, bei der Akkumulation von täglicher Temperatur T [$^{\circ}\text{C}$] und Globalstrahlung R_s [$\text{MJ m}^{-2} \text{Tag}^{-1}$] wie folgt ein:

$$T_e = \int_{t_0}^{t_n} T_i g_s dt \quad (2.4.2-5)$$

$$G_e = \int_{t_0}^{t_n} R_i g_s dt \quad (2.4.2-6)$$

Die effektive Temperatur T_e und Globalstrahlung G_e sind das Resultat der Akkumulation von täglicher Temperatur T_i und Globalstrahlung G_i , gewichtet mit dem Wachstumsfaktor g_s . Die Berechnung erstreckt sich über den Zeitraum t_0 bis t_n , wobei t_0 der Beginn der Vegetationsperiode nach MTD (vgl. Abschnitt 2.3.1.3) bzw. der erste Tag eines neuen Aufwuchses und t_n der Tag der Schnittnutzung ist.

2.4.3 Räumliches Modell zur Schätzung von Grünlanderträgen

2.4.3.1 Allgemeines

Die Modellierung des Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre zielt vielfach auf eine vereinfachte Beschreibung von Wachstumsprozessen ab, welche die Ertragsschätzung verschiedener landwirtschaftlicher Kulturen ermöglicht. Die Dynamik in der Entwicklung von land- und forstwirtschaftlichen Erträgen, vor allem mit dem Hintergrund signifikanter kli-

matischer Veränderungen, ist eine wichtige Grundlage für die Bewertung wirtschaftlicher Konsequenzen im Primärsektor. Auch wenn der Anteil der agrarischen Produktion an der Bruttowertschöpfung der österreichischen Volkswirtschaft nur 1,5 % beträgt (BMLFUW, 2010, 14), ist es die Landwirtschaft, welche einen unverzichtbaren Beitrag für die Sicherstellung der Nahrungsmittelversorgung leistet. Modelle auf Basis ertragsrelevanter Faktoren sind in der Lage, Analysen dieser Dynamik zu unterstützen. Während historische Beobachtungen hauptsächlich dazu dienen, Modellzusammenhänge zu verstehen und richtig abbilden zu können, ist die Anwendung eines Modells darauf ausgerichtet, verschiedene Situationen realistisch zu simulieren. Dazu gehören auch Projektionen von klimarelevanten Veränderungen und deren Auswirkung auf die Erträge in der Landwirtschaft. Die Entwicklung von Anpassungsstrategien basiert in der Regel darauf, die zukünftige Entwicklung abschätzen zu können. Entsprechende Modelle können als Werkzeuge für diesen Zweck herangezogen werden. Ein Beispiel für die Modellierung der Produktivität des Grünlandes in Bezug auf klimatische Veränderungen findet sich in Calanca und Fuhrer (2005).

In der vorliegenden Arbeit wird ein räumliches Modell zur Schätzung von Erträgen im Wirtschaftsgrünland vorgestellt, das unter dem Gesichtspunkt entwickelt wurde, auch Klimaszenarien verarbeiten zu können. Die strikte Einschränkung der dafür erforderlichen Datengrundlage auf meteorologische Parameter ist eine entscheidende Voraussetzung für die Verwendung regionalisierter Klimamodelle. Die Dynamik von Erträgen in der Grünlandwirtschaft wird in diesem Modell ausschließlich durch die Witterung erklärt. Dies impliziert eine Reihe von Vereinfachungen. So wird die Abhängigkeit der Erträge von Bewirtschaftungsmaßnahmen auf die Annahme beschränkt, dass es sich um eine durchschnittliche und landesübliche Bewirtschaftung handelt. Unter anderem folgt daraus, dass beispielsweise die Nährstoffversorgung mittels Düngung unberücksichtigt bleibt und ein ausreichender Versorgungsgrad angenommen wird.

Die räumliche Anwendbarkeit bedingt eine weitere und umfassende Einschränkung von Modellparametern. Sämtliche Erklärungsvariablen des Modells müssen nämlich als Geodaten verfügbar sein bzw. verfügbar gemacht werden. Die erfolgreiche Ausführung der Schätzgleichung in jeder Rasterzelle einer kontinuierlichen Oberfläche bedingt das Vorhandensein sämtlicher Variablen an den Positionen der einzelnen Zellen. Die räumliche Modellierung von Basisdaten mittels geostatistischer Methoden ist darauf ausgerichtet, die Ertragsschätzung nach dem Prinzip *interpolate then calculate* durchführen zu können. Dies ist auch der Grund für die beachtliche Themenbreite dieser Arbeit, ohne die eine räumliche Umsetzung des Ertragsmodells nicht möglich wäre.

Die Reduktion auf nur wenige erklärende Variablen basiert im Wesentlichen auf einer Grundannahme: Globalstrahlung und Temperatur sind unter der Voraussetzung einer ausreichenden Wasserverfügbarkeit die treibenden Kräfte des Pflanzenwachstums (Baeumer, 1978, 15). Daraus folgt, dass bei einer eingeschränkten Wasserverfügbarkeit die effiziente Nutzung von Strahlung und Temperatur für Wachstumsprozesse beeinträchtigt ist. Alle im Modell berücksichtigten Faktoren beziehen sich auf diesen Zusammenhang. Da es darüber hinaus natürlich weitere Einflussfaktoren gibt, die im Modell jedoch unberücksichtigt bleiben, ist ein entsprechender Unsicherheitsbereich der Schätzung nicht zu vermeiden.

Die Erträge werden mithilfe eines statistischen Zusammenhangs zwischen aufwuchsbezogenen Ertragsmessungen an den Versuchsstandorten (vgl. Abschnitt 2.1.2.3) und Wetterbeobachtungen geschätzt (*GRAM – Grassland Statistical Model*). Die täglichen Wetterdaten werden dafür über die Dauer eines Aufwuchses akkumuliert. Das daraus entwickelte Modell in Form einer multiplen linearen Regression wird dazu verwendet, sämtliche abhängige Variablen, welche als Rasteroberflächen vorliegen, im Rahmen einer umfangreichen *Map-Algebra*-Operation gemäß der definierten Linearkombination zu verbinden. Als

Resultat ergibt sich eine Oberfläche der Erträge für jeden Aufwuchs von drei verschiedenen Nutzungssystemen (Zwei-, Drei- und Vierschnitt).

2.4.3.2 Modellparameter und statistische Analyse

Als Prädiktoren gehen sowohl die Summen der nicht modifizierten Temperatur (T_a) und Globalstrahlung (G_a) als auch die mit den täglichen Wachstumsbedingungen (*Growth Supporting Factor*) bewerteten Parameter effektive Temperatur (T_e) und effektive Globalstrahlung (G_e) in das Grünlandertragsmodell ein. Da sich die Schätzung der Erträge auf Einzelaufwüchse bezieht, wird der Zeitraum für die Summenbildung vom jeweils zu berechnenden Aufwuchs vorgegeben, dessen Dauer aus dem Modell der Nutzungszeitpunkte (vgl. Abschnitt 2.3.3) abgeleitet wird. Zusätzlich zu den Rasteroberflächen der aufwuchsbezogenen Summen von Temperatur, Globalstrahlung, effektiver Temperatur und effektiver Globalstrahlung wird die Aufwuchsdauer als kontinuierliche Oberfläche (vgl. Abschnitt 3.8.3) auch direkt zur Ertragsschätzung herangezogen (vgl. *Abbildung 50*).

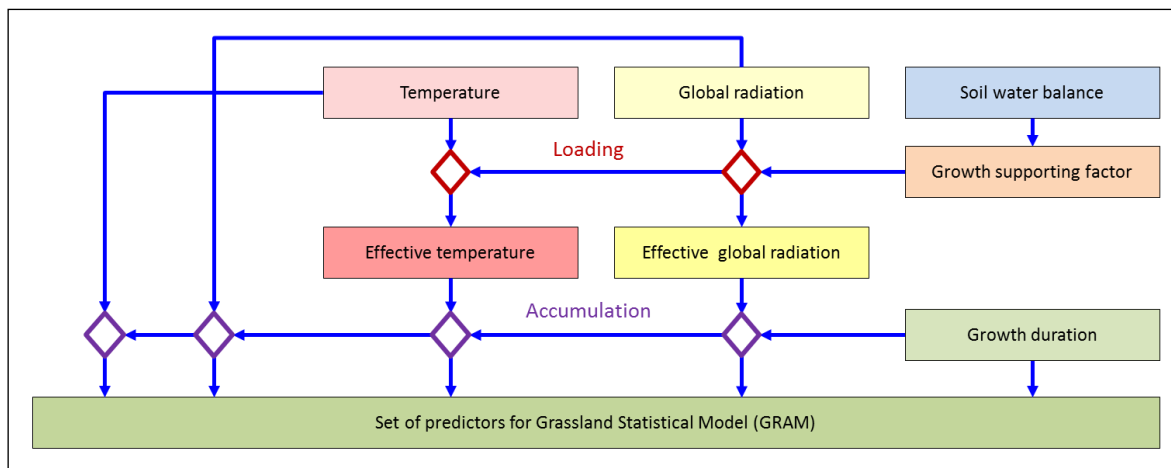


Abbildung 50: Schematische Darstellung der Modellparameter für die Grünlandertragsschätzung

Das Modell zur Schätzung der Grünlanderträge auf Basis der zur Verfügung stehenden räumlichen Erklärungsvariablen wurde im Rahmen eines gemeinsamen Projektes von der Statistik Austria, Abteilung Methodik, im Jahr 2010 entwickelt. Nach eingehenden Testläufen mit unterschiedlichen statistischen Ansätzen wurde ein robustes Regressionsverfahren mit *MM-Estimator* (Croux *et al.*, 2003, Ripley, 2004, Yohai, 1987) als optimales Modell für diese Anwendung ausgewählt und im Statistikpaket *R* implementiert.

Für die Variablenselektion wird das Modell mit allen zur Verfügung stehenden Variablen und ihrer Kreuzprodukte gestartet, deren Anzahl mittels Kreuzvalidierung ($\frac{3}{4}$ der Daten als Trainingsdatensatz, $\frac{1}{4}$ der Daten als Testdatensatz) eine schrittweise Reduktion erfährt. Die Eliminierung einer Variablen kann dabei die Prognose für den Testdatensatz verbessern, darf im Gegenzug aber zu keinem Informationsverlust führen. Im Anschluss werden jene nicht signifikanten Variablen entfernt, welche kaum zur Erklärung beitragen.

Die abhängige Variable *Ertrag* [dt TM ha^{-1}] wurde vor der Modellkalibrierung einem Test auf Normalverteilung unterzogen, welcher nach Komogorow-Smirnow mit $p = 0,000$ (nach Shapiro-Wilk ebenfalls mit $p = 0,000$) signifikant von einer Normalverteilung abweicht (Schiefe = 0,606; Kurtosis = 0,098). Die Transformation der Ertragsvariablen mittels Quadratwurzel führt zu einer Normalverteilung mit einem Signifikanzniveau von $p = 0,200$ (nach Shapiro-Wilk $p = 0,029$) (Schiefe = -0,072; Kurtosis = -0,134). Die Effizienz der Schätzung wird durch die damit erreichte Homoskedastizität der Störgrößen verbessert.

Schnittsystem (Zwei-, Drei- und Vierschnitt) sowie Aufwuchs (erster bis vierter Aufwuchs) sind nominal skaliert und gehen in das Modell als erklärende kategoriale Variablen ein. Die multiple lineare Regression wird demnach für jeden einzelnen Aufwuchs der verschiedenen Schnittnutzungssysteme angepasst.

Für die Schätzung werden bei dieser Methode sämtliche Daten verwendet, allerdings mit Gewichten versehen, sodass potenzielle Ausreißer weniger Einfluss auf das Regressionsergebnis ausüben. Das Histogramm in *Abbildung 51* zeigt die Verteilung der ermittelten Gewichte, wobei jene Beobachtungen mit Gewichten unter 0,8 als Ausreißer betrachtet und einer genaueren Analyse unterzogen werden.

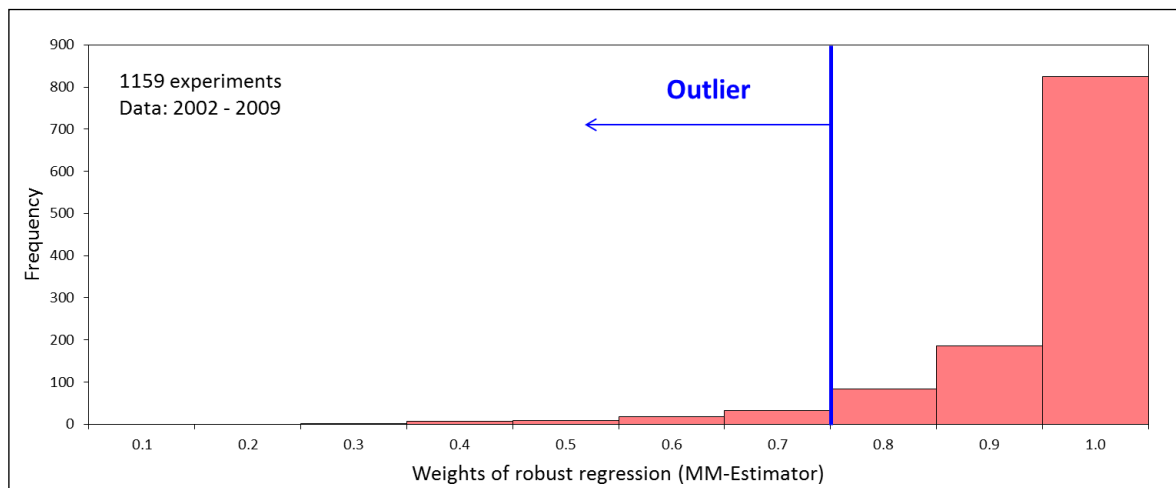


Abbildung 51: Histogramm von Beobachtungsgewichten bei Applikation einer robusten Regression

Von der hier vorgenommenen Ausreißerklassifizierung sind 66 Datensätze betroffen. Für diese Beobachtungen können keine besonderen Auffälligkeiten hinsichtlich der Werteverteilung nach einzelnen Jahren, Schnittsystemen oder Aufwüchsen festgestellt werden. Drei Versuchsstationen (Hatzendorf, Freistadt und Edelhof) sind allerdings mit knapp 40 % in diesen 66 Datensätzen vorhanden. Die Experimente mit niedrigen aufwuchsbezogenen Erträgen werden überdurchschnittlich repräsentiert, 62,1 % weisen Erträge bis 15 dt TM ha⁻¹ auf. Gruppieren nach Schnittsystemen zeigt sich, dass bei einer Zweischnittnutzung die überdurchschnittlich niedrigen Werte von unter 20 dt TM ha⁻¹ mit knapp 70 % vertreten sind und drei Werte (19 %) extrem hohe Erträge aufweisen. Beim Dreischnittsystem verhält es sich ähnlich: 70 % weisen weniger als 15 dt TM ha⁻¹ auf und drei Werte (16 %) sind extrem hoch. Beim Vierschnittsystem liegen 60 % der Werte bei einem Ertrag von maximal 10 dt TM ha⁻¹ und sechs Werte sind mit über 30 dt TM ha⁻¹ sehr hoch.

Mit der Anwendung eines robusten Regressionsverfahrens werden auch die oben diskutierten Werte für die Erstellung des Modells herangezogen, allerdings mit geringerer Wirkung auf den Modellzusammenhang. Aufgrund des komplexen Systems von Standort- und Bewirtschaftungsfaktoren mit einer Vielzahl von Wechselbeziehungen, welche auf den Ertrag einwirken, wäre die Eliminierung von Beobachtungen schwer zu interpretieren. Die Plausibilität eines Ertragswertes würde nur anhand weniger bekannter Faktoren erfolgen können und muss deshalb nicht unbedingt auf den ersten Blick fragwürdig sein. Der Vorteil bei der Verwendung einer robusten Regression besteht also darin, dass die mit großen Schätzfehlern behafteten Experimente zwar einbezogen werden, ohne dass diese jedoch eine Verzerrung des Modells bewirken können. Die Gewichtung der einzelnen Beobachtungen steuert ihren Einfluss auf den Modellzusammenhang und bei augenscheinlichen Ausreißern ist dieser aufgrund der geringen Gewichte schwächer.

3 Ergebnisse und Diskussion

3.1 Oberfläche der Globalstrahlung

3.1.1 Kalibrierung und Implementierung des Strahlungsmodells

Die Sonnenstrahlung ist primäre Energiequelle für das Klima der Erde, den globalen Wasserkreislauf und Grundlage vieler biochemischer Prozesse. Je nach Einstrahlungswinkel und Durchlässigkeit der Atmosphäre gelangt nur ein Teil der etwa 1368 W m^{-2} an extraterrestrischer Strahlung auf die Erdoberfläche (Häkel, 2005, 179f). Die kurzwellige solare Strahlung durchdringt die Atmosphäre und wird zum Teil reflektiert, absorbiert und von den darin befindlichen Teilchen wie Luft, Wasserdampf und Aerosolen gestreut. Bei geringem Trübungsgrad gelangt ein erheblicher Teil der Gesamt- oder Globalstrahlung als direkte Strahlung auf die Oberfläche. Je stärker die Atmosphäre beispielsweise durch Wasserdampf getrübt ist, desto größer wird der Anteil der diffusen Himmelsstrahlung. Die Globalstrahlung mit ihren beiden Komponenten, direkte und diffuse Strahlung, ist Gegenstand der hier umgesetzten Modellierung. Die hohe Komplexität des Strahlungshaushalts macht es allerdings unmöglich, ein räumliches Modell zu entwickeln, welches alle Details berücksichtigt. Vereinfachungen, Interpolationen, eine mittelwertbezogene Kalibrierung und letztlich der Einsatz einer Standardsoftware führen zu einem Schätzmodell, welches zum Zwecke der Beschreibung von Vegetations- und Ertragsdynamiken eingesetzt werden kann, ohne den Anspruch auf lückenlose Abbildung der Wirklichkeit zu erheben.

Ein großer Teil der landwirtschaftlichen Nutzfläche Österreichs befindet sich im Bergland. Um auch hier eine solide Basis für die Schätzung von Erträgen zu schaffen, muss bei der Modellierung der Strahlung die Exposition, Hangneigung und Horizontabschattung in einer möglichst hohen Auflösung berücksichtigt werden. Die Berechnung dieser Faktoren wird in der vorliegenden Arbeit mithilfe des ArcGIS-Werkzeugs *SolarRadiation* und einem DHM mit 250 Metern Auflösung durchgeführt. Die Anpassung des ArcGIS-Modells an langjährige Beobachtungen durch Variation der Parameter *Diffuse Proportion* und *Transmittivity* erfolgt in einem mehrstufigen Kalibrierungsprozess, der in Abschnitt 2.2.1.2 ausführlich beschrieben wird. *Tabelle 16* zeigt die monatlichen Ergebnisse der Kalibrierung, welche für repräsentative Tage nach Klein (1977) durchgeführt wurde.

Tabelle 16: Kalibrierung der Parameter *Diffuse Proportion* und *Transmittivity* des ArcGIS-SolarRadiation-Modells für Monatsmaxima der Globalstrahlung auf Basis langjähriger Beobachtungen der ZAMG

Beschreibung	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
<i>Diffuse Proportion</i>	0,25	0,25	0,20	0,30	0,30	0,25	0,25	0,25	0,20	0,20	0,25	0,25
<i>Transmittivity</i>	0,85	0,85	0,85	0,75	0,70	0,70	0,70	0,75	0,80	0,85	0,85	0,85
Root mean square error (<i>RMSE</i>)	1,11	1,04	1,53	1,21	1,44	1,31	1,28	1,44	1,17	1,27	1,15	1,37
Abweichung \bar{x} (Modell - Messungen)	-0,17	-0,24	-0,35	-0,48	0,08	0,08	-0,05	0,83	-0,67	-0,31	-0,07	0,78

Die Ergebnisse in *Tabelle 16* wurden für jeden Monat aus 117 verschiedenen Kombinationen von *Diffuse Proportion* und *Transmittivity* ausgewählt. Der *RMSE* sowie die Abweichung der Mittelwerte zwischen Modellergebnissen und langjährigen Beobachtungen (1961 bis 2010) müssen dabei möglichst gering gehalten werden. Bei den in *Tabelle 16* angeführten Werten handelt es sich um eine Anpassung an absolut wolkenlose Bedingun-

gen, da das Strahlungsmaximum die Bezugsgröße für alle weiteren Berechnungen darstellt. Die korrekte Abbildung der Globalstrahlung erfordert die Auswahl jener *SolarRadiation*-Parameter, bei denen das Verhältnis von direkter zu diffuser Strahlung der Realität entspricht. Damit ist gewährleistet, dass sich beispielsweise die Werte der diffusen Strahlung in abgeschatteten Bereichen auch tatsächlich den natürlichen Bedingungen annähern. Die in *Tabelle 16* angeführten *RMSE* und Mittelwertabweichungen entsprechen demnach nicht dem absoluten Minimum, sondern dem unter der Voraussetzung des korrekten Verhältnisses von direkter und diffuser Strahlung optimalen Minimum.

Die Verhältnisse der beiden Strahlungsarten werden anhand langjähriger Beobachtungen (1951 bis 2010) von Globalstrahlung und diffuser Strahlung der Messstation „Hohe Warte“ in Wien geprüft. In *Abbildung 52* wird das Ergebnis der Anpassung im Jahresgang der Strahlung gezeigt. Die Parameter in *Tabelle 16* erfüllen die Voraussetzung einer bestmöglichen Differenzierung zwischen direkter und diffuser Strahlung in den einzelnen Monaten und gleichzeitig eine hohe Schätzgenauigkeit für die maximale Globalstrahlung an sämtlichen ZAMG-Messstationen, wie sie in *Abbildung 53* dargestellt ist.

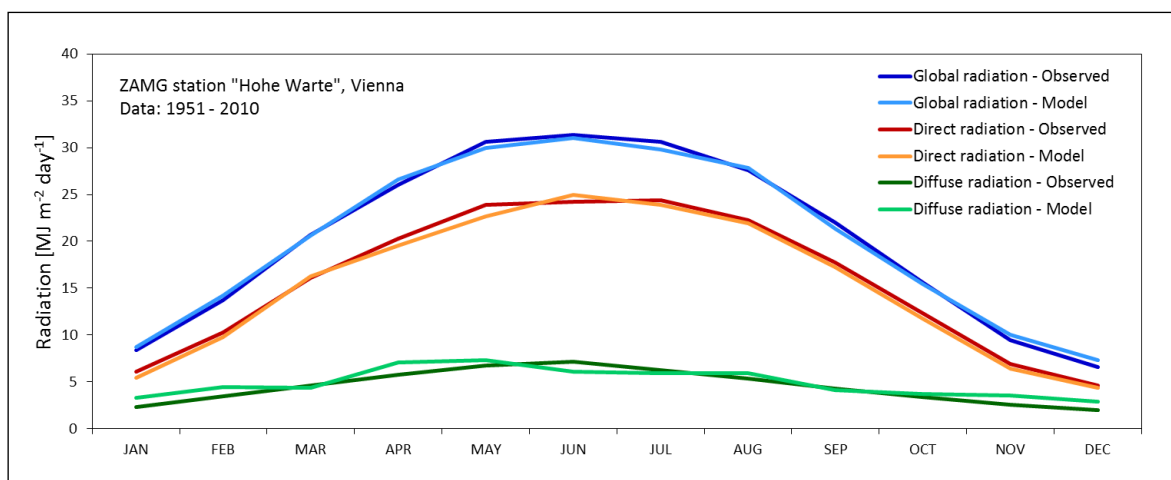


Abbildung 52: Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells für wolkenlose Bedingungen mit langjährigen Monatsmitteln der Sonnenstrahlung an der Messstation „Hohe Warte“

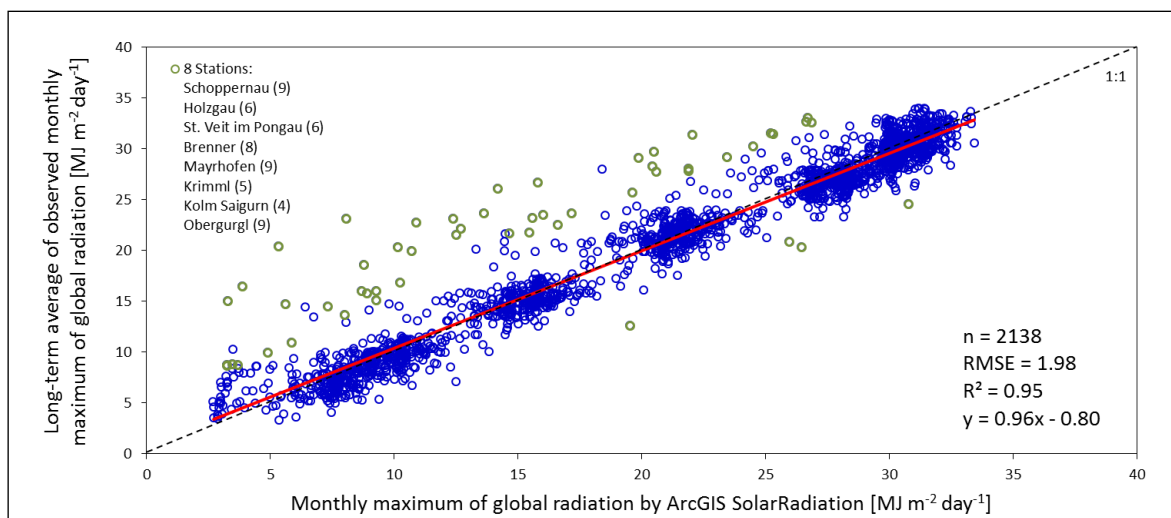


Abbildung 53: Validierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells, kalibriert für wolkenlose Bedingungen, an ZAMG-Messstationen auf Basis langjähriger Beobachtungen

In *Abbildung 53* fallen acht Stationen durch mehrfache Fehlschätzungen des ArcGIS-*SolarRadiation*-Modells auf. Meist handelt es sich dabei um eine deutliche Unterschätzung der Beobachtung. Da *SolarRadiation Viewshed*-Auswertungen keine Auffälligkeiten zeigen, liegt die Ursache vermutlich im verwendeten DHM, das durch die Generalisierung mit einer 250-Meter-Auflösung die reale Situation nicht ausreichend wiedergibt. Dieser Verdacht liegt nahe, da sich alle acht Stationen in den schmalen Tälern des Alpen-Hauptkammes befinden. Die Validierung zeigt insgesamt einen sehr starken Zusammenhang zwischen Modell und Beobachtung. Die Clusterbildung ergibt sich aus der monatlichen Differenzierung, da jeder Wert an einer Messstation das spezifische, langjährige Tagesmaximum eines bestimmten Monats darstellt.

Die Einstellungen für *Diffuse Proportion* und *Transmittivity* unter Beachtung ihrer inversen Beziehung werden im Rahmen der Kalibrierung dazu genutzt, eine bestmögliche Approximation der langjährigen Messdaten zu erreichen (vgl. *Abbildung 52* und *Abbildung 53*). Die in ArcGIS-*SolarRadiation* verwendeten Methoden zur Schätzung der Strahlungskomponenten, wie von Fu und Rich (2000) definiert, werden im Rahmen dieser Arbeit keiner Analyse und Anpassung unterzogen. Aus diesem Grund orientiert sich die Wertebestimmung für die beiden Parameter an ihrer Wechselbeziehung und deren Wirkung auf die vom Modell geschätzte Gesamtstrahlung sowie dem Verhältnis von direktem und diffusem Strahlungsanteil. Die Tatsache, dass beispielsweise der Wasserdampfgehalt im Sommer höher als im Winter ist und sich dies auf den Trübungsgrad der Atmosphäre unter wolkenlosen Bedingungen auswirkt (Sauberer und Dirmhirn, 1958, 16f), ist in der Kombination der beiden ArcGIS-*SolarRadiation*-Parameter (vgl. *Tabelle 16*) klar erkennbar.

Das Modell berücksichtigt auch die Seehöhe und die damit verbundene Änderung der Durchlässigkeit, da sich nach Sauberer und Dirmhirn (1958, 16f) zum einen der Trübungsgrad mit Zunahme der Seehöhe und zum anderen die Mächtigkeit der Atmosphäre verringert. Mit abnehmender Lufttemperatur nimmt die Strahlung und damit auch der von der Exposition abhängige, strahlungsbedingte Hangklimaunterschied zu (Geiger, 1950, 223). In Fu und Rich (2000, 37) wird darauf hingewiesen, dass sich der *Transmittivity*-Wert auf Meeresniveau beziehen soll und sich gemäß der Gleichung (3) in Fu und Rich (2000, 10) auf die Seehöhe des DHM automatisch anpasst. Die hier vorgenommene Kalibrierung für österreichische Verhältnisse beinhaltet demzufolge auch implizit die Anpassung an die mittlere Seehöhe der 212 einbezogenen Messstationen mit 598 Metern. In der Literatur finden sich für die Berechnung der Durchlässigkeit und deren Höhenabhängigkeit verschiedene Beispiele, die zeigen, dass keine allgemeingültigen Zusammenhänge herrschen. Hottel (1976) errechnet eine Durchlässigkeit bei wolkenlosen Bedingungen auf Meeresniveau von 0,63 im Sommer und 0,65 im Winter und stellt fest, dass die Zunahme mit der Seehöhe nur einen geringen Effekt hat. Running *et al.* (1987) gehen von 0,6 auf Meeresniveau aus und erhöhen um $0,008 \text{ m}^{-1}$ Seehöhe. In Allen *et al.* (2005b) ist die Ausgangsgröße 0,75 und die Zunahme $0,00002 \text{ m}^{-1}$.

Zahlreiche wissenschaftliche Arbeiten beschäftigen sich mit der Modellierung der Strahlungsanteile und der atmosphärischen Durchlässigkeit (Beispiele dafür sind Barbaro *et al.*, 1979, Carroll, 1985, King und Buckius, 1979, Liu und Jordan, 1960, Neuwirth, 1982, Spitters, 1986) und zeigen damit, dass in diesem Bereich intensiv geforscht wurde. Mit der Entscheidung, eine Standardsoftware für die Berechnungen einzusetzen, sind im Rahmen der vorliegenden Arbeit keine Möglichkeiten zur methodischen Modifizierung gegeben. Diesem Nachteil steht allerdings auch ein großer Vorteil gegenüber: Die Ergebnisse beziehen sich auf eine vielfach geprüfte, diskutierte und in zahlreichen interdisziplinären Anwendungen bewährte Grundlage. Die einzige Möglichkeit der Anpassung besteht in einer Kalibrierung von Modellparametern, welche hier detailliert bearbeitet wurde.

Um den Unterschied zwischen wolkenlosen Bedingungen und einer durchschnittlichen Globalstrahlung hinsichtlich der Proportion von direkter und diffuser Strahlung aufzuzeigen, wurde eine weitere Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells vorgenommen. Die methodische Vorgehensweise entspricht exakt jener für die maximale Globalstrahlung. Wie in *Tabelle 17* ersichtlich, sind die Verhältniszahlen für die Durchlässigkeit der Atmosphäre deutlich niedriger und der diffuse Strahlungsanteil höher.

Tabelle 17: Kalibrierung der Parameter Diffuse Proportion und Transmittivity des ArcGIS-SolarRadiation-Modells für Monatsmittelwerte der Globalstrahlung auf Basis langjähriger Beobachtungen der ZAMG

Beschreibung	JAN	FEB	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	NOV	DEZ
Diffuse Proportion	0,45	0,55	0,55	0,55	0,60	0,60	0,50	0,55	0,60	0,50	0,45	0,45
Transmittivity	0,55	0,50	0,45	0,40	0,35	0,35	0,40	0,40	0,40	0,50	0,55	0,55
Root mean square error (RMSE)	1,04	0,96	1,22	1,65	1,64	2,55	1,73	1,54	1,12	0,97	0,71	0,86
Abweichung \bar{x} (Modell - Messungen)	-0,83	-0,02	-0,16	-0,54	0,34	1,70	0,18	0,46	0,26	0,10	-0,18	-0,74

In Analogie zu den Globalstrahlungsmaxima sind die Ergebnisse der Kalibrierung einer durchschnittlichen Globalstrahlung in *Abbildung 54* für die Strahlungsanteile und in *Abbildung 55* für die Validierung der Gesamtstrahlung an allen Messstationen dargestellt.

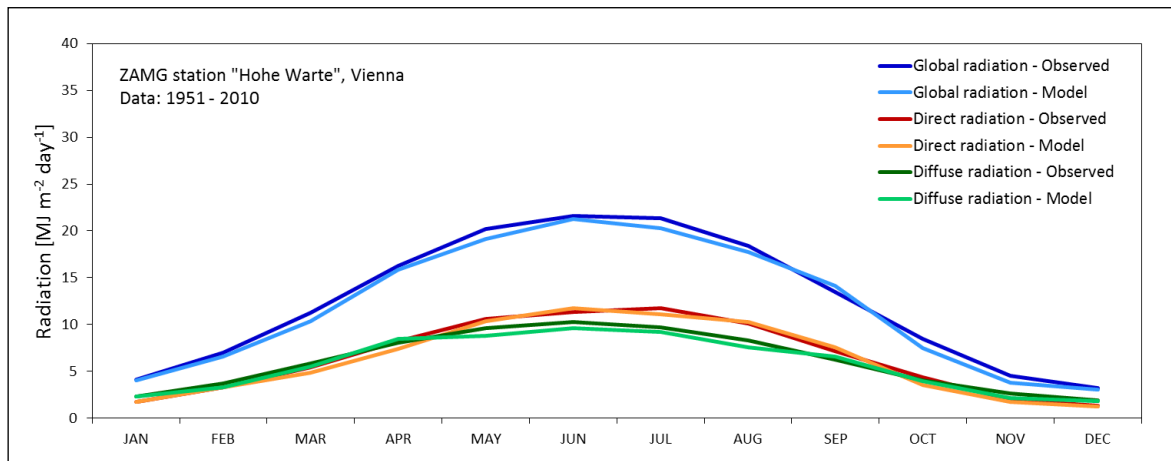


Abbildung 54: Kalibrierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells für durchschnittliche Bedingungen mit langjährigen Monatsmitteln der Sonnenstrahlung an der Messstation „Hohe Warte“

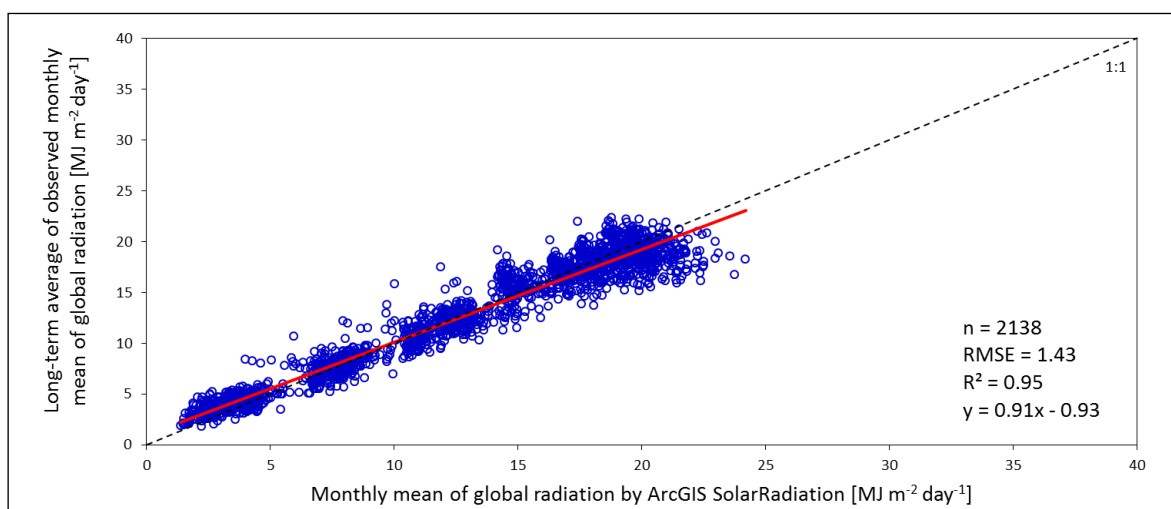


Abbildung 55: Validierung des ArcGIS-SolarRadiation-Modells, kalibriert für durchschnittliche Bedingungen, an ZAMG-Messstationen auf Basis langjähriger Beobachtungen

Die Anpassung ist im Vergleich zur maximalen Globalstrahlung wesentlich schwieriger und zeigt auch eine leichte systematische Überschätzung durch das ArcGIS-Modell (Slope von 0,91 in *Abbildung 55*). Dies ist vor allem bei den hohen Strahlungswerten der Fall, wie in *Abbildung 56* deutlich zu erkennen ist. Bei dieser Darstellung handelt es sich um den mittleren Jahresgang aller 212 Messstationen im Vergleich zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen der maximalen und durchschnittlichen Globalstrahlung. Der Vollständigkeit halber wird hier auch der Verlauf der minimalen Strahlung gezeigt, ohne diese jedoch mit dem ArcGIS-SolarRadiation-Modell kalibriert zu haben. Die für die Zwecke dieser Arbeit verwendete Maximalstrahlung zeigt einen sehr starken Zusammenhang zwischen Modell und Beobachtung ($R^2 = 0,998$; $RMSE = 0,42$) und stellt damit eine solide Berechnungsgrundlage für den Globalstrahlungsfaktor dar.

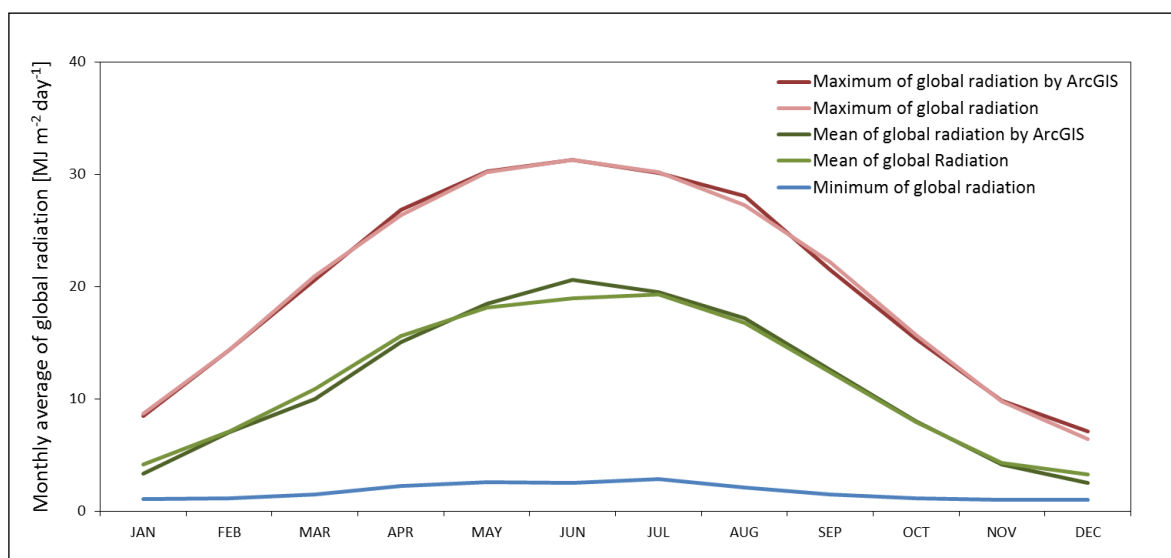


Abbildung 56: Jahresgang der langjährigen Monatsmittel von maximaler, minimaler und durchschnittlicher Globalstrahlung im Vergleich zu den Ergebnissen des ArcGIS-SolarRadiation-Modells im Mittel aller ZAMG-Messstationen

Der Globalstrahlungsfaktor bezieht sich auf die Änderung der Strahlung in Bezug auf Exposition und Hangneigung. Dabei wird die auf geneigter Fläche berechnete Globalstrahlung in Relation zu jener auf horizontaler Ebene gesetzt. Die Einstellungen von *Diffuse Proportion* und *Transmittivity* werden konstant gehalten. Dem Verhältnis von direkter und diffuser Strahlung kommt dabei die größte Bedeutung zu, da der Einfluss von Hangneigung und Hangrichtung auf die Strahlungsintensität sehr stark vom Trübungsgrad der Atmosphäre abhängt. Unter wolkenlosen Bedingungen kann aufgrund der durchgeführten Kalibrierung angenommen werden, dass die Verhältnisse beider Strahlungskomponenten zu einer korrekten Abbildung der expositionsbedingten Unterschiede führen. Externe Einflüsse, welche nicht unmittelbar auf das Verhältnis von direkter und diffuser Strahlung wirken, werden durch die Berechnung des Faktors in Gleichung 2.2.1-7 eliminiert.

Um die verschiedenen Ausprägungen des Globalstrahlungsfaktors darzustellen, wird in *Abbildung 57* dessen Jahresgang an unterschiedlich exponierten Punkten entlang eines Transektes durch das mittlere Steirische Ennstal gezeigt. Beginnend von einer Erhebung im Süden sind die Punkte 1, 2 und 3 am nördlich ausgerichteten Hang positioniert. Punkt 1 befindet sich am Südhang einer Mulde, der Faktor liegt deshalb über eins. Im Gegensatz dazu ist der Punkt 2 deutlich vom Abschattungseffekt betroffen. Punkt 3 befindet sich bereits im Übergang zum Talboden und verhält sich ebenso wie 4, 5 und 8 mit Faktorwerten

um eins weitgehend neutral. Die Erhebung in der Talmitte weist mit Punkt 6 eine deutliche Südexposition mit entsprechend hohen Werten in den ersten und letzten Monaten des Jahres auf. Am steilen Hang wirkt hier vor allem die direkte Strahlung und liegt weit über den Intensitäten, die bei Bestrahlung einer horizontalen Fläche erreicht werden. Im Gegensatz dazu befindet sich Punkt 7 auf der der Sonne abgewandten Seite dieser Erhebung und liegt deshalb in einem ausgeprägten Strahlungsschatten. Mit steigendem Sonnenstand gehen die Faktorwerte gegen eins und verhalten sich gegenüber der horizontalen Fläche zunehmend neutral. Aber auch im Sommer zeigen die extrem nordexponierten Hänge (Punkt 2 und 7) noch geringe Abschläge. Die Punkte 9, 10 und 11 befinden sich auf den Suhangungen und zeigen die entsprechenden positiven Faktorwerte, die im Fall des Punktes 10 durch seine Lage in einer Mulde abgeschwächt sind, im Punkt 11 jedoch voll zur Geltung kommen.

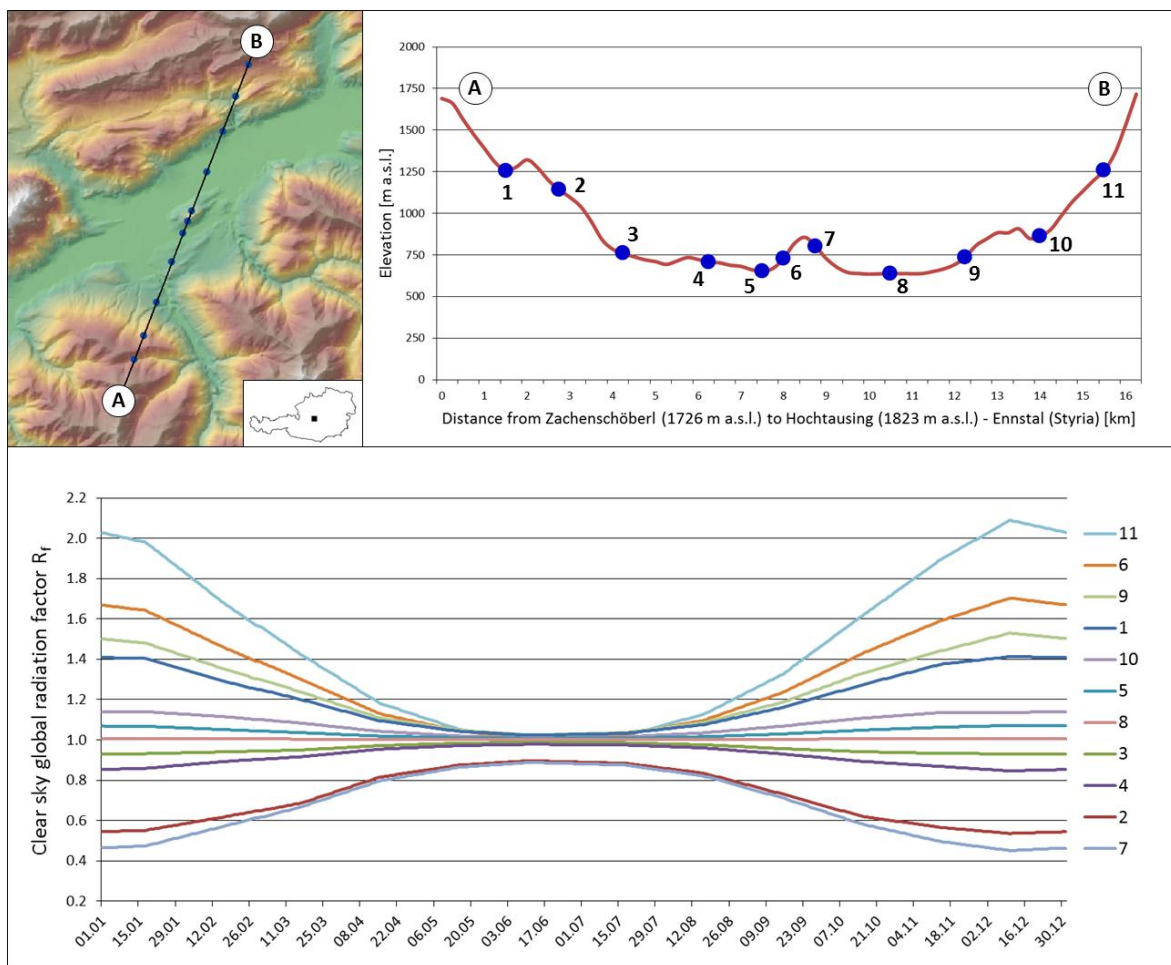


Abbildung 57: Jahresgang des Strahlungsfaktors unter wolkenlosen Bedingungen an ausgewählten Standorten mit unterschiedlicher Exposition und Hangneigung entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal

Die höheren Strahlungsintensitäten bewirken auf diesen begünstigten Lagen vor allem im Frühjahr höhere Temperaturen, eine schnellere Schneeschmelze und damit auch einen früheren Vegetationsbeginn. Steht während der Wachstumsphase genügend Bodenfeuchtigkeit zur Verfügung, ist das Wachstum gegenüber nordexponierten Hangungen im Vorteil und wirkt sich auch auf die Ertragssituation positiv aus. Diese Effekte können Jahr für Jahr in den Tälern der Alpen sehr gut beobachtet werden.

Die in *Abbildung 57* durchgeführte Analyse zeigt einen plausiblen Zusammenhang des Jahresgangs zwischen Exposition/Hangneigung und Globalstrahlungsfaktor. Eine darüber

hinausgehende Validierung mit empirischen Daten ist nur unter großem Aufwand umzusetzen und wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt. Dafür gibt es mehrere Gründe. Zunächst sind dafür Beobachtungen über die Gradienten von Exposition, Hangneigung, Seehöhe und Zeit in einem Umfang notwendig, der die stark wechselnden Strahlungsbedingungen entsprechend abbildet. Die atmosphärischen Bedingungen unterliegen einem ständigen Wechsel, beginnend mit dem Tagesgang der Bewölkung bis hin zu längerfristigen Veränderungen des atmosphärischen Trübungsgrades. Die Messungen müssten außerdem sowohl für horizontale als auch für geneigte Flächen durchgeführt werden. Da eine derartig ressourcenintensive Messkampagne nicht umsetzbar ist, bleibt die bestmögliche Kalibrierung und Validierung mit den vorhandenen Beobachtungsdaten als zweckmäßige Alternative.

Das für räumliche Anwendungen ausgelegte und damit relativ einfache ArcGIS-*SolarRadiation*-Modell hat nur sehr beschränkte Möglichkeiten, an „Stellschrauben“ zu drehen. Eine Option, die hier generierten Daten genauer zu analysieren, bestünde in einem Vergleich mit Ergebnissen aus komplexen Strahlungsmodellen. Die Einbeziehung von Fernerkundungsinformation ist zwar eine interessante Möglichkeit, muss jedoch nicht zwangsläufig bedeuten, dass damit bessere Ergebnisse erzielt werden als mit Modellen nach Art des ArcGIS-Werkzeuges, vor allem wenn es sich beim Untersuchungsgebiet um komplexes Terrain handelt (vgl. Martínez-Durbán *et al.*, 2009). Modellvergleiche, Sensitivitätsanalysen und Verbesserungen der Datenbasis, evtl. unter Berücksichtigung von Satellitenbildern, stellen einen eigenen und umfangreichen Forschungsschwerpunkt dar, für den das hier vorgestellte Konzept gute Anknüpfungspunkte liefern kann.

3.1.2 Kombination von Interpolation und Strahlungsmodell

Die Voraussetzung für eine optimale geostatistische Interpolation der Globalstrahlung ist eine entsprechende Dichte an Stützstellen. In *Abbildung 14* wird gezeigt, dass die Anzahl von Messstationen mit Globalstrahlung durch jene ergänzt und erheblich erweitert werden kann, welche nur über eine Messung der Sonnenscheindauer verfügen. Das vielfach dafür verwendete Modell von Ångström-Prescott (Ångström, 1924, Prescott, 1940) wurde an der Messstation Gumpenstein für das Jahr 2000 getestet. *Abbildung 58* stellt das Ergebnis dar.

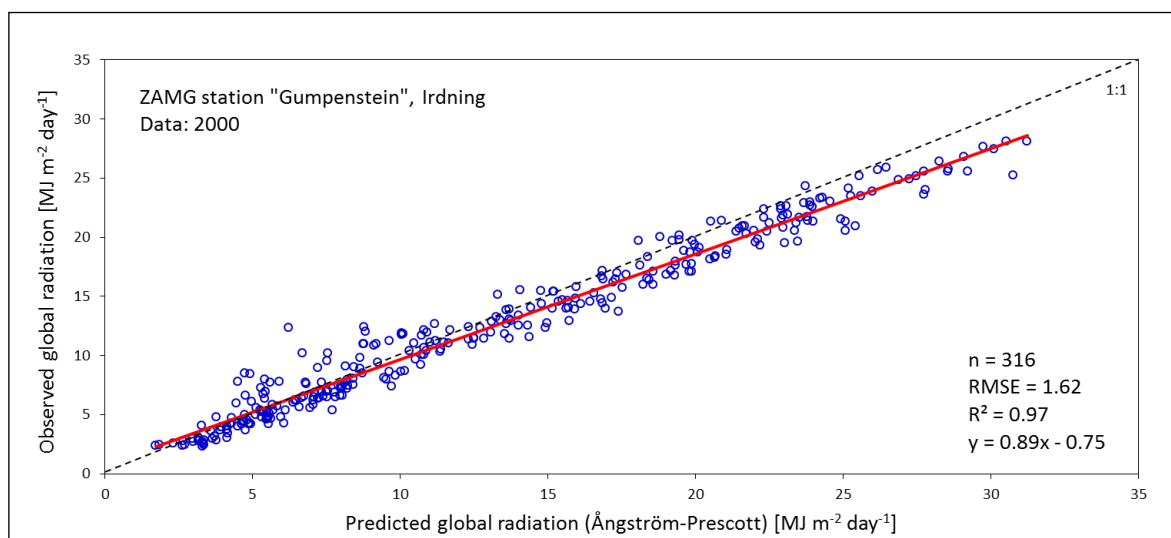


Abbildung 58: Validierung der nach Ångström-Prescott geschätzten Globalstrahlung an der ZAMG-Messstation Gumpenstein für das Jahr 2000

Das Ergebnis zeigt einen außerordentlich starken Zusammenhang zwischen Nahrungsmo-
 dell und Beobachtungsdaten. Allerdings ist auch eine systematische Überschätzung festzu-
 stellen. In der Ångström-PreScott-Gleichung wird das Verhältnis von tatsächlicher und
 astronomisch möglicher Sonnenscheindauer in Kombination mit den sogenannten ngs-
 trom-Koeffizienten in Beziehung zur extraterrestrischen Strahlung gesetzt (Gleichung
 2.2.1-1). Die astronomische Sonnenscheindauer (Gleichung 2.2.1-6) berücksichtigt keiner-
 lei topografische Abschattung und wird daher vor allem im komplexen Gelände über-
 schätzt. Es liegt deshalb nahe, dass eine Reduzierung dieses Parameters zur möglichen
 Verbesserung des systematischen Fehlers beiträgt. Um diese These zu prüfen, wurden die
 für den Vergleich in *Abbildung 58* verwendeten Daten mit einer nach und nach reduzierten
 astronomischen Sonnenscheindauer berechnet. Bei einer Verminderung um 16 % wird
 nicht nur der systematische Fehler eliminiert (Slope = 1,0067; Intercept = 0,366), sondern
 auch der Zusammenhang und mittlere Fehler ($R^2 = 0,9725$; $RMSE = 1,38$) verbessert. Die
 Ursache der Überschätzung ist damit auch ohne detaillierte Anpassung der Ångström-
 Koeffizienten, wie dies beispielsweise von Almorox *et al.* (2005), Trnka *et al.* (2005) oder
 Iziomon und Mayer (2002) vorgenommen wurde, geklärt. Der Aufwand einer Kalibrierung
 jedes einzelnen Standortes steht in keinem Verhältnis zum relativ kleinen hier gezeigten
 Verbesserungspotenzial für die Interpolation und wird deshalb auch nicht umgesetzt.

Zusammen mit den Messstationen der geschätzten Globalstrahlung aus Sonnenscheindaten
 steht ein Netzwerk mit etwas mehr als 10 km mittlerer Nachbarschaftsdistanz zur Verfü-
 gung und bildet die Datengrundlage für die geostatistische Interpolation mit *Ordinary Kri-
 ging*. Für die Interpolation der Strahlung wurden verschiedene Ansätze entwickelt, die
 letztlich alle auf einer statistischen Auswertung der räumlichen Beziehung zwischen Sta-
 tionsdaten basieren. Sen und Sahin (2001) haben beispielsweise aus der räumlichen Ge-
 wichtung regionalisierter Variablen unter Verwendung eines kumulativen Semivario-
 gramms die Beziehung zwischen Distanzen und Strahlungswerten für ihre Interpolation
 genutzt. Die Arbeit von Mubiru *et al.* (2007) vergleicht verschiedene geostatistische Me-
 thoden für die großräumige Interpolation von Monatsmittelwerten der Strahlung in Ugan-
 da, wobei sich die Methode *Moving Average* mit einer linear abnehmenden Funktion der
 Distanz am besten eignet. Die verwendete Anzahl von 29 Stationen ist allerdings sehr ge-
 ring, um einen repräsentativen methodischen Vergleich anzustellen, insbesondere wenn es
 um die Schätzung eines robusten Semivariogramms für die *Kriging*-Interpolation geht.
 Scheifinger und Kromp-Kolb (2000) haben in ihrer Arbeit den Zusammenhang von Höhe
 und atmosphärischer Durchlässigkeit an den Stationen untersucht, eine globale Polynom-
 funktion zur Abspaltung der Höhenabhängigkeit gebildet, die Residuen an den Stationen
 berechnet und mittels *IDW* interpoliert. Die Oberfläche der Durchlässigkeit, bestehend aus
 den interpolierten Residuen und dem höhenabhängigen Anteil, wurde anschließend zu-
 sammen mit Hangneigung, Hangrichtung und *Sky-View*-Faktor für die Berechnung der
 Globalstrahlung herangezogen.

Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführte *Kriging*-Interpolation wird am Beispiel von
 vier Tagen in den Monaten Jänner, April, Juli und Oktober des zufällig gewählten Jahres
 2010 einer LOO-Kreuzvalidierung unterzogen. Das Ergebnis der mithilfe des ArcGIS
Geostatistical Analyst vorgenommenen Validierung ist in *Abbildung 59* dargestellt. Der
 starke Zusammenhang mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,95 und der mittlere Fehler
 ($RMSE$) von $1,67 \text{ MJ m}^{-2} \text{ Tag}^{-1}$ zeigt, dass die Interpolationsmethode *Ordinary Kriging* für
 die tägliche Globalstrahlung in einer für die vorliegende Arbeit erforderlichen Genauigkeit
 verwendet werden kann. Mit 226 zufällig verteilten Stationen, deren mittlere Nachbar-
 schaftsdistanz 12,7 km und *Nearest Neighbour Ratio* 1,00 beträgt, ergibt sich eine gleich-
 mäßige Verteilung von Interpolationsstützstellen über das gesamte Untersuchungsgebiet.

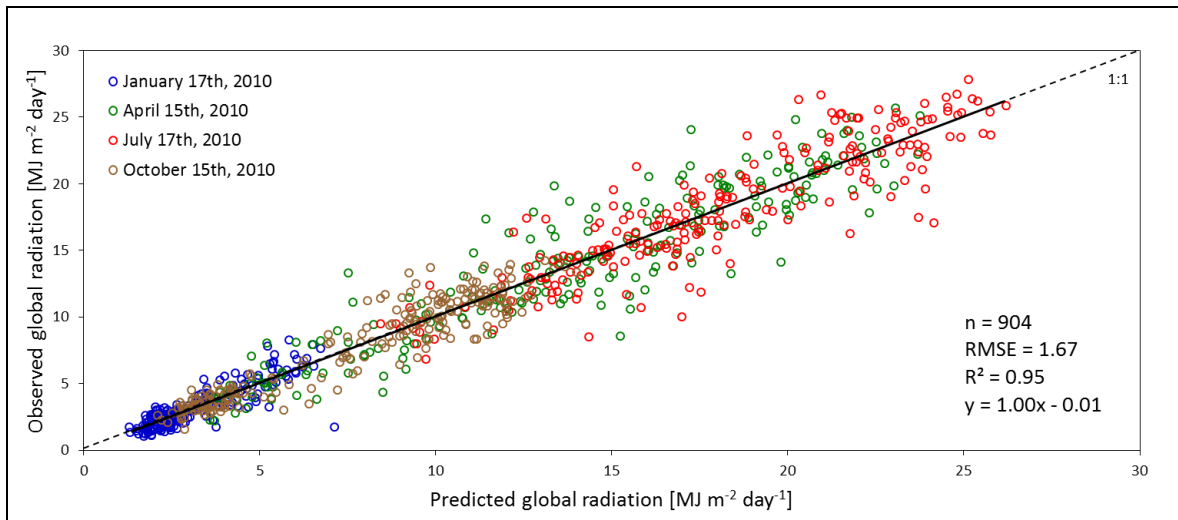


Abbildung 59: Kreuzvalidierung der geostatistischen Interpolation der Globalstrahlung für ausgewählte Tage an den ZAMG-Messstationen im Jahr 2010

Die räumliche Verteilung der täglichen Globalstrahlungssumme bildet die atmosphärischen Trübungszustände (Bewölkung) näherungsweise und im Mittel eines Tages ab. Allerdings beinhaltet diese Interpolation noch nicht die topografischen Einflüsse auf die Strahlungsintensität. Dieser Effekt ist für wolkenlose Bedingungen durch den in Abschnitt 3.1.1 beschriebenen Globalstrahlungsfaktor gegeben, welcher mit der interpolierten Oberfläche der Globalstrahlung gemäß den Gleichungen 2.2.1-8 und 2.2.1-9 kombiniert wird. Das Ergebnis ist ein an die aktuelle Strahlungssituation angepasster Faktor, welcher multiplikativ mit der Globalstrahlungsoberfläche kombiniert wird. Wie in *Abbildung 60* dargestellt, entsteht dadurch eine um topografische Effekte erweiterte Datenbasis. Der Grad der Anpassung hängt von der in Gleichung 2.2.1-8 errechneten Höhe des Fraktionswertes (F_R) ab. Dadurch ist gewährleistet, dass bei niedriger Globalstrahlung die Wirkung der diffusen Strahlung höher ist und Expositionsunterschiede verwischen. Hohe Intensitäten führen hingegen zu einer Anpassung, die bis hin zu einer Faktorwirkung von wolkenlosen Bedingungen reicht. Die direkte Strahlung wird dabei stärker berücksichtigt.

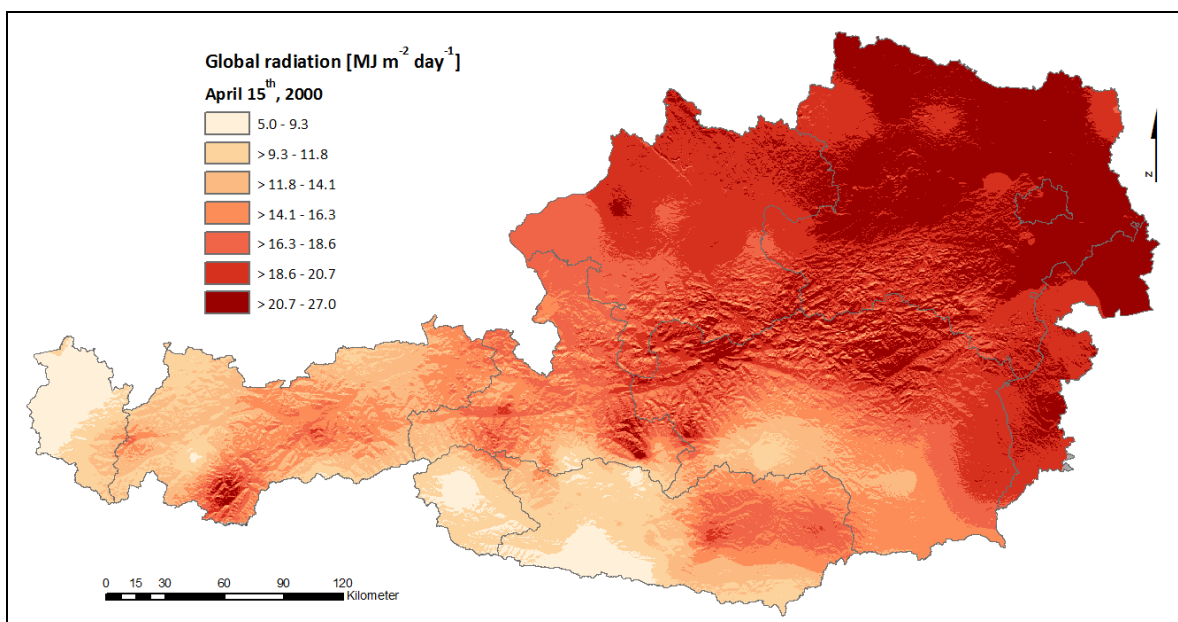


Abbildung 60: Oberfläche der Globalstrahlung am 15. April 2000

Am Beispiel des 15. Aprils 2000 ist in *Abbildung 60* die Wirkung einer niedrigen Globalstrahlung vor allem in Vorarlberg, Osttirol und Kärnten zu sehen. Das Relief ist durch den hohen Anteil der diffusen Strahlung bei starker Bewölkung als Konsequenz niedriger Gesamtstrahlung nicht mehr zu erkennen und Unterschiede zwischen Nord- und Südhängen kaum vorhanden. In Tirol und Salzburg ist die Topografie leicht angedeutet, die Strahlung befindet sich im mittleren Bereich. Im Süden Oberösterreichs, der nördlichen Steiermark und auch in den niederösterreichischen Ausläufern der Alpen tritt das Relief aufgrund des höheren Einflusses der direkten Strahlung deutlicher hervor (vgl. *Abbildung 6*).

Die Unterschiede zwischen dem Globalstrahlungsfaktor für wolkenlose Bedingungen (R_f) und dem auf die aktuelle Strahlungssituation abgestimmten Faktor (R_F) werden in *Abbildung 61* und *Abbildung 62* für das gesamte Untersuchungsgebiet veranschaulicht. Auch hier wird der 15. April gezeigt, der sich im Fall des angepassten Faktors (*Abbildung 62*) auf das Jahr 2000 bezieht und, mit der Globalstrahlungsinterpolation dieses Tages kombiniert, das in *Abbildung 60* dargestellte Ergebnis bildet.

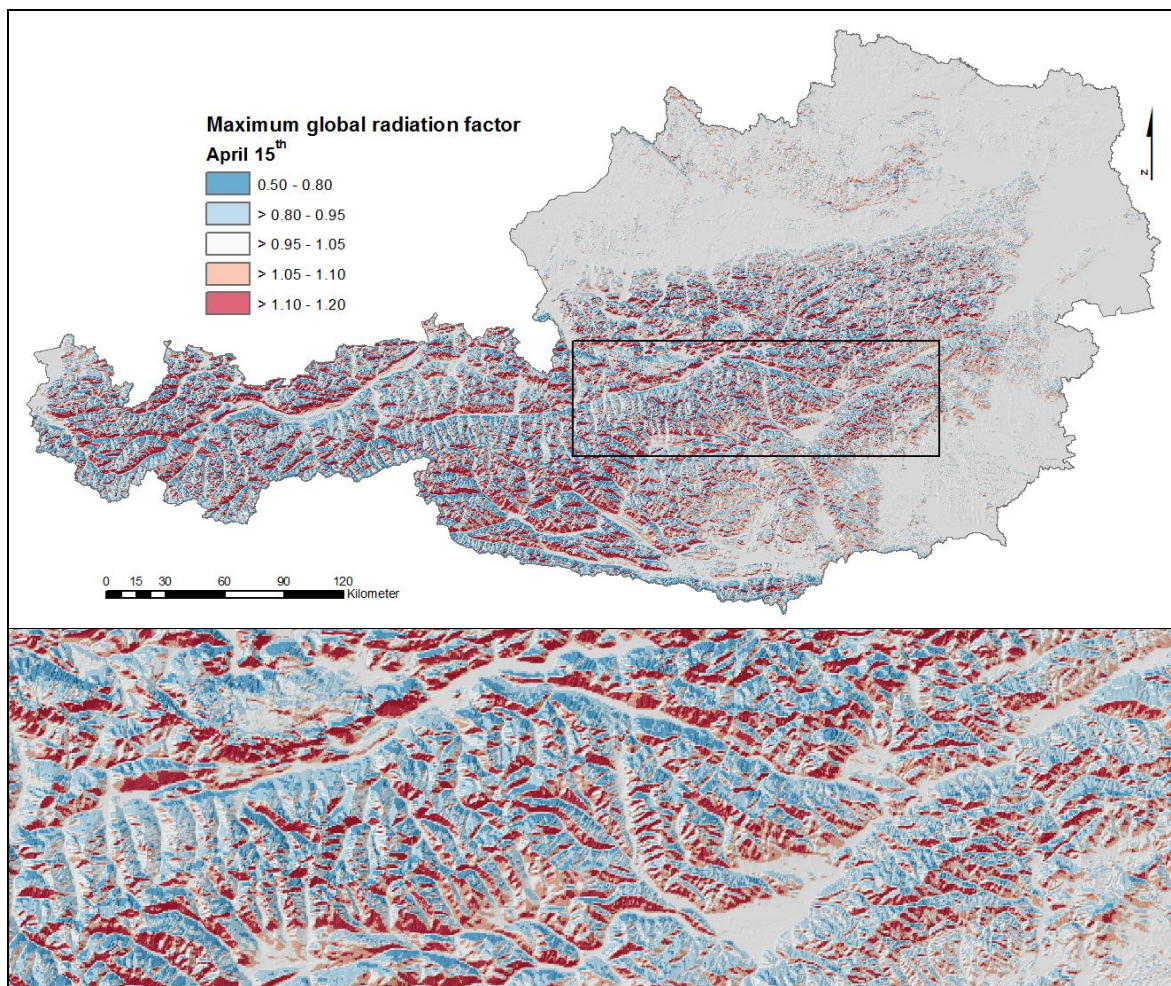


Abbildung 61: Globalstrahlungsfaktor für wolkenlose Bedingungen am Beispiel des 15. April

Im vergrößerten Ausschnitt der *Abbildung 61* ist die unterschiedliche Wirkung des maximalen Globalstrahlungsfaktors auf die Exposition sehr deutlich zu sehen. Der etwas niedrigere Sonnenstand im April bewirkt eine höhere Strahlungsintensität der südexponierten Hänge, vor allem dort, wo die Flächen aufgrund der Hangneigung annähernd orthogonal zur Strahlungsrichtung exponiert sind. Andererseits wird die Strahlung auf den Nordhängen durch die entsprechenden Faktorwerte reduziert, da unter wolkenlosen Bedingungen

der diffuse Strahlungsanteil sehr gering und die direkte Strahlung abgeschattet ist. Die Messungen der Globalstrahlung an den Stationen erfolgen hauptsächlich auf horizontaler Fläche und die darauf aufbauenden Interpolationen beziehen sich demzufolge ebenfalls auf eine ebene Fläche. Erst mit der Kombination von Interpolation und Faktor ergeben sich die topografisch angepassten Globalstrahlungsoberflächen. Bevor der maximale Strahlungsfaktor (*Abbildung 61*) auf die interpolierten Daten angewendet wird, muss dieser den tatsächlichen Strahlungsbedingungen entsprechen. Im vergrößerten Bereich der *Abbildung 62* ist die starke Verschiebung der Werte gegen eins sowohl auf den süd- als auch auf den nordexponierten Lagen als Ergebnis dieses Prozesses im Detail zu erkennen.

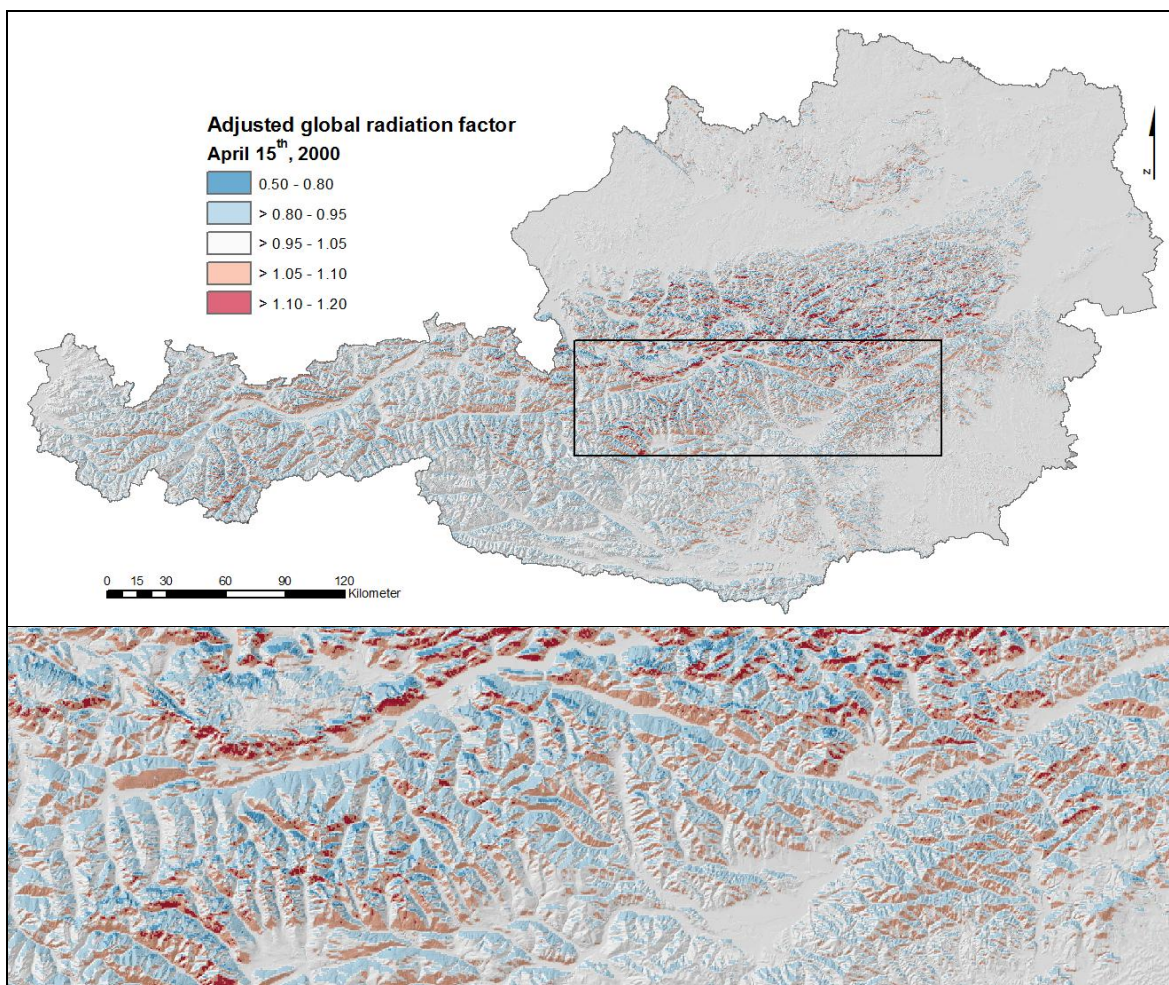


Abbildung 62: Angepasster Globalstrahlungsfaktor am Beispiel des 15. April 2000

Die ausschließliche Berechnung der Globalstrahlung auf Basis von Modellen und Beobachtungsdaten, wie sie in der vorliegenden Arbeit dargestellt wird, bietet unter anderem die Möglichkeit der Anwendung für Szenarien. Zu diesem Zweck würden die Beobachtungsdaten mit regionalisierten Klimamodelldaten ersetzt und den vorgestellten Rechenprozessen zugeführt. Die Verwendung von Fernerkundungsdaten für eine Verbesserung der Schätzgenauigkeit nach dem Beispiel von Journée und Bertrand (2010) ist damit allerdings ausgeschlossen. Die Oberflächen von Globalstrahlung und angepasstem Strahlungsfaktor werden im Rahmen dieser Arbeit für den gesamten Untersuchungszeitraum (1990 bis 2010) auf Tagesbasis in 250 Metern Auflösung für ganz Österreich gerechnet. Sie stellen einen wichtigen Basisdatensatz dar, der in den nachfolgend beschriebenen Modellen mehrfach Verwendung findet.

3.2 Oberfläche der Lufttemperatur

3.2.1 Interpolation der Temperatur und Modellvalidierung

Die Interpolation der Temperatur wird mittels *Residual Kriging* durchgeführt, wobei eine Auftrennung des Untersuchungsgebietes in Tal- und Berggebiet erfolgt. Für jedes dieser Gebiete wird der monatliche Zusammenhang von Temperatur und Seehöhe deterministisch mittels einfacher linearer Regression bestimmt. Aus den täglichen Residuen an den Tal- bzw. Bergstationen werden anschließend kontinuierliche Oberflächen, getrennt für die beiden Gebiete, unter Anwendung einer stochastischen Methode (*Ordinary Kriging*) generiert. Mit additiver Zusammenführung der höhenabhängigen Temperaturkomponente, welche unter Verwendung der Höheninformation eines DHM als Oberfläche für jeden Monat vorliegt, und der täglichen Residuenoberfläche wird für jeden Tag eine Temperaturoberfläche erzeugt. Der Übergang zwischen Tal- und Berggebiet muss einer speziellen Behandlung unterzogen werden, da ansonst nicht plausible Sprungstellen entstehen würden. Ein wesentlich wichtigeres Argument für die Schaffung eines geglätteten Übergangs ist jedoch die näherungsweise Berücksichtigung der Variabilität der Höhe von Inversionsschichten. Vor allem in den kalten Monaten beeinflussen Inversionen den Höhengradienten der Temperatur in den Tälern sehr stark.

Für die Berechnung einer Temperaturoberfläche unter Einbeziehung der Topografie hat sich *Residual Kriging* als eine der wichtigsten Standardmethoden herausgebildet. Unter diesem Begriff versteht man die geostatistische Interpolation von Residuen, die sich aus der deterministischen Modellierung einer vom Interpolationsparameter abhängigen Sekundärinformation ergeben. In der Literatur finden sich unterschiedliche Bezeichnungen und auch eine Vielzahl leicht variierender Ansätze.

Harlfinger und Knees (1999, 11ff) bezeichnen ihre Interpolation als Digitales Klimamodell. Die Methode basiert auf einer einfachen linearen Regression zur Berechnung des höhenabhängigen Temperaturanteils, kombiniert mit der Residueninterpolation unter Verwendung von *IDW*. Ustrnul und Czekierda (2005) haben sich für ihre Anwendung nach Tests von *Ordinary Kriging*, *Cokriging*, *Universal Kriging* und *Residual Kriging* für Letzteres entschieden. Die Residueninterpolation wurde, wie auch in der vorliegenden Arbeit, mit *Ordinary Kriging* durchgeführt. Im Gegensatz zu der von Harlfinger und Knees (1999, 11ff) und in der vorliegenden Arbeit verwendeten einfachen linearen Regression, wurde hier ein multivariates Modell gebildet, welches zusätzlich zur Seehöhe auch geografische Breite und Länge sowie die Distanz zur baltischen Küste als Prädiktoren einbezieht. Die wichtigste Rolle spielte mit einem Bestimmtheitsmaß von bis zu 0,95 allerdings auch hier die Beziehung zur Seehöhe.

Ishida und Kawashima (1993) haben verschiedene *Kriging*-Methoden miteinander verglichen und konnten mit *Cokriging* den Zusammenhang zwischen Temperatur und Seehöhe am besten abbilden. Allerdings weisen sie darauf hin, dass diese Methode sehr sensibel auf Störungen des linearen Höhengradienten der Temperatur und auf große Temperaturschwankungen zwischen den Stationen reagiert. Hier sei angemerkt, dass *Residual Kriging* nicht untersucht wurde. Hudson und Wackernagel (1994) zeigen am Beispiel der Temperaturinterpolation für Schottland die Methode *Kriging with External Drift*. Dabei wird der *Kriging*-Interpolation die Information des linearen Zusammenhangs von Temperatur und Seehöhe als Funktion hinzugefügt, welche im Gegensatz zu *Universal Kriging* topografische Details besser abbildet. Hong *et al.* (2005) verwenden für die Erstellung klimatischer Temperaturoberflächen für ganz China eine *Partial Thin-Plate Spline Interpolation*. Die

Anpassung an lokale Höhengradienten der Temperatur wird dabei unter Verwendung der Software ANUSPLIN (<http://fennerschool.anu.edu.au/publications/software/anusplin.php>) vorgenommen. Vorteil dieses Programms ist die hohe Performance für Berechnungen von extrem großen Untersuchungsgebieten. Gezeigt wird dies am Beispiel von China bei einer Auflösung von $0,01^\circ$. Hunter und Meentemeyer (2005) schlagen die Verwendung von Klimadaten zur Verbesserung der täglichen Temperaturinterpolation vor. Die *Climate Imprint* genannte Methode baut auf einer Interpolation langjähriger monatlicher Mittelwerte auf, welche unter Berücksichtigung topografischer Faktoren mit dem Model PRISM (Daly *et al.*, 1994) erstellt wurde. Aus der Differenz zwischen langjährigen Monatsmittelwerten und täglichen Temperaturen an den Stationen wird mittels *Kriging* eine Oberfläche erzeugt, welche anschließend von der langjährigen Oberfläche subtrahiert wird und damit die Temperaturoberfläche des jeweiligen Tages bildet.

Für eine besonders genaue Temperaturinterpolation in einem großen räumlichen Maßstab untersuchten Joly *et al.* (2003) die Korrelation von Temperatur und verschiedenen Parametern unter Verwendung eines rein statistischen Ansatzes. Es werden dabei Regressionen für zwei räumliche Skalen mit einer Vielzahl an Prädiktoren zur Abbildung der Umwelteinflüsse und Landbedeckungen miteinander kombiniert. Die Residuen aus dem ersten, mesoskaligen Schritt mit wenigen Prädiktoren werden im zweiten, mikroskaligen Schritt durch erheblich mehr erklärende Variablen analysiert. Die Kombination beider Ergebnisse ergibt ein hoch aufgelöstes und hochgenaues Temperaturfeld. Für die vorliegende Arbeit ist die von Joly *et al.* (2003) realisierte räumliche Auflösung von 2×2 Metern zwar nicht relevant, die Arbeit zeigt jedoch einen sehr interessanten Ansatz, der je nach Verfügbarkeit von räumlichen Daten auch auf kleinere Maßstäbe übertragbar ist. Eine weitere Arbeit von Joly *et al.* (2010) zeigt dies im Rahmen eines Vergleiches von globalen Interpolationsmethoden und einem lokal differenzierenden Ansatz. Dabei werden lokale Regressionen unter Einbeziehung der nächstliegenden Beobachtungen zur Schätzung der Temperatur verwendet. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass bei der Auftrennung des Untersuchungsgebietes in Regionen besonders auf unterschiedliche klimatische Bedingungen eingegangen werden kann (vgl. auch Schöner *et al.*, 2007). Für jedes Abgrenzungspolygon wird eine Korrelationsanalyse zur Auswahl der wichtigsten Prädiktoren durchgeführt. Die so identifizierten erklärenden Variablen werden in eine multiple Regression integriert und damit die Temperatur im Polygonzentrum geschätzt. Zur Erstellung der Karte wird anschließend mittels *Kriging* interpoliert. Die Arbeit wurde für die Erstellung monatlicher Temperaturoberflächen von Frankreich durchgeführt und zeigt gegenüber der Vergleichsvariante *Residual Kriging* deutlich bessere Schätzergebnisse. Diese Methode müsste auf die Anwendung für Temperaturoberflächen auf Tagesbasis im komplexen Gelände Österreichs ausführlich getestet werden. Eine operative Umsetzung erfordert eine intensive und aufwendige Implementierung, bei dem eine auf Tagesbasis durchzuführende automatisierte Korrelations- und Regressionsanalyse zu integrieren wäre. Nach eingehendem Studium dieser Methode und der persönlichen Kontaktaufnahme und Diskussion mit den Autoren könnte dieser Ansatz als eine Erweiterung der in vorliegender Arbeit dargestellten Interpolation dienen. Erste Tests der französischen Kollegen unter Verwendung österreichischer Daten konnten dies bestätigen.

Ein Aspekt bei der Bestimmung von Modellprädiktoren für multiple Regressionen, welche topografische Abhängigkeiten einbeziehen, sei hier noch erwähnt. Die Seehöhe wird von den österreichischen Stationen in ihrer räumlichen Verteilung über den gesamten Höhengradienten (vgl. *Abbildung 30*) hervorragend abgedeckt. Bei Exposition und Hangneigung, also jenen Parametern, welche in erster Linie die Variabilität des Hangklimas erklären, ist dies leider nicht gegeben. Schöner *et al.* (2007) haben die exakte Lage der österreichischen

Messstationen untersucht und festgestellt, dass es zu Temperaturabweichungen zwischen unterschiedlich exponierten Standorten kommt. Viele Stationen befinden sich jedoch in einer weitgehend neutralen Lage, sodass ein Zusammenhang entlang des gesamten Expositions- und Neigungsgradienten nicht vollständig abgebildet werden kann. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb die lagebedingte Temperaturänderung über die Einbeziehung des Globalstrahlungsfaktors (vgl. Abschnitt 2.2.1.5) realisiert.

Eine stetige Verbesserung der Datenverfügbarkeit und die Entwicklung von Methoden zur fernerkundungsbasierten Bestimmung von Temperaturoberflächen bieten einen weiteren und interessanten Zugang zum Thema der Temperaturmodellierung. Es gibt eine Reihe von Arbeiten, welche sich mit hoch aufgelösten Temperaturinformationen aus Satellitenbeobachtungen beschäftigen (vgl. Oesch, 2002, Sulzer, 2002) bzw. diese Daten für Vergleiche mit terrestrischen Beobachtungen und Modellen (vgl. Sheng *et al.*, 2009) und als Unterstützung zur Kalibrierung von Temperaturmodellen (vgl. Yang *et al.*, 2004) verwenden. In der vorliegenden Arbeit werden diese Ansätze allerdings nicht eingehender untersucht, da zum einen die Ableitung von Modellen aus Fernerkundungsdaten eine Einbindung zukünftiger Klimaszenarien nicht unterstützt und zum anderen die tägliche und hochauflösende Verfügbarkeit nicht gegeben ist. Allerdings bieten sich damit Kalibrierungsmöglichkeiten.

Nach dem selektiven und mit Beispielen illustrierten Überblick von verschiedenen Methoden und Arbeiten im Bereich der Temperaturinterpolation wird nun auf die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit eingegangen.

Die für die Bewertung der Interpolation maßgebliche LOO-Kreuzvalidierung ist, wie in Abschnitt 2.2.2.6 dargestellt, nicht für den vollständigen Datenbestand, sondern lediglich für insgesamt fünf Jahre und für jeweils einen Tag pro Monat durchgeführt worden. In *Abbildung 63* ist das Ergebnis der Validierung für die Oberflächen der Tagesmittelwerte dargestellt. Mit der Auswahl des 15. Tages eines jeden Monats ist eine repräsentative Stichprobe des gesamten Jahresgangs gegeben. Dieser zeigt, dass die Abweichungen in unteren Temperaturbereichen deutlich größer sind als bei höheren Temperaturen. Zurückzuführen ist dies auf die etwas unsichere Schätzung der Temperatur in den kalten Monaten. Hier spielen Inversionen eine größere Rolle und die auf den Höhengradienten abgestimmte Interpolationsmethode reagiert entsprechend darauf. Insgesamt ist jedoch der Zusammenhang extrem stark und zeigt mit einem *RMSE* von 1,25 °C, dass die Schätzung der Oberflächen den Genauigkeitsansprüchen der vorliegenden Anwendung genügt.

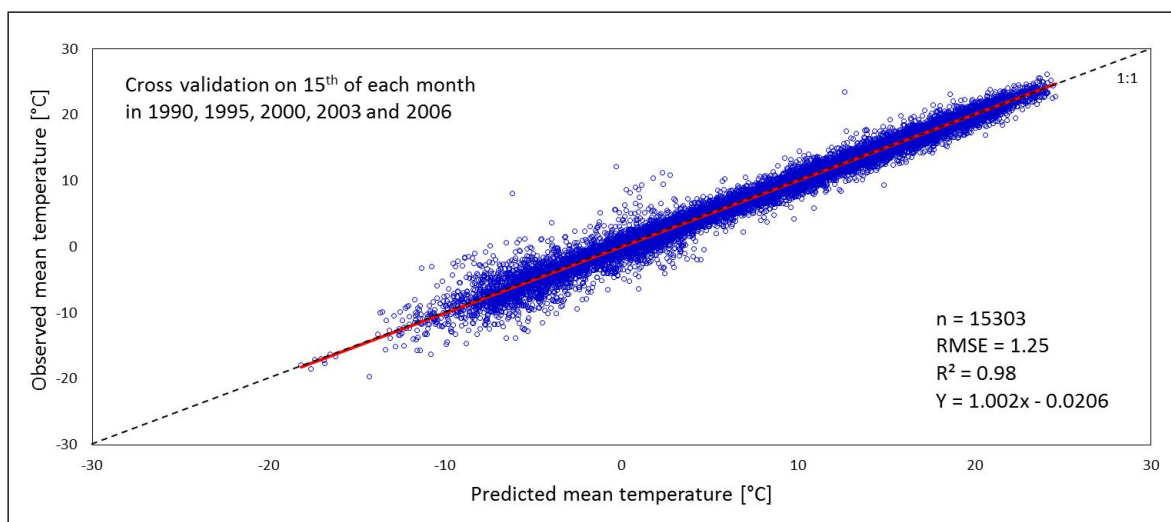


Abbildung 63: Kreuzvalidierung der Tagesmitteltemperatur an ausgewählten Tagen

Die Kreuzvalidierung basiert auf denselben Daten, welche auch für die Interpolation herangezogen werden, eine vollständige Unabhängigkeit ist also nicht gegeben. Um eine unbeeinflusste Aussage zur Qualität der Interpolation machen zu können, wird eine zusätzliche Validierung mit Temperaturdaten des HZB durchgeführt.

Wie in *Abbildung 29* ersichtlich, sind die Validierungsstationen in großer Anzahl und zufällig zwischen den Interpolationsstützstellen (Messstationen der ZAMG) verteilt. Aus *Abbildung 30* geht hervor, dass die Verteilung der Stationshöhen zwischen HZB und ZAMG vergleichbar ist. *Abbildung 64* zeigt das Ergebnis dieses Validierungsprozesses, für den die Temperatur auf Tagesbasis an den Messstationen des HZB aus den entsprechenden Temperaturoberflächen extrahiert und den Beobachtungen gegenübergestellt werden. Der mittlere Fehler ist im Vergleich zur Kreuzvalidierung etwas höher, systematische Verzerrungen oder eine unterschiedliche Verteilung der Korrelation entlang des Temperaturgradienten können jedenfalls nicht beobachtet werden.

Hier muss angemerkt werden, dass die Betreuung der HZB-Messstationen weniger intensiv als die der ZAMG-Messstationen erfolgt und sich daraus auch Unsicherheiten in den HZB-Beobachtungsdaten ergeben können.

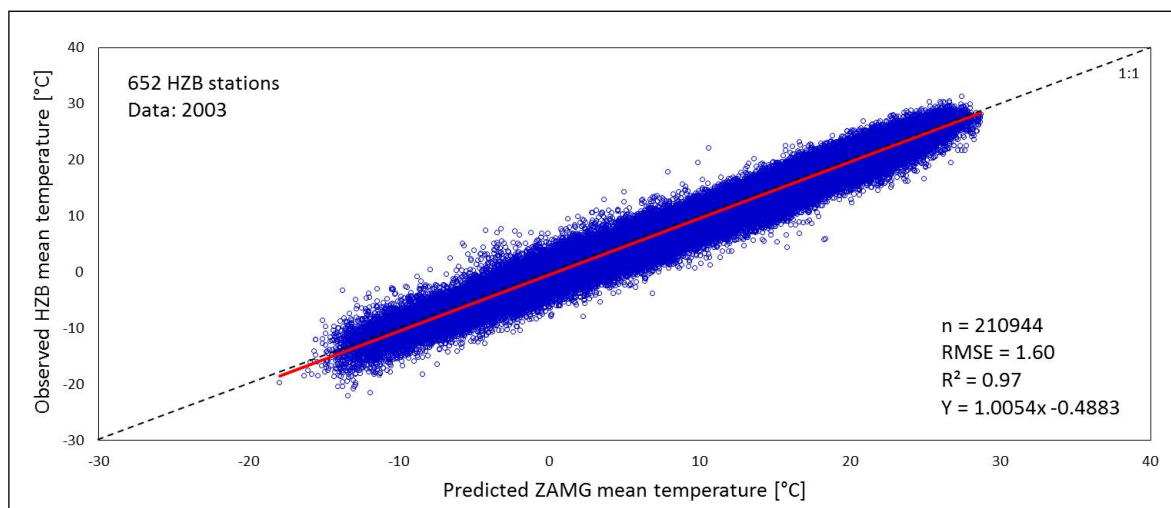


Abbildung 64: Validierung der Temperaturinterpolation mit unabhängigen Tagesmitteltemperaturen des HZB am Beispiel des Jahres 2003

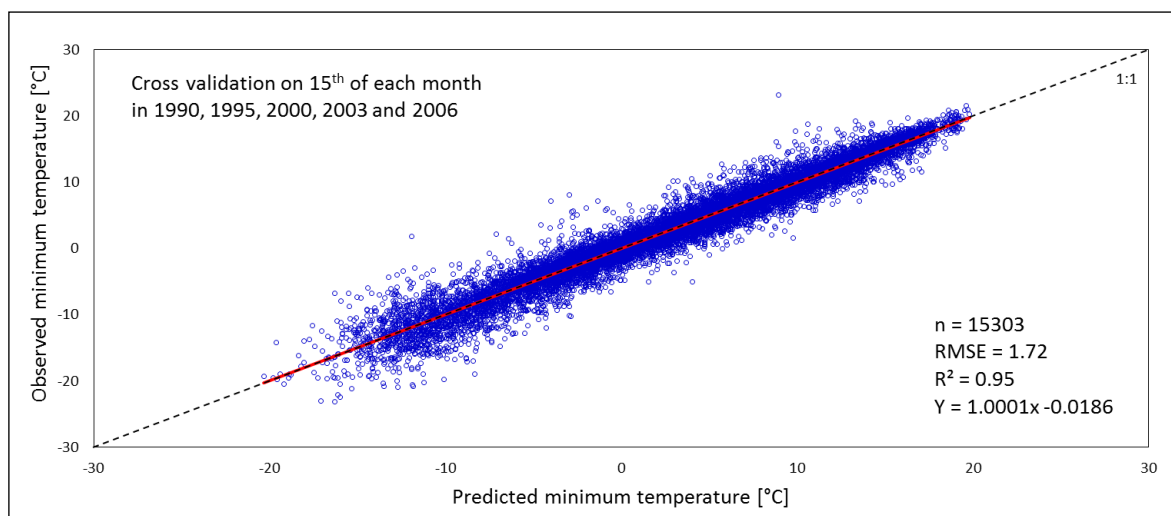


Abbildung 65: Kreuzvalidierung der Tagesminimumtemperatur an ausgewählten Tagen

Zusätzlich zur Tagesmitteltemperatur wird auch ein vollständiger Datensatz der Tagesminimumtemperatur unter Anwendung derselben Methoden erzeugt. Für den Zeitraum zwischen 1990 und 2010 stehen somit jeweils 7669 Temperaturoberflächen für die weiteren Modellkomponenten zur Beschreibung von Vegetations- und Ertragsdynamik zur Verfügung. Ebenso wie für die Interpolation der Mitteltemperatur wird auch für jene der Minimumtemperatur eine LOO-Kreuzvalidierung durchgeführt und in *Abbildung 65* dargestellt. Der Zusammenhang ist im Vergleich zum Validierungsergebnis der Mitteltemperatur etwas schwächer aber mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,95 dennoch extrem stark. Der mittlere Fehler ist höher und es zeigen sich mehr Einzelwerte, bei denen die Schätzung ungenau ist. Der Grund dafür liegt in der Natur der Minimumwerte, welche Extreme darstellen und keiner Glättung unterzogen sind. Bei den extrem niedrigen Temperaturen zeigt sich eine geringfügige Überschätzung durch die Interpolation. Hohe Werte zeigen wesentlich kleinere Abweichungen. Bei der Interpolation der Minimumtemperaturen wirkt sich die Auftrennung in Tal- und Berggebiet aufgrund ihres Extremwertcharakters besonders stark aus und ist unverzichtbar.

Am Beispiel des 15. April 2000 ist in *Abbildung 66* die Oberfläche der Temperaturmittelwerte und in *Abbildung 67* die Oberfläche der Temperaturminimumwerte dargestellt. Bei einer vergleichenden Betrachtung ist zu beachten, dass auf eine einheitliche Klassifizierung in den beiden Ergebnissen zugunsten einer besseren Differenzierbarkeit der Klassen in den Einzelabbildungen verzichtet wurde. Die Differenzierung in Tal- und Berggebiet ist vor allem bei der Minimumtemperatur in *Abbildung 67* deutlich erkennbar. Der Talboden breiterer Alpentäler, z. B. der des Steirischen Ennstals, ist geringfügig kühler als die ins Gebirge übergehenden Talhänge (vgl. Tabony, 1985).

In *Abbildung 66* werden die im folgenden Abschnitt erläuterten Ergebnisse zur Anpassung der Tagesmitteltemperatur an das komplexe Gelände vorweggenommen. Es soll aber bereits an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass aufgrund der Wettersituation an diesem Tag (vgl. *Abbildung 6*) die Berücksichtigung des Hangklimas beispielsweise an den Südhängen des Steirischen Ennstals erkennbar ist. Hier treten im Vergleich zum Talboden und den nordexponierten Lagen etwas höhere Temperaturen auf und reflektieren damit den dort berechneten höheren Strahlungsgenuss (vgl. *Abbildung 62*).

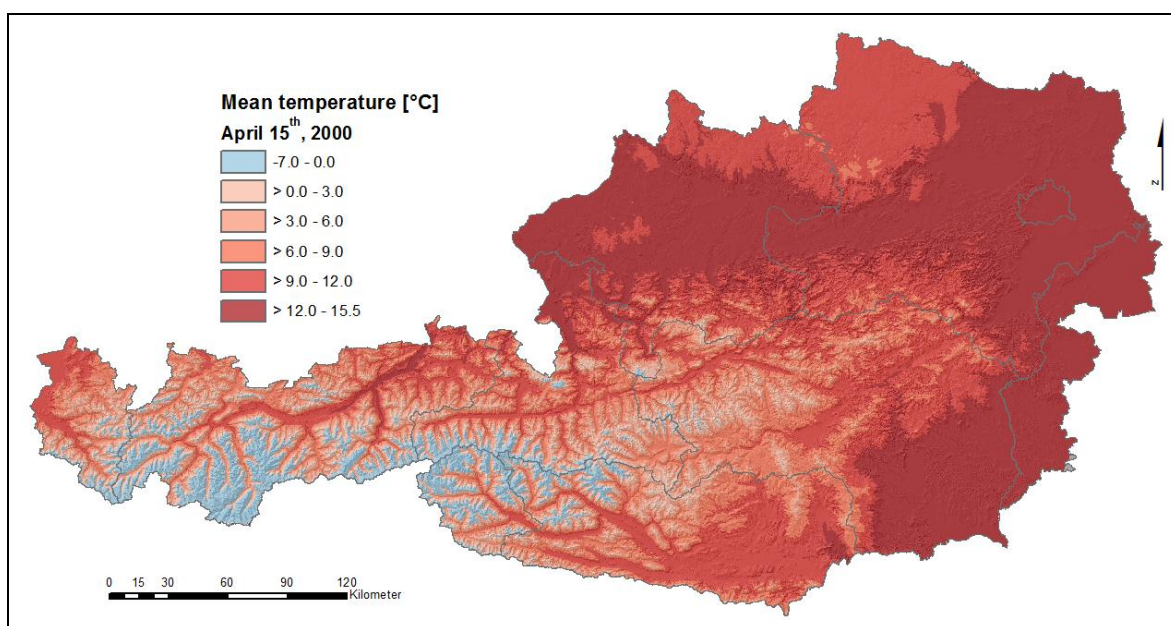


Abbildung 66: Oberfläche der Tagesmitteltemperatur am 15. April 2000

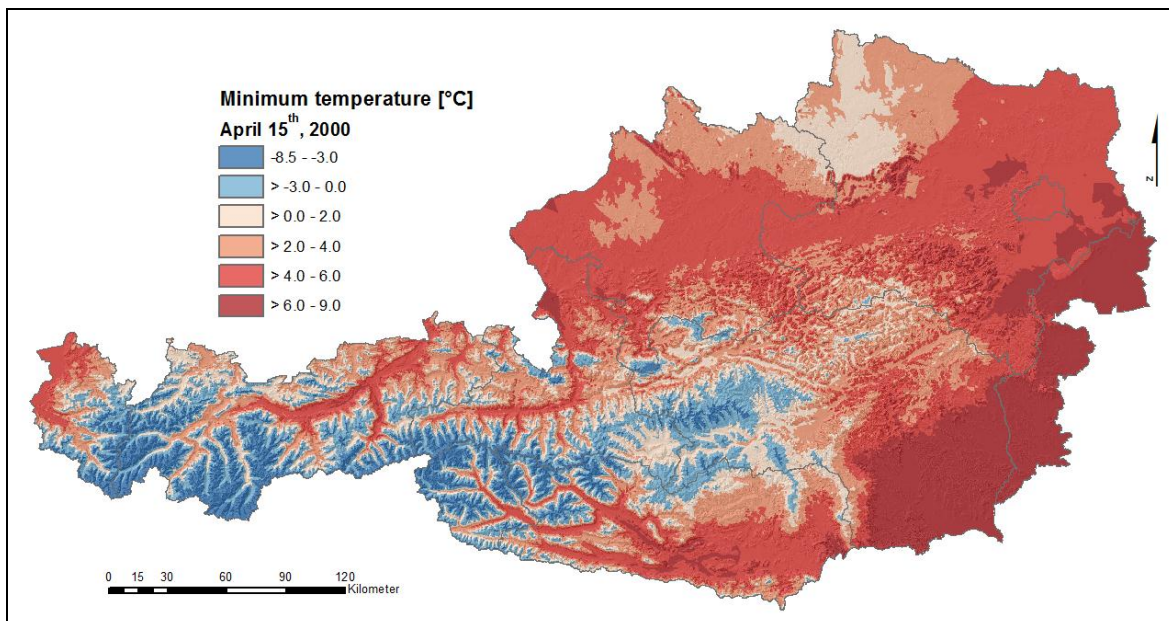


Abbildung 67: Oberfläche der Tagesminimumtemperatur am 15. April 2000

Die Unterschiede bei der Berechnung von Temperaturoberflächen unter Verwendung eines globalen Höhenzusammenhangs der Temperatur und der Auftrennung in Tal- und Berggebiet werden in *Abbildung 68* dargestellt. Verwendet werden dafür Dekadenmittelwerte der Tagesmitteltemperaturen, um einen von der aktuellen Wettersituation unabhängigen Eindruck zu gewinnen. Der 15. Jänner als ausgewählter Beispieltag bildet zudem einen mittleren Einfluss winterlicher Inversionen ab. Das Einschichtmodell (a), eine Interpolation ohne Differenzierung in Tal- und Berggebiet, berechnet die Temperaturen im Flachland ähnlich denen des Dreischichtenmodells (b), allerdings zeigen sich im Übergang von Tal- zu Berggebiet deutliche Differenzen. Die Erhebungen des oberösterreichischen Alpenvorlandes sowie die Randbereiche des Inn- und Zillertals weisen darauf hin, dass Inversionen durch das Dreischichtenmodell zumindest näherungsweise Berücksichtigung finden. In den mittleren Höhen zeigt sich eine stärkere Untergliederung der Temperaturoberfläche des Dreischichtenmodells, da der Höhenzusammenhang für dieses Gebiet vom Flachland getrennt und dadurch auch besser angepasst abgebildet werden kann. In Kärnten und im Murtal ist dies gut zu erkennen. Jene Gebiete, die sich am Rand der Temperaturverteilung befinden, das sind die Plusgrade in Niederösterreich und Burgenland sowie die tiefen Temperaturen entlang der hohen Gebirgsketten in Salzburg und Tirol, zeigen geringe Unterschiede.

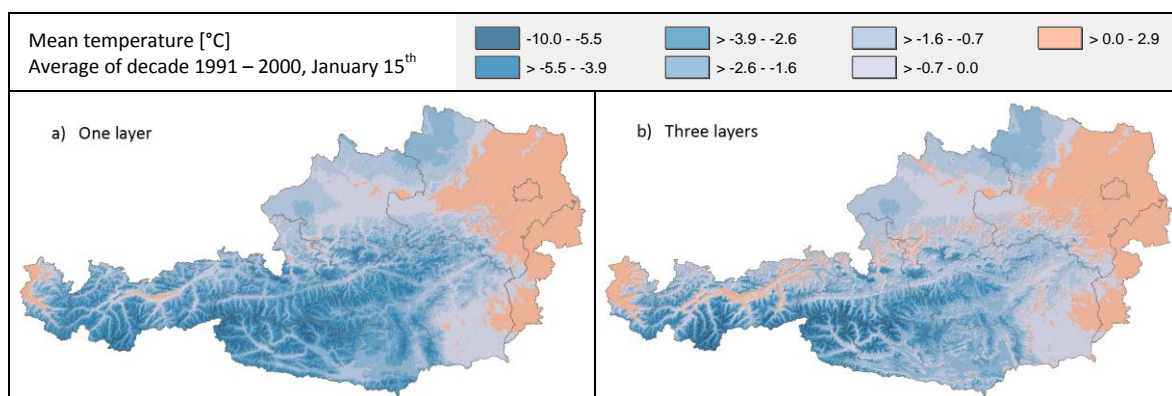


Abbildung 68: Vergleich zwischen den Temperaturoberflächen eines Ein- und Dreischichtenmodells am Beispiel des 15. Janners (1991 bis 2000)

Die visuelle Beurteilung von geringfügigen Temperaturänderungen über die gesamte Oberfläche Österreichs ist schwierig. Es werden deshalb bestimmte Situationen beispielhaft entlang von Transekten gezeigt, welche die Verhältnisse in numerisch nachvollziehbarer Weise abbilden. Dazu wurden zwei Täler im Berggebiet willkürlich ausgewählt, deren Transekte als Talquerschnitt in *Abbildung 69* definiert sind. Das Steirische Ennstal ist ein West-Ost verlaufendes Tal, dessen Transekt zwischen zwei Erhebungen von Süden nach Norden gezogen ist. Im Zillertal verläuft der definierte Transekt von West nach Ost, ebenfalls zwischen zwei Erhebungen des Nord-Süd verlaufenden Tales.

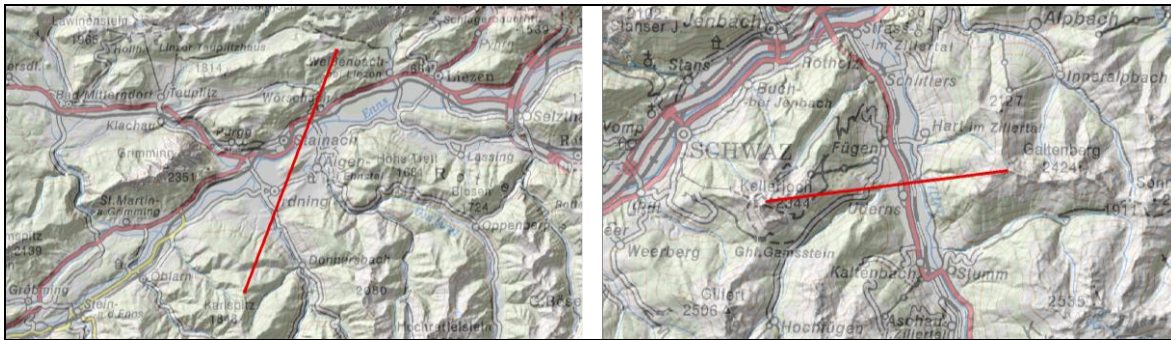


Abbildung 69: Transektdefinition im Steirischen Ennstal (links) und im Zillertal (rechts)

In *Abbildung 70* werden die Temperaturverläufe des Einschicht- und Dreischichtenmodells im direkten Vergleich entlang der beiden Gradienten des Enns- und Zillertals dargestellt. Als Interpretationshilfe wird zusätzlich die Seehöhe entlang der Transekte mit abgebildet. Der Talgrund des Ennstals erstreckt sich über ungefähr 10 km zwischen zwei ähnlich hohen Bergen. In der Talmitte befindet sich eine etwa 300 Meter hohe Erhebung (Kulm), deren Spitze in das für die Interpolation definierte Berggebiet hineinreicht. Auch hier wird ein wetterunabhängiger Dekadenmittelwert verwendet; für das Ennstal die Jahre 1991 bis 2000 und für das Zillertal jene von 1981 bis 1990.

Der Temperaturverlauf des Einschichtmodells zeigt eine auf die Seehöhe abgestimmte Änderung über den gesamten Abschnitt. Im Gegensatz dazu verhält sich das Dreischichtenmodell etwas variabler und abschnittsweise in gegenläufiger Richtung zum Höhengradienten der Temperatur. Am Talboden kann ein leicht negativer Höhengradient hin zum Talrand beobachtet werden, das heißt, geringere Seehöhen führen zu einem leichten Anstieg der Temperatur. An den Berghängen ist die Abweichung zum Einschichtmodell wesentlich stärker ausgeprägt. Dies resultiert aus den unterschiedlichen Steigungen der Regressionsgeraden (vgl. *Abbildung 19*), die im Übergangsbereich zueinander geführt werden. An den Talrändern kommt es zu einem deutlichen Temperaturanstieg mit Zunahme der Seehöhe. Hier begegnen sich die für das Tal- und Berggebiet unterschiedlich angesetzten Höhengradienten mit ihrem Übergangsbereich. Durch die Rasterbearbeitung mittels *Focal Statistics* wird der Grenzbereich noch zusätzlich geglättet.

Besonders auffällig ist auch die Abweichung bei der kleinen Erhebung in der Talmitte, dessen Spitze noch dem Berggebiet zugeordnet ist. Die entsprechende Glättung durch den gewichteten Übergang (vgl. Abschnitt 2.2.2.4) sowie durch die Bearbeitung mit *Focal Statistics* führt auch hier zu einem glatten Verlauf, der dem des Höhenprofils entspricht. Im unteren Bereich dieser Erhebung nimmt die Temperatur etwas ab und mit fortschreitender Höhe wieder zu. Diese Umkehrung des Temperaturhöhengradienten bildet in etwa die Temperatursituation beim Auftreten von Inversionen ab. Auch an den Talrändern ist dieser Effekt zu beobachten; über einer Inversionsschicht sind die Temperaturen höher als am Talboden und nehmen dann entsprechend der Seehöhe wieder ab.

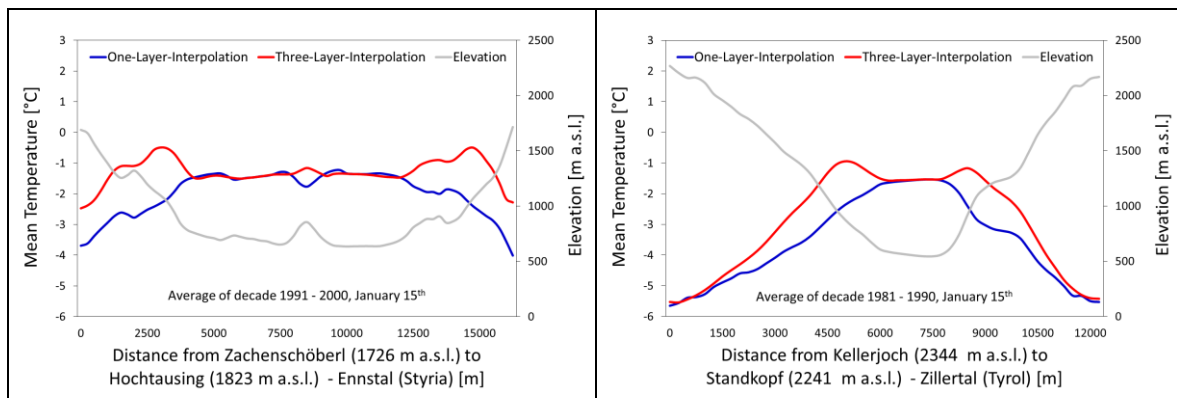


Abbildung 70: Verlauf langjähriger Tagesmitteltemperaturen im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) im Vergleich zwischen Einschicht- und Dreischichtenmodell am Beispiel des 15. Jänners

Die zweite Abbildung beschreibt den Temperaturverlauf im Zillertal. Die Unterschiede zwischen Einschicht- und Dreischichtenmodell entsprechen auch hier jenen des Ennstals. Mit zunehmender Höhe nähern sich die beiden Temperaturverläufe an. Das Zillertal ist im dargestellten Abschnitt wesentlich enger und deshalb sind die inversionsbedingten Temperaturdepressionen an den Rändern des Talgrundes nicht so deutlich ausgeprägt wie im Ennstal. Der Grund dafür liegt in der Auflösung des DHM mit 250 Metern. Die verwendeten Glättungen (gewichteter Übergang von Tal- und Berggebiet bzw. *Focal Statistics*) verwischen hier noch zusätzlich die in der Realität vorhandenen Details. Ein Glättungseffekt tritt auch durch die Verwendung des Dekadenmittels auf. Das Grundkonzept, nämlich eine Temperaturzunahme oberhalb der Inversionsschicht und die darauf folgende Abnahme mit zunehmender Seehöhe, wird, wie im Ennstal, entsprechend abgebildet.

Beide Beispiele veranschaulichen das Prinzip der implementierten Methode eines Dreischichtenmodells recht deutlich und bieten damit eine relativ einfache Möglichkeit, die für die Temperaturinterpolation kritischen Monate der kalten Jahreszeit den realen Verhältnissen besser anzupassen, als dies bei Verwendung eines Einschichtmodells möglich wäre. Dies spielt vor allem bei der räumlichen Anwendung von Temperatursummen eine Rolle, deren Starttage im Jänner oder Februar liegen, bzw. bei der räumlichen Modellierung des Vegetationsendes, bei dem die Temperaturen bis in den späten November und Dezember hinein berücksichtigt werden müssen.

3.2.2 Anpassung der Temperatur an komplexes Gelände

Die Höhenabhängigkeit der Temperatur ist zweifellos die wichtigste Information für eine räumliche Interpolation unter Einbeziehung der Topografie. Damit lässt sich bereits eine weitgehende Annäherung an reale Bedingungen erreichen, auch wenn höhenbezogene Modelle das komplizierte Klima- und Wettersystem der Erde bei Weitem nicht vollständig abbilden können. Die systematische Anwendung von Höhengradienten führt deshalb nicht immer zu den erwünschten Resultaten. Ein Beispiel dafür sind die winterlichen Inversionen. Eine weitere Unsicherheit bei der Berechnung von Temperaturfeldern stellt die Variabilität des Hang- oder Expositionsklimas dar, welches besonders die bodennahen Luftschichten in den Bergregionen betrifft. Für die Landwirtschaft in Österreich, und hier vor allem für die im Bergland wichtige Grünlandwirtschaft, haben expositionsabhängige Temperaturunterschiede größte praktische Bedeutung (Geiger, 1950, 219). Der Einfluss auf Vegetationsdauer, Schneedeckenlänge, Austrocknung, usw. wirkt sich nicht nur auf den Ertrag aus, sondern erfordert vielfach auch Überlegungen zu angepasster Sortenwahl und darauf abgestimmten Bewirtschaftungsmaßnahmen. Gerade unter dem Aspekt des Klima-

wandels mit einer Zunahme der mittleren Temperaturen und dem verstärkten Auftreten von Extremereignissen wie Dürreperioden (Kromp-Kolb und Formayer, 2005, 41ff, 49ff) können geringe, topografisch bedingte Unterschiede eine große Rolle spielen.

In der vorliegenden Arbeit wurde für die Interpolation der Globalstrahlung ein topografieabhängiger Faktor errechnet, welcher neben Exposition und Hangneigung auch die atmosphärischen Bedingungen anhand der räumlichen Verteilung der Strahlungsintensität berücksichtigt (vgl. Abschnitt 3.1). Die Verwendung der Strahlung zur Verbesserung des Temperaturmodells ist Gegenstand der vorliegenden Arbeit und wird auch in der Literatur vielfach diskutiert. An Beispielen soll die Relevanz dieses Themas aufgezeigt werden.

Huang *et al.* (2008) nutzen die räumliche Information der Globalstrahlung, berechnet mit dem ArcGIS-SolarRadiation-Modell, um in Verbindung mit Höhengradienten die monatlichen Temperaturmittelwerte im komplexen Gelände zu schätzen. Der etwa um einen Monat verzögerte Einfluss der Strahlung auf die monatlichen Temperaturmittel zeigt einen starken Zusammenhang und damit die enge Beziehung dieser beiden Parameter. In einer Weiterentwicklung des Modells wurden die Ergebnisse auf Monatsbasis für die Schätzung von Tagesmitteltemperaturen herangezogen. Atmosphärische Bedingungen (*Diffuse Proportion* und *Transmittivity*), geografische Breite, Seehöhe, Hangneigung, Exposition, Sonnenwinkel und Horizontabschattungen werden bereits in den monatlichen Oberflächen über die Ergebnisse des Strahlungsmodells berücksichtigt. Grundlage der Temperaturinterpolation im weiterentwickelten Modell von Huang *et al.* (2009) sind die interpolierten Anomalien der Tageswerte (berechnet an den Stationen) in Bezug auf die zuvor modellierten monatlichen Temperaturoberflächen. Willmott und Robeson (1995) bezeichnen diesen Ansatz als *Climatologically Aided Interpolation* (CAI). Der Vorteil besteht darin, dass stabilere Klimamittelwerte mit geringeren Fehlern interpoliert werden können und die räumliche Variabilität der Temperatur bereits teilweise durch diese Interpolation erklärt wird. Die interpolierten Anomalien beschreiben dann lediglich die Änderungen zur Klimaoberfläche und verfeinern damit das Bild der räumlichen Variabilität für den zu betrachtenden Zeitabschnitt.

Der Zusammenhang von Strahlung und Temperatur wird auch von Sheng *et al.* (2009) genutzt. Das dafür verwendete Strahlungsmodell SRAD (Wilson und Gallant, 2000, 91ff) berücksichtigt unter anderem detaillierte Informationen der Topografie für die einfache Schätzung einer Temperaturoberfläche. In der Arbeit von Meza und Varas (2000) wird der Zusammenhang Strahlung-Temperatur in umgekehrter Weise für die Schätzung der monatlichen Globalstrahlung aus Temperaturdaten verwendet.

Chung und Yun (2004) beschäftigen sich mit einer Korrektur der Temperaturoberfläche ähnlich der vorliegenden Arbeit. Allerdings wird dort nicht der Temperaturtagesgang in Beziehung zur Strahlung gesetzt, da mit zeitlich hochauflösenden Stundendaten gearbeitet wird. Die Änderungen der Strahlung hinsichtlich Exposition und Hangneigung werden mit einem einfachen Strahlungsmodell berechnet. Die Beziehung zwischen Strahlung und Temperatur wird mithilfe einer empirischen Konvertierungsgleichung für unterschiedliche Landnutzungsklassen definiert. Grundlage für die Gleichung sind stündliche Beobachtungsdaten von Temperatur und Strahlung auf unterschiedlich exponierten Hängen, welche für die Bestimmung der Modellkoeffizienten differenziert wurden.

Wie bereits oben angemerkt, wird in der vorliegenden Arbeit die Beziehung zwischen Strahlung und Temperatur über den Tagesgang der Temperatur auf Basis einer empirischen Auswertung langjähriger Mittelwerte (Klimanormalperiode 1971 bis 2000) gebildet. Die Oberflächen des Globalstrahlungsfaktors (vgl. Abschnitt 3.1), welche näherungsweise sämtliche topografischen und atmosphärischen Bedingungen beinhalten, werden mit den

Oberflächen des monatlich gemittelten Tagesgangs der Temperatur gemäß der Gleichung 2.2.2-13 kombiniert.

Bei der Interpolation des Tagesgangs kann auf keine sekundäre Information wie bei der Interpolation der absoluten Temperatur zurückgegriffen werden, sodass es sich hier um eine einfache geostatistische Interpolation mittels *Ordinary Kriging* handelt. Allerdings wird die Interpolation für das Tal- und Berggebiet getrennt durchgeführt (vgl. Abschnitt 2.2.2.3), da sich das Verhalten des Tagesgangs zwischen den Stationen des jeweiligen Gebietes stark voneinander unterscheidet (vgl. *Abbildung 25*). Die zwölf Monatsraster des Tagesgangs wurden einer LOO-Kreuzvalidierung unterzogen, deren Ergebnis in *Abbildung 71* dargestellt ist. Mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,82 ist ein starker Zusammenhang gegeben. Der mittlere Fehler (*RMSE*) mit knapp 1 °C stellt das optimale Ergebnis im Vergleich zu den mit dem ArcGIS *Geostatistical Analyst* getesteten deterministischen Interpolationsmethoden (*IDW*, *Local Polynomial Interpolation* und *Radial Basis Function*) dar.

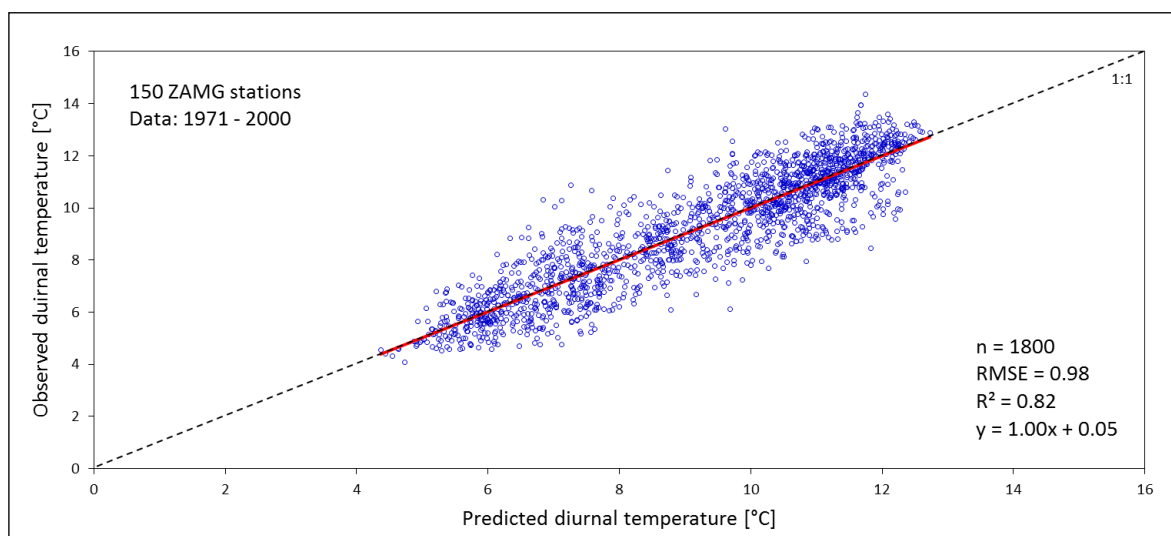


Abbildung 71: Kreuzvalidierung der langjährigen Monatsmittel des Temperaturtagesgangs

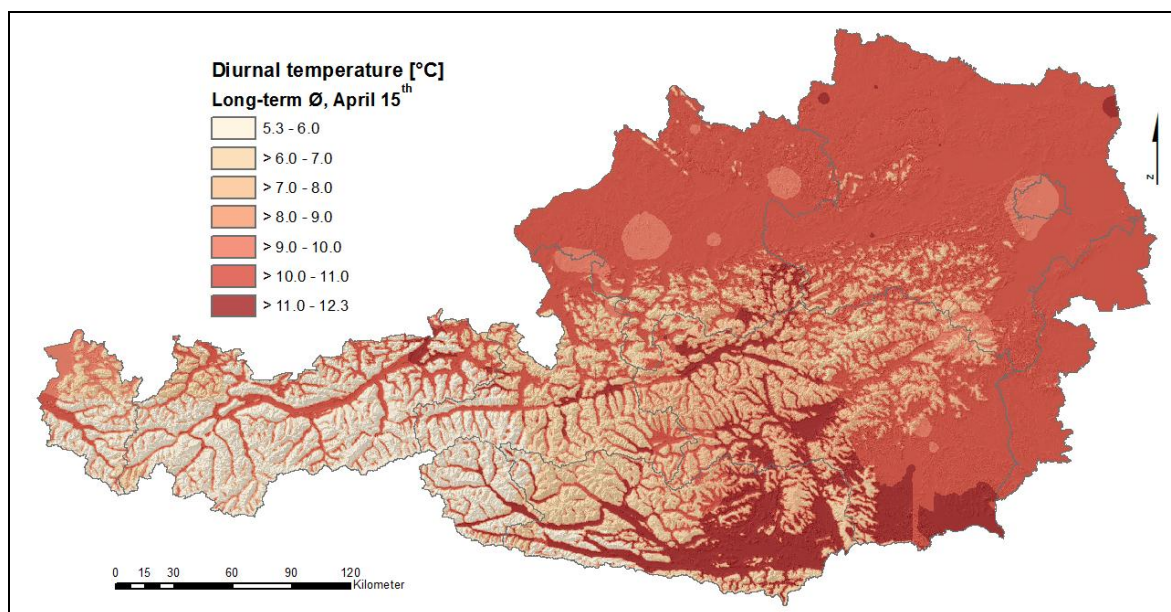


Abbildung 72: Oberfläche des Temperaturtagesgangs am 15. April auf Basis von Mittelwerten der Klimanormalperiode 1971 bis 2000

In *Abbildung 72* ist als Beispiel die Oberfläche des Temperaturtagesgangs für den 15. April dargestellt. Das Berggebiet hebt sich aufgrund der für Tal- und Berggebiet getrennt durchgeführten Interpolation deutlich vom Talgebiet durch tendenziell niedrigere Werte ab. Dies entspricht den in *Abbildung 25* festgestellten Unterschieden zwischen Tal- und Bergstationen. Die räumliche Verteilung ergibt sich aus den langjährigen Stationsmittelwerten der Klimanormalperiode 1971 bis 2000. Der Wertebereich innerhalb des Tal- bzw. Berggebietes beträgt etwa $\pm 1,5$ °C. Nach der Kombination mit dem auf die atmosphärischen Bedingungen abgestimmten Globalstrahlungsfaktor ergibt sich die in *Abbildung 73* dargestellte Temperaturkorrektur. Die Werte des dargestellten Beispieltages, dem 15. April 2000, liegen im Bereich von ± 1 °C. Dies ist für die Betrachtung eines Einzeltages nicht viel, kann jedoch bei einer Akkumulation der Temperaturoberflächen über einige Tage, beispielsweise für die Bestimmung der Vegetationsperiode, zu signifikanten Unterschieden führen. Die Temperaturkorrekturwerte passen sich der Verteilung der Strahlungsintensität an (vgl. *Abbildung 62*). So verhält sich das Gebiet im Süden des gezeigten Ausschnitts aufgrund des überwiegenden Anteils an diffuser Strahlung (vgl. *Abbildung 6*) trotz großer Reliefenergie beinahe neutral. Noch deutlicher ist dies in Osttirol sichtbar.

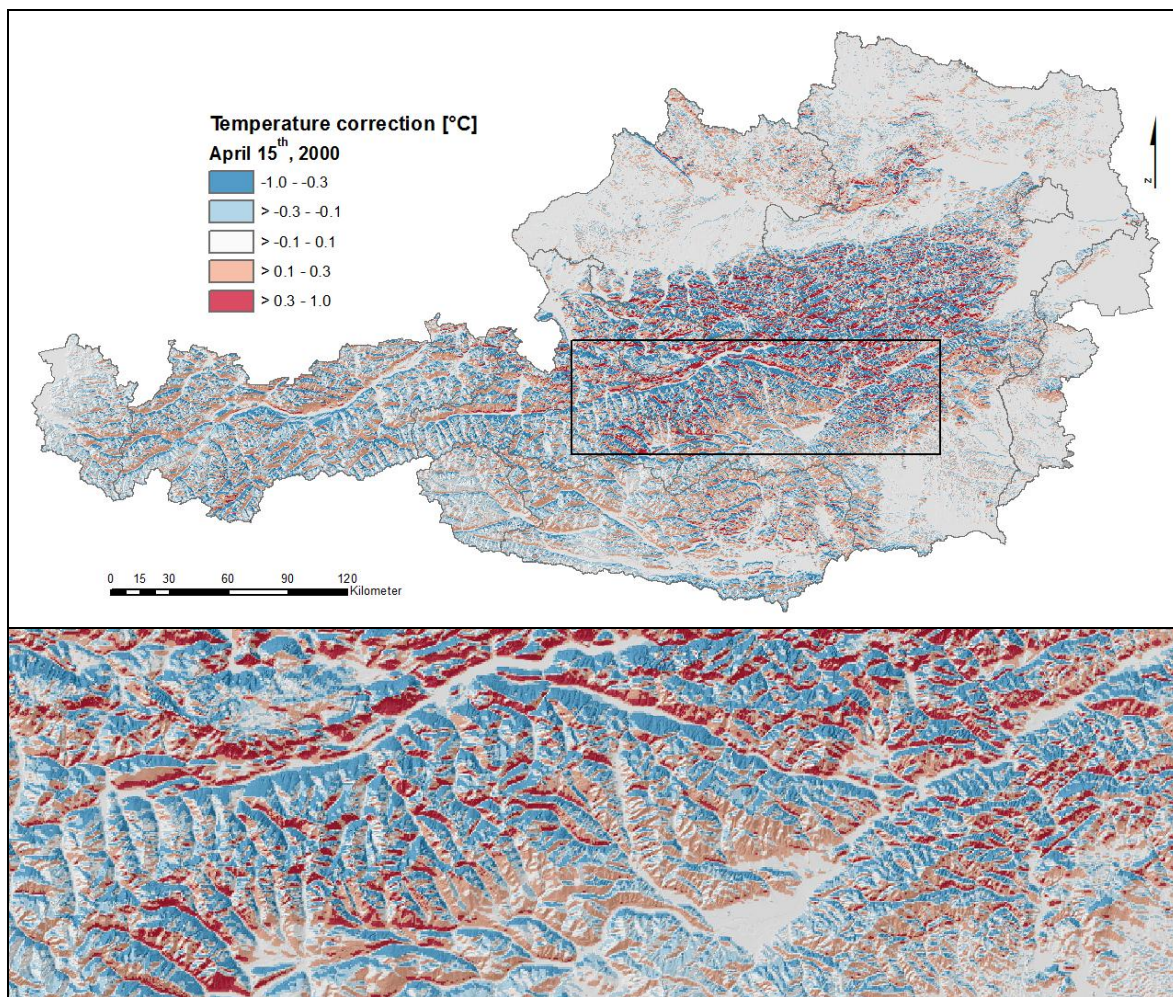


Abbildung 73: Temperaturkorrekturwerte als Ergebnis der Kombination von Globalstrahlungsfaktor und Temperaturtagesgang am Beispiel des 15. April 2000

Um die Wirkung der Temperaturkorrektur auf Einzelwertbasis nachvollziehen zu können, werden die Werte entlang der in *Abbildung 69* definierten Transekte aufgetragen. Der Temperaturverlauf mit und ohne Korrekturwert im Steirischen Ennstal und Zillertal wird in

Abbildung 74 dargestellt. Zunächst handelt es sich um eine unterschiedliche Ausrichtung der Täler, welche die Höhe der Korrekturen beeinflusst. Im Ennstal wechseln sich aufgrund des vertikalen Transektes Süd- und Nordexpositionen ab, während im Zillertal eine Differenzierung durch die vorwiegend nach Osten und Westen ausgerichteten Hänge weniger stark ausfällt. Des Weiteren überwiegt an diesem Tag im Zillertal die Bewölkung, während im Steirischen Ennstal zwar auch keine absolut wolkenlosen Bedingungen herrschen, der Anteil an direkter Strahlung jedoch etwas höher ist (vgl. *Abbildung 6* und *Abbildung 62*). Letztendlich führen diese Umstände im Zillertal dazu, dass kaum Abweichungen zwischen den beiden Temperaturkurven entstehen. Im Ennstal ist die Wirkung des Temperaturkorrekturwertes sehr gut zu sehen. Die nordexponierten Hänge weisen eine negative, die Südhänge eine leicht positive Korrektur auf. Besonders anschaulich ist dies bei der Erhebung in der Talmitte (Kulm), hier betragen die Differenzen am Südhang $+0,5\text{ °C}$ und am Nordhang $-0,9\text{ °C}$. Die höhere Korrektur im negativen Bereich liegt im Verhältnis der Globalstrahlungsfaktoren unter wolkenlosen Bedingungen (vgl. *Abbildung 61*) begründet.

Der Sonnenstand am 15. April bestimmt den Anteil von direkter und diffuser Strahlung. Bei der Anpassung an die aktuellen atmosphärischen Bedingungen dieses Tages im Jahr 2000 wird das Verhältnis aufgrund des Trübungsgrades (vgl. *Abbildung 60*) zwar abgeschwächt, aber nicht vollständig aufgehoben. Die absolute Differenz von $1,4\text{ °C}$ zwischen Süd- und Nordhang ist ein Indikator für einen „schönen“ Tag, der aber nicht absolut wolkenlos war. Diese Annahme kann anhand von Beobachtungen der Bewölkung an der drei Kilometer entfernten Wetterstation Gumpenstein bestätigt werden. Der mittlere Bewölkungsgrad beträgt an diesem Tag 23 % (um 7:00 Uhr schwache, um 14:00 Uhr mittlere und um 19:00 Uhr starke Bewölkungsdichte; Tagesniederschlagssumme 1,2 mm).

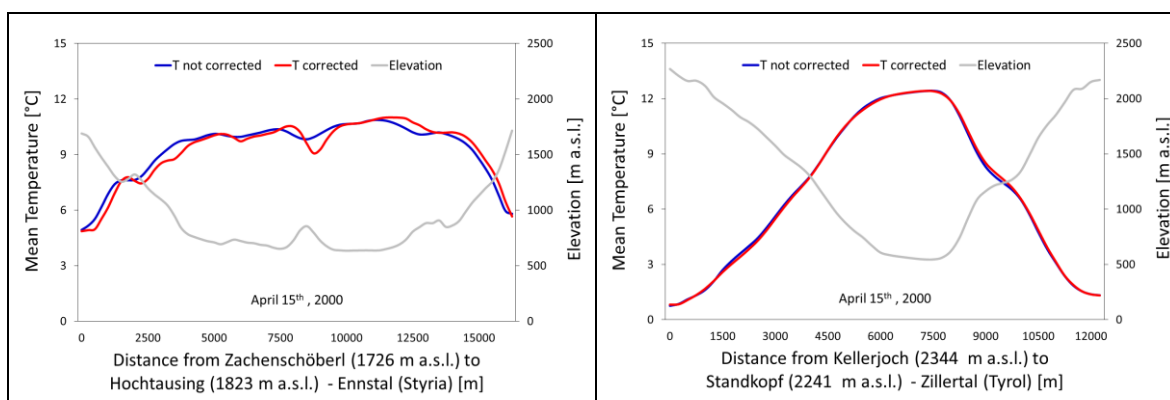


Abbildung 74: Verlauf der Temperatur entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) mit und ohne Temperaturkorrektur am Beispiel des 15. April 2000

Die Temperaturkorrektur nutzt den Zusammenhang zwischen Strahlung und Tagesgang der Temperatur, wobei dieser nur zur Hälfte berücksichtigt wird (vgl. Gleichung 2.2.2-11). Die Sonnenstrahlung beeinflusst damit nicht den gesamten Tagesgang, sondern nur einen Teil, der hier als jener zwischen Mittel- und Maximumtemperatur interpretiert wird. Damit bezieht sich die Korrektur näherungsweise auf die Temperatur jener Tagesstunden, welche der Sonnenstrahlung intensiver ausgesetzt sind. Der modellierte Temperaturkorrekturwert darf deshalb nur an die Oberflächen der Tagesmitteltemperaturen angebracht werden. Die Maximumtemperaturen werden in der vorliegenden Arbeit nicht bearbeitet, aber auch hier ist eine Korrektur sinnvoll. Bei den Tagesminimumtemperaturen, die hier ebenfalls als Oberflächen berechnet werden, ist eine strahlungsabhängige Temperaturkorrektur nicht möglich, da sich diese Temperaturen so gut wie immer ohne Strahlungsgenuss einstellen. Das Minimum wird entweder nachts oder in den frühen Morgenstunden erreicht.

3.3 Oberfläche der Referenz-Evapotranspiration

3.3.1 Interpolation der Referenz-Evapotranspiration und Modellvalidierung

Bei der Modellierung von Vegetations- und Ertragsdynamiken nimmt die Evapotranspiration eine herausragende Rolle ein. Die Summe von Evaporation und Transpiration beschreibt den gesamten Feuchtigkeitstransfer von Boden zur boden- bzw. bestandsnahen Luftschicht. Die Vegetationsbedeckung ist dabei von großer Bedeutung, so erreicht die Evapotranspiration eines pflanzenbedeckten Bodens das Mehrfache der Evaporation über offenem Boden (Geiger, 1950, 290). Im Wasserpotenzialgefälle zwischen Boden und Atmosphäre steht die Pflanze, welche physikalische Gesetzmäßigkeiten für den Wassertransport von den Wurzeln bis zu den Stomata ihrer Blätter nutzt und damit wichtige biochemischen Lebensprozesse aufrechterhalten kann (Larcher, 1994, 187). Die Transpirationsleistung der Pflanzen schwankt ständig und ist als ausgleichende Reaktion auf Ungleichgewichte in der pflanzlichen Wasserbilanz (Aufnahme, Leitung, Abgabe) zu verstehen. Diese werden durch Außenfaktoren beeinflusst, welche im Wesentlichen das Wasserangebot im Boden und das Dampfdruckgefälle zwischen Verdunstungsfläche und Luft betreffen. Die Veränderung der Lufttemperatur in Abhängigkeit zur Sonneneinstrahlung wirkt sich auf das Sättigungsdefizit der Luft aus. Dieses wird wiederum vom Wind beeinflusst, welcher die an der pflanzlichen Epidermis anhaftende Dampfhaut abträgt und ungesättigte Luft heranführt. Neben den atmosphärischen Bedingungen ist die Bodenwasserverfügbarkeit für die Transpirationsleistung entscheidend. Defizite, wie sie bei trockenen Bedingungen auftreten können, werden von den Pflanzen bis zu einem gewissen Grad durch physiologische (stomatäre) Regelmechanismen ausgeglichen (Larcher, 1994, 193ff).

Für die modellhafte Beschreibung der komplexen natürlichen Prozesse sind Vereinfachungen und Generalisierungen notwendig, die ihren Ausdruck in den verschiedensten Formeln zur Berechnung der Evapotranspiration finden. Eine fundamentale Reduktion der Komplexität wird durch die Beschränkung auf die potenzielle Evapotranspiration erreicht. Nur die atmosphärischen Bedingungen wirken auf die Intensität der Evapotranspiration, der Bodenwassergehalt wird ignoriert und als unlimitiert verfügbar angenommen. Zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration finden sich einfache Ansätze auf Basis empirischer Verfahren, aber auch physikalisch basierte Methoden. Die Auswahl einer geeigneten Berechnungsmethode wird zumeist von den verfügbaren meteorologischen Parametern, aber auch von den Anwendungserfordernissen bestimmt. So bietet beispielsweise das Berechnungsverfahren nach Haude (1955) die Möglichkeit, mit wenigen Parametern (relative Luftfeuchte und Temperatur) die Evapotranspiration zu bestimmen. Allerdings ist hier ein empirischer Faktor (Haude-Faktor) notwendig, welcher den einzelnen Monaten und landwirtschaftlichen Kulturen angepasst wird. Reicht diese Näherung für eine Anwendung auf Basis von Monatssummen aus, ist die Methode eine gute Wahl. Wird die Evapotranspiration in höherer zeitlicher Auflösung benötigt, kann mit empirischen Koeffizienten und Temperaturdaten beispielsweise der Ansatz nach Hargreaves (1985) verwendet werden. Die Auflistung von verschiedensten Methoden zur Berechnung der Evapotranspiration könnte noch erheblich ausgedehnt werden, soll hier jedoch auf wenige Beispiele beschränkt bleiben. Es sei deshalb auf einige Arbeiten verwiesen, die sowohl ausführliche Beschreibungen (Donatelli *et al.*, 2006, Hartmann, 2007, 61ff) als auch Methodenvergleiche anbieten (Allen, 1986, Bois *et al.*, 2008, Garcia *et al.*, 2004, Lu *et al.*, 2005, Mohawesh, 2011, Pereira und Pruitt, 2004, Weiß und Menzel, 2008). Die als weltweiter Standard etablierte FAO-Penman-Monteith-Gleichung ist ein physikalisch basierter Ansatz mit empirischen Komponenten unter Verwendung der wichtigsten am Evapotranspira-

tionsprozess beteiligten meteorologischen Parameter. Eine für die Vergleichbarkeit wichtige Eigenschaft dieser Methode ist der Bezug auf eine wohldefinierte Grasoberfläche als Referenz. Die potenzielle, also jene auf Wetter und Pflanzenbedeckung abgestimmte Verdunstung, wird damit zur Referenz-Evapotranspiration, welche die Grundlage für die Modellierung in der vorliegenden Arbeit bildet. Die von Allen *et al.* (1998) definierte Oberfläche steht zudem in einer sehr engen Beziehung zum hier bearbeiteten Wirtschaftsgrünland.

Die Arbeitsschwerpunkte in der vorliegenden Arbeit liegen in der Datenaufbereitung und in der Implementierung eines räumlichen Modells unter Berücksichtigung der komplexen Topografie Österreichs. Eine ausführliche Diskussion sowie vergleichende Analysen der verschiedenen Berechnungsmethoden werden nicht durchgeführt, da mit der Referenz-Evapotranspiration nach FAO-Penman-Monteith ein klar und ausführlich definierter und diskutierter Standard zum Einsatz kommt. Diese Methode stellt allerdings hohe Anforderungen an die Datenverfügbarkeit, weshalb die Aufbereitung möglichst lückenloser Datenbestände eine wichtige Voraussetzung für deren Anwendung ist.

Um die Bedeutung der einzelnen meteorologischen Parameter für die Berechnung mittels FAO-Penman-Monteith bewerten zu können, wird eine einfache Sensitivitätsanalyse durchgeführt, deren Ergebnis in *Abbildung 75* dargestellt ist. Die Auswertung basiert auf langjährigen Tagesmittelwerten der erforderlichen Wetterdaten. Die Referenz-Evapotranspiration wird für jeden Tag unter Anwendung der gesamten in Abschnitt 2.2.3.2 angeführten Gleichungen berechnet und anschließend auf Mittelwerte für die Periode März bis Oktober zusammengeführt. Die Modifikationsfaktoren von 50 bis 150 % werden abwechselnd auf einen Parameter angewendet, während die drei anderen unverändert in die Gleichung eingehen. Die Kurven zeigen somit die Änderungsrate der ET_0 -Ergebnisse bei einer ausschließlichen Modifikation des jeweiligen Parameters. Die Steigung der relativen Luftfeuchte flacht bei den hohen Faktoren ab. Dies begründet sich in der oberen Grenze von 100 % Luftfeuchtigkeit, die nicht überschritten werden darf. Eine weitere Besonderheit betrifft die Temperatur (Minustemperaturen). Die Faktoren werden hier auf die Absolutwerte angewendet und dann als Korrektur auf die Tagestemperatur angebracht. Die Steigungen der einzelnen Kurven zeigen die Sensitivität der meteorologischen Parameter im betrachteten Klimagebiet. Es muss ausdrücklich betont werden, dass keinerlei Wechselbeziehungen betrachtet werden. Es handelt sich deshalb um eine theoretische Untersuchung, welche vor allem in den Randbereichen der Modifikationsfaktoren keine realistischen Situationen abbildet.

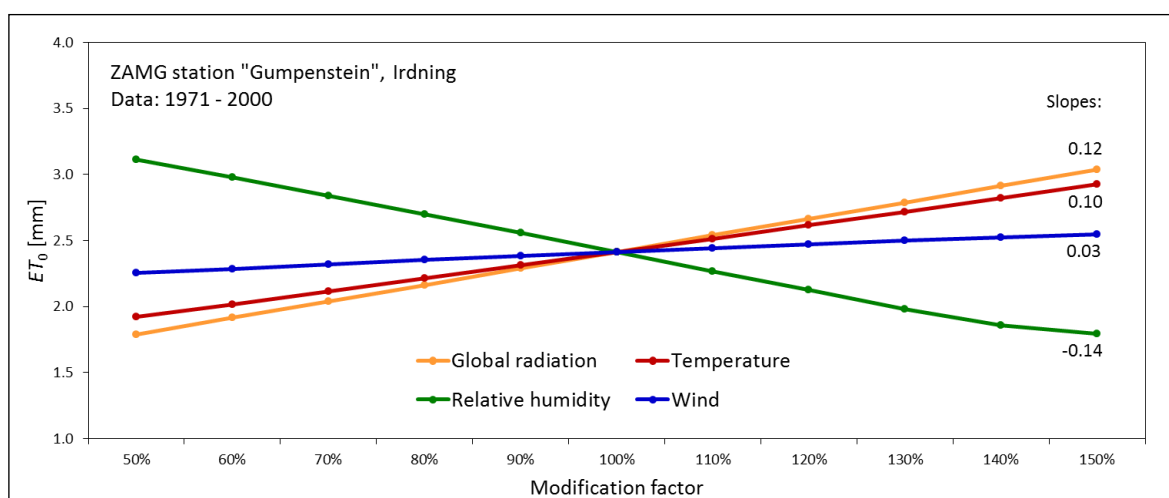


Abbildung 75: Sensitivitätsanalyse der in der FAO-Penman-Monteith-Gleichung verwendeten Parameter mit abwechselnder Modifikation *ceteris paribus* (jeweils drei Parameter bleiben unverändert)

Abbildung 75 zeigt, dass sich eine Veränderung der Luftfeuchtigkeit auf die Ergebnisse der FAO-Penman-Monteith-Gleichung am stärksten auswirkt. Temperatur und Strahlung weisen eine vergleichbare Sensitivität auf, wobei die Strahlung etwas stärker wirkt. Änderungen des Windes haben eine vergleichsweise geringe Auswirkung auf die Referenz-Evapotranspiration. Gong *et al.* (2006) setzen für ihre Analyse Sensitivitätskoeffizienten ein, welche den Einfluss einzelner Wetterparameter im Jahresgang zeigen (Changjiang, China). Die Aussage ihrer wesentlich komplexeren Sensitivitätsanalyse ist mit jener der hier durchgeführten Analyse ident. In der von Rim (2004) vorgenommenen Sensitivitäts- und Fehleranalyse der Penman-Gleichung wird die Strahlung als sensitivster Parameter identifiziert, gefolgt von der Temperatur. Der Wind hat den geringsten Einfluss, die Luftfeuchtigkeit ändert ihre Wirkung je nach Distanz zur Küste (Südkorea) und zeigt im Landesinneren eine geringere Sensitivität. Im Sommer wirken Temperatur und Strahlung stärker, im Winter sind es Luftfeuchtigkeit und Wind. Brown (2000) setzt ebenfalls die Strahlung an die erste Stelle (Phoenix, USA), gefolgt von Temperatur und Luftfeuchtigkeit. Der Wind zeigt, wie in den anderen Untersuchungen, den geringsten Einfluss. Allerdings ist dieser kleinräumigen Änderungen unterworfen und beeinflusst deshalb die lokale Variabilität der Referenz-Evapotranspiration am stärksten.

Irmak *et al.* (2006) prüfen die Sensitivität der Wetterparameter ebenfalls mithilfe eines Sensitivitätskoeffizienten für verschiedene Klimate in den USA. Im Gegensatz zur Analyse in der vorliegenden Arbeit, wo sich die abwechselnde Variation der vier Wetterparameter auf sämtliche Gleichungen in Abschnitt 2.2.3.2 auswirkt, wird hier der Effekt der Temperatur bei konstantem Sättigungsdefizit untersucht. Dadurch wird der unmittelbare Einfluss der Temperatur auf die Referenz-Evapotranspiration wesentlich geringer. Den am stärksten wirkenden Einfluss über alle räumlichen und jahreszeitlichen Schwankungen hinweg zeigt das Sättigungsdefizit (Temperatur und relative Luftfeuchte). In semiariden Regionen steht während des Sommers der Einfluss des Windes an zweiter Stelle, in humiden Gebieten die Strahlung. Im mediterranen Klima hat der Wind die geringste Wirkung auf die Referenz-Evapotranspiration. Die Sensitivität der Strahlung ist im Sommer generell höher als im Winter und negativ mit dem Sättigungsdefizit korreliert, da eine Reduktion im Energieterm der Gleichung die Signifikanz des Einflusses im aerodynamischen Term erhöht.

Diverse Sensitivitätsanalysen ergeben ein sehr ähnliches Bild. Die wichtigste Information und für die Wahl der Interpolationsmethodik entscheidend ist der starke Einfluss der Luftfeuchtigkeit und die räumliche Variabilität des Windes. Die Interpolation der beiden Parameter erfordert eine aufwendige räumliche Modellierung, um den Ansatz *interpolate then calculate* (IC) verwenden zu können (vgl. Abschnitt 2.2.3.4), ohne größere Unsicherheiten in Kauf nehmen zu müssen. Grundsätzlich ist zwar eine einfache Interpolation von Luftfeuchte und Wind mit *Kriging* und die auf einem IC-Ansatz basierende Berechnung der Referenz-Evapotranspiration möglich (Bachmann, 1996, Li *et al.*, 2003), allerdings ist dies mit erheblichen Fehlern behaftet (Phillips und Marks, 1996).

Bei der in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Interpolation wird die Referenz-Evapotranspiration zunächst an den Messstationen berechnet (*calculate then interpolate* (CI)) und anschließend mittels *Residual Kriging* unter Einbeziehung der Seehöhe interpoliert. Die Wahl dieser Methode basiert im Wesentlichen auf drei Argumenten: (a) Die Interpolationsergebnisse mit CI und IC sind nach Ashraf *et al.* (1997) und Mardikis *et al.* (2005) vergleichbar, bieten also kaum einen Anreiz für die Bevorzugung einer der beiden Methoden. (b) Die operative Anwendung, eines der wichtigsten Ziele der vorliegenden Arbeit, ist mit CI wesentlich einfacher umzusetzen. (c) Fehlende Daten können durch Schätzverfahren ersetzt werden und damit ist die Etablierung eines relativ dichten Netzwerkes an Interpolationsstützstellen möglich.

Für die höhenabhängige Interpolation mittels *Residual Kriging* werden auf Basis von Monatsmittelwerten Höhengradienten ermittelt. *Abbildung 76* zeigt den Durchschnitt aller monatlich berechneten Gradienten des Untersuchungszeitraums 1990 bis 2010 für die Monate März bis Oktober. Die Grafik enthält zum direkten Vergleich auch die Gradienten der Temperatur, getrennt nach Tal- und Berggebiet. Zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung von Primär- und Sekundärachse.

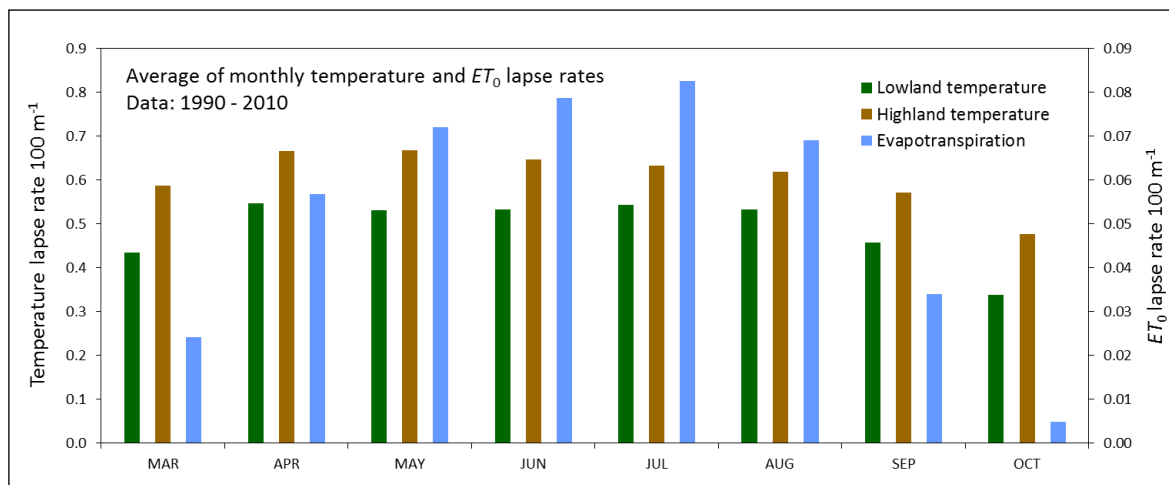


Abbildung 76: Mittlere Höhengradienten der Temperatur und Referenz-Evapotranspiration in den Monaten der Vegetationsperiode

Im Vergleich zu den Höhengradienten der Temperatur nimmt jener der Evapotranspiration im Oktober signifikant ab. Ursache dafür sind geringere Strahlungsintensitäten und damit auch tiefere Temperaturen in den Tälern gegen Ende der Vegetationsperiode. Zusätzlich bewirken stärkere Winde in höheren Lagen mit der einhergehenden Zunahme der Evapotranspiration eine gewisse Beeinträchtigung des Höhenzusammenhangs. Dennoch wird auch hier in gleicher Weise wie in den Sommermonaten interpoliert, allerdings ist im Oktober der relative Anteil der Referenz-Evapotranspiration in den Residuen vergleichsweise hoch. An der Messstation Gumpenstein beträgt die Referenz-Evapotranspiration im Oktober des langjährigen Mittels 1 mm, ist also wesentlich geringer als in den Sommermonaten mit über 3 mm. In Hinblick auf die Zielsetzung dieser Berechnung, nämlich Wasserstress zu analysieren, ist die Gefahr einer Missinterpretation aufgrund von Interpolationsunsicherheiten im Oktober kaum gegeben, da zum Ausgleich der niedrigen Evapotranspiration meist ausreichend Niederschläge eine gute Wasserversorgung gewährleisten. Zudem ist die Ertragsrelevanz des Wasserhaushalts am Ende der Vegetationsperiode sehr gering.

Die Interpolation der Referenz-Evapotranspiration wird mittels Kreuzvalidierung auf Basis einer Stichprobe nach dem gleichen Prinzip wie die Oberflächen der Temperatur (vgl. Abschnitt 2.2.2.6) geprüft. In ausgewählten Jahren wird am jeweils 15. der Monate März bis Oktober eine Gegenüberstellung zwischen berechneter und geschätzter Referenz-Evapotranspiration an den ZAMG-Messstationen vorgenommen. Das Ergebnis dieser Analyse ist in *Abbildung 77* dargestellt. Mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,91 ist ein sehr starker Zusammenhang festzustellen, der auch im Bereich der niedrigeren Werte (Oktober) gegeben ist. Der mittlere Fehler beträgt 0,4 mm. Um die Zuordnung der Fehler auf die einzelnen Monate zu veranschaulichen, werden in *Tabelle 18* sowohl die absoluten als auch die relativen Unterschiede zwischen stationsbezogener Berechnung und Interpolation gezeigt. Auch hier ist im Oktober ein erwartungsgemäß signifikanter Anstieg des Fehlers zu beobachten, welcher vor allem in der relativen Betrachtung deutlich wird.

Tabelle 18: Monatliche Interpolationsfehler der Referenz-Evapotranspiration in absoluten Zahlen (RMSE) und relativ zum Mittelwert aller Messstationen

Beschreibung	MÄR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT
RMSE	0,21	0,34	0,42	0,46	0,51	0,45	0,36	0,41
Relative Fehler in %	17,6	14,7	12,0	13,0	12,9	14,9	17,7	27,3

Die räumliche Modellierung der Referenz-Evapotranspiration von Tait und Woods (2007) für Neuseeland, basierend auf einer *Thin-Plate Smoothing Spline Interpolation* mit der schon mehrfach angesprochenen Software ANUSPLIN, wurde ebenfalls einer Fehleranalyse unterzogen. Der *RMSE* an 20 Validierungsstationen beträgt in dieser Arbeit 1 mm im Sommer und 0,4 mm im Winter. Die relativen Fehler, bezogen auf die Tagesmittelwerte, liegen in den Monaten Oktober bis April (Vegetationsperiode) zwischen 22 und 26 %. Interpoliert wurde hier ebenfalls nach der CI-Methode, die Berechnung der Referenz-Evapotranspiration basiert allerdings auf einer Kombination von Penman und Priestley-Taylor.

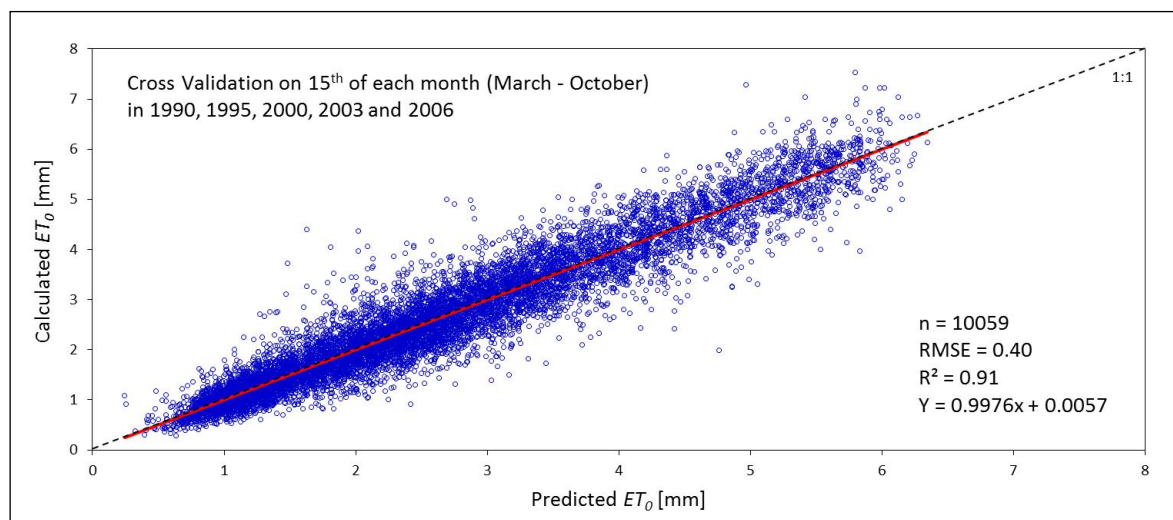


Abbildung 77: Kreuzvalidierung der Referenz-Evapotranspiration an ausgewählten Tagen

Die Kreuzvalidierung bezieht sich auf sämtliche Werte der Referenz-Evapotranspiration an den ZAMG-Messstationen, unabhängig von ihrer Berechnungs- bzw. Schätzmethode. Wie im Abschnitt 2.2.3.3 erläutert, wird die FAO-Penman-Monteith-Gleichung für etwa 40 % aller Datensätze im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 mit einem vollständigen Satz an Beobachtungsdaten angewendet. Für weitere 27 % fehlt die Globalstrahlung, allerdings sind hier Erhebungen der Sonnenscheindauer verfügbar. Damit ist eine Schätzung der Globalstrahlung nach Ångström-Prescott möglich. Zusammen mit den Beobachtungen von Temperatur, relativer Luftfeuchtigkeit und Wind geht dieser Näherungswert in die FAO-Penman-Monteith-Gleichung ein. Ein Vergleich der Verwendung von beobachteter und nach Ångström-Prescott geschätzter Globalstrahlung für die Berechnung der Referenz-Evapotranspiration an der Station Gumpenstein am Beispiel von Tageswerten des Jahres 2000 zeigt einen extrem starken Zusammenhang ($R^2 = 0,99$) ohne systematische Verzerrungen (Steigung = 1,049, Konstante = -0,058). Trotz der hohen Sensitivität dieses Parameters (vgl. *Abbildung 75*) ist damit eine sehr gute Berechnung der Referenz-Evapotranspiration möglich. Dieses Ergebnis wird auch bei einer Ausweitung der Analyse auf 107 Messstationen für das Jahr 2003 bestätigt. In *Abbildung 78* ist der Zusammenhang der unterschiedlich generierten Globalstrahlung in ihrer Wirkung auf die nach FAO-Penman-Monteith berechneten Referenz-Evapotranspiration dargestellt. Die Verteilung der Vergleichswerte wird nur von einigen wenigen Ausreißern begleitet.

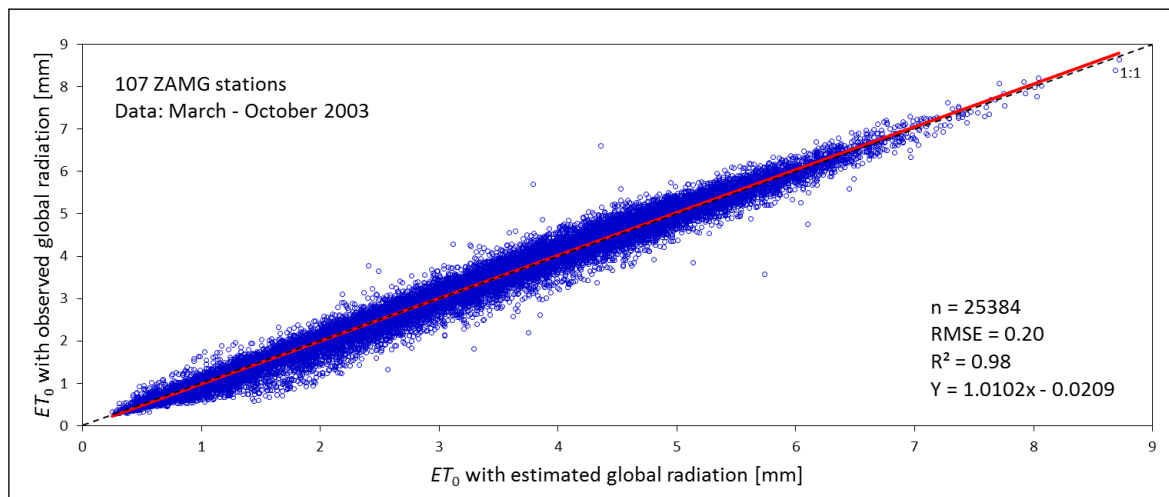


Abbildung 78: Vergleich der Referenz-Evapotranspiration unter Einbeziehung der beobachteten und der nach Ångström-Prescott geschätzten Globalstrahlung

Die direkte Anwendung der FAO-Penman-Monteith-Gleichung ist für insgesamt 67 % der Daten (40 % mit Beobachtungen der Globalstrahlung + 27 % mit Schätzung der Globalstrahlung nach Ångström-Prescott) möglich. Die verbliebenen 33 % erlauben aufgrund fehlender Beobachtungen keine direkte Berechnung. In der vorliegenden Arbeit wird für die betreffenden Datensätze eine Schätzung der Referenz-Evapotranspiration mithilfe des Sättigungsdefizits vorgenommen (vgl. Abschnitt 2.2.3.3). Die Auswertung in *Tabelle 12*, gruppiert nach den Monaten der Vegetationsperiode des Jahres 2000, zeigt eine gute Vergleichbarkeit zwischen Schätzergebnissen und der Berechnung mit FAO-Penman-Monteith. In *Abbildung 79* wird der Zusammenhang zwischen Berechnung und Schätzung für das Jahr 2003 grafisch dargestellt. Mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,91 kann im Mittel der Vegetationsperiode ein sehr starker Zusammenhang nachgewiesen werden. Der mittlere Fehler von 0,48 mm an den Vergleichsstationen geht näherungsweise auch in die Interpolation mit ein und beeinflusst durch seine Fortpflanzung die in *Tabelle 18* und *Abbildung 77* dargestellten Ergebnisse der Kreuzvalidierung. Die Verteilung der Vergleichswerte zeigt, dass durch die Schätzung aus dem Sättigungsdefizit keine systematischen Fehler hervorgehen. Ausreißer sind zwar vorhanden, beeinträchtigen jedoch das Ergebnis kaum.

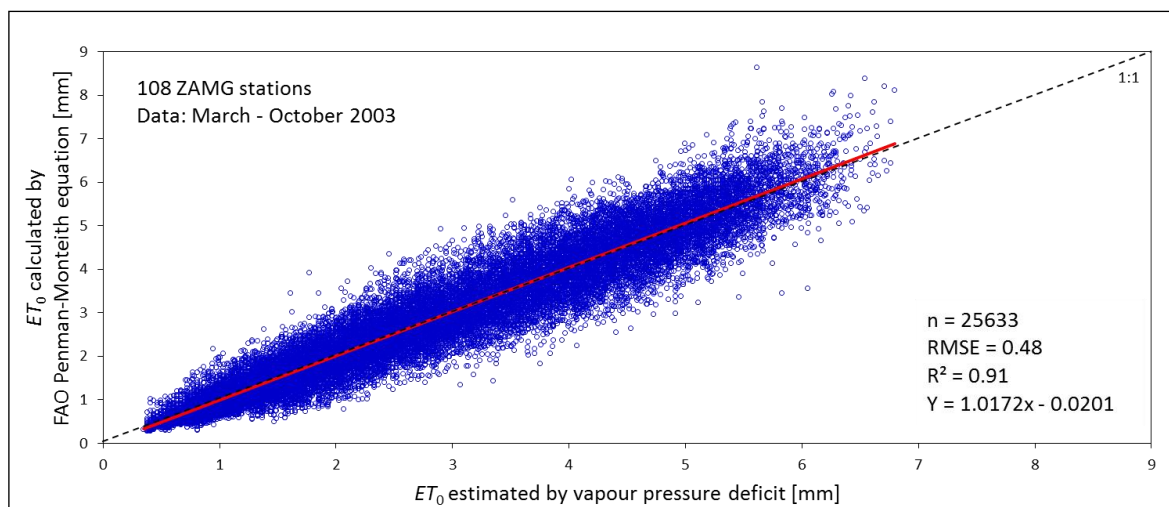


Abbildung 79: Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith berechneten und der aus dem Sättigungsdefizit geschätzten Referenz-Evapotranspiration

In Abschnitt 2.2.3.3 wird auch auf die von Allen *et al.* (1998, 64) vorgeschlagene Verwendung der Methode nach Hargreaves (1985) eingegangen und in einer Auswertung für das Jahr 2000 evaluiert (vgl. *Tabelle 10*). Analog zur Schätzung der Strahlung und der Referenz-Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit wird in *Abbildung 80* der Vergleich zwischen den beiden Berechnungsmethoden für die Monate März bis Oktober des Jahres 2003 zusätzlich grafisch dargestellt. Im direkten Vergleich zur Schätzung aus dem Sättigungsdefizit ist ein wesentlich schwächerer Zusammenhang festzustellen, der auch eine systematische Überschätzung der Hargreaves-Berechnung erkennen lässt. Die Anzahl von Ausreißern ist im Vergleich zur *Abbildung 79* wesentlich höher, sodass die Entscheidung für die Schätzung der Referenz-Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit eindeutig ausfällt. Immerhin sind davon 33 % der Datensätze betroffen.

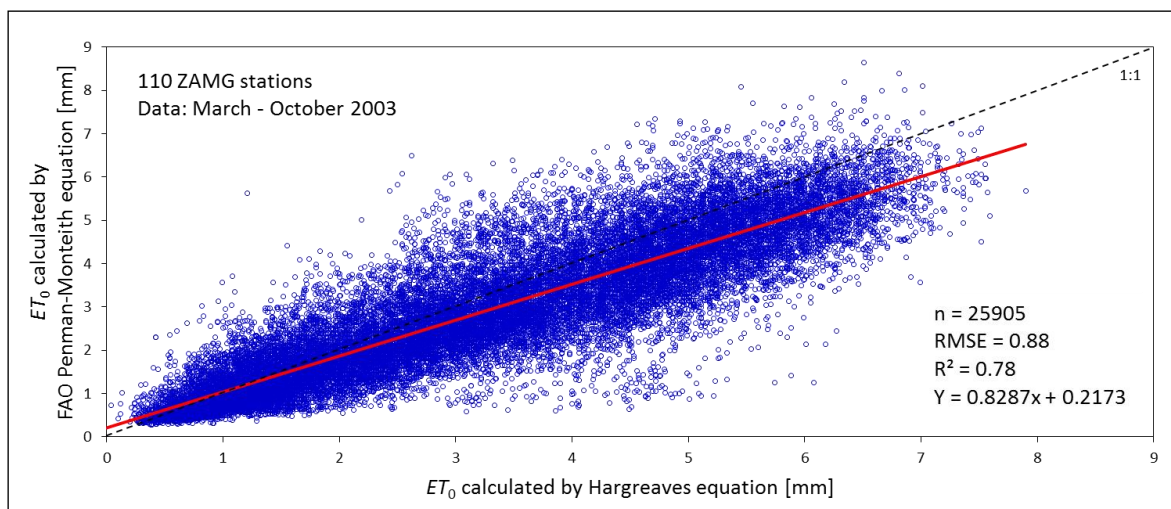


Abbildung 80: Vergleich der nach FAO-Penman-Monteith und der nach Hargreaves berechneten Referenz-Evapotranspiration

Die Hargreaves-Gleichung aus Allen *et al.* (1998, 64) wurde zwischenzeitlich von Hargreaves und Allen (2003) durch eine Anpassung der Koeffizienten leicht verändert. Für die Analyse in der vorliegenden Arbeit fand jedoch die im *FAO-Paper No 56* publizierte Version Verwendung. Eine auf das hier vorliegende Untersuchungsgebiet eigens kalibrierte Gleichung wurde nicht entwickelt, da die Schätzung aus dem Sättigungsdefizit bereits sehr zufriedenstellende Ergebnisse liefert.

Ein Aspekt, der den Vorteil einfacher Ansätze aufgreift, sei hier am Beispiel von Hargreaves noch erwähnt. Diese Gleichung basiert lediglich auf Temperaturwerten. Eine Interpolation nach der IC-Methode (*interpolate then calculate*) ist deshalb relativ einfach umzusetzen. Vicente-Serrano *et al.* (2007) zeigen in ihrer Arbeit eine Berechnung nach Hargreaves für Monatsmittelwerte und einer räumlichen Interpolation, bei der beide Methoden (IC und CI) angewendet und miteinander verglichen wurden. Die extraterrestrische Strahlung wird dabei etwas aufwendiger berechnet, indem die Komplexität des Geländes durch Einbeziehung eines Strahlungsmodells Berücksichtigung findet. Die Arbeit zeigt, dass bei einer Interpolation der Temperatur und einer räumlichen Anpassung der extraterrestrischen Strahlung mit anschließender Berechnung der Referenz-Evapotranspiration (IC) bessere Ergebnisse erzielt werden, als bei einer stationsbasierten Berechnung und anschließender Interpolation (CI). Eine Vergleichbarkeit zu FAO-Penman-Monteith ist allerdings nur für Berechnungen von Mittelwerten über mindestens fünf Tage gegeben, da sich tägliche Temperaturschwankungen aufgrund von Wetterfronten, Wind und Bewölkung als signifikante Fehlerquelle erweisen (Droogers und Allen, 2002, Hargreaves und Allen, 2003). Für

Anwendungen, welche die Referenz-Evapotranspiration auf Tagesbasis benötigen, kann demnach die Methode nach Hargreaves und darauf aufbauender räumlicher Modelle nur eingeschränkt empfohlen werden.

Die Interpolation der Referenz-Evapotranspiration wird unter Nutzung der für die Temperaturinterpolation entwickelten Softwarewerkzeuge durchgeführt. Die Bildung von monatlichen Höhengradienten, die Residueninterpolation mit *Ordinary Kriging* sowie die in *Map Algebra* vorgenommene Kombination von monatlichen Oberflächen des höhenabhängigen Anteils mit jenen der täglichen Residuen entspricht dem methodischen Vorgehen bei der Temperaturinterpolation. Der wesentliche Unterschied besteht darin, dass für die Temperatur ein Dreischichtenmodell, für die Referenz-Evapotranspiration ein Einschichtmodell verwendet wird. In *Abbildung 81* wird als Beispiel wiederum der 15. April 2000 dargestellt. Die räumliche Verteilung der Werte entspricht auch hier den in *Abbildung 6* veranschaulichten Wetterverhältnissen. Die gezeigte Oberfläche wurde bereits mit der topografischen Anpassung des für die Referenz-Evapotranspiration modifizierten Globalstrahlungsfaktors (vgl. Abschnitt 3.3.2) versehen. Gebiete mit Wolkenbedeckung in Vorarlberg, Osttirol und Kärnten erfahren dabei im Gegensatz zum Alpenvorland kaum eine topografiebedingte Prägung. Aufgrund der für die Darstellung gewählten Klassenbildung und der geringen Wertedifferenzen ist eine Wirkung kaum erkennbar.

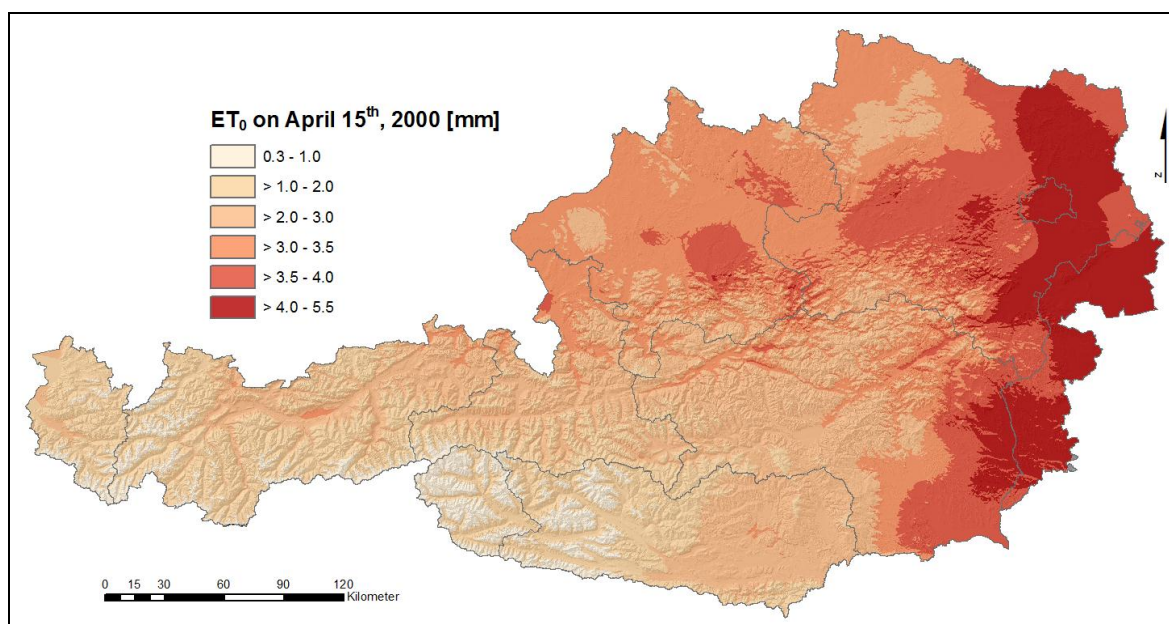


Abbildung 81: Oberfläche der Referenz-Evapotranspiration am 15. April 2000

Es wird deshalb in *Abbildung 82* die Monatssumme der Referenz-Evapotranspiration für den April 2000 gezeigt. Hier ist zwar ebenfalls eine genaue Differenzierung der expositions- und neigungsabhängigen Unterschiede aufgrund der Klassenbreiten schwierig, die Effekte durch die Akkumulation von 30 Tagen sind jedoch so hoch, dass vor allem in den Haupttälern die Wirkungsweise der topografischen Anpassung sichtbar wird. Allerdings gehen in die Monatssumme auch die täglich wechselnden atmosphärischen Bedingungen ein, sodass sich hier ein Mittelwert ergibt, der die räumlichen Unterschiede des von den Wetterverhältnissen geprägten Globalstrahlungsfaktors bis zu einem gewissen Grad ausgleicht. Aus der in Abschnitt 2.1.2.2 angeführten Witterungsübersicht für den April 2000 geht hervor, dass damals eine überdurchschnittliche Anzahl an Sonnenscheinstunden, vor allem im Osten Österreichs, beobachtet wurde. Aus diesem Grund sind die begünstigten Südhänge in allen Landesteilen dennoch deutlich erkennbar.

Die Summe der Referenz-Evapotranspiration war im April 2000 außergewöhnlich hoch. Sie ist um bis zu 80 % höher als der langjährige Mittelwert (1961 bis 1990), welcher von Harlfinger und Knees (1999, 105) ausgewertet wurde. Dies erklärt sich durch die überdurchschnittlich warme, sonnenscheinreiche und niederschlagsarme Witterung dieses Monats (vgl. Witterungsübersicht in Abschnitt 2.1.2.2).

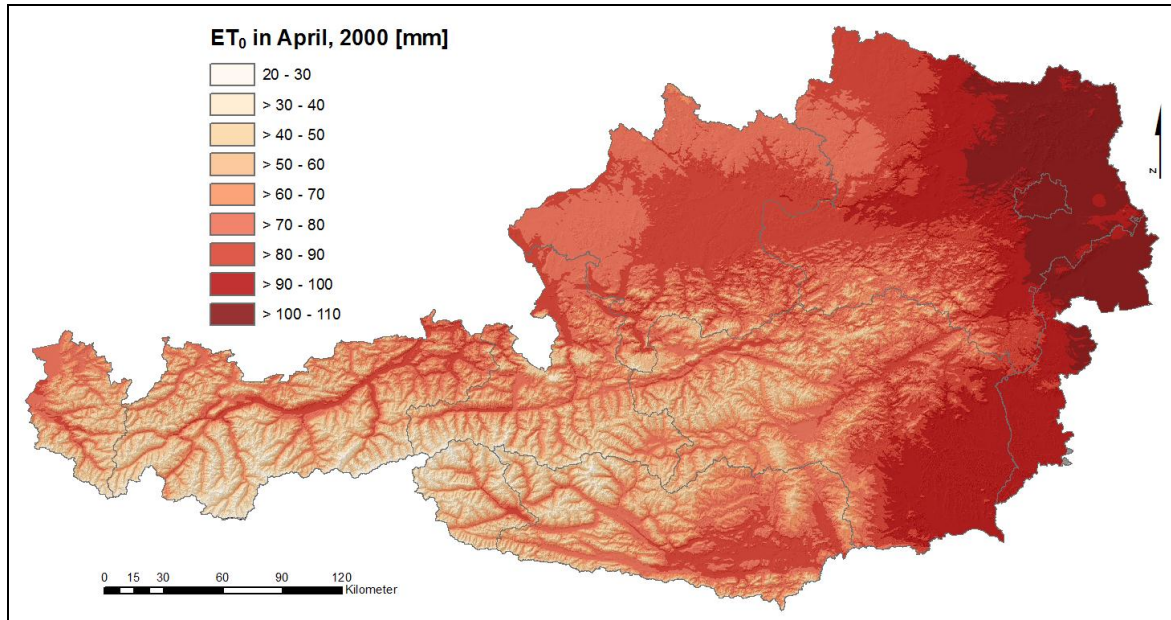


Abbildung 82: Oberfläche der Monatssumme der Referenz-Evapotranspiration für den April 2000

Die Berücksichtigung der Seehöhe für die Interpolation der Referenz-Evapotranspiration ist wie bei der Temperaturinterpolation eine notwendige Vorgehensweise, um die Topografie und deren Einfluss auf die räumliche Verteilung dieses Parameters abbilden zu können. Wie die Auswertung der Höhengradienten zeigt (vgl. *Abbildung 76*), wird durch die Methode *Residual Kriging* und der Einbeziehung eines DHM der höhenabhängige Teil der Referenz-Evapotranspiration als Rasteroberfläche verarbeitet. Die Herausarbeitung topografischer Strukturen (vgl. *Abbildung 82*) in der Oberfläche sind das Ergebnis dieses Prozesses. Eine darauf aufbauende Erweiterung zur näherungsweise Berücksichtigung des Hangklimas wird im nachfolgenden Abschnitt beschrieben.

3.3.2 Anpassung der Referenz-Evapotranspiration an komplexes Gelände

Die Evapotranspiration wird neben ihrer Höhenabhängigkeit in der Vegetationsperiode auch von unterschiedlichen Ausprägungen der Exposition und der Hangneigung beeinflusst. Wie die Sensitivitätsanalyse (vgl. *Abbildung 75*) zeigt, sind Strahlung und Temperatur maßgebliche Faktoren für die Evapotranspiration. Daraus ergibt sich zum einen die Berücksichtigung der temperaturbedingten Höhenabhängigkeit und zum anderen die Einbeziehung des strahlungsrelevanten Hangklimas. Die Seehöhe wird durch die Interpolationsmethode *Residual Kriging* berücksichtigt. Eine zusätzliche Anpassung hinsichtlich hangklimatischer Aspekte trägt letztendlich zu einer genaueren Bestimmung der Bodenwasserverhältnisse bei, welche vor allem bei trockenen Bedingungen eine Differenzierung zwischen süd- und nordexponierten Hängen erfordert.

Für die Anpassung an die Verhältnisse im komplexen Gelände wird die Referenz-Evapotranspiration mit einem modifizierten Globalstrahlungsfaktor kombiniert. Dieser Faktor

wurde, wie in Abschnitt 2.2.1.5 dargestellt, für die Korrektur der Globalstrahlung und deren Anpassung an die Topografie entwickelt. Da die Referenz-Evapotranspiration zu einem erheblichen Teil von der Strahlungsintensität abhängt, kann angenommen werden, dass dies auch hier eine geeignete Methode für die Berücksichtigung des komplexen Geländes ist. Bei der Referenz-Evapotranspiration handelt es sich jedoch im Gegensatz zur Globalstrahlung um einen aggregierten Wert, welcher gemäß der FAO-Penman-Monteith-Gleichung aus einer Kombination mehrerer Parameter entsteht. Die Interpolationsmethodik CI liefert eine Oberfläche der Referenz-Evapotranspiration, die nachträglich mit dem Globalstrahlungsfaktor kombiniert wird. Damit der Faktor die Referenz-Evapotranspiration nicht in gleicher Weise wie die Globalstrahlung korrigiert, muss er in seiner Wirkungsweise so angepasst werden, dass er einer direkten Integration im Energieterm der FAO-Gleichung entspricht. Dazu wurden in Abschnitt 2.2.3.5 die Gleichungen 2.2.3-17 und 2.2.3-18 entwickelt, welche den Globalstrahlungsfaktor in Abhängigkeit seiner Ausprägung für eine Anwendung auf die Referenz-Evapotranspiration modifizieren.

Ein modifizierter Globalstrahlungsfaktor wirkt sich vor allem bei den niedrigen Abständen zum Wert 1 kaum aus (vgl. *Abbildung 62*). Faktoren im Wertebereich zwischen 0,9 und 1,1 treten allerdings am häufigsten auf und weisen auf geringe topografische Abweichungen hin. Im September und Oktober sind bei hohen Abweichungen hingegen deutliche Unterschiede zum nicht modifizierten Faktor gegeben (vgl. *Abbildung 35*). Hauptsächlich sind davon abgeschattete Flächen betroffen, bei denen die Reduktion der Referenz-Evapotranspiration durch die Modifikation etwas geringer als bei einer Anwendung des ursprünglichen Globalstrahlungsfaktors ausfällt. Auch wenn die Änderungen aufgrund der Faktormodifikation insgesamt nur bescheiden sind, entspricht die in Abschnitt 2.2.3.5 dargestellte Methodik einer konsequent umgesetzten Logik.

In *Abbildung 83* wird am Beispiel der Monatssumme der Referenz-Evapotranspiration (vgl. *Abbildung 82*) im April 2000 die Wirkung des modifizierten Globalstrahlungsfaktors veranschaulicht. Vor allem die Reduktion an den nordexponierten Hängen ist zum Teil erheblich. Dies ergibt sich aus den Verhältnissen eines überdurchschnittlich sonnenscheinreichen Monats, in dem auch die Schattenwirkung entsprechend stark ausfällt.

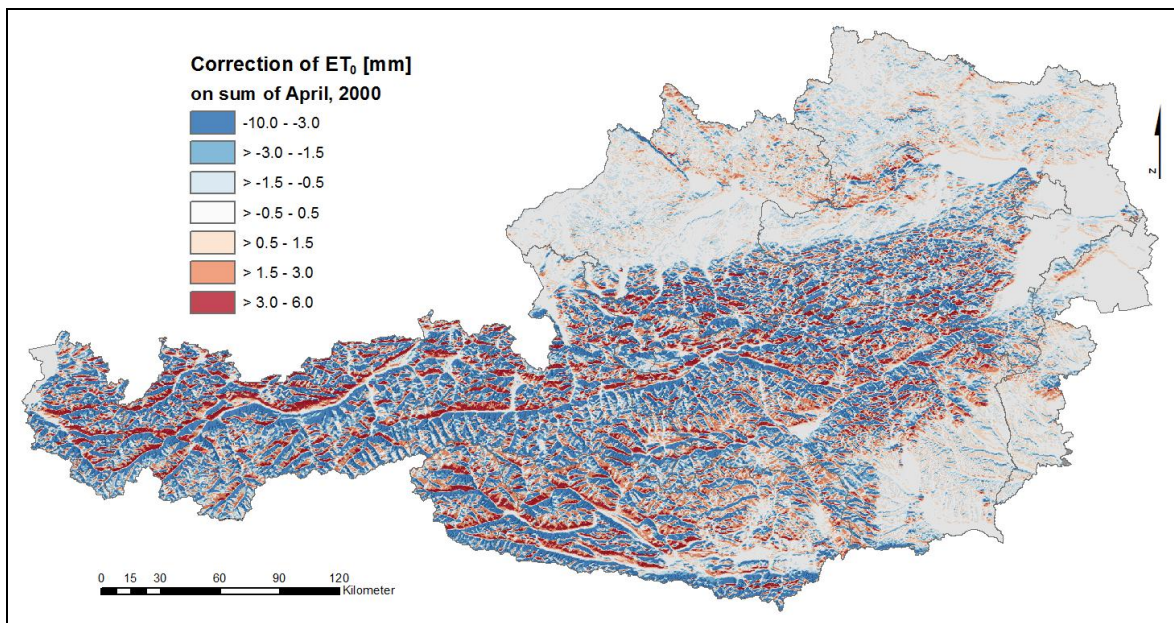


Abbildung 83: Topografisch bedingte Korrektur der Monatssumme der Referenz-Evapotranspiration mit angepasstem Globalstrahlungsfaktor für den April 2000

Wie bereits bei der Darstellung des Temperaturkorrekturwertes in Abschnitt 3.2.2 wird auch hier der Unterschied zwischen topografisch angepasster Referenz-Evapotranspiration und einer nicht korrigierten Variante in *Abbildung 84* dargestellt. Die Kurven beziehen sich auf die in *Abbildung 69* definierten Transekte im Steirischen Ennstal und Zillertal mit den Werten des 15. Aprils 2000. An den Süd- und Nordhängen des Ennstals ist eine deutliche Variabilität der topografisch korrigierten Referenz-Evapotranspiration zu sehen. Die atmosphärischen Bedingungen dieses Tages (23 % Wolkenbedeckungsgrad) führen in den abgeschatteten Bereichen zu einer vergleichsweise starken Reduktion, südexponierte Hänge weisen eine höhere Verdunstung auf. Die 300 Meter hohe Erhebung in der Talmitte veranschaulicht den Wechsel zwischen positiver und negativer Korrektur auf sehr engem Raum. Im Vergleich dazu verlaufen die Kurven im nord-süd ausgerichteten Zillertal, welches an diesem Tag etwas stärker bewölkt war, annähernd gleich.

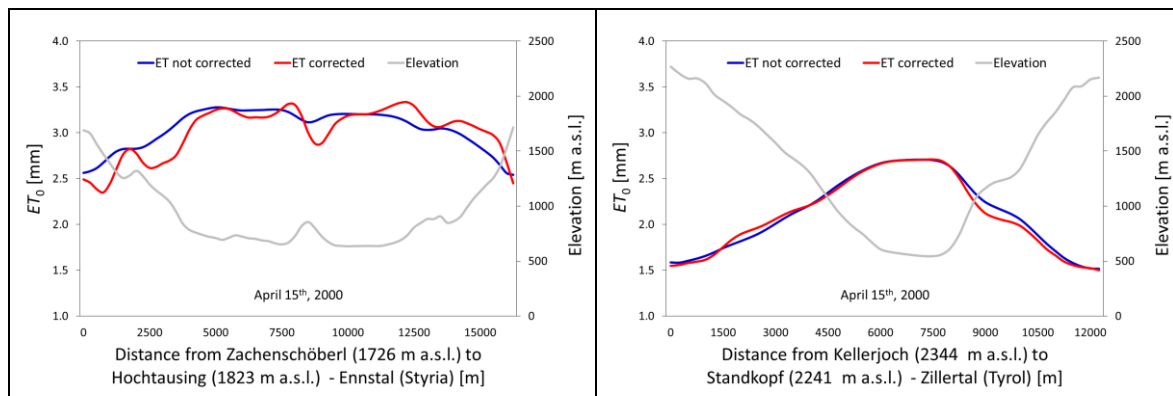


Abbildung 84: Verlauf der Referenz-Evapotranspiration entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) mit und ohne topografische Korrektur für den 15. April 2000

Um die Wirkung des Korrekturfaktors auf die Monatssumme der Referenz-Evapotranspiration in Entsprechung zur *Abbildung 83* zu zeigen, wird der Verlauf beider Varianten in *Abbildung 85* dargestellt. Abgesehen vom Wertebereich ist die Abweichung im Ennstal fast ident mit jener in *Abbildung 84*. Dies deutet darauf hin, dass hier die durchschnittliche Witterung im April 2000 ähnlich dem Wetter des 15. Aprils war. Eine gewisse Bestätigung dafür findet sich in der Witterungsübersicht dieses Monats (vgl. Abschnitt 2.1.2.2). Im Zillertal ist trotz der überwiegend ost- und westexponierten Hänge ebenfalls eine moderate Abweichung festzustellen, zumindest ist sie stärker als in *Abbildung 84*. Dies deutet ebenfalls auf eine sonnenscheinreiche Witterung hin, jedenfalls war die Bewölkung des 15. Aprils im Zillertal stärker ausgeprägt als im Durchschnitt des ganzen Monats.

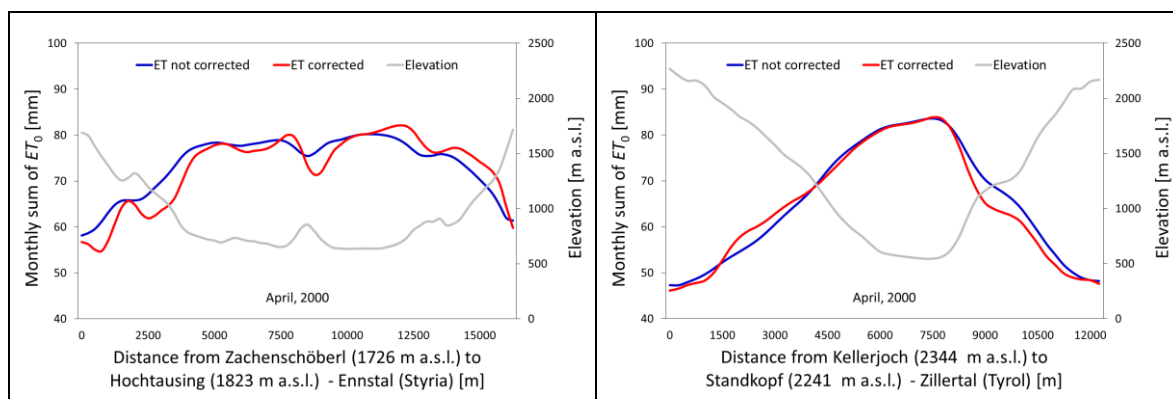


Abbildung 85: Verlauf der Referenz-Evapotranspiration entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal (links) und Zillertal (rechts) mit und ohne topografische Korrektur für den April 2000

3.4 Oberfläche des Niederschlags

Im Systemgefüge von Boden-Pflanze-Atmosphäre spielt der auf Wasser basierende Stofftransport eine zentrale Rolle (Heß, 1999, 523). Als Niederschlag gelangt die lebensnotwendige Feuchtigkeit über den Boden zu den Pflanzen, versorgt diese mit Nähr- und Mineralstoffen und geht als Wasserdampf wieder in die Atmosphäre zurück. Für die Landwirtschaft, insbesondere für den Pflanzenbau, ist eine ausreichende Wasserversorgung die wichtigste Produktionsgrundlage. Fehlt der natürliche Wassereintrag oder ist dieser großen saisonalen Schwankungen ausgesetzt, werden seit jeher künstliche Bewässerungssysteme zum Ausgleich von Defiziten genutzt. In Österreich ist mit Niederschlagsmengen von etwa 450 bis über 2100 mm in den meisten Gebieten eine ausreichende natürliche Versorgung gegeben. Vorwiegend die unter pannonischem Klimaeinfluss befindlichen landwirtschaftlichen Flächen im Osten, welche Jahresniederschlagssummen unter 600 mm aufweisen, werden teilweise zusätzlich bewässert. Im Burgenland sind dies 9,0 % und in Niederösterreich 4,4 % der landwirtschaftlich genutzten Fläche. In den übrigen Bundesländern liegt dieser Wert unter einem Prozent; insgesamt sind dies in Österreich etwas über 59.000 ha oder 2,1 % der landwirtschaftlichen Fläche (wpa Beratende Ingenieure GmbH 2010). Die niederschlagsreichsten Regionen mit bis zu 2100 mm befinden sich im Bregenzer Wald, Salzkammergut, Eisenwurzen und in den südlichen Staulagen der Karawanken und Karnischen Alpen (Harlfinger und Knees, 1999, 64).

Zur räumlichen Beschreibung der Niederschlagsverteilung wird in der vorliegenden Arbeit ein relativ einfaches geostatistisches Verfahren angewendet. Die hier erforderliche Berechnung auf Tagesbasis macht die Auswahl und Anwendung einer geeigneten Interpolation zu einer großen Herausforderung. Die für Jahres- und Monatssummen geltende Höhenabhängigkeit des Niederschlags kann in der Abbildung des täglichen Wettergeschehens nur schwer berücksichtigt werden und würde eine ausführliche Modellierung erfordern. Wie bereits in Abschnitt 2.2.4.2 ausgeführt, kann die Interpolation mittels *Ordinary Kriging* unter der Voraussetzung eines dichten Interpolationsstützstellennetzes ausreichend genaue Ergebnisse liefern (Goovaerts, 2000). In *Abbildung 86* wird die Oberfläche des Niederschlags am 15. April 2000 dargestellt. Die eingezeichneten Stationen von ZAMG und HZB demonstrieren die der Interpolation zugrunde liegende umfangreiche Datenbasis.

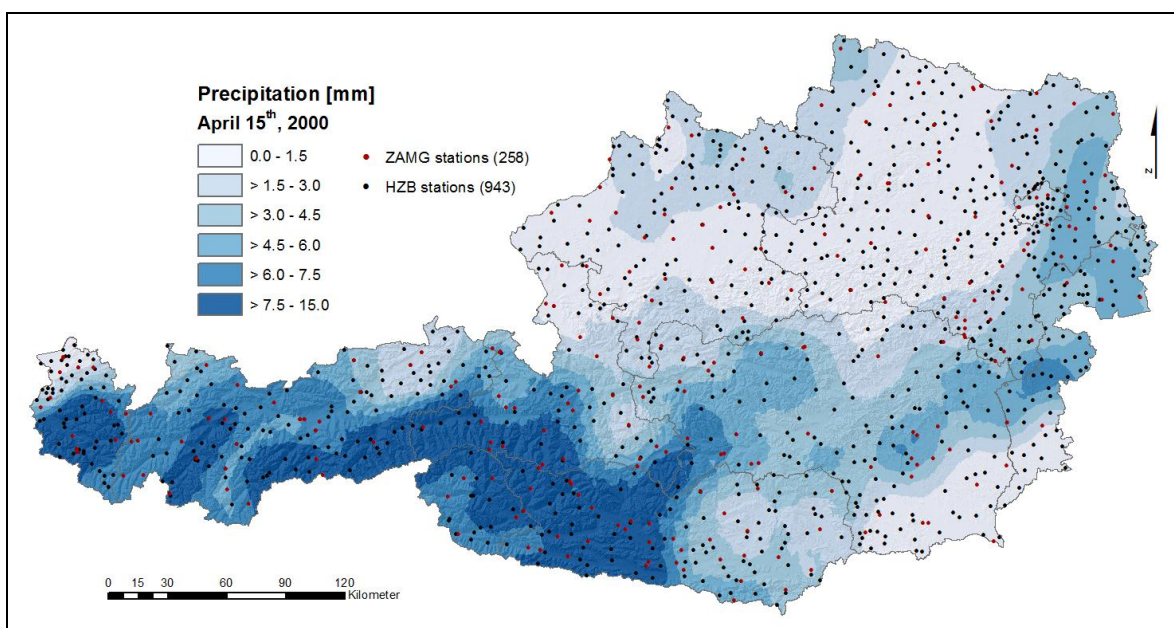


Abbildung 86: Oberfläche des Niederschlags am 15. April 2000 mit Niederschlagsmessstationen

Die Verteilung des Niederschlags am 15. April 2000 reiht sich in die bereits vorgestellten Ergebnisse von Globalstrahlung, Temperatur und Referenz-Evapotranspiration ein und zeigt einen plausiblen Zusammenhang der einzelnen Oberflächen (vgl. *Abbildung 6*).

Die Zusammenführung von Datenbeständen der ZAMG und des HZB ermöglicht auch ohne explizite Berücksichtigung der Seehöhe eine Herstellung des Höhenzusammenhangs. Allein durch die Dichte der Stationen wird eine charakteristische räumliche Verteilung der Niederschlagsmenge erreicht. Dies zeigt eine akkumulierte Auswertung der täglich generierten Niederschlagsoberflächen. In *Abbildung 87* ist die Monatssumme für den März 2000 dargestellt, in *Abbildung 88* die mittlere Jahresniederschlagssumme für den Zeitraum von 1990 bis 2008 als Kombination von 6939 Einzeloberflächen.

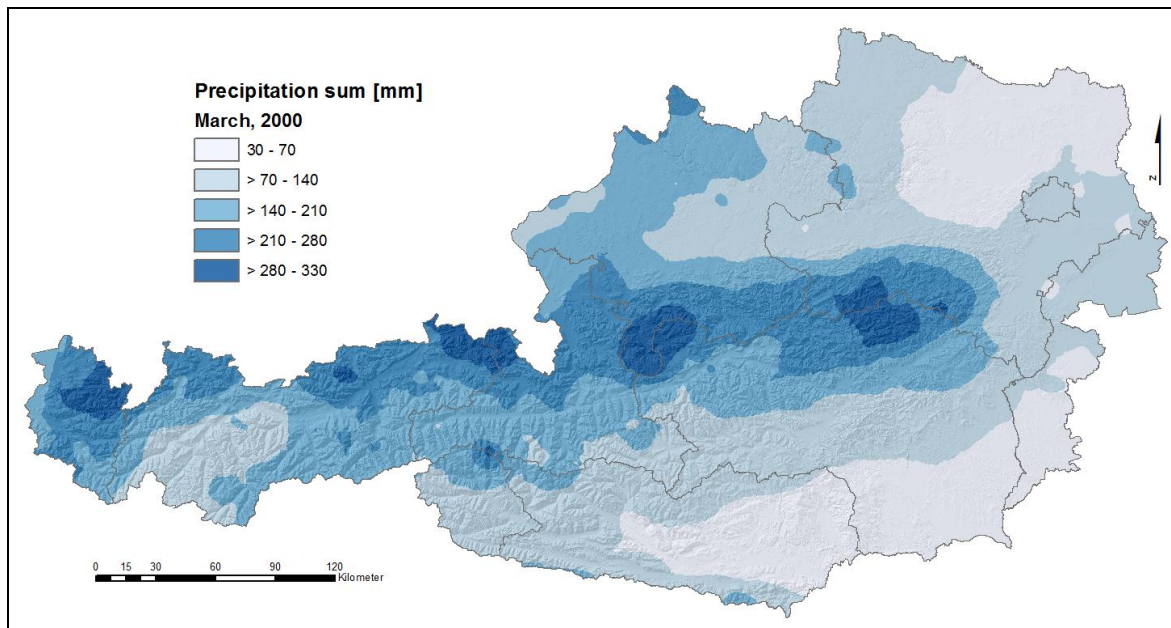


Abbildung 87: Oberfläche der Niederschlagsmonatssumme für den März 2000

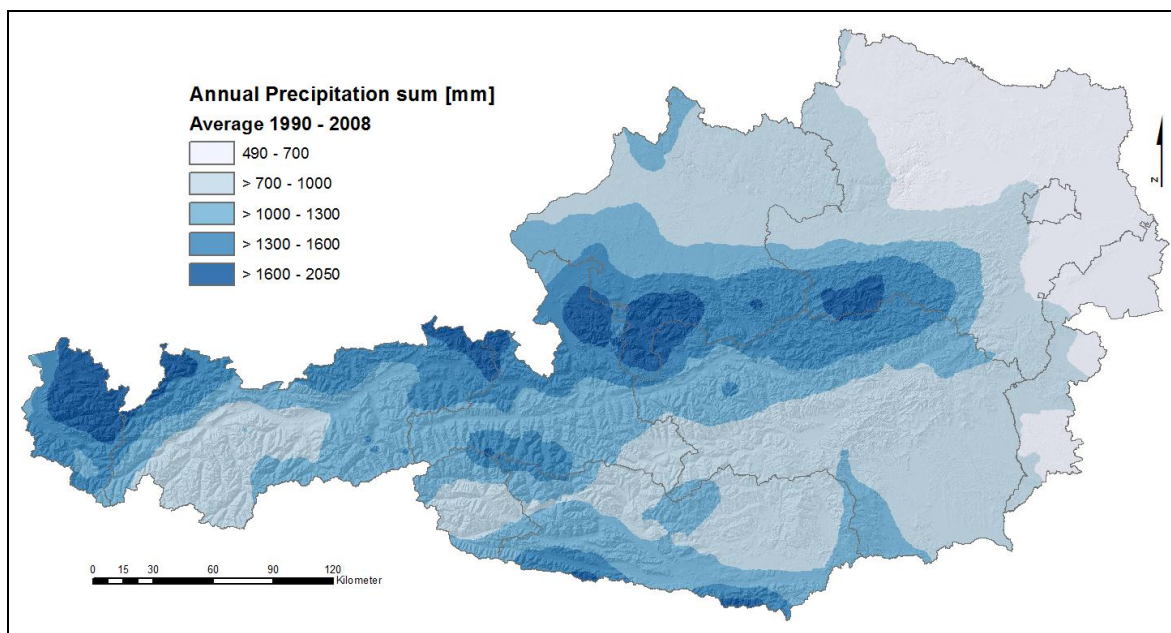


Abbildung 88: Oberfläche der mittleren Jahresniederschlagssumme von 1990 bis 2008

Im Vergleich zu der von Skoda und Lorenz (2007) durchgeführten und in *Abbildung 38* dargestellten Auswertung des langjährigen Jahresniederschlags (Klimanormalperiode 1961 bis 1990) ist in *Abbildung 88* ein sehr ähnliches Verteilungsmuster der Niederschlagsmenge zu sehen. Skoda und Lorenz (2007) haben allerdings verschiedene räumliche Korrekturen an die ursprünglich mit *IDW* interpolierte Datengrundlage angebracht. Zunächst wurde zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlägen unterschieden und für beide Kategorien eine jeweils darauf abgestimmte Beziehung zur Seehöhe hergestellt. In einem weiteren Schritt fanden die Abweichungen der nächstgelegenen Stationen von einer generellen Höhenabhängigkeit für jede zu berechnende Rasterzelle Berücksichtigung. Zuletzt wurde der Fehler des Niederschlags aufgrund des eingangs verwendeten geglätteten und niedrig aufgelösten DHM durch die Einbeziehung der wahren Stationshöhe korrigiert.

Neben Interpolationsfehlern spielen beim Niederschlag auch Messfehler eine gewisse Rolle, die mit der Seehöhe durch den stärkeren Wind und höheren Schneeanteil zunehmen (Harlfinger und Knees, 1999, 61). Diese Fehler wirken sich besonders bei der Verarbeitung von täglichen Daten aus. Hasenauer *et al.* (2003) haben deshalb Stationen über 1500 Meter Seehöhe aus ihrer Niederschlagsschätzung herausgenommen. Als weiterer Grund für die Unsicherheit der Niederschlagsschätzung in höheren Lagen wird hier angemerkt, dass einer Vielzahl von Talstationen nur wenige Bergstationen gegenüberstehen und die Schätzung dadurch beeinflusst wird.

In den meisten Arbeiten werden Modelle vorgestellt, welche zur räumlichen Interpolation des Niederschlags zumindest die Seehöhe als erklärende Variable verwenden. Garen und Marks (2005) weisen explizit darauf hin, dass eine Niederschlagsinterpolation ohne Einbeziehung der Seehöhe nicht zweckmäßig ist und zu Fehlern führt. Sie verwenden dafür *Residual Kriging*, wobei die Residuen mit den Stationsdaten kombiniert und anschließend mit *Ordinary Kriging* interpoliert werden. Es wird aber auch darauf hingewiesen, dass im Fall eines nicht signifikanten Zusammenhangs mit der Seehöhe die Interpolation auf ein einfaches *Ordinary Kriging* reduziert wird. In Tveito *et al.* (2006, 101ff) wird eine slowenische Arbeit vorgestellt, bei der ebenso wie in Skoda und Lorenz (2007) zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlägen unterschieden wird, bevor Interpolationsalgorithmen wie *Ordinary* oder *Residual Kriging* angewendet werden. Auch in dieser Arbeit wird festgestellt, dass der topografische Einfluss mit dem Akkumulationsintervall zunimmt. Für die räumliche Modellierung wird *Kriging* empfohlen, wobei die tägliche Interpolation mittels *Residual Kriging* unter Verwendung von Niederschlagsradar und geografischen Variablen zur Erklärung der räumlichen Variation die besten Ergebnisse liefert.

Die geostatistische Interpolation mit *Kriging* ist für die Modellierung von Niederschlagsoberflächen die meist verwendete Methode. Allerdings gibt es hier eine Reihe leicht unterschiedlicher Ansätze, die neben der Seehöhe auch andere erklärende Variablen zur Verbesserung der Oberflächenschätzung einbeziehen. Beispiele dafür sind Niederschlagsradar, Wolkenbedeckung aus Satellitenbildern, klimatologische Informationen, topografische Indizes, Klimaregionsklassifizierungen usw. Die Seehöhe ist allerdings die mit Abstand wichtigste Erklärung der Niederschlagsverteilung, insbesondere dann, wenn klimatologische Jahresmittel und Monatssummen als räumliche Oberflächen berechnet werden (Agnew und Palutikof, 2000, Brown und Comrie, 2002, Goodale *et al.*, 1998, Lloyd, 2005, Merz und Blöschl, 2004, Ninyerola *et al.*, 2000, Vicente-Serrano *et al.*, 2003).

Hunter und Meentemeyer (2005) verwenden als Zusatzvariable und Erklärung für die tägliche Niederschlagsverteilung langjährige Mittelwerte aus dem von Daly *et al.* (1994) entwickelten Modell PRISM (*Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model*). Die als *Climate Imprint* bezeichnete Methode wird in ähnlicher Form auch vom schweizerischen Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie verwendet und als tägli-

cher Datensatz angeboten (MeteoSwiss, 2011). Dabei wird eine klimatologische Monatssumme des betreffenden Tages aus der Referenzperiode 1971 bis 1990 berechnet und unter Einbeziehung topografischer Abhängigkeiten analog dem Modell PRISM interpoliert. Für den aktuellen Tag werden Anomalien zum langjährigen Monatswert an den Stationen ermittelt und anschließend mit gewichteter Berücksichtigung der Nachbarschaftszellen interpoliert. Eingesetzt wird dafür eine modifizierte Version des von Shepard (1984) entwickelten Algorithmus SYMAP (Frei und Schär, 1998, Frei *et al.*, 2006).

Der für Österreich wichtigste und genaueste räumliche Datenbestand täglicher Niederschlagssummen wird von der ZAMG unter der Bezeichnung INCA (*Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis*) zur Verfügung gestellt. Stationsdaten in Kombination mit Niederschlagsradar und einer Analyse der Wolkenbedeckung bilden dafür die Grundlage (Haiden *et al.*, 2011). In *Abbildung 89* wird als Beispiel der Niederschlag am 15. Juli 2005 im Vergleich zwischen INCA und *Ordinary Kriging* Interpolation dargestellt. Die Differenz ist hauptsächlich auf konvektive Niederschläge zurückzuführen, deren räumliche Ausbreitung vom Radar wesentlich genauer erfasst wird.

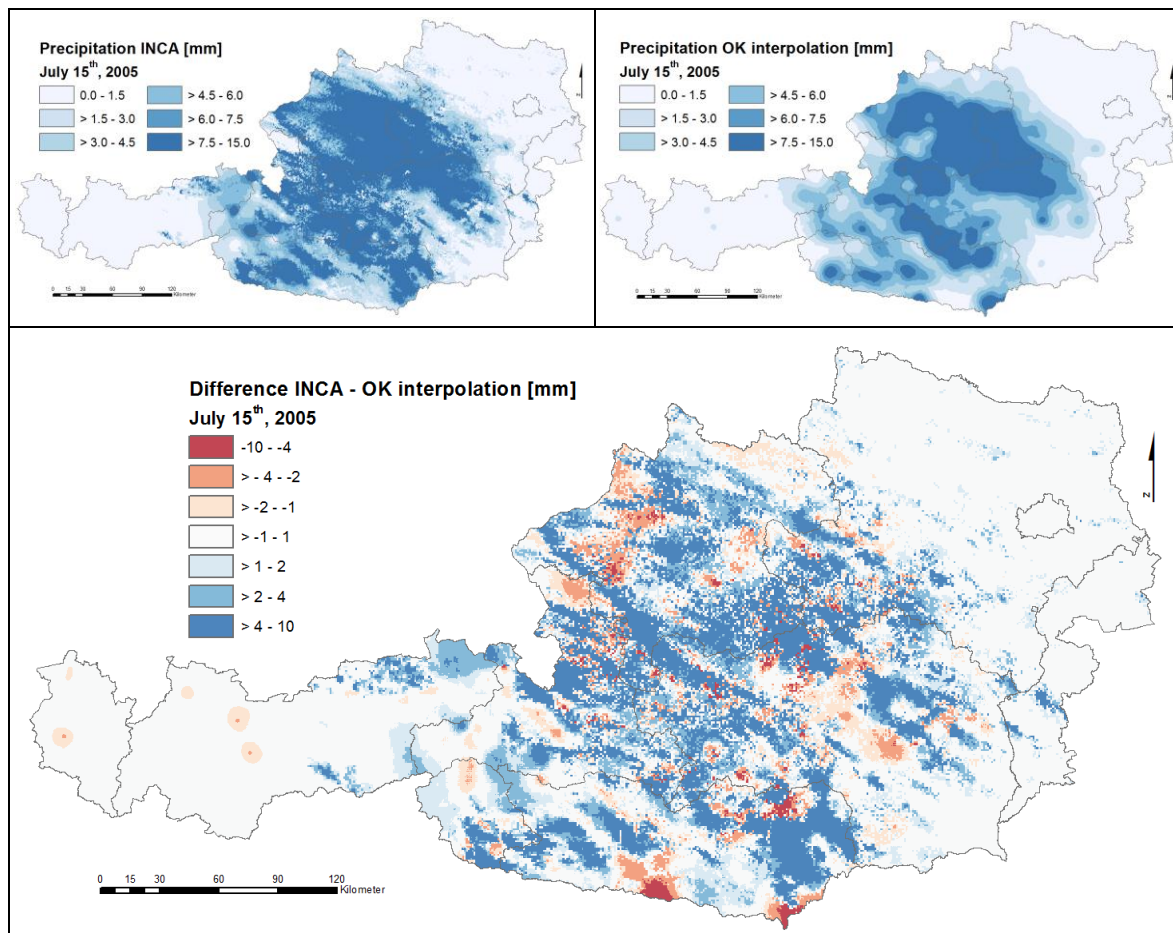


Abbildung 89: Vergleich eines INCA-Datensatzes mit der Niederschlagsoberfläche einer Interpolation mit *Ordinary Kriging* (OK) für den 15. Juli 2005

Die hier geführte Diskussion unter Einbeziehung von Beispielen aus der Literatur soll das Potenzial der täglichen Niederschlagsinterpolation für künftige Weiterentwicklungen aufzeigen. Das in der vorliegenden Arbeit implementierte einfache geostatistische Modell des täglichen Niederschlags erfüllt mit Verweis auf Goovaerts (2000) in einer ersten Näherung die Anforderungen für die auf die Flächen des Wirtschaftsgrünlandes abgestimmte Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik.

3.5 Schneebedeckung als Element der Vegetationsdynamik

Der Beginn der Vegetationsperiode stellt ein markantes Ereignis im Kreis der phänologischen Jahreszeiten dar. Im Grünland startet mit dem Ergrünen der Wiesen und Weiden das sichtbare vegetative Wachstum und damit die Entwicklung der ertragsrelevanten Biomasse. Neben Temperatur und ausreichender Lichtenergie ist die wichtigste Voraussetzung das vorangehende vollständige Abschmelzen der winterlichen Schneedecke. Nur dann können die atmosphärischen Einflüsse auf den Boden einwirken und die Wachstumsprozesse in Gang setzen. Die Berücksichtigung der Schneebedeckung für die Bestimmung des Vegetationsbeginns ist vor allem in außergewöhnlichen Jahren mit langer Schneedecke eine Notwendigkeit, damit die Kriterien einer klimatologisch definierten Vegetationsperiode für die Beschreibung der Vegetationsdynamik und ihrer Wirkung auf den Grünlandertrag herangezogen werden können. Die Periodendefinitionen beziehen sich meist auf prozessorientierte Modelle, deren Basis im Wesentlichen die Lufttemperatur ist (Menzel, 2007). Bevor die Wärmeenergie jedoch für das Wachstum genutzt werden kann, wird damit die Schneeschmelze vorangetrieben. In Regionen mit einer mächtigen Schneedecke ist damit der Anstieg der Temperatur im Frühjahr nicht zwangsläufig mit dem Vegetationsbeginn gleichzusetzen. Die räumliche Modellierung der Vegetationsdynamik in der vorliegenden Arbeit wird deshalb mit der Information zur Schneebedeckung erweitert. Voraussetzung für eine entsprechende Verknüpfung ist die Verfügbarkeit der Daten als kontinuierliche Oberflächen, deren Grundlage das hier implementierte, einfache räumliche Modell ist.

Bei der Modellauswahl wurde hauptsächlich darauf geachtet, die im Zuge dieser Arbeit entstandenen Basismodelle einbeziehen und damit Synergien nutzen zu können. Mit dem Ansatz von Cazorzi und Dalla Fontana (1996) ist diese Bedingung erfüllt, da zu den räumlichen Modellen von Globalstrahlung (Abschnitt 2.2.1), Temperatur (Abschnitt 2.2.2) und Niederschlag (Abschnitt 2.2.4) lediglich ein empirischer Faktor hinzukommt. Im Rahmen dieser Arbeit wurde keine Kalibrierung des Modells vorgenommen, sondern der von Cazorzi und Dalla Fontana (1996) getestete mittlere Faktor verwendet.

Die Bewertung der Ergebnisse muss in Relation zur Einfachheit des Modellansatzes gesetzt werden. Akkumulation und Schmelze sowie die Metamorphosen der Schneedecke sind nur mit komplexen, physikalisch basierten Modellen detailliert abzubilden. Bei einer räumlichen Umsetzung sind hinsichtlich der Modellparameter hingegen deutliche Abstriche zu machen. Geht es, wie auch in der vorliegenden Arbeit, ausschließlich um die Beschreibung der Schneebedeckung und nicht um Schneehöhen, führen bereits sehr einfache Ansätze zu brauchbaren Ergebnissen. Trnka *et al.* (2010) zeigen beispielsweise, dass die Kombination von Niederschlag und geeigneten Temperaturschwellen an Wetterstationen dazu verwendet werden kann, eine temporäre Variabilität der Schneedecke abzubilden. Um dies auch für die räumliche Dimension umzusetzen, bedarf es einer zusätzlichen Berücksichtigung von regionalen Einflussfaktoren.

Tappeiner *et al.* (2001) haben eine Beziehung zwischen topografischen Parametern und Schneebedeckungstagen hergestellt. Neben der Verwendung von linearen Regressionen wurde auch ein *Artificial Neural Network* zur Abbildung von nicht linearen Effekten erfolgreich eingesetzt. Mit Seehöhe, Hangneigung, Exposition, potenzieller Strahlung und einer einfachen Waldklassifikation kann mit einem hohen Bestimmtheitsmaß die Anzahl der Schneebedeckungstage und ihre Verteilung im Raum erklärt werden. Harlfinger und Knees (1999, 75ff) haben die Dauer der Schneebedeckung ebenfalls aus topografischen Informationen sowie den damit in Verbindung stehenden Strahlungsintensitäten berechnet. Der Zusammenhang zwischen erklärenden Parametern und gesamten Schneebedeckungstagen wird wie bei Tappeiner *et al.* (2001) direkt vorgenommen. Für die Anwendung in der vor-

liegenden Arbeit ist es allerdings erforderlich, die Schneebedeckung auf Tagesbasis zu berechnen, um damit eine mögliche Verzögerung des Vegetationsbeginns berücksichtigen zu können. Die Topografie sowie deren Zusammenhang mit Temperatur und Strahlung gehen zwar wie in den gezeigten Beispielen in die räumliche Modellierung ein, werden jedoch noch zusätzlich durch vereinfachte Beziehungen meteorologischer Parameter zur Beschreibung von Akkumulation und Schmelze ergänzt. Daraus kann näherungsweise die tägliche Veränderung der Schneedecke abgeleitet werden.

Zur Abgrenzung der schneebedeckten Fläche wird vor allem bei kleinmaßstäbigen Untersuchungen oft auf Fernerkundungsinformation zurückgegriffen. Als weltweit verfügbarer Standard gehören die aus MODIS-Satellitenaufnahmen (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) abgeleiteten Schneebedeckungskarten des *National Snow and Ice Data Center (NSIDC)* zu der am häufigsten verwendeten Datengrundlage. Mit 36 Bändern im Spektralbereich zwischen 0,4 und 14,0 μm ist dieses System in der Lage, Phänomene auf der gesamten Erdoberfläche in ein- bis zweitägiger zeitlicher und bis zu 250 Meter räumlicher Auflösung zu erfassen. Das *Snow-Cover-Produkt* wird automatisiert durch Berechnung des *Normalized Difference Snow Index (NDSI)*, einer Kombination aus Band 4 (0,545 – 0,565 μm) und Band 6 (1,628 – 1,652 μm), erstellt (Hall *et al.*, 2002). Die Daten der Schneebedeckung werden auf Tagesbasis ermittelt und sind in einer Auflösung von 500 Metern erhältlich. Die Szene eines der Produkte (MOD10A2) besteht aus einer Zusammenfassung von acht Tagen, welche zum einen die maximale Ausdehnung der Schneedecke in dieser Periode und zum anderen die Schneebedeckung einzelner Tage mithilfe einer entsprechenden Bit-Codierung beschreibt (Riggs *et al.*, 2006, 48ff). Eine der häufigsten Fehlerquellen besteht in einer Missinterpretation von Schnee und Wolkenbedeckung. Bei der Anwendung von MODIS *Snow-Cover*-Daten muss dies mit berücksichtigt werden. Parajka und Blöschl (2006) haben bei ihrer Untersuchung MODIS-Daten mit HZB-Schneehöhenbeobachtungen verglichen und die Ungenauigkeiten aufgrund der beschränkten Möglichkeit einer exakten Schnee-Wolken-Trennung im Winter mit 15 % beziffert. Die Erforschung von Methoden zur Herabsetzung dieser Fehler bildet einen der Schwerpunkte im Umfeld des MODIS *Snow-Cover*-Projektes (Hall *et al.*, 2010, Parajka und Blöschl, 2008).

MODIS *Snow Cover* und andere Fernerkundungsdaten werden im Rahmen von Schneebedeckungssimulationen häufig mit prozessorientierten Modellen kombiniert, um damit Ergebnisse zu evaluieren und zu validieren bzw. um räumliche Randbedingungen zu definieren (Harshburger *et al.*, 2010, Liston, 1999, Molotch *et al.*, 2005, Weibel *et al.*, 2003). In dieser Arbeit wird ebenfalls eine 8-Tages-Szene aus den zwei Österreich abdeckenden Kacheln (h18v04 und h19v04) für eine vergleichende Darstellung mit den Modellergebnissen am 3. Februar 2004 verwendet (vgl. *Abbildung 90*). Die MODIS-Abbildung wird dazu entsprechend der Bit-Codierung auf die Schneebedeckung des Vergleichstages eingeschränkt. Die größte Schwierigkeit bei der Modellierung der Schneebedeckung bereitet die Schneeschmelze. Prozessorientierte Modelle mit einer detaillierten Berücksichtigung der Energieströme können im Gegensatz zu einfachen, meist temperaturbasierten Ansätzen, die Schmelze besser abbilden (vgl. Garen und Marks, 2005, Walter *et al.*, 2005). Eine exakte Beschreibung des zeitlichen und räumlichen Verlaufs der Schneedecke ist jedoch schon aus Gründen der vereinfachenden Betrachtung des Schnees mithilfe des Schneewasseräquivalents schwierig. In den dargestellten Beispielen wird besonders auf die Schwäche des modellierten Abschmelzprozesses eingegangen. Deshalb ist in *Abbildung 90* ein dreitägiger Ausschnitt einer besonders starken Schmelzphase zu Beginn des Februars 2004 dargestellt. In der von der ZAMG veröffentlichten Beschreibung des Witterungsverlaufs dieses Monats heißt es: „*Sehr milde Luft vom Atlantik gelangt mit teilweise lebhaftem bis*

stürmischem Wind zu den Alpen. Bis zum 3. Februar steigen die Maximaltemperaturen auf 4 bis 15 °C. Vom 2. zum 3. verursacht eine Störung vom Salzburger Land bis in die Obersteiermark und bis in das Nordburgenland teils sehr ergiebige Regenfälle, die in Verbindung mit der Schneeschmelze lokale Überflutungen auslösen. ...“ (ZAMG, 2004).

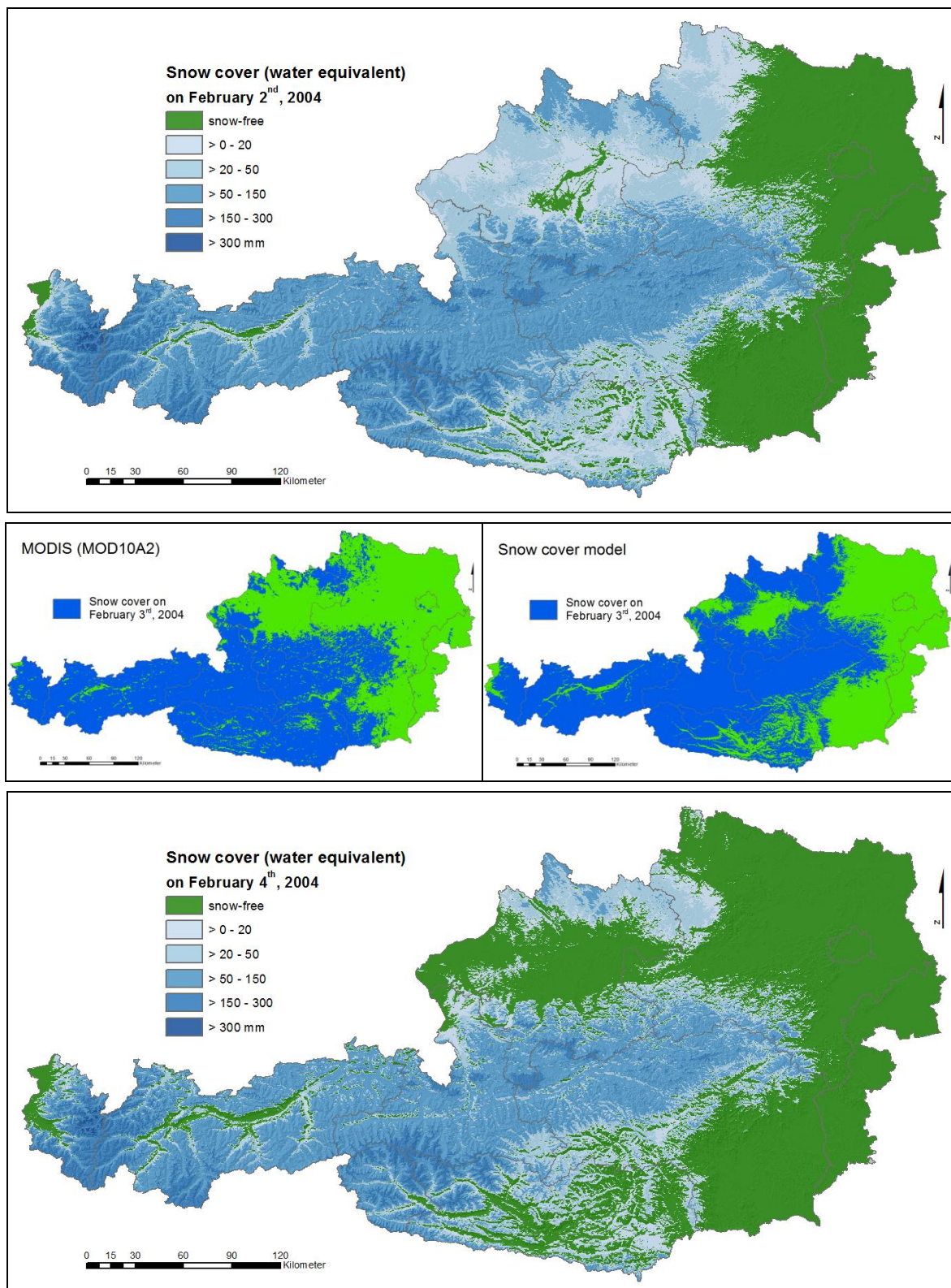


Abbildung 90: Modellierte Schneebedeckung vom 2. bis 4. Februar 2004 mit einem Vergleich zu MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid V004 (MOD10A2) am 3. Februar 2004

Abbildung 90 zeigt im direkten Vergleich zu der MODIS *Snow-Cover*-Abbildung am 3. Februar, dass die zeitliche Zuordnung der Abschmelze nicht exakt erfolgt. Am 2. Februar ist noch eine große Fläche schneebedeckt, welche allerdings am nächsten Tag schon deutlich zurückgeht. Erst am dritten Tag erfährt die Schneedecke eine dem MODIS-Vergleichsbild entsprechende Reduktion.

Bereits kleinste Niederschlagsmengen und Schmelzreste würden in der hier vorgenommenen Modellierung als Schneebedeckung ausgewiesen. Aus diesem Grund wird die Definition einer geschlossenen Schneedecke mit einem Unschärfbereich von 5 mm Wasseräquivalent bzw. 5 cm Schneehöhe vorgenommen. Nach Harlfinger und Knees (1999) wird von der ZAMG ein Schneedeckentag als solcher klassifiziert, wenn die Schneehöhe mindestens 1 cm und der Schneeflächenanteil mehr als 50 % beträgt. Eine geschlossene Schneedecke besteht nach HZB ebenfalls bei einer Mindestschneehöhe von 1 cm. In der vorliegenden Arbeit wird der Argumentation von Wielke *et al.* (2004) gefolgt, die in ihrer Arbeit einen Schwellenwert von 5 cm einführen, um bei ungewöhnlichen Bedingungen, vor allem während der Schmelzperiode, eine problematische Klassifizierung als geschlossene Schneedecke zu vermeiden.

Um die Entwicklung der Schneebedeckung über einen längeren Zeitverlauf zeigen zu können, wird in *Abbildung 91* am Beispiel eines schneereichen Winters mit lang anhaltender Schneedecke das Ergebnis einer vergleichenden Analyse von Modellschätzung und Stationsbeobachtungen dargestellt. Die Übereinstimmung von schneebedeckter bzw. schneefreier Fläche, bezogen auf das dichte Stationsnetz (vgl. *Abbildung 40*), ist während der Akkumulation mit über 90 % sehr hoch. Eine erste massive Abschmelzphase Anfang Februar reduziert die Übereinstimmung auf 80 %. Die graue Markierung bezieht sich auf die in *Abbildung 90* dargestellten Tage. Hier wird auch erstmals eine größere Abweichung zwischen geschätzter und beobachteter relativer Gesamtschneebedeckung ersichtlich. Nach einem neuerlichen Schneefall Ende Februar kommt es im März zu einer weiträumigen Abschmelzung, welche vom Modell in einer zu großen Geschwindigkeit und Intensität vollzogen wird. Die Übereinstimmung sinkt auf 60 %, die relative Schneebedeckung klappt zwischen Schätzung und Beobachtung weit auseinander. Es kann jedoch auch hier festgestellt werden, dass die Akkumulation mit dem Modell sehr gut abgebildet wird.

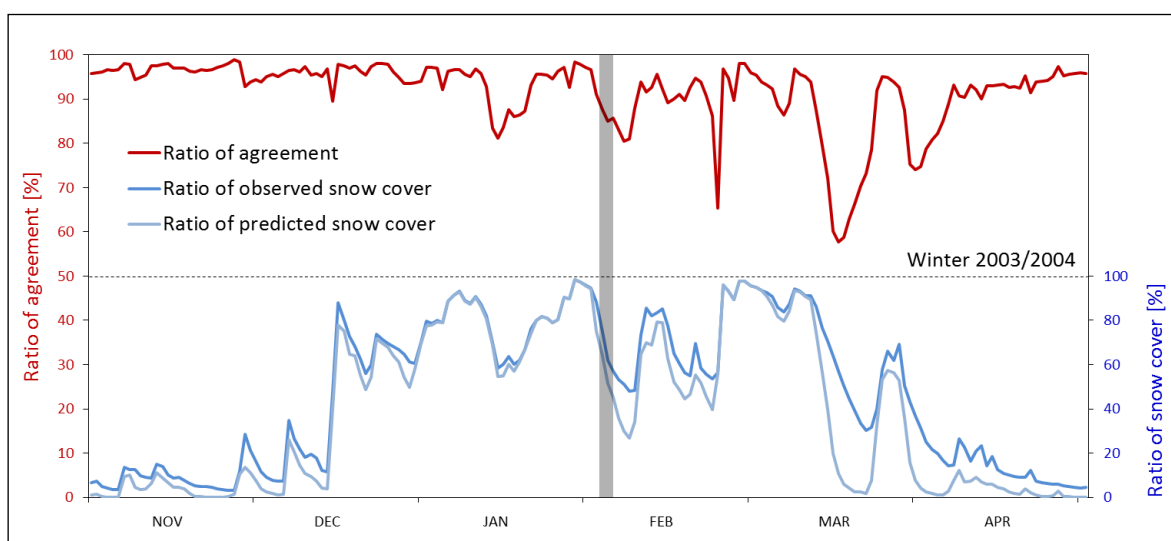


Abbildung 91: Übereinstimmung der modellierten Schneebedeckung mit Beobachtungen an ZAMG- und HZB-Messstationen sowie das Verhältnis der schneebedeckten Fläche aus Beobachtung und Schätzung an allen Messstationen für den Winter 2003/2004

Am Ende des Winters 2003/2004 besteht ein Großteil der Schneedecke aus Altschnee. Der Einfluss von Metamorphosen und verringerter Albedo wird vom Modell nicht berücksichtigt und führt deshalb zu den gezeigten Ungenauigkeiten. Bei frischem Schnee wird auch der Schmelzprozess relativ gut repräsentiert, dies zeigen hohe Übereinstimmungen bei einer wechselnden Ausdehnung und Schrumpfung der schneebedeckten Fläche vom November bis Jänner. Die tägliche Trennung von Tag- und Nachtniederschlag mit einer entsprechenden Temperaturkombination trägt dazu bei, dass die Schneedeckenakkumulation sowohl am Beginn als auch am Ende des Winters zufriedenstellend funktioniert. Dabei spielt vor allem eine möglichst gute räumliche Zuordnung und eine hohe zeitliche Auflösung dieses Verhältnisses eine wichtige Rolle (vgl. Abschnitt 2.2.5.2). Yaqub *et al.* (2011) haben den Niederschlagstagesgang an österreichischen Messstationen untersucht und konnten systematische regionale Muster sowie jahreszeitliche Abhängigkeiten feststellen. Vor allem für die Schneebedeckung in den Zentralalpen spielt das häufigere Auftreten spätabendlicher Niederschläge eine wichtige Rolle.

Im Vergleich zum schneereichen Winter 2003/2004 wird am Beispiel des Winters 2007/2008 das Modellverhalten bei relativ schneearmen Verhältnissen in *Abbildung 92* gezeigt. Die Übereinstimmung zwischen Schätzung und Beobachtung der schneefreien bzw. schneebedeckten Stationsverhältnisse ist mit etwa 90 % über den gesamten Winter sehr hoch. Die räumliche Ausdehnung der Schneedecke erreicht bereits im November und Dezember ihr Maximum und reduziert sich in den folgenden Monaten kontinuierlich. Bis Ende Dezember ist die Abweichung von geschätzter und beobachteter Schneebedeckung sehr gering, nimmt jedoch dann mit zunehmender Abschmelzung bis Anfang März zu. Verbreiteter Schneefall und starke Schmelze wechseln sich im März ab. Es handelt sich dabei um frischen Schnee, dessen räumliche Variabilität das Modell relativ gut abzubilden vermag. Eine leichte Unterschätzung tritt dabei dennoch auf, da im März größere Energieeinträge sehr stark auf die vereinfachten Modellprozesse wirken.

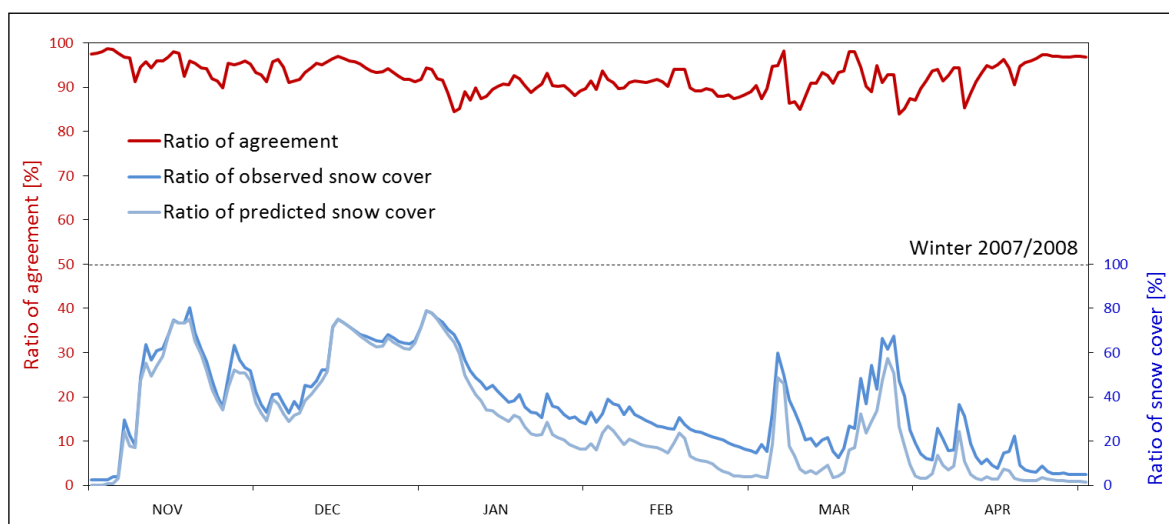


Abbildung 92: Übereinstimmung der modellierten Schneebedeckung mit Beobachtungen an ZAMG- und HZB-Messstationen sowie das Verhältnis der schneebedeckten Fläche aus Beobachtung und Schätzung an allen Messstationen für den Winter 2007/2008

Die Anwendung des Schneemodells in der vorliegenden Arbeit beschränkt sich darauf, am Ende des Winters die Schneebedeckung als zusätzliche Restriktion bei der thermischen Modellierung des Beginns der Vegetationsperiode einzuführen. Gerade in dieser durch diverse Schmelzprozesse schwierig abzubildenden Phase treten jedoch vermehrt Ungenauigkeiten auf. Besonders deutlich ist dies in *Abbildung 93* zu sehen, wo die Übereinstim-

mungen und relativen Abweichungen von Schätzung und Beobachtung gemittelt über den gesamten Untersuchungszeitraum (1990 bis 2008) dargestellt sind. Die mittlere Übereinstimmung verschlechtert sich bis zum März geringfügig und steht in Zusammenhang mit einer signifikanten Erhöhung der relativen Abweichungen im Frühjahr.

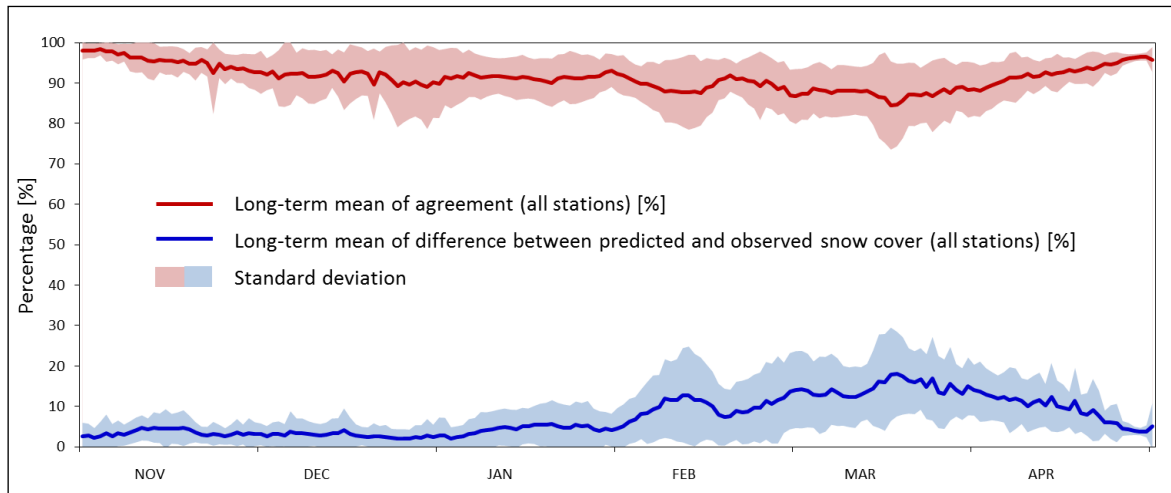


Abbildung 93: Übereinstimmung der modellierten Schneebedeckung mit Beobachtungen an ZAMG- und HZB-Messstationen sowie die relativen Abweichungen der schneebedeckten Fläche aus Beobachtung und Schätzung an allen Messstationen im langjährigen Mittel (1990 bis 2008)

Wie die dargestellten Beispiele zeigen, wird die Dauer der Schneebedeckung durch das Modell mehrheitlich unterschätzt, da die Abschmelzung bei entsprechenden Temperaturen und Strahlungsintensitäten schneller als in der Realität vonstattengeht. Dieser Umstand ist für die Zielsetzung der Arbeit, die Schneebedeckung als restriktives Kriterium für den Vegetationsbeginn zu verwenden, weniger dramatisch als eine Überschätzung der Schneedeckendauer. Wenn sich im Frühjahr regional noch erhebliche Schneemassen befinden, werden diese gewöhnlich auch vom Modell angezeigt und bewirken damit eine Verzögerung des Vegetationsbeginns. Der umgekehrte Fall, nämlich dass in den Gebieten des Wirtschaftsgrünlandes im Frühjahr Schnee angezeigt wird, obwohl dieser in der Realität nicht mehr vorhanden ist, kommt kaum vor. Damit ist mit diesem Modell, das wie viele andere einfache Ansätze erhebliche Schwächen aufweist, zumindest keine Verschlechterung bei der Verwendung für die Modellierung des Vegetationsbeginns im Sinne einer fehlerhaften Verzögerung möglich. Eine in *Abbildung 94* dargestellte Auswertung der geschätzten und beobachteten Schneedeckentage für die beiden Beispielwinter zeigt dies deutlich.

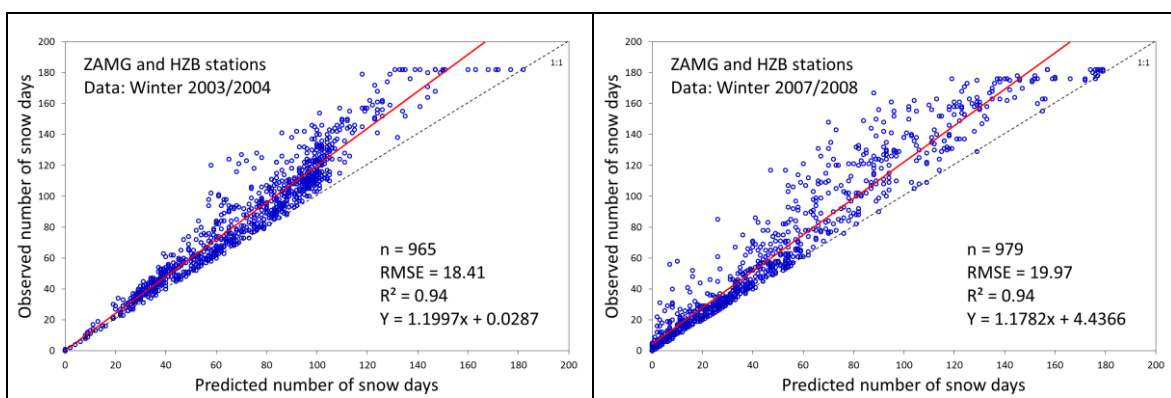


Abbildung 94: Schätzung und Beobachtung der Anzahl von Tagen mit geschlossener Schneedecke in den Wintern 2003/2004 und 2007/2008 an den Messstationen von ZAMG und HZB

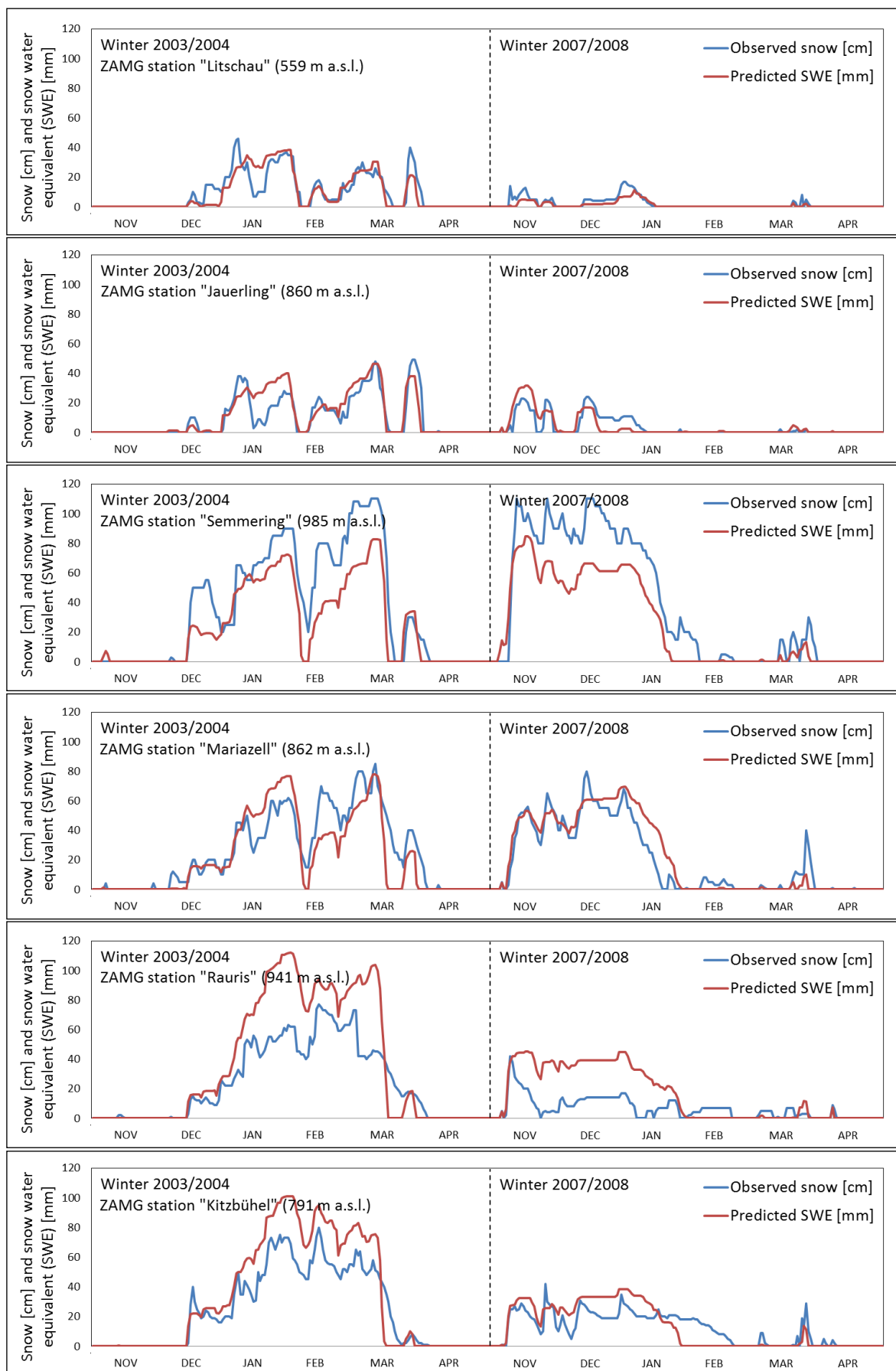


Abbildung 95: Verlauf von Schneewasseräquivalent und Schneehöhen an ausgewählten ZAMG-Messstationen im Winter 2003/2004 und 2007/2008

In *Abbildung 95* sind die beobachteten Schneehöhen und modellierten Schneewasseräquivalente für die beiden Beispielwinter 2003/2004 und 2007/2008 aufgetragen. Die ausgewählten Stationen im Bereich von etwa 500 bis 1000 Meter Seehöhe repräsentieren hinsichtlich ihrer Höhenlagen die wichtigsten Grünlandgebiete. In den Ergebnissen der Einzelstationen ist wie in *Abbildung 91* und *Abbildung 92* die Unterschiedlichkeit der beiden Winter deutlich zu erkennen. Höhere Schneemengen im Winter 2003/2004 stehen geringeren im Winter 2007/2008 gegenüber. Zudem ist im zweiten Beispielwinter die Schneebedeckung in den ersten drei Monaten wesentlich stärker ausgeprägt als im Frühjahr, ganz im Gegensatz zum ersten Winter, in dem eine meist durchgehende Schneebedeckung vom Dezember bis zum März herrschte. Das Schneewasseräquivalent in mm entspricht nicht exakt der Schneehöhe in cm, da die Zusammensetzung der Schneedecke vernachlässigt wird. Dies kann sich unterschiedlich auswirken. Die Station „Semmering“ zeigt beispielsweise eine Unterschätzung des Wasseräquivalents, die Station „Rauris“ eine Überschätzung. Vor allem bei massiven Schneedecken sind die Abweichungen deutlich. Zurückzuführen ist dies auf die unterschiedliche Dichte und den schwankenden Wassergehalt des Schnees. Diese Parameter wurden allerdings nicht weiter untersucht, da hierfür aufwendige Schneegewichtsmessungen mithilfe von Schneekissen durchgeführt werden müssten. Für die hier verfolgte Zielsetzung der Anwendung ist dies auch nicht weiter notwendig, da in erster Linie die Unterscheidung zwischen schneebedeckt und schneefrei eine Rolle spielt.

Die dargestellten Beispiele zeigen, dass die Akkumulation des Schnees vom Modell sehr gut nachvollzogen wird. Die Schwierigkeiten bei der Abschmelze sind sowohl in den Gesamtdarstellungen als auch in den Verläufen der Einzelstationen zu sehen. Je massiver und älter die Schneedecke wird, desto größer die Unsicherheit, welche sich fast immer in einer zu frühen Abschmelze der gesamten Schneebedeckung äußert. Der Verlust des Schmelzwassers wirkt sich im Modell unmittelbar auf eine Reduktion des Schneewasseräquivalents aus. In der Realität versickert es jedoch in tiefere Schichten und ist deshalb bei Wiedergefrierung immer noch Bestandteil der Schneedecke. Dieser Effekt kann auch bei Niederschlägen auftreten, die vom Modell als Regen interpretiert werden. Bei Temperaturen über 2 °C kommt es immer wieder zu Schneefall oder zumindest zu Schneeregen, welcher vom Modell aufgrund der festgesetzten kritischen Temperaturschwelle nicht als Schneeakkumulation gewertet wird. Da die atmosphärischen Bedingungen besonders am Ende des Winters stark variieren und nur schwer in vereinfachter Weise beschrieben werden können, sind fehlerhafte Abweichungen die Konsequenz.

Neben physikalisch begründeten Unsicherheiten beeinflussen auch Fehler in der Schneehöhen- und Niederschlagsmessung die Modellergebnisse bzw. deren Vergleichbarkeit mit Beobachtungsdaten. Vor allem in höheren Lagen kommt es bei Schneefall unter stärkeren Windverhältnissen zu einer signifikanten Unterschätzung des tatsächlich gefallenen Niederschlags (Goodison *et al.*, 1998, 27ff, Schöner und Hiebl, 2009, 32). Die Schneehöhen können zudem kleinräumig stark variieren. Niederschlagsabschattungen und Wind führen oft zu extremen Unterschieden. Noch nicht publizierte Schneehöhenmessungen des LFZ Raumberg-Gumpenstein an der Gebirgsslysimeterstation „Stoderzinken“ weisen beispielsweise innerhalb weniger Meter Abweichungen von bis zu 100 % auf.

Sowohl die Akkumulation als auch die Schmelze des Schnees werden für jede Rasterzelle des Untersuchungsgebietes aus den interpolierten Modellparametern berechnet. Interpolationsfehler von Globalstrahlung, Temperatur und Niederschlag wirken sich deshalb unmittelbar auf die Berechnung der Schneedecke aus. Die Ergebnisse des räumlichen Modells müssen hinsichtlich der vorgenommenen Vereinfachungen bei der Interpolation der einzelnen Modellparameter sowie bei der Ermittlung des Schneewasseräquivalents unter Berücksichtigung der hier vorliegenden Anwendungserfordernisse bewertet werden.

3.6 Klimatologische Vegetationsperiode

3.6.1 Grundlagen und Anwendung

Das Pflanzenwachstum wird von zahlreichen Faktoren beeinflusst, welche in Abhängigkeit der jeweiligen genetischen Voraussetzungen von außen auf die Pflanze einwirken. Im System Boden-Pflanze-Atmosphäre spielt der atmosphärische Einfluss eine zentrale Rolle. Im Lauf der Jahreszeiten wechselt die Intensität von Energie- und Wasserversorgung als Grundlage der metabolischen Prozesse in der Pflanze. Die grundlegenden Bedingungen für das Wachstum werden in der Vegetationsperiode erfüllt. Pflanzen sind an die standortspezifischen Voraussetzungen sehr gut angepasst und reagieren in ihrer Entwicklung auf diese Außenfaktoren. In den gemäßigten Breiten sind es in erster Linie Wärme und Tageslänge, welche die Entwicklungsphasen des Pflanzenwachstums bzw. deren Reproduktionszyklus beeinflussen (Menzel, 2002).

Das Klima und insbesondere die Witterung stehen demnach in engem Zusammenhang mit der Vegetationsperiode. Eine vereinfachte Beschreibung von Beginn und Ende mithilfe meteorologischer Parameter ist naheliegend und wird für agrarmeteorologische und klimatologische Studien auch vielfach umgesetzt. Wetterdaten sind über lange Zeiträume und in einer relativ großen räumlichen Dichte vorhanden. Eine Verknüpfung dieser Daten als Indikatoren der Vegetationsperiode erlaubt somit die Bildung langer Zeitreihen, aus denen Veränderungen abgeleitet werden können. Der Einfluss des Klimas auf wirtschaftliche Aktivitäten, insbesondere auf jene der Landwirtschaft, kann unter anderem mithilfe von Untersuchungen auf Basis der Vegetationsperiode gezeigt werden. Für die Erträge in der Landwirtschaft ist die Dauer der Vegetationsperiode entscheidend und Verschiebungen aufgrund klimatischer Veränderungen haben tief greifende Auswirkungen auf Anbauvoraussetzungen, Bewirtschaftungsmaßnahmen und Ertragspotenziale.

Mit der Definition der klimatologischen Vegetationsperiode erfolgt eine Reduzierung der vielfältigen umweltbedingten Faktoren des Pflanzenwachstums auf wenige meteorologische Parameter, meist auf die Temperatur. Der Vorteil dieser Vorgehensweise besteht darin, dass sowohl zeitliche als auch räumliche Vergleiche relativ einfach durchgeführt werden können. Dabei wird eine ausschließlich klimatisch bedingte Dynamik aufgezeigt. Allerdings ist es im Gegensatz zu phänologischen Modellen nicht möglich, auf die Entwicklungsphasen bestimmter Pflanzenarten konkret einzugehen. Dies ist für agrarmeteorologische Anwendungen ein erheblicher Nachteil, da sich derartige Untersuchungen meist auf einzelne Kulturen beschränken, deren Vegetationszeit nicht zwangsläufig mit einer allgemeinen klimatologischen Definition übereinstimmen muss. Phänologische Beobachtungen mit einer expliziten Erfassung von Entwicklungsphasen zeigen die unmittelbare Reaktion bestimmter Pflanzen auf thermische Verhältnisse und sind daher für die Beschreibung klimatischer Trends besonders gut geeignet (Chmielewski, 2007a). Das Konzept der klimatologischen Vegetationsperiode stellt im Vergleich dazu eine starke Vereinfachung und Generalisierung dar, ist nach Menzel *et al.* (2003) aber dennoch dafür geeignet, langjährige mittlere Entwicklungen aufzuzeigen.

Bei der phänologischen Vegetationsperiode sind es konkrete Ereignisse, wie zum Beispiel der Blattaustrieb oder die Laubverfärbung, welche Beginn und Ende markieren. Für den Eintritt dieser Phasen sind nicht ausschließlich thermische Verhältnisse, sondern die Summe aller Umweltbedingungen (z. B. auch Bodenwassergehalte) relevant. Die Abgrenzung der klimatologischen Vegetationsperiode basiert hingegen meist auf Temperaturschwellen. Mit der Einschränkung auf einen einzigen Parameter und einer Vernachlässigung sonstiger

Randbedingungen gehen zwar erklärende Informationen verloren, die so vorgenommene Vereinfachung erleichtert jedoch eine räumliche Modellierung. In der vorliegenden Arbeit werden Modelle auf Basis von Temperaturoberflächen mit unterschiedlicher Parametrisierung implementiert und deren Ergebnisse in Form von geografischen Karten visualisiert. Das räumliche Konzept der klimatologischen Vegetationsperiode eignet sich in besonderer Weise für die Untersuchung der Auswirkung von Klimaveränderungen auf biologische Systeme, da neben zeitlichen auch räumliche Verschiebungen in hoher Auflösung gezeigt werden können. Im Gegensatz zu phänologischen Beobachtungen wird bei einer Verwendung von Temperaturdaten aus Klimamodellen zudem die Berechnung zukünftiger Szenarien unterstützt.

Beschränken sich die Untersuchungen auf historische Zeitreihen, können für die Abgrenzung der Vegetationsperiode neben terrestrischen Beobachtungen auch Fernerkundungsdaten einbezogen werden. Auswertungen auf Basis des *Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)* erlauben großräumige Analysen der räumlichen Verteilung von Zu- und Abnahme der Biomasse und pflanzlichen Aktivität in Bezug auf den Absorptionsgrad des sichtbaren Sonnenlichts. Chen *et al.* (2001, 2000) und Chen und Pan (2002) kombinieren für eine Beschreibung der Vegetationsdynamik phänologische und meteorologische Beobachtungen sowie Satellitendaten (*NDVI*) zur Evaluierung und Regionalisierung. Grundsätzlich besteht nach Chen *et al.* (2005) ein starker Zusammenhang zwischen Beginn und Ende der Vegetationsperiode auf Basis des *NDVI* und den Temperaturen im Frühjahr und Herbst. Karlsen *et al.* (2007) stellen bei ihrem Vergleich zwischen *NDVI* und Klimadaten einen moderat starken Zusammenhang zu bestimmten Temperaturschwellen für den Vegetationsbeginn fest. Sie zeigen jedoch auch, dass innerhalb eines klimatisch heterogenen Gebietes (hier am Beispiel von Fennoskandinavien) Unterschiede in der Höhe dieses Schwellenwertes berücksichtigt werden sollten. Die Annahme, dass eine solche räumliche Differenzierung auch für das von unterschiedlichen Klimaeinflüssen geprägte Österreich sinnvoll ist, müsste in einer weiterführenden Arbeit geprüft werden. Der *NDVI* bietet für eine Abgrenzung der Vegetationsperiode interessante Möglichkeiten und hat vor allem bei einer Regionalisierung große Vorteile. Wie bei phänologischen Beobachtungen werden auch beim *NDVI* die direkten Auswirkungen von wachstumsförderenden oder -hemmenden Umweltbedingungen bewertet. In der vorliegenden Arbeit wird die Verwendung dieses Index nicht weiter untersucht, da die hier vorgestellten Modelle ausschließlich auf meteorologische Parameter aufbauen sollen, um dadurch eine operationelle Anwendung für Klimaszenarien unterstützen zu können.

Die Entwicklungsphasen des Grünlandes, eines Mischbestandes verschiedener Pflanzenarten, verlaufen nicht einheitlich und machen deshalb eine exakte phänologische Definition schwierig. Auch allgemeine Temperaturschwellenwerte berücksichtigen die verschiedenen Wärme- und Kältebedürfnisse einzelner Arten nicht. In der vorliegenden Arbeit werden deshalb drei verschiedene Modelle der klimatologischen Vegetationsperiode implementiert und hinsichtlich ihrer Eignung zur Abbildung der grünlandspezifischen Vegetationsperiode bewertet und miteinander verglichen. Ziel der Anwendung ist nicht nur die Schaffung einer langjährigen Datengrundlage für klimatologische Analysen, sondern auch deren Auswertung für einzelne Jahre. Dem Vegetationsbeginn kommt dabei eine vergleichsweise große Bedeutung zu, da er in weiterer Folge für eine Berechnung der Dauer des ersten Grünlandaufwuchses herangezogen wird. Besondere Witterungs- und Schneeverhältnisse im Frühjahr erhöhen das Risiko eines aufgrund der noch vorhandenen Schneedecke zu früh errechneten Vegetationsbeginns. Aus diesem Grund wird für die Bestimmung der Vegetationsperiode neben den Temperaturoberflächen (vgl. Abschnitt 2.2.2) auch ein einfaches Schneebedeckungsmodell (vgl. Abschnitt 2.2.5) als zusätzliche Einschränkung verwendet.

Wie in Abschnitt 2.3.1 dargestellt, wird die klimatologische Vegetationsperiode nach drei verschiedenen Ansätzen berechnet. Die in der Literatur meistverwendete Methode, hier als *Simple Thermal Definition* (STD) bezeichnet, analysiert die Tagesmitteltemperaturen an fünf aufeinanderfolgenden Tagen hinsichtlich der Über- bzw. Unterschreitung einer Schwelle von 5 °C. Für die zweite Berechnungsvariante werden mehrere Temperaturschwellenwerte als *Multicriterial Thermal Definition* (MTD) miteinander kombiniert und erweitern die erste Methode in einer Weise, welche die Wirkung außergewöhnlicher Witterungssituationen auf die Abgrenzung der Vegetationsperiode abschwächt. Bei der dritten Methode, bezeichnet als *Relational Thermal Definition* (RTD), werden Teilperioden mit anhaltender Über- und Unterschreitung der Temperaturschwelle analysiert und verglichen sowie in Beziehung zueinander gesetzt.

In *Abbildung 96* wird am Beispiel des Jahres 2000 der Zusammenhang zwischen Schneebedeckung, verschiedenen Temperaturverläufen und Abgrenzung der Vegetationsperiode am Standort Gumpenstein dargestellt. Neben der Lufttemperatur in zwei verschiedenen Messhöhen werden in dieser Abbildung auch die Bodentemperaturen in den Tiefen 10, 20 und 50 cm dargestellt. DeLucia *et al.* (1992) zeigen in Experimenten mit Gerard-Gras (*Andropogon gerardii*), dass die Bodentemperaturen einen signifikanten Einfluss auf Wachstum und Produktivität haben. Besonders zu Vegetationsbeginn wirken zu tiefe Bodentemperaturen limitierend auf die Entwicklung. Bei diesen Bedingungen ist nur ein geringes Wurzelwachstum und damit eine eingeschränkte Nährstoffaufnahme möglich. In Abhängigkeit der Bodeneigenschaften (Bodenart, Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität, Wassergehalt) hängt die Temperaturänderung vom Strahlungsgenuss ab, deren Amplitude mit zunehmender Bodentiefe verzögert und gedämpft wird (Hasenfratz, 2006, 40), wie dies in *Abbildung 96* deutlich erkennbar ist.

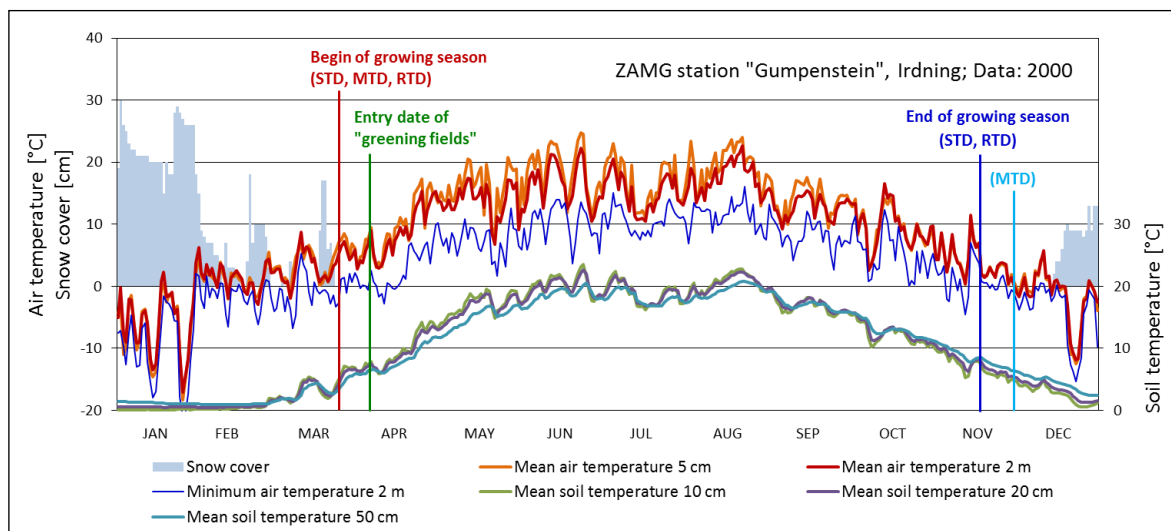


Abbildung 96: Thermische Bedingungen in der Vegetationsperiode 2000 am Standort Gumpenstein

Die Kurven der einzelnen Lufttemperaturen verlaufen leicht unterschiedlich. Während in der kalten Jahreszeit eine starke Korrelation zu beobachten ist, nehmen die Abweichungen in der warmen Jahreszeit erheblich zu. Der Abstand zwischen Tagesmittel und Tagesminimum erhöht sich gemäß dem grundsätzlich stärkeren Tagesgang der Temperatur im Sommer. Die bodennahe Luftschicht (Messung in 5 cm) erwärmt sich in den strahlungsintensiven Sommermonaten durch die Wärmestrahlung des Bodens, deren Wirkung bereits in zwei Meter Höhe aufgrund von stärker auftretenden Luftbewegungen geringer wird (Geiger, 1950, 127f). Am dargestellten Beispiel kann die in Abschnitt 2.2.5.1 diskutierte

schützende Wirkung der Schneebedeckung gegenüber besonders starken Frösten anschaulich nachvollzogen werden. Während die Lufttemperatur bis auf -21 °C am 25. Jänner abnimmt, bleibt der Boden unter dem Schnee auch in geringer Tiefe völlig unbeeinflusst.

Nach der Abschmelze der geschlossenen Schneedecke im März beginnen die Bodentemperaturen kontinuierlich zu steigen. Der Vegetationsbeginn wird in diesem Jahr zufällig von allen drei Berechnungsvarianten (STD, MTD und RTD) gleichzeitig festgesetzt. Er beginnt unmittelbar nach der Schmelze des letzten Schnees; die mittleren Lufttemperaturen befinden sich ab diesem Zeitpunkt anhaltend in einem Bereich über 5 °C . Die Beobachtung des Eintritts der phänologischen Phase „Ergrünen der Wiesen“ erfolgt allerdings etwas später. Zum Zeitpunkt des rechnerischen Vegetationsbeginns bewirken Fröste ein geringfügiges Sinken der Bodentemperaturen, die erst wieder bei neuerlicher Zunahme der Minimumtemperaturen zu steigen beginnt. Das Ergrünen in diesem Jahr wird mit dem Erreichen von etwa 8 °C in der obersten Bodenschicht ausgelöst. Am Ende der Vegetationsperiode ist Mitte November nach einer kurzen Warmperiode ein anhaltendes Unterschreiten der 5-°C -Temperaturschwelle zu beobachten. Die Methoden STD und RTD reagieren darauf mit der Festlegung des Vegetationsendes. Das Ende nach MTD tritt etwas später auf, als die Minimumtemperatur innerhalb der Kaltperiode unter -1 °C fällt.

Das Beispiel in *Abbildung 96* demonstriert, dass die Festlegung der Vegetationsperiode mit relativ einfachen Algorithmen die komplexe Temperatursituation in der Luft und im Boden nur stark vereinfacht berücksichtigen kann. Die Diskretisierung mittels Temperaturschwellen weist Schwächen auf, da Grenzsituationen nach einem vorgegebenen Schema behandelt werden und es dadurch zu signifikanten Verschiebungen kommen kann, wie es beispielsweise zwischen STD/RTD und MTD am Vegetationsende zu sehen ist. Grundsätzlich sind die Bodentemperaturen aufgrund der geringeren Amplitude besser für die Definition der Vegetationsperiode geeignet, allerdings steht noch kein entsprechendes räumliches Modell zur Verfügung. Aus diesem Grund werden die in Abschnitt 2.2.2 erarbeiteten Oberflächen der Lufttemperatur in Kombination mit den hier entwickelten räumlichen Modellen zur Bestimmung der klimatologischen Vegetationsperiode herangezogen. Die nachfolgenden Abschnitte gehen auf Beginn, Ende, Dauer und Verlauf gesondert ein und zeigen anhand von Beispielen die jeweiligen Unterschiede zwischen den Berechnungsvarianten. Eine umfassende statistische Analyse und Validierung kann aus Mangel an Beobachtungsdaten nicht durchgeführt werden. Dem Beispiel von Brinkmann (1979) folgend, beschränkt sich die Auswertung auf den Vergleich der Methoden untereinander. Die Charakteristika der räumlichen Ergebnisse stehen dabei im Mittelpunkt. Aus der berechneten Untersuchungsperiode 1990 bis 2010 werden für die Auswertung der klimatologischen Vegetationsperiode Beispiele des Jahres 2000 ausgewählt, jener Zeitraum, der bereits für die Darstellung von Ergebnissen der Basismodelle verwendet wurde.

3.6.2 Vegetationsbeginn

Die Bedingungen für den Beginn der Vegetationsperiode variieren hinsichtlich der verwendeten Temperaturdefinitionen (vgl. Abschnitt 2.3.1) und führen demnach auch zu unterschiedlichen Ergebnissen. Mit STD wird bei einer Betrachtung des gesamten Untersuchungsgebietes der Beginn tendenziell am frühesten errechnet, gefolgt von MTD und mit etwas größerem Zeitabstand von RTD. Die statistische Auswertung aller Rasterzellen des langjährigen Durchschnitts (1990 bis 2010) ergibt für STD einen mittleren Tag des Jahres von 88,5 ($\sigma = 22,4$), für MTD 92,5 ($\sigma = 22,9$) und für RTD 100,4 ($\sigma = 21,7$).

Abbildung 97 zeigt den Vegetationsbeginn als räumliches Ergebnis nach STD. Die begünstigten Flächen rund um den Alpen-Hauptkamm weisen großflächig einen Beginn in der

ersten Märzhälfte auf. Auch in den breiten Alpentälern Salzburgs, Kärntens und Tirols ist der Vegetationsbeginn im Jahr 2000 relativ früh. Die südexponierten Hänge des Enns- und Paltental heben sich aufgrund der topografischen Berücksichtigung im Temperaturmodell von ihrer unmittelbaren Umgebung ab und zeigen einen früheren Vegetationsbeginn an.

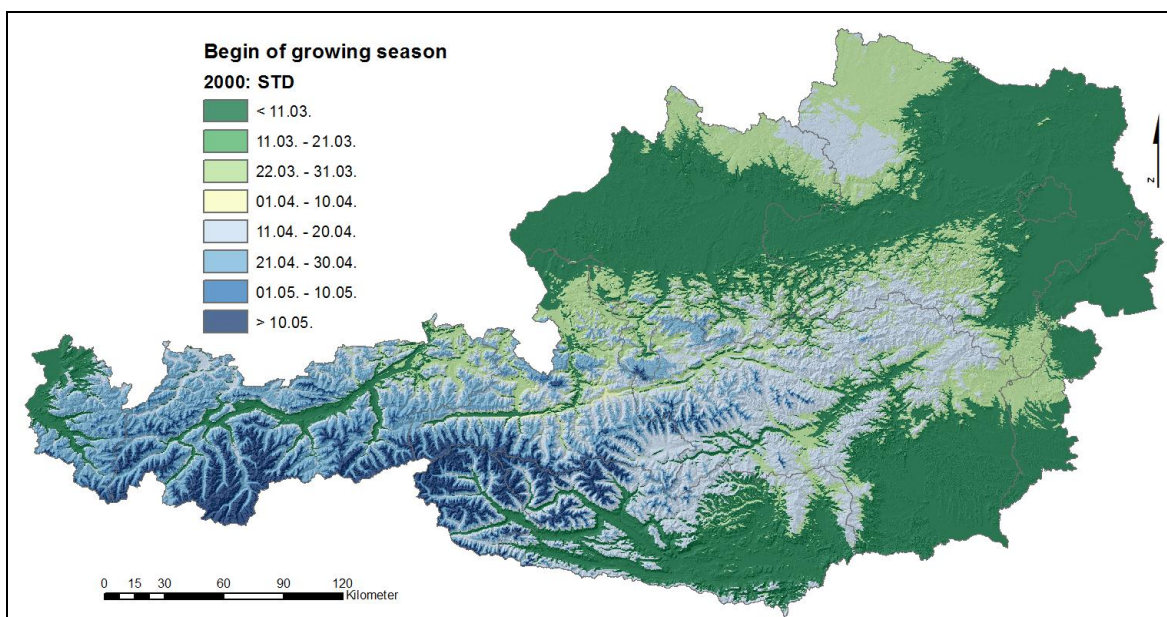


Abbildung 97: Vegetationsbeginn im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode STD

Im Gegensatz zu STD wird der Vegetationsbeginn nach MTD (Abbildung 98) etwas differenzierter berechnet. Im Alpenvorland fällt er nicht mehr großflächig auf Anfang März, auch in den Haupttälern ist er im Vergleich zu STD etwas verzögert und findet gegen Ende März, in etwas höheren Lagen Mitte April statt. Die Unterschiede zwischen Berggebiet und klimatisch begünstigtem Flachland sind mit der Berechnungsmethode MTD etwas deutlicher ausgeprägt. Die zusätzliche Einbeziehung eines durchschnittlichen Temperaturschwellenwertes für einen im Vergleich zu STD mit 10 Tagen deutlich längeren Zeitraum wirkt sich vor allem in den Übergangsbereichen aus.

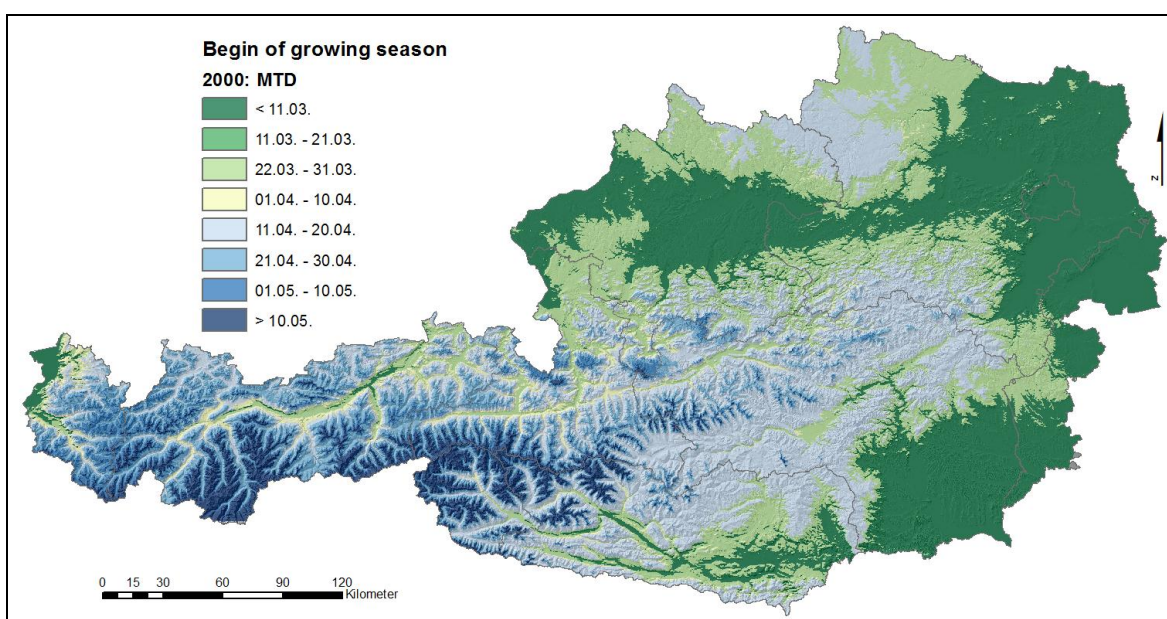


Abbildung 98: Vegetationsbeginn im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode MTD

Die in *Abbildung 99* dargestellte Auswertung von sich abwechselnden Teilperioden mit tieferen und höheren Temperaturen in Verbindung mit einer als Kernperiode definierten durchgehenden Überschreitung der 5-°C-Temperschwelle (RTD) zeigt größere Unterschiede zu den beiden anderen Berechnungsmethoden. Der Vegetationsbeginn wird tendenziell später festgesetzt. Besonders in Ober- und Niederösterreich sowie an der Gunstlage im Rheintal ist dies deutlich zu sehen. In den Alpentälern Tirols und Salzburgs reicht ein vergleichsweise später Beginn teilweise bis zum Talgrund hinab.

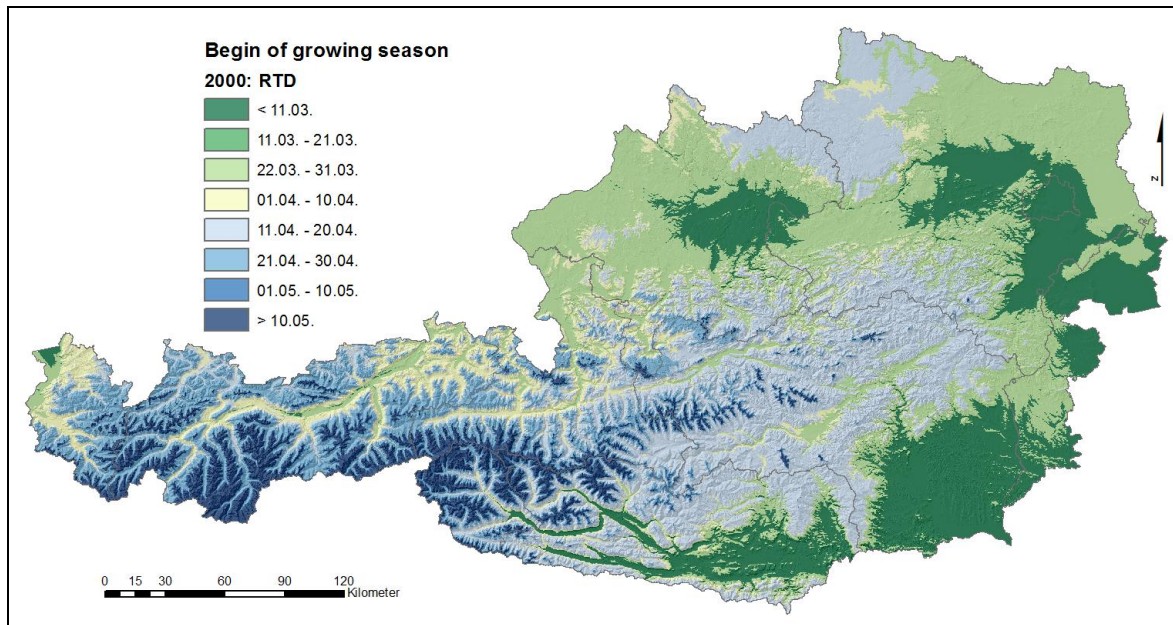


Abbildung 99: Vegetationsbeginn im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode RTD

Wie bereits bei den Basismodellen (Globalstrahlung, Temperatur, Evapotranspiration) wird der Verlauf der klimatologischen Vegetationsperiode entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal dargestellt (vgl. *Abbildung 69*). In *Abbildung 100* sind die Ergebnisse aller drei Berechnungsmethoden in einem großen räumlichen Maßstab einander gegenübergestellt. Für die Methode MTD ist im rechten Teil der Abbildung ein Ausschnitt der zugrunde liegenden Rasteroberfläche zu sehen. Die Klassen entsprechen jenen der *Abbildung 98*.

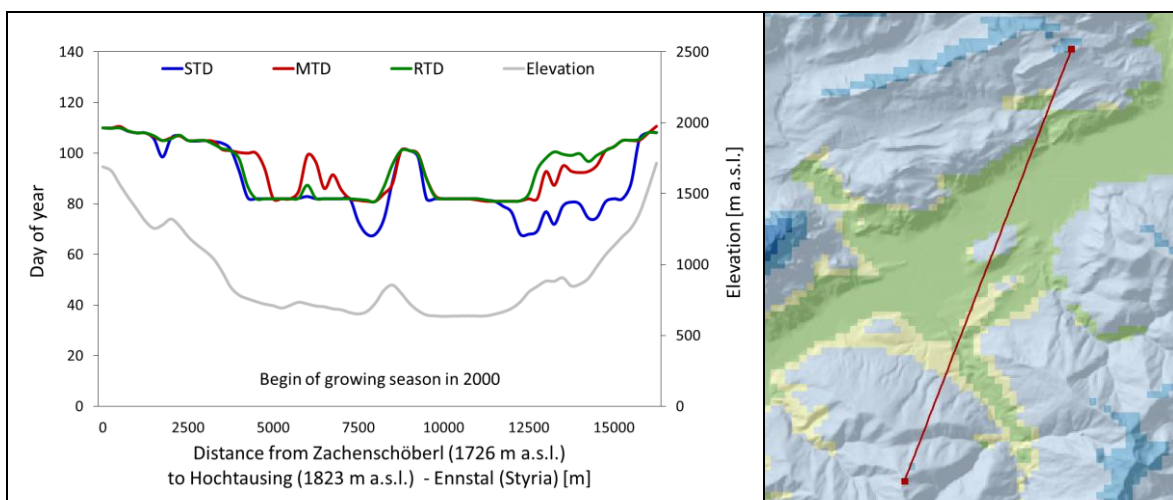


Abbildung 100: Vergleich der Berechnungsmethoden für den Vegetationsbeginn im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal mit einem Ausschnitt der Rasteroberfläche MTD

Die Berechnungsmethode STD reagiert auf die wechselnde Nord-Süd-Exposition sehr sensibel. Die Schwankungen auf der Süd- und Nordseite der kleinen Erhebung in der Talmitte zeigen dies deutlich. Auch der Südhang des Tales weist einen signifikant früheren Vegetationsbeginn auf. MTD verläuft ähnlich, ohne jedoch auf die Südhänge stark einzugehen. Die Schwankungen bei der 6000-Meter-Distanz werden durch eine Verzögerung des Beginns auf einer leicht nordexponierten Fläche im südlichen Teil des Tales hervorgerufen, welche vom gewählten Transekt leicht tangiert wird (vgl. Raster in *Abbildung 98*). Diese großen Änderungen von bis zu zwei Wochen sind nicht plausibel. Damit wird die Schwäche von diskreten Zuordnungen gemäß festgelegter Definitionen klar ersichtlich. In diesem Bereich handelt es sich um Grenzwerte, die gerade noch so bewertet werden, dass es dort zu einer unrealistischen Verzögerung des Vegetationsbeginns kommt. Der spätere Beginn auf den Nordhängen wird von allen Methoden ähnlich angezeigt. Bei MTD verschiebt sich der Beginn bei der 4000-Meter-Distanz noch etwas weiter in Richtung Talgrund. Bei RTD fällt auf, dass zwar die abgeschatteten Bereiche ähnlich wie STD und MTD verarbeitet werden, allerdings die Südexposition bei der 13000-Meter-Distanz keine Verfrühung, sondern eine im Vergleich zur Zunahme der Seehöhe überproportionale Verzögerung des Beginns bewirkt.

Die Betrachtung eines einzelnen Jahres lässt durch den Einfluss besonderer Temperaturkonstellationen keine allgemeine Bewertung der Modellunterschiede zu. Aus diesem Grund wird in *Abbildung 101* für den gleichen Transekt eine Auswertung der Mittelwerte des Vegetationsbeginns über den gesamten Untersuchungszeitraum gezeigt.

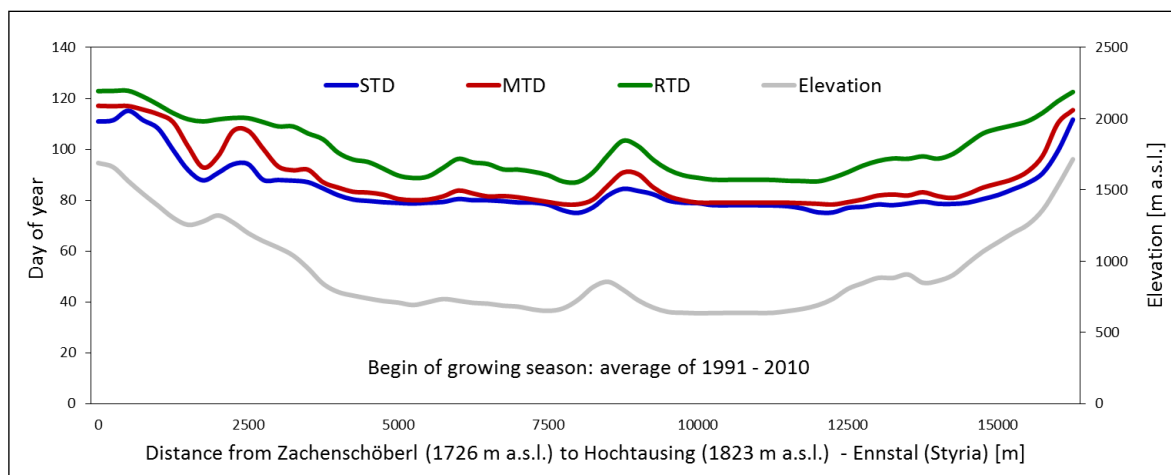


Abbildung 101: Vergleich der Berechnungsmethoden für den Vegetationsbeginn im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal

Die Mittelwerte entlang des Transektes entsprechen der am Beginn dieses Abschnitts berechneten Reihenfolge für die Bestimmung des Vegetationsbeginns. STD setzt diesen auch hier über den gesamten Verlauf am frühesten fest. Die Berücksichtigung der verschiedenen Expositionen erfolgt erwartungsgemäß. In den ersten 1500 Metern fällt die STD-Kurve aufgrund der abnehmenden Seehöhe rasch ab, bildet den Wechsel zu einer geringfügigen Südexposition korrekt ab und verläuft am Talgrund mit Ausnahme der Talmitte, welche ebenfalls ein plausibles Ergebnis zeigt, ausgeglichen. Am Südhang des Tales reagiert die Kurve erst bei einer Seehöhe um 1500 Meter mit einem Anstieg. Im Vergleich zum Nordhang weist diese späte Reaktion auf eine entsprechende Berücksichtigung der Südexposition hin. Der Verlauf von MTD zeigt einen durchgängig späteren Vegetationsbeginn an, ist dem von STD jedoch sehr ähnlich. Die verschiedenen Expositionen werden etwas detaillierter und stärker betont; ein positiver Effekt für die räumliche Implementierung. RTD

zeigt einen vergleichsweise späten Vegetationsbeginn entlang des gesamten Transektes. Während die Erhebung in der Talmitte ähnlich den beiden anderen Methoden abgebildet wird, unterscheidet sich der Verlauf von Nord- und Südseite des Tales kaum. Die höheren Temperaturen an den Südhängen ab der 12000-Meter-Distanz werden nicht berücksichtigt. Auffällig ist auch der geglättete Übergang in höhere Lagen.

Die Bewertung der einzelnen Berechnungsmethoden unter Einbeziehung objektiver Maßstäbe ist schwierig. Eine Möglichkeit besteht darin, die geschlossene Schneedecke zum Zeitpunkt des errechneten Vegetationsbeginns an den Messstationen auszuwerten. Als geschlossen wird hier eine Schneebedeckung über 5 cm angenommen, welche so kompakt ist, dass sie auch an den drei folgenden Tagen nicht abgeschmolzen ist, der Vegetationsbeginn also zweifellos zu früh gesetzt wurde. In *Abbildung 102* werden die drei Methoden dahin gehend verglichen. Die relative Anzahl von Stationen, eingeschränkt auf jene unter 2000 Meter Seehöhe, mit Erfüllung des Schneebedeckungskriteriums zum Zeitpunkt des Vegetationsbeginns variiert in den einzelnen Jahren sehr stark. Die häufigsten Fehler weist die Methode STD auf. MTD zeigt im Mittel nur geringfügig bessere Ergebnisse, in extremen Jahren jedoch deutlich weniger Fehler als STD. RTD errechnet den Beginn in den meisten Jahren so spät, dass die Schneebedeckung oft nur eine untergeordnete Rolle spielt.

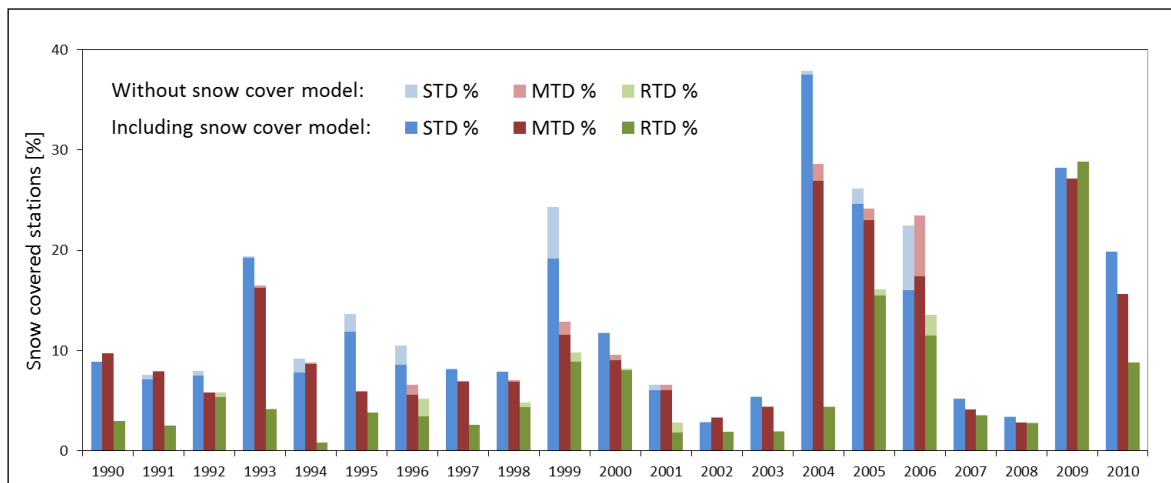


Abbildung 102: Relative Häufigkeit der ZAMG-Messstationen mit Schneebedeckung zu Vegetationsbeginn im Vergleich der Berechnungsmethoden und mit Einbeziehung eines Schneebedeckungsmodells

Um Fehler einer lang anhaltenden Schneebedeckung bei der Berechnung des Vegetationsbeginns zu reduzieren, wird das in Abschnitt 2.2.5 entwickelte Modell für die Jahre 1991 bis 2008 als zusätzliche Einschränkung bei der Verarbeitung der Temperaturoberflächen herangezogen. Die Unterschiede zwischen der Einbeziehung des Schneebedeckungsmodells und einer davon unbeeinflussten Berechnung sind in *Abbildung 102* dargestellt. Die erreichten Verbesserungen sind meist gering und betreffen hauptsächlich die Ergebnisse der Methode STD. Wie bereits in Abschnitt 3.5 gezeigt, kommt es mit der Verwendung des Schneebedeckungsmodells zu keiner Verschlechterung. Eine Berücksichtigung des Modells bei der Berechnung der klimatologischen Vegetationsperiode kann hingegen die Ergebnisse vor allem in Jahren mit extremen Bedingungen verbessern.

Der Grund für die geringe Wirkung des Schneebedeckungsmodells liegt in der Problematik der mangelhaften Abbildung des Abschmelzprozesses (vgl. Abschnitt 3.5). Die Kriterien für den Vegetationsbeginn erfordern relativ hohe Temperaturen, welche im Schneebedeckungsmodell gleichzeitig zu einer sehr raschen Schmelze führen. Eine verwertbare Überschneidung beider Modellergebnisse ist demnach nur in Ausnahmesituationen gegeben.

Das Jahr 2004 zeigt eine besonders hohe Fehlerquote, da hier die geschlossene Schneedecke bis spät in das Frühjahr reichte und beinahe das gesamte Untersuchungsgebiet bedeckte. Die meist vom Dezember an bestehende Schneedecke des Winters 2003/2004 widerstand im Frühjahr relativ lange einer anhaltend warmen Periode. Der Schmelzprozess wurde deshalb in diesem Jahr durch das Modell sehr ungenau abgebildet (vgl. *Abbildung 91*). Dies wirkt sich in der Folge auf eine Bestimmung des Vegetationsbeginns bei noch bestehender Schneedecke aus. Die hier vorgenommene Auswertung darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, dass in allen Untersuchungsjahren die überwiegende Zahl von Stationen zum errechneten Vegetationsbeginn schneefrei ist. Die Temperaturschwellen für die Definitionen der einzelnen Berechnungsmethoden sind so gesetzt, dass der Schnee bei Beginn in der Regel bereits geschmolzen ist. In *Abbildung 102* werden demnach nur besondere Situationen ausgewiesen, welche mit dem einfachen Ansatz des Schneebedeckungsmodells nicht im Detail abgebildet werden können. Im Durchschnitt aller Untersuchungsjahre weisen bei Anwendung von STD und einer Berücksichtigung des Schneebedeckungsmodells 12,7 % der Stationen Schnee auf, bei MTD 10,7 % und bei RTD nur 6,1 %. Wird das Schneebedeckungsmodell nicht angewendet, treten schneebedeckte Stationen geringfügig häufiger auf; bei STD sind es dann 13,7 %, bei MTD 11,3 % und bei RTD 6,5 %.

Als ein weiteres Vergleichskriterium zwischen den Berechnungsmethoden wird die Anzahl der Frosttage nach dem errechneten Vegetationsbeginn herangezogen und in *Abbildung 103* dargestellt. Je früher der Beginn festgelegt wird, desto höher ist das Risiko von Frühjahrsfrösten. In Abhängigkeit der artspezifischen Kälteempfindlichkeit ist die Pflanze damit einem Temperaturstress ausgesetzt, der die Stoffwechsellätigkeit, das Wachstum und die Vitalität beeinträchtigt (Larcher, 1994, 270). Der modellierte Vegetationsbeginn sollte ein möglichst genaues Bild der Realität ergeben. Zunächst sind ausreichend hohe Temperaturen und Schneefreiheit die wichtigsten Voraussetzungen für den Beginn der vegetativen Phase. Die nachfolgenden Fröste bewirken zwar keine Rücksetzung des Vegetationsbeginns, dienen jedoch als Indikator für die Beurteilung, ob eine Berechnungsmethode den Beginn im Kontext der jährlich unterschiedlichen Temperatursituation tendenziell früher oder später setzt. Wie die *Abbildung 103* zeigt, ist die Zahl der Frosttage bei STD in beinahe allen Untersuchungsjahren am höchsten, im Mittelwert bei 5,4. MTD liegt mit einer mittleren Anzahl von 4,5 darunter. RTD mit nur noch 2,8 Frosttagen weist, wie bereits bei der Auswertung in *Abbildung 102*, darauf hin, dass der Vegetationsbeginn so spät berechnet wird, dass weder Schnee noch Frost eine wesentliche Beeinträchtigung darstellen.

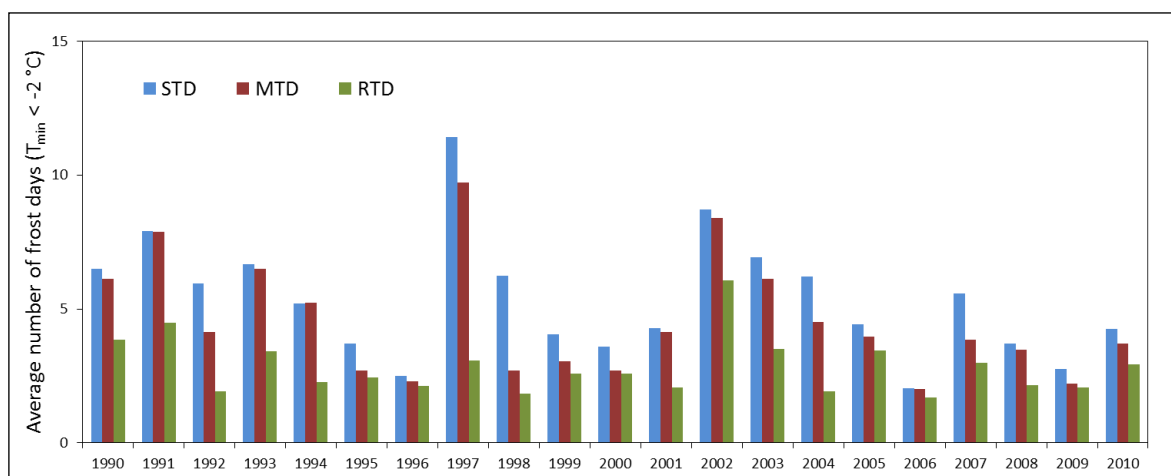


Abbildung 103: Anzahl von Frosttagen nach dem mit den unterschiedlichen Berechnungsmethoden ermittelten Vegetationsbeginn

In *Abbildung 104* wird der Vegetationsbeginn dem Eintritt der phänologischen Phase des „Ergrüens der Wiesen“ gegenübergestellt. Für die Auswertung werden die phänologischen Daten aus insgesamt 107 Stationen im Zeitraum 1990 bis 2008 herangezogen. Da die Erfassung dieser Phase sehr schwierig und stark von subjektiven Eindrücken beeinflusst ist, werden die Beobachtungsdaten nicht direkt verwendet, sondern Ergebnisse einer von Schöngaßner und Scheifinger (2010) durchgeführten Interpolation für diesen Vergleich herangezogen. Mit einer multiplen linearen Regression unter Einbeziehung der Phaseneintrittszeitpunkte als abhängige und der Stationskoordinaten sowie der Seehöhe als unabhängige Variablen wird der Beobachtungsdatensatz geglättet und Ausreißer eliminiert (Scheifinger und Schöngaßner, 2011).

Bei einer Gegenüberstellung der drei Berechnungsmethoden in *Abbildung 104* werden die bisher vorgenommenen Auswertungen bestätigt. STD setzt den Vegetationsbeginn sehr früh an, ein großer Teil der phänologischen Eintrittstermine wird erheblich unterschätzt. Bei MTD und RTD werden die Datenpunkte mehr und mehr in Richtung 1:1-Linie verschoben, da der Vegetationsbeginn zunehmend später festgesetzt wird. Während bei MTD vor allem eine Unterschätzung der frühen Eintrittstermine festzustellen ist, werden bei RTD relativ viele überschätzt.

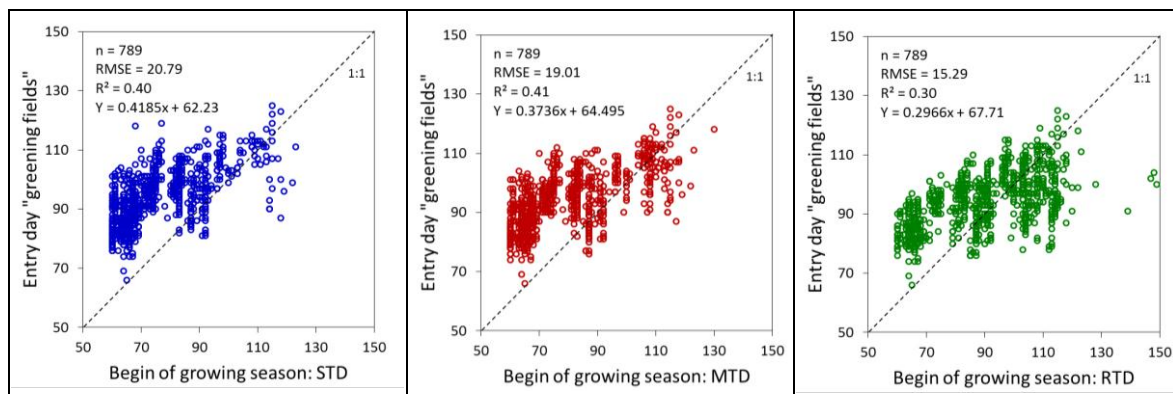


Abbildung 104: Vergleich der Berechnungsmethoden für den Vegetationsbeginn mit dem Eintritt der phänologischen Phase „Ergrünen der Wiesen“ in den Jahren 1990 bis 2008

Fasst man die Ergebnisse der verschiedenen Analysen zusammen, ergibt sich für RTD ein sehr stimmiges Bild. Der Vegetationsbeginn wird zu einem Zeitpunkt berechnet, für den an den meisten Stationen kein Schnee liegt, die Anzahl der Frosttage sehr gering ist und auch die Übereinstimmung mit den Eintrittsterminen der Phase „Ergrünen der Wiese“ relativ gut ist. Erhebliche Zweifel am realitätsnahen Bild dieser Methode ergeben sich jedoch bei der Betrachtung des räumlichen Ergebnisses in *Abbildung 99*. Der vergleichsweise späte Vegetationsbeginn mit Ende März in den Gunstlagen Ober- und Niederösterreichs sowie im Rheintal ist nicht plausibel. Dies liegt in der Methodik begründet, da regressiv von der Kernperiode ausgehend, die Warmperioden mit der Anzahl von „kalten“ Tagen verglichen werden (vgl. Abschnitt 2.3.1.4). In den klimatisch begünstigten Lagen treten vergleichsweise wenige Tage mit Temperaturen unterhalb des Kriteriums auf. Der Vegetationsbeginn wird damit zeitlich sehr nah an der Kernperiode liegen und in den Gunstlagen deshalb tendenziell spät eintreten. Ebenfalls nachteilig ist die schwach ausgeprägte Differenzierung der verschiedenen Höhenlagen und der sonnenexponierten Lagen zu bewerten, wie dies bei der Betrachtung des langjährigen Mittels entlang des Beispieltransektes im Steirischen Ennstal (vgl. *Abbildung 101*) festzustellen ist. In der vorliegenden Arbeit wird der Vegetationsbeginn für eine Berechnung des ersten Aufwuchses im Wirtschaftsgrünland herangezogen. Ein zu später Beginn verkürzt die Aufwuchsdauer und birgt das Risiko

einer signifikanten Ertragsunterschätzung, da vor allem Temperatur- und Globalstrahlungssummen während der Aufwuchsdauer als Erklärung des Ertrages herangezogen werden. Die in *Abbildung 104* ersichtliche Überschätzung von RTD ist deshalb problematisch.

Die Methode STD zeigt in allen Auswertungen einen sehr frühen Vegetationsbeginn. Im Vergleich zu den beiden anderen Ansätzen wird hier sehr oft noch eine Schneebedeckung ausgewiesen, auch die Anzahl der Frosttage ist vergleichsweise groß. *Abbildung 104* zeigt eine Unterschätzung über den gesamten Wertebereich. Allerdings berücksichtigt STD räumliche Aspekte wie Höhenlage und Exposition sehr detailliert (vgl. *Abbildung 101*). Das Modellkonzept und dessen Implementierung ist sehr einfach, ein wesentlicher Vorteil dieser Methode und mit ein Grund für die weitverbreitete Verwendung. Für klimatologische Anwendungen, bei denen die speziellen Verhältnisse eines bestimmten Jahres nur eine untergeordnete Rolle spielen, empfiehlt sich deshalb die Verwendung dieser Variante. Nach den hier vorgestellten Auswertungen ist allerdings die Wahrscheinlichkeit einer zu frühen Berechnung des Vegetationsbeginns sehr hoch und entspricht besonders in Ausnahmejahren nicht den realen Bedingungen.

Mit MTD wird der Vegetationsbeginn im Vergleich zu STD etwas später gesetzt. Die Anzahl der schneebedeckten Messstationen zum Zeitpunkt des berechneten Beginns ist etwas geringer, ebenso die Anzahl der Frosttage. Der bei RTD methodisch bedingte Nachteil eines zu späten Beginns in den klimatischen Gunstlagen kann bei MTD nicht in diesem Ausmaß beobachtet werden. Die Reaktion auf Höhenlage und Exposition ist im Vergleich zu STD noch etwas stärker ausgeprägt und bildet somit die räumliche Variabilität differenzierter ab, insbesondere im Vergleich zu RTD (vgl. *Abbildung 101*). Die Gegenüberstellung mit dem Eintritt der phänologischen Phase „Ergrünen der Wiesen“ zeigt nur eine geringfügige Überschätzung an. Eine zu späte Berechnung des Vegetationsbeginns ist deshalb in den meisten Fällen unwahrscheinlich. Diese Methode führt infolge einer Kombination mehrerer Temperaturkriterien zu einer robusten Bestimmung in Ausnahmesituationen und eignet sich deshalb sowohl für die Auswertung von Einzeljahren als auch für klimatologische Untersuchungen. Die Berechnung des Vegetationsbeginns nach MTD bildet aus den genannten Gründen die Basis für die weitere Verwendung im Modell zur Schätzung des Grünlandertrages.

3.6.3 Vegetationsende

Im Vergleich zum Vegetationsbeginn spielt das Vegetationsende in den Modellen dieser Arbeit eine untergeordnete Rolle. Die Bestimmung beruht im Wesentlichen auf einer Umkehrung der für den Vegetationsbeginn verwendeten Temperaturkriterien. Grundsätzlich variiert das Ende im Vergleich zum Beginn weniger (Chmielewski, 2003), die Ergebnisse zeigen deshalb großflächig ähnliche Werte.

Wie beim Vegetationsbeginn wird auch für das Ende eine statistische Auswertung unter Einbeziehung sämtlicher Rasterzellen des langjährigen Durchschnitts (1990 bis 2010) vorgenommen. Für STD ergibt sich ein mittlerer Tag des Jahres von 298,6 ($\sigma = 17,8$), für MTD von 299,4 ($\sigma = 17,7$) und für RTD von 309,7 ($\sigma = 14,0$). Während STD und MTD ähnliche Durchschnittswerte aufweisen, wird das Vegetationsende nach RTD wesentlich später berechnet. Die geringeren Standardabweichungen deuten im Vergleich zu jenen des Vegetationsbeginns auf homogenere Oberflächen hin. Das Vegetationsende wird in der vorliegenden Art zur vollständigen Abbildung der Vegetationsperiode und einer daraus ableitbaren Dauer berechnet. Die Verwertung dieser Ergebnisse beschränkt sich deshalb auf klimatologische Anwendungen und auf die Beschreibung der Vegetationsdynamik, sind jedoch keine Voraussetzung für die Modelle zur Ertragsdynamik.

Die Klassenanzahl ist bei dem in *Abbildung 105* dargestellten Ergebnis der Berechnung nach STD relativ gering. Dem späten Vegetationsende in den Gunstlagen steht ein frühes Ende im Berggebiet gegenüber, dazwischen gibt es nur wenige Abstufungen. Wie beim Vegetationsbeginn weisen auch hier die südexponierten Lagen in den Alpentälern ein späteres Ende auf. Dieser Effekt basiert auf der topografiebedingten Korrektur der Temperatur (vgl. Abschnitt 2.2.2.5) mit geringfügig höheren Temperaturen auf diesen Flächen.

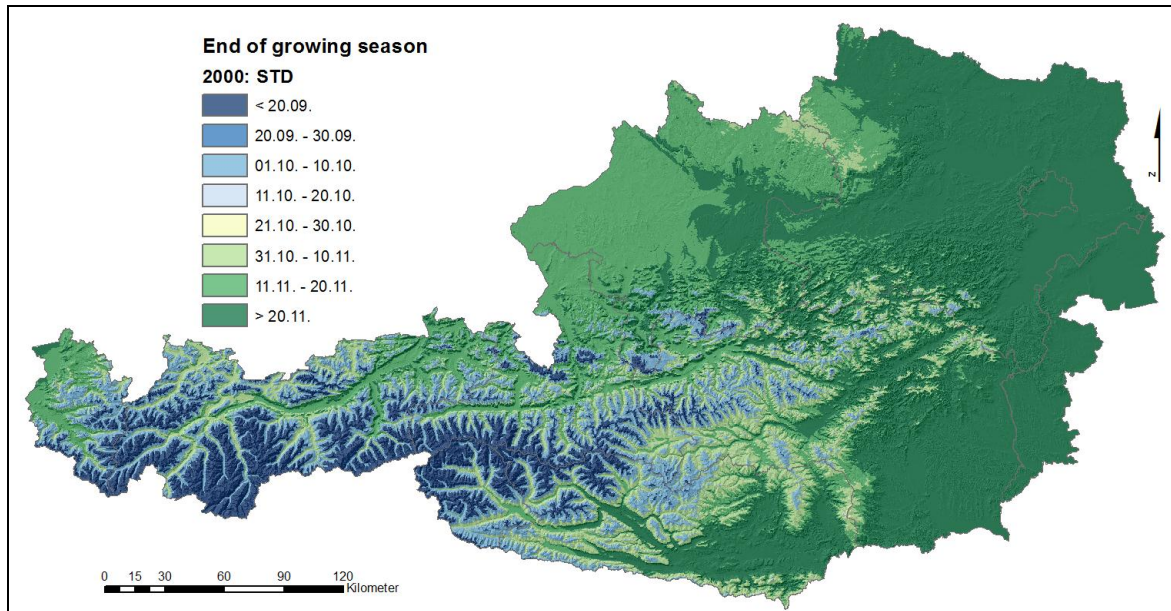


Abbildung 105: Vegetationsende im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode STD

Das Vegetationsende nach der Berechnungsmethode MTD unterscheidet sich von STD dahin gehend, dass auch in den breiten Tälern des Alpen-Hauptkammes ein dem östlichen Flachland vergleichbares Ende berechnet wird. Der Übergangsbereich zum Bergland ist abgestufter, wobei das Vegetationsende in den höheren Lagen später eintritt, wie dies am Beispiel der Niederen Tauern sehr gut zu sehen ist.

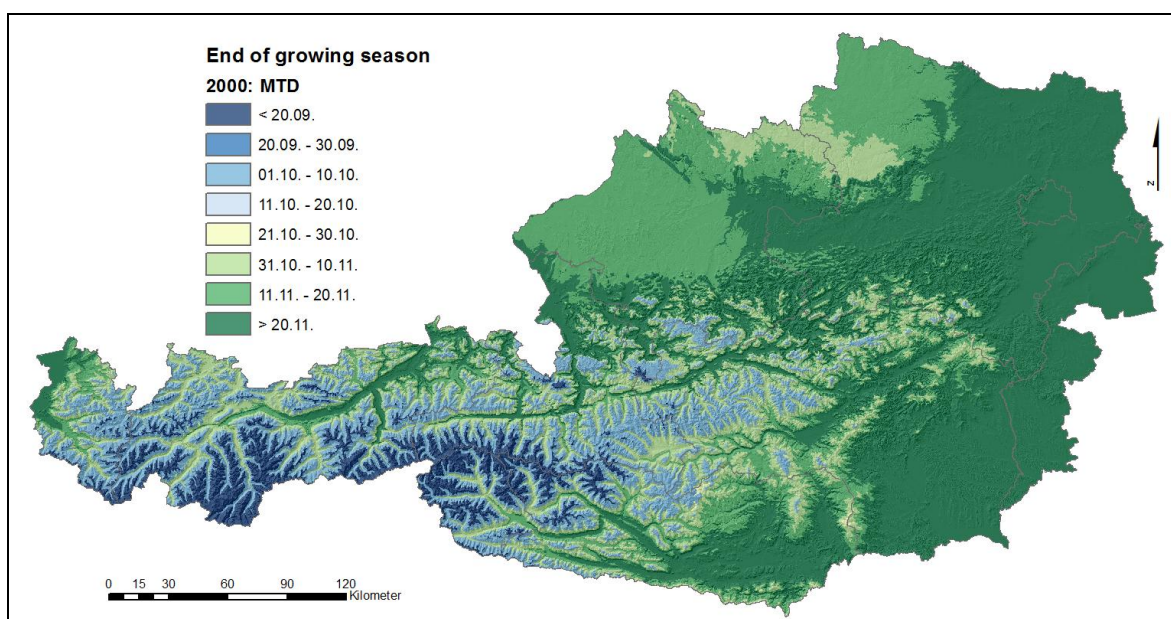


Abbildung 106: Vegetationsende im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode MTD

Die Methode RTD zeigt im Flachland vergleichbare Ergebnisse zu den beiden anderen Ansätzen, im Berggebiet wird allerdings ein deutlich späteres Vegetationsende berechnet. Lediglich die höchsten Erhebungen entsprechen den Ergebnissen aus STD und MTD.

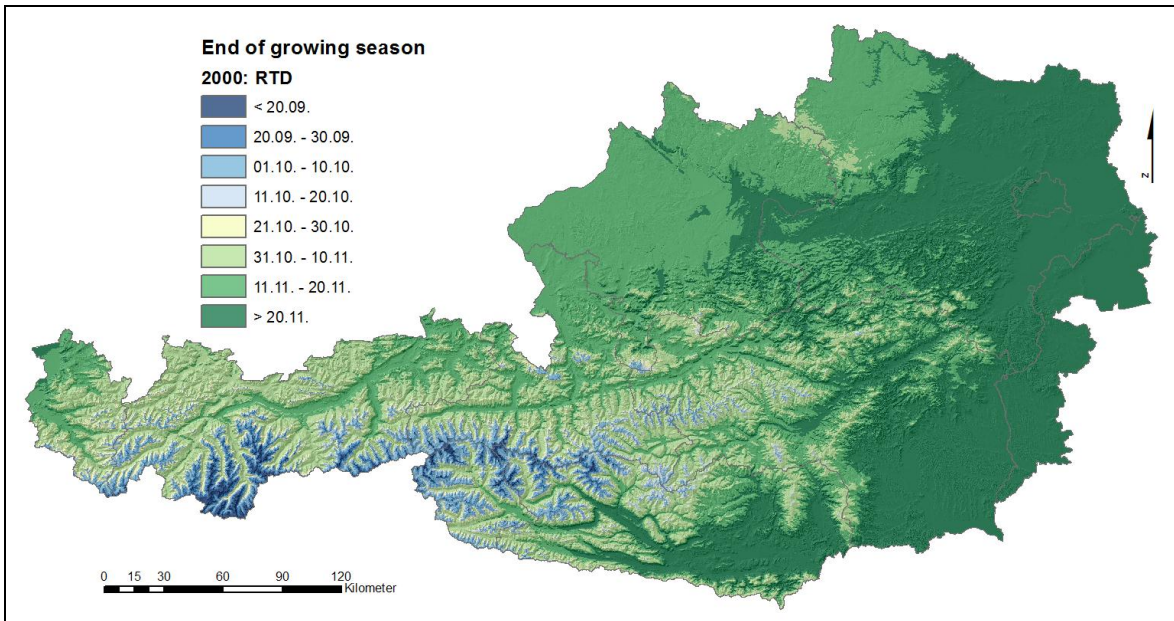


Abbildung 107: Vegetationsende im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode RTD

Der Verlauf der einzelnen Berechnungsmethoden entlang des Transektes im Steirischen Ennstal (vgl. *Abbildung 108*) mit einer vergrößerten Darstellung der STD-Rasteroberfläche zeigt bei STD und MTD eine starke Höhenabhängigkeit, welche bei RTD weniger stark ausgeprägt ist. Die expositionbedingten Änderungen sind vor allem bei STD sehr gut zu beobachten; die südexponierten Flächen weisen eine signifikante Verzögerung des Vegetationsendes auf. Während im Jahr 2000 STD und RTD entlang des Talgrunds ähnlich verlaufen, wird bei MTD das Ende später berechnet. Die nordexponierte Fläche der Erhebung in der Talmitte führt bei MTD zu einem erheblich früheren Ende. Aus den spezifischen Temperaturverhältnissen dieses Jahres und der Verarbeitung durch die unterschiedlich definierten Schwellenwerte lassen sich allerdings kaum generelle Eigenschaften ableiten.

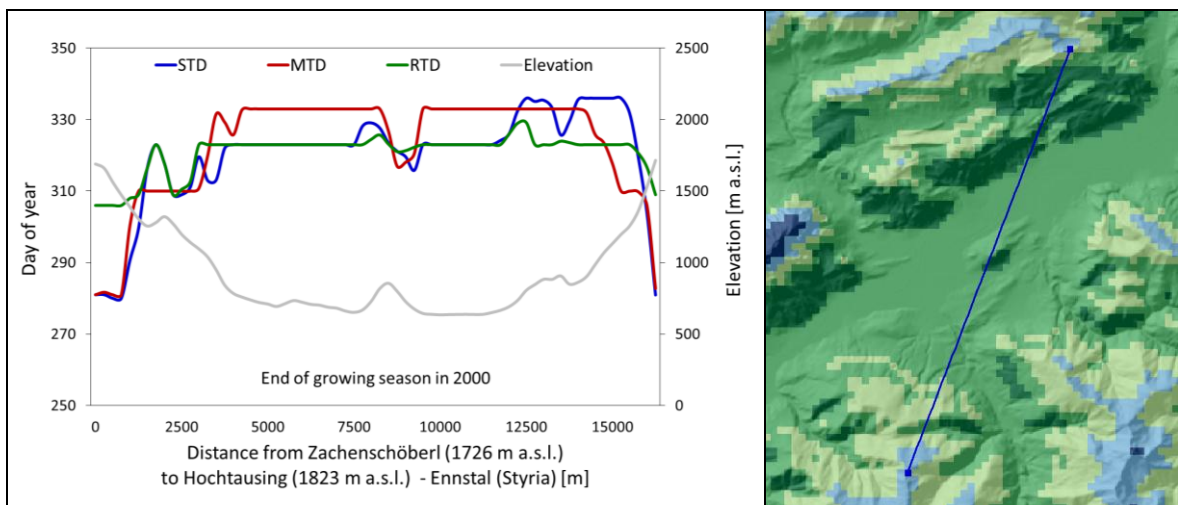


Abbildung 108: Vergleich der Berechnungsmethoden für das Vegetationsende im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal mit einem Ausschnitt der Rasteroberfläche STD

Der langjährige Durchschnitt in *Abbildung 109* zeigt im Vergleich zur Auswertung des Jahres 2000 in *Abbildung 108* einige grundlegende Unterschiede. Während auch hier bei RTD nur eine geringe Höhenabhängigkeit festzustellen ist, wird bei dieser Methode das Vegetationsende im Gegensatz zum Jahr 2000 über den gesamten Verlauf deutlich später festgesetzt. Eine durchgehend kühlere Periode, welche länger als die Summe aller Tage mit Überschreitung von 5 °C ist (vgl. Abschnitt 2.3.1.4), wird in der Regel relativ spät erreicht, da im Herbst immer wieder wärmere Perioden auftreten und besonders kalte Tage nicht unbedingt in Zusammenhang mit einer anhaltenden Kaltperiode stehen müssen. STD und MTD verhalten sich, wie schon beim Vegetationsbeginn, sehr ähnlich, wobei die Variabilität mit Berücksichtigung der Topografie bei STD etwas stärker ist. Alle drei Berechnungsmethoden reagieren auf die unterschiedlichen Expositionen in ähnlicher Weise.

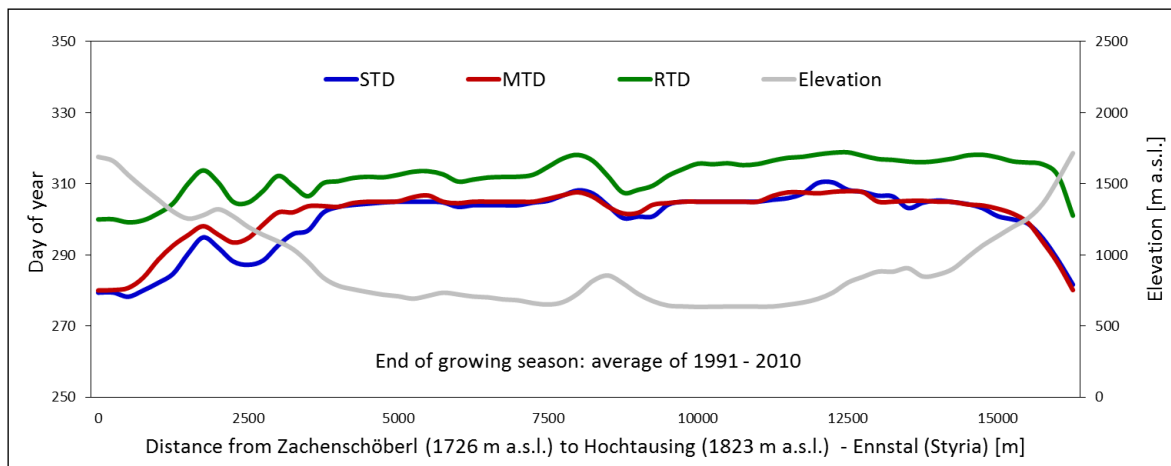


Abbildung 109: Vergleich der Berechnungsmethoden für das Vegetationsende im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal

Die Anzahl der Frosttage zwischen 1. September und dem berechneten Ende der Vegetationsperiode wird zur vergleichenden Bewertung der Methoden herangezogen und in *Abbildung 110* dargestellt. Das späte Ende von RTD bedingt dessen signifikante Abweichung zu den beiden anderen Methoden. Im Durchschnitt über alle Untersuchungsjahre sind dies bei RTD 3,5, bei STD 2,4 und bei MTD 2,1 Frosttage. Es fällt auf, dass RTD im Gegensatz zu STD und MTD in manchen Jahren besonders hohe Werte aufweist.

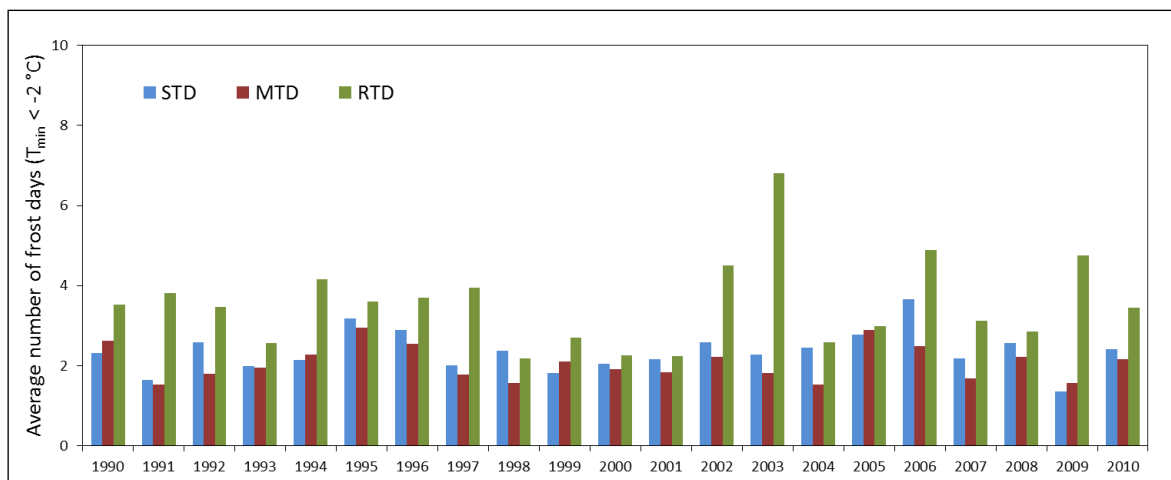


Abbildung 110: Anzahl von Frosttagen vor dem mit den unterschiedlichen Berechnungsmethoden ermittelten Vegetationsende

Der hier verwendete Schwellenwert einer Tagesminimumtemperatur von unter $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ beeinflusst das Wachstum negativ und bei einer Häufung dieser Ereignisse ist anzunehmen, dass die Vegetation in die Ruhephase übergeht. Wie an den Ausreißern von RTD in *Abbildung 110* zu beobachten ist, reagiert die Methode darauf vergleichsweise schlecht.

Die Verwendung von RTD führt grundsätzlich zu einer sehr späten Bestimmung des Vegetationsendes. Besonders in höheren Lagen sind die Ergebnisse nicht realistisch. Der Grund dafür liegt in der schwachen Ausprägung einer seehöhenabhängigen Differenzierung. STD und MTD zeigen hingegen eine deutliche Berücksichtigung der Höhenlage. Für klimatologische Analysen im Rahmen von räumlichen Modellen wird deshalb die Verwendung von STD oder MTD empfohlen, wobei das räumliche Ergebnis von STD im Übergang zwischen Flachland und Berggebiet vielfach abrupte Änderung aufweist (vgl. *Abbildung 105*). MTD ist, wie bereits beim Vegetationsbeginn festgestellt, gut geeignet, die räumliche Variabilität mit einer entsprechenden Robustheit abzubilden und deshalb neben Langzeituntersuchungen auch für die Auswertung einzelner Jahre geeignet. Für klimatologische Anwendungen ist jedoch auch STD aufgrund der einfachen Parametrisierung und Implementierung eine empfehlenswerte Alternative. Für Auswertungen der Vegetationsperiode sollte eine methodische Konsistenz gewahrt bleiben. Die Vermischung verschiedener Ansätze für die Berechnung von Vegetationsbeginn und -ende macht eine Vergleichbarkeit schwierig und ist deshalb auch nicht sinnvoll.

3.6.4 Vegetationsdauer

Die Vegetationsdauer ergibt sich aus der Differenz zwischen Vegetationsende und Vegetationsbeginn. Die berechnete Dauer entsteht somit aus der Kombination der bereits diskutierten Ergebnisse der einzelnen Berechnungsmethoden. Bei allen drei Ansätzen ist zu beobachten, dass sich die Differenzen bis zu einem gewissen Grad ausgleichen. Dem späten Vegetationsbeginn von RTD steht beispielsweise auch ein spätes Ende gegenüber. Dies zeigt auch die statistische Auswertung der gesamten Rasterzellen. Für STD ergibt sich eine mittlere Dauer von 209,9 ($\sigma = 40,1$), für MTD von 206,7 ($\sigma = 40,5$) und für RTD von 209,0 ($\sigma = 34,7$) Tagen. In *Abbildung 111* ist die Dauer im Jahr 2000 nach STD dargestellt.

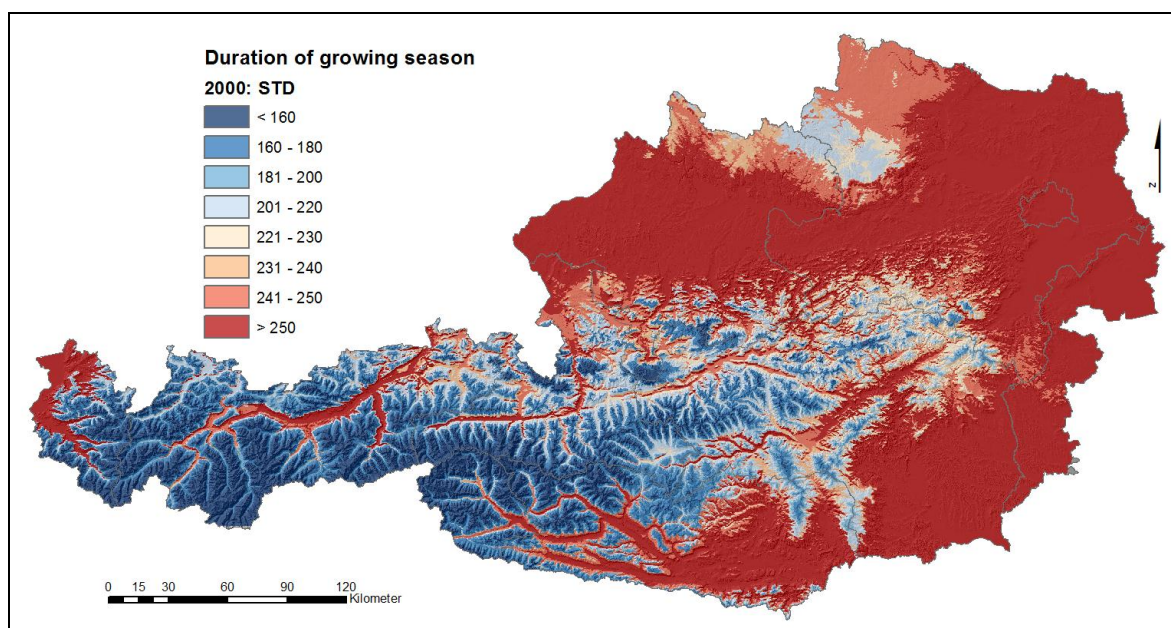


Abbildung 111: Vegetationsdauer im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode STD

Wie bereits bei den Einzelergebnissen von Beginn und Ende ist der Übergang von Flachland und Berggebiet nur gering abgestuft. Den klimatisch begünstigten Lagen mit einer Vegetationsdauer über 250 Tagen rund um den Alpen-Hauptkamm stehen die Berglagen mit etwa 200 Tagen gegenüber. Das Ergebnis von MTD in *Abbildung 112* zeigt dagegen eine stärkere Differenzierung des Übergangsbereiches. Hauptsächlich ist dies auf die stärker ausgeprägte Höhenabhängigkeit des Vegetationsbeginns zurückzuführen.

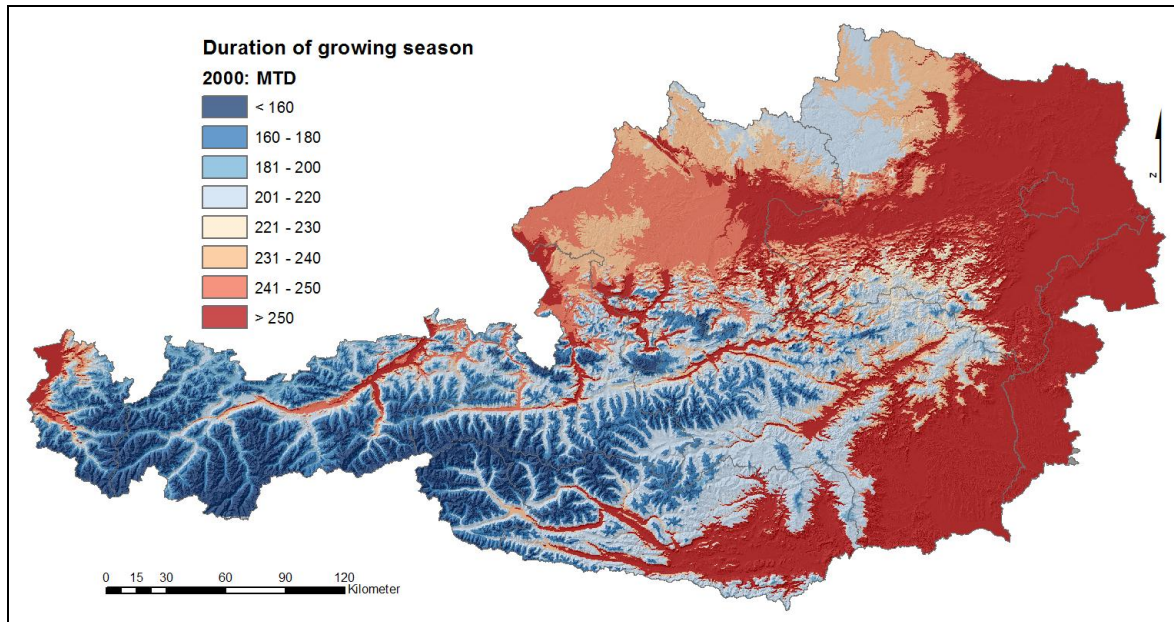


Abbildung 112: Vegetationsdauer im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode MTD

Der Übergangsbereich zwischen Flachland und Berggebiet weist bei der RTD-Rasteroberfläche im Vergleich zu STD und MTD eine Trennung in vergleichsweise viele Klassen auf (vgl. *Abbildung 113*). Dies ergibt sich aufgrund des relativ späten Vegetationsbeginns und eines sehr späten, jedoch abgestuften Vegetationsendes in den mittleren Höhenlagen.

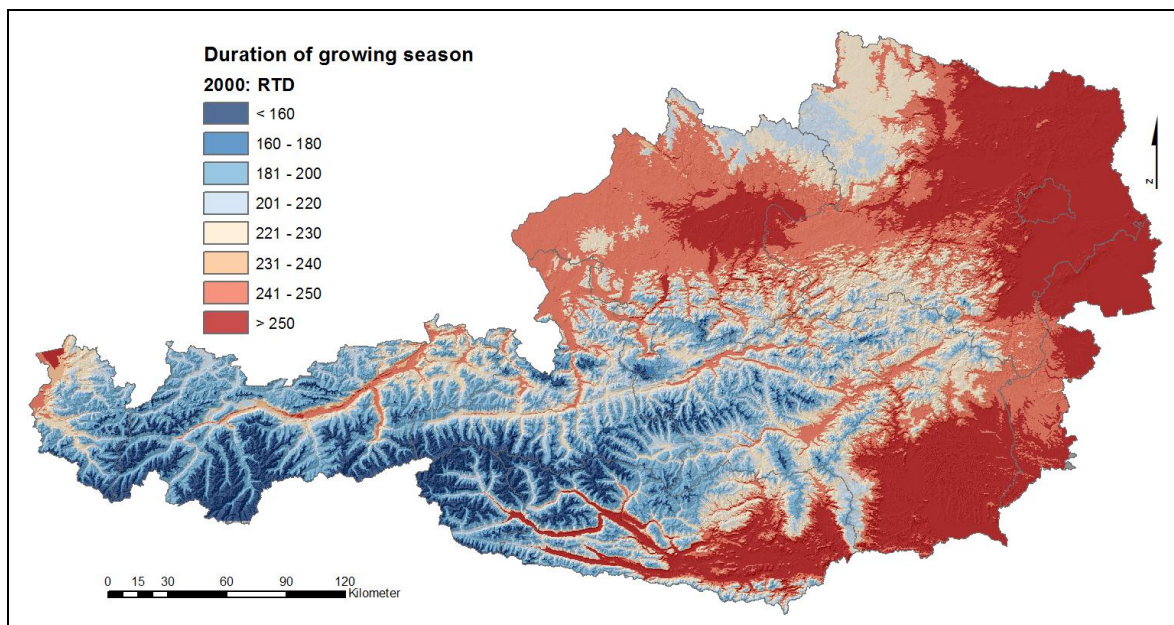


Abbildung 113: Vegetationsdauer im Jahr 2000 nach der Berechnungsmethode RTD

Wie der Verlauf der Vegetationsdauer entlang des Transektes im Steirischen Ennstal, dargestellt in *Abbildung 114*, zeigt, gleichen sich die Unterschiede der einzelnen Methoden (vgl. *Abbildung 100* und *Abbildung 108*) weitgehend aus. Die Berücksichtigung der Exposition ist bei der Erhebung in der Talmitte vergleichbar, differenziert allerdings an den Südhängen ab der 12500-Meter-Distanz etwas stärker. RTD verhält sich in diesem Bereich nicht erwartungsgemäß, da an den sonnenexponierten Hängen die Dauer wie bei STD und MTD nicht so stark fallen dürfte. Zudem bleibt die geringere Höhenabhängigkeit der RTD-Methode vor allem beim Vegetationsende auch in den Ergebnissen der Vegetationsdauer erhalten.

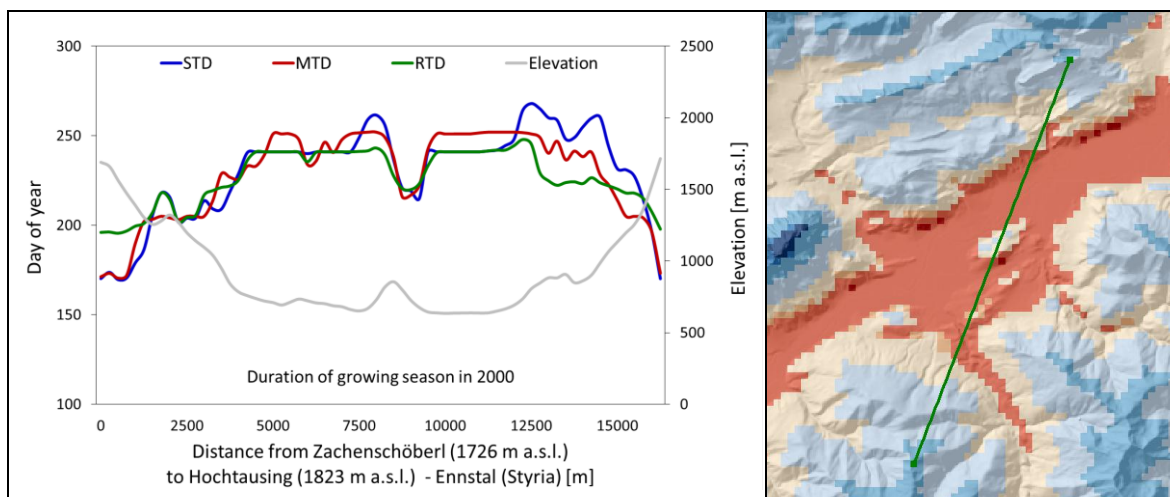


Abbildung 114: Vergleich der Berechnungsmethoden für die Vegetationsdauer im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal mit einem Ausschnitt der Rasteroberfläche RTD

Die schon in *Abbildung 114* festgestellte Annäherung der Ergebnisse aus den unterschiedlichen Berechnungsmethoden ist bei der Auswertung des langjährigen Mittels in *Abbildung 115* besonders augenscheinlich. Die Variabilität der Topografie wird von allen drei Methoden sehr ähnlich abgebildet. Auch die mangelnde Höhenabhängigkeit von RTD wird in den langjährigen Mittelwerten weitgehend ausgeglichen.

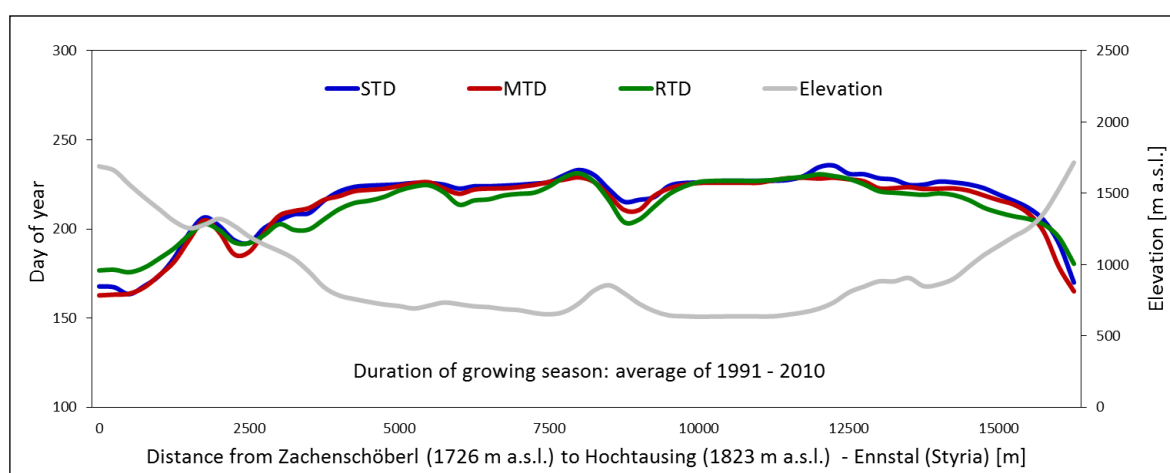


Abbildung 115: Vergleich der Berechnungsmethoden für die Vegetationsdauer im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal

Für die klimatologische Auswertung der Vegetationsdauer eignen sich somit alle Methoden. Bei RTD ist zu berücksichtigen, dass dieses Ergebnis nur durch die ausgleichende

Wirkung zweier gegensätzlicher Abweichungen zu den beiden anderen Methoden erreicht wird. Für eine operationelle Anwendung sind deshalb STD oder MTD zu bevorzugen, wobei MTD die bereits in Abschnitt 3.6.2 und 3.6.3 angeführten Vorteile hat.

3.6.5 Trends der klimatologischen Vegetationsperiode

Die klimatischen Bedingungen einer Region beeinflussen in hohem Maß die Länge der Vegetationsperiode, welche vor allem für die landwirtschaftliche Produktion eine wichtige Rahmenbedingung darstellt und somit große ökonomische Bedeutung hat. Die raumzeitliche Veränderung der Vegetationsperiode hat weitreichende Konsequenzen auf Bewirtschaftungsmaßnahmen und Ertragspotenziale. Mit der Bildung langjähriger Zeitreihen von Beginn und Ende der Vegetationsperiode wird eine Möglichkeit geschaffen, Entwicklungstrends aufzuzeigen und damit die Grundlage für eine zeitgerechte Abstimmung von Anpassungsstrategien zu bieten. Dabei spielt vor allem die Verfrühung des Vegetationsbeginns, wie sie phänologische Beobachtungen der letzten Jahrzehnte zeigen (vgl. Menzel, 2000), für die Landwirtschaft eine größere Rolle, als die ebenfalls wahrgenommene Verspätung des Vegetationsendes. Im Frühjahr herrschen nämlich aufgrund der stärkeren Einstrahlung und besseren Wasserversorgung günstigere Bedingungen für das Wachstum (Chmielewski, 2007a, 31). Ein früher Start der vegetativen Phase wirkt sich auf die weitere Pflanzenentwicklung aus und beeinflusst damit die zeitliche Abfolge der Bewirtschaftungsmaßnahmen in der Landwirtschaft.

Räumliche Modelle und deren Ergebnisse in Form geografischer Karten sind besonders dazu geeignet, regionale Veränderungen anschaulich zu demonstrieren. Als Beispiel dafür wird der Vegetationsbeginn zweier Dekadenmittel aus den für diese Arbeit berechneten jährlichen Rasteroberflächen miteinander verglichen und in *Abbildung 116* bzw. *Abbildung 117* dargestellt. In diesem aus klimatologischer Sicht relativ kurzen Zeitraum können bereits signifikante Veränderungen festgestellt werden. Der frühe Vegetationsbeginn dehnt sich in der zweiten Dekade aus und erfasst vor allem die Regionen im Übergang zwischen Flachland und Berggebiet. Die offensichtliche Zunahme der Temperatur im Frühjahr wirkt sich vor allem in den mittleren Höhenlagen aus.

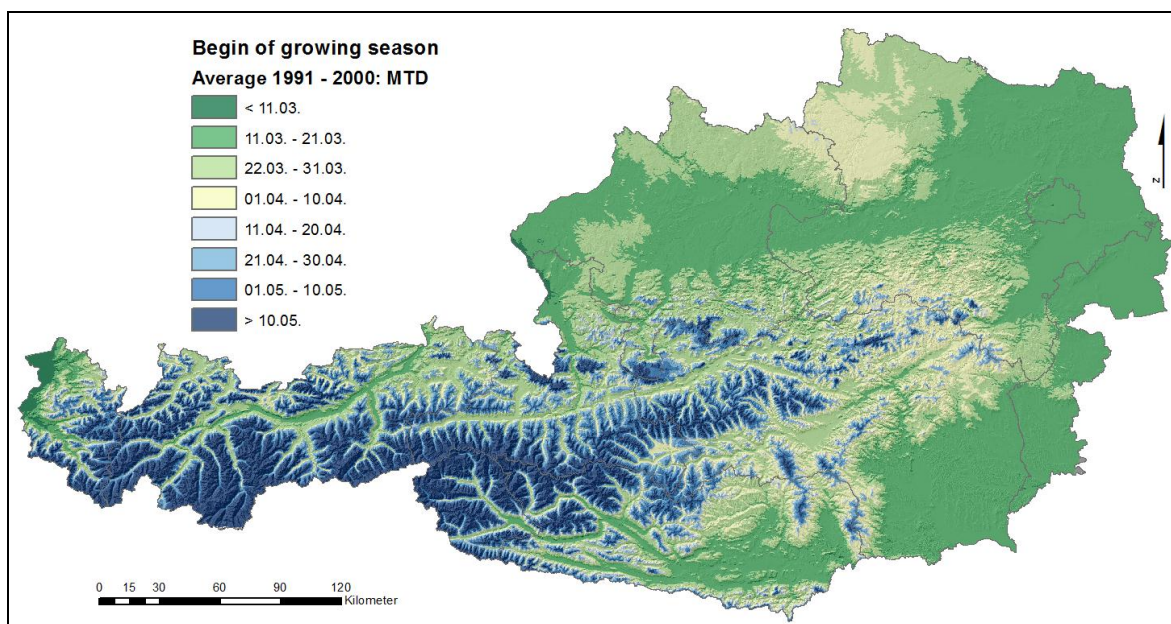


Abbildung 116: Vegetationsbeginn im Durchschnitt der Jahre 1991 bis 2000 nach MTD

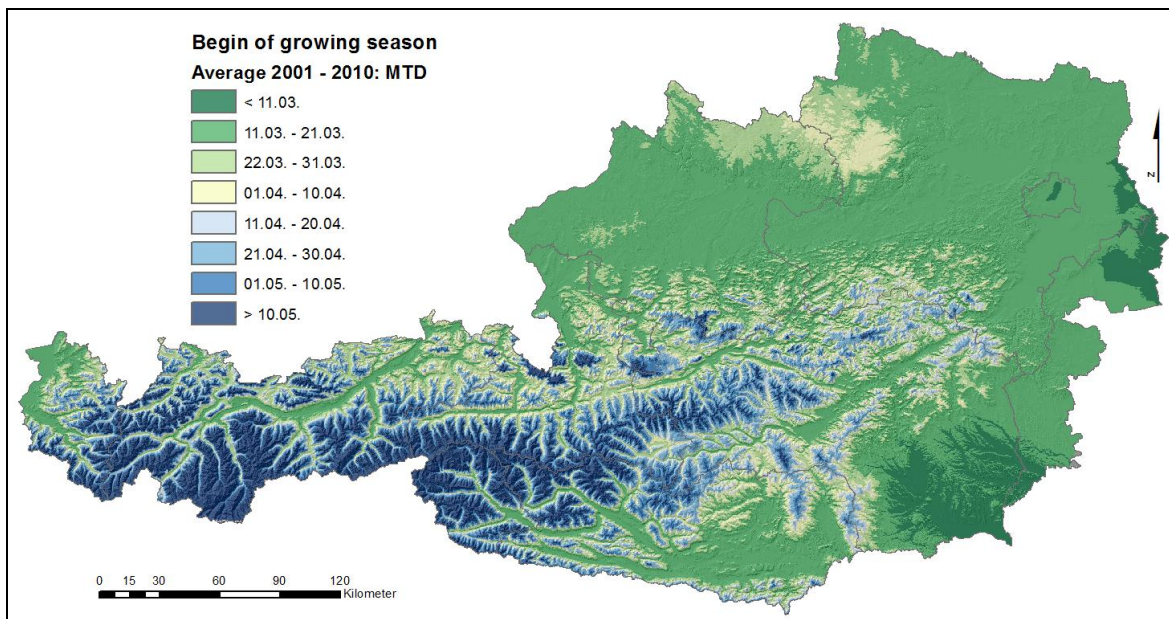


Abbildung 117: Vegetationsbeginn im Durchschnitt der Jahre 2001 bis 2010 nach MTD

Im Zuge der Klimaveränderung mit der zu erwartenden Erwärmung wird sich die Vegetationsperiode weiter ausdehnen. Bereits in den letzten Jahrzehnten führten höhere Temperaturen in Europa zu einer um mehr als 10 Tage längeren Vegetationsperiode (Menzel und Fabian, 1999). In höheren Lagen wirkt sich dies positiv auf das Wachstum aus. Der Pflanzenbestand passt sich an neue Bedingungen an und wird leistungsfähiger. Allerdings ist damit auch eine Zunahme des Wasserbedarfs verbunden. Bei der qualitativen Bewertung thermischer Veränderungen hinsichtlich positiver, negativer oder neutraler Effekte auf die Grünlandbewirtschaftung ist demnach nicht nur die Länge der Vegetationsperiode einzubeziehen, sondern auch die Verfügbarkeit der für die Wachstumsprozesse erforderlichen Bodenfeuchte (Berdanier und Klein, 2011).

In *Abbildung 118* wird für die einzelnen Methoden der Verlauf von Beginn, Dauer und Ende der Vegetationsperiode über den gesamten Untersuchungszeitraum im Mittel aller ZAMG-Messstationen gezeigt.

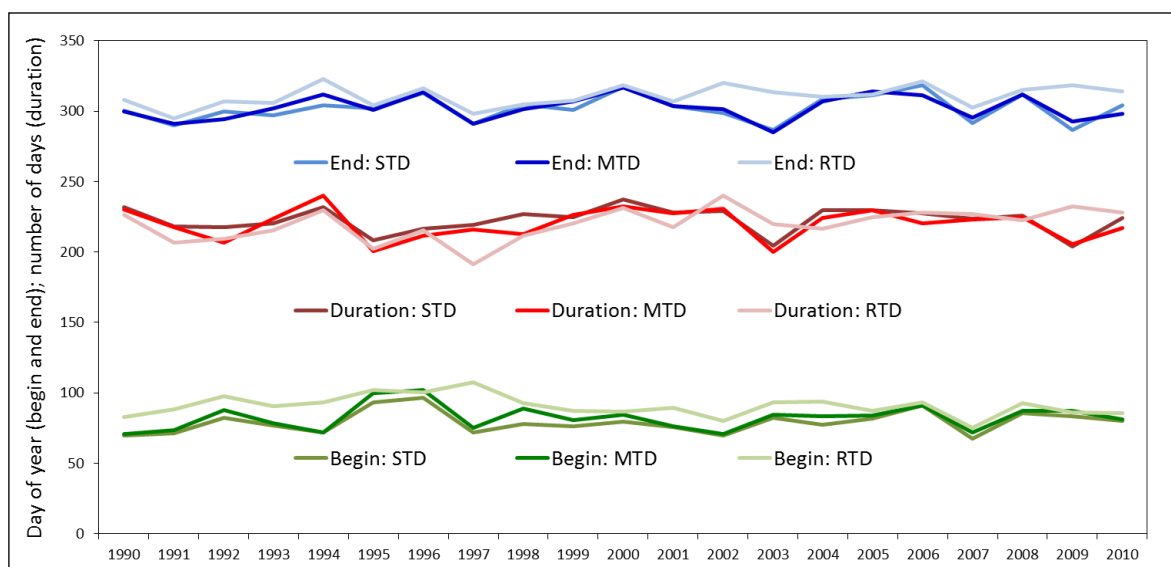


Abbildung 118: Verlauf der Vegetationsperiode im Durchschnitt aller ZAMG-Messstationen für den Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden

Die Auswertung in *Abbildung 118* basiert auf den Daten der jährlich berechneten Rasteroberflächen, welche an den Positionen der ZAMG-Messstationen ausgelesen und gemittelt wurden. Die beiden Methoden STD und MTD verhalten sich über den gesamten Verlauf sehr ähnlich. RTD hebt sich davon mit einem späteren Beginn und Ende ab, zudem treten in einzelnen Jahren signifikante Unterschiede von etwa 20 bis 30 Tagen auf. Das Verhältnis der einzelnen Berechnungsmethoden zueinander entspricht tendenziell den Ergebnissen des langjährigen Mittels von Beginn, Dauer und Ende entlang des Transektes im Steirischen Ennstal (vgl. *Abbildung 101*, *Abbildung 109* und *Abbildung 115*). Im Mittel über alle drei Methoden ergibt sich für den Beginn ein leicht negativer 21-jähriger Trend von $-0,01$, das Vegetationsende tritt in diesem Zeitraum um $0,28$ Tage Jahr^{-1} später ein. Im Mittel der drei Methoden ergibt sich damit eine Zunahme der Dauer um $0,29$ Tage Jahr^{-1} , welche hauptsächlich auf dem späteren Ende beruht. Eine Zunahme der Vegetationsdauer in etwa diesem Ausmaß wird ebenfalls von Menzel *et al.* (2003) unter Verwendung verschiedener Temperaturkriterien festgestellt, wobei sich hier ein früherer Vegetationsbeginn stärker als das spätere Ende auswirkt. In der Untersuchung wurden allerdings nur Stationen unter 950 Meter Seehöhe in einem erheblich längeren Zeitraum (1951 bis 2000) herangezogen. Höher gelegene Stationen weisen nach Menzel *et al.* (2003) grundsätzlich geringere Veränderungen auf.

Um den Verlauf der Berechnungsmethoden an den Ergebnissen einer einzelnen Station zu zeigen, wird in *Abbildung 119* die 21-jährige Entwicklung am Standort Gumpenstein ausgewertet. Im Vergleich zu den Mittelwerten aller Stationen ist die Variabilität naturgemäß größer. Allerdings zeigt sich auch hier ein starker Zusammenhang zwischen STD und MTD sowie erhebliche Abweichungen der Methode RTD, welche bis zu 50 Tage betragen können. Den Kurven des Vegetationsbeginns werden die beobachteten Eintrittstermine der phänologischen Phase „Ergrünen der Wiese“ gegenübergestellt. Zu STD und MTD bestehen zwar Ähnlichkeiten im Verlauf, wenngleich ein grundsätzlich späterer Eintritt der phänologischen Phase festzustellen ist (vgl. auch *Abbildung 96*). Der Vegetationsbeginn zeigt mit $0,08$ Tage Jahr^{-1} sogar einen positiven mittleren Trend über alle drei Methoden. Dem gegenüber steht ein leicht negativer Trend der phänologischen Phase von $-0,02$. Auch hier zeigt sich ein zunehmend späteres Eintreten des Vegetationsendes um $0,29$ Tage Jahr^{-1} . Der Trend der Dauer an der Station Gumpenstein beträgt $0,21$ Tage Jahr^{-1} .

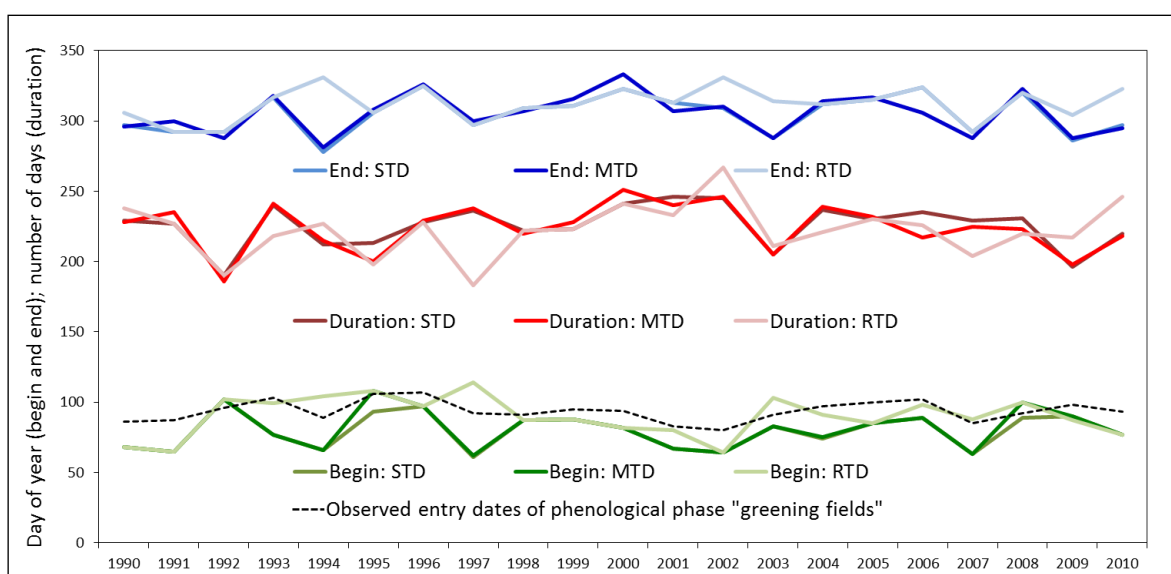


Abbildung 119: Verlauf der Vegetationsperiode an der Station Gumpenstein für den Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden

Um klimatologische Aussagen treffen zu können, ist die Betrachtung des hier vorliegenden Untersuchungszeitraums zu kurz. Aus diesem Grund erfolgt eine Ausdehnung der Zeitreihe auf die Dekaden 1960 bis 2000. Da für die Jahre 1961 bis 1989 keine jährliche Bestimmung der Vegetationsperiode auf Basis täglich gerechneter Temperaturoberflächen durchgeführt wurde, unterscheidet sich die Mittelwertbildung geringfügig. Für die ersten drei Dekaden werden aus Vereinfachungsgründen die täglichen Temperaturoberflächen aus 10-jährigen Temperaturmittelwerten gebildet und daraus die mittlere Vegetationsperiode berechnet. Die für die Oberflächeninterpolation herangezogene Temperatur des 15. Aprils in der Dekade 1960 entspricht beispielsweise einem Mittelwert aus 10 Temperaturbeobachtungen am 15. April eines jeden Jahres zwischen 1961 und 1970. Für die beiden letzten Dekaden, welche dem Untersuchungszeitraum entsprechen, werden die jährlich berechneten Ergebnisse der Vegetationsperiode zu einem Dekadenmittelwert zusammengefasst. Der sich daraus ergebende Unterschied ist in *Abbildung 120* und *Abbildung 121* durch verschiedene Trendkurven dargestellt. Während sich C-STD, C-MTD und C-RTD auf die Mittelwertbildung der Temperatur mit anschließender Berechnung der Vegetationsperiode beziehen, also klimatische Mittelwerte darstellen, sind S-STD, S-MTD und S-RTD die Ergebnisse auf Basis von Auswertungen mit täglichen Temperaturoberflächen der einzelnen Jahre. Die drei Berechnungsmethoden STD, MTD und RTD verwenden Temperaturschwellenwerte zur Bestimmung von Beginn und Ende der Vegetationsperiode und reagieren deshalb auf die in einem bestimmten Jahr auftretenden Temperaturverhältnisse. Werden die täglichen Temperaturen jedoch über eine ganze Dekade gemittelt (C-Variante) und somit geglättet, gehen die Temperaturkriterien nicht mehr auf besondere Verhältnisse ein.

In *Abbildung 120* ist der langjährige Verlauf der Vegetationsperiode im Mittelwert aller ZAMG-Messstationen dargestellt. Die Unterschiede zwischen den beiden Varianten der Mittelwertbildung werden an den Ergebnissen der Dekaden 1990 und 2000 deutlich. S-STD und S-MTD weichen von C-STD und C-MTD erheblich ab und verändern dadurch den gesamten Trend beträchtlich. RTD regiert mit weniger starken Abweichungen; zwischen S-RTD und C-RTD treten vergleichsweise geringe Unterschiede auf. Die Darstellung der verschiedenen Trends macht deutlich, dass für eine korrekte Aussage von Veränderungen der klimatologischen Vegetationsperiode die Mittelwertbildung eine große Rolle spielt. Die Temperaturglättungseffekte der C-Variante dürfen nicht unterschätzt werden.

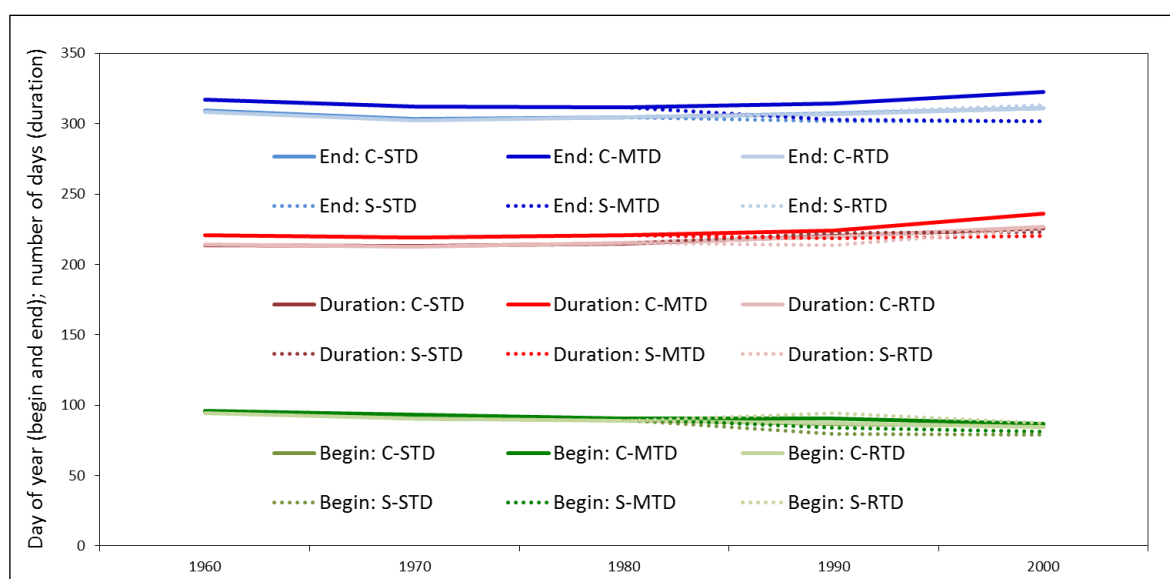


Abbildung 120: Verlauf der Vegetationsperiode im Durchschnitt aller ZAMG-Messstationen für die Dekadenmittel 1960 bis 2000 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden und Dekadenmittelwerten

Wird der Trend über den gesamten Zeitraum gebildet (C-Variante) ergibt sich eine Verfrüfung des Vegetationsbeginns um $-2,26$ Tage Dekade⁻¹ und eine Verspätung des Vegetationsendes um $1,03$ Tage Dekade⁻¹. Die Vegetationsdauer nimmt um $3,29$ Tage Dekade⁻¹ zu. Der für die drei Methoden gemittelte Vegetationsbeginn in den beiden letzten Dekaden weist für die C-Variante eine Steigung von $-2,63$ Tage Dekade⁻¹ auf, für die S-Variante hingegen $-3,32$ Tage. Das Vegetationsende unterscheidet sich noch deutlicher: Mit C ergibt sich ein Trend von $5,54$ Tagen Dekade⁻¹ und mit S eine Verminderung der Steigung auf $1,61$ Tage Dekade⁻¹. Interessant ist in diesem Zusammenhang, dass sich der Trend der beiden Dekadenmittel (S-Variante) deutlich vom Trend der Einzeljahre über den selben Zeitraum (vgl. *Abbildung 118*) unterscheidet.

Die Auswertung phänologischer Beobachtungen in Europa von Menzel und Fabian (1999) für einen 30-jährigen Zeitraum zeigen eine Verfrüfung des Vegetationsbeginns um 2 Tage Dekade⁻¹ und ein späteres Vegetationsende um $1,6$ Tage Dekade⁻¹. Diese Veränderungen sind mit den in der vorliegenden Arbeit aus den Untersuchungen zur klimatologischen Vegetationsperiode berechneten Ergebnissen vergleichbar.

Der langjährige Trend für die Station Gumpenstein in *Abbildung 121* zeigt ähnliche Abweichungen der beiden Mittelwertvarianten für die Dekaden 1990 und 2000 wie in *Abbildung 120*. Somit wird auch bei der Analyse einer konkreten Zeitreihe einer bestimmten Station die methodisch bedingte Unterschiedlichkeit der Berechnungsvarianten C und S für die Dekadenmittelwerte bestätigt. Bei der Entwicklung des Vegetationsbeginns über den gesamten Zeitraum ist in Gumpenstein mit der C-Variante ein im Vergleich zum Mittelwert über alle Stationen geringere Verfrüfung mit $-1,83$ Tagen Dekade⁻¹ festzustellen. Das Vegetationsende verhält sich mit $1,00$ Tagen annähernd gleich. Daraus ergibt sich eine etwas niedrigere Zunahme der Vegetationsdauer um $2,83$ Tage Dekade⁻¹. Die beiden letzten Dekaden zeigen für den Vegetationsbeginn einen deutlichen Unterschied zwischen C- und S-Variante. Mit $-3,33$ Tagen Dekade⁻¹ (C) und $-4,67$ Tagen (S) ist der Vegetationsbeginn zudem in Gumpenstein wesentlich früher als im Mittel aller Stationen. Das Vegetationsende zeigt für die beiden Dekaden im Gegensatz zum Mittelwert über alle Stationen weder bei C noch bei S eine Veränderung. Bei der Darstellung der Ergebnisse in *Abbildung 121* wird die Bedeutung der Mittelwertbildung deutlich. Im Fall des Vegetationsendes können diese Unterschiede sogar zu einer Trendumkehr führen.

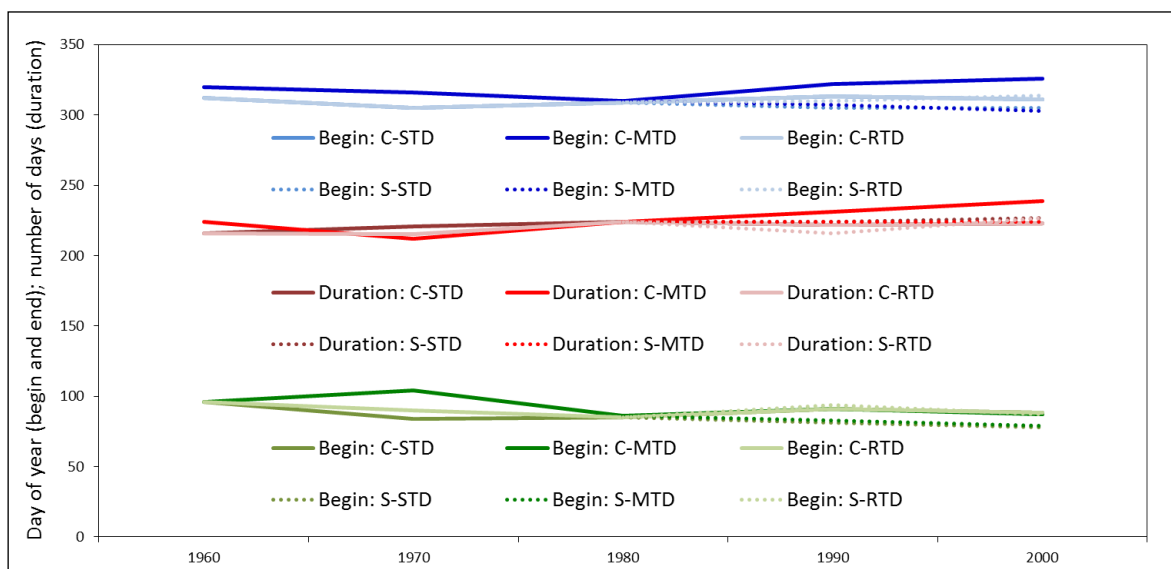


Abbildung 121: Verlauf der Vegetationsperiode an der Station Gumpenstein für die Dekadenmittel 1960 bis 2000 nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden und Dekadenmittelwerten

Die langjährigen Trends zeigen zwischen den einzelnen Berechnungsmethoden nur geringe Unterschiede. Die Art der Dekadenmittelwertbildung verursacht jedoch derart große Abweichungen, dass diese auf die Ableitung von Aussagen über den Verlauf der Vegetationsperiode entscheidenden Einfluss hat. In *Abbildung 122* wird eine Differenz der Oberflächen mit den beiden Varianten der Mittelwertbildung S und C dargestellt. Während die Unterschiede an den meist auf ebener Fläche befindlichen ZAMG-Messstationen moderat sind, zeigen sich in den komplexen Geländestrukturen enorme Abweichungen. Das gezeigte Beispiel betrifft den Vegetationsbeginn der Dekade 2000 unter Verwendung der Methode STD. Die Berechnung des Beginns in den einzelnen Jahren zwischen 2001 und 2010 und einer anschließenden Mittelwertbildung der Rasteroberflächen mittels *Map Algebra* (S-STD) zeigt bis auf wenige Ausnahmen einen teilweise erheblich früheren Vegetationsbeginn für die Dekade 2000, als dies bei C-STD der Fall ist. Bei der C-Variante werden die Temperaturdaten an den Messstationen über den 10-jährigen Zeitraum auf Tagesbasis gemittelt und anschließend interpoliert. Diese Temperaturoberflächen sind die Grundlage für die Berechnung des Vegetationsbeginns mit der Methode STD. Die Temperaturmittelwerte führen aufgrund ihrer Glättung zu einem wesentlich späteren Beginn.

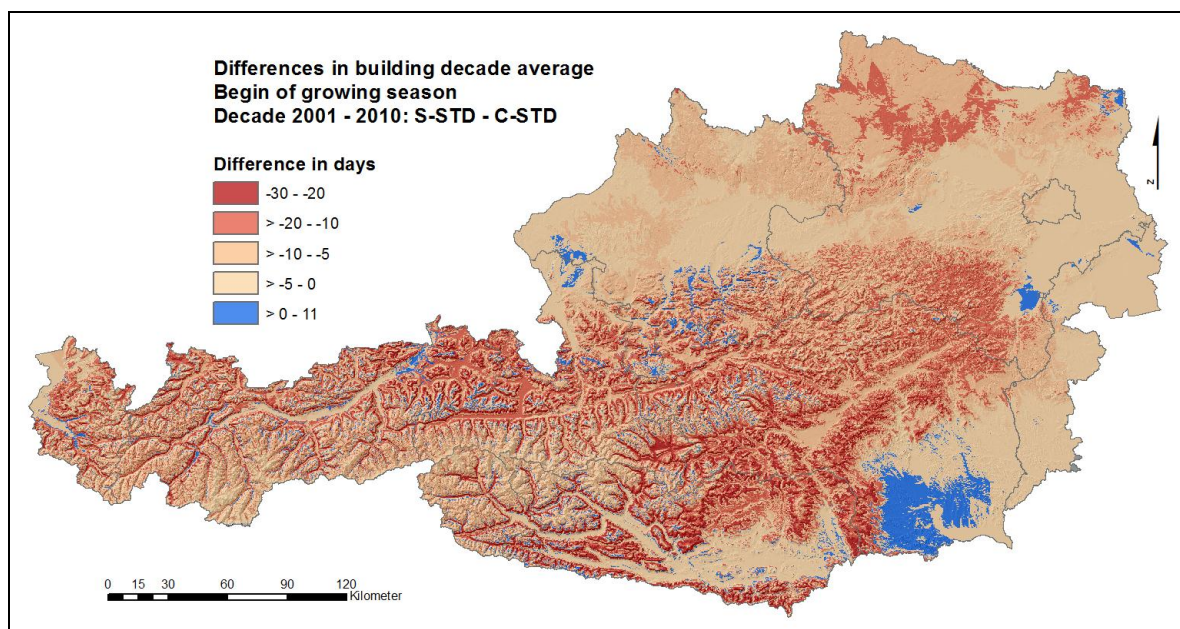


Abbildung 122: Räumliche Darstellung der Abweichungen einer unterschiedlichen Mittelwertbildung am Beispiel der Dekade 2001 bis 2010 für die Berechnungsmethode STD

Die *Abbildung 122* macht deutlich, dass bei der räumlichen Modellierung die Bildung von Mittelwerten stets auf Basis der jährlichen Einzelergebnisse erfolgen muss. Der Rechenaufwand für die Erstellung der Temperaturoberflächen ist bei der S-Variante mit einer Anzahl von 3650 zwar um das Zehnfache höher als bei der C-Variante (365 Temperaturoberflächen), hinsichtlich der gravierenden Differenzen allerdings unverzichtbar.

Die Berechnungsmethode RTD ist trotz einer vergleichsweise großen Schwankungsbreite in den einzelnen Jahren (vgl. *Abbildung 119*) für klimatologische Auswertungen zwar geeignet (vgl. *Abbildung 120*), jedoch in Hinblick auf die bereits bei der räumlichen Modellierung dargestellte Problematik nicht optimal. MTD ist mit dem im Vergleich zu STD geringfügig späteren Vegetationsbeginn (vgl. *Abbildung 118*) und einer besseren Annäherung an den Eintritt der phänologischen Phase „Ergrünen der Wiese“ (vgl. *Abbildung 119*) zu bevorzugen. MTD ist sowohl für die räumliche Auswertung von Einzeljahren als auch für langjährige Trends der klimatologischen Vegetationsperiode geeignet.

3.7 Phänologische Grünlandphasen und Temperatursummenmodell

Der Lebenszyklus von Pflanzen beginnt nach dem embryonalen Stadium mit der Ansiedlung und Keimung und führt über vegetative und generative Phasen bis hin zur Seneszenz, dem Altern und Absterben des gesamten Individuums bzw. Teilen davon. Bei einjährigen Pflanzen beschränkt sich dieser Zyklus auf eine Vegetationsperiode, bei Mehrjährigen wechseln sich Ruhe, Wachstums- und Blühperioden mehrmals ab. Die einzelnen Entwicklungsphasen sind das Ergebnis des Zusammenspiels von genetischer Programmierung und Außenfaktoren in ihrer Wirkung auf die metabolische Aktivität der Pflanzen (Larcher, 1994, 230ff). Klimatische Veränderungen wirken sich unter anderem in Verschiebungen von Lebenszyklen einzelner Arten und Artengemeinschaften aus, welche mithilfe von phänologischen Beobachtungen entsprechend bewertet werden können (Steltzer und Post, 2009). Die Untersuchung der Reaktion pflanzlicher Entwicklungen auf die Zunahme der Temperatur liefert beispielsweise einen wichtigen Beitrag für eine Abschätzung der Folgen des Klimawandels für die Landwirtschaft (Chmielewski *et al.*, 2005) und damit die Voraussetzung für die Entwicklung von Anpassungsstrategien.

In vielen Fällen reicht für agrarmeteorologische Fragestellungen eine klimatologisch definierte Vegetationsperiode, wie sie in Abschnitt 3.6 beschrieben wird, nicht aus. Das Pflanzenwachstum wird nicht nur von der Jahreszeit bestimmt, deren Abgrenzung mit einfachen Schwellenwerten der Lufttemperatur modelliert wird. Der Wärme- und Wasserhaushalt des Bodens beispielsweise spielt über die gesamte vegetative Phase eine wichtige Rolle. Die Beobachtung von einzelnen Entwicklungsphasen ist dazu geeignet, die vielfältige Wirkung der Umwelt auf das Pflanzenwachstum zu betrachten. Eine modellhafte, näherungsweise Beschreibung dieser phänologischen Phasen wird unter anderem durch die Bildung von Temperatursummen erreicht (Lauscher, 1960, 163). Bei einer Modellierung von frühen Phasen in den mittleren Breiten ist die Temperatur als Erklärungsvariable ausreichend, da im Frühjahr die Wasserversorgung aufgrund der vorangegangenen Schneeschmelze meist sehr gut ist. Für eine Analyse der Herbstphasen spielt allerdings auch der Niederschlag eine wichtige Rolle und sollte bei phänologischen Modellen zusätzlich zur Temperatur berücksichtigt werden (Menzel, 2007, 25). Besonders in Regionen mit ausgeprägter Sommertrockenheit, wie in den Ländern rund um das Mittelmeer, hängt die phänologische Entwicklung in hohem Maß vom Wasserhaushalt ab (Peñuelas *et al.*, 2004).

Das in der vorliegenden Arbeit implementierte Temperatursummenmodell zur Beschreibung phänologischer Phasen am Beispiel des Grünlandes bezieht sich auf drei wichtige Entwicklungsschritte für den ersten Aufwuchs. Das „Ergrünen/Schossen“ entspricht dem grünlandspezifischen Vegetationsbeginn, ab dem die Biomasse kontinuierlich zunimmt. Eine Beobachtung ist schwierig und meist vom subjektiven Eindruck des Beobachters geprägt. Als nächste Phase wird die Blüte des Knautgrases (*Dactylis glomerata*), eines der Leitgräser in einem Grünlandbestand, untersucht. Für ein qualitätsbewusstes Grünlandmanagement ist der Beginn des Ähren- und Rispschiebens von Leitgräsern ein Indikator für die zeitgerechte Nutzung. Die Blüte des Knautgrases weist demnach bereits auf einen höheren Rohfasergehalt mit einem zunehmend höheren Anteil an nicht verdaulichen organischen Substanzen (Lignin) sowie sinkendem Rohproteingehalt hin (Buchgraber und Gindl, 2004, 60ff). Als dritte Phase wird mit dem Zeitpunkt der ersten Mahd eine von der Bewirtschaftung beeinflusste Entwicklungsstufe beschrieben, welche für die weitere Pflanzenbestandsentwicklung entscheidend ist. Der erste Aufwuchs ist für jedes Nutzungssystem besonders wichtig, da sein Anteil am quantitativen und qualitativen Gesamtertrag sehr hoch ist. Die phänologische Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“ stellt allerdings nur eine einfache Näherung des tatsächlichen Nutzungstermins dar. Dieser hängt neben der Witte-

rung besonders von der Nutzungsfrequenz und Konservierungsmethode (Silage oder Heu) ab. Der erste Aufwuchs einer Vierschnittfläche wird beispielsweise in der Regel früher geerntet als jener einer extensiven, ein- oder zweimähdigen Wiese. Ebenso wird eine Heuernte später vorgenommen, teilweise erst bei der Blüte der Leitgräser (z.B. Knautgras), als die erste Mahd für eine Grassilage. Da der beobachtete Eintritt der phänologischen Phase nicht mit einer qualifizierten Information über die dazugehörige Nutzungsfrequenz und Konservierung kombiniert ist, geben diese Daten bestenfalls Auskunft über einen durchschnittlichen Nutzungszeitpunkt. Der Ausschluss von Ausreißern ist gerade bei einer Modellierung dieser Phase sehr wichtig, da sie wahrscheinlich mit besonderen Bewirtschaftungsformen zusammenhängen. Die mittels multipler linearer Regression (MLR) interpolierten (vgl. Abschnitt 2.3.2.2) und geglätteten Beobachtungen der ersten Mahd sind aus den genannten Gründen den direkten Beobachtungen vorzuziehen.

Gemäß der in Abschnitt 2.3.2.2 vorgestellten Methodik werden die mittels Temperatursummen berechneten Eintrittstermine der drei phänologischen Grünlandphasen den mit MLR interpolierten Beobachtungsdaten gegenübergestellt. Die über den Untersuchungszeitraum gemittelten Fehler pro Station sind in *Abbildung 123* dargestellt. Zusätzlich wird das Fehlerniveau (*Mean RMSE*) der zeit- und stationsunabhängigen Auswertung gezeigt.

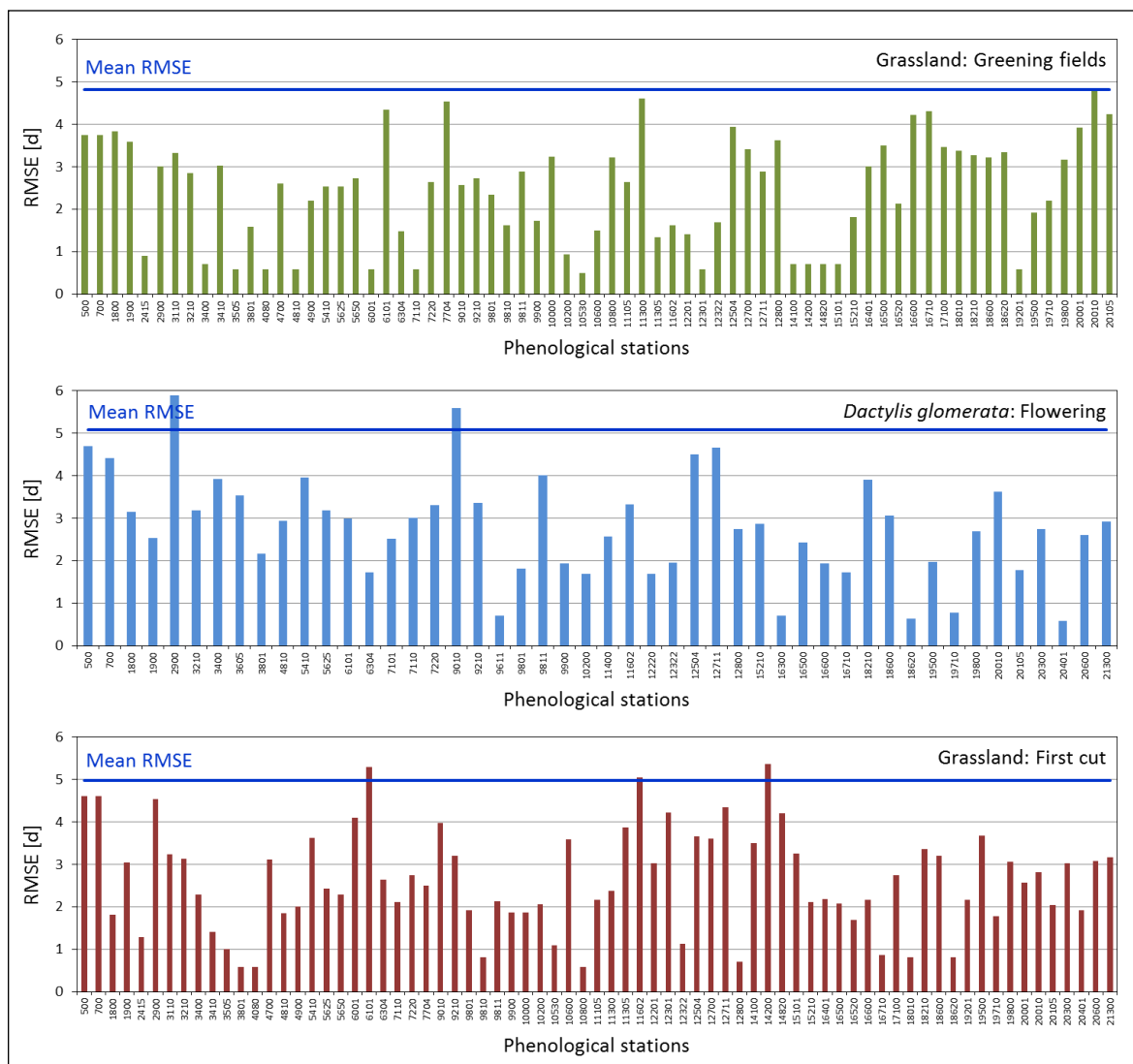


Abbildung 123: Auswertung der Fehler (*RMSE*) an den Stationen für den Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 sowie deren langjährige Mittel für die einzelnen phänologischen Grünlandphasen

Ein großer Teil der ZAMG-Messstationen mit phänologischen Beobachtungen weist für den Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 bei allen drei Phasen einen relativ kleinen Fehler bis zu drei Tagen auf. Allerdings beinhalten diese Ergebnisse auch die jeweiligen Standortfaktoren und sind für eine räumliche Modellierung über das gesamte Untersuchungsgebiet deshalb nicht geeignet. Die optimale Kombination von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme, welche standortunabhängig und an allen in *Abbildung 123* dargestellten Stationen angewendet wird, ergibt einen höheren mittleren Fehler, der jedoch Grundlage für eine allgemeine räumliche Umsetzung des Temperatursummenmodells ist.

Bei allen drei Phasen gibt es einige wenige Stationen, welche Fehler außerhalb der vierfachen Standardabweichung aufweisen. Diese wurden als Ausreißer qualifiziert und von allen weiterführenden Berechnungen ausgeschlossen. In *Tabelle 19* werden die optimalen Parameter für das Temperatursummenmodell jeder phänologischen Grünlandphase angeführt. *Tabelle 20* zeigt die dazugehörigen statistischen Kennwerte. Mittlere Fehler an den Stationen, welche bei diesem Berechnungsschritt außerhalb des 95-%-Konfidenzintervalls liegen, bleiben in der statistischen Analyse unberücksichtigt. Betroffen sind davon nur wenige Stationen (vgl. *Tabelle 20*). Mit einem zeit- und standortunabhängigen Fehler von etwa fünf Tagen ist für dieses Modell eine relativ gute Übereinstimmung erreichbar.

Tabelle 19: Optimale Anpassung von Starttag, Basistemperatur und Temperatursumme für phänologische Grünlandphasen

Phänologische Phase	Starttag	Basistemperatur [°C]	Temperatursumme [°C]
Dauergrünland: Ergrünen/Schossen	47	-7	490
Knautgras: Erste Blüte	92	3	449
Dauergrünland: Erste Mahd	117	2	361

Tabelle 20: Statistische Ergebnisse für die Anwendung der angepassten Modellparameter zur Schätzung von phänologischen Grünlandphasen

Phänologische Phase	RMSE	MAE	Bestimmtheitsmaß	Ausreißerstationen
Dauergrünland: Ergrünen/Schossen	4,82	3,77	72,72	4
Knautgras: Erste Blüte	5,07	4,05	68,66	2
Dauergrünland: Erste Mahd	4,97	3,81	62,67	2

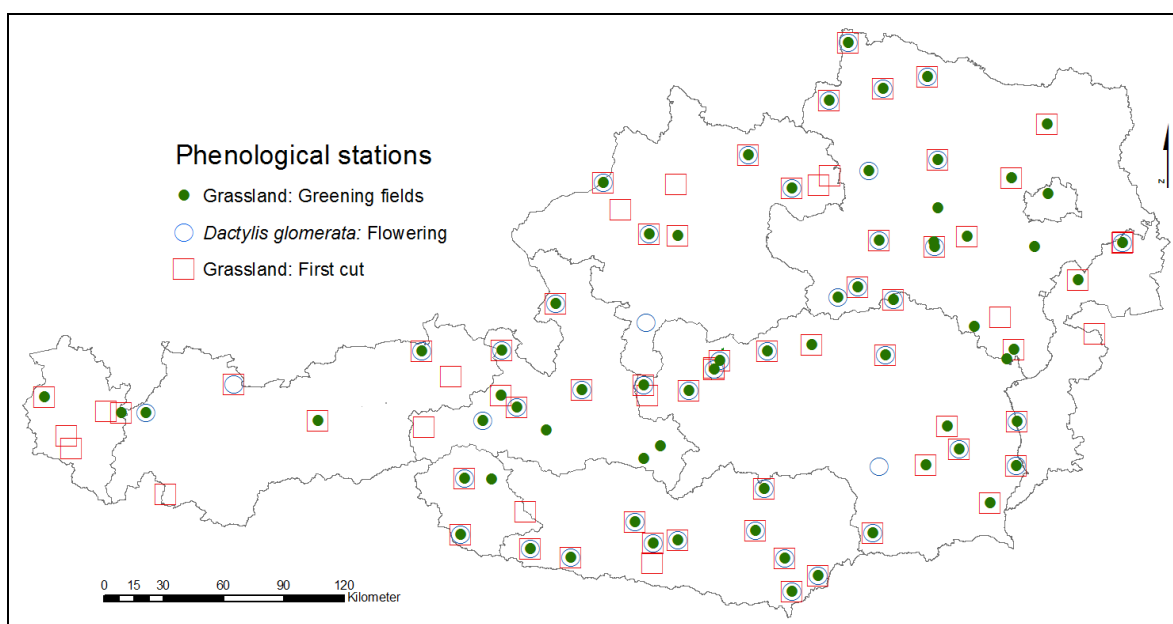


Abbildung 124: Räumliche Verteilung der Beobachtungsstationen von phänologischen Grünlandphasen

In *Abbildung 124* sind jene Stationen, klassifiziert nach der untersuchten Grünlandphase, dargestellt, deren Beobachtungsdaten für die Modellierung herangezogen wurden und der Auflistung in *Abbildung 123* entsprechen. Die statistische Auswertung der Nachbarschaftsanalyse für die einzelnen phänologischen Phasen ist in *Tabelle 21* angegeben und zeigt für alle drei Datensätze eine randomisierte räumliche Verteilung an.

Tabelle 21: Statistische Kennwerte zur räumlichen Verteilung der Beobachtungsstationen für phänologische Grünlandphasen im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008

Phänologische Stationen (1990 bis 2008)	Anzahl	Observed	Expected	Nearest	z-score	p-value
		Mean Distance	Mean Distance	Neighbour Ratio		
Dauergrünland: Ergrünen/Schossen	69	20.190,60	21.328,57	0,95	-0,85	0,397
Knaulgras: Erste Blüte	48	25.968,35	23.728,57	1,09	1,25	0,211
Dauergrünland: Erste Mahd	73	19.215,39	20.742,12	0,93	-1,20	0,229

Phänologische Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“

Der Eintritt dieser Phase ist für eine Modellierung des grünlandspezifischen Vegetationsbeginns und darauf aufbauender Modelle der Ertragsschätzung enorm wichtig. Der Ertrag bei dieser Kulturart entspricht im Wesentlichen der oberirdischen Biomasse; das Ergrünen der Wiesen steht somit am Anfang der Ertragszunahme. Eine möglichst optimale Anpassung über das hier implementierte Temperatursummenmodell ist eine wichtige Voraussetzung für die Verwendung dieser Methode im Rahmen der Ertragsschätzung. Die Qualität der Ergebnisse hängt von exakten Beobachtungen ab, welche den errechneten Temperatursummen gegenübergestellt werden.

In der österreichischen Anleitung für phänologische Beobachtungen (ZAMG, 2000a) wird diese Phase zwar im Auswertungsbogen für Beobachter angeführt und auch als Vorfrühlingsphase gelistet, es fehlt jedoch eine exakte Definition unter den zu beobachtenden Phasen landwirtschaftlicher Kulturpflanzen (ZAMG, 2000a, 17). Unter „Schossen“ findet sich folgende Beschreibung: *„Der Beginn des Längenwachstums bzw. des Schossens ist bei den Getreidesorten dann zu notieren, wenn ca. 50% der Pflanzen deutlich in die Länge wachsen und der erste Halmknoten über dem Erdboden gut fühlbar ist. Beim Raps wird, sobald das Längenwachstum beginnt, der Haupttrieb mit der Endknospe (Vegetationspunkt) aus der Rosette herausgeschoben, 50% der Pflanzen haben eine Höhe von etwa 5 cm.“* Ein dem Term „Ergrünen“ sehr naheliegender Begriff könnte eventuell noch als „Austrieb/Aufgang“ interpretiert werden: *„Das Stadium, in dem junge Pflänzchen etwa 1 cm (bei Mais 2 cm) aus dem Boden gewachsen sind, so dass Drill oder Pflanzenreihen erkennbar sind und die Felder einen ersten grünen Schimmer bekommen haben. Bei Raps haben die beiden herzförmigen Keimblätter eine Höhe von ca. 2 cm erreicht.“* Abgesehen davon, dass sich die Beschreibung lediglich auf Ackerkulturen bezieht, muss bei einer von den Beobachtern vorgenommenen Übertragung dieser Informationen auf das Grünland mit einem großen subjektiven Interpretationsspielraum gerechnet werden.

Die Anleitung des Deutschen Wetterdienstes zur phänologischen Beobachtung des Dauergrünlandes (Deutscher Wetterdienst 1991, 97) ist hier wesentlich präziser: *„Beim Dauergrünland muß von dem Grundsatz abgewichen werden, daß alle phänologischen Phasen einer Kultur an demselben Feld zu beobachten sind. Hier sollte stattdessen jeweils das früheste Ereignis im Beobachtungsgebiet gemeldet werden.“* Die Phase „Beginn des Ergrünnens“ ist wie folgt definiert: *„Der Termin ist zu melden, wenn etwa 25 % der ausgewählten Dauergrünlandfläche frisches Grün zeigt, d.h. mit dem Blattwachstum begonnen hat.“* Selbst bei der auf Grünland abgestimmten Definition ist eine Beobachtung schwierig und die Gefahr eines signifikanten Einflusses von subjektiven Eindrücken der Beobachter

gegeben (vgl. Schaber, 2002, 34ff). Nach Ernst und Loeper (1976) sind bei einer optischen Beobachtung des Vegetationsbeginns im Grünland keine objektiven Ergebnisse zu erwarten. Aus diesem Grund führten sie in ihrer Arbeit regelmäßige Graslängenmessungen durch. Die in der vorliegenden Arbeit auf die Beobachtung der Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ abgestimmten Ergebnisse des Temperatursummenmodells müssen vor dem Hintergrund der aufgezeigten Problematik bewertet werden.

Mit den Parametern in *Tabelle 19* werden für den gesamten Untersuchungszeitraum Oberflächen der Temperatursummen, abgestimmt auf die jeweiligen Grünlandphasen, gebildet. An den Standorten der phänologischen Stationen (vgl. *Abbildung 124*) erfolgt mithilfe der ArcGIS-Funktion *Extract by Points* eine Abfrage des Zellinhaltes. Die so erstellte Liste von modellierten Eintrittstagen dient dem Vergleich mit den beobachteten bzw. interpolierten (MLR) Eintrittstagen. Das statistische Ergebnis dieser Auswertung ist in *Abbildung 125*, die räumliche Umsetzung am Beispiel des Jahres 2000 in *Abbildung 126* dargestellt.

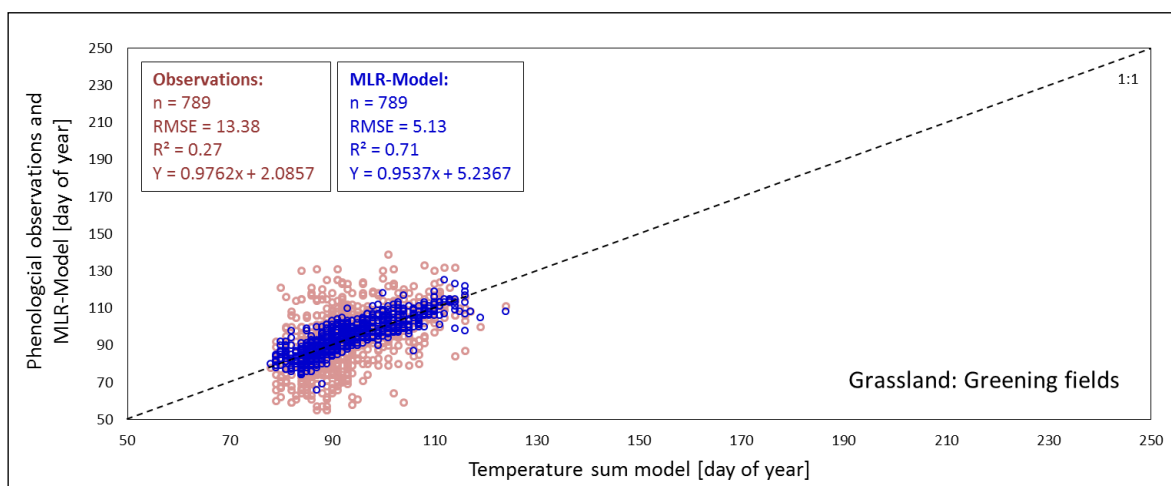


Abbildung 125: Evaluierung des Temperatursummenmodells im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 für die Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“

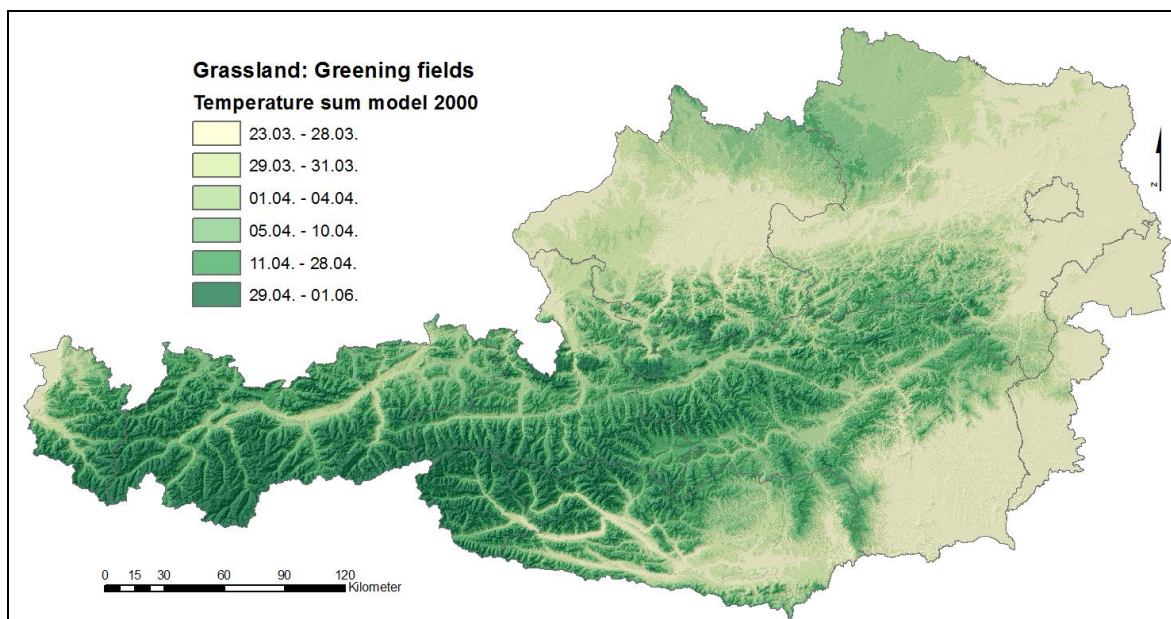


Abbildung 126: Räumliches Modell der Temperatursummen am Beispiel des Jahres 2000 für die Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“

Die Korrelation zwischen modellierten, temperatursummenabhängigen Eintrittstagen der Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ und den phänologischen Beobachtungen unterscheidet sich je nach verwendetem Datensatz. Während die direkten Beobachtungen in *Abbildung 125* zu einer deutlichen Streuung führen, ist mit den MLR-Daten ein wesentlich stärkerer Zusammenhang gegeben. Der Glättungseffekt wird hier sehr deutlich sichtbar und ist hinsichtlich der zu Beginn diskutierten Problematik einer objektiven Einschätzung dieser Phase eine Maßnahme, welche die Unsicherheit in den Ergebnissen minimiert. Das räumliche Modell am Beispiel des Jahres 2000 in *Abbildung 126* reflektiert die höhenabhängige und topografisch angepasste Temperatur der für diese Analyse zugrunde liegenden Temperaturoberflächen (vgl. Abschnitt 2.2.2).

Die Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ entspricht im Wesentlichen dem Vegetationsbeginn im Grünland. In *Abbildung 127* wird der langjährige Durchschnitt der Ergebnisse aus dem Temperatursummenmodell mit der klimatologischen Vegetationsperiode (MTD), ebenfalls im Mittel der Untersuchungsperiode, verglichen. Die dargestellten Differenzen zeigen, dass der mittels Temperatursummen berechnete Beginn im Flachland und Talbereich um etwa zwei Wochen später eintritt. Im Berggebiet sind die Abweichungen wesentlich geringer und tendieren eher zu einem früheren Vegetationsbeginn der klimatologischen, auf Temperaturschwellenwerten basierenden Definition. Der in *Abbildung 126* im Jahr 2000 mit Ende März berechnete Phasentritt im klimatisch begünstigten Osten ist aufgrund von Erfahrungswerten um einiges zu spät und nicht realistisch. Zurückzuführen ist dies mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die eingangs beschriebene Problematik der phänologischen Datenerhebung und der daraus abgeleiteten Interpolation. Unter diesem Gesichtspunkt sind auch die in Abschnitt 3.6.2 und *Abbildung 119* angestellten Vergleiche zwischen phänologischer Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ und dem mittels verschiedenen Temperaturschwellen berechneten Vegetationsbeginn zu bewerten.

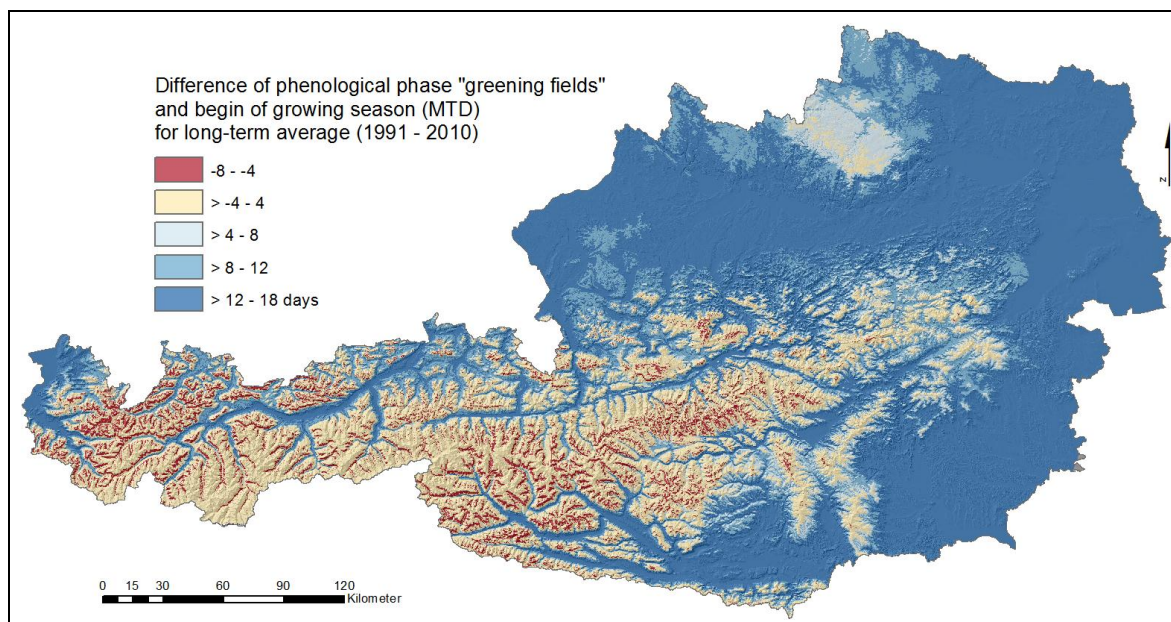


Abbildung 127: Differenz zwischen dem räumlichen Modell der Temperatursumme für „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ und dem Beginn der Vegetationsperiode (MTD) im langjährigen Mittel

Die klimatologische Vegetationsperiode ist vor allem in den Gunstlagen aufgrund der in *Abbildung 127* gezeigten mittleren Differenzen mit einem vergleichsweise früheren Beginn besser als das Temperatursummenmodell dazu geeignet, den Zeitraum für die Biomassezunahme des ersten Grünlandaufwuchses abzugrenzen.

Die in der landwirtschaftlichen Beratung Deutschlands häufig eingesetzte und deshalb hier angesprochene Methode zur Bestimmung des grünlandspezifischen Vegetationsbeginns basiert auf den von Ernst und Loeper (1976) eingeführten „korrigierten Temperatursummen“. Die Methode bewertet die Wärmewirkung auf das Wachstum für die ersten Monate des Jahres unterschiedlich. Bei den ab 1. Jänner akkumulierten Temperaturen über 0 °C wird die Jännersumme mit 0,5, die Februarsumme mit 0,75 korrigiert und die Summe aller weiteren Monate unverändert übernommen. Beim Erreichen von etwa 200 °C wird in vielen Anwendungen, vor allem bei Empfehlungen zur Düngung, vom Beginn der Vegetation im Grünland gesprochen. Die Methode wurde in der vorliegenden Arbeit nicht geprüft, da eine Modellierung der Wintertemperaturen große Unsicherheiten beinhaltet (vgl. Abschnitt 2.2.2.2). Eine Implementierung als räumliches Modell auf Basis von Temperaturoberflächen nach dem hier umgesetzten Prinzip *interpolate then calculate* würde vor allem im komplexen Berggebiet zu beträchtlichen Fehlern führen.

Phänologische Phase „Knaulgras: Erste Blüte“

Die für eine Anpassung der Temperatursummen zur Verfügung stehenden Beobachtungen des Eintritts der (ersten) Blüte von *Dactylis glomerata* beruhen auf der Definition: „Blüte: Ährchen (je 3-5 Blüten) an den Enden der Rispenäste zusammengedrängt, bilden Knäuel, Hüll- und Deckspelzen deutlich gekielt, behaart und mit kurzer Granne; Habitus: Halme am Grund zweischneidig flachgedrückt; Beobachtung: Erste Blüte (an etwa der Hälfte der Ährchen hängen die leicht grau-violetten Staubbeutel und geben bei Berührung Blütenstaub ab)“ (ZAMG, 2000a, 15).

Die eindeutige Definition dieser phänologischen Phase sowie deren später Eintrittstermin führt zu einer etwas geringeren Streuung der temperatursummenabhängigen Schätzung von direkten Beobachtungen, welche durch die MLR-Interpolation noch zusätzlich geglättet werden (vgl. *Abbildung 128*). Der Fehler sowie das Bestimmtheitsmaß sind mit den Ergebnissen der Phase „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ vergleichbar. Als Leitgras des Grünlandpflanzenbestandes dient es als Indikator der Schnittrife des ersten Aufwuchses. Allerdings erfolgt die Ernte bei der Berücksichtigung eines ausgewogenen Rohfaser-Rohprotein-Verhältnisses, insbesondere bei Silagenutzung, um einige Tage früher. Der Eintritt dieser Phase ist demnach lediglich ein Anhaltspunkt für das Ende des ersten Aufwuchses. Klimatische Veränderungen im späten Frühjahr können mit einer Auswertung von Zeitreihen dieser Phase jedoch sehr gut abgebildet werden.

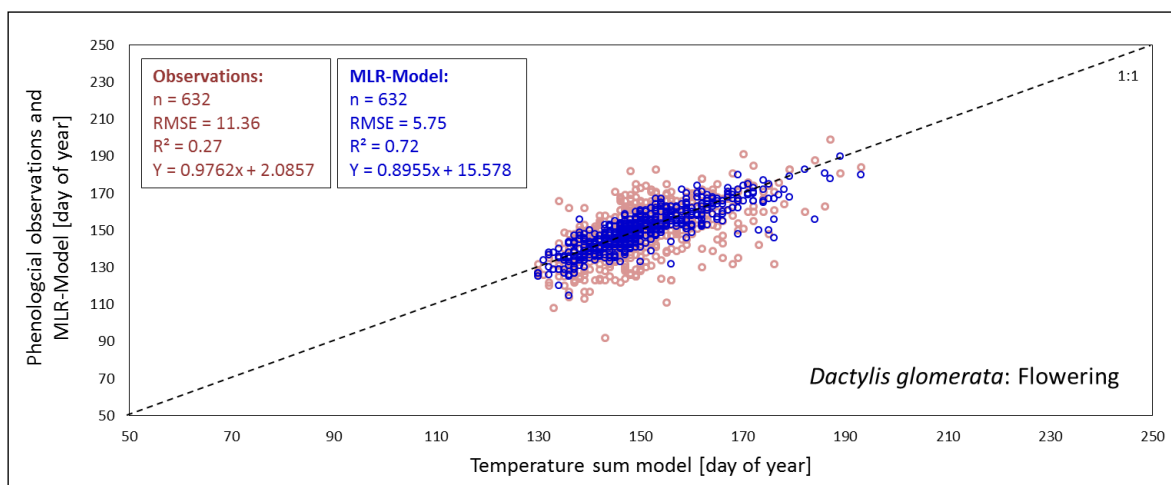


Abbildung 128: Evaluierung des Temperatursummenmodells im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 für die Phase „Knaulgras: Erste Blüte“

Die Entwicklungsgeschwindigkeit von *Dactylis glomerata* und damit das Eintreten in die generative Phase wird allerdings nicht nur von der Witterung, sondern auch von der Bewirtschaftungsintensität beeinflusst. Eine hohe Stickstoffversorgung wirkt sich beispielsweise auf beschleunigte und höhere Wachstumsraten aus (vgl. Lemaire und Salette, 1982). Das unterschiedliche Bewirtschaftungsniveau kommt unter anderem durch die Variation der Nutzungsfrequenz innerhalb einer klimatisch und topografisch vergleichbaren Region zum Ausdruck. Die phänologischen Beobachtungen gehen auf diese zusätzlichen Einflüsse nicht ein und wirken sich deshalb bis zu einem gewissen Grad in einer nicht durch Temperatursummen erklärbaren Variabilität der Ergebnisse aus. Um derartige Unsicherheiten in ihrer Wirkung auf die Modellkalibration zu vermindern, ist die Verwendung der MLR-interpolierten Beobachtungsdaten eine wichtige und sinnvolle Maßnahme. In *Abbildung 129* wird am Beispiel des Jahres 2000 die Oberfläche der modellierten Eintrittstage dargestellt. Die räumliche Verteilung in diesem Jahr ergibt ein plausibles und realistisches Bild.

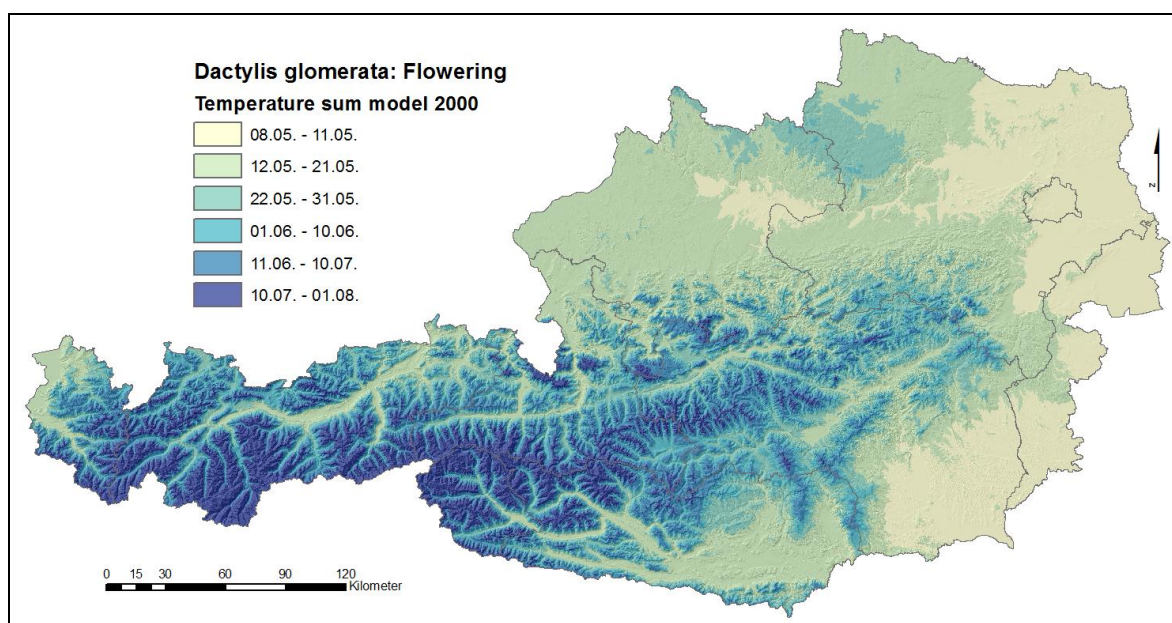


Abbildung 129: Räumliches Modell der Temperatursummen am Beispiel des Jahres 2000 für die Phase „Knaulgras: Erste Blüte“

Phänologische Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“

Für die Beobachtung der ersten Mahd im Dauergrünland sind, wie bereits angemerkt, einige zusätzliche Informationen notwendig, um eine korrekte Interpretation des festgehaltenen Eintrittsdatums zu ermöglichen. In ZAMG (2000a, 19) wird den österreichischen Beobachtern für die Feststellung des Phaseneintritts „Ernte“ folgende Anleitung gegeben: „Es ist der Tag zu melden, an dem das beobachtete Feld abgeerntet wird.“ Sowohl Nutzungsfrequenz als auch Konservierungsart bleiben unberücksichtigt. In Deutscher Wetterdienst (1991, 97f) heißt es dazu: „Die Erntephase sind möglichst an Wiesen zu beobachten, die zweimal jährlich geschnitten werden. Dabei sollte die Meldung des Heuschnitts gegenüber dem Silageschnitt bevorzugt werden. ... Es ist das Datum zu melden, an dem erstmals im Beobachtungsgebiet Grünland zur Trockenfuttergewinnung oder für Silage geschnitten wird. ... Als Kennzahl sollte die Konservierungsart gemeldet werden, sofern sie bekannt ist ... Der Termin für den ersten Schnitt ist vom Wachstumsstand der Wiese abhängig. Beim Übergang von der vegetativen zur generativen Wachstumsphase, d.h. wenn die ersten Gräser (z.B. Wiesen-Fuchsschwanz) zu blühen beginnen wird im allgemeinen der Heuschnitt

vorgenommen. In diesem Stadium ist das Verhältnis von Rohfaser- und Eiweißgehalt am günstigsten. Der Silageschnitt erfolgt ca. 8 bis 14 Tage früher, etwa "kurz vor dem Ähren- bzw. Rispenstehen" der hauptbestandsbildenden Gräser.“ Der Deutsche Wetterdienst trägt den bedeutenden zeitlichen Unterschieden für die Bestimmung der ersten Mahd Rechnung. Für die in der vorliegenden Arbeit verwendeten phänologischen Beobachtungen der österreichischen Stationen wird eine derartige Differenzierung nicht vorgenommen. Das unter diesen Voraussetzungen angepasste Temperatursummenmodell und dessen Ergebnisse müssen daher auch entsprechend bewertet werden.

Der Zusammenhang zwischen direkten Beobachtungen und temperatursummenabhängigen Eintrittszeitpunkten in *Abbildung 130* wird durch Ausreißer vermindert. Sie reflektieren die in den Beobachtungen nicht berücksichtigten Informationen zur Bewirtschaftung. Die MLR-Interpolation trägt bei dieser Phase besonders dazu bei, Ausreißer zu eliminieren und die notwendige Glättung für die Kalibrierung des räumlichen Modells herbeizuführen. *Abbildung 131* zeigt das Ergebnis dieser Phase am Beispiel einer Karte für das Jahr 2000.

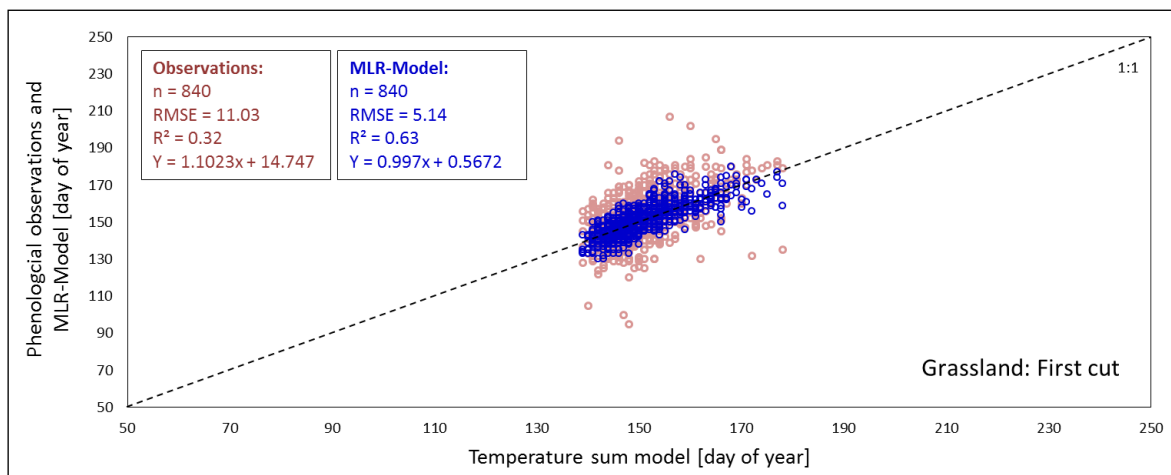


Abbildung 130: Evaluierung des Temperatursummenmodells im Untersuchungszeitraum 1990 bis 2008 für die Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“

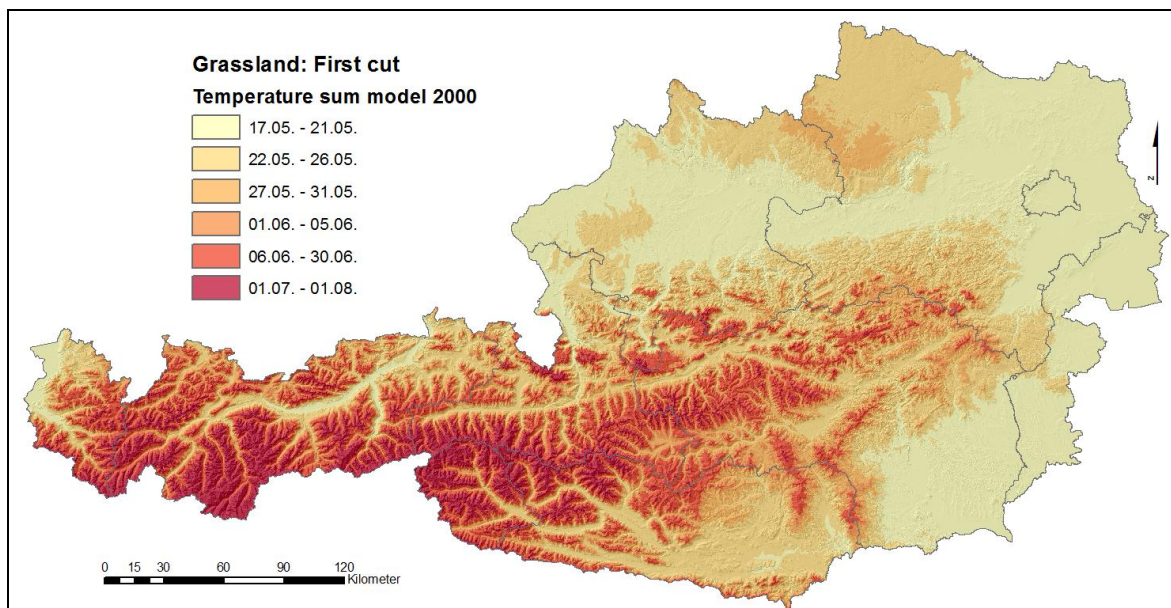


Abbildung 131: Räumliches Modell der Temperatursummen am Beispiel des Jahres 2000 für die Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“

Phänologische Phasen im komplexen Gelände

Die Temperaturoberflächen mit ihrer Anpassung an die unterschiedlichen Expositionen und Hangneigungen im komplexen Gelände (vgl. Abschnitt 2.2.2.5) bilden die Grundlage für die Berechnung der temperatursummenabhängigen Eintritte phänologischer Phasen. Wie bereits bei der Auswertung der klimatologischen Vegetationsperiode (vgl. Abschnitt 3.6) wird auch hier ein Vergleich der Ergebnisse entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal (vgl. *Abbildung 69*) vorgenommen. In *Abbildung 132* sind die drei untersuchten Phasen am Beispiel des Jahres 2000 dargestellt, in *Abbildung 133* im Durchschnitt der zwei Dekaden des Untersuchungszeitraums. Die Ergebnisse des Einzeljahres und die langjährigen Mittelwerte entsprechen einander weitgehend. Im Jahr 2000 ist der erste Schnitt am Talgrund etwas später als die Blüte von *Dactylis glomerata*, beide Kurven nähern sich aber im langjährigen Mittel an. Die Abhängigkeit von Seehöhe und Exposition ist bei allen Phasen erkennbar, wobei das Ergrünen und die Blüte von *Dactylis glomerata* sensibler als die erste Mahd reagieren. Grundsätzlich wird im Vergleich zu den Temperatursummen die Topografie bei der auf Temperaturschwellenwerten basierenden klimatologischen Vegetationsperiode stärker betont. In *Abbildung 133* ist für einen direkten Vergleich der klimatologische Vegetationsbeginn, berechnet nach MTD (vgl. Abschnitt 2.3.1.3), hinzugefügt.

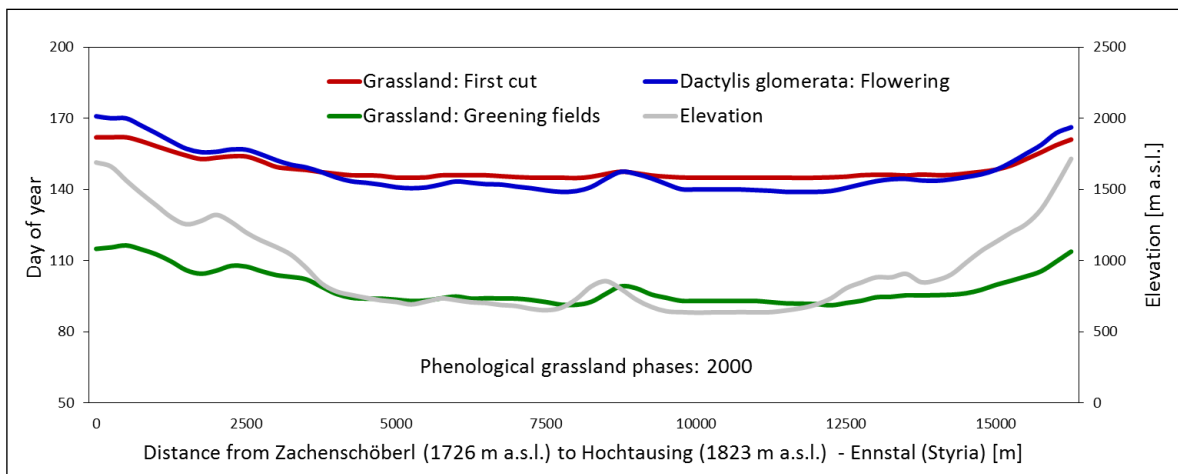


Abbildung 132: Verlauf der phänologischen Grünlandphasen im Jahr 2000 entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal

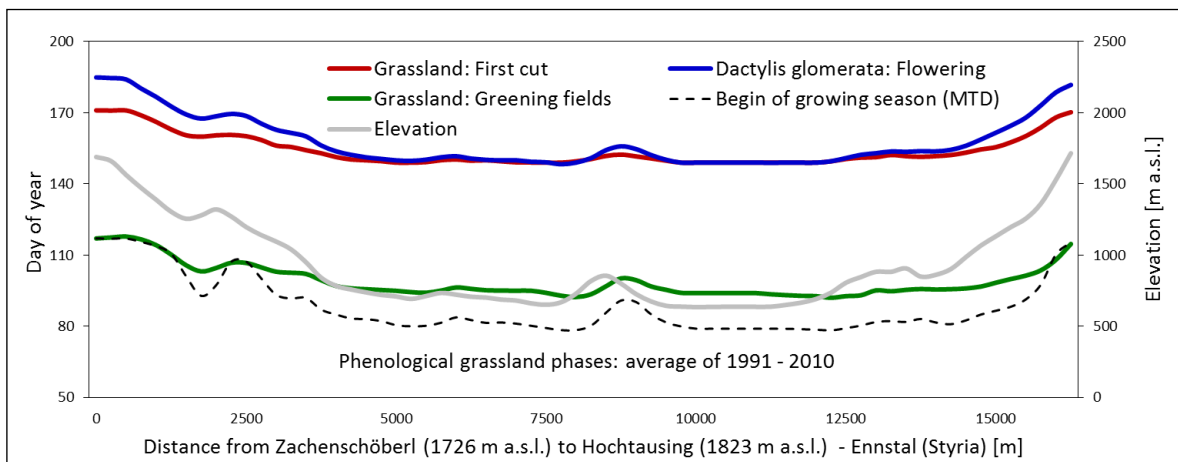


Abbildung 133: Verlauf der phänologischen Grünlandphasen im langjährigen Mittel entlang eines Transektes im Steirischen Ennstal

3.8 Nutzungszeitpunkte in der Grünlandbewirtschaftung

3.8.1 Rahmenbedingungen der räumlichen Modellierung

Die Anzahl der Schnittnutzungen sowie deren Zeitpunkte bestimmen den quantitativen und qualitativen Jahresertrag des Wirtschaftsgrünlandes. Sie stehen in unmittelbarer Beziehung zu den Bewirtschaftungs- und Standortfaktoren (vgl. Abschnitt 1.4). Naturräumliche Bedingungen und darauf abgestimmte Bewirtschaftungsmaßnahmen sind für die Ernte maßgeblich und eng mit der Entwicklung des Pflanzenbestandes gekoppelt. Darüber hinaus spielt auch das individuelle Bewirtschaftungsverhalten des Landwirtes eine wichtige Rolle. Die Vielzahl an Faktoren und ihre Wechselbeziehungen, welche die Wahl des Erntezeitpunktes beeinflussen, macht eine objektive und modellhafte Bestimmung schwierig. Letztendlich liegt die Entscheidung zur Durchführung der Ernte beim Landwirt. Nicht immer sind die Beweggründe dazu rational nachvollziehbar bzw. von allgemein zugänglichen Informationen abzuleiten und erlauben deshalb bei der Anwendung von vereinfachenden Modellen auch keine vollständige und exakte Abbildung der realen Schnittzeitpunkte.

Die systematische Analyse von standortbezogenen, objektiven Parametern ist eine wichtige Voraussetzung für eine plausible und nachvollziehbare Berechnung des Schnittzeitpunktes. Modellannahmen und die Festlegung bestimmter Randbedingungen sind jedoch bei der Vielzahl von erklärenden Variablen unvermeidbar. Dies trifft besonders auf die räumliche Implementierung der Abschätzung des Schnittzeitpunktes zu. Eine statistisch ausreichend abgesicherte Kalibrierung ist nicht möglich, da langjährige Beobachtungen der landwirtschaftlichen Praxis in sämtlichen Regionen Österreichs fehlen. Zudem entziehen sich die vielfach nominal skalierten Faktoren einer rechnerischen Verallgemeinerung, da sie oft nur in ihrem komplexen Zusammenspiel eine Situation schaffen, in dem die Nutzung einer Grünlandfläche erfolgt. Der Landwirt entscheidet sich für einen Erntezeitpunkt unter Berücksichtigung verschiedener Rahmenbedingungen. Hervorzuheben sind dabei:

- Bewirtschaftungsintensität (extensiv oder intensiv)
- Nutzungsfrequenz (Anzahl der Schnittnutzungen)
- Klimatische Bedingungen und Witterungsverlauf
- Pflanzenbestandszusammensetzung und phänologische Entwicklung
- Stellenwert einer qualitätsbewussten Wirtschaftsweise
- Ernteverfahren (Boden- und Gerüsttrocknung, Belüftung, Ballen, Siliersysteme)
- Konservierung (Heu und Grummet, Grünernte, Gärheu, Silage)
- Verfügbarkeit von Erntemaschinen und personellen Ressourcen
- Wetteranforderungen zum Erntezeitpunkt (Anwelke, Trocknung)
- Förderungsbezogene Auflagen (Biodiversitäts- und Naturschutzmaßnahmen)
- Regionale und traditionelle Bewirtschaftungsmuster

Wie im Abschnitt 1.4.4 diskutiert, sind die auf den Ertrag wirkenden Faktoren, insbesondere jene der Bewirtschaftung, nur schwer und lediglich mittels Näherungsverfahren in räumliche Modelle zu überführen. Andere für den Erntezeitpunkt relevante Voraussetzungen, wie die Verfügbarkeit von personellen Ressourcen, die Affinität zu regionalen und traditionellen Bewirtschaftungsmustern (beispielsweise die Orientierung an „Bauernregeln“), oder die eingesetzte Erntetechnologie können überhaupt nicht berücksichtigt werden. Unter allen Faktoren beeinflussen Klima und Witterung die Nutzungszeitpunkte am stärksten, da

sie den Verlauf des Pflanzenwachstums wesentlich bestimmen. Unter der Annahme, dass Landwirte die Bewirtschaftung ihrer Flächen hauptsächlich nach ökonomischen Gesichtspunkten gestalten, ist die Erntereife des Pflanzenbestandes die wichtigste Voraussetzung für die Mahd. Mit dem Eintritt des Ähren- und Rispschiebens der Leitgräser eines Grünlandpflanzenbestandes ist ein optimales Verhältnis von Rohfaser- und Energiegehalt gegeben (Pötsch, 1995a) und eine Ernte sehr wahrscheinlich. Wanninger (2006) bedient sich beispielsweise bei seiner Modellierung von Mähzeitpunkten der Beobachtung von phänologischen Phasen der Leitgräser im Grünland. Mittels multipler Regressionsanalyse unter Einbeziehung von Geografischer Länge und Breite sowie der Seehöhe werden die stationsbasierten Beobachtungen räumlich interpoliert. Die für die erste Mahd entscheidende Phase des Ähren- und Rispschiebens wird dabei aus den Beobachtungen der Phase „Knautgras: Erste Blüte“ durch Rückdatierung auf Basis von Erfahrungswerten abgeleitet.

Ziel in der vorliegenden Arbeit ist es, den Nutzungszeitpunkt mithilfe der implementierten räumlichen Basismodelle (Abschnitt 2.2) bestmöglich zu schätzen. Detaillierte Randbedingungen, wie die von Formayer (2001) analysierten wetterabhängigen Erntegelegenheiten in Bezug auf bestimmte Ernteverfahren, werden aufgrund ihrer Komplexität im vorliegenden Näherungsmodell nicht verwendet. Zwischen den Phasen der Pflanzenentwicklung und dem Temperaturverlauf herrscht ein starker Zusammenhang, welcher häufig in phänologischen Modellen unter Verwendung von Temperatursummen abgebildet wird (Schaber, 2002, 76ff). In Abschnitt 2.3.2 wird ein solches Modell dazu genutzt, phänologische Phaseintritte zu beschreiben und mithilfe der in Abschnitt 2.2.2 entwickelten Temperaturoberflächen auch räumlich umzusetzen. Bei dem hier unterstellten Zusammenhang zwischen Erntereife und Schnittermin wird in ähnlicher Weise vorgegangen. Allerdings wird die Temperatursumme nicht dem Eintritt einer phänologischen Phase gegenübergestellt, sondern langjährigen Nutzungsdaten aus Versuchen des LFZ Raumberg-Gumpenstein. Die phänologische Entwicklung des Pflanzenbestandes findet demnach nur indirekt und in ihrer Wirkung auf den Erntezeitpunkt Berücksichtigung. Wie dem Abschnitt 2.3.3.3 zu entnehmen ist, basiert die Schätzung nicht auf einem funktionalen Zusammenhang von Temperatursumme und Nutzungszeitpunkt, sondern auf einer empirisch abgeleiteten Beziehung zwischen jährlichen Temperatursummenschwankungen und dem langjährigen Wertebereich von beobachteten Nutzungszeitpunkten. Ein aus den zahlreichen, im Zuge von Experimenten erhobenen Ernteterminen abgeleiteter Zentralwert bildet dabei den Bezugspunkt, von dem, entsprechend der relativen Temperatursummenabweichung, eine Verschiebung des Nutzungszeitpunktes vorgenommen wird. Die Abweichungen beschränken sich dabei auf den langjährigen Wertebereich, in dem die Daten aller Untersuchungsjahre und Standorte repräsentiert sind. Extreme Schwankungen, welche nicht der landwirtschaftlichen Praxis entsprechen, werden dadurch verhindert.

Die Beobachtungen der Nutzungszeitpunkte entstammen verschiedenen Experimenten, deren Schnitte nach vordefinierten Versuchsanordnungen durchgeführt wurden. Die Referenz-Erntetermine weisen somit eine gewisse Systematik auf und entsprechen trotz bestmöglicher Näherung nicht vollständig der landwirtschaftlichen Praxis. In *Abbildung 134* werden deshalb die statistischen Kennwerte der für die Modellkalibrierung verwendeten Experimente (*Misc*) in Form von *Boxplots* dargestellt und dem Datenbestand eines Projektes mit Erhebungen in der Praxis (*MaB*) gegenübergestellt. Bei dem Forschungsprojekt „Landschaft und Landwirtschaft im Wandel“ des UNESCO-Programms „*Man and Biosphere (MaB)*“ wurden auf den Flächen der beteiligten Landwirte Ertragsmessungen zu einem möglichst erntenahen Zeitpunkt vorgenommen. Mit insgesamt 1276 Beobachtungen für die Jahre 1997, 1999 und 2000 steht somit ein Vergleichsdatensatz zur Verfügung, der eine Bewertung der Praxisrelevanz der experimentellen Nutzungszeitpunkte ermöglicht.

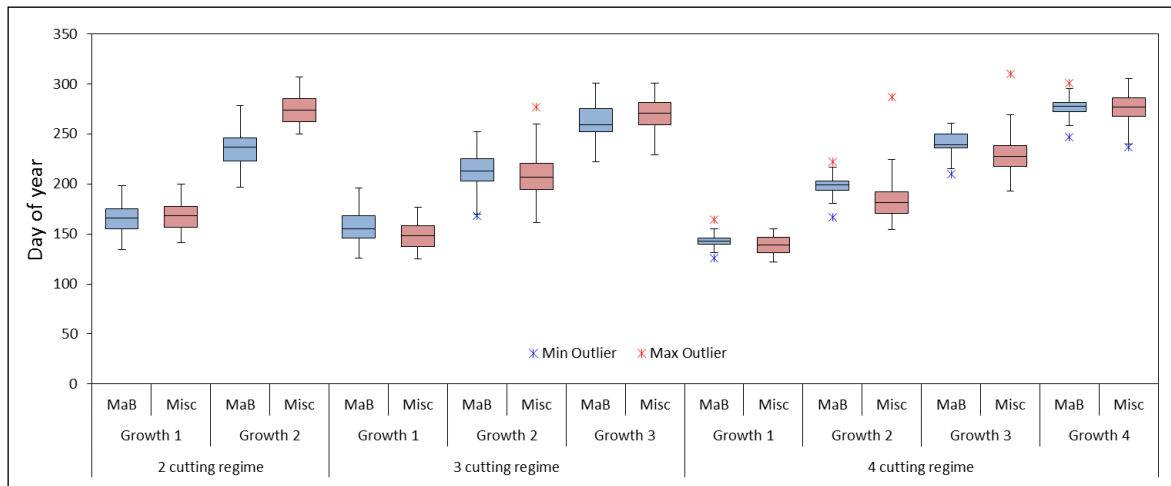


Abbildung 134: Erntezeitpunkte aus verschiedenen Experimenten (*Misc*) im Vergleich zu den Erhebungen der Erntezeitpunkte aus einem praxisorientierten Forschungsprojekt (*MaB*)

Die erste Mahd ist bei beiden Datenbeständen für alle drei Schnittsysteme in einem sehr ähnlichen Zeitraum zu beobachten. In Hinblick auf die überproportionalen Zuwachsraten im Frühjahr (Broad und Hough, 1993) ist der erste Aufwuchs für den Jahresertrag entscheidend (Buchgraber und Gindl, 2004, 50f) und eine optimale Schätzung die wichtigste Voraussetzung für eine realistische Modellierung der Jahreserträge. Die vergleichende Darstellung zeigt, dass der für die Kalibrierung des Nutzungsmodells verwendete Datenbestand den Verhältnissen in der landwirtschaftlichen Praxis weitgehend entspricht.

In *Abbildung 135* wird die Aufwuchsdauer der beiden Datenbestände (*Miscellaneous experiments* und *MaB project*) explizit dargestellt und verglichen. Während die Abweichungen bei den meisten Aufwüchsen moderat sind, wird die zweite Mahd des Zweischnittsystems in den *MaB*-Daten deutlich früher ausgewiesen. Nach dem letzten Schnitt werden in der Praxis viele Wiesen als Weide genutzt. Vor allem bei extensiven, zweischürigen Flächen, aber auch bei Dreischnittflächen ist diese Nachnutzung besonders häufig zu finden. In einem Modell, welches ausschließlich Schnittnutzungen abbildet, wird eine entsprechende Weidenutzung vernachlässigt, der dennoch stattfindenden Biomassezunahme gegen Ende der Vegetationsperiode jedoch mit einem späten letzten Schnitt Rechnung getragen. Dieser ist, wie in *Abbildung 47* gezeigt, für alle drei Nutzungssysteme sehr ähnlich.

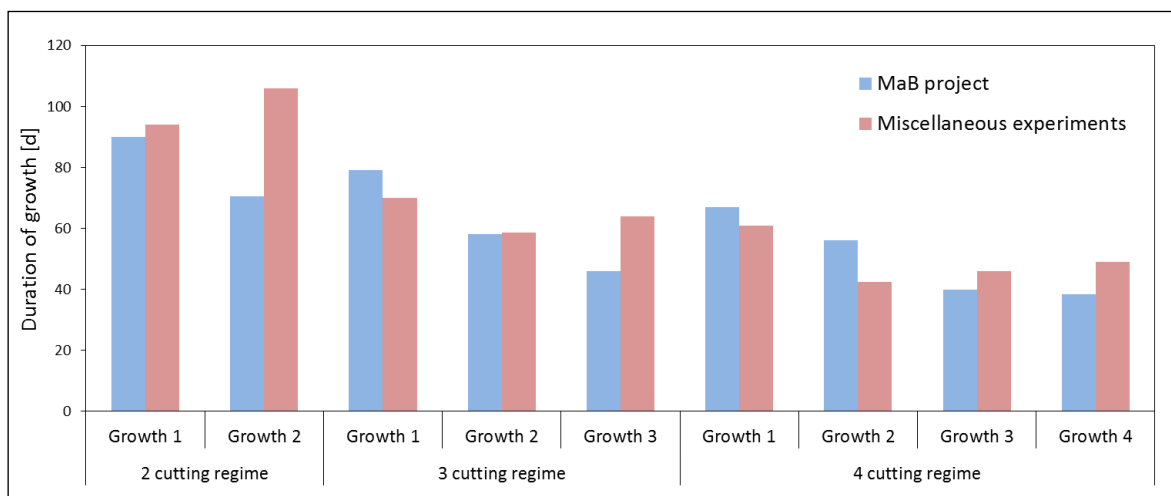


Abbildung 135: Berechnete Aufwuchsdauer aus experimentellen Daten (*Miscellaneous experiments*) im Vergleich zu praxisorientierten Erhebungen (*MaB*)

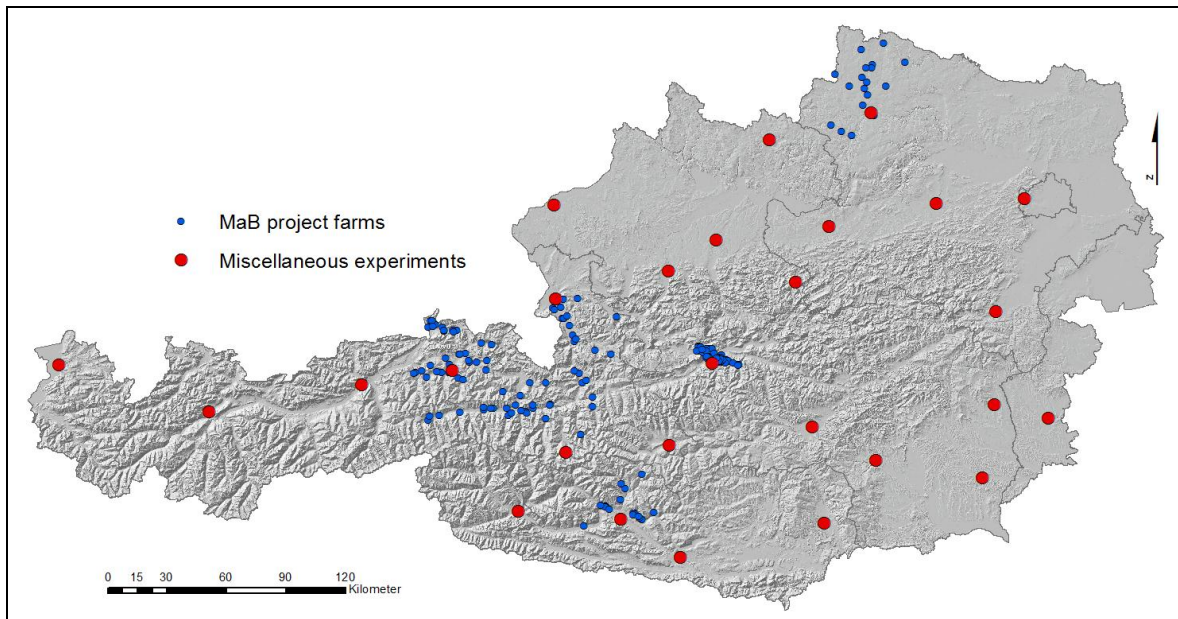


Abbildung 136: Räumliche Verteilung von Versuchsstandorten (*Miscellaneous experiments*) und landwirtschaftlichen Betrieben (*MaB*) mit Erhebungen von Erntezeitpunkten

Die Standorte der Grünlandversuche, deren Nutzungszeitpunkte für die Kalibrierung des Schnittnutzungsmodells herangezogen werden, sind über ganz Österreich verteilt. Dies ist vor allem für die hier vorgenommene Zusammenfassung aller Beobachtungen zu einem einzigen aufwuchsbezogenen Zentralwert mit einem entsprechenden Wertebereich (untere und obere *Whisker* mit dem 1,5-fachen Interquartilsabstand als Maximum) entscheidend. Die wichtigsten Klimaregionen sind damit in der Variationsbreite für die jährliche Berechnung von Verkürzung und Verlängerung der Aufwuchsdauer vertreten (vgl. *Abbildung 48*). In *Abbildung 136* ist neben diesen Standorten (*Miscellaneous experiments*) auch die geografische Lage jener landwirtschaftlichen Betriebe dargestellt, welche im Rahmen des *MaB*-Projektes beteiligt waren und für den Vergleich in *Abbildung 134* und *Abbildung 135* herangezogen wurden. Diese Betriebe befinden sich ausschließlich im benachteiligten Berggebiet, wobei besonders viele Flächen in dem schwerpunktmäßig bearbeiteten Transsekt im Steirischen Ennstal untersucht wurden.

3.8.2 Evaluierung der modellierten Nutzungszeitpunkte

Die Zuordnungen von Temperatursummen und aufwuchsbezogenen Nutzungszeitpunkten auf Basis langjähriger Beobachtungen (vgl. *Abbildung 47*) sind die Grundlage für die Berechnung der jährlichen Abweichungen (vgl. *Abbildung 48*). Die Temperaturoberflächen werden nach der in Abschnitt 2.3.3.3 vorgestellten Methode miteinander kombiniert und ergeben somit kontinuierliche Oberflächen der Nutzungszeitpunkte. Mithilfe der ArcGIS-Funktion *Extract by Points* werden an den in *Abbildung 136* dargestellten Standorten der Grünlandversuche (*Miscellaneous experiments*) die jährlichen Ergebnisse der einzelnen Aufwüchse für den Zeitraum 1990 bis 2009 aus den Oberflächen ausgelesen. In *Abbildung 137* sind die aus Temperatursummen berechneten Ergebnisse den ursprünglichen, für die Ermittlung des Zentralwertes verwendeten Beobachtungen, gegenübergestellt. Die resultierenden Fehler beziehen sich auf die Abweichung der einzelnen Beobachtungen von den berechneten Zentralwerten, wie sie in *Abbildung 47* dargestellt sind. Die Schwankungsbreite wird mit zunehmender Aufwuchsdauer größer, wobei die Modellergebnisse deutlich stärker variieren als die Beobachtungen.

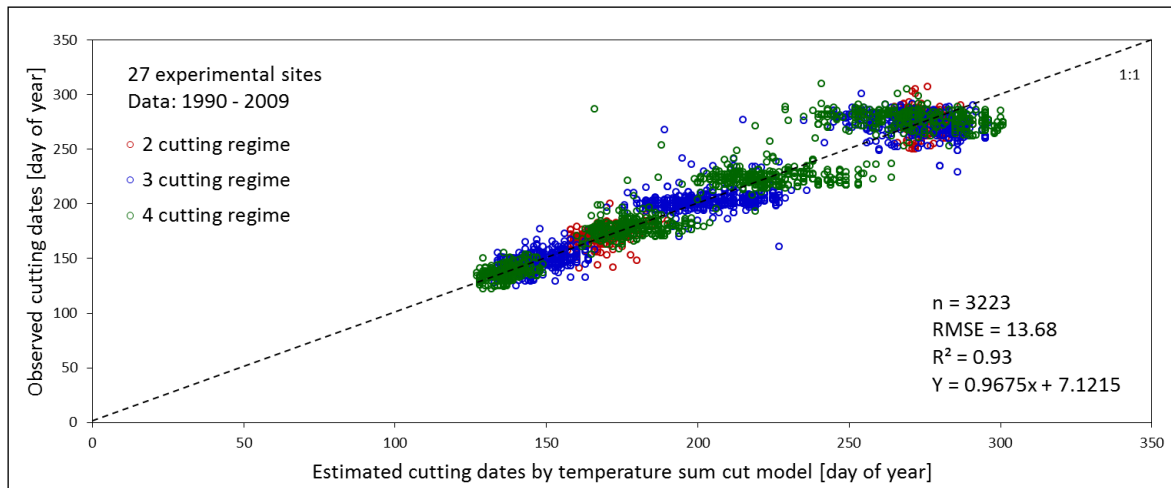


Abbildung 137: Vergleich der modellierten Nutzungszeitpunkte mit den Beobachtungen an den für die Kalibrierung herangezogenen Standorten im Zeitraum 1990 bis 2009

Der starke Zusammenhang ($R^2 = 0,93$) zeigt dennoch, dass die mittels Temperatursummen errechneten Abweichungen der Nutzungszeitpunkte die Schätzung auch unter Verwendung eines einzigen, räumlich und zeitlich unabhängigen Zentralwertes pro Aufwuchs mit einem relativ kleinen mittleren Fehler von 13,68 Tagen ermöglicht. Die ersten Aufwüchse sind für den Jahresertrag besonders entscheidend; der mittlere Fehler beträgt lediglich 7,43 Tage. Diese aus der temperatursummenabhängigen Schätzung resultierenden Fehlerbereiche weisen in Anbetracht der diffizilen Generalisierung von Nutzungszeitpunkten auf eine hinreichende Berücksichtigung der verschiedenen Witterungsverhältnisse hin. Die Erklärung der Nutzungszeitpunkte durch die Witterung, abgebildet als Temperatursummen, bezieht sich in dieser Auswertung auf die Variabilität eines 20-jährigen Zeitraums und auf die in *Abbildung 136* dargestellte regionale Differenzierung.

In *Abbildung 138* werden die aus den Rasteroberflächen extrahierten Ergebnisse den beobachteten Nutzungszeitpunkten gegenübergestellt, welche der Ertragsschätzung im Rahmen des Projektes *SpatialGRAM* zugrunde liegen. Der Datenbestand ist nicht unabhängig, da die Daten ebenfalls für die Ermittlung der Zentralwerte von Nutzungszeitpunkten und Temperatursummen verwendet wurden. Die Ergebnisse gleichen jenen von *Abbildung 137* mit einem etwas stärkeren Zusammenhang und kleinerem mittleren Fehler.

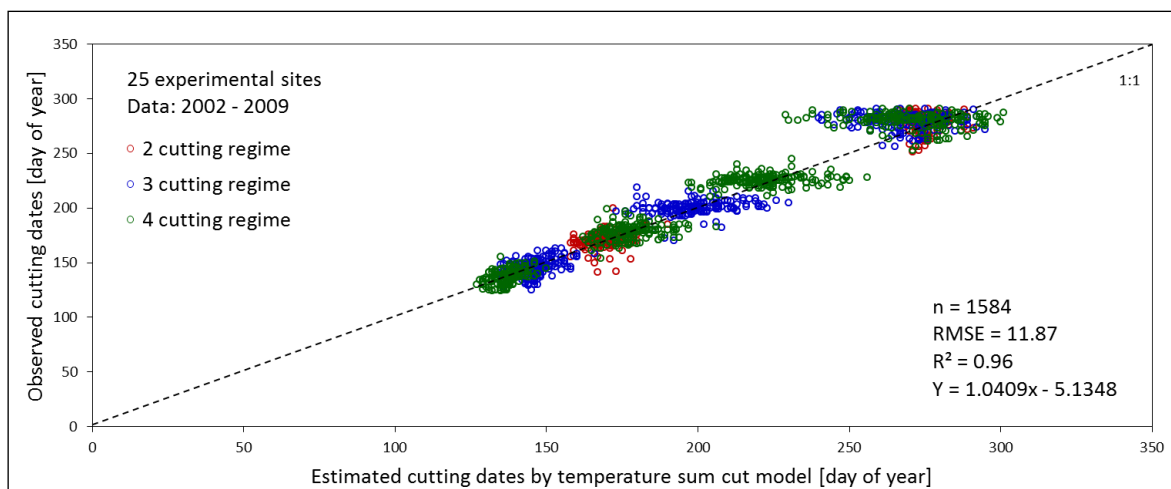


Abbildung 138: Vergleich der modellierten Nutzungszeitpunkte mit Beobachtungen an den Standorten des Projektes *SpatialGRAM* im Zeitraum 2002 bis 2009

Die Auswertung in *Abbildung 138* zeigt die Leistungsfähigkeit der Methode, mit der Übertragung von Temperatursummenanomalien auf Zentralwerte eine zeit- und ortsunabhängige Schätzung der Nutzungszeitpunkte vornehmen zu können. Besonders wichtig für die Beschreibung der Ertragsdynamik ist die Aufwuchsdauer. Ein Vergleich zwischen Schätzung und Beobachtung dieses zentralen Modellparameters für die Berechnung der aufwuchsbezogenen Erträge ist in *Abbildung 139* dargestellt. In diesen Daten wird die Auswirkung von Fehlern zweier adjazenter Nutzungszeitpunkte als Differenz zwischen Ernte- und Starttag zum Ausdruck gebracht. Der Zusammenhang ist im Vergleich zu den Nutzungszeitpunkten (vgl. *Abbildung 138*) schwächer, der Fehler in Bezug auf den Wertebereich größer. Die unterschiedliche Aufwuchsdauer der einzelnen Nutzungssysteme wird sehr gut differenziert und ohne systematische Verzerrungen abgebildet. Damit sind die Voraussetzungen für eine räumliche Anwendung im Rahmen der Ertragsschätzung erfüllt.

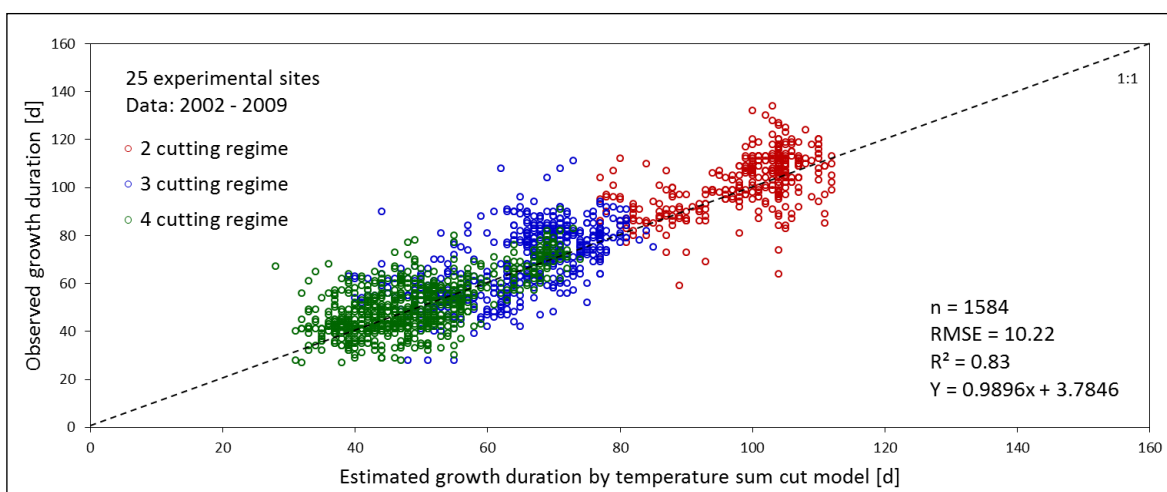


Abbildung 139: Vergleich der modellierten Aufwuchsdauer mit Beobachtungen an den Standorten des Projektes *SpatialGRAM* im Zeitraum 2002 bis 2009

Die räumlichen Ergebnisse der Nutzungszeitpunkte werden in *Abbildung 140* den ebenfalls auf Temperatursummen basierenden Ergebnissen des in Abschnitt 3.7 vorgestellten phänologischen MLR-Modells der Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“ gegenübergestellt. Die Daten sind den Oberflächen der Nutzungszeitpunkte für die Untersuchungsjahre 1990 bis 2008 an den phänologischen Beobachtungsstationen entnommen.

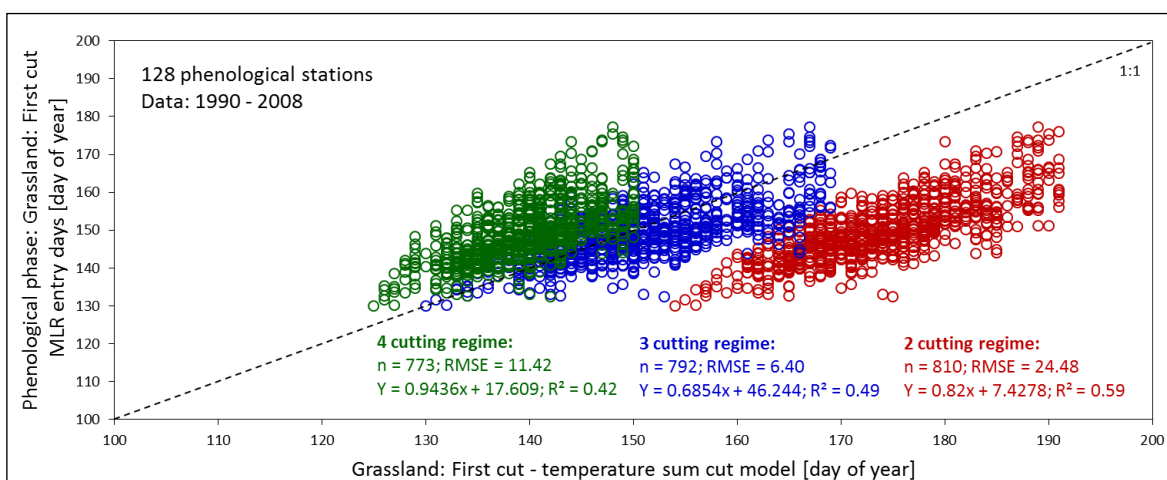


Abbildung 140: Vergleich der modellierten Nutzungszeitpunkte mit phänologischen Beobachtungen des Eintritts der Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“ im Zeitraum 1990 bis 2008

Da die phänologische Beobachtung dieser Phase zwischen den verschiedenen Nutzungssystemen nicht differenziert (vgl. Abschnitt 3.7), ist eine der *Abbildung 140* entsprechende Auffächerung nicht zu vermeiden. Aufgrund dieser Auswertung muss davon ausgegangen werden, dass sich die Beobachtungen hauptsächlich auf die erste Mahd einer dreifach genutzten Grünlandfläche beziehen. Die MLR-Interpolation glättet die Beobachtungen zusätzlich und führt sie auf mittlere Nutzungszeitpunkte zusammen (vgl. *Abbildung 130*). Der Vergleich des Schnittnutzungsmodells mit der phänologischen Phase „Dauergrünland: Erste Mahd“ zeigt klar, dass die Modellierung dieser Grünlandphase nicht auf phänologischen Beobachtungen beruhen darf, wenn eine differenzierte Betrachtung der Nutzungssysteme erforderlich ist. Wie bereits in Abschnitt 3.7 diskutiert, weist auch die untersuchte Phase „Knautgras: Erste Blüte“ hinsichtlich ihrer Repräsentativität bei einer differenzierten, nutzungsspezifischen Betrachtung Schwächen auf, da die Bewirtschaftung ebenfalls Einfluss auf die phänologische Entwicklung nimmt.

3.8.3 Oberflächen der Nutzungszeitpunkte und Nutzungspotenziale

Die Voraussetzung für die Verwendung von Nutzungszeitpunkten und Aufwuchsdauer in einer räumlichen Modellierung der Erträge des Wirtschaftsgrünlandes ist deren Verfügbarkeit als Geodaten in Form kontinuierlicher Rasteroberflächen. Mit der Verarbeitung der täglichen Mitteltemperaturen als Oberflächen (vgl. Abschnitt 3.2) in den hier implementierten Algorithmen zur Bildung von Temperatursummen ist diese Voraussetzung erfüllt. Für jede Zelle der Rasteroberfläche wird die Temperatur akkumuliert und bei Erreichen des langjährigen Medians des Nutzungszeitpunktes gemäß den in Abschnitt 2.3.3.3 definierten methodischen Vorgaben auf den Wertebereich der langjährigen Erntebeobachtungen übertragen. Die so berechneten Abweichungen eines bestimmten Jahres zum langjährigen, zentralen Erntezeitpunkt werden in Ergebniskarten gespeichert und für weitere Analysen bereitgestellt. In *Abbildung 141* wird als Beispiel die erste von vier Nutzungen eines Vierschnittsystems im Jahr 2000 als Oberfläche dargestellt. Jene Gebiete, welche keine Zuweisung eines Nutzungszeitpunktes erfahren (*4 cuts not possible*), unterschreiten die Mindesthöhe der erforderlichen Temperatursumme.

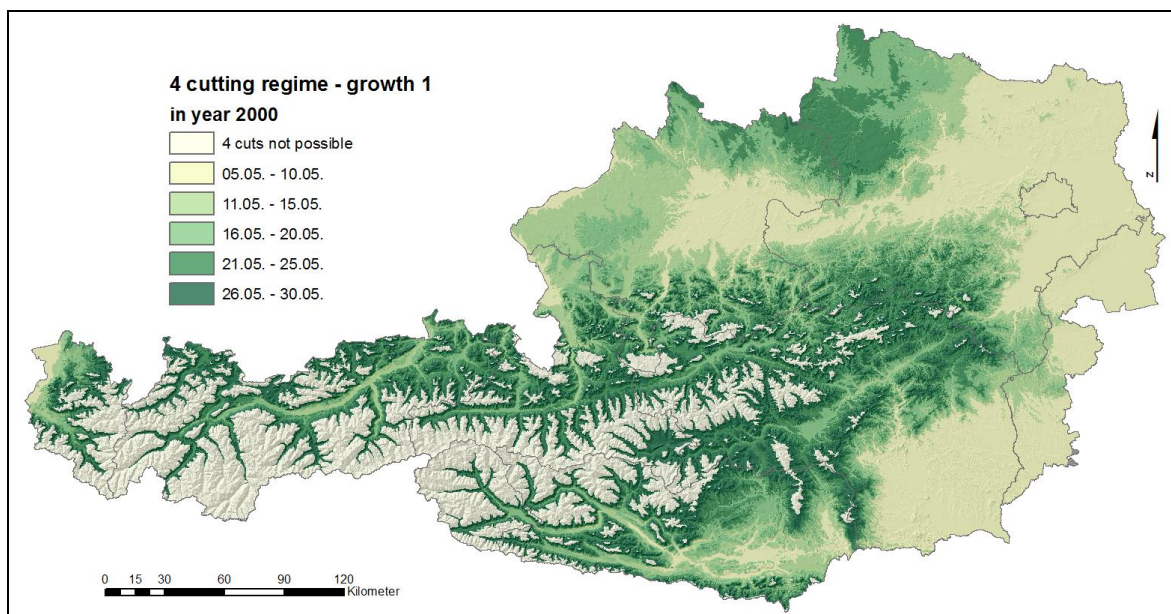


Abbildung 141: Nutzungszeitpunkte des 1. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000

Damit werden jene Regionen abgegrenzt, welche mit einer Unterschreitung der Temperatursummschwelle von 50 % die klimatischen Bedingungen für ein Vierschnittsystem nicht erfüllen. Diese Abgrenzung des Vierschnitt-Nutzungspotenzials bezieht sich bei der in *Abbildung 141* dargestellten Fläche lediglich auf den ersten Aufwuchs. Der Folgeaufwuchs beginnt mit dem Erntezeitpunkt des vorangegangenen Aufwuchses und verkürzt sich entsprechend, wenn dieser sehr spät berechnet wird. Erreicht die Temperatursumme dabei nur noch maximal 40 % des langjährigen Medians, werden diese Flächen aus dem Vierschnittpotenzial herausgenommen. Diese Abgrenzungsprozedur setzt sich bis zum letzten Schnitt fort und das Potenzial wird weiter eingeschränkt. *Abbildung 142* zeigt beim zweiten Aufwuchs noch kaum Veränderungen. Die Einschränkung des Potenzials nimmt jedoch für den dritten (*Abbildung 143*) und für den vierten Aufwuchs (*Abbildung 144*) signifikant zu, da die Aufwuchsdauer durch die stetige Verschiebung der Erntezeitpunkte der vorangegangenen Aufwüchse nicht mehr ausreicht, einen entsprechenden Ertrag zu bilden.

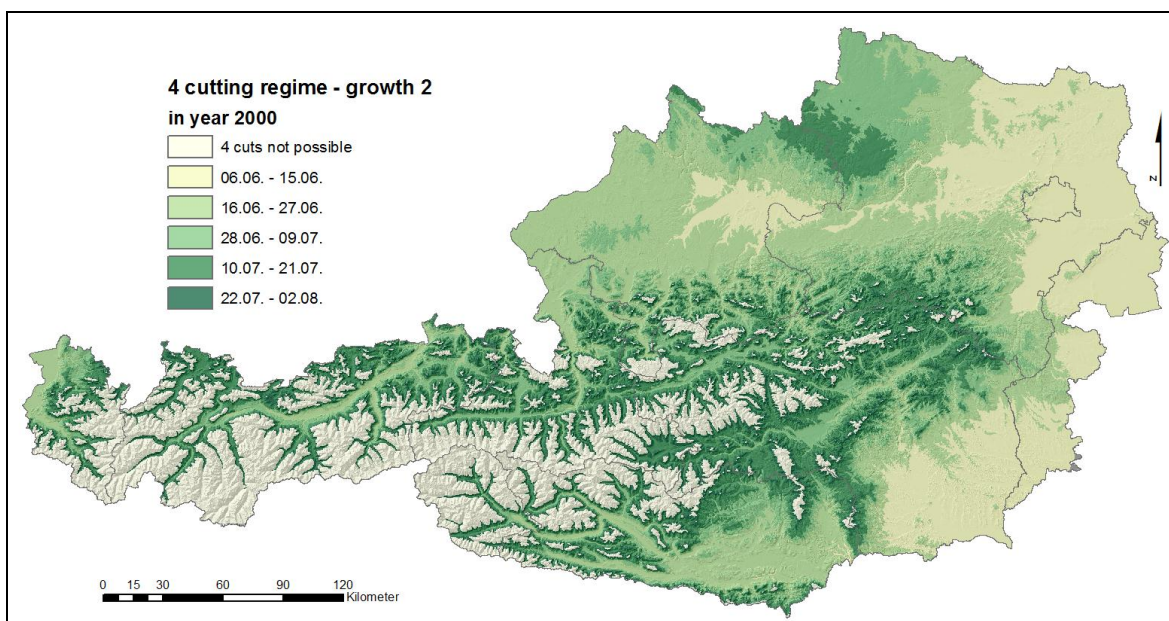


Abbildung 142: Nutzungszeitpunkte des 2. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000

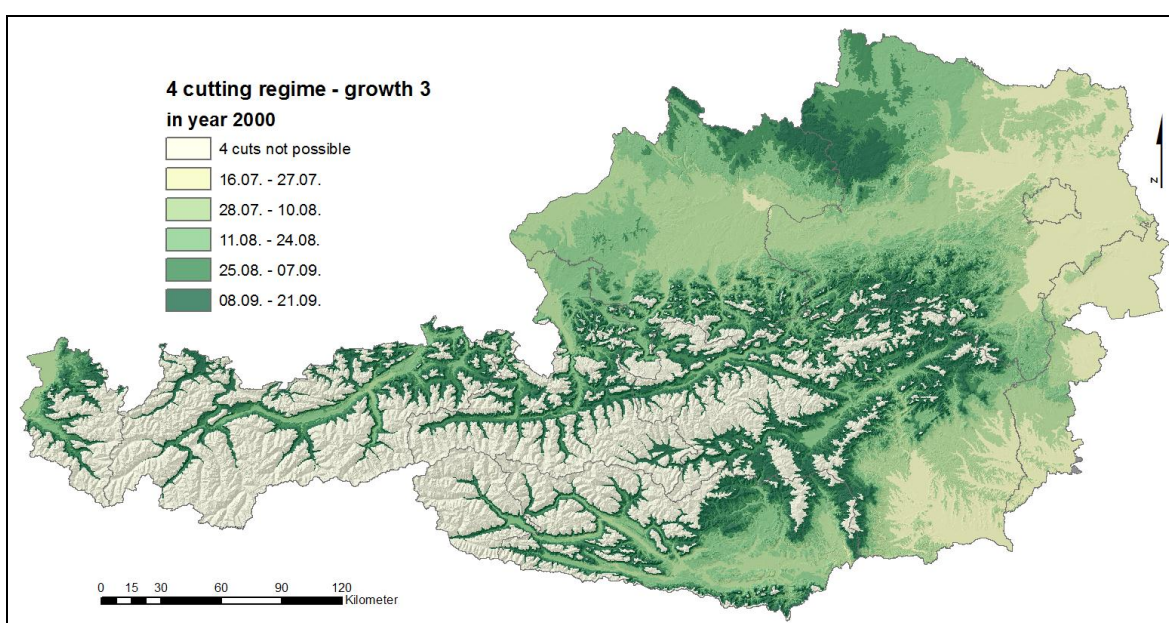


Abbildung 143: Nutzungszeitpunkte des 3. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000

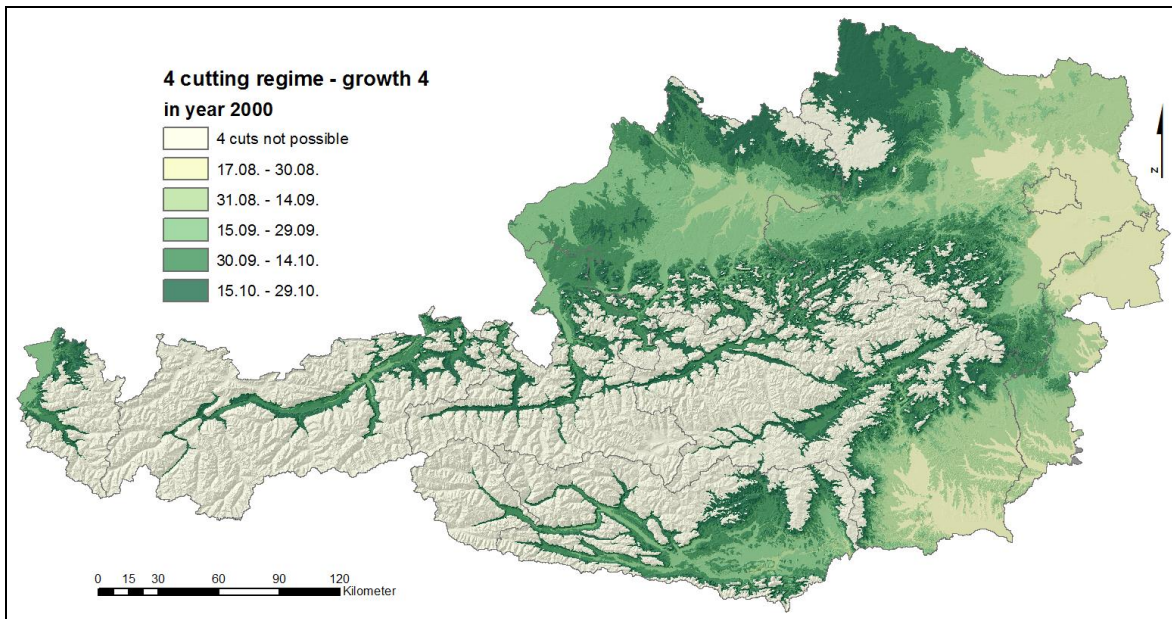


Abbildung 144: Nutzungszeitpunkte des 4. Aufwuchses eines Vierschnittsystems im Jahr 2000

Die in den dargestellten Beispielen ausgewiesene Fläche für eine Eignung als Vierschnittsystem für das Vegetationsjahr 2000 muss in sämtlichen Oberflächen Werte der Nutzungszeitpunkte beinhalten (Potenzial = wahr). In den höheren Lagen ist dies nicht der Fall (Potenzial = falsch) und eine entsprechende Abgrenzung erfolgt durch die logische Kombination der Variable „Potenzial“ in allen vier Oberflächen der Nutzungszeitpunkte als Konjunktion (1. Aufwuchs \wedge 2. Aufwuchs \wedge 3. Aufwuchs \wedge 4. Aufwuchs).

Bei der Verwendung für die Ertragsschätzung wird das Nutzungspotenzial für die einzelnen Aufwüchse zunächst getrennt berücksichtigt und erst nachträglich bei der Zusammenfassung auf Jahreserträge als konjunktive Kombination aller Aufwüchse abgegrenzt. In den nachfolgenden Abbildungen werden die Häufigkeiten der nutzungssystemabhängigen Potenziale innerhalb eines 21-jährigen Zeitraums als Wahrscheinlichkeiten ausgewertet.

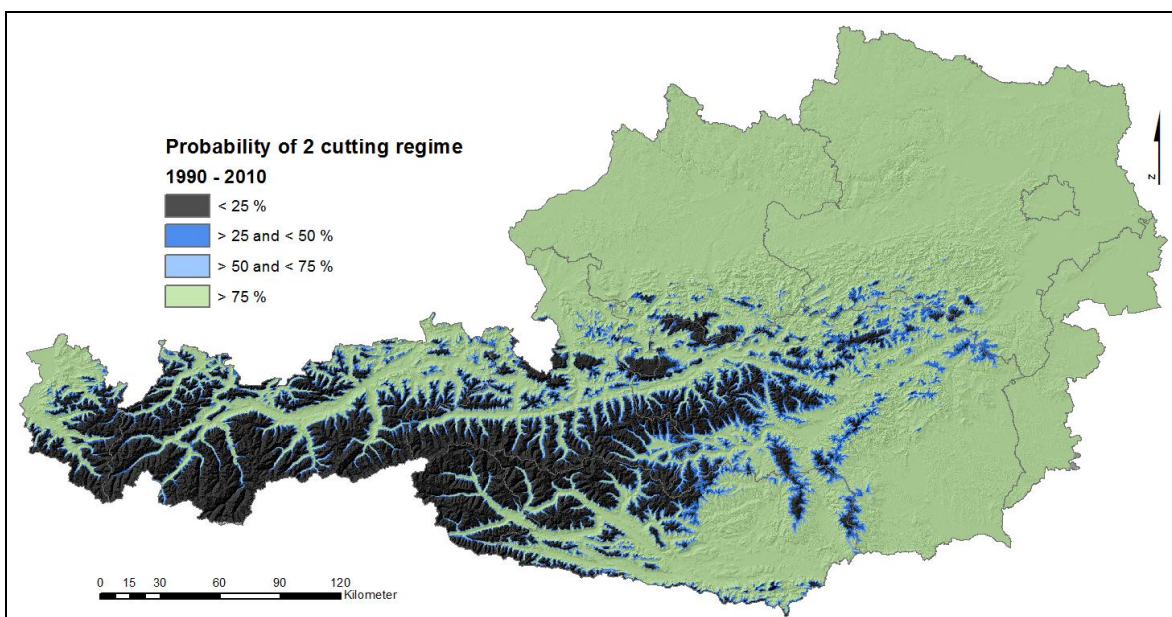


Abbildung 145: Räumliche Verteilung der Wahrscheinlichkeit für die Eignung eines Zweischnittsystems auf Basis von Häufigkeiten des Nutzungspotenzials der Jahre 1990 bis 2010

Die Abgrenzung des Potenzials ist sowohl beim Zweischnittsystem (Abbildung 145) als auch beim Drei- und Vierschnittsystem (Abbildung 146 und Abbildung 147) in Bezug auf die Häufigkeiten relativ kompakt. Vor allem in den höheren Lagen zeigen die Ergebnisse des Schnittnutzungsmodells eine über die Jahre einheitliche Differenzierung. Lediglich in den Übergangsbereichen, wie beispielsweise in den östlichen und südlichen Ausläufern der Alpen (Zweischnittsystem), sowie im Wald- und Mühlviertel (Drei- und Vierschnittsystem) gibt es jährliche Unterschiede der Potenzialabgrenzung. Während die Übergänge beim Zweischnittsystem in vielen Bereichen etwas abgestuft sind, ist das Potenzial beim Drei- und Vierschnittsystem überwiegend einheitlich und vor allem in den Tälern des Alpen-Hauptkammes scharf abgegrenzt.

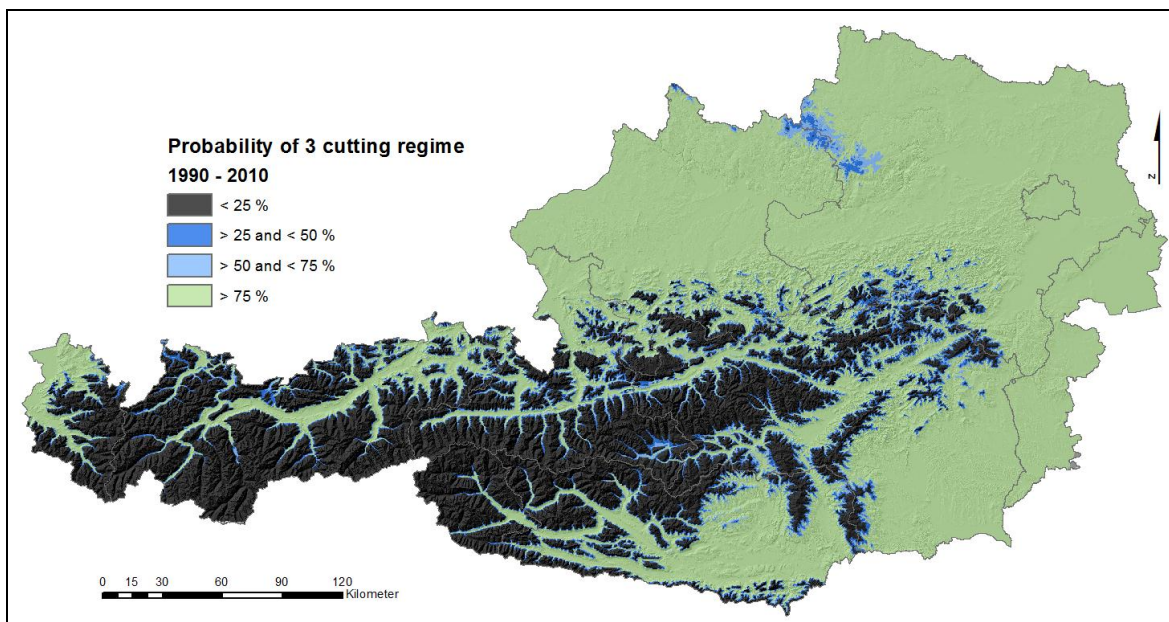


Abbildung 146: Räumliche Verteilung der Wahrscheinlichkeit für die Eignung eines Dreischnittsystems auf Basis von Häufigkeiten des Nutzungspotenzials der Jahre 1990 bis 2010

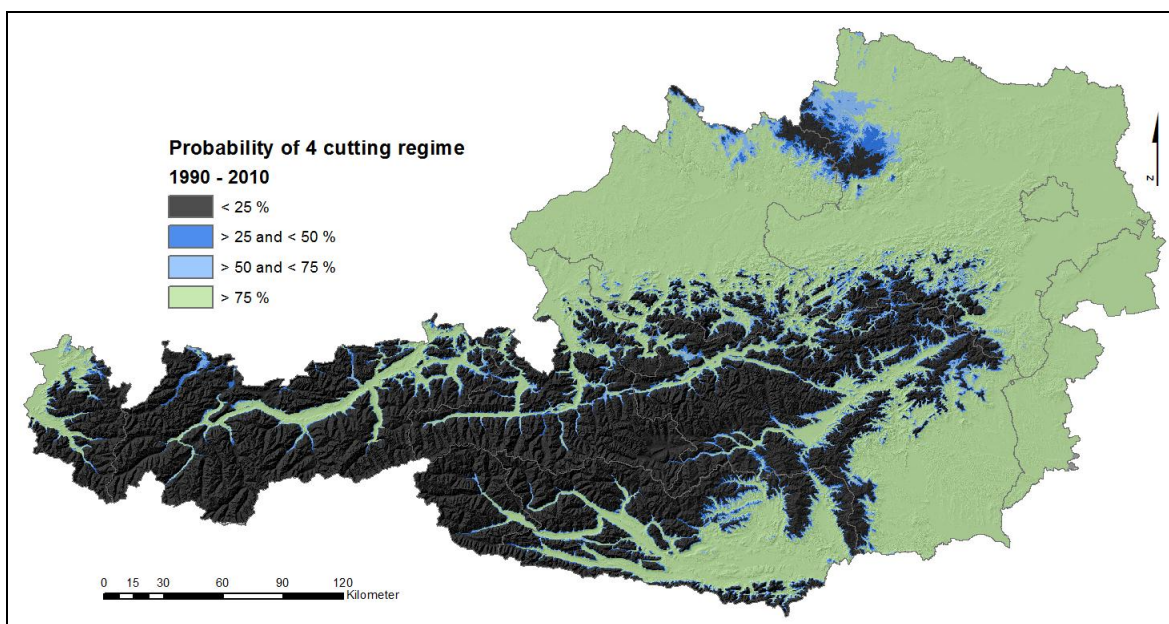


Abbildung 147: Räumliche Verteilung der Wahrscheinlichkeit für die Eignung eines Vierschnittsystems auf Basis von Häufigkeiten des Nutzungspotenzials der Jahre 1990 bis 2010

In *Abbildung 148* sind die Schnittnutzungspotenziale für das Jahr 2000 zusammengefasst. Die Karte bildet die Nutzungssituation aufgrund des Temperaturverlaufes eines speziellen Jahres ab. Die Vierschnittnutzung ist bis in die mittleren Höhenlagen der Täler möglich und drängt das Dreischnittpotenzial weit zurück, sodass ein relativ rascher räumlicher Übergang zur Zweischnittnutzung erfolgt.

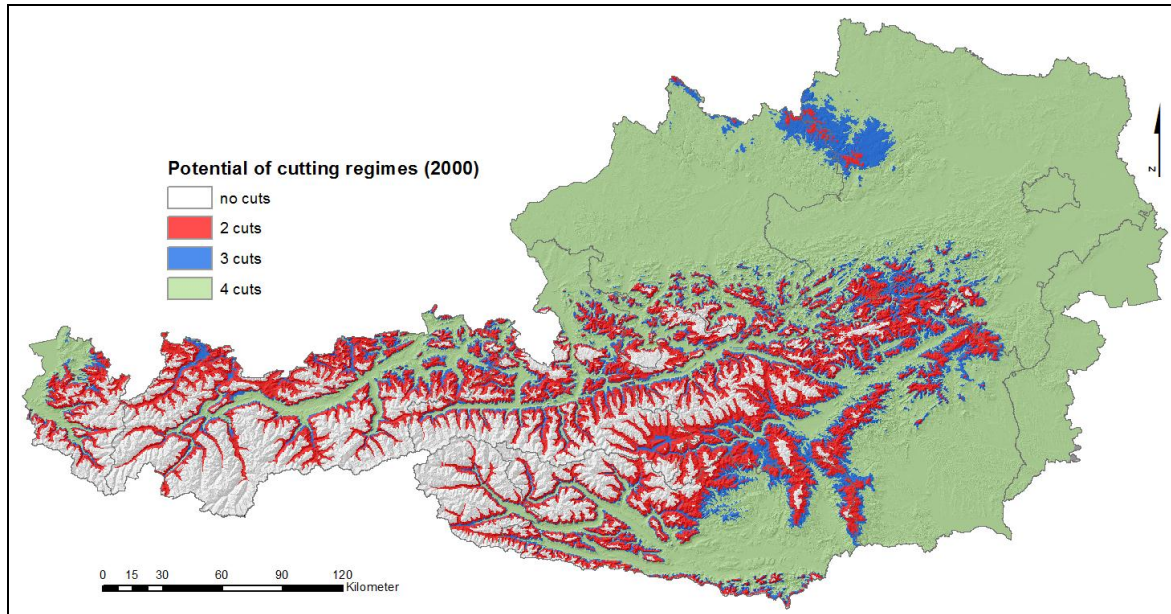


Abbildung 148: Potenzial von Schnittnutzungen auf Basis von Temperatursummen im Jahr 2000

Aus Vereinfachungsgründen wird bei der Festsetzung der Nutzungszeitpunkte auf eine detaillierte Analyse der Bodenwasserbilanz verzichtet. Hohe Temperaturen im Sommer führen bei gleichzeitig geringer Wasserverfügbarkeit deshalb nicht zwangsläufig zu einer im Modell ausgewiesenen früheren Nutzung. Eine auf hohe Temperatursummen basierende frühe Nutzung verlängert die Berechnungsdauer für den nachfolgenden Aufwuchs, da die Temperatursumme stets zwischen den langjährigen Zentralwerten der Nutzungstermine gebildet wird (vgl. *Abbildung 47*). Die Verkürzung oder Verlängerung der Aufwuchsdauer wird für jeden Aufwuchs in Relation zur Temperatursumme des langjährigen Zentralwertes vorgenommen. Diese Vorgehensweise führt dazu, dass sich die frühe Nutzung über alle Aufwüchse fortsetzt und nach der letzten Ernte ein längerer Zeitraum ohne Schnittnutzung verbleibt. In der Praxis erfolgt in diesen Fällen entweder ein weiterer Schnitt oder eine Weidenutzung. Das Modell berücksichtigt jedoch keine flexible Reaktion auf die nach der festgesetzten Schnittfrequenz durchgeführte Nachnutzung, da die Möglichkeiten sehr vielfältig sind und mithilfe eines einfachen Modells nicht generalisiert werden können.

Mit der Berechnung der Nutzungszeitpunkte wird für jeden Aufwuchs ein zeitlicher Rahmen festgesetzt, in dem ertragsbestimmende Parameter wie Temperatur und Globalstrahlung unter Berücksichtigung der Bodenwasserhältnisse analysiert und für die Schätzung von Erträgen herangezogen werden. Der möglichst genauen Bestimmung dieses Rahmens kommt eine herausragende Bedeutung zu. Wie in diesem Abschnitt gezeigt, muss die Bestimmung der Erntezeitpunkte aufgrund ihrer vielfältigen Abhängigkeiten durch Bildung eines Modells vereinfacht werden, um einen allgemeinen Berechnungsalgorithmus anwenden zu können. Dies führt allerdings zu einer gewissen Unschärfe der Ergebnisse, welche innerhalb definierter Grenzen in Kauf genommen werden muss. Ziel der vorliegenden Modellierung ist es, eine möglichst gute Näherung der Realität zu erreichen, ohne dabei extreme Verzerrungen aufgrund außergewöhnlicher Temperaturverläufe zuzulassen.

3.9 Bodenwasserbilanz und Wachstumsbedingungen

3.9.1 Grünlandspezifische Referenz-Evapotranspiration

Der pflanzliche Wasserhaushalt wird von der Wasseraufnahme über die Wurzeln, der Wasserweiterleitung innerhalb der Pflanze und der Transpiration bestimmt. Angetrieben vom Dampfdruckdefizit der Luft, gelangt die lebensnotwendige Feuchte vom Boden über Verschiebung von Zelle zu Zelle (Nahtransport) oder in Xylembahnen (Ferntransport) entlang dem Wasserpotenzialgefälle zwischen Boden und Luft bis zu den Spaltöffnungen der Blätter und verdunstet dort. Um optimale Lebensbedingungen zu gewährleisten und das Fließgleichgewicht des Wasserhaushaltes aufrechtzuerhalten, müssen die Verluste durch eine ständige Nachlieferung aus dem Boden ausgeglichen werden (Larcher, 1994, 181ff).

Bei der Betrachtung dieses Zusammenhangs wird klar, dass die Verdunstungsrate neben den atmosphärischen Bedingungen sehr stark von der Pflanzenoberfläche abhängt. Deshalb ist die Kulturart für die Bestimmung der Transpiration von großer Bedeutung. In einer abstrakten Modellwelt kann dies entweder durch eine direkte Berücksichtigung der Oberfläche mittels *Leaf Area Index (LAI)* oder auch durch die Verwendung eines Anpassungsfaktors für die Referenz-Evapotranspiration nach Allen *et al.* (1998) geschehen. Gassmann *et al.* (2010) haben beide Ansätze in ihrer Arbeit verglichen und kamen zum Ergebnis, dass sich für die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration die als *LAI-Methode* bezeichnete Variante geringfügig besser als die *K_c-Methode* mit dem Anpassungsfaktor (*Crop Coefficient*) eignet. In Hinblick auf eine räumliche Implementierung ist die *K_c-Methode* jedoch wesentlich einfacher umzusetzen und vor allem mit den in der vorliegenden Arbeit entwickelten Basisdaten der Referenz-Evapotranspiration (vgl. Abschnitt 3.3) kompatibel.

Bevor die tatsächliche Wasserverfügbarkeit im Boden berücksichtigt wird, geht es in einem ersten Schritt auf dem Weg zur aktuellen Evapotranspiration darum, eine Anpassung der Referenz-Evapotranspiration so vorzunehmen, dass die hier untersuchte Kulturart Wirtschaftsgrünland entsprechend repräsentiert wird. Die nachfolgenden Beispiele beziehen sich durchgehend auf den 15. Juli 2003. Es wird deshalb in *Abbildung 149* die Referenz-Evapotranspiration dieses Tages als Ausgangsbasis und Datengrundlage dargestellt.

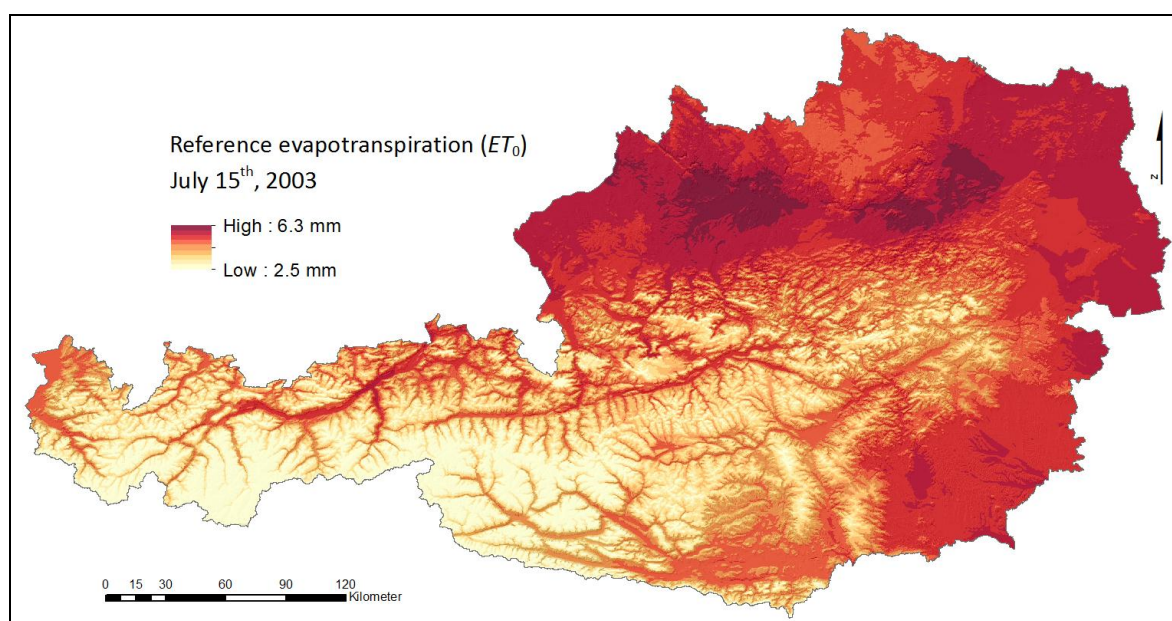


Abbildung 149: Referenz-Evapotranspiration am 15. Juli 2003

An diesem Sommertag des extremen Trockenjahres 2003 zeigt sich eine der Temperaturoberfläche entsprechende typische Verteilung zwischen Flach- und Bergland. Besonders hohe Verdunstungsraten sind aufgrund der Wettersituation in den nördlichen Landesteilen festzustellen. Der Wertebereich reflektiert die atmosphärisch bedingte Notwendigkeit der Verdunstung einer homogenen Referenzgrasoberfläche, welche nach Allen *et al.* (1998, 15) eine Pflanzenbestandshöhe von 12 cm aufweist. Zusätzlich wird angenommen, dass diese Oberfläche optimal mit Wasser versorgt ist, es findet also keine Beeinträchtigung der Evapotranspiration durch eine möglicherweise beschränkte Nachlieferung aus dem Boden statt. Im Wirtschaftsgrünland variiert die Biomasse eines Pflanzenbestandes nicht nur durch eine stetige wachstumsbedingte Zunahme, sondern auch durch eine mehrmalige Schnittnutzung. Die Transpiration erhöht sich demnach vom Vegetationsbeginn bis zum ersten Schnitt entsprechend der Oberflächenvergrößerung und geht dann wieder auf das Ausgangsniveau zurück. Für den zweiten, dritten und vierten Aufwuchs wiederholen sich diese nutzungsbedingten Schwankungen. Die Anzahl der Aufwüchse und somit das Nutzungssystem mit einer möglichst realistischen Repräsentation der Nutzungszeitpunkte spielt für die Anpassung der Referenz-Evapotranspiration eine große Rolle.

Die im Abschnitt 3.8 vorgestellte Modellierung der Nutzungszeitpunkte ist die Grundlage für eine vereinfachte lineare Zunahme des Pflanzenfaktors K_c zwischen den einzelnen Nutzungen, welcher die Referenz-Evapotranspiration entsprechend dem Nutzungssystem und der Aufwuchsdauer modifiziert. In *Abbildung 155* wird der Verlauf des K_c -Faktors bei einer Dreischnittnutzung an einem einzelnen Standort über die ganze Vegetationsperiode dargestellt. Für die räumliche Implementierung ist ein Algorithmus erforderlich, welcher die Oberflächen der einzelnen Nutzungszeitpunkte (vgl. Abschnitt 3.8.3) dafür nutzt, die lineare Zunahme des K_c über die Dauer eines Aufwuchses als kontinuierliche Oberfläche zu berechnen. Das Resultat der relativ aufwendigen *Map-Algebra*-Operation sind tägliche Rasterdaten, welche die Entwicklung des Pflanzenbestandes modellhaft und näherungsweise über den K_c -Faktor beschreiben. In *Abbildung 150* wird der Entwicklungsstand am 15. Juli 2003 für eine Dreischnittnutzung dargestellt. Während dunkelblaue Flächen unmittelbar vor der Ernte des zweiten Aufwuchses stehen, wurde in den dunkelroten Gebieten vor kurzer Zeit geschnitten und der Pflanzenbestand beginnt von Neuem zu wachsen.

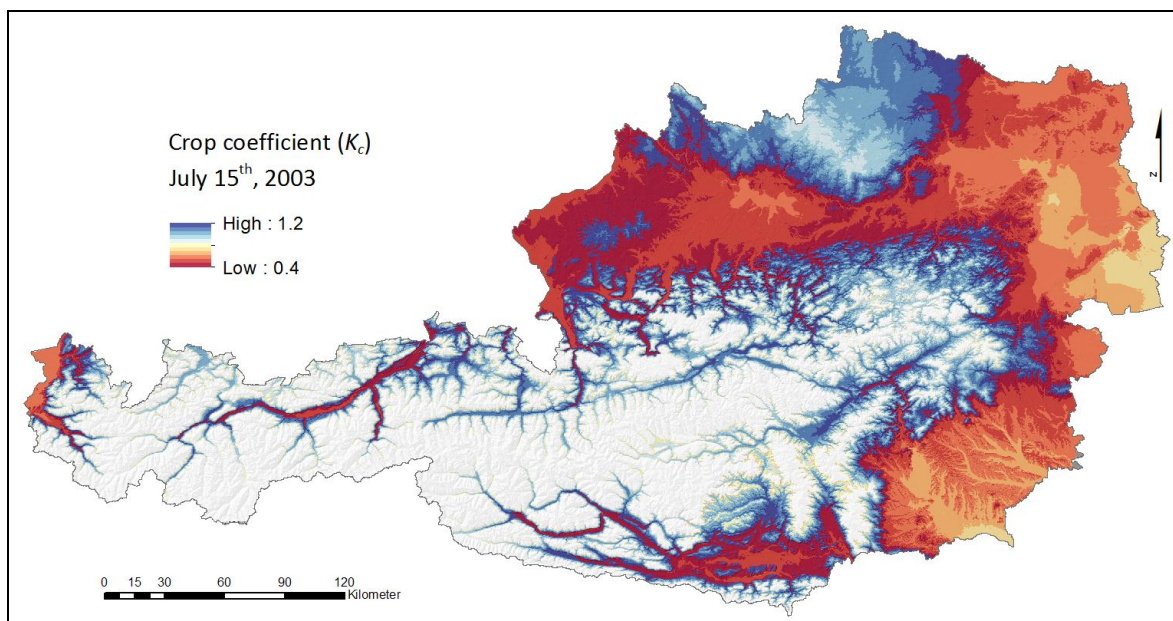


Abbildung 150: Pflanzenfaktor eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003

Die Farbabstufungen beziehen sich auf die Höhe des K_c -Faktors und bewegen sich im Wertebereich von 0,4 bis 1,2 (vgl. Abschnitt 2.4.1.2). Die weißen Flächen weisen im Jahr 2003 jene Gebiete aus, welche für eine Dreischnittnutzung nach den in Abschnitt 2.3.3.3 beschriebenen Kriterien nicht geeignet sind. Bei dem Beispiel in *Abbildung 150* handelt es sich um eine Momentaufnahme. Werden die einzelnen Tagesraster beispielsweise mittels ArcGIS *Time Slider* in einen animierten Ablauf gebracht, kann eine räumlich differenzierte Entwicklung vom Beginn bis zum Ende der jeweiligen Aufwüchse gut beobachtet werden.

Werden die Oberflächen des K_c -Faktors mit jenen der Referenz-Evapotranspiration gemäß den Gleichungen 2.4.1-1, 2.4.1-2 und 2.4.1-3 kombiniert, ergibt sich für jeden Tag der Vegetationsperiode die auf das jeweilige Nutzungssystem angepasste Grünland-Evapotranspiration, welche in *Abbildung 151* für den 15. Juli 2003 dargestellt ist. Die Veränderung der Verdunstungsraten in *Abbildung 149* entspricht dem modellierten Entwicklungszustand des Grünlandbestandes, wie er in *Abbildung 150* angegeben ist. Befindet sich das Grünland kurz vor der Ernte (z. B. im Steirischen Ennstal), ist die Grünland-Evapotranspiration höher als die auf 12 cm hohem Gras basierende Referenz-Evapotranspiration. Im Gegensatz dazu ist die grünlandspezifische Verdunstung auf den frisch geernteten Flächen deutlich niedriger als die Referenzwerte. Hier beginnt im Verlauf des dritten und letzten Aufwuchses die Verdunstung gemäß der linearen Beziehung zwischen K_c -Faktor und Aufwuchsdauer von Neuem zuzunehmen.

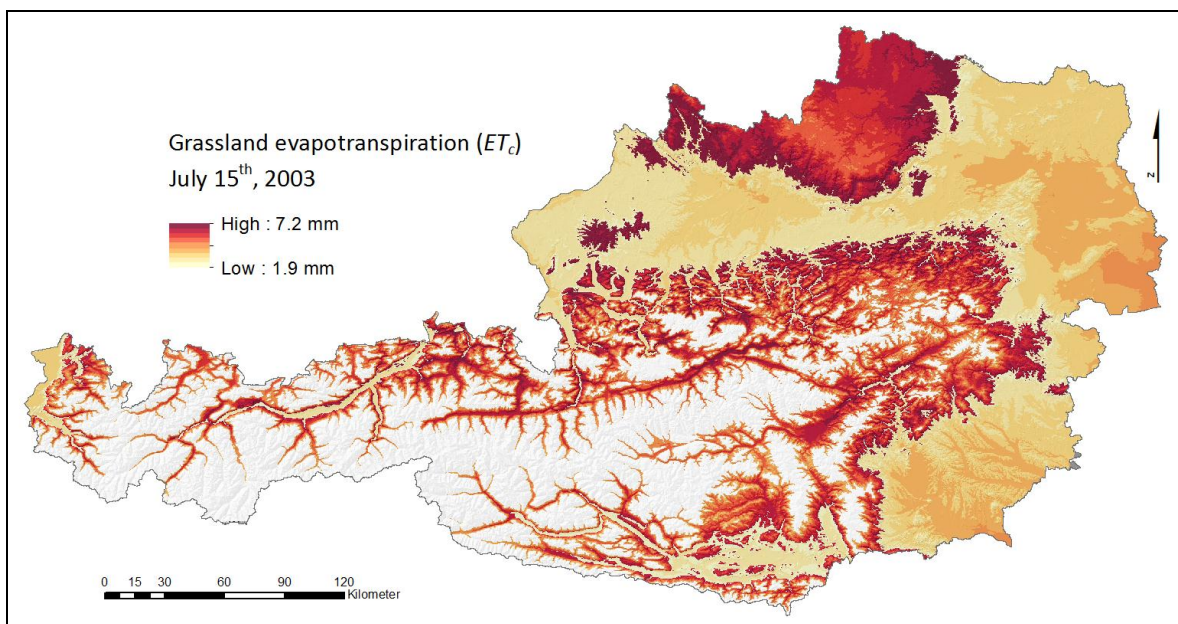


Abbildung 151: Grünland-Evapotranspiration als Ergebnis der durch den Pflanzenfaktor eines Dreischnittsystems angepassten Referenz-Evapotranspiration am 15. Juli 2003

Mit der auf den Pflanzenbestand abgestimmten Evapotranspiration ist die atmosphärisch bedingte Verdunstung auf die Kulturart Wirtschaftsgrünland angepasst. Die Oberflächen für den 21-jährigen Untersuchungszeitraum (245 Tage pro Jahr: 1. März bis 31. Oktober) müssen getrennt nach Nutzungssystemen berechnet werden (Zwei-, Drei- und Vierschnitt). Für jeden Tag entstehen demnach drei unterschiedliche K_c -Oberflächen und in weiterer Folge auch drei entsprechende Oberflächen der Grünland-Evapotranspiration (ET_c). Da auch eine getrennte Berechnung für zwei verschiedene Bodenschichten erfolgt, ergeben sich damit insgesamt 30.870 ET_c -Raster, welche aus 15.435 Oberflächen des K_c -Faktors gebildet werden. Basis dafür sind 5145 ET_0 -Raster. Diese beachtliche Datenmenge ist die Voraussetzung für eine Berechnung der aktuellen Evapotranspiration.

3.9.2 Aktuelle Evapotranspiration für Wirtschaftsgrünland

Der Wertebereich der aktuellen Evapotranspiration wird durch die Grünland-Evapotranspiration nach oben hin begrenzt. Da auch die tatsächlichen Bodenwasserverhältnisse Eingang in die Berechnung finden, führt eine nicht ausreichende Wasserverfügbarkeit zu einer Limitierung der Verdunstung. Hält diese Situation an und verschärft sie sich, tritt Wasserstress auf, der das Pflanzenwachstum je nach Intensität beeinträchtigt und in besonders extremen Situationen auch zum Absterben ganzer Grünlandbestände führen kann.

In der vorliegenden Arbeit wird für die Anpassung der Evapotranspiration an die reale Wasserverfügbarkeit das Bodenwasserbilanzmodell nach Allen *et al.* (1998) implementiert, wobei in Hinblick auf die räumliche Umsetzung gewisse Einschränkungen notwendig waren. So wird beispielsweise der Oberflächenabfluss nicht berücksichtigt. Allerdings weisen Grünlandflächen in der Regel eine höhere Pflanzenbestandsdichte auf und dadurch kommt es auch zu geringeren Abflüssen. Der Kapillarhub aus dem Grundwasser muss mangels entsprechender räumlicher Modelle ebenfalls vernachlässigt werden. Die hier berechnete Bodenwasserbilanz ist also hinsichtlich dieser Vereinfachungen zu bewerten. Die Verwendung des Modells von Allen *et al.* (1998) ergibt sich aus dem Bestreben, einem möglichst etablierten Standard zu folgen, der auch für eine räumliche Anwendung geeignet ist. Allen (2000) weist darauf hin, dass es sich um einen Modellansatz handelt, bei dem eine einfache Überführung in operationelle Anwendungen auf Tagesbasis unterstützt wird. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich nicht mit einer ausführlichen Modellanalyse, sondern widmet sich in erster Linie dem von Allen (2000) angesprochenen Problem der eingeschränkten räumlichen Umsetzbarkeit aufgrund der fehlenden Verfügbarkeit räumlich aufbereiteter Wetterdaten mit ausreichender Auflösung und Berücksichtigung des komplexen Geländes. Die entwickelten räumlichen Basismodelle für Globalstrahlung (vgl. 2.2.1) und Referenz-Evapotranspiration (vgl. Abschnitt 2.2.3) gehen detailliert auf die Fragen der räumlichen Implementierung ein und bieten auch einfache Lösungen für die Einbeziehung topografischer Effekte wie Hangneigung und Exposition.

Die räumliche Implementierung der Bodenwasserbilanz und davon abgeleiteter Parameter benötigt beschreibende Daten des Bodens in Form der Nutzbaren Feldkapazität. Diese steht nur für die in *Abbildung 5* dargestellten landwirtschaftlichen Nutzflächen zur Verfügung. Alle Ergebnisse sind demnach dieser räumlichen Einschränkung unterworfen. Aus Vereinfachungsgründen wird bei den nachfolgend beschriebenen Auswertungen angenommen, dass alle berechneten Flächen als Wirtschaftsgrünland genutzt werden. Da dies natürlich nicht der Fall ist, müsste bei entsprechenden Auswertungen eine nachträgliche Abgrenzung auf die tatsächlichen Wirtschaftsgrünlandflächen erfolgen.

In *Abbildung 152* wird die Bodenwasserabsenkung D_r dargestellt. Vom Beginn der Berechnungsperiode am 1. März wird dem Niederschlag (abzüglich Interzeption gemäß der Gleichung 2.4.1-17) die Grünland-Evapotranspiration und Tiefenversickerung auf Tagesbasis gegenübergestellt. Die so berechnete Bilanz nach den Gleichungen 2.4.1-15 und 2.4.1-16 ergibt für beide Bodenschichten (*Topsoil*: 0 bis 20 cm und *Subsoil*: 20 bis 40 cm) die aktuelle Bodenwasserabsenkung, im gezeigten Beispiel für den Oberboden am 15. Juli 2003. Die tägliche Ausgangssituation wird mit Berücksichtigung der Bodenwasserabsenkung des Vortages erreicht. Auf diese Weise wird die für eine Ermittlung von Wasserstress elementare zeitliche Dimension in den täglichen Ergebnissen abgebildet, da die Bilanzierung eines bestimmten Tages lediglich die Änderung des Betrages vom Vortag darstellt. Die Absenkung bei voller Wassersättigung (Feldkapazität) beträgt null und nimmt bei trockenem Wetter und hohen Temperaturen mit entsprechenden Verdunstungsraten bis zu einem Maximum zu, das dem Wert von *TAW* (*Total Available Water*) entspricht.

Im gezeigten Beispiel ist die dramatische Austrocknung vieler Gebiete im Norden und Osten zu beobachten. Das Extremjahr 2003 hat besonders in diesen Landesteilen verheerende Trockenschäden verursacht. In den inneralpinen Tälern dagegen ist mit Ausnahme des Murtales die Situation aufgrund ausreichender Niederschläge relativ entspannt. Wie *Abbildung 151* zu entnehmen ist, befindet sich die Grünland-Evapotranspiration in den von Trockenheit betroffenen Gebieten auf einem vergleichsweise niedrigen Niveau. Der Pflanzenbestand befindet sich in diesen Regionen nach dem zweiten Schnitt im Wachstum. Mit Zunahme der Biomasse wird die Verdunstungsrate noch steigen und führt im weiteren Verlauf dieses Sommers zu einer Verschärfung der Dürre. Aufgrund der einfachen linearen Beziehung des K_c -Faktors zur Aufwuchsdauer wird dem Umstand allerdings nicht Rechnung getragen, dass bei einer angespannten Wasserverfügbarkeit auch die Biomasseentwicklung stark gebremst wird. Die von derartigen Bedingungen unbeeindruckte Weiterführung des K_c -Verlaufes vergrößert den Abstand der (theoretischen) Grünland-Evapotranspiration zur tatsächlich in der Realität stattfindenden, da das Wachstum nicht in dem Maß eintritt, wie vom Modell angenommen. Letztendlich findet aber durch die wasserstressbedingte Reduktion der Wachstumsbedingungen (vgl. Abschnitt 3.9.3) eine angemessene negative Konsequenz für den Grünlandertrag Berücksichtigung.

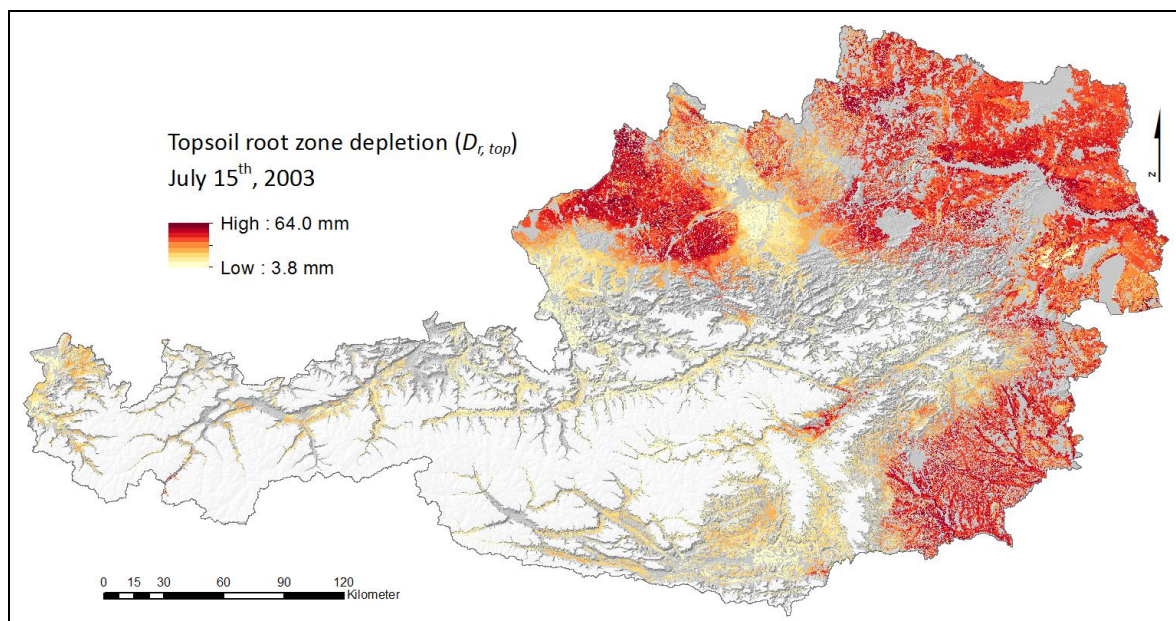


Abbildung 152: Bodenwasserabsenkung im Oberboden (0 bis 20 cm) am 15. Juli 2003

Die Bodenwasserabsenkung wird entsprechend den Gleichungen 2.4.1-13 und 2.4.1-14 in ein Verhältnis zu TAW und RAW (*Readily Available Water*) gebracht und für die Berechnung des Wasserstresskoeffizienten K_s herangezogen. Dieser Relativwert berücksichtigt die gesamte Entwicklung der Bodenwasserbilanz bis zum betrachteten Tag. Steigt die Bodenwasserabsenkung über den Wert von RAW , geraten die Pflanzen in Wasserstress und K_s nimmt ausgehend vom Wert 1 ab. Wird die Grenze von TAW erreicht, befindet sich K_s auf 0, da dieser dem permanenten Welkepunkt entspricht und die Pflanzen dem Boden kein weiteres Wasser entziehen können (Allen *et al.*, 1998, 167). In *Abbildung 153* wird die Wasserstresssituation im Oberboden bei einer Dreischmittnutzung in Fortführung der bereits gezeigten Beispiele am 15. Juli 2003 gezeigt. Die räumliche Verteilung des Koeffizienten entspricht im Wesentlichen jener der Bodenwasserabsenkung. In den von der Trockenheit betroffenen Gebieten kommt die Wasseraufnahme weitgehend zum Erliegen und die Grünlandbestände leiden unter massivem Wasserstress. Der Gradient von K_s entspricht dem Verlauf der Bodenwasserabsenkung zwischen RAW und TAW (vgl. *Abbildung 158*).

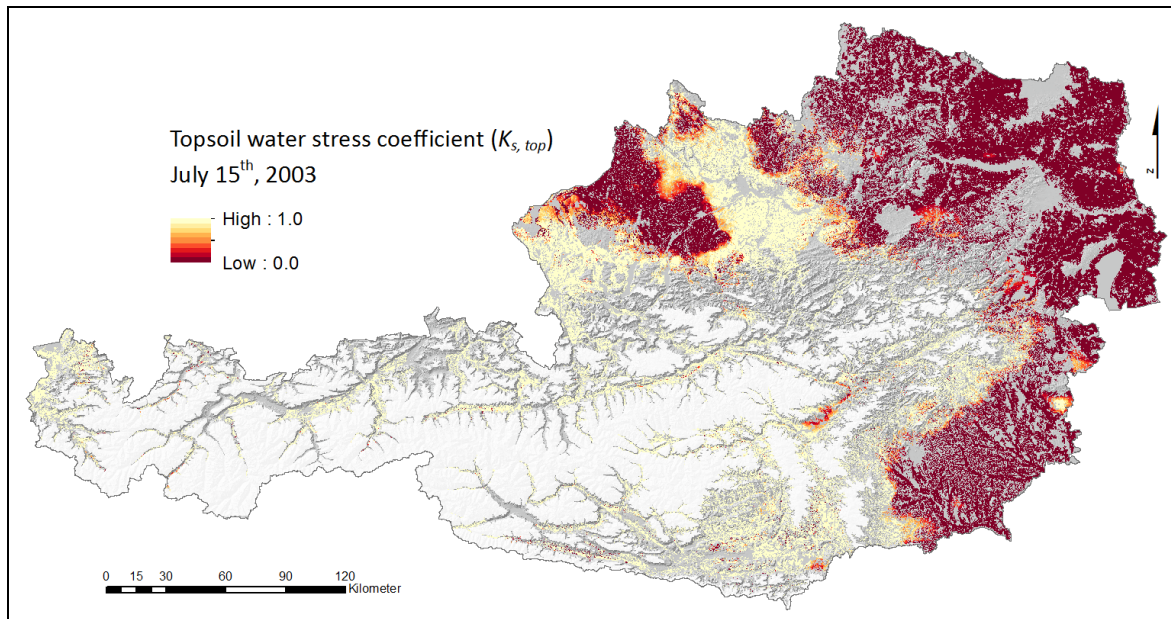


Abbildung 153: Wasserstressfaktor des Oberbodens (0 bis 20 cm) am 15. Juli 2003

Der Wasserstresskoeffizient passt die Grünland-Evapotranspiration der gegebenen Wasserverfügbarkeit gemäß den Gleichungen 2.4.1-4, 2.4.1-5 und 2.4.1-6 an. Ausgehend von der Referenz-Evapotranspiration ET_0 und deren Anpassung auf das Wirtschaftsgrünland mittels Pflanzenfaktor K_c wird die daraus resultierende Grünland-Evapotranspiration ET_c mit dem vom verfügbaren Bodenwassergehalt abgeleiteten Wasserstresskoeffizienten K_s kombiniert. Die Evapotranspiration erfährt dabei eine der Bodenwassersituation entsprechende Anpassung und Limitierung und wird deshalb als aktuelle Evapotranspiration bezeichnet. In *Abbildung 154* ist sie am Beispiel des 15. Juli 2003 dargestellt. In den Trockengebieten ist die Möglichkeit zur Verdunstung aufgrund des fehlenden Bodenwassers stark eingeschränkt. Lediglich in den Alpentälern und höheren Lagen reicht das Wasser für die erforderliche Transpiration aus. Nach Wieser *et al.* (2008) wird die Evapotranspiration auf diesen Flächen selbst in Trockenjahren kaum durch die Wasserverfügbarkeit limitiert.

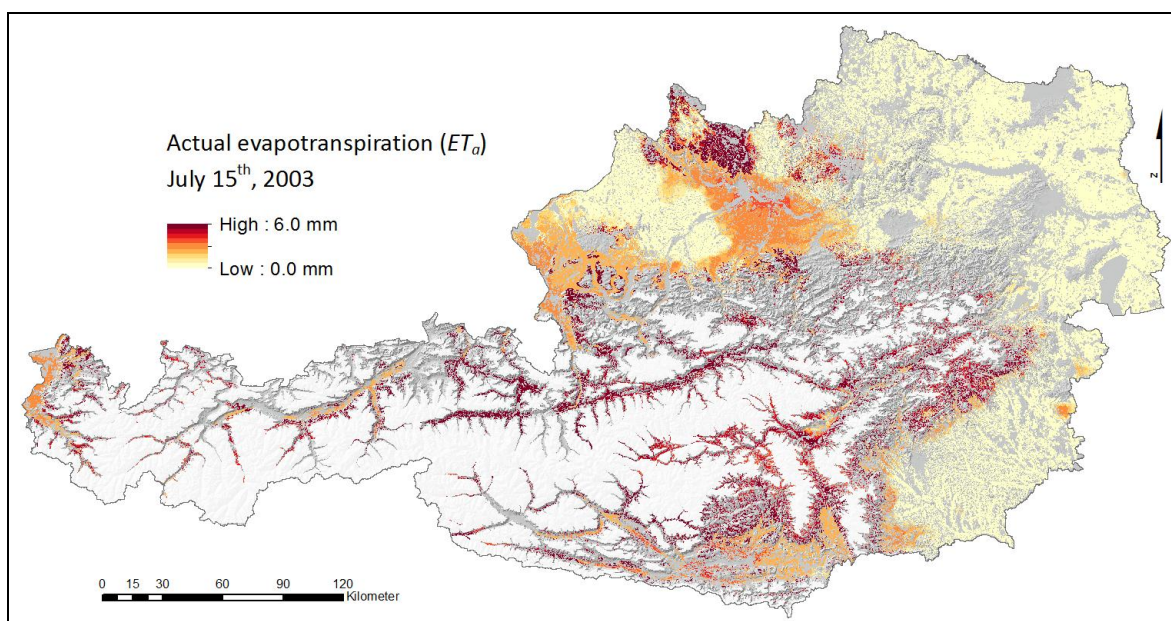


Abbildung 154: Aktuelle Evapotranspiration eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003

Ergänzend zu den räumlichen Darstellungen wird im Folgenden der Verlauf verschiedener Evapotranspirationstypen über die Vegetationsperiode an ausgewählten Standorten gezeigt. Zunächst ist in *Abbildung 155* die Situation des Jahres 2000 in Gumpenstein dargestellt. In dieser Periode gab es keine nennenswerte Beeinträchtigung der aktuellen Evapotranspiration. Im späten Frühjahr und Hochsommer weicht die Kurve von der Grünland-Evapotranspiration etwas ab. In dieser Abbildung ist auch der Verlauf des K_c -Faktors einer Dreischnittnutzung dargestellt. Die starke Wirkung des Pflanzenbestandes, näherungsweise durch diesen Faktor beschrieben, kommt in den Kurven von Grünland- und aktueller Evapotranspiration, vor allem in Relation zur Referenz-Evapotranspiration augenscheinlich zur Geltung. Schnittzeitpunkte und Aufwuchsdauer haben einen großen Einfluss auf das gesamte System der Bodenwasserbilanz. Aus diesem Grund muss auch eine nach Nutzungssystemen getrennte Berechnung der aktuellen Evapotranspiration erfolgen.

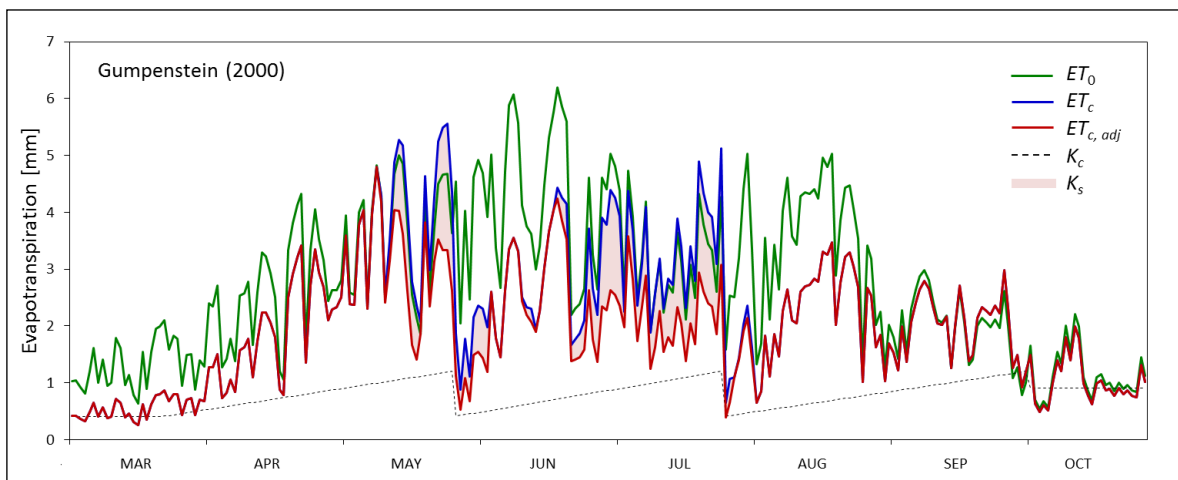


Abbildung 155: Verlauf der Evapotranspiration unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Gumpenstein im Jahr 2000

Eine vertiefende Erklärung zum Verlauf der aktuellen Evapotranspiration in *Abbildung 155* findet sich in der Darstellung der wichtigsten Bodenwasserbilanzparameter in *Abbildung 156*. Die Bodenwasserabsenkung im Oberboden (*Topsoil*) ist gering und reagiert unmittelbar auf Niederschlagsereignisse. Im Unterboden zeigt sich im Frühjahr eine langsam steigende Absenkung, die bei Überschreiten von *RAW* auch zu Wasserstress führt.

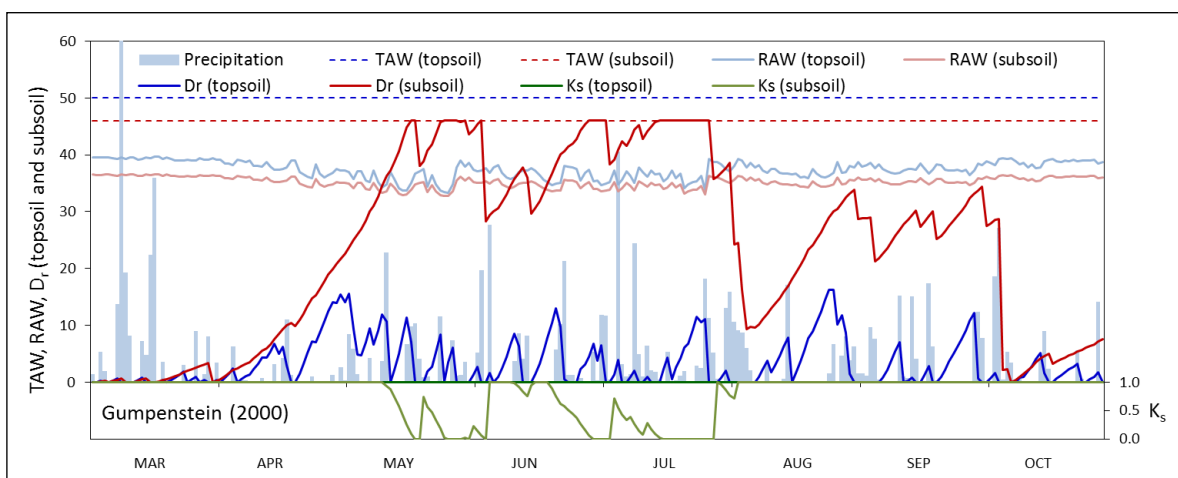


Abbildung 156: Verlauf der Bodenwasserbilanzparameter unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Gumpenstein im Jahr 2000

Im Gegensatz zu den moderaten Verhältnissen des Jahres 2000 am Standort Gumpenstein wird in *Abbildung 157* die Situation des Trockenjahres 2003 in Kirchberg/Walde dargestellt. Von April bis zum Ende der Vegetationsperiode beeinträchtigt die geringe Wasserverfügbarkeit die aktuelle Evapotranspiration. Eine besonders starke Limitierung trifft vor allem mit der hohen Grünland-Evapotranspiration gegen Ende der Aufwüchse zusammen.

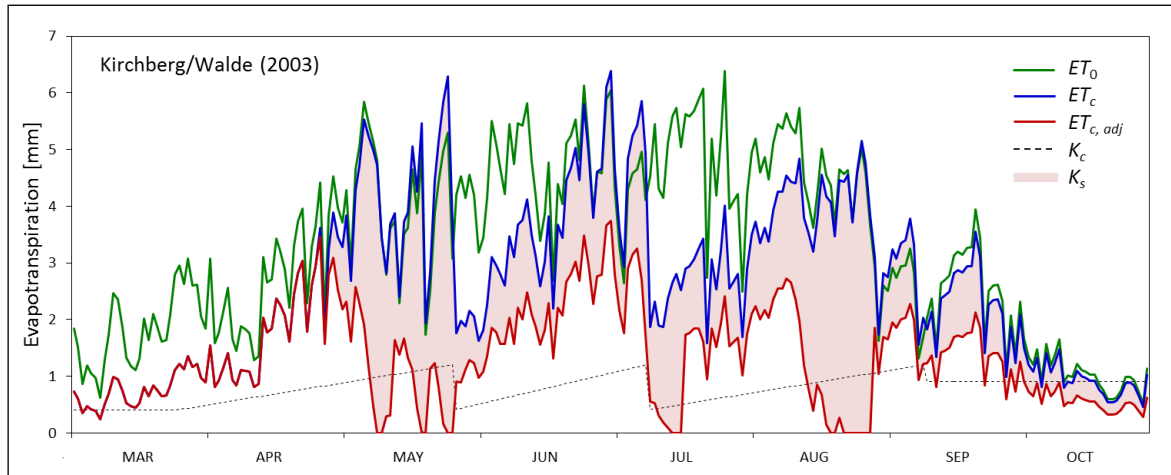


Abbildung 157: Verlauf der Evapotranspiration unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Kirchberg/Walde im Jahr 2003

Die der obigen Darstellung zugehörigen Bilanzkennwerte in *Abbildung 158* zeigen eine massive Bodenwasserabsenkung sowohl im Unter- als auch Oberboden. Der Wasserstresskoeffizient verhält sich entsprechend. Nur wenige und unergiebigere Niederschläge verringern die Absenkung im Oberboden immer wieder etwas. Während diese Kurve sehr sensibel auf den Wassereintrag reagiert, verhält sie sich für den Unterboden sehr stabil. Der Grund dafür liegt in der geringen Tiefenversickerung aus dem Oberboden. Die in dieser Abbildung nicht dargestellte Tiefenversickerung wirkt lediglich nach größeren Niederschlägen in der ersten Septemberhälfte und Anfang Oktober. Kleine Rückgänge in der Kurve $D_{r,sub}$ zeigen dies an. Wasserstress tritt nur dann auf, wenn sich die Bodenwasserabsenkungskurven über der jeweiligen RAW-Kurve befinden. Die obere Grenze bildet TAW, die dann erreicht wird, wenn das gesamte verfügbare Bodenwasser aufgezehrt ist.

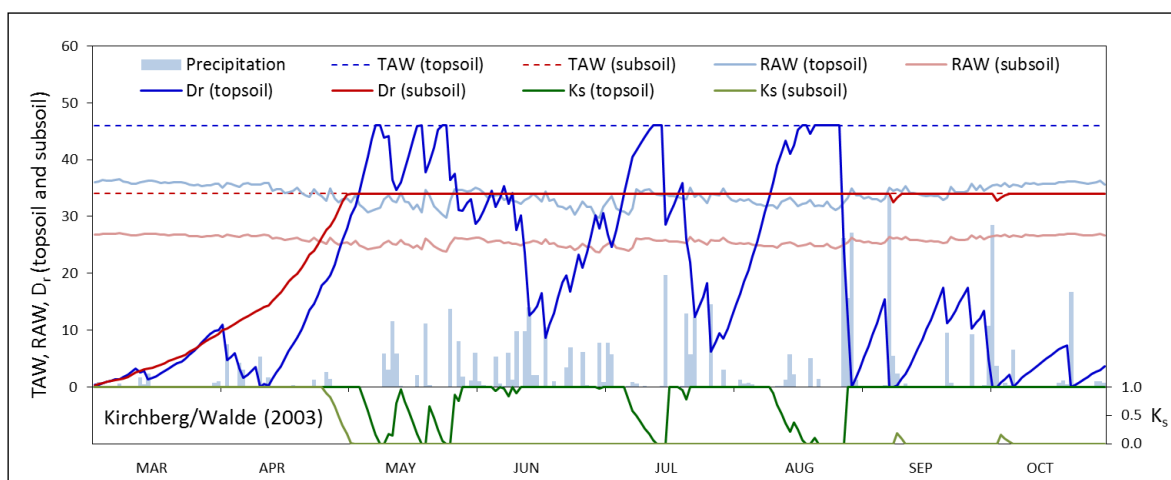


Abbildung 158: Verlauf der Bodenwasserbilanzparameter unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Kirchberg/Walde im Jahr 2003

3.9.3 Wasserverfügbarkeit als Wachstumsfaktor

Ist die Wasserverfügbarkeit eingeschränkt, wirkt sich dies auf das Wachstum negativ aus. Funktionsgerechte Strukturen und darauf abgestimmte Prozessabläufe auf molekularer, zellulärer und organischer Ebene werden durch Stress im Allgemeinen und Wasserstress im Besonderen beeinträchtigt. Die Pflanze geht in Abhängigkeit der Stressintensität vom Bestreben nach Ertragsbildung zu Maßnahmen über, welche das Überleben sichern. Zudem sind gestresste Pflanzen anfälliger für Krankheiten. Stressdominierte Standorte bringen Arten hervor, die klein bleiben, langsam wachsen und trotz mangelnder Versorgung ihren Wasserhaushalt aufrechterhalten können (Larcher, 1994, 261f).

Bis zu einem gewissen Grad kann der Wasserverbrauch auch durch Bewirtschaftungsmaßnahmen beeinflusst werden. Die für die Transpiration benötigte Wassermenge hängt unter anderem vom Ernährungszustand der Pflanzen ab. Bei optimalen Nährstoffverhältnissen wird das verfügbare Wasser effizienter für die Ertragsbildung genutzt. Ist dies nicht der Fall, wird je Einheit produzierter Trockenmasse vergleichsweise mehr Transpirationswasser benötigt (Baeumer, 1978, 31). In diesem Zusammenhang ist eine Abstimmung der Düngung auf den Nährstoffgehalt im Boden, vor allem bei der kostenintensiven künstlichen Bewässerung, ein wichtiger Beitrag zur effizienten und effektiven Nutzung von verfügbarem Wasser für landwirtschaftliche Kulturen.

Die Bodenwasserbilanz gibt Auskunft darüber, wie viel Wasser für eine optimale Ertragszunahme bereitstehen muss. Bei einer künstlichen Bewässerung kann dies gesteuert werden, wofür unter anderem die Arbeit von Allen *et al.* (1998) als Berechnungsgrundlage dient. Neben diesem Modell zur Bodenwasserbilanzierung finden sich auch Alternativen, die ebenso dafür geeignet sind, die aktuelle Evapotranspiration, den Wasserbedarf und das Auftreten von Wasserstress entsprechend abzubilden. Als Beispiel sei hier die Entwicklung von Rana *et al.* (1997) angeführt, welche auf der Evapotranspiration nach Penman-Monteith aufbaut. Kato *et al.* (2004) verwenden für ihre Modellierung von Transpiration und Wassernutzung den Ansatz von Shuttleworth und Wallace (1985), bei dem der Oberflächenwiderstand den Wärme- und Massentransfer von Pflanzen- und Bodenoberfläche sowie der aerodynamische Widerstand den Transfer zwischen Oberfläche und Atmosphäre beschreiben.

Für die räumliche Implementierung der Wasserverfügbarkeit und der damit in Zusammenhang stehenden aktuellen Evapotranspiration können Methoden der Fernerkundung einen wesentlichen Beitrag leisten, indem Daten zu NDVI, Landbedeckung, Bodenfeuchte oder Oberflächentemperatur in bestehende Modelle integriert oder für vergleichende Untersuchungen ausgewertet werden (Gonzalez-Dugo *et al.*, 2009, Kondoh und Higuchi, 2001, Mauser und Schädlich, 1998). Wie schon mehrfach erwähnt, ist eine Zielsetzung dieser Arbeit, die Anwendbarkeit der Modelle für Klimaszenarien zu gewährleisten. Die Integration von Fernerkundungsdaten schafft eine Abhängigkeit zu historischen Daten und kann deshalb bei der Modellanwendung für zukünftige Projektionen zu problematischen Datenlücken führen.

Die Verwendung von Trockenindizes ist eine weitere interessante und einfache Variante, die Auswirkung von Wasserstress auf das Wachstum und in weiterer Folge auf den Ertrag zu analysieren (Heinrich, 2007, Hlavinka *et al.*, 2008, Narasimhan und Srinivasan, 2005). Eine Verwendung von Indizes für räumliche Modelle ist aufgrund der meist einfachen Konzepte eine praktikable Lösung, die in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht weiter untersucht wurde. Meist beziehen sich derartige Kennwerte nämlich auf längere Zeitabschnitte (Wochen- oder Monatsbasis), sodass eine Adaptierung und Erweiterung der hier implementierten Basismodelle notwendig wäre.

In den nachfolgend dargestellten Beispielen wird nahtlos an die Beschreibung der Bodenwasserbilanz bzw. aktuellen Evapotranspiration in Abschnitt 3.9.2 angeschlossen, indem sich sämtliche Ergebnisse wieder auf den 15. Juli 2003 beziehen.

Die Wasserverfügbarkeit ergibt sich aus der Relation von aktueller und Grünland-Evapotranspiration. Die auf den Bodenwassergehalt abgestimmte Verdunstungsrate stellt demnach eine Fraktion der potenziellen Verdunstung eines Grünlandbestandes dar. Gemäß der Gleichung 2.4.2-3 subsumiert der in *Abbildung 159* dargestellte Wasserverfügbarkeitsfaktor W_A die kurzfristige (Gleichung 2.4.2-1) und langfristige (Gleichung 2.4.2-2) Wasserverfügbarkeit. Als kurzfristig wird hier nach Trnka *et al.* (2006) das akkumulierte tägliche Verhältnis der beiden Verdunstungstypen in den letzten sechs Tagen verstanden, als langfristig die Akkumulation über die gesamte Dauer vom Beginn der Vegetationsperiode an. Kombiniert mit empirischen Koeffizienten ergibt sich daraus W_A , dessen räumliche Verteilung weitgehend den Ergebnissen der Bodenwasserbilanz in Abschnitt 3.9.2 entspricht.

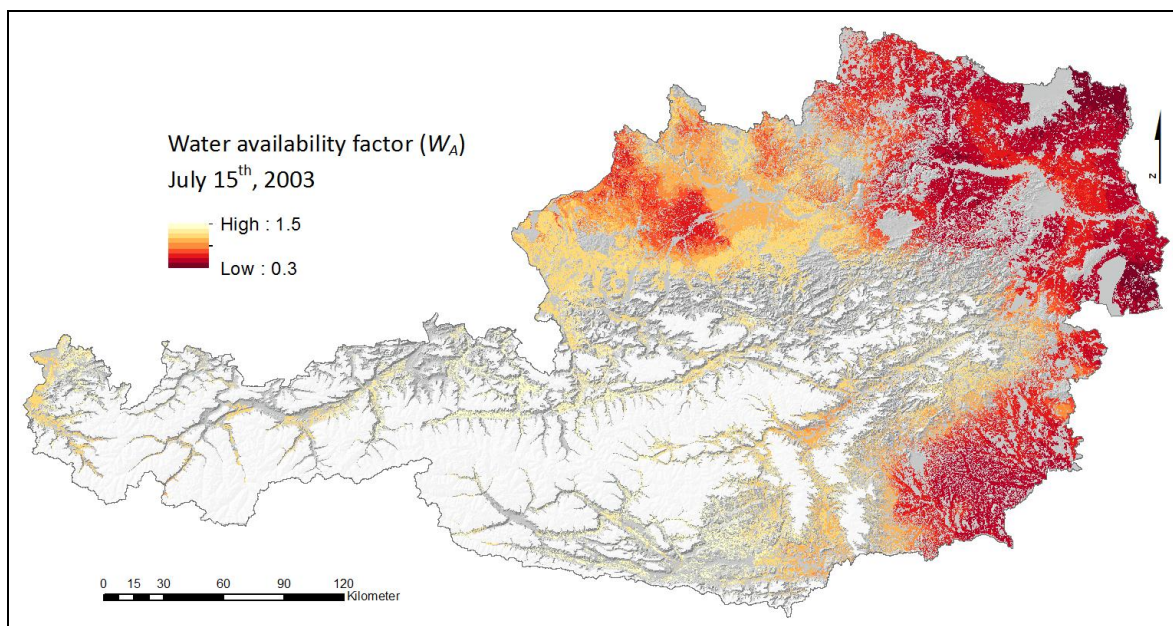


Abbildung 159: Wasserverfügbarkeitsfaktor eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003

Der Wertebereich von W_A ergibt sich durch einen empirischen Faktor (t_{CS} und t_{CL} in den Gleichungen 2.4.2-1 und 2.4.2-2), welcher verhindert, dass eine geringere aktuelle Evapotranspiration die Wachstumsbedingungen zu stark beeinträchtigt. Mit dem festgesetzten Schwellenwert von 1,5 wird die aktuelle Evapotranspiration so weit angehoben, dass erst bei ihrem Unterschreiten von zwei Dritteln der Grünland-Evapotranspiration eine negative Wirkung auf das Wachstum eintritt (vgl. *Abbildung 162*).

Der Zusammenhang von Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen wird durch den Wachstumsfaktor (*Growth Supporting Factor*) zum Ausdruck gebracht. In *Abbildung 160* ist dieser als Resultat der Gleichung 2.4.2-4 zu sehen. Für die spätere Ertragsmodellierung ist der funktionale Zusammenhang der beiden Parameter, welcher in *Abbildung 49* grafisch dargestellt wird, von zentraler Bedeutung. Am 15. Juli 2003 sind die durch den Wachstumsfaktor beschriebenen Bedingungen für das Grünland einer Dreischnittnutzung in Niederösterreich, Burgenland und der südlichen Steiermark aufgrund der angespannten Dürresituation (vgl. *Abbildung 154*) extrem schlecht. Neben den Tälern des Alpen-Hauptkammes zeigen auch das oberösterreichische Voralpengebiet und das Traunviertel relativ gute Voraussetzungen für das Wachstum. Zurückzuführen ist dies auf eine geringe Grün-

land-Evapotranspirationsrate, da sich hier der dritte Aufwuchs noch im Anfangsstadium befindet (vgl. *Abbildung 150*). Teile des Innviertels und die Welser Heide sind dagegen bereits weitgehend ausgetrocknet und der Wachstumsfaktor beginnt zu sinken.

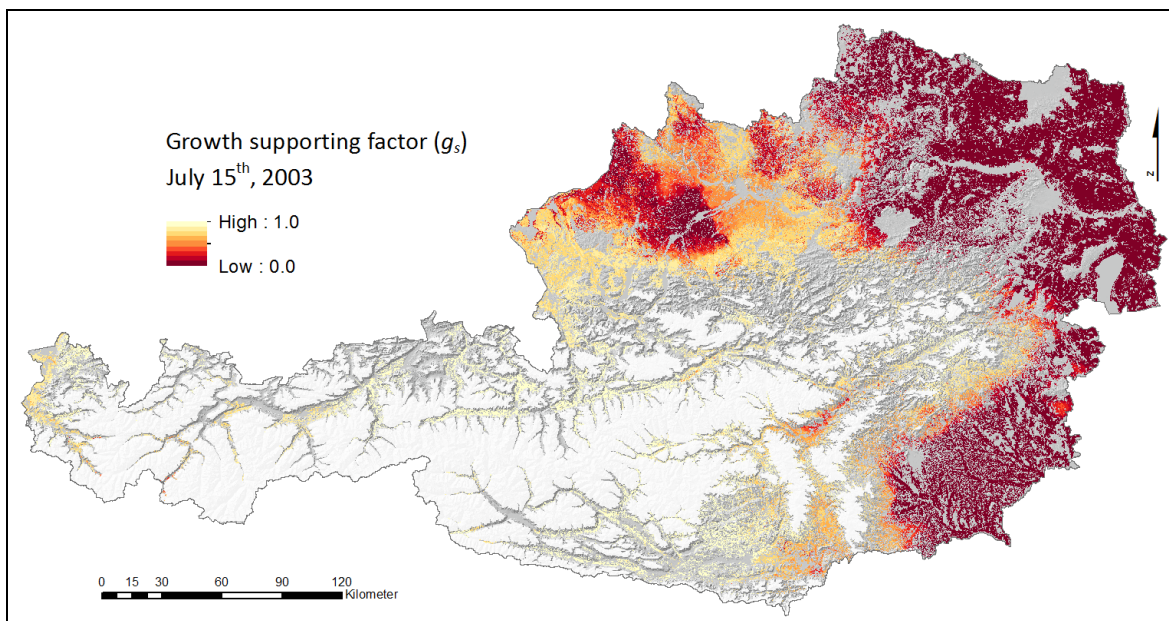


Abbildung 160: Wachstumsfaktor eines Dreischnittsystems am 15. Juli 2003

Wie im Abschnitt 3.9.2 werden auch hier numerische Ergebnisse der Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen für ein normales und ein trockenes Jahr an den Standorten Gumpenstein und Kirchberg/Walde im Verlauf der Vegetationsperiode dargestellt.

Im Jahr 2000 ist in Gumpenstein kaum Wasserstress aufgetreten (vgl. *Abbildung 155*). Die Kurven der Wasserverfügbarkeit, insbesondere jene der kurzfristigen, senken sich in *Abbildung 161* etwas ab. Der daraus berechnete Wasserverfügbarkeitsfaktor W_A zeigt aber kaum eine Wirkung auf den Wachstumsfaktor g_s , da die Schwellenwerte für die Beziehung zwischen aktueller und Grünland-Evapotranspiration (t_{CS} und t_{CL}) die Sensibilität hinsichtlich der Auswirkung auf das Wachstum verringern. Die Wachstumsbedingungen sind über den Verlauf der gesamten Vegetationsperiode beinahe zur Gänze im optimalen Bereich.

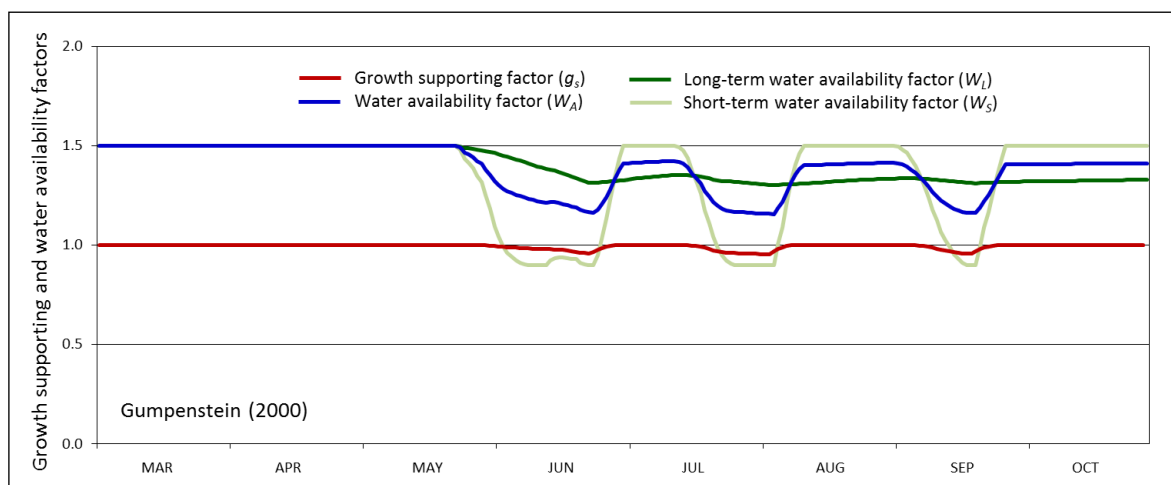


Abbildung 161: Verlauf von Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Gumpenstein im Jahr 2000

Ganz anders verhält sich die Situation am Standort Kirchberg/Walde im Trockenjahr 2003. Der Wachstumsfaktor wird durch die eingeschränkte Wasserverfügbarkeit, die sich sowohl kurzfristig als auch langfristig in einer anhaltenden Depression befindet, deutlich reduziert. Im direkten Vergleich mit *Abbildung 157* zeigt sich ein der Wasserstressintensität entsprechendes Verhalten der Wachstumsfaktorkurve. Unter diesen Bedingungen kann eine massive Beeinträchtigung des Grünlandertrages angenommen werden.

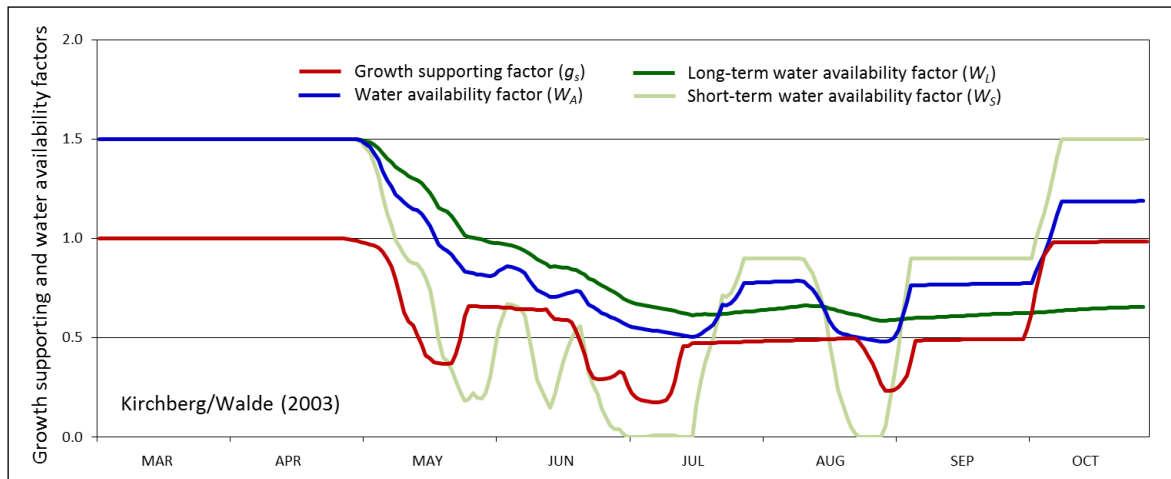


Abbildung 162: Verlauf von Wasserverfügbarkeit und Wachstumsbedingungen unter den Bedingungen eines Dreischnittsystems an der Station Kirchberg/Walde im Jahr 2000

Wie in *Abbildung 50* dargestellt, geht der Wachstumsfaktor nicht direkt als Prädiktor in das Ertragsschätzmodell ein, sondern wird gemäß den Gleichungen 2.4.2-5 und 2.4.2-6 dafür genutzt, die täglichen Werte von Temperatur und Globalstrahlung zu modifizieren. Mit der Akkumulation der so veränderten meteorologischen Parameter über die Dauer eines Aufwuchses werden die vom Schätzmodell verwendeten Prädiktoren aufbereitet. Die Ertragsschätzung erfolgt aufwuchsbezogen und berücksichtigt somit die Witterung und Wachstumsfaktoren nur für den jeweiligen Aufwuchs. *Abbildung 163* zeigt die (modifizierte) effektive Temperatur für den ersten Aufwuchs eines Dreischnittsystems im Jahr 2003.

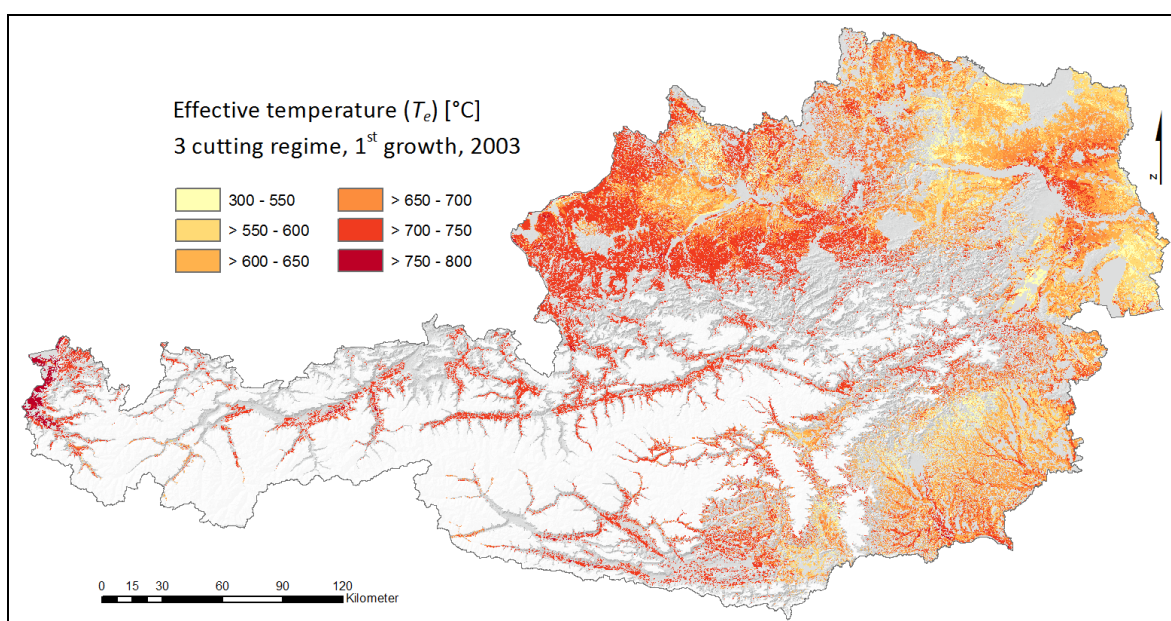


Abbildung 163: Effektive Temperatur für den ersten Aufwuchs eines Dreischnittsystems im Jahr 2003

Eine Bewertung der durch den Wachstumsfaktor reduzierten Temperatursumme ist nur in Zusammenschau mit der nicht modifizierten möglich. Sie wird für denselben Zeitraum in *Abbildung 164* gezeigt. Die Werteverteilung beider Oberflächen unterscheidet sich beträchtlich voneinander. Die Rasterwerte für die effektive Temperatur, wie sie in *Abbildung 163* dargestellt ist, betragen im Mittel 660 °C (Min = 308; Max = 800; $\sigma = 67$), der Mittelwert der akkumulierten, nicht veränderten Temperatur in *Abbildung 164* beträgt 747 °C (Min = 677; Max = 800; $\sigma = 16$). Die Temperatursumme im Jahr 2003 ist vergleichsweise hoch, das zeigt auch der Wertebereich sowie die geringe Standardabweichung. Dagegen zeigt sich bei der effektiven Temperatur ein wesentlich größerer Bereich mit einer deutlich höheren Standardabweichung. Die bei der Akkumulation der Temperatur einwirkenden Wachstumsbedingungen führen zu einer regional differenzierten und teilweise starken Reduktion, welche die extremen Bedingungen des Jahres 2003 widerspiegeln.

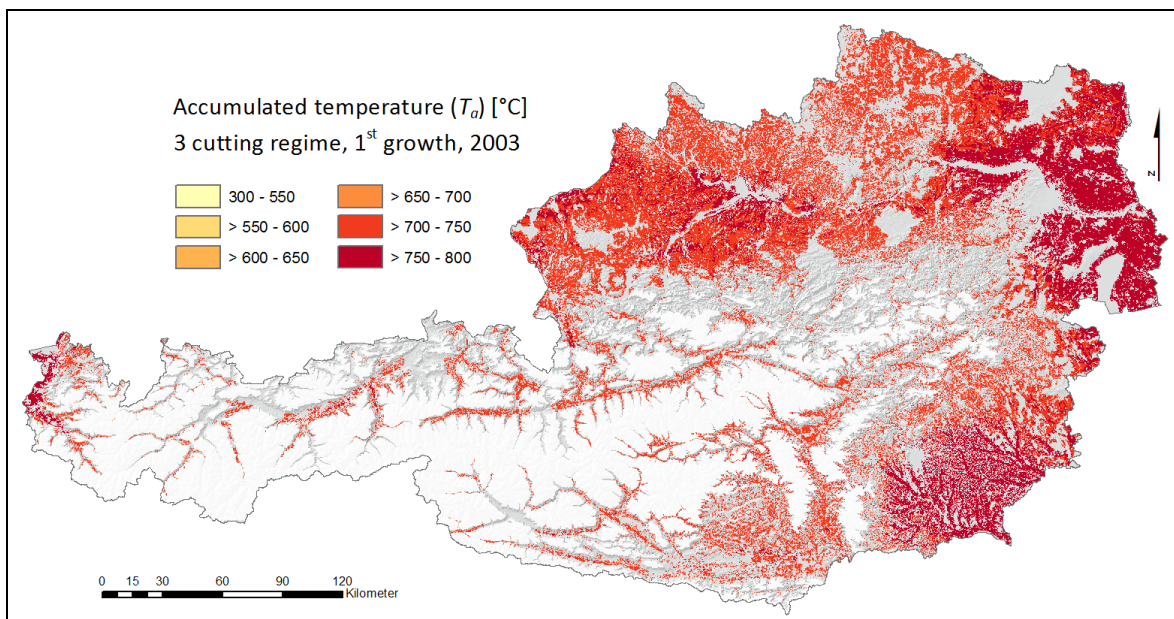


Abbildung 164: Temperatursumme für den ersten Aufwuchs eines Dreischnittsystems im Jahr 2003

Von den in *Abbildung 164* ersichtlichen Klassen sind im Wesentlichen nur die beiden höchsten ($700 - 800\text{ °C}$) besetzt. Der die Wasserverfügbarkeit reflektierende Wachstumsfaktor wirkt in den Trockengebieten besonders stark. Wird die effektive Temperatur in diesen Regionen betrachtet (vgl. *Abbildung 163*), sind vorwiegend die unteren Klassen besetzt ($300 - 650\text{ °C}$). Das Rheintal wurde beispielsweise kaum von Trockenheit beeinflusst, das zeigt eine der Temperatursumme ähnlich hohe effektive Temperatur. Ebenso verhält es sich in den Alpentälern, wo beide Ergebnisse in den gleichen Klassen liegen.

Die Globalstrahlung wird ebenso wie die Temperatur mit demselben Wachstumsfaktor entsprechend der Wasserverfügbarkeit verändert und ergibt die effektive Globalstrahlung. Auf eine grafische Darstellung wird verzichtet, da sich ein ähnliches Bild wie bei der Temperatur ergibt.

Wie in *Abbildung 50* ersichtlich, gehen die unveränderten Summen von Temperatur (T_a) und Globalstrahlung (G_a) in die Modellierung des aufwuchsbezogenen Ertrages ebenso wie die effektive Temperatur (T_e) und effektive Globalstrahlung (G_e) ein. Als Prädiktoren für die Schätzung werden sie zusätzlich noch in Relation zueinander gestellt ($T_e:T_a$ und $G_e:G_a$). Die Modellannahme, dass Temperatur und Globalstrahlung die wichtigsten Parameter des Wachstums sind und an Effektivität einbüßen, wenn die Wasserversorgung nicht ausreicht, ist durch diese Vorgehensweise vereinfacht umgesetzt.

3.10 Ertragsschätzung für das Wirtschaftsgrünland

3.10.1 Modellgrundlagen und Evaluierung

Die Schätzung von Grünlanderträgen setzt die Verfügbarkeit von Informationen voraus, für die angenommen wird, dass sie auf das Wachstum und den davon abhängigen Ertrag signifikant einwirken. Bei einer räumlichen Umsetzung müssen die einzelnen Prädiktoren des Schätzmodells als Geodatensätze vorliegen. Das hier entwickelte Raster-GIS stellt diese als kontinuierliche Oberflächen bereit. Neben den Basismodellen mit geostatistischen Interpolationen einfacher meteorologischer Parameter wie Globalstrahlung, Temperatur und Niederschlag, werden auch aggregierte Informationen einer räumlichen Modellierung zugeführt. Das Modell der Referenz-Evapotranspiration unter Einbeziehung von Globalstrahlung, Temperatur, Luftfeuchte und Wind ist beispielsweise die wichtigste Grundlage für eine Berücksichtigung der Wasserverfügbarkeit. Aufbauend auf diese Daten wird im Rahmen einer räumlichen Bodenwasserbilanzierung das Auftreten von Wasserstress analysiert und dessen negativer Einfluss auf die Wachstumsbedingungen für die Schätzung der Grünlanderträge herangezogen. Die Witterung wirkt sich zweifelsohne erheblich auf die Variabilität der agrarischen Produktion aus, nach Hoogenboom (2000) mit bis zu 80 %. Modellansätze greifen diesen Zusammenhang auf und versuchen daraus eine Erklärung für den Ertrag abzuleiten, wie dies beispielsweise ein Modell von Kornher *et al.* (1991) unter Berücksichtigung von Strahlung, Temperatur und Tageslänge für Grünlandqualitätserträge zeigt. Insbesondere hat eine Limitierung des Bodenwassers zur Folge, dass der für die Evapotranspiration notwendige Wasserbedarf nicht voll gedeckt werden kann und die Zunahme der Biomasse aus diesem Grund beeinträchtigt wird (Knapp *et al.*, 2001). Eine darauf aufbauende Schätzung liegt nahe und ist immer wieder Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Harrath *et al.* (1985) haben beispielsweise den Rückgang des Ertrages aufgrund einer unzureichenden Wasserverfügbarkeit nach einem ähnlichen Prinzip untersucht, wie es auch der vorliegenden Arbeit zugrunde liegt.

Für die Modellierung der Erträge im Wirtschaftsgrünland sind neben den Wetterbedingungen auch Bewirtschaftungsmaßnahmen sowie vegetationsdynamische Aspekte zu berücksichtigen. Die Vegetationsperiode definiert beispielsweise den zeitlichen Rahmen, in dem die Einflüsse auf das Wachstum untersucht werden. In der vorliegenden Arbeit wird dafür eine thermische Definition von Beginn und Ende der vegetativen Phase implementiert. In diesem Zusammenhang wird der Schneebedeckung im Frühjahr, insbesondere in den Berggebieten, durch ein entsprechendes räumliches Modell Rechnung getragen und für eine Abgrenzung der Vegetationsperiode herangezogen. Die Bewirtschaftung ist zwar ein maßgeblicher Faktor, lässt sich jedoch nur schwer im Rahmen von räumlichen Modellen beschreiben (vgl. Abschnitt 1.4.4). Unverzichtbar für die vorliegende Ertragsmodellierung ist jedoch eine Kenntnis über die Aufwuchsdauer. Dies wird mithilfe eines räumlichen Modells realisiert, in dem die Erntezeitpunkte verschiedener Nutzungssysteme abgeschätzt werden (vgl. Abschnitt 3.8). Gerade dieser Parameter ist eine Schlüsselkomponente, da die Grünlanderträge eines jeden Aufwuchses separat geschätzt werden und sich die aus der Witterung abgeleiteten Prädiktoren genau auf den Zeitraum zwischen den einzelnen Nutzungen beziehen. Sowohl das Modell der Vegetationsperiode als auch jenes der Nutzungszeitpunkte basieren wie die Basismodelle auf Witterungsparametern, konkret auf dem Verlauf der Temperatur. Während für die Abgrenzung der Vegetationsperiode thermische Bedingungen mit Schwellenwerten analysiert werden, sind es bei den Nutzungszeitpunkten Temperatursummen. Die Beschränkung sämtlicher Prädiktoren des Ertragsmodells auf meteorologische Parameter ist eine wichtige Voraussetzung der Anwendbarkeit des gesam-

ten Systems für Szenarien und projektive Analysen auf Basis von Klimamodellen. Eine Ausnahme bilden die Geodaten zur Beschreibung des Bodens (Nutzbare Feldkapazität) und das DHM, diese stellen allerdings eine weitgehend statische Information dar und können demnach problemlos auch in Klimaszenarien verwendet werden.

Grundsätzlich sind bei den sogenannten Wetter-Ertrags-Modellen zwei Typen zu unterscheiden. *Empirische Modelle* basieren auf einer statistisch errechneten Beziehung zwischen Witterung und Ertrag in Form von Regressionen. Voraussetzung dafür ist eine Datengrundlage, welche umfangreich genug ist, um statistische Aussagen ableiten zu können. *Dynamische Modelle* benötigen hingegen wesentlich geringere Datenmengen. Sie nutzen grundlegende physiologische, biochemische und physikalische Zusammenhänge zur Abbildung des Wachstumsverlaufs. Der Nachteil, vor allem hinsichtlich einer räumlichen Modellierung, liegt darin, dass für eine prozessorientierte Vorgehensweise in dynamischen Modellen eine erhebliche Anzahl von Variablen zur Erfassung vieler Teilprozesse berücksichtigt werden muss, um in meist hoher zeitlicher Auflösung komplexe Vorgänge einigermaßen realistisch nachvollziehen zu können (Keller *et al.*, 1997, 67ff). Beispiele für solche dynamischen Ertragsmodelle sind CERES, WOFOST, SWAP (vgl. Eitzinger *et al.*, 2004) sowie ein relativ kompakter Ansatz von Gustavsson *et al.* (1995) mit Bezug zur Grünlandwirtschaft. Nach Rötter *et al.* (2011) sind dynamische Modelle besser dazu geeignet, klimabedingte Veränderungen der Zukunft in Beziehung zu landwirtschaftlichen Erträgen zu setzen. Statistische Modelle bilden nämlich diese Beziehung auf Basis von Beobachtungen unter heutigen klimatischen und atmosphärischen Bedingungen ab und können mögliche Interaktionen durch geänderte Umweltbedingungen und Bewirtschaftungsfaktoren nicht in geeigneter Weise nachvollziehen.

Aufgrund der hohen Anforderungen an Prozesse beschreibende Parameter in dynamischen Modellen ist eine regionale Umsetzung kaum erfüllbar. Im Wesentlichen fehlt es an den räumlich aufbereiteten Basisdaten. Rötter *et al.* (2011) weisen darauf hin, dass die Regionalisierung von Ertragsmodellen eine der wichtigsten Herausforderungen künftiger Entwicklungen darstellt. Es braucht eine Übertragung standortbasierter Ansätze hin zu Modellen, welche auch größere Gebiete einbeziehen können. Hoogenboom (2000) sieht ebenfalls eine Limitierung der gegenwärtig eingesetzten Ertragsmodelle in der Fokussierung auf einzelne Standorte. Er schlägt vor, derartige Modelle mit GIS zu koppeln, ist sich jedoch klar darüber, dass es dazu einer räumlichen Aufbereitung von Wetterdaten bedarf. In der vorliegenden Arbeit wird versucht, dieser Forderung nachzukommen und mithilfe räumlicher Modelle eine Beziehung zwischen Witterung und Ertrag herzustellen. Auf Basis von Ertragsdaten aus Grünlandversuchen (vgl. Abschnitt 2.1.2.3) wird hier allerdings ein empirischer Ansatz implementiert. Die Anforderungen der Umsetzung komplexer dynamischer Prozesse für ein Untersuchungsgebiet der Größe Österreichs würden derzeit sowohl rechnerische als auch die Datenverfügbarkeit betreffende Grenzen bei Weitem übersteigen.

Voraussetzungen für eine räumliche Anwendung der hier entwickelten Ertragsschätzung sind zum einen die räumlich aufbereiteten Modellprädiktoren und zum anderen die Herstellung eines statistischen Zusammenhangs mittels multipler linearer Regression zwischen Witterung und Ertrag an den Versuchsstandorten. Die Übertragung in das räumliche Modell wird dadurch gewährleistet, dass sich die standortbezogene Modellentwicklung ausschließlich auf jene Prädiktoren beschränkt, welche auch als räumliche Basisdaten zur Verfügung stehen. Nur so können die ermittelten Regressionskoeffizienten mit den jeweiligen Erklärungsvariablen der einzelnen Oberflächen Zelle für Zelle miteinander kombiniert werden, um daraus eine Ergebnisoberfläche des aufwuchsbezogenen Ertrages zu generieren. Im Folgenden werden zunächst die standortbasierten Modellergebnisse validiert und evaluiert. Anschließend werden die aus den Oberflächen extrahierten Ergebnisse geprüft.

Die Entwicklung des Regressionsmodells basiert auf Grünlandversuchen, welche in Abschnitt 2.1.2.3 ausführlich beschrieben werden. Gemäß der festgelegten Versuchsanordnung werden an allen Standorten drei Nutzungssysteme, Zwei-, Drei- und Vierschnitt, für die statistische Auswertung herangezogen. Die Eignung eines Standortes für eine bestimmte Intensität der Grünlandbewirtschaftung wirkt sich erheblich auf den Ertrag aus (vgl. Abschnitt 1.4.3.3). Auch in den 21 Versuchsstandorten des Projektes *SpatialGRAM* (vgl. *Abbildung 8*) variiert das Standortpotenzial und wird in den beobachteten Erträgen auch entsprechend repräsentiert. *Abbildung 165* zeigt eine Auswertung der durchschnittlichen Erträge eines jeden Nutzungssystems für alle Standorte. Eine einfache Abgrenzung zwischen den Potenzialen ordnet die Stationen entsprechend ihrer Nutzungseignung zu. Die Differenzierung der jeweiligen Gruppen wurde dabei wie folgt festgelegt:

- 2-Schnitt-Potenzial: Differenz zwischen 2- und 3-Schnitterträgen $< 2 \text{ dt ha}^{-1}$
- 3-Schnitt-Potenzial: Differenz zwischen 3- und 4-Schnitterträgen $< 6 \text{ dt ha}^{-1}$
- 3 bis 4-Schnitt-Potenzial: Differenz zwischen 3- und 4-Schnitterträgen $< 9 \text{ dt ha}^{-1}$
- 4-Schnitt-Potenzial: Differenz zwischen 3- und 4-Schnitterträgen $\geq 9 \text{ dt ha}^{-1}$

Beispielsweise ist in Imst eine Vierschnittnutzung kontraproduktiv, da selbst eine Zweischnittnutzung höhere Erträge liefert. Abgesehen vom langjährigen Durchschnitt in *Abbildung 165* ist bei den jährlichen, aufwuchsbezogenen Ertragsdaten der Einfluss von Witterung und Standortpotenzial kaum voneinander zu trennen, zudem interagieren beide Faktoren für jeden Aufwuchs unterschiedlich. Im entwickelten Schätzmodell gehen die Ertragsbeobachtungen sämtlicher Nutzungssysteme an allen Standorten ein. Die Relevanz des Standortpotenzials wird hier deshalb diskutiert, da angenommen werden muss, dass ein erheblicher Anteil des Modellfehlers darauf zurückzuführen ist.

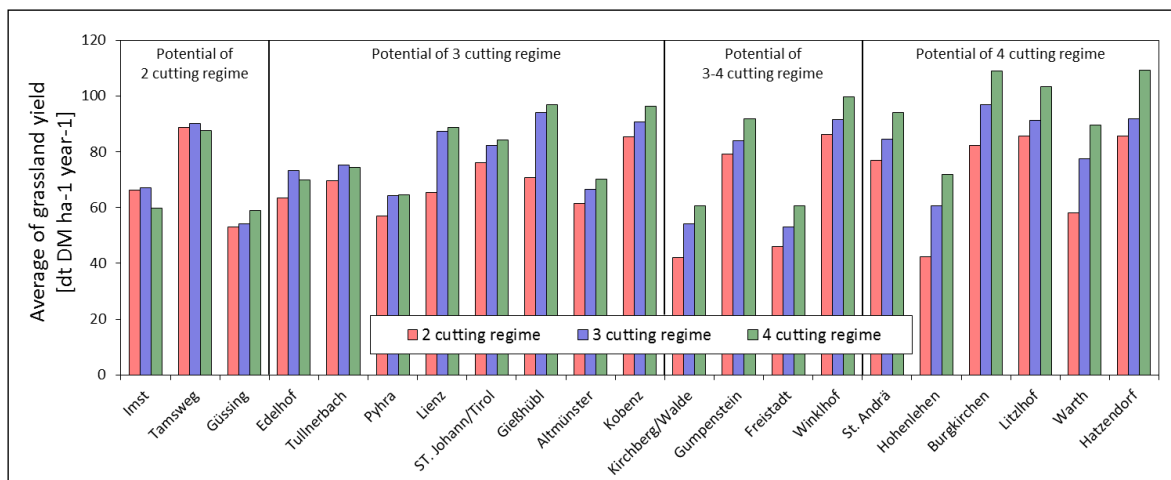


Abbildung 165: Standortpotenziale der Versuchsstandorte hinsichtlich der Nutzungsfrequenz

Das Modell wurde testweise mit der in *Abbildung 165* durchgeführten Potenzialzuordnung kalibriert, indem für einen Standort nur jenes Nutzungssystem Berücksichtigung fand, das dem ausgewiesenen langjährigen Potenzial entsprach. Da dies keine Verbesserung brachte, muss ein erheblich komplexerer Zusammenhang angenommen werden. So können beispielsweise die Qualität der Versuchsbetreuung, die Repräsentativität der Lage des Versuchsfeldes hinsichtlich der Wirkung der regionalen Witterung (z. B. kleinräumige Abschattungseffekte) oder die Veränderung der Pflanzenbestandszusammensetzung im Laufe der Versuchsjahre die Erträge wesentlich beeinflussen, ohne in Modellprädiktoren eine entsprechende Abbildung zu finden. Alle unbekanntes und nicht erklärten Effekte, von denen hier nur einige exemplarisch genannt sind, bestimmen den Modellfehler. Aufgrund

der Schwierigkeit, einzelne Faktoren aus diesem Geflecht von Interaktionen und Abhängigkeiten herauszulösen und als signifikante Fehlerquellen zu identifizieren, wird für die Modellierung ein robustes Regressionsverfahren eingesetzt. Dabei werden zwar alle Beobachtungen einbezogen, jedoch hinsichtlich ihrer Wirkung auf das Modell gewichtet.

An dieser Stelle sei noch einmal darauf hingewiesen, dass die Auswahl des Modells, der erklärenden Variablen sowie die Kalibrierung und Validierung der robusten Regression im Rahmen eines gemeinsamen Projektes von der Statistik Austria, Abteilung Methodik, durchgeführt wurde.

Als erklärende Variablen werden im Wesentlichen die in *Abbildung 50* dargestellten Parameter zusammen mit einigen ihrer Kreuzprodukte verwendet. Die effektive Temperatur und effektive Globalstrahlung sind neben den Temperatur- und Globalstrahlungssummen hoch signifikante Modellparameter. Nutzungssystem und Aufwuchs gehen als kategoriale Variablen ein und sind mit der Aufwuchsdauer ausschließlich als Kreuzprodukte der Witterungsparameter im Modell enthalten. Die starke Präsenz von Globalstrahlung und Temperatur und vor allem ihrer Effektiv-Varianten weist auf die hohe Erklärungskraft dieser Variablen hin (Schaumberger *et al.*, 2010, 120).

In *Abbildung 166* ist das Ergebnis der robusten Regression, differenziert nach Nutzungssystemen, dargestellt. Die Daten beziehen sich auf Erträge pro Aufwuchs und zeigen mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,79 einen relativ starken Zusammenhang ($R^2 \approx \text{adjusted } R^2$). Die Fehlerauswertung des Modells findet sich in *Tabelle 22* und *Tabelle 23*.

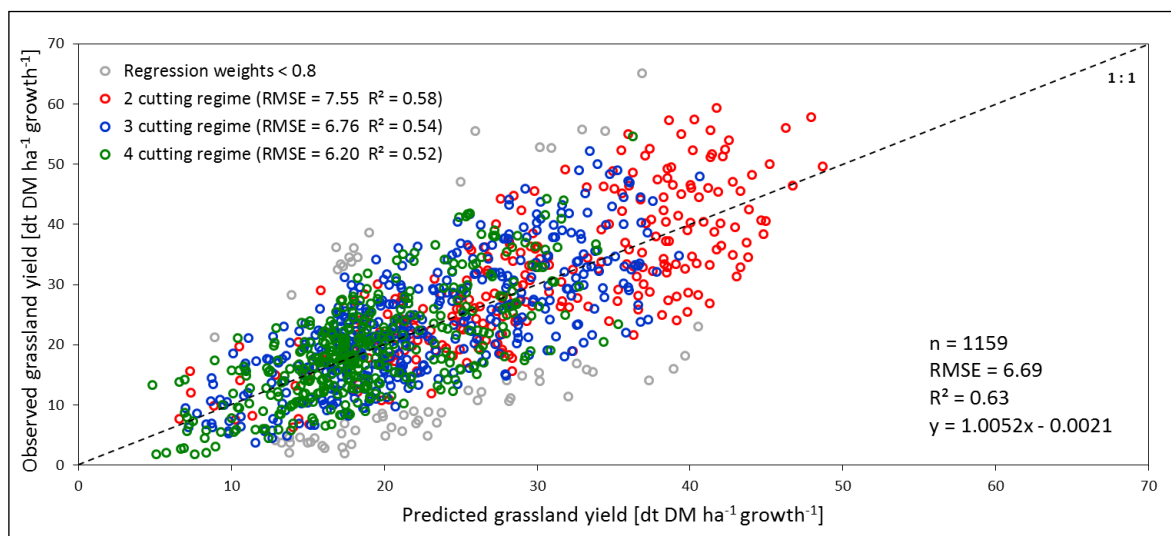


Abbildung 166: Schätzung der aufwuchsbezogenen Grünlanderträge unter Anwendung eines robusten Regressionsverfahrens

Tabelle 22: Mittlere absolute Fehler (MAE) im Vergleich zwischen Gesamtdaten und den mittels robuster Regression (Gewichte < 0,8) eingeschränkten Daten

MAE [dt TM ha ⁻¹ Aufwuchs ⁻¹]	Minimum	1, Quartil	Median	Mittelwert	3, Quartil	Maximum
Gesamter Datensatz (n=1159)	7,371	7,688	7,834	7,857	8,010	8,512
Eingeschränkter Datensatz (n=1093)	5,025	5,341	5,481	5,485	5,649	6,057

Tabelle 23: 95%-Konfidenzintervall des mittleren absoluten Fehlers (MAE) aus einer Kreuzvalidierung (% Testdaten) im Vergleich zwischen gesamten und eingeschränkten Daten

MAE (95%-Konfidenzintervall)	Minimum	Mittelwert	Maximum
Gesamter Datensatz (n=1159)	7,395	7,857	8,410
Eingeschränkter Datensatz (n=1093)	5,105	5,485	5,922

Die hohen Erträge des zweiten Aufwuchses eines Zweischnittsystems in *Abbildung 166* werden mit erheblich höheren Fehlern geschätzt. Der Grund dafür liegt in der relativ langen Aufwuchsdauer, in der die gebildeten Globalstrahlungs- und Temperatursummen wesentlich höher sind und demzufolge auch stärker variieren. In der Erklärung für den Ertrag ergibt sich daraus ein größerer Spielraum als bei kürzerer Aufwuchsdauer.

Als Trainingsdatensatz für die Kreuzvalidierung wurden $\frac{3}{4}$, für den Testdatensatz $\frac{1}{4}$ der Beobachtungen herangezogen. Die durchschnittliche mittlere absolute Abweichung bei 1000 zufälligen Durchläufen ergab $5,5 \text{ dt TM ha}^{-1}$. Die Fehler in *Tabelle 22* zeigen einen ähnlichen Wertebereich wie jene der Kreuzvalidierung in *Tabelle 23*. Das Modell verhält sich demzufolge stabil, eine wichtige Voraussetzung für die räumliche Anwendung.

Die Zusammenfassung mehrerer Aufwüchse zu einem Jahresertrag bewirkt neben einer starken Verringerung der Datenanzahl auch eine Akkumulation der aufwuchsbezogenen Schätzfehler. In *Abbildung 167* sind die nach Nutzungssystemen getrennten Jahreserträge mit den entsprechenden statistischen Kennwerten dargestellt. Der Fehler hängt hier von der Anzahl der Aufwüchse und der kumulierten Einzelfehler ab.

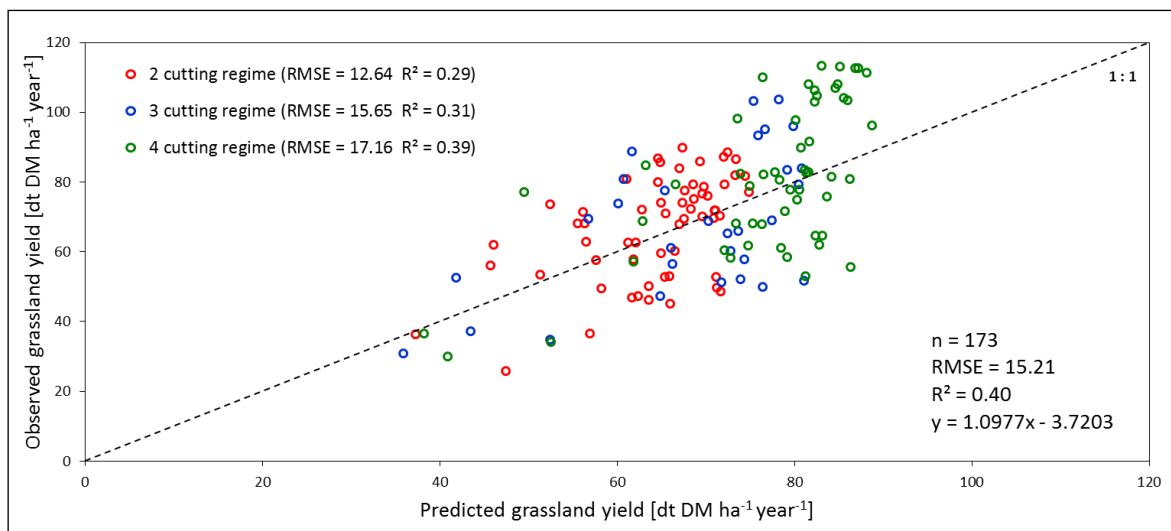


Abbildung 167: Grünlandjahreserträge auf Basis einer Akkumulation von Einzelaufwuchserträgen

In *Tabelle 24* werden die aufwuchsbezogenen Erträge nach Untersuchungsjahren gruppiert und statistisch ausgewertet. Besonders interessant ist hier die hohe Korrelation von Beobachtung und Schätzung im extrem trockenen Jahr 2003. Im Gegensatz zu durchschnittlichen Perioden wirkt die im Modell berücksichtigte Limitierung der Wasserverfügbarkeit besonders stark. Die Fehler liegen in allen Jahren auf einem ähnlichen Niveau.

Tabelle 24: Statistische Kennwerte des Grünlandertragsmodells in den Versuchsjahren

Versuchsjahre	R	R ²	MAE	RMSE	Regression
2002	0,78	0,61	5,49	6,70	y = 0,9287 x + 3,3394
2003	0,87	0,75	5,44	6,78	y = 1,0421 x + 0,6089
2004	0,78	0,61	5,71	7,06	y = 1,1849 x - 3,8016
2005	0,79	0,62	5,23	6,49	y = 0,9981 x + 0,6468
2006	0,76	0,57	5,32	6,63	y = 0,9527 x + 1,2365
2007	0,79	0,63	5,08	6,19	y = 0,9788 x - 0,1616
2008	0,78	0,60	5,15	6,46	y = 1,0467 x - 0,6855
2009	0,71	0,51	6,03	7,26	y = 0,9258 x + 3,5413
Mittelwerte	0,78	0,61	5,43	6,70	

Bei einer Gruppierung nach Nutzungssystemen in *Tabelle 25* unterscheidet sich der Fehler dahin gehend, dass die aufwuchsbezogenen Einzelerträge eines Vierschnittsystems etwas niedriger als bei einem Drei- oder Zweischnittsystem sind. Der Zusammenhang nimmt dagegen mit der Nutzungsfrequenz ab, da sich die Erträge mit der zunehmenden Anzahl von Aufwüchsen immer ähnlicher werden und in einem kleineren Wertebereich streuen.

Tabelle 25: Statistische Kennwerte des Grünlandertragsmodells für die Nutzungssysteme

Versuchsjahre	R	R ²	MAE	RMSE	Regression
Zweischnittsystem	0,76	0,58	6,16	7,55	$y = 0,9586x + 2,2070$
Dreischnittsystem	0,73	0,54	5,48	6,76	$y = 0,9892x + 0,9308$
Vierschnittsystem	0,72	0,52	5,03	6,20	$y = 1,0593x - 0,4404$
Mittelwerte	0,74	0,55	5,56	6,84	

Für die nach Seehöhe aufsteigend sortierten Versuchsstandorte werden ebenfalls die wichtigsten statistischen Kennwerte für eine Einschätzung des Modellzusammenhangs in *Tabelle 26* dargestellt. Neben Standorten mit sehr geringen Fehlern finden sich auch einige, deren Ertragsschätzung relativ ungenau erfolgt. Die Ergebnisse zeigen, dass die Qualität der Schätzung keinen Zusammenhang mit der Höhenlage der Versuchsstandorte aufweist.

Hervorzuheben ist der Standort Gumpenstein mit starkem Zusammenhang und niedrigem Fehler. Er befindet sich in einer für das Grünlandgebiet typischen Lage, verfügt über ausreichend Niederschläge und ausgeglichene Temperaturverhältnisse. Außerdem befindet sich die ZAMG-Messstation direkt auf dem Versuchsfeld. Die Versuche werden zudem vom erfahrenen Personal des LFZ Raumberg-Gumpenstein betreut. Es kann angenommen werden, dass die genannten Faktoren einen positiven Einfluss auf die Schätzgenauigkeit nehmen. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass signifikante Modellfehler an anderen Standorten das Resultat von vergleichsweise suboptimalen Bedingungen sind.

Tabelle 26: Statistische Kennwerte des Grünlandertragsmodells an den Versuchsstandorten

Versuchsstandorte	Seehöhe	R	R ²	MAE	RMSE	Regression
Güssing	209	0,82	0,67	4,68	6,16	$y = 0,9431x - 0,0181$
Hatzendorf	289	0,87	0,75	5,65	6,93	$y = 1,1564x + 1,4658$
Pyhra	296	0,85	0,73	4,40	5,50	$y = 1,1723x - 4,4663$
Gießhübl	319	0,90	0,81	6,44	7,81	$y = 1,2257x + 0,7862$
Tullnerbach	330	0,90	0,81	5,62	6,80	$y = 1,0958x + 2,1134$
Warth	395	0,79	0,62	5,48	6,59	$y = 1,0491x + 1,0880$
Burgkirchen	405	0,71	0,51	6,69	8,11	$y = 0,7336x + 10,868$
Hohenlehen	425	0,77	0,59	5,62	6,86	$y = 0,7643x + 1,5649$
St. Andrä	433	0,91	0,82	5,88	7,23	$y = 1,3034x - 2,2234$
Winklhof	450	0,78	0,60	6,59	7,87	$y = 10,009x + 5,9260$
Altmünster	450	0,84	0,71	5,02	6,16	$y = 0,9846x - 3,6517$
Kirchberg/Walde	464	0,84	0,70	5,82	6,88	$y = 0,7557x + 0,3407$
Freistadt	548	0,89	0,80	5,68	6,76	$y = 0,8867x - 2,7470$
Litzlhof	561	0,76	0,58	7,45	8,89	$y = 1,1099x - 2,0764$
Edelhof	577	0,87	0,76	4,70	6,22	$y = 1,1956x - 4,5164$
Kobenz-Knittelfeld	625	0,90	0,81	5,33	6,61	$y = 1,1358x + 0,5727$
Lienz	668	0,86	0,74	5,72	6,85	$y = 1,1001x - 0,8572$
ST. Johann/Tirol	671	0,89	0,79	3,56	4,39	$y = 1,1103x - 3,2474$
Gumpenstein	695	0,90	0,81	3,54	4,44	$y = 1,0796x - 1,6040$
Imst	715	0,79	0,62	5,91	7,06	$y = 0,8495x + 1,7052$
Tamsweg	1093	0,90	0,81	4,52	5,37	$y = 1,0340x + 1,7316$
Mittelwerte		0,85	0,72	5,44	6,64	

Um die Frage des Einflusses von Standortbedingungen auf die Modellqualität zu vertiefen, wurde neben dem in *Abbildung 166* dargestellten globalen Modell eine Kalibrierung für jeden einzelnen Versuchsstandort unter Verwendung der gleichen Modellprädiktoren vorgenommen. In *Abbildung 168* werden die mittleren absoluten Fehler des globalen sowie der einzelnen lokalen Modelle dargestellt. Die lokalen Modelle repräsentieren den Erklärungsanteil der auch im globalen Modell verwendeten Variablen ohne Einfluss der Standortvariabilität. Die Fehler der lokalen Modelle werden durch unbekannte und standortspezifische Faktoren hervorgerufen, sind aber generell niedriger als die des globalen Modells, da der Faktor Standort nicht zum Tragen kommt. Im globalen Modell, das deutlich höhere Fehler aufweist, werden die unbekanntesten Faktoren sämtlicher Standorte einbezogen. Das können beispielsweise Besonderheiten der Pflanzenbestandszusammensetzung, mikroklimatische Bedingungen, Bodenqualität, Nährstoffversorgungsgrad und Betreuung sein, um nur einige zu nennen. Zusätzlich spielen alle Effekte eine Rolle, welche sich aus der standortspezifischen Abweichung zwischen den vereinfachten Modellprädiktoren und der Realität ergeben. Mit der Zunahme des Einflusses unbekannter Faktoren sinkt im Gegenzug der Erklärungsanteil der Modellprädiktoren und führt damit zu höheren Schätzfehlern. Die Fehlerdifferenz zwischen globalem Modell und den einzelnen lokalen Modellen beschreibt die Wirkung aller unbekanntesten Standortfaktoren auf das globale Modell.

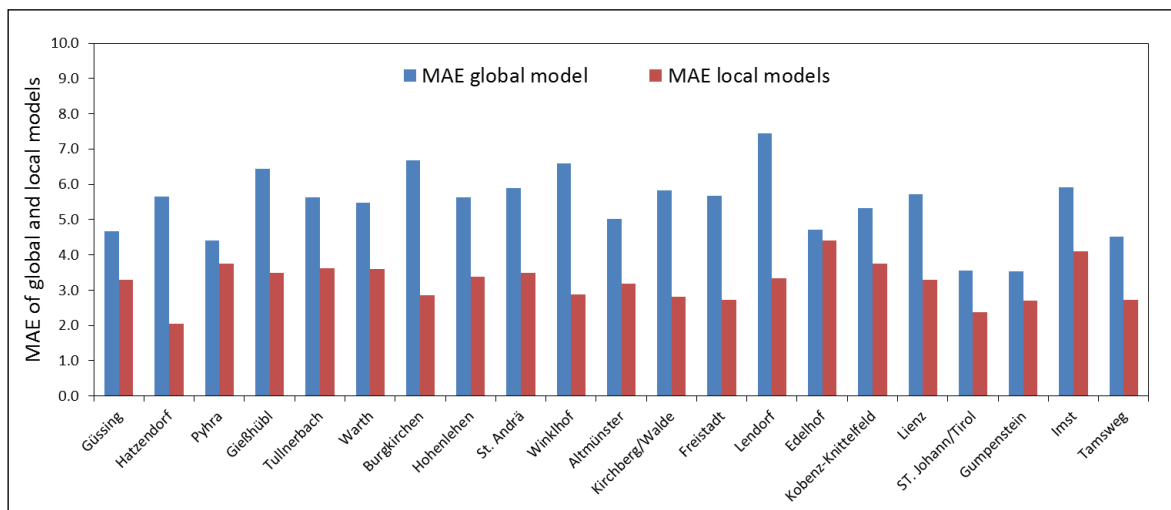


Abbildung 168: Vergleich der mittleren absoluten Fehler (MAE) der Ertragsschätzung mittels globalem Modell und lokal angepassten Modellen an den Versuchsstandorten

Das globale Modell erfüllt die Voraussetzungen für eine standort- und zeitunabhängige Anwendung und kann deshalb der räumlichen Implementierung zugeführt werden. Mittels *Map-Algebra*-Operationen werden die als Rasteroberflächen aufbereiteten Modellprädiktoren gemäß dem entwickelten multiplen linearen Regressionsmodell kombiniert. Das Resultat sind Oberflächen des geschätzten Grünlandertrages pro Aufwuchs. Ergebnisse werden allerdings nur in jenen Zellen berechnet, an deren Position in allen den Modellparametern entsprechenden Rasteroberflächen Werte verfügbar sind. Für eine Evaluierung der räumlichen Schätzung werden die Zellinhalte an den Positionen der Versuchsstandorte mithilfe der ArcGIS-Funktion *Extract by Points* ausgelesen und mit den an den Standorten beobachteten Erträgen verglichen. *Abbildung 169* zeigt das Ergebnis der Evaluierung, welches nur geringfügig von der standortbasierten Schätzung (vgl. *Abbildung 166*) abweicht. Die Anzahl der Wertepaare ist geringer, da aufgrund der räumlichen Einschränkung durch die Oberfläche der Nutzaren Feldkapazität (vgl. *Abbildung 5*) nicht an allen Positionen Ergebnisse vorliegen. Aufgrund der modellierten Aufwuchsdauer (vgl. *Abbildung 139*), wel-

che im Mittel etwa 10 Tage von den Beobachtungen abweicht, ergibt sich eine gewisse Clusterbildung, vor allem ist dies bei den Ergebnissen des zweiten Aufwuchses eines Zweischnittsystems deutlich zu erkennen. Der Zusammenhang ist im Vergleich zur standortbasierten Schätzung etwas schwächer und im Wesentlichen auf den signifikanten Einfluss der Aufwuchsdauer zurückzuführen.

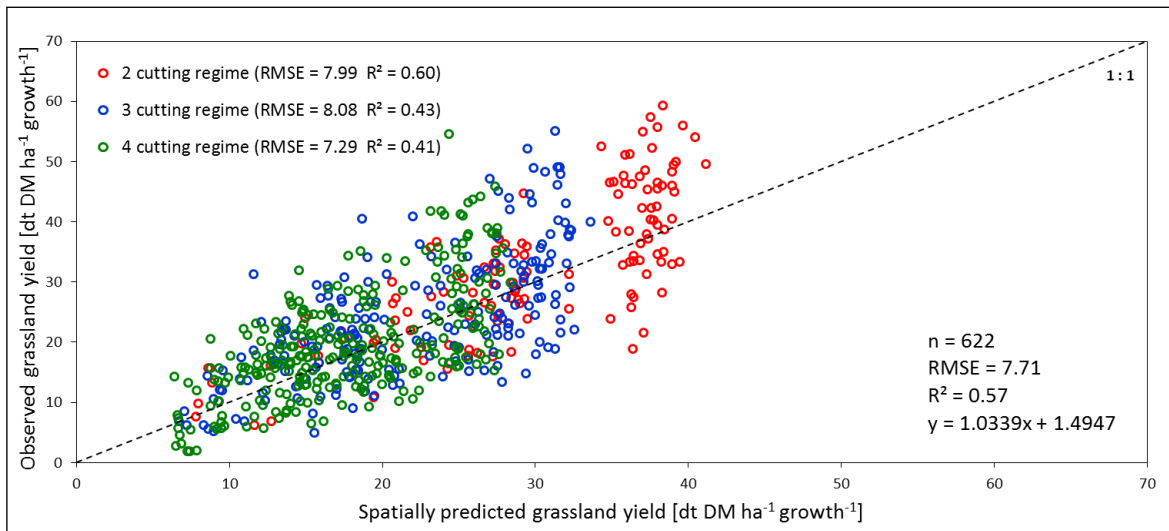


Abbildung 169: Validierung der räumlichen Schätzung aufwuchsbezogener Grünlanderträge

In *Abbildung 169* ist eine leichte Unterschätzung durch das Modell erkennbar. Um dies zu veranschaulichen, wird in *Abbildung 170* die Verteilung der Erträge aus Beobachtung und Schätzung für die einzelnen Aufwüchse dargestellt. Während die Streuung der Beobachtungen vergleichsweise hoch ist und relativ ausgeglichen in beide Richtungen erfolgt, sind die Schätzwerte kompakt und streuen eher im unteren Wertebereich. Die tendenzielle Unterschätzung des Modells ist mit der differenzierenden *Boxplot*-Grafik gut erkennbar.

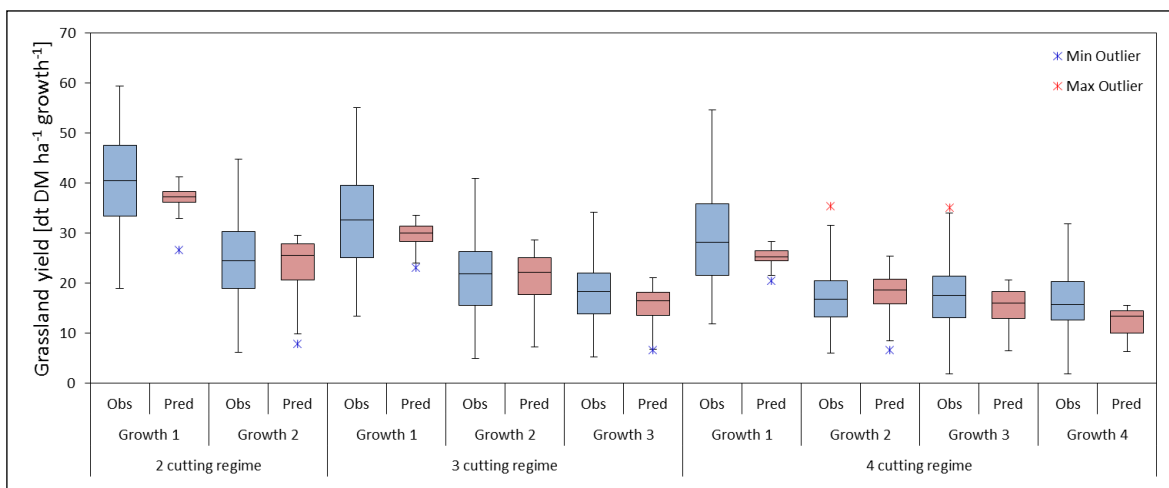


Abbildung 170: Werteverteilung von beobachteten und räumlich geschätzten Grünlanderträgen

Die Frage nach der Höhe des Schätzfehlers, welcher ausschließlich durch die räumliche Implementierung entsteht, wird in *Abbildung 171* beantwortet. Die aus den Zellen der Ergebnisoberflächen ausgelesenen Ergebnisse werden nicht den Beobachtungen gegenübergestellt, sondern den standortbasierten Schätzungen. Damit verbleiben als Abweichungen die Unterschiede zwischen räumlicher Schätzung und jener an den Standorten. Die Höhe

des Fehlers ergibt sich durch die Verwendung der geschätzten Aufwuchsdauer (vgl. *Abbildung 139*) und den Unsicherheiten aus der Interpolation. In Anbetracht des starken Einflusses der Aufwuchsdauer und deren Fehler ist anzunehmen, dass die räumlichen Modelle der anderen Prädiktoren einen geringen Einfluss auf die Abweichungen haben.

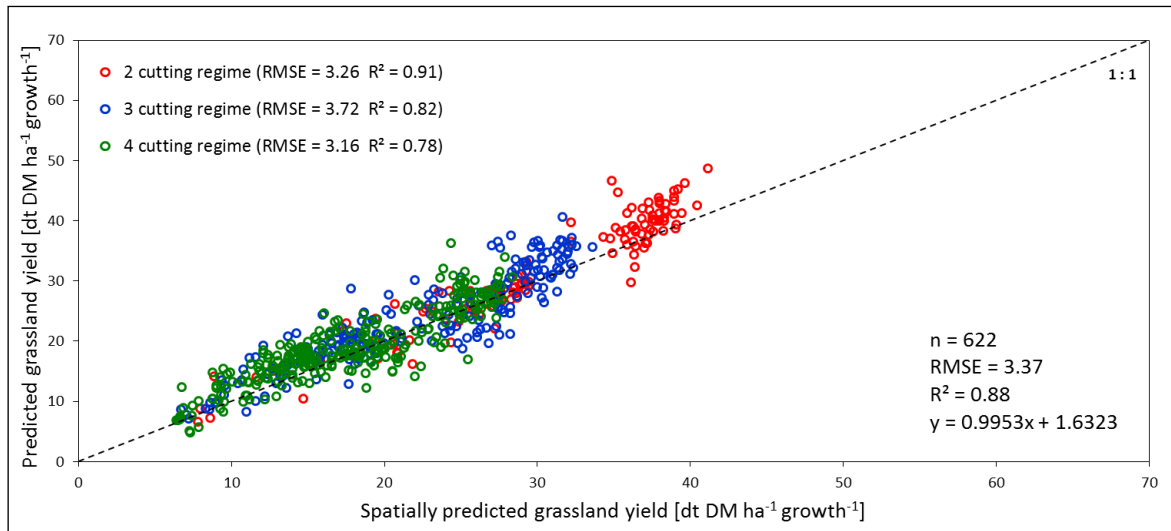


Abbildung 171: Validierung der räumlichen Schätzung von Grünlanderträgen nach Ausschluss der modellbedingten Fehler

Entsprechend der Beziehung zwischen standortbasierter und räumlicher Schätzung der aufwuchsbezogenen Erträge in *Abbildung 166* und *Abbildung 169* werden in *Abbildung 172* die räumlich geschätzten Jahreserträge den in *Abbildung 167* dargestellten Jahreserträgen auf Basis der Standortschätzung gegenübergestellt. Hier zeigt sich ein etwas höherer Fehler der räumlichen Schätzung, da sich die Unterschätzung der Einzelaufwuchserträge bei den Jahreswerten kumuliert. Die Systematik dieses Problems zeigt sich auch in der Steigung der Regressionsgeraden mit einem Betrag von 1,2. In erster Linie betrifft dies die hohen Jahreserträge eines Vierschnittsystems – ein Resultat der stärker wirkenden Fehlerfortpflanzung aufgrund der vierfachen Einbeziehung von Einzelaufwüchsen. Mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,37 handelt es sich um einen mittelstarken Zusammenhang.

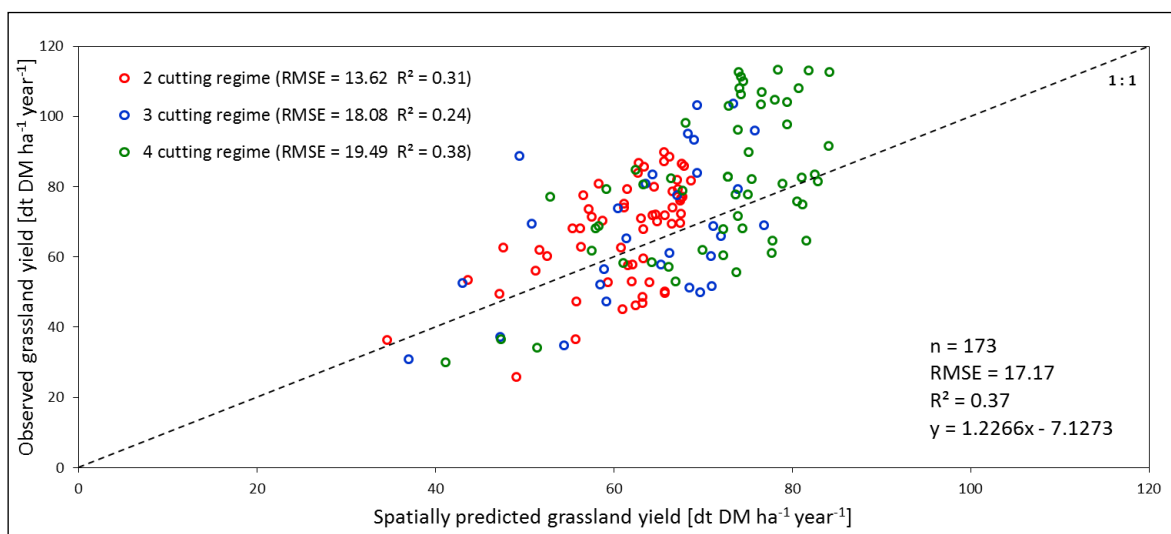


Abbildung 172: Validierung der räumlichen Schätzung von Grünlandjahreserträgen

Die *Boxplots* der Jahreserträge in *Abbildung 173* zeigen die Unterschätzung durch das Ertragsmodell als Aggregation der Effekte bei den Einzelaufwuchererträgen. Der Medianvergleich weist darauf hin, dass die Unterschätzung bei allen Nutzungssystemen ähnlich hoch ist. Die geringere Streuung der Schätzergebnisse fällt hier noch deutlicher ins Auge als in *Abbildung 170*. Der Interquartilsabstand der Schätzung befindet sich innerhalb jenem der Beobachtung. In keinem Nutzungssystem kommt es zu dramatischen und systematischen Verzerrungen. Diese Robustheit der Schätzung ist einerseits ein Vorteil bei der räumlichen Anwendung, da die Ergebnisoberflächen dadurch einen plausiblen Wertebereich repräsentieren. Andererseits wird die Variabilität in den Oberflächen schwächer abgebildet, als sie aufgrund der Beobachtungen sein sollte.

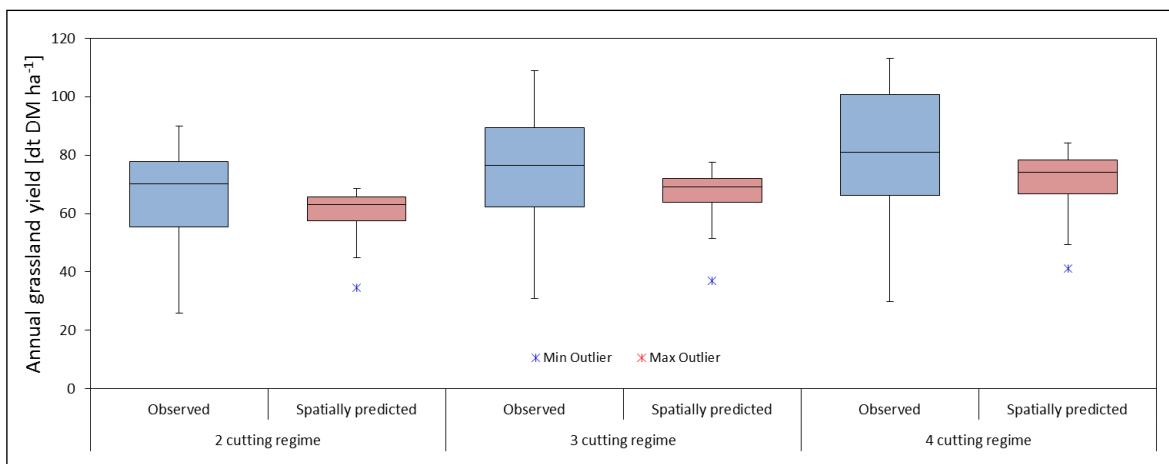


Abbildung 173: Werteverteilung von beobachteten und räumlich geschätzten Grünlandjahreserträgen

Die Auswertung der räumlich bedingten Fehler des Jahresertrages in *Abbildung 174* zeigt eine klare Unterschätzung im gesamten Wertebereich. Während die Einzelaufwuchererträge in *Abbildung 171* eine leichte Unterschätzung lediglich andeuten, bestätigt sich dies bei deren Akkumulation zu Jahreserträgen und wird offensichtlich. Die Konsequenz für die Oberflächen der Schätzergebnisse ist eine gleichmäßige Ausweisung geringerer Jahreserträge. Bei einem mittleren Fehler von 17,17 dt TM ha⁻¹ (vgl. *Abbildung 172*) sind 6,84 dt TM ha⁻¹ auf die räumliche Implementierung zurückzuführen.

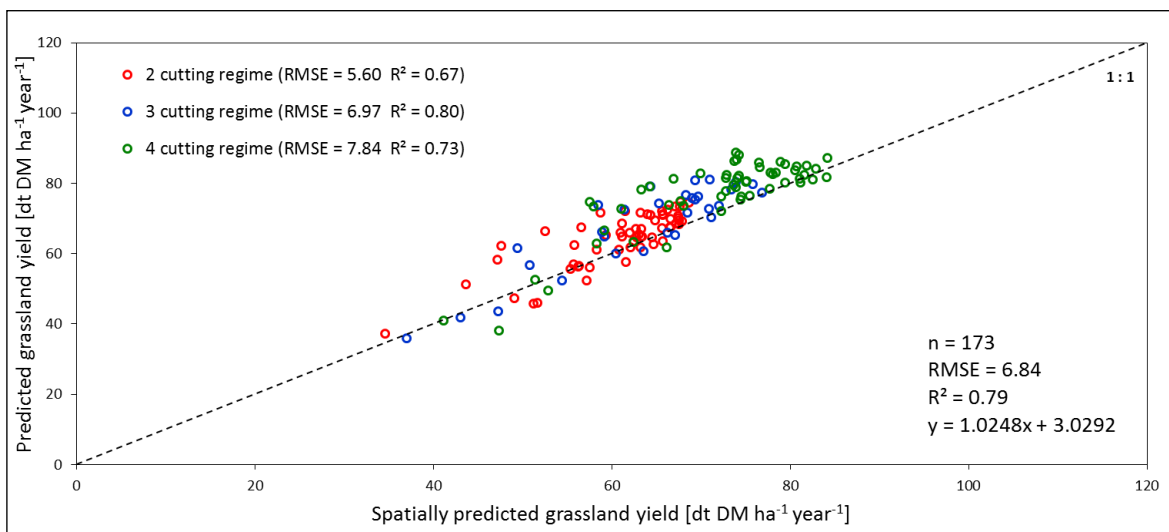


Abbildung 174: Validierung der räumlichen Schätzung von Grünlandjahreserträgen nach Ausschluss der modellbedingten Fehler

Eine genaue Analyse der Ursachen ist schwierig. Wie in *Abbildung 8* ersichtlich, sind die ZAMG-Wetterstationen mit Ausnahme von Gumpenstein nicht direkt am Standort des Versuches. Für die Modellkalibrierung stehen damit Wetterdaten zur Verfügung, welche nicht immer die exakten Bedingungen am Versuchsfeld beschreiben, wodurch es zu einer mangelhaften Erklärung des Ertrages kommen kann. Für die Bewertung derartiger Fehler müssten direkt an den Versuchsstandorten meteorologische Messstationen errichtet werden. Eine große Unsicherheit verursacht zudem die modellierte Aufwuchsdauer. Sie wird im Modell direkt und für die Definition des Zeitraums der Summenbildung von Strahlung und Temperatur indirekt verwendet. Neben den unbekannten Standortfaktoren sind letztendlich auch die Vereinfachungen und Interpolationen in diversen räumlichen Modellen (Vegetationsbeginn, Bodenwasserbilanz, Niederschlag, usw.) für Fehler verantwortlich.

In Ergänzung zur Evaluierung des gesamten Modells unter Betrachtung verschiedener Aspekte werden in den nachfolgenden Abbildungen die Ergebnisse der räumlichen Schätzung eines Dreischnittsystems über den Untersuchungszeitraum am Beispiel konkreter Standorte gezeigt. Die Erträge in Gumpenstein sind gemäß den Darstellungen in *Abbildung 175* über die einzelnen Jahre sehr stabil. Die relativen Unterschiede zwischen den einzelnen Aufwuchserträgen sind in den meisten Jahren sehr ähnlich, ein Indiz dafür, dass über die jeweiligen Vegetationsperioden ausgeglichene Wachstumsbedingungen herrschten. Die Jahreserträge weisen nur sehr geringe Schwankungen um den langjährigen Durchschnitt auf. Sogar das Trockenjahr 2003 zeigt keine Beeinträchtigung des Ertrages, da im Berggebiet auch in den heißen Sommermonaten immer wieder kleinere Niederschläge eine ausreichende Wasserverfügbarkeit aufrechterhalten konnten. In den Versuchsjahren 2003 bis 2009 sind Beobachtungen der Jahreserträge als Summe der Einzelaufwuchserträge verfügbar und können für einen Vergleich mit den geschätzten Jahreserträgen herangezogen werden. Die Abweichungen zwischen Schätzung und Beobachtung sind relativ gering, zeigen jedoch im Gegensatz zu den Einzelaufwüchsen (vgl. *Tabelle 26*) keinen Zusammenhang.

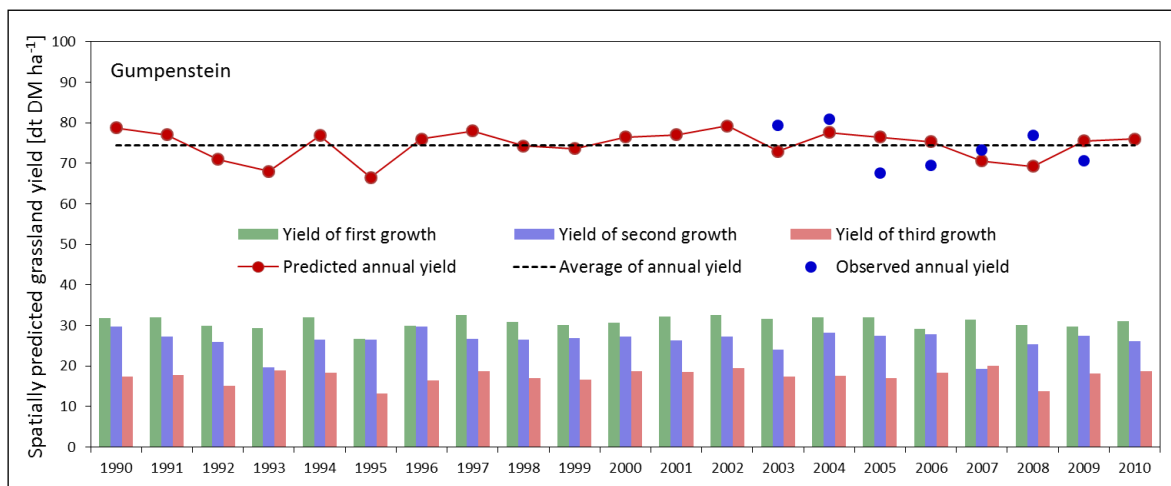


Abbildung 175: Räumlich geschätzte und beobachtete Grünlanderträge an der Station Gumpenstein

Im Gegensatz zu Gumpenstein ergibt sich für den Standort Kirchberg/Walde, dargestellt in *Abbildung 176*, ein sehr heterogener Verlauf über die berechneten Jahre. Dieser Standort befindet sich noch im Einflussbereich des pannonischen Klimas und zeigt deshalb vor allem in sehr trockenen Jahren mit unzureichender Wasserverfügbarkeit eine empfindliche Reaktion auf den Grünlandertrag. Im langjährigen Verlauf der Jahreserträge fallen hier besonders die trockenen Jahre 1993 und 2003 auf. Die relativen Unterschiede der Einzelaufwuchserträge sind im Vergleich zu Gumpenstein größeren Schwankungen unterworfen.

Während der erste Aufwuchs in allen Jahren ein ähnliches Niveau aufweist, fallen die Erträge von Folgeaufwüchsen in trockenen Sommern deutlich ab. Der langjährige mittlere Jahresertrag wird durch extreme Jahre negativ beeinflusst und liegt unter dem von Gumpenstein (vgl. *Abbildung 175*). Die verfügbaren Beobachtungen der Jahreserträge in den Jahren 2002 und 2005 bis 2009 weichen von den Schätzungen zum Teil erheblich ab. Bei der Bewertung des Jahres 2002 muss berücksichtigt werden, dass es sich um das Versuchsanlagejahr handelt. Zudem wirkt sich die langjährige manuelle Bearbeitung auf die Grasnarbe aus und weist im Vergleich zur maschinellen Bewirtschaftung Veränderungen auf.

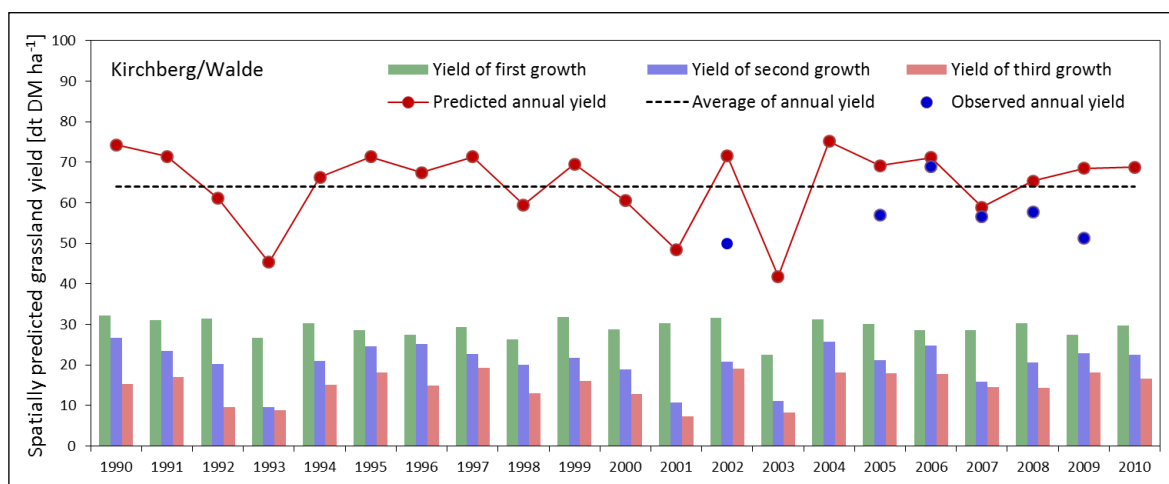


Abbildung 176: Räumlich geschätzte und beobachtete Grünlanderträge an der Station Kirchberg/Walde

3.10.2 Oberflächen der Grünlanderträge

Auf der Grundlage von räumlichen Basisdaten für den gesamten Untersuchungszeitraum 1990 bis 2010, die meisten davon auf Tagesbasis, wurden die Ertragsoberflächen für alle Nutzungssysteme (Zwei-, Drei- und Vierschnitt) berechnet. Gemäß den Darstellungen in den Abschnitten 2.4.3.2 und 3.10.1 werden aus dem standortbasierten Regressionsmodell durch die Verwendung der räumlich aufbereiteten Modellprädiktoren Oberflächen erzeugt. Räumliche Restriktionen für die Berechnung der Ergebnisse sind durch die Berücksichtigung der Nutzbaren Feldkapazität (vgl. *Abbildung 5*) und des in Abschnitt 3.8.3 dargestellten Nutzungspotenzials gegeben. Es wird darauf hingewiesen, dass die Ergebnisse für sämtliche landwirtschaftliche Flächen berechnet wurden, welche nicht den oben genannten Restriktionen unterliegen. Die tatsächliche Nutzung, ob Grünland oder Ackerbau, schränkt die berechneten Oberflächen der Grünlanderträge vorerst nicht ein. Bei Verwendung der Ergebnisse muss jedoch darauf Rücksicht genommen und die Ertragsdaten auf jene Flächen eingeschränkt werden, in denen eine dem modellierten Nutzungssystem entsprechende Grünlandbewirtschaftung vorliegt. Für eine einfache Abgrenzung des relevanten Gebietes der nachfolgend präsentierten Beispiele kann beispielsweise die Darstellung der Verteilung von Grünlandbetrieben in *Abbildung 1* herangezogen werden.

Aus den Ergebnissen von 21 Jahren werden die Oberflächen der Jahreserträge der untersuchten Nutzungssysteme in zwei sehr unterschiedlichen Jahren ausgewählt und dargestellt. Im Jahr 2003 beeinflusste eine intensive Trockenheit die Erträge in der Grünlandwirtschaft auf dramatische Weise. Die Witterungsübersicht dieses Jahres beschreibt die Situation aus meteorologischer Sicht: „Das Jahr 2003 war allgemein überdurchschnittlich warm bei in großen Teilen Österreichs unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen. ... war der Sommer 2003 allgemein der wärmste seit Beginn regelmäßiger meteorologischer

Messungen. ... Die Niederschlagssummen erreichten nur im Südwesten und Süden Österreichs strichweise den langjährigen Durchschnitt. Im übrigen Österreich blieb es meist bei nur 70 bis 90 % des Erwartungswertes. Lokal wurden sogar weniger als 70 % gemessen, unter anderem vom südlichen Wiener Becken bis in den Raum Neusiedl/See oder im äußersten Südosten Österreichs. ...“ (ZAMG, 2003).

Im Jahr 2006 herrschten hingegen überdurchschnittlich gute Bedingungen: „Das Jahr 2006 war bei unterschiedlichen Niederschlagsverhältnissen normal bis deutlich übernormal temperiert. ... Die Niederschlagsmengen lagen vom Bodensee bis zum Neusiedlersee mit 90 bis 110 % des langjährigen Mittels im normalen Bereich. Mehr Niederschlag bis über 130 % des Normalwertes wurde im Norden gemessen. Trocken mit nur 75 bis 90 % verlief 2006 im Süden von Osttirol bis in das südliche Burgenland. ...“ (ZAMG, 2006).

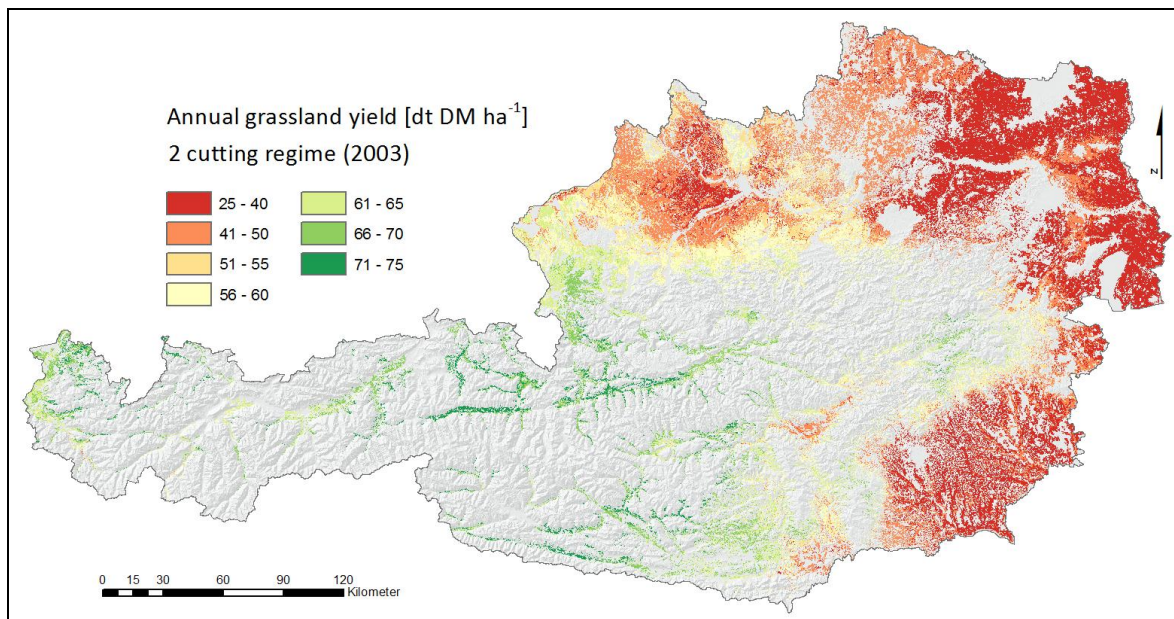


Abbildung 177: Grünlandjahreserträge einer Zweischnittnutzung im Jahr 2003

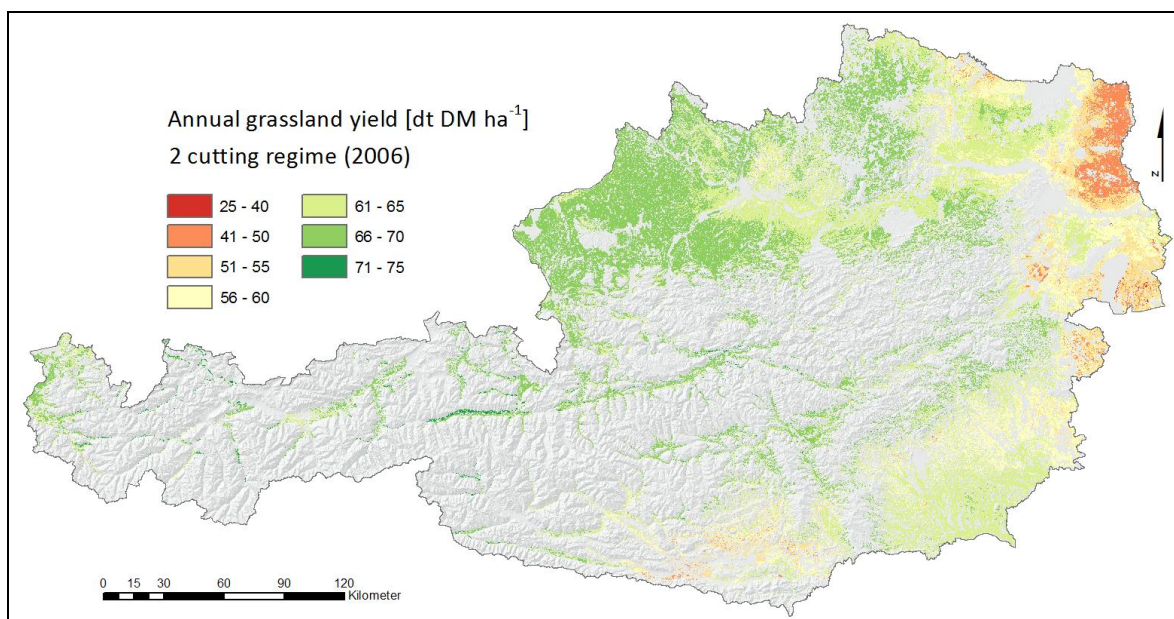


Abbildung 178: Grünlandjahreserträge einer Zweischnittnutzung im Jahr 2006

In *Abbildung 177* und *Abbildung 178* wird die Ertragssituation beider Jahre für ein Zweischnittsystem dargestellt. Im Berggebiet können aufgrund der warmen Bedingungen und einer dennoch ausreichenden Wasserversorgung im Jahr 2003 überdurchschnittliche Erträge beobachtet werden, während im Norden und Osten die Dürre enorme Schäden anrichtete. In Nobilis und Godina (2006) findet sich eine ausführliche Auseinandersetzung zu Trockenheit in Österreich, insbesondere mit jener des Jahres 2003. Die Erträge im Jahr 2006 entsprechen hingegen dem durchschnittlichen Niveau der Zweischnittnutzung.

Die Ergebnisse des Dreischnittsystems sind in *Abbildung 179* und *Abbildung 180* dargestellt. Es ergibt sich in den beiden unterschiedlichen Jahren ein der Zweischnittnutzung sehr ähnliches Bild. Lediglich das Ertragsniveau ist bei drei Schnitten grundsätzlich höher, wie dies im Jahr 2006 in den nördlichen Gunstlagen zu beobachten ist.

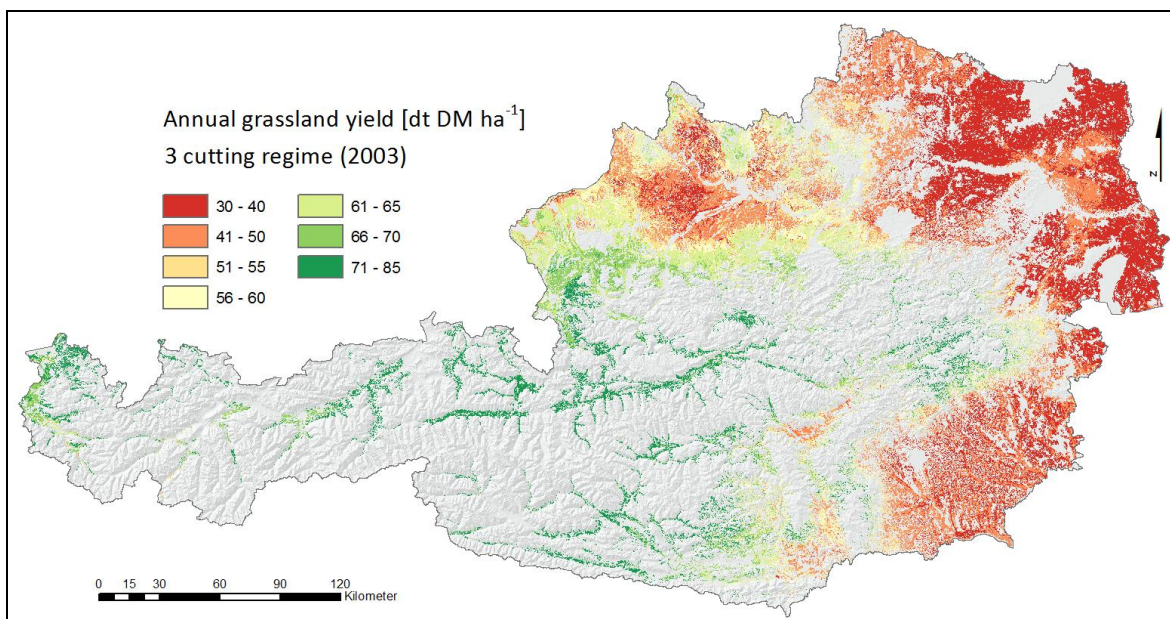


Abbildung 179: Grünlandjahreserträge einer Dreischnittnutzung im Jahr 2003

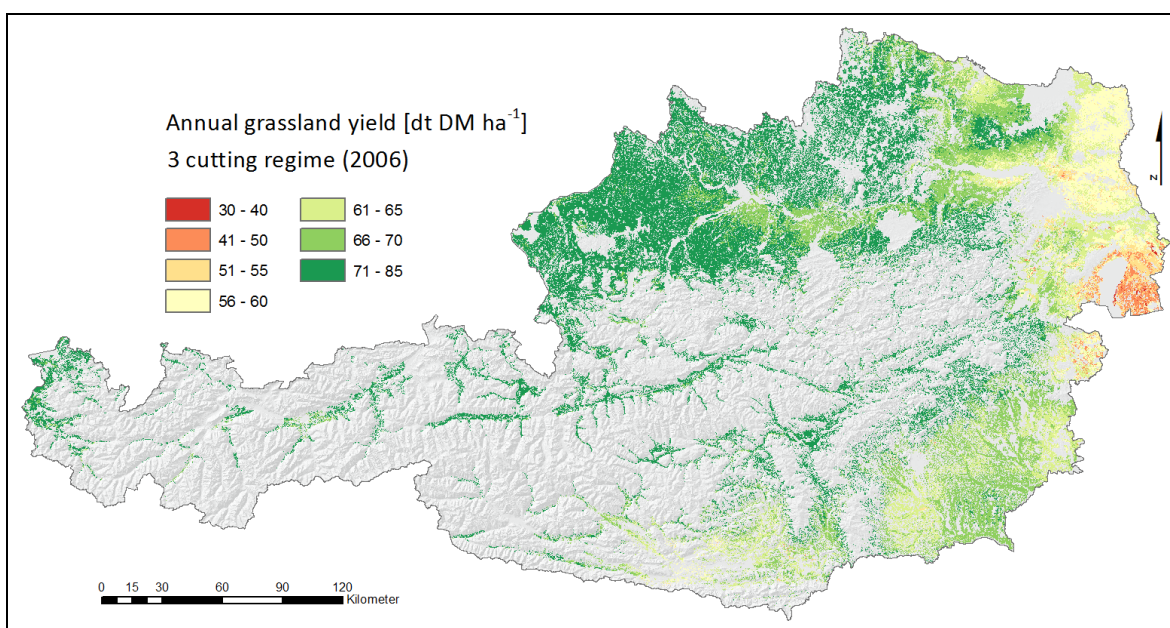


Abbildung 180: Grünlandjahreserträge einer Dreischnittnutzung im Jahr 2006

Beim Vierschnittsystem im Jahr 2003 (vgl. *Abbildung 181*) fällt auf, dass die Ertragsminderungen im Vergleich zum Zwei- und Dreischnittsystem in manchen Teilen des Trockengebietes schwächer ausgeprägt sind. Dies begründet sich darin, dass der erste Aufwuchs vergleichsweise früh geerntet wird und auch noch ein sehr später Schnitt erfolgt. Die auf den Sommer beschränkte Trockenheit betrifft die Aufwüchse im Frühjahr und Herbst weniger. Hingegen fallen die längeren Aufwüchse von Drei- und insbesondere von Zweischnittsystemen in die Dürreperiode mit den entsprechenden Konsequenzen für die Aufwuchserträge. Zu beachten ist, dass die vorliegende Ertragsschätzung nicht in der Lage ist, Folgeschäden zu berücksichtigen. Das Modell erkennt die durch Dürre zerstörten Grünlandbestände nicht als solche und stellt bei der Berechnung der Erträge lediglich eine Beziehung zwischen Strahlung, Temperatur, Wasserverfügbarkeit und Wachstum her.

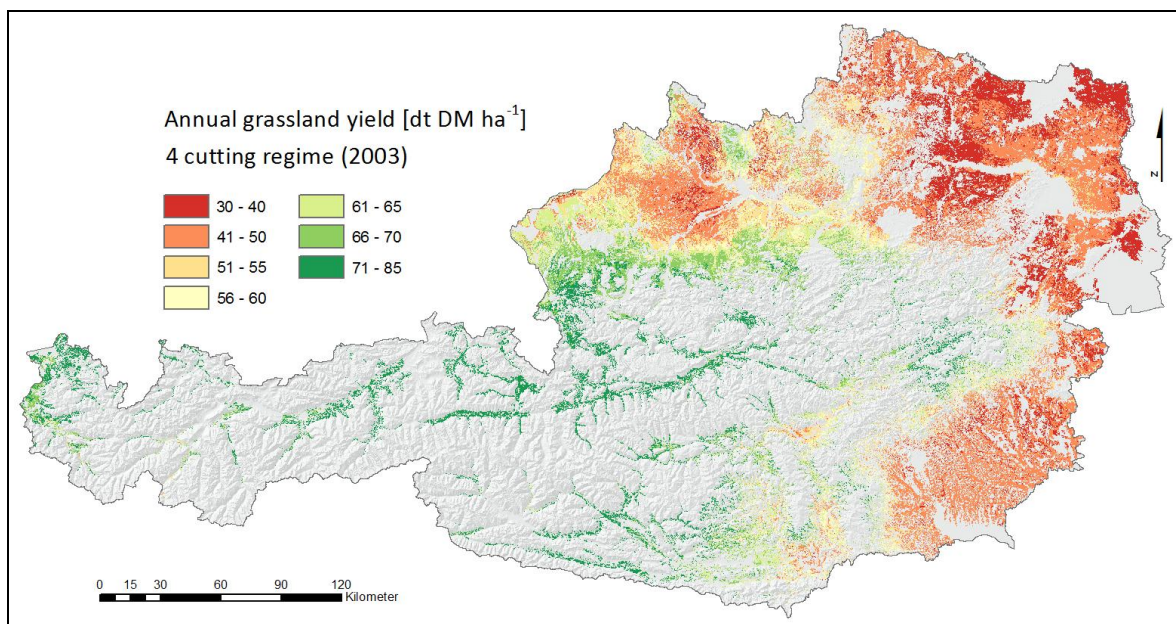


Abbildung 181: Grünlandjahreserträge einer Vierschnittnutzung im Jahr 2003

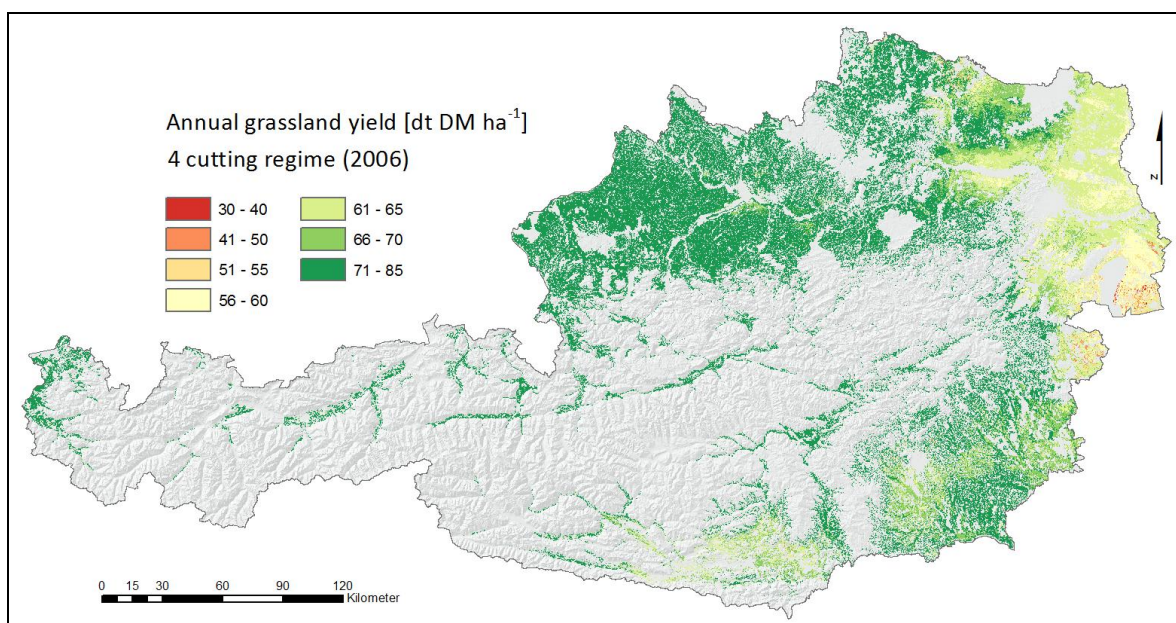


Abbildung 182: Grünlandjahreserträge einer Vierschnittnutzung im Jahr 2006

Das in *Abbildung 182* dargestellte Vierschnittssystem im Jahr 2006 weist großflächig Erträge auf hohem Niveau aus. Die durchschnittlichen Netto-TM-Erträge eines Vierschnittsystems liegen nach Buchgraber und Gindl (2004, 50) bei 85 dt ha^{-1} . Im Jahr 2006 wird dieser Wert in den meisten Grünlandregionen, welche ein entsprechendes Nutzungspotenzial aufweisen, auch erreicht. Das Ertragsmodell berechnet allerdings Brutto-TM-Erträge, also Erträge am Feld. Von den Netto-TM-Erträgen unterscheiden sich diese dahingehend, dass Lagerungs- und Krippenverluste in der Höhe von etwa 5 bis 30 % (Buchgraber und Gindl, 2004, 49) nicht berücksichtigt sind. Da im Jahr 2006 zudem überdurchschnittlich gute Bedingungen für die Grünlandwirtschaft herrschten, ist damit die in Abschnitt 3.10.1 ausführlich diskutierte Unterschätzung des Modells auch in den Ergebnisoberflächen zu beachten.

Abbildung 183 zeigt das Potenzial der Grünlandbewirtschaftung in Österreich. Für jedes Schnittnutzungssystem wurde der Mittelwert aller Jahreserträge im Untersuchungszeitraum berechnet. Die Ergebnisse werden den mittleren Potenzialflächen der verschiedenen Nutzungssysteme (vgl. Abschnitt 3.8.3) überlappungsfrei zugeordnet. Jenen Gebieten, in denen vier Mal genutzt werden kann, wird der mittlere Vierschnittjahresertrag zugewiesen. Die Dreischnittserträge sind den Flächen zugeordnet, welche drei Mal genutzt werden können und noch keine Belegung mit Vierschnittserträgen aufweisen. Auf gleiche Weise werden die Zweischnittserträge gegenüber den anderen Nutzungssystemen abgegrenzt. Damit ergibt sich eine überlappungsfreie Darstellung der langjährigen Durchschnittserträge. Die Karte in *Abbildung 183* stellt das den jeweiligen Potenzialen zugeordnete mittlere Ertragsniveau dar. Eine Differenzierung in einzelne Schnittsysteme ist dabei nicht relevant.

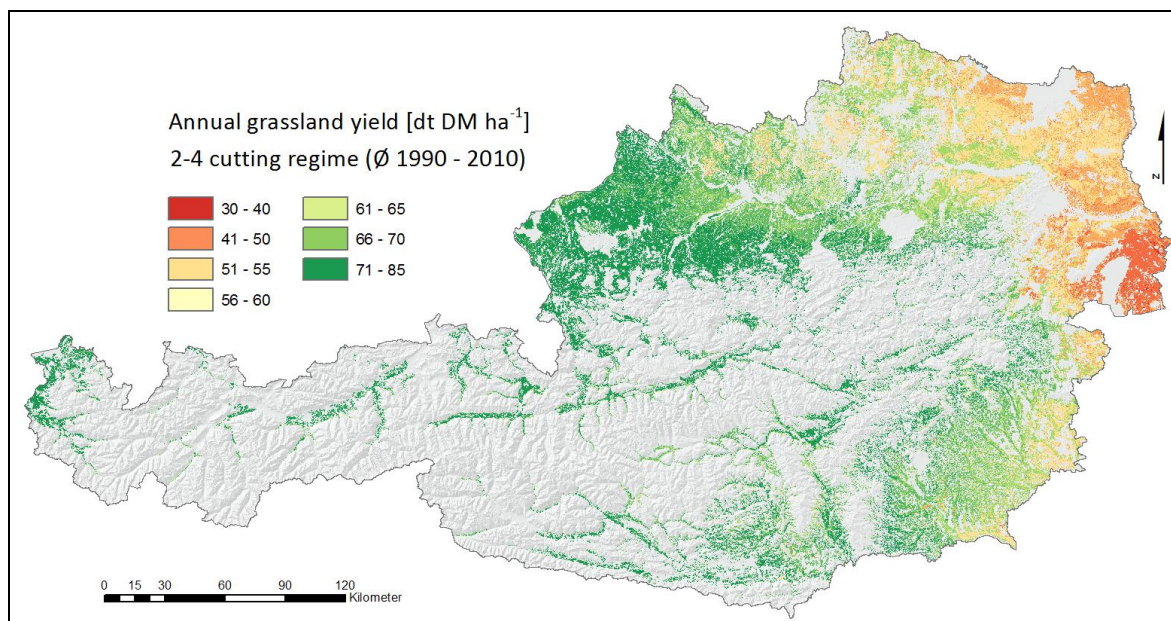


Abbildung 183: Langjähriger Durchschnitt von Grünlandjahreserträgen unter Berücksichtigung einer standortangepassten Nutzungsfrequenz

Obgleich das Modell die absoluten Erträge unterschätzt, zeigt die räumliche Verteilung ein erwartungsgemäßes Bild der relativen Unterschiede. Das Ertragsniveau nimmt gegen Osten hin ab, da aufgrund des pannonischen Klimaeinflusses sehr oft relativ trockene Bedingungen herrschen. In diesen Regionen wird allerdings hauptsächlich Ackerbau betrieben. In den Nordstaulagen sowie in den Tälern des Alpen-Hauptkammes sind in der Regel sehr gute Erträge zu erwarten. Etwas kritischer ist die Situation im östlichen Übergangsbereich zwischen Flachland und Berggebiet zu sehen. Beispielsweise treten in diesen Regionen immer wieder trockene Jahre auf, welche sich negativ auf die mittleren Erträge auswirken.

4 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die vereinfachte Beschreibung naturräumlicher Bedingungen in ihrer Wirkung auf Wachstum und Ertrag des Wirtschaftsgrünlandes stehen im Mittelpunkt dieser Arbeit. Es wurden Modelle entwickelt, mit denen wichtige Parameter des komplexen Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre im Kontext der Grünlandbewirtschaftung in ihrer räumlichen und zeitlichen Dimension abgebildet werden. Methoden der Geoinformatik wurden dazu verwendet, aus eindimensionalen Datenbeständen räumliche Strukturen zu schaffen, welche die Grundlagen für die Untersuchung verschiedener Aspekte der Vegetations- und Ertragsdynamik im Wirtschaftsgrünland darstellen. Ein Geografisches Informationssystem (GIS) integriert die dazu entwickelten Algorithmen, Datenbanken, Werkzeuge und schließlich die Geodaten. Es bildet den technischen Rahmen für die abstrakte Erfassung und Modellierung der für die Landbewirtschaftung wichtigen Elemente des Naturraums, insbesondere seiner abiotischen Faktoren. Viele der für diese Arbeit relevanten Themen weisen die Eigenschaft einer kontinuierlichen räumlichen Verteilung auf. Für die Verarbeitung und Analyse derartiger Informationsoberflächen wird vorzugsweise das Rasterdatenmodell herangezogen. Es hat sich in Verbindung mit dateibasierten Datenbankstrukturen (*File Geodatabase*) als eine effiziente und effektive Möglichkeit zur Bearbeitung großer Datenmengen erwiesen. Die relativ einfache Kombination verschiedener Oberflächen mit Algorithmen auf Basis von *Map-Algebra*-Operationen ist als großer Vorteil der Nutzung von Rasterdaten zu werten und wesentlicher Bestandteil sämtlicher Implementierungen dieser Arbeit.

Das Grünland hat in Österreich mit mehr als der Hälfte der landwirtschaftlichen Nutzfläche einen besonders hohen Stellenwert. Vor allem in den klimatisch und topografisch benachteiligten Bergregionen ist es die wichtigste Form der Landbewirtschaftung und zudem das zentrale Element der alpinen Kulturlandschaft. Klima und Witterung variieren hier auf kleinem Raum besonders stark. Eine Modellierung der witterungsabhängigen Vegetationsentwicklung und der daraus resultierenden landwirtschaftlichen Erträge war unter derartig heterogenen Bedingungen eine erhebliche Herausforderung. Die Anpassung von kontinuierlichen Oberflächen meteorologischer Parameter an die komplexen Geländestrukturen in Österreich ist jedoch für Anwendungen im Berggebiet unverzichtbar und stellt damit einen Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit dar.

Für die räumliche Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik werden Oberflächen von Wetterinformationen benötigt. Globalstrahlung, Temperatur, Referenz-Evapotranspiration und Niederschlag wurden zunächst auf Tagesbasis und unter Berücksichtigung der Topografie interpoliert. Auf Basis dieser Datengrundlage entstanden Oberflächen der Schneebedeckung, der klimatologischen Vegetationsperiode, ausgewählter phänologischer Grünlandphasen sowie ein Nutzungsmodell zur Abschätzung von Erntezeitpunkten und Aufwuchsdauer. Die für Grünlanderträge maßgebliche Wasserverfügbarkeit wurde mit einem Bodenwasserbilanzmodell ermittelt, welches zusammen mit den meteorologischen Basisdaten die räumlichen Parameter eines empirischen Schätzmodells bildet. Der beachtliche Umfang an Komponenten entstand aus der Notwendigkeit heraus, eine Datenbasis für die räumliche Umsetzung der Ertragsschätzung zu schaffen, welche für Österreich in der erforderlichen räumlichen und zeitlichen Auflösung bisher nicht zur Verfügung stand.

Die entwickelten Modelle zur räumlichen Darstellung von Wetterdaten dienen in erster Linie als Grundlage für die darauf aufbauenden Komponenten dieser Arbeit, sind darüber hinaus aber für den operationellen Einsatz in weiteren Forschungsarbeiten konzipiert.

Ohne auf Details einzugehen, werden nachfolgend die wichtigsten Elemente der einzelnen Modelle vorgestellt. Die Beziehungen und Abhängigkeiten zwischen den Komponenten weisen auf den integrativen Charakter der auf den ersten Blick differenziert wirkenden Arbeit hin. Die verschiedenen Themen wurden bewusst in einer Weise bearbeitet, die jeweils eine weitgehend in sich geschlossene Darstellung erlaubt.

An erster Stelle ist die **Globalstrahlung** anzuführen, welche als Energiequelle für pflanzliche Lebensprozesse unentbehrlich ist. Zudem eignet sich dieser Parameter sehr gut, die Geländeoberfläche detailliert abzubilden. Mit einem Strahlungsmodell unter Einbeziehung des Digitalen Höhenmodells (DHM) können topografische Effekte wie Hangneigung und Exposition aus der geometrischen Beziehung zwischen Strahlungswinkel und bestrahlter Oberfläche abgeleitet werden. Ein daraus errechneter Faktor beschreibt zunächst die Variabilität der maximal möglichen Strahlung im Gelände. Allerdings verschiebt sich der Anteil von diffuser und direkter Strahlung mit variierendem Bewölkungsgrad. Die Unterschiede zwischen beiden Strahlungskomponenten sind bei wolkenlosen Bedingungen aufgrund des geringen diffusen Anteils erheblich und gleichen sich mit zunehmender Bewölkung an. Mithilfe einer entsprechenden Kalibrierung auf Basis langjähriger Mittelwerte wurde ein allgemeiner Zusammenhang beschrieben, der in Verbindung mit der interpolierten aktuellen Strahlung eine entsprechende Anpassung des Strahlungsfaktors bewirkt. Wird dieser auf die geostatistisch interpolierte Oberfläche der beobachteten Strahlung aufgetragen, erfolgt eine Berücksichtigung des Geländes in Abhängigkeit des Anteiles von diffuser und direkter Strahlung. Die *Leave-one-out-(LOO)-*Kreuzvalidierung an ausgewählten Oberflächen der Globalstrahlung verschiedener Monate für 226 Messstationen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) ergab ein Bestimmtheitsmaß von 0,95 und einen *RMSE* von $1,67 \text{ MJ m}^{-2}$. Eine Validierung der Effekte des Strahlungsfaktors konnte nicht durchgeführt werden, da entsprechende Messreihen entlang der Gradienten von Hangneigung und Exposition nicht verfügbar sind. Starker Zusammenhang und geringer Fehler sind wichtige Voraussetzungen für die Verwendung des Modells bei der räumlichen Schätzung von Grünlanderträgen, da die Globalstrahlung als Prädiktor direkt in das Schätzmodell eingeht. Zudem fließen die Daten der topografisch bedingten Strahlungsvariabilität in die Modellierung von Temperatur und Referenz-Evapotranspiration ein. Mit der Berücksichtigung des Geländes in den Globalstrahlungsoberflächen ist ein Datensatz verfügbar, der auf die große Bedeutung des Hangklimas für verschiedene agrometeorologische Fragestellungen eingeht und deshalb eine wichtige Basisinformation für Modelle mit Bezug zum Energiehaushalt darstellt. Hier muss angemerkt werden, dass die Ergebnisse auf einem einfachen GIS-Strahlungsmodell beruhen und dessen räumliche Implementierung im Vordergrund stand. Eine Erweiterung durch Verwendung komplexer Modelle und ihrer Integration in GIS wäre zu untersuchen. Dies würde zudem die Möglichkeit einer Validierung des hier umgesetzten einfachen Ansatzes bieten.

Die **Temperatur** steht in enger Beziehung zur Globalstrahlung. Die Einbeziehung des Geländes bildet auch hier den Schwerpunkt der Bearbeitung. Die stark ausgeprägte Höhenabhängigkeit wurde bei der Interpolation mittels *Residual Kriging* berücksichtigt. Der höhenabhängige Anteil der Temperatur wird dabei entsprechend dem Gradienten auf ein DHM aufgetragen, verbleibende Residuen geostatistisch interpoliert und anschließend mit dem höhenabhängigen Anteil kombiniert. Um das Auftreten von Inversionen vor allem in den Wintermonaten berücksichtigen zu können, wurde das Untersuchungsgebiet in zwei seehöhenabhängige Gebiete aufgetrennt. Die Interpolation mittels *Residual Kriging* wurde für jedes Gebiet separat vorgenommen, die Unterschiede des Höhenzusammenhangs der Temperatur finden damit implizit Berücksichtigung. Bei der Zusammenführung der zwei Gebiete wurde ein glättender Übergangsbereich geschaffen. Die Anpassung an komplexes

Gelände wurde mit dem oben beschriebenen Globalstrahlungsfaktor erreicht. Voraussetzung dafür ist die Untersuchung des Zusammenhangs von Temperaturtagesgang und Globalstrahlung, der aus langjährigen Beobachtungsdaten abgeleitet wurde. Ein Zu- oder Abschlag auf die Oberfläche der Temperatur bewirkt eine den Strahlungsverhältnissen (Bewölkung, Geländeabschattung) entsprechende Korrektur. Die *LOO*-Kreuzvalidierung für ausgewählte Oberflächen an den ZAMG-Messstationen ergab bei der Tagesmitteltemperatur ein Bestimmtheitsmaß von 0,98 und einen *RMSE* von 1,25 °C, bei den Tagesminimumtemperaturen ein Bestimmtheitsmaß von 0,95 mit dem *RMSE* von 1,72 °C. Mit diesen Genauigkeiten ist eine solide Basis geschaffen, um nicht nur Anwendungen im landwirtschaftlichen Bereich zu unterstützen. Die Temperatur spielt für viele Prozesse eine enorm wichtige Rolle. Der Bedarf an räumlicher Information als Grundlage für interdisziplinäre Untersuchungen ist groß und dabei nimmt die Temperatur oft eine zentrale Stellung ein. Mit der vorliegenden Arbeit wird die Nutzung eines GIS für die Abbildung der Topografie in Temperaturoberflächen demonstriert. Modelle werden immer komplexer und vor allem hinsichtlich der zeitlichen und räumlichen Auflösung verbessert. Die hoch aufgelösten Temperaturoberflächen mit einer Anpassung an komplexes Gelände sind aufgrund des universellen Bedarfs dieser Information Gegenstand zahlreicher Forschungsarbeiten. Dabei schaffen die komplizierten Zusammenhänge der bodennahen Atmosphäre beinahe unbegrenzte Möglichkeiten für eine ständige Verbesserung und Erweiterung.

Die **Referenz-Evapotranspiration** ist eine wichtige Voraussetzung für die Berechnung der Bodenwasserbilanz und die Grundlage für deren räumliche Implementierung. Sie stellt die unter gegebenen atmosphärischen Bedingungen erforderliche Verdunstungsmenge dar, bezieht sich auf eine exakt definierte Referenzgrasoberfläche und setzt eine unlimitierte Wasserverfügbarkeit voraus. Globalstrahlung, Temperatur, relative Luftfeuchte und Wind wurden an den ZAMG-Messstationen nach der FAO-Penman-Monteith-Gleichung kombiniert und mittels *Residual Kriging* interpoliert. Auch hier wurde dem Hangklima Rechnung getragen, indem der oben dargestellte Globalstrahlungsfaktor mit einer geringfügigen Anpassung an die Evapotranspirationsgleichung verwendet wurde. Die auf ausgewählte Oberflächen angewandte *LOO*-Kreuzvalidierung an den ZAMG-Messstationen zeigt ein Bestimmtheitsmaß von 0,91 und einen *RMSE* von 0,40 mm. Als rein meteorologisch definierter Parameter eignet sich die Referenz-Evapotranspiration sehr gut, klimatische Bedingungen eines Standortes zu beschreiben. In Kombination mit dem Niederschlag lässt sich damit eine Klassifizierung in trockene und feuchte Klimate vornehmen. Ein großes Problem stellt die geringe Verfügbarkeit von Messungen der Evapotranspiration für eine regional abgestimmte Kalibrierung der weitverbreiteten Berechnungsformeln dar. Ebenso ist eine Validierung nur mit exakten Beobachtungen aus wägbaren Lysimeteranlagen möglich.

Der **Niederschlag** ist im Vergleich zur Temperatur kein kontinuierliches Phänomen und weist bei der Berechnung auf Tagesbasis kaum einen Höhenzusammenhang auf. Eine Interpolation ist deshalb äußerst schwierig und vor allem bei Konvektivniederschlägen fehlerbehaftet. Die Interpolation mittels *Ordinary Kriging* erfuhr in dieser Arbeit dahingehend eine Aufwertung, dass neben den etwa 260 ZAMG-Messstationen noch zusätzlich etwa 1180 Stationen des Hydrografischen Zentralbüros (HZB) einbezogen wurden. Die mittlere Nachbarschaftsdistanz verringert sich dadurch von 10 auf unter 5 km. Es entsteht ein dichtes Netz an Stützstellen, welches auch kleinräumige Niederschlagsereignisse besser erfassen kann. Dennoch wäre eine Verdichtung der Beobachtungen für die Abbildung der hohen räumlichen Variabilität wünschenswert. Die Kombination der Stationsmessungen mit Niederschlagsradar würde zu einer erheblichen Verbesserung führen. Zusätzlich könnte die Verwendung langjähriger Mittelwerte und davon abgeleiteter täglicher Anomalien dazu beitragen, die leichte Höhenabhängigkeit auch in den Tagesdaten zu berücksichtigen.

Aus den vorgestellten räumlichen Modellen von Globalstrahlung, Temperatur und Niederschlag wurde ein einfaches **Schneebedeckungsmodell** abgeleitet. In den Bergregionen ist fallweise mit einer länger ins Frühjahr reichenden Schneebedeckung zu rechnen. Um den für die Vegetationsentwicklung relevanten Vegetationsbeginn auch in diesen Gebieten nach extremen Schneewintern besser abgrenzen zu können, ist eine Information der Schneebedeckung hilfreich. Auf Basis von Schneewasseräquivalenten wurden stark vereinfachte Prozesse der Schneeakkumulation und -schmelze simuliert und in täglichen Rasteroberflächen festgehalten. Trotz der erheblichen Modellvereinfachungen hat sich ein relativ guter Zusammenhang zwischen Simulation und Realität ergeben. Vor allem die Akkumulation wird hervorragend abgebildet. Schwächen zeigt das Modell bei der Nachbildung des Abschmelzprozesses, der wesentlich beschleunigter erfolgt, als dies in der Realität der Fall ist. Neben einer Abgrenzung der Vegetationsperiode kann dieses Modell auch für die räumliche Analyse von Frostschäden an landwirtschaftlichen Kulturen herangezogen werden. Wie alle hier entwickelten Modelle unterstützt auch dieses eine Anwendung von Szenarien. Die Klimaveränderung kann damit hinsichtlich ihrer Wirkung auf die Schneebedeckung untersucht werden, was besonders für die Tourismuswirtschaft interessant ist.

Die **Vegetationsperiode** beschreibt den zeitlichen Rahmen, in dem die thermischen Voraussetzungen für die Entwicklung der Vegetation gegeben sind. Grundlage der Modellierung waren die Oberflächen der Temperatur, welche hinsichtlich des Erfüllens verschiedener thermischer Kriterien sowie dem Unter- bzw. Überschreiten von Temperaturschwellen untersucht wurden. Drei leicht unterschiedlich implementierte Ansätze lieferten Basisdaten für eine vergleichende Auswertung, bei der insbesondere auf die Wirkung der in den Temperaturoberflächen enthaltenen topografischen Effekte eingegangen wurde. Als klimatologische Vegetationsperiode geht dieses Modell nicht auf artenspezifische thermische Voraussetzungen ein, sondern beschreibt Beginn und Ende in Abstimmung auf die in der Literatur gebräuchlichen Abgrenzungskriterien. Mit der Bildung von langjährigen Zeitreihen ist eine unmittelbare Wirkung der Klimaveränderung auf die Landwirtschaft anschaulich darzustellen. Die räumliche Repräsentation ermöglicht zudem eine Wahrnehmung der Veränderungen im Raum. Die Analyse der Witterung als Voraussetzung für die Berechnung von Prädiktoren der Ertragsschätzung startet mit dem hier definierten Vegetationsbeginn.

Für die Abbildung der **phänologischen Phasen im Grünland** wurde unter Einbeziehung von Beobachtungen ein Temperatursummenmodell kalibriert. Dabei wurden phasenspezifische Werte für Starttag, Basistemperatur und kritische Temperatursumme ermittelt, bei denen geringstmögliche Abweichungen zu langjährigen und mittels multipler linearer Regression geglätteten Beobachtungsdaten bestehen. Die Temperaturwerte, welche über der Basistemperatur liegen, wurden ab dem definierten Starttag bis zum Erreichen der kritischen Temperatursumme akkumuliert. Der dabei erreichte Tag ist der geschätzte Zeitpunkt des Phaseneintritts. Die Implementierung erfolgte unter Verwendung der Temperaturoberflächen und umfasst die Phasen „Dauergrünland: Ergrünen/Schossen“ (Bestimmtheitsmaß 0,72 und *RMSE* 5,13 Tage), „Knautgras: Erste Blüte“ (Bestimmtheitsmaß 0,72 und *RMSE* 5,75 Tage) und „Dauergrünland: Erste Mahd“ (Bestimmtheitsmaß 0,63 und *RMSE* 5,14 Tage). Entwicklungsphasen von Pflanzen zeigen in der Regel einen sehr starken Zusammenhang mit Temperatursummen. In der Modellierung phänologischer Phasen wird dieser Zusammenhang genutzt. Die Besonderheit dieser Anwendung liegt darin, dass durch die verwendeten Temperaturoberflächen auch das Hangklima berücksichtigt wird. Als Indikatoren der Klimawirkung auf biologische Prozesse sind phänologische Beobachtungen hervorragend dazu geeignet, die konkreten Auswirkungen des Klimawandels zu beschreiben. Auswertungen von Zeitreihen zeigen unter Umständen systematische Veränderungen, welche auch auf die Abfolge von Bewirtschaftungsmaßnahmen Einfluss nehmen können.

Ein **Nutzungsmodell** wurde für eine vollständige Beschreibung der von menschlichen Eingriffen bestimmten Vegetationsdynamik im Wirtschaftsgrünland entwickelt. In Abhängigkeit des Nutzungssystems (Zwei-, Drei- und Vierschnitt) wurde die Dauer der Aufwüchse berechnet, welche als wesentliches Kriterium für die Schätzung der aufwuchsbezogenen Grünlanderträge verwendet wird. Ausgehend von langjährig beobachteten Nutzungszeitpunkten an Grünlandversuchsstandorten in ganz Österreich wurde ein Modell kalibriert, welches mithilfe von Temperatursummen, abgeleitet aus den Temperaturoberflächen, eine kontinuierliche Information der geschätzten Nutzungszeitpunkte für jeden Aufwuchs der unterschiedlichen Nutzungssysteme zur Verfügung stellt. Die Anwendung einer einzigen auf den jeweiligen Aufwuchs abgestimmten Temperatursumme für alle einbezogenen Versuchsstandorte und Jahre ergab ein Bestimmtheitsmaß von 0,93 und einen *RMSE* von 13,68 Tagen. Die Grünlandversuche sind zwar auf die Bedingungen einer praktischen Bewirtschaftung ausgelegt, weisen aber dennoch eine gewisse dem Versuchsdesign entsprechende Systematik auf. Aus diesem Grund ergibt sich für die nur schwierig einzuschätzenden tatsächlichen Erntezeitpunkte ein derart starker Zusammenhang.

Die **Bodenwasserbilanz** und eine damit mögliche Beurteilung der Wasserverfügbarkeit ist die Voraussetzung für eine Auswertung der Beziehung von Wetter und Ertrag. Ein negativer Bodenwasserhaushalt führt bei anhaltend trockenen Bedingungen zu Wasserstress und damit zu Ertragsminderungen. Ausgehend von den Oberflächen des Niederschlags und der Referenz-Evapotranspiration wurde ein einfaches Modell der FAO implementiert. Zunächst erfolgte eine Anpassung der Referenz-Evapotranspiration an das Wirtschaftsgrünland, indem ein Pflanzenfaktor die Änderung zur Referenzgrasoberfläche bewirkt. Auf Grundlage der Aufwuchsdauer wurde dafür ein räumliches Modell entwickelt, welches eine lineare Zunahme des Pflanzenbestandes zwischen den einzelnen Erntezeitpunkten annimmt. Die Oberfläche der Nutzbaren Feldkapazität ergab in Kombination mit angepasster Grünland-Evapotranspiration, Niederschlag, Tiefenversickerung und Bodenwasserabsenkung die aktuelle Evapotranspiration als Resultat der Bilanz. Aufgrund der räumlichen Implementierung mussten einige Vereinfachungen angebracht werden. So basiert beispielsweise die Interzeptionsverdunstung auf einer einfachen linearen Beziehung zum Pflanzenfaktor. Der Kapillarhub aus dem Grundwasser sowie der Oberflächenabfluss konnten aufgrund fehlender Basisdaten bzw. Modelle nicht berücksichtigt werden. Das Verbesserungspotenzial der implementierten Bilanz ist demzufolge relativ groß. Schwerpunkt dieser Arbeit war die räumliche Implementierung, eine ausführliche Analyse des Bodenwasserbilanzmodells selbst wurde deshalb nicht durchgeführt.

Die **Wasserverfügbarkeit** als Resultat der Bodenwasserbilanzierung wurde aus der Relation von aktueller zu Grünland-Evapotranspiration abgeleitet. Mit der Akkumulation des Verhältniswertes über unterschiedlich lange Zeiträume und der Anwendung empirischer Koeffizienten ergab sich daraus ein Wasserverfügbarkeitsfaktor. Um aus der Wasserverfügbarkeit eine Information der Wachstumsbedingungen zu erhalten, wurde ein empirischer Wachstumsfaktor angewendet. Die funktionale Beziehung zwischen Wasserverfügbarkeit und diesem Faktor bestimmt die Größe des Einflusses einer unzureichenden Wasserversorgung auf die Ertragsminderung. Unter der Annahme, dass Globalstrahlung und Temperatur die entscheidenden Parameter des Wachstums darstellen, wurde der täglich generierte räumliche Wachstumsfaktor auf die Oberflächen der beiden Wetterinformationen angebracht. Ist die Wasserversorgung beeinträchtigt, reduzieren sich damit Strahlung und Temperatur. Mit der Akkumulation der beiden Parameter als effektive Globalstrahlung und effektive Temperatur über die Dauer eines Aufwuchses ergeben sich die Modellprädiktoren für die Ertragsschätzung. Eine Prüfung und Anpassung des Zusammenhangs von Wasserverfügbarkeit und Wachstumsfaktor wurde über aufwendige Testläufe vorgenommen, in denen seine Auswirkung auf die Qualität der Ertragsschätzung bewertet wurde.

Die Entwicklung eines empirischen **Modells zur Schätzung von Grünlanderträgen** wurde auf die Verfügbarkeit von Geodaten abgestimmt. Als Prädiktoren für die räumliche Implementierung des Ertragsmodells wurden die erforderlichen Variablen in den einzelnen Modellen dieser Arbeit als Oberflächen aufbereitet. Sie entsprechen damit den numerischen Erklärungsvariablen, welche bei der Kalibrierung und Validierung des Modells an den Standorten langjähriger Grünlandversuche verwendet wurden. Als hoch signifikante Parameter gehen die oben beschriebene effektive Globalstrahlung und Temperatur in die Modellierung ein. Sie beschreiben näherungsweise die unter mangelnder Wasserversorgung beeinträchtigte Effizienz von Globalstrahlung und Temperatur bei der Entwicklung von Biomasse. Zusätzlich wurde eine vom Wachstumsfaktor unbeeinflusste Summe beider Parameter in Relation zu den Effektiv-Varianten sowie die Aufwuchsdauer als Erklärung des Ertrages aufgenommen. Nutzungssystem sowie Aufwuchs fanden als kategoriale Variablen Berücksichtigung. Mit einem Bestimmtheitsmaß von 0,63 und einer *RMSE* von $6,69 \text{ dt TM ha}^{-1} \text{ Aufwuchs}^{-1}$ ergab sich daraus die Grundlage für eine räumliche Anwendung der Schätzung. Die daraus generierten Oberflächen bilden den Ertrag eines jeweiligen Aufwuchses der verschiedenen Nutzungssysteme im Untersuchungsgebiet ab.

Die räumliche Implementierung der Ertragsschätzung erfordert eine Reihe von Vereinfachungen und Restriktionen. So kann beispielsweise die Düngung aufgrund eines fehlenden räumlichen Modells nicht als Erklärung herangezogen werden, hier wird lediglich eine ausreichende Nährstoffversorgung angenommen. Trotz dieser Einschränkungen wird mit relativ einfacher Parametrisierung ein beachtlicher Zusammenhang erreicht. Bei der Zusammenführung der Aufwucherträge zu einem Jahresertrag kumulieren sich auch die Fehler. Während es bei den Einzelerträgen nur zu einer leichten Unterschätzung kommt, wird im Jahresertrag diese deutlich und spiegelt sich in den Ergebnisoberflächen wieder. Das Modell verhält sich allerdings sehr robust und unterschätzt über den gesamten Wertebereich gleichmäßig. Die räumliche Differenzierung der Erträge ergibt damit ein sehr ausgewogenes und plausibles Bild. Am aussagekräftigsten sind die witterungsbedingten jährlichen Schwankungen. Die Ergebnisse eignen sich aus diesem Grund bestens für die Auswertung der relativen Änderung von Jahr zu Jahr, allerdings muss dabei die modellbedingte Unterschätzung beachtet werden. Eine Verwendung der Absoluterträge für Auswertungen darf nur unter Berücksichtigung des Modellfehlers erfolgen. Entscheidende Verbesserungen lassen sich wahrscheinlich dadurch erreichen, dass schon bei den Ertragsbeobachtungen eine möglichst detaillierte Beschreibung aller Umstände vorgenommen wird, unter denen der Ertrag während der Aufwuchsdauer entstanden und schließlich gemessen wurde. Dadurch könnten die Beobachtungen hinsichtlich des Auftretens von Unregelmäßigkeiten bewertet und gegebenenfalls korrigiert werden. Eine Identifikation von Ausreißern wird dadurch wesentlich erleichtert. Die statistische Analyse könnte damit weitgehend ohne unerklärbare Störgrößen durchgeführt werden.

Die Darstellung der einzelnen Modelle und ihrer Zusammenhänge macht deutlich, dass eine räumliche Ertragsmodellierung in der Art, wie sie hier unternommen wurde, die beachtliche Breite an Arbeitsschwerpunkten notwendig macht. Realisiert werden konnte dies nur in jahrelanger Entwicklungsarbeit.

Aus **technischer Sicht** ist die Entwicklung eines derartigen Systems mit einigen wichtigen Anforderungen verbunden. In dieser Arbeit wurde ein Untersuchungszeitraum von 21 Jahren bearbeitet. Beinahe alle Rasteroberflächen werden auf Tagesbasis generiert und in den einzelnen Modellen verarbeitet. Bei 7669 Tagen, einer Vielzahl an verschiedenen Themen und einer Auflösung des Untersuchungsgebietes (Österreich) mit 250 Metern (2.876.800 Rasterzellen) entsteht eine relativ große Datenmenge. Die auf *Map-Algebra*-Operationen basierenden Algorithmen produzieren unter optimaler Ausnutzung des Arbeitsspeichers ein

Vielfaches der persistent gespeicherten Ergebnisse. Bei der Implementierung ist besonders auf eine bestmögliche Nutzung des temporären Speichers zu achten, um die einzelnen Rechenprozeduren so effizient wie möglich zu gestalten.

Jedes Modell wird durch eine ganze Reihe von Softwareklassen repräsentiert. Eine übersichtliche Strukturierung der Programme ist zwingend erforderlich. Diese wird von Entwicklungsumgebungen bei Einhaltung objektorientierter Grundsätze in der Programmierung auch sehr gut unterstützt. Im Laufe des Entwicklungsprozesses hat sich gezeigt, dass die Zusammenführung allgemeiner Algorithmen in Hilfsklassen eine enorme Arbeits erleichterung und erhebliche Vorteile bei Änderungen und Erweiterungen bringt. Diese Algorithmen können von zentraler Stelle in den verschiedensten Klassen eingebunden und verwendet werden. Der modulare Aufbau und eine Trennung in einzelne Softwarekomponenten (Projekte) mit exakt definierten Schnittstellen ist eine wichtige Voraussetzung für die ständige Weiterentwicklung. Die Modelle dieser Arbeit sind für einen operationellen Einsatz konzipiert und müssen hinsichtlich ihrer Implementierung die Anforderungen für eine effiziente Wartung und Erweiterung erfüllen.

Aus **agarmeteorologischer Sicht** ist die Unterstützung der Anwendungsmöglichkeit von Szenarien für sämtliche entwickelte Modelle eine primäre Zielsetzung. Die in dieser Arbeit durchgeführten Auswertungen können zur Gänze auf Basis von Klimamodelldaten durchgeführt werden. Die Voraussetzung dafür sind regionalisierte Klimaszenarien, welche die meteorologischen Informationen entweder in gleicher Weise wie historische Daten an Wetterstationen oder als hoch aufgelöste Rasteroberflächen zur Verfügung stellen. Damit wird ein Instrumentarium zur Verfügung gestellt, welches agrarmeteorologische Zusammenhänge für zukünftige Projektionen unterstützt. Der sich abzeichnende Klimawandel kann über einzelne Indikatoren wie Temperatur oder Niederschlag hinaus auf konkrete Folgen für die Landwirtschaft hin untersucht werden.

Die Modelle sind in ihrer Struktur klar voneinander abgegrenzt, obgleich Abhängigkeiten bestehen. Die einzelnen Komponenten des Systems zur Beschreibung der Vegetations- und Ertragsdynamik können problemlos herausgelöst und für neue und andere Fragestellungen herangezogen werden. Dies wurde im Laufe der Arbeit bereits mehrfach durchgeführt und stellt auch in Zukunft eine wichtige Ressource bei der Bearbeitung neuer Forschungsaufgaben dar. Die Erfahrung hat gezeigt, dass dadurch immer wieder neue Aspekte aufgenommen werden und die einzelnen Modelle dadurch einer ständigen Weiterentwicklung unterliegen. Die meist auf Vereinfachungen basierenden Modellfehler werden durch die Integration komplexerer Zusammenhänge immer wieder verringert und so kann auch eine qualitative Verbesserung und Erweiterung realisiert werden.

Die erstellten Oberflächen von meteorologischen Basisdaten sowie daraus abgeleiteter Phänomene wie Vegetationsperiode, Schneebedeckung, Bodenwasserbilanz, usw. sind hinsichtlich der zeitlichen und räumlichen Auflösung und des berechneten Zeitraums von 21 Jahren anderweitig nicht verfügbar. Damit kann eine umfangreiche Datengrundlage für diverse agrarmeteorologische Untersuchungen angeboten werden.

Aus **landwirtschaftlicher Sicht** sind die Modelle der Vegetationsperiode, phänologischen Phasen, Nutzungszeitpunkte und in erster Linie jenes der Ertragsschätzung relevant. Auf Basis meteorologischer Parameter werden Informationen aufbereitet, welche einen engen Bezug zur Landbewirtschaftung und insbesondere zur Grünlandwirtschaft aufweisen.

Die Veränderungen der Vegetationsperiode oder phänologischen Phasen geben beispielsweise Auskunft über grundsätzliche klimatisch bedingte Standortpotenziale für verschiedene landwirtschaftliche Kulturen. Die detaillierte räumliche Darstellung des Berggebietes unter Berücksichtigung topografischer Effekte lässt auch kleinräumige Wirkungen erken-

nen. Werden über historische Zeitreihen hinaus auch Klimaszenarien einbezogen, ergibt sich aus einer Abschätzung zukünftiger Entwicklungen die Möglichkeit, rechtzeitig Anpassungsstrategien zu entwickeln.

Für die Schätzung der Grünlanderträge gilt Ähnliches. Auch hier können Zukunftsszenarien implementiert werden und Veränderungen des Potenzials erkennen lassen. Eine Beurteilung wirtschaftlicher Konsequenzen und agrarpolitische Maßnahmen auf Basis klimabedingter Veränderungen sollten auf möglichst realitätsnahen Analysen der Klimafolgen basieren. Das entwickelte Modell könnte mit der Berechnung von Grünlanderträgen aus simulierten Witterungsparametern einen Beitrag dafür leisten.

Im Gegensatz zu den Erträgen von Ackerkulturen ist die Abschätzung der auf den Grünlandflächen erwirtschafteten Futtererträge ungleich schwieriger. Die mehrmalige Ernte pro Jahr mit einer unmittelbaren Reaktion der aufwuchsbezogenen Erträge auf die regionale Witterung sowie die heterogenen Standortbedingungen im Berggebiet machen statistische Erhebungen nahezu unmöglich. Grünlandspezifische Darstellungen in den jährlichen Berichten zur Situation der österreichischen Land- und Forstwirtschaft des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft beruhen derzeit auf Schätzungen, in denen auf die ausgewiesene nationale Grünlandfläche hochgerechnet wird. Die flächenbezogene Schätzung der quantitativen und qualitativen Grünlanderträge dient ebenfalls als Datengrundlage für die *Landwirtschaftliche Gesamtrechnung* der Statistik Austria. Das in dieser Arbeit entwickelte Modell ermöglicht mit der Einbeziehung klimatischer Parameter eine regional differenzierte Berechnung der Erträge und kann dazu beitragen, die herkömmliche Schätzung zu verbessern. Auch auf europäischer Ebene gibt es seitens des Statistischen Amtes der Europäischen Union (EuroStat) Anstrengungen zur Implementierung von Methoden, welche detailliertere Informationen über die Situation der Grünlandwirtschaft in den EU-Mitgliedsstaaten anbieten können. Eine Näherungsrechnung für Grünlanderträge unter Berücksichtigung von Klima und Witterung, wie sie hier dargestellt ist, zeigt einen möglichen Lösungsansatz für diese Anforderungen auf.

In Kombination mit anderen statistischen Erhebungen, wie beispielsweise dem Tierbestand, lassen sich Berechnungen über Verfügbarkeit und Bedarf von Grundfuttermengen anstellen, bei denen besonders auf regionale Verhältnisse Bezug genommen werden kann. Derartige Grundfutterbilanzen ermöglichen die räumliche Zuordnung von Defiziten und Überschüssen. Werden für die Ertragsschätzung Daten aus Klimaszenarien verwendet, kann daraus auch eine zukünftige Entwicklung und räumliche Verschiebung der Verfügbarkeit des für die Viehwirtschaft unverzichtbaren Grundfutters dargestellt werden.

An den Versuchsstandorten, deren Daten die Grundlage für die statistische Modellierung sind, werden nach wie vor Versuche durchgeführt und liefern jährlich neue Beobachtungen. Zudem wurde 2011 in Gumpenstein eine umfangreiche Lysimeteranlage in Kombination mit der Möglichkeit einer simulierten Temperatur- und Kohlendioxidierhöhung errichtet, um exakte Beobachtungen von Klimafolgen am Pflanzenbestand und im Boden durchführen zu können und diese für weitere Modellentwicklungen heranzuziehen.

Eine wichtige Erweiterung des bestehenden Systems wird eine automatisierte statistische Analyse sein müssen. Die neuen Daten werden dabei dem auszuwertenden Datenbestand hinzugefügt, auf Ausreißer hin untersucht und einer entsprechenden Modellierung zugeführt. Erste Tests unter Verwendung von *Mixed Models* zeigen vielversprechende Ergebnisse und können in weiterführenden Arbeiten vertieft werden. Hinsichtlich der räumlichen Umsetzung ist eine Erweiterung der Modellierung von Nutzungszeitpunkten am vielversprechendsten, da sie hoch signifikant auf die Schätzung der Erträge wirken. Eine Untersuchung von wetterabhängigen Erntegelegenheiten schränkt plausible Nutzungszeitpunkte weiter ein und könnte zu einer Verbesserung der aktuellen Schätzung führen.

5 Literaturverzeichnis

- Aasa, A.; Jaagus, J.; Ahas, R. und Sepp, M. (2004): The influence of atmospheric circulation on plant phenological phases in central and eastern Europe. *International Journal of Climatology* **24** (12), 1551-1564.
- Abraha, M.G. und Savage, M.J. (2008): Comparison of estimates of daily solar radiation from air temperature range for application in crop simulations. *Agricultural and Forest Meteorology* **148** (3), 401-416.
- Agnew, M.D. und Palutikof, J.P. (2000): GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables. *Climate Research* **14** (2), 115-127.
- Ahas, R. und Aasa, A. (2006): The effects of climate change on the phenology of selected Estonian plant, bird and fish populations. *International Journal of Biometeorology* **51** (1), 17-26.
- Ahas, R.; Jaagus, J. und Aasa, A. (2000): The phenological calendar of Estonia and its correlation with mean air temperature. *International Journal of Biometeorology* **44** (4), 159-166.
- Ahrens, C.D. (2007): *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Eight Edition, Thomson Brooks/Cole, 537 S.
- Allen, J.C. (1976): A Modified Sine Wave Method for Calculating Degree Days. *Environmental Entomology* **5** (3), 388-396.
- Allen, R.G. (1986): A Penman for All Seasons. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **112** (4), 348-368.
- Allen, R.G. (2000): Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology* **229** (1-2), 27-41.
- Allen, R.G.; Clemmens, A.J.; Burt, C.M.; Solomon, K. und O'Halloran, T. (2005a): Prediction Accuracy for Projectwide Evapotranspiration Using Crop Coefficients and Reference Evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **131** (1), 24-36.
- Allen, R.G.; Walter, I.A.; Elliott, R.; Howell, T.; Itenfisu, D. und Jensen, M.E. (2005b): The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation, *American Soc. of Civil Engineers*, Reston, Virginia, USA, 216 S.
- Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D. und Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Papers, Paper No 56, FAO, Rome, 326 S.
- Almorox, J.; Benito, M. und Hontoria, C. (2005): Estimation of monthly Angström-Prescott equation coefficients from measured daily data in Toledo, Spain. *Renewable Energy* **30** (6), 931-936.
- Alsamamra, H.; Ruiz-Arias, J.A.; Pozo-Vázquez, D. und Tovar-Pescador, J. (2009): A comparative study of ordinary and residual kriging techniques for mapping global solar radiation over southern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology* **149** (8), 1343-1357.
- Ångström, A. (1924): Solar and terrestrial radiation. Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **50** (210), 121-126.
- Ansquer, P.; Al Haj Khaled, R.; Cruz, P.; Theau, J.-P.; Therond, O. und Duru, M. (2009): Characterizing and predicting plant phenology in species-rich grasslands. *Grass and Forage Science* **64** (1), 57-70.
- Asamer, V.; Braitto, M.; Breitwieser, K.; Enengel, B.; Silber, R. und Wytrzens, H.K. (2009): Abschätzung der Wahrscheinlichkeit einer Bewirtschaftungsaufgabe landwirtschaftlicher Parzellen mittels GIS-gestützter Modellierung (PROBAT). Universität für Bodenkultur, Institut für nachhaltige Wirtschaftsentwicklung, Wien, 116 S.
- Ashraf, M.; Loftis, J.C. und Hubbard, K.G. (1997): Application of geostatistics to evaluate partial weather station networks. *Agricultural and Forest Meteorology* **84** (3-4), 255-271.

- Bachmann, A. (1996): Verdunstungsmodellierung mit GIS im unteren Thurgau. Master Thesis, University of Zürich, Department of Geography, Zürich, 54 S.
- Baeumer, K. (1978): Allgemeiner Pflanzenbau, 2. Auflage, *Verlag Eugen Ulmer*, Stuttgart, 264 S.
- Bailer-Jones, D.M. (2000): Naturwissenschaftliche Modelle: Von Epistemologie zu Ontologie. 4. Internationaler Kongress zu GAP "Argument und Analyse", Bielefeld, mentis-Verlag, Paderborn, 26.-29. September 2000, 11 S.
- Baptist, F. und Choler, P. (2008): A Simulation of the Importance of Length of Growing Season and Canopy Functional Properties on the Seasonal Gross Primary Production of Temperate Alpine Meadows. *Annals of Botany* **101**, 549-559.
- Barbaro, S.; Coppolino, S.; Leone, C. und Sinagra, E. (1979): An atmospheric model for computing direct and diffuse solar radiation. *Solar Energy* **22** (3), 225-228.
- Bartelme, N. (2000): Geoinformatik - Modelle, Strukturen, Funktionen, 3. Auflage, *Springer-Verlag*, Berlin Heidelberg, 419 S.
- Bartelt, P. und Lehning, M. (2002): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology* **35** (3), 123-145.
- Basler, M. (2005): Untersuchungen zur Strahlungs- und Energiebilanz an den Muschelkalksteilhängen um Jena. Diploma Thesis, Friedrich-Schiller-Universität, Geographie, Jena, 98 S.
- Batelaan, O. und De Smedt, F. (2007): GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. *Journal of Hydrology* **337** (3-4), 337-355.
- Bechini, L.; Ducco, G.; Donatelli, M. und Stein, A. (2000): Modelling, interpolation and stochastic simulation in space and time of global solar radiation. *Agriculture, Ecosystems & Environment* **81** (1), 29-42.
- Berdanier, A. und Klein, J. (2011): Growing Season Length and Soil Moisture Interactively Constrain High Elevation Aboveground Net Primary Production. *Ecosystems* (June, 2011), 1-12.
- Blaney, H.F. und Criddle, W.D. (1950): Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. Technical Paper 96, *U.S. Soil Conservation Service*, 48 S.
- Blöschl, G. und Merz, R. (2002): Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlags-Abflussmodellierung. In: Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer, 149-178.
- BMLFUW (2006): Richtlinien für die sachgerechte Düngung, 6. Auflage, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien, 79 S.
- BMLFUW (2010): Grüner Bericht 2010 - Bericht über die Situation der österreichischen Land- und Forstwirtschaft, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien, 336 S.
- Bodner, G.; Loiskandl, W. und Kaul, H.P. (2007): Cover crop evapotranspiration under semi-arid conditions using FAO dual crop coefficient method with water stress compensation. *Agricultural Water Management* **93** (3), 85-98.
- Bohner, A. (2003): Floristische Diversität im Spannungsfeld zwischen Landwirtschaft und Naturschutz. 9. Alpenländisches Expertenforum zum Thema „Das österreichische Berggrünland – ein aktueller Situationsbericht mit Blick in die Zukunft“, Gumpenstein, Bundesanstalt für alpenländische Landwirtschaft Gumpenstein, 27.-28. März 2003, 29-39.
- Bois, B.; Pieri, P.; Van Leeuwen, C.; Wald, L.; Huard, F.; Gaudillere, J.P. und Saur, E. (2008): Using remotely sensed solar radiation data for reference evapotranspiration estimation at a daily time step. *Agricultural and Forest Meteorology* **148** (4), 619-630.
- Bonan, G.B.; Levis, S.; Sitch, S.; Vertenstein, M. und Oleson, K.W. (2003): A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics. *Global Change Biology* **9** (11), 1543-1566.
- Breiling, M. (1998): The Role of Snow Cover in Austrian Economy During 1965 and 1995 and Possible Consequences Under a Situation of Temperature Change. Conference of Japanese Snow and Ice Society, Niigata, Japanese Snow and Ice Society, October, 1998, 8 S.

- Brinkmann, W.A.R. (1979): Growing season length as an indicator of climatic variations? *Climatic Change* **2** (2), 127-138.
- Broad, H.J. und Hough, M.N. (1993): The growing and grazing season in the United Kingdom. *Grass and Forage Science* **48** (1), 26-37.
- Brown, D.P. und Comrie, A.C. (2002): Spatial modeling of winter temperature and precipitation in Arizona and New Mexico, USA. *Climate Research* **22** (6), 115-128.
- Brown, P. (2000): Basics of Evaporation and Evapotranspiration. Turf Irrigation Management Series, University of Arizona, Tucson, 4 S., <http://cals.arizona.edu/pubs/water/az1194.pdf>, (20.09.2011).
- Brügger, R.; Studer, S. und Stöckli, R. (2007): Die Vegetationsentwicklung – erfasst am Individuum und über den Raum. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* **158** (7), 221-228.
- Buchgraber, K. (1995): Standortgemäße und bestandesorientierte Düngung des Österreichischen Dauergrünlandes. Alpenländisches Expertenforum zum Thema "Düngung im alpenländischen Grünland", Gumpenstein, BAL Gumpenstein, 23-26.
- Buchgraber, K. (1997): Der Einfluss des Schnittzeitpunktes auf den Mineralstoffgehalt des Grünlandfutters. Conference on nutrition of domestic animals „Zadavec-Erjavec-Days“, Radenci, Zivinorejsko-Veterinarski zavod za Pomurje Murska Sobota, 27.-28. Oktober 1997, 57-62.
- Buchgraber, K. (1999): Einfluss der Höhenstufen im Berggebiet auf die Ertrags- und Qualitätsleistung. 43. Jahrestagung der Arbeitsgemeinschaft Grünland und Futterbau, Bremen, 26.-28. August 1999, 58-62.
- Buchgraber, K. (2000): Wichtige Aspekte für die Bewertung des Grünlandes. *Der Sachverständige* (Heft 4/2000), *Hauptverband der allgemein Beeideten und gerichtlich zertifizierten Sachverständigen Österreichs*, 151-161.
- Buchgraber, K. (2006): Grassland farming in mountainous regions of Austria. Scientific Conference "Grassland – part of mountain agriculture and landscape", Banska Bystrica, Slovakia, GMARI, 27.-28. September 2006, 109-114.
- Buchgraber, K. (2008): Bessere Grundfutterqualität für eine erfolgreiche Viehwirtschaft. 14. Alpenländisches Expertenforum zum Thema "Anlage, Erneuerung und Verbesserung von Grünland", Gumpenstein, LFZ Raumberg-Gumpenstein, 83-86.
- Buchgraber, K. und Pötsch, E.M. (1999): Einfluss der Höhenstufen auf Futterertrag, Futterqualität, Tierbesatz und Milchleistung. In: Landkalender 2000, 63. Jahrgang, *Leopold Stocker Verlag*, Graz, 133-138.
- Buchgraber, K. und Gindl, G. (2004): Zeitgemäße Grünlandbewirtschaftung, 2. Auflage, *Leopold Stocker Verlag*, 192 S.
- Buchgraber, K.; Resch, R.; Schaumberger, A.; Schwab, E. und Schwaiger, E. (2006): Abschlussbericht zum Forschungsprojekt "Entwicklung eines Modells für die konkrete Ermittlung von Trockenschäden in den einzelnen Grünlandregionen Österreichs", HBLFA Raumberg-Gumpenstein, Irdning, 233 S.
- Buchgraber, K.; Schaumberger, A. und Pötsch, E.M. (2011): Grassland Farming in Austria - status quo and future prospective. 16th Symposium of the European Grassland Federation "Grassland Farming and Land Management Systems in Mountainous Regions", Gumpenstein, Austria, *Grassland Science in Europe*, **16**, August 29-31, 2011, 13-24.
- Buchgraber, K. (2007): Die Bedeutung des Graslandes in den Alpenländern. Tagung: "Der besondere Wert graslandbasierter Milch", Posieux, Forschungsanstalt Agroscope Liebefeld-Posieux, 8.11. 2007, 7-17.
- Calanca, P. und Holzkämper, A. (2010): Agrarmeteorologische Bedingungen im Schweizer Mittelland von 1864 bis 2050. *Agrarforschung Schweiz* **1** (9), 320-325.
- Calanca, P. und Fuhrer, J. (2005): Swiss Agriculture in a Changing Climate: Grassland Production and its Economic Value. In Haurie und Viguier (eds.): *The Coupling of Climate and Economic Dynamics*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 341-353.
- Carrera-Hernández, J.J. und Gaskin, S.J. (2007): Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico. *Journal of Hydrology* **336** (3-4), 231-249.

- Carroll, J.J. (1985): Global transmissivity and diffuse fraction of solar radiation for clear and cloudy skies as measured and as predicted by bulk transmissivity models. *Solar Energy* **35** (2), 105-118.
- Carter, T.R. (1998): Changes in the thermal growing season in Nordic countries during the past century and prospects for the future. *Agricultural and Food Science in Finland* **7** (2), 161-179.
- Cazorzi, F. und Dalla Fontana, G. (1996): Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology* **181** (1-4), 169-187.
- Cellura, M.; Cirrincione, G.; Marvuglia, A. und Miraoui, A. (2008): Wind speed spatial estimation for energy planning in Sicily: A neural kriging application. *Renewable Energy* **33** (6), 1251-1266.
- Cesaraccio, C.; Spano, D.; Duce, P. und Snyder, R.L. (2001): An improved model for determining degree-day values from daily temperature data. *International Journal of Biometeorology* **45** (4), 161-169.
- Chen, X. und Pan, W. (2002): Relationships among phenological growing season, time-integrated normalized difference vegetation index and climate forcing in the temperate region of eastern China. *International Journal of Climatology* **22** (14), 1781-1792.
- Chen, X.; Xu, C. und Tan, Z. (2001): An analysis of relationships among plant community phenology and seasonal metrics of Normalized Difference Vegetation Index in the northern part of the monsoon region of China. *International Journal of Biometeorology* **45** (4), 170-177.
- Chen, X.; Hu, B. und Yu, R. (2005): Spatial and temporal variation of phenological growing season and climate change impacts in temperate eastern China. *Global Change Biology* **11** (7), 1118-1130.
- Chen, X.; Tan, Z.; Schwartz, M.D. und Xu, C. (2000): Determining the growing season of land vegetation on the basis of plant phenology and satellite data in Northern China. *International Journal of Biometeorology* **44** (2), 97-101.
- Childs, C. (2004): Interpolating Surfaces in ArcGIS Spatial Analyst. *ArcUser* (July-September 2004), ESRI, Redlands, CA, USA, 32-35.
- Childs, C. (2009): The Top Nine Reasons to Use a File Geodatabase. *ArcUser* (Spring 2009), ESRI, Redlands, CA, USA, 12-15.
- Chmielewski, F.M.; Müller, A. und Küchler, W. (2005): Possible impacts of climate change on natural vegetation in Saxony (Germany). *International Journal of Biometeorology* **50** (2), 96-104.
- Chmielewski, F.M. (2007a): Phänologie - ein Indikator zur Beurteilung der Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Biosphäre. *promet - meteorologische fortbildung: Phänologie* **33** (1/2), 28-35.
- Chmielewski, F.M. (2007b): Folgen des Klimawandels für Land- und Forstwirtschaft. In Endlicher und Gerstengarbe (eds.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke, *Humboldt-Universität zu Berlin, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II, Geographisches Institut*, Berlin, 75-85.
- Chmielewski, F.M. (2003): Phenology and Agriculture. In Schwartz (eds.): Phenology: An Integrative Environmental Science, 2003, 12, *Kulwer Academic Publisher*, Boston/Dordrecht/London, 505-522.
- Chung, U. und Yun, J.I. (2004): Solar irradiance-corrected spatial interpolation of hourly temperature in complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology* **126** (1-2), 129-139.
- Ciais, P.; Reichstein, M.; Viovy, N.; Granier, A.; Ogee, J.; Allard, V.; Aubinet, M.; Buchmann, N.; Bernhofer, C.; Carrara, A.; Chevallier, F.; De Noblet, N.; Friend, A.D.; Friedlingstein, P.; Grunwald, T.; Heinesch, B.; Keronen, P.; Knohl, A.; Krinner, G.; Loustau, D.; Manca, G.; Matteucci, G.; Miglietta, F.; Ourcival, J.M.; Papale, D.; Pilegaard, K.; Rambal, S.; Seufert, G.; Soussana, J.F.; Sanz, M.J.; Schulze, E.D.; Vesala, T. und Valentini, R. (2005): Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* **437** (7058), 529-533.
- Collins, F.C. (1996): A Comparison of Spatial Interpolation Techniques in Temperature Estimation. Third International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe, New Mexico, National Center for Geographic Information and Analysis, January 21-25, 1996, 11 S.
- Croux, C.; Dhaene, G. und Hoorelbeke, D. (2003): Robust Standard Errors for Robust Estimators, Discussions Paper Series (DPS) 03.16, Katholieke Universiteit Leuven, Center for Economic Studies, 31 S.

- Daly, C.; Neilson, R.P. und Phillips, D.L. (1994): A Statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology* **33** (2), 140-158.
- Daly, C.; Gibson, W.P.; Taylor, G.H.; Johnson, G.L. und Pasteris, P. (2002): A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Research* **22** (2), 99-113.
- Dax, T. (2007): Szenarien der Entwicklung der Berggebiete in Europa. In Oedl-Wieser (eds.): *Zeitreisen(de) im ländlichen Raum*, Forschungsbericht Nr. 57, *Bundesanstalt für Bergbauernfragen*, Wien, 11-24.
- Delaunay, B. (1934): Sur la sphère vide. *Bulletin de l'académie des sciences de l'URSS, Classe des sciences mathématiques et naturelles* **6**, 793-800.
- DeLucia, E.H.; Heckathorn, S.A. und Day, T.A. (1992): Effects of soil temperature on growth, biomass allocation and resource acquisition of *Andropogon gerardii* Vitman. *New Phytologist* **120** (4), 543-549.
- Deutscher Wetterdienst (1976): Aspirations-Psychrometer-Tafel, 5. Auflage, *Vieweg Verlag*, Braunschweig.
- Deutscher Wetterdienst (1991): Anleitung für die phänologischen Beobachter des Deutschen Wetterdienstes, Vorschriften und Betriebsunterlagen 17, 3. Auflage, *Deutscher Wetterdienst*, Offenbach am Main, 155 S.
- Diodato, N. und Bellocchi, G. (2007): Modelling solar radiation over complex terrains using monthly climatological data. *Agricultural and Forest Meteorology* **144** (1-2), 111-126.
- Dodson, R. und Marks, D. (1997): Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Climate Research* **8** (1), 1-20.
- Donatelli, M.; Bellocchi, G. und Carlini, L. (2006): Sharing knowledge via software components: Models on reference evapotranspiration. *European Journal of Agronomy* **24** (2), 186-192.
- Droogers, P. und Allen, R.G. (2002): Estimating Reference Evapotranspiration Under Inaccurate Data Conditions. *Irrigation and Drainage Systems* **16** (1), 33-45.
- Dubayah, R. und Rich, P.M. (1995): Topographic solar radiation models for GIS. *International Journal of Geographical Information Systems* **9** (4), 405 - 419.
- Eitzinger, J.; Kersebaum, K.C. und Formayer, H. (2009): Landwirtschaft im Klimawandel: Auswirkungen und Anpassungsstrategien für die Land- und Forstwirtschaft in Mitteleuropa, *AgriMedia GmbH*, Wien, 376 S.
- Eitzinger, J.; Trnka, M.; Hösch, J.; Zalud, Z. und Dubrovsky, M. (2004): Comparison of CERES, WOFOST and SWAP models in simulating soil water content during growing season under different soil conditions. *Ecological Modelling* **171** (3), 223-246.
- Ellenberg, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht, 5. Auflage, *Verlag Eugen Ulmer*, Stuttgart, 1095 S.
- Ernst, P. und Loeper, E.-G. (1976): Temperaturentwicklung und Vegetationsbeginn auf dem Grünland. *Das wirtschaftseigene Futter* **22** (1), 5-12.
- ESRI (2004): ArcGIS Desktop Developer Guide (ArcGIS 9.1), *ESRI Press*, Redlands, CA, USA, 335 S.
- Fank, J. (2007): Die Gras-Referenzverdunstung: Berechnungsergebnisse in Abhängigkeit von Messgeräten und Messintervall. 12. Gumpensteiner Lysimetertagung, Irdning, HBLFA Raumberg-Gumpenstein, 17.-18. April 2007, 53-56.
- Feiccabrino, J. und Lundberg, A. (2008): Precipitation Phase Discrimination in Sweden. 65th Annual Eastern Snow Conference, Fairlee, Vermont, USA, Eastern Snow Conference (ESC), 28-30 May 2008, 239-254.
- Formayer, H. (2001): Meteorologische Aspekte bei der Berechnung der verfügbaren Feldarbeitstage für die Rauhfutterernte und explizite Anwendung auf Österreich. Dissertation, Universität für Bodenkultur, Institut für Meteorologie und Physik, Wien, 119 S.
- Formayer, H.; Hofstätter, M. und Haas, P. (2009): Untersuchungen der Schneesicherheit und der potenziellen Beschneigungszeiten in Schladming und Ramsau, BOKU-Met Report 11, Institut für Meteorologie der Universität für Bodenkultur, Wien, 43 S.
- Frei, C. und Schär, C. (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology* **18** (8), 873-900.

- Frei, C.; Schöll, R.; Fukutome, S.; Schmidli, J. und Vidale, P.L. (2006): Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research* **111** (D6), D06105.
- Frich, P.; Alexander, L.V.; Della-Marta, P.; Gleason, B.; Haylock, M.; Klein Tank, A.M.G. und Peterson, T. (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research* **19**, 193-212.
- Fu, P. und Rich, P.M. (1999): Design and Implementation of the Solar Analyst: an ArcView Extension for Modeling Solar Radiation at Landscape Scales. ESRI International User Conference, San Diego, Environmental Systems Research Institute (ESRI), 23 S.
- Fu, P. und Rich, P.M. (2000): The Solar Analyst 1.0 User Manual, *Helios Environmental Modeling Institute (HEMI)*, Kansas, USA, 53 S.
- Fu, P. und Rich, P.M. (2002): A geometric solar radiation model with applications in agriculture and forestry. *Computers and Electronics in Agriculture* **37** (1-3), 25-35.
- Garcia, M.; Raes, D.; Allen, R. und Herbas, C. (2004): Dynamics of reference evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano). *Agricultural and Forest Meteorology* **125** (1-2), 67-82.
- Garen, D.C. und Marks, D.G. (2005): Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results. *Journal of Hydrology* **315** (1-4), 126-153.
- Gassmann, M.; Gardiol, J. und Serio, L. (2010): Performance evaluation of evapotranspiration estimations in a model of soil water balance. *Meteorological Applications* **18** (2), 211-222.
- Gasteiner, J.; Fallast, M.; Rosenkranz, S.; Häusler, J.; Schneider, K. und Guggenberger, T. (2009): Zum Einsatz einer intraruminalen pH-Datenmesseinheit mit kabelloser Datenübertragung bei Rindern unter verschiedenen Fütterungsbedingungen. *Veterinary Medicine Austria (Wiener Tierärztliche Monatsschrift)* **96**, 188-194.
- Geiger, R. (1950): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. Die Wissenschaft. Einzeldarstellungen aus der Naturwissenschaft und der Technik, 3. Auflage, *Verlag Friedrich Vieweg & Sohn*, Braunschweig, 460 S.
- Glenn-Lewin, D.C. und Van der Maarel, E. (1992): Patterns and processes of vegetation dynamics. In Glenn-Lewin *et al.* (eds.): Plant Succession: Theory and prediction, *Chapman & Hall*, London, 11-59.
- Gong, L.; Xu, C.; Chen, D.; Halldin, S. und Chen, Y.D. (2006): Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology* **329** (3-4), 620-629.
- Gonzalez-Dugo, M.P.; Neale, C.M.U.; Mateos, L.; Kustas, W.P.; Prueger, J.H.; Anderson, M.C. und Li, F. (2009): A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology* **149** (11), 1843-1853.
- Goodale, C.L.; Aber, J.D. und Olliner, S.V. (1998): Mapping monthly precipitation, temperature, and solar radiation for Ireland with polynomial regression and a digital terrain model. *Climate Research* **10**, 35-49.
- Goodison, B.E.; Louie, P.Y.T. und Yang, D. (1998): WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report (No. 67), WMO/TD No. 872, World Meteorological Organization, 212 S.
- Goovaerts, P. (1997): Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Applied Geostatistics Series, *Oxford University Press*, New York, Oxford, 483 S.
- Goovaerts, P. (2000): Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology* **228** (1-2), 113-129.
- Greimel, M.; Handler, F.; Stadler, M. und Blumauer, E. (2003): Methode zur Ermittlung des einzelbetrieblichen und gesamtösterreichischen Arbeitszeitbedarfes in der Landwirtschaft. *Die Bodenkultur* **54** (2), 143-152.
- Groier, M. (2007): Permanent grassland in change: Aspects of grassland farming in Austria, Mountain Forum Online Library, Vienna, 6 S., <http://www.mtnforum.org/sites/default/files/pub/876.pdf>, (20.09.2011).

- Gruber, L. (2007): Einfluss der Kraftfuttermenge auf Futteraufnahme und Leistung von Milchkühen. 34. Viehwirtschaftliche Fachtagung, Gumpenstein, LFZ Raumberg-Gumpenstein, 35-51.
- Gustavsson, A.M.; Angus, J.F. und Torrsell, B.W.R. (1995): An integrated model for growth and nutritional value of timothy. *Agricultural Systems* **47** (1), 73-92.
- Häckel, H. (2005): Meteorologie. Ulmer UTB, 5. Auflage, *Eugen Ulmer KG*, Regensburg, 446 S.
- Hader, F. (1958): Geographische Grundlagen. In Steinhauser *et al.* (eds.): Klimatographie von Österreich, Band 3, 1. Lieferung, Denkschriften der Gesamtakademie, *Springer Verlag*, Wien, 1-12.
- Haiden, T.; Kann, A.; Wittmann, C.; Pistotnik, G.; Bica, B. und Gruber, C. (2011): The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. *Weather and Forecasting* **26** (2), 166-183.
- Hall, D.K.; Riggs, G.A.; Foster, J.L. und Kumar, S.V. (2010): Development and evaluation of a cloud-gap-filled MODIS daily snow-cover product. *Remote Sensing of Environment* **114** (3), 496-503.
- Hall, D.K.; Riggs, G.A.; Salomonson, V.V.; DiGirolamo, N.E. und Bayr, K.J. (2002): MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment* **83** (1-2), 181-194.
- Han, D.; O'Kiely, P. und Wen Sun, D. (2003): Application of Water-stress Models to estimate the Herbage Dry Matter Yield of a Permanent Grassland Pasture Sward Regrowth. *Biosystems Engineering* **84** (1), 101-111.
- Handler, F. (1993): Einsatzgrenzen von Maschinen und Geräten am Hang. Wieselburg, Bundesanstalt für Landtechnik, Wieselburg, 10 S.
- Hargreaves, G.H. (1985): Defining and using reference evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* (ASCE 120), 1132-1139.
- Hargreaves, G.H. und Allen, R.G. (2003): History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **129** (1), 53-63.
- Harlfinger, O. und Knees, G. (1999): Klimahandbuch der Österreichischen Bodenschätzung. Teil 1, *Universitätsverlag Wagner*, Innsbruck, 194 S.
- Harlfinger, O. und Knees, G. (2002): Klimahandbuch der Österreichischen Bodenschätzung. Teil 2, *Universitätsverlag Wagner*, Innsbruck, 259 S.
- Harrath, B.A.; Ledieu, J.; Dautrebande, S. und Noirfalise, A. (1985): Evapotranspiration and grassland yield. *Agricultural Water Management* **10** (1), 1-11.
- Harshburger, B.J.; Humes, K.S.; Walden, V.P.; Blandford, T.R.; Moore, B.C. und Dezzani, R.J. (2010): Spatial interpolation of snow water equivalency using surface observations and remotely sensed images of snow-covered area. *Hydrological Processes* **24** (10), 1285-1295.
- Hartmann, G.M. (2007): Investigation of Evapotranspiration Concepts in Hydrological Modelling for Climate Change Impact Assessment. Dissertation, Universität Stuttgart, Institut für Wasserbau, Stuttgart, 170 S.
- Hasenauer, H.; Merganicova, K.; Petritsch, R.; Pietsch, S.A. und Thornton, P.E. (2003): Validating daily climate interpolations over complex terrain in Austria. *Agricultural and Forest Meteorology* **119** (1-2), 87-107.
- Hasenfratz, E. (2006): Die Rolle der Globalstrahlung im Klimasystem Südwestdeutschlands - Vergleichende statistische Untersuchungen zu ihrer raumzeitlichen Variabilität. Doctoral Thesis, Johannes-Gutenberg-Universität, Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften, Mainz, 251 S.
- Haude, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Mitteilungen Deutscher Wetterdienst* **11**, 1-24.
- Heinrich, G. (2007): Klimawandel und Trockengefährdung in der Landwirtschaft: Eine Analyse für die Steiermark. Diplomarbeit, Karl-Franzens-Universität Graz, Naturwissenschaftliche Fakultät, 115 S.
- Hense, A. und Müller, M. (2007): Geostatistische Modellierung und Qualitätskontrolle von phänologischen Beobachtungen. *promet - meteorologische fortbildung: Phänologie* **33** (1/2), 7-13.

- Hense, A. und Glowienka-Hense, R. (2008): Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation. *promet - meteorologische fortbildung: Die Nordatlantische Oszillation (NAO)* **34** (3/4), 89-94.
- Herben, T.; Krahulec, F.; Hadincová, V. und Skálová, H. (1993): Small-Scale Variability as a Mechanism for Large-Scale Stability in Mountain Grasslands. *Journal of Vegetation Science* **4** (2), 163-170.
- Heß, D. (1999): Pflanzenphysiologie: Grundlagen von Stoffwechsel und Entwicklung der Pflanzen, 10. Auflage, *Eugen Ulmer Verlag*, Stuttgart, 608 S.
- Hiebl, J.; Auer, I.; Böhm, R.; Schöner, W.; Maugeri, M.; Lentini, G.; Spinoni, J.; Brunetti, M.; Nanni, T.; Percec Tadic, M.; Bihari, Z.; Dolinar, M. und Müller-Westermeier, G. (2009): A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. *Meteorologische Zeitschrift* **18** (5), 507-530.
- Hlavinka, P.; Trnka, M.; Semerádová, D.; Dubrovský, M.; Zalud, Z. und Mozný, M. (2008): Effect of drought on yield variability of key crops in Czech Republic. *Agricultural and Forest Meteorology* **149** (3-4), 431-442.
- Hofer, L. (2007): Klimatologie der Schneefallgrenze. Diplomarbeit, Universität Wien, Institut für Meteorologie und Geophysik, Wien, 117 S.
- Hofierka, J. und Sári, M. (2002): The solar radiation model for Open source GIS: implementation and applications. Proceedings of the Open source GIS - GRASS users conference 2002, Trento, Italy, 11.-13. September 2002, 19 S.
- Holdaway, M.R. (1996): Spatial modeling and interpolation of monthly temperature using kriging. *Climate Research* **6**, 215-225.
- Hong, Y.; Nix, H.A.; Hutchinson, M.F. und Booth, T.H. (2005): Spatial interpolation of monthly mean climate data for China. *International Journal of Climatology* **25** (10), 1369-1379.
- Hoogenboom, G. (2000): Contribution of agrometeorology to the simulation of crop production and its applications. *Agricultural and Forest Meteorology* **103** (1-2), 137-157.
- Hottel, H.C. (1976): A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmospheres. *Solar Energy* **18** (2), 129-134.
- Huang, S. und Fu, P. (2009): Modeling Small Areas Is a Big Challenge. *ArcUser* (Spring 2009), *ESRI*, Redlands, CA, USA, 28-31.
- Huang, S.; Rich, P.; Crabtree, R.; Potter, C. und Fu, P. (2008): Modeling Monthly Near-Surface Air Temperature from Solar Radiation and Lapse Rate: Application over Complex Terrain in Yellowstone National Park. *Physical Geography* **29** (2), 158-178.
- Huang, S.; Connaughton, Z.; Potter, C.; Genovese, V.; Crabtree, R. und Fu, P. (2009): Modeling Near-Surface Air Temperature From Solar Radiation and Lapse Rate: New Development on Short-Term Monthly and Daily Approach. *Physical Geography* **30** (6), 517-527.
- Hudson, G. und Wackernagel, H. (1994): Mapping temperature using kriging with external drift: Theory and an example from scotland. *International Journal of Climatology* **14** (1), 77-91.
- Hughes, P. (2000): Direct Solar Radiation: A Modelling Technique. The 12th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre, Dunedin, New Zealand, University of Otago, 10.-13. Dezember 2000, 10 S.
- Hunt, L.A.; Kuchar, L. und Swanton, C.J. (1998): Estimation of solar radiation for use in crop modelling. *Agricultural and Forest Meteorology* **91** (3-4), 293-300.
- Hunter, R.D. und Meentemeyer, R.K. (2005): Climatologically Aided Mapping of Daily Precipitation and Temperature. *Journal of Applied Meteorology* **44**, 1501-1510.
- IPCC (2007): Klimaänderung 2007: Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger, Sachstandsbericht des IPCC (AR4), IPCC, Bern/Wien/Berlin, 89 S.
- Irmak, S.; Payero, J.O.; Martin, D.L.; Irmak, A. und Howell, T.A. (2006): Sensitivity Analyses and Sensitivity Coefficients of Standardized Daily ASCE-Penman-Monteith Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **132** (6), 564-578.

- Irmak, S.; Irmak, A.; Jones, J.W.; Howell, T.A.; Jacobs, J.M.; Allen, R.G. und Hoogenboom, G. (2003): Predicting Daily Net Radiation Using Minimum Climatological Data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **129** (4), 256-269.
- Ishida, T. und Kawashima, S. (1993): Use of cokriging to estimate surface air temperature from elevation. *Theoretical and Applied Climatology* **47** (3), 147-157.
- Iziomon, M.G. und Mayer, H. (2002): Assessment of some global solar radiation parameterizations. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **64** (15), 1631-1643.
- Janis, M.J. (2002): Observation-Time-Dependent Biases and Departures for Daily Minimum and Maximum Air Temperatures. *Journal of Applied Meteorology* **41** (5), 588-603.
- Johnson, I.R.; Ameziane, T.E. und Thornley, J.H.M. (1983): A Model of Grass Growth. *Annals of Botany* **51** (5), 599-609.
- Joly, D.; Nilsen, L.; Fury, R.; Elvebakk, A. und Brossard, T. (2003): Temperature interpolation at a large scale: test on a small area in Svalbard. *International Journal of Climatology* **23** (13), 1637-1654.
- Joly, D.; Brossard, T.; Cardot, H.; Cavailles, J.; Hilal, M. und Wavresky, P. (2010): Temperature interpolation based on local information: the example of France. *International Journal of Climatology* (September, 2010), 13 S.
- Jones, P.D.; Briffa, K.R.; Osborn, T.J.; Moberg, A. und Bergström, H. (2002): Relationships between circulation strength and the variability of growing-season and cold-season climate in northern and central Europe. *The Holocene* **12** (6), 643-656.
- Journée, M. und Bertrand, C. (2010): Improving the spatio-temporal distribution of surface solar radiation data by merging ground and satellite measurements. *Remote Sensing of Environment* **114** (11), 2692-2704.
- Karlsen, S.; Solheim, I.; Beck, P.; Høgda, K.; Wielgolaski, F. und Tømmervik, H. (2007): Variability of the start of the growing season in Fennoscandia, 1982–2002. *International Journal of Biometeorology* **51** (6), 513-524.
- Kato, T.; Kimura, R. und Kamichika, M. (2004): Estimation of evapotranspiration, transpiration ratio and water-use efficiency from a sparse canopy using a compartment model. *Agricultural Water Management* **65** (3), 173-191.
- Keller, E.R.; Hanus, H. und Heyland, K.-U. (1997): Grundlagen der landwirtschaftlichen Pflanzenproduktion. Handbuch des Pflanzenbaues, *Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart*, 860 S.
- Kimball, J.S.; Running, S.W. und Nemani, R. (1997): An improved method for estimating surface humidity from daily minimum temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* **85** (1-2), 87-98.
- King, R. und Buckius, R.O. (1979): Direct solar transmittance for a clear sky. *Solar Energy* **22** (3), 297-301.
- Klein, S.A. (1977): Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy* **19**, 325-329.
- Knapp, A.K.; Briggs, J.M. und Koelliker, J.K. (2001): Frequency and Extent of Water Limitation to Primary Production in a Mesic Temperate Grassland. *Ecosystems* **4** (1), 19-28.
- Koenig, U. und Abegg, B. (1997): Impacts of Climate Change on Winter Tourism in the Swiss Alps. *Journal of Sustainable Tourism* **5** (1), 46-48.
- Kondo, J. und Yamazaki, T. (1990): A Prediction Model for Snowmelt, Snow Surface Temperature and Freezing Depth Using a Heat Balance Method. *Journal of Applied Meteorology* **29** (5), 375-384.
- Kondoh, A. und Higuchi, A. (2001): Relationship between satellite-derived spectral brightness and evapotranspiration from a grassland. *Hydrological Processes* **15** (10), 1761-1770.
- Kornher, A.; Nyman, P. und Taube, F. (1991): Ein Computermodell zur Berechnung der Qualität und Qualitätsveränderung von gräserdominierten Grünlandaufwüchsen aus Witterungsdaten. *Das wirtschaftseigene Futter* **37** (1+2), 232-248.
- Krautzer, B.; Peratoner, G.; Frühwirth, P.; Pötsch, E.M.; Buchgraber, K. und Galler, J. (2011): ÖAG-Saatgutmischungen: Spitzenqualität setzt sich durch. *Der fortschrittliche Landwirt* **2011** (6), 71-82.

- Kromp-Kolb, H. (2001): Was wir über den globalen Klimawandel wissen. *Wissenschaft & Umwelt Interdisziplinär* **4** (2001), 3-10.
- Kromp-Kolb, H. und Formayer, H. (2005): Schwarzbuch Klimawandel. Wieviel Zeit bleibt uns noch?, *ecowin Verlag*, Wien, 222 S.
- Kromp-Kolb, H.; Eitzinger, J.; Formayer, H.; Trnka, M.; Laube, W. und Gruszczynski, G. (2005): Abschlussbericht zum Forschungsprojekt "Bestimmung der Auswirkungen von Trockenperioden im Grünland mittels Wachstumsmodellen und klimatologische Analysen österreichischer Daten", Universität für Bodenkultur (BOKU), Institut für Meteorologie und Physik, Wien, 88 S.
- Kudish, A.I.; Wolf, D. und Machlav, Y. (1982): A novel approach for calculating the monthly average daily fraction of diffuse solar radiation. *Solar Energy* **28** (3), 181-186.
- Kunkel, K.E.; Easterling, D.R.; Hubbard, K. und Redmond, K. (2004): Temporal variations in frost-free season in the United States: 1895 - 2000. *Geophysical Research Letters* **31** (3), L03201.
- Larcher, W. (1994): Ökophysiologie der Pflanzen, 5. Auflage, *Verlag Eugen Ulmer*, Stuttgart, 394 S.
- Lauscher, F. (1960): Lufttemperatur. In Steinhauser *et al.* (eds.): Klimatographie von Österreich, Band 3, 2. Lieferung, Denkschriften der Gesamtakademie, *Springer Verlag*, Wien, 138-206.
- Lemaire, G. und Salette, J. (1982): The effects of temperature and fertilizer nitrogen on the spring growth of tall fescue and cocksfoot. *Grass and Forage Science* **37** (3), 191-198.
- Lhotellier, R. (2007): Daily Winter Air Temperature Mapping in Mountainous Areas. In Dobesch *et al.* (eds.): Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology, *ISTE Ltd.*, London, 109-120.
- Li, S.; Tarboton, D. und McKee, M. (2003): Development of an ArcMap Toolbar for Regional Evapotranspiration Modeling. ESRI International User Conference, San Diego, ESRI, 12 S.
- Liston, G.E. (1999): Interrelationships among Snow Distribution, Snowmelt, and Snow Cover Depletion: Implications for Atmospheric, Hydrologic, and Ecologic Modeling. *Journal of Applied Meteorology* **38** (10), 1474-1487.
- Liu, B.Y.H. und Jordan, R.C. (1960): The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* **4** (3), 1-19.
- Liu, J. (2009): A GIS-based tool for modelling large-scale crop-water relations. *Environmental Modelling & Software* **24** (3), 411-422.
- Lloyd, C.D. (2005): Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology* **308** (1-4), 128-150.
- Longley, P.A.; Goodchild, M.F.; Maguire, D.J. und Rhind, D.W. (2005): Geographic Information Systems and Science, Second Edition, *John Wiley & Sons, UK*, 517 S.
- Lu, J.; Sun, G.; McNulty, S.G. und Amatya, D.M. (2005): A Comparison of six Potential Evapotranspiration Methods for Regional Use in the Southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association* **41** (3), 621-633.
- Luder, W. (1996): Wetterrisiko und verfügbare Feldarbeitstage in der Schweiz, FAT-Bericht Nr. 490, Eidg. Forschungsanstalt für Agrarwirtschaft und Landtechnik, Tänikon, 7 S.
- Maracchi, G.; Sirotenko, O. und Bindi, M. (2005): Impacts of Present and Future Climate Variability on Agriculture and Forestry in the Temperate Regions: Europe. *Climatic Change* **70** (1), 117-135.
- Mardikis, M.G.; Kalivas, D.P. und Kollias, V.J. (2005): Comparison of Interpolation Methods for the Prediction of Reference Evapotranspiration - An Application in Greece. *Water Resources Management* **19** (3), 251-278.
- Marshall, J.; Johnson, H. und Goodman, J. (2001): A Study of the Interaction of the North Atlantic Oscillation with Ocean Circulation. *Journal of Climate* **14** (7), 1399-1421.
- Martin, J.D. und Simpson, T.W. (2005): Use of Kriging Models to Approximate Deterministic Computer Models. *AIAA Journal* **43** (4), 853-863.

- Martínez-Durbán, M.; Zarzalejo, L.F.; Bosch, J.L.; Rosiek, S.; Polo, J. und Batlles, F.J. (2009): Estimation of global daily irradiation in complex topography zones using digital elevation models and meteosat images: Comparison of the results. *Energy Conversion and Management* **50** (9), 2233-2238.
- Matulla, C.; Groll, N.; Kromp-Kolb, H.; Scheifinger, H.; Lexer, M.J. und Widmann, M. (2002): Climate change scenarios at Austrian National Forest Inventory sites. *Climate Research* **22** (2), 161-173.
- Mausser, W. und Schädlich, S. (1998): Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *Journal of Hydrology* **212-213**, 250-267.
- McMaster, G.S. und Wilhelm, W.W. (1997): Growing degree-days: one equation, two interpretations. *Agricultural and Forest Meteorology* **87** (4), 291-300.
- McVicar, T.R.; Van Niel, T.G.; Li, L.; Hutchinson, M.F.; Mu, X. und Liu, Z. (2007): Spatially distributing monthly reference evapotranspiration and pan evaporation considering topographic influences. *Journal of Hydrology* **338** (3-4), 196-220.
- Menzel, A. (2000): Trends in phenological phases in Europe between 1951 and 1996. *International Journal of Biometeorology* **44** (2), 76-81.
- Menzel, A. (2002): Phenology: Its Importance to the Global Change Community. *Climatic Change* **54** (4), 379-385.
- Menzel, A. (2003): Plant Phenological Anomalies in Germany and their Relation to Air Temperature and NAO. *Climatic Change* **57** (3), 243-263.
- Menzel, A. und Fabian, P. (1999): Growing season extended in Europe. *Nature* **397** (6721), 659-659.
- Menzel, A.; Sparks, T.H.; Estrella, N. und Eckhardt, S. (2005): 'SSW to NNE' – North Atlantic Oscillation affects the progress of seasons across Europe. *Global Change Biology* **11** (6), 909-918.
- Menzel, A.; Jakobi, G.; Ahas, R.; Scheifinger, H. und Estrella, N. (2003): Variations of the climatological growing season (1951-2000) in Germany compared with other countries. *International Journal of Climatology* **23** (7), 793-812.
- Menzel, A. (2007): Phänologische Modelle. *promet - meteorologische fortbildung* **33** (1/2), 20-27.
- Menzel, L. (1996): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Dissertation, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich, 122 S.
- Menzel, L. (1999): Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration mit TRAIN, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V., 30 S.
- Merz, R. und Blöschl, G. (2004): Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology* **287** (1-4), 95-123.
- MeteoSwiss (2011): Daily Precipitation (final analysis): RhiresD, Documentation of MeteoSwiss Grid-Data Products, Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss, 4 S.
- Meza, F. und Varas, E. (2000): Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature. *Agricultural and Forest Meteorology* **100** (2-3), 231-241.
- Miller, P.; Mitchell, M. und Lopez, J. (2005): Climate Change: Length of Growing-Season in the U.S. Corn Belt, 1911-2000. *Physical Geography* **26** (2), 85-98.
- Mirschel, W.; Wieland, R. und Wenkel, K.-O. (2001): Kulturpflanzenmodell zur Abschätzung von Ertrag und pflanzlicher Produktivität. 22. GIL-Jahrestagung, Rostock, Gesellschaft für Informatik in der Land-, Forst- und Ernährungswirtschaft e.V., 89-92.
- Mohawesh, O.E. (2011): Evaluation of evapotranspiration models for estimating daily reference evapotranspiration in arid and semiarid environments. *Plant Soil Environment* **57** (4), 145-152.
- Molotch, N.P.; Colee, M.T.; Bales, R.C. und Dozier, J. (2005): Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and independent variable selection. *Hydrological Processes* **19** (7), 1459-1479.
- Mubiru, J.; Karume, K.; Majaliwa, M.; Banda, E.J.K.B. und Otiti, T. (2007): Interpolating methods for solar radiation in Uganda. *Theoretical and Applied Climatology* **88** (3), 259-263.

- Mudra, A. (1952): Einführung in die Methodik der Feldversuche, S. Hirzel Verlag, Leipzig, 178 S.
- Mues, V. (2000): GIS-gestützte Regionalisierung von Klima- und Depositionsdaten in Niedersachsen. Dissertation, Georg-August-Universität Göttingen, Fakultät für Agrarwissenschaften, Göttingen, 223 S.
- Murer, E. (2009): Überprüfung und Verbesserung der Pedotransferfunktion zur Ermittlung der Wasserspeicherfähigkeit im Boden, Abschlussbericht, Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Petzenkirchen, 54 S.
- Murer, E.; Wagenhofer, J.; Aigner, F. und Pfeffer, M. (2004): Die nutzbare Feldkapazität der mineralischen Böden der landwirtschaftlichen Nutzfläche Österreichs. In Bundesamt für Wasserwirtschaft (eds.): Schriftenreihe BAW, 20, Bundesamt für Wasserwirtschaft, Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt, Petzenkirchen, 72-78.
- Naoum, S. und Tsanis, I.K. (2003): Hydroinformatics in evapotranspiration estimation. *Environmental Modelling & Software* **18** (3), 261-271.
- Narasimhan, B. und Srinivasan, R. (2005): Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agricultural and Forest Meteorology* **133** (1-4), 69-88.
- Neuwirth, F. (1982): Beziehungen zwischen den kurzwelligen Strahlungskomponenten auf die horizontale Fläche und der Bewölkung an ausgewählten Stationen in Österreich. *Theoretical and Applied Climatology* **30** (1), 29-43.
- Niederberger, J. (2000): Räumliche Interpolation von Niederschlag und Klimadaten. Diplomarbeit, Albert-Ludwigs-Universität, Institut für Hydrologie, Freiburg i.Br., 125 S.
- Ninyerola, M.; Pons, X. und Roure, J.M. (2000): A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology* **20** (14), 1823-1841.
- Nobilis, F. und Godina, R. (2006): Extreme Trockenheit in Österreich. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* **58** (3), 51-58.
- Nobilis, F.; Weilguni, V. und Hydrographisches Zentralbüro (2007): Dauer von Trockenperioden. In Fürst und Hörhan (eds.): Hydrologischer Atlas Österreichs, 3.0.0, Abschnitt 2.9, Österreichischer Kunst- und Kulturverlag, Wien, 1 S.
- Nouvellon, Y.; Moran, M.S.; Seen, D.L.; Bryant, R.; Rambal, S.; Ni, W.; Begue, A.; Chehbouni, A.; Emmerich, W.E.; Heilman, P. und Qi, J. (2001): Coupling a grassland ecosystem model with Landsat imagery for a 10-year simulation of carbon and water budgets. *Remote Sensing of Environment* **78** (1-2), 131-149.
- Oesch, D.C. (2002): Oberflächentemperaturen aus NOAA - AVHRR Daten im Alpenraum. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bern, 138 S.
- Parajka, J. und Blöschl, G. (2006): Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrology and Earth System Sciences* **10**, 679-689.
- Parajka, J. und Blöschl, G. (2008): Spatio-temporal combination of MODIS images - potential for snow cover mapping. *Water Resources Research* **44** (3), W03406.
- Parajka, J.; Merz, R. und Blöschl, G. (2005): A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrology and Earth System Sciences* (Discussions 2), 509-542.
- Peñuelas, J. und Filella, I. (2001): PHENOLOGY: Responses to a Warming World. *Science* **294** (5543), 793-795.
- Peñuelas, J.; Rutishauser, T. und Filella, I. (2009): Phenology Feedbacks on Climate Change. *Science* **324** (5929), 887-888.
- Peñuelas, J.; Filella, I.; Zhang, X.; Llorens, L.; Ogaya, R.; Lloret, F.; Comas, P.; Estiarte, M. und Terradas, J. (2004): Complex spatiotemporal phenological shifts as a response to rainfall changes. *New Phytologist* **161** (3), 837-846.
- Pereira, A.R. und Pruitt, W.O. (2004): Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration. *Agricultural Water Management* **66** (3), 251-257.

- Phillips, D.L. und Marks, D.G. (1996): Spatial uncertainty analysis: propagation of interpolation errors in spatially distributed models. *Ecological Modelling* **91** (1-3), 213-229.
- Pickett, S.T.A. und Cadenasso, M.L. (2005): Vegetation dynamics. In Van der Maarel (eds.): *Vegetation ecology, Blackwell Science, Oxford*, 172-192.
- Pimenta, M.T. (2000): Water balances using GIS. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* **25** (7-8), 695-698.
- Pötsch, E.M. (1995a): Einfluss der Düngung und Nutzung des Grünlandes auf den Gehalt an Futterinhaltsstoffen. Conference on nutrition of domestic animals „Zdravec-Erjavec-Days“, Radenci, Zivinorejsko-Veterinarski zavod za Pomurje Murska Sobota, 26.-27. Oktober 1995, 85-95.
- Pötsch, E.M. (1995b): Nährstoffbilanzen, Futterinhaltsstoffe und Bodenkennwerte als Wegweiser zur sachgemäßen Grünlanddüngung. Alpenländisches Expertenforum zum Thema "Düngung im alpenländischen Grünland", Gumpenstein, BAL Gumpenstein, 23.-24. Mai 1995, 27-38.
- Pötsch, E.M. (1995c): Produktionsvielfalt am Grünland - vom Grundfutter bis zur Einstreu. Expertentagung "Landwirtschaft und Naturschutz - Gemeinsam erhalten für die Zukunft", Gumpenstein, Bundesanstalt für alpenländische Landwirtschaft Gumpenstein, 19.-20. Oktober 1995, 29-36.
- Pötsch, E.M. (1998): Über den Einfluss der Düngungsintensität auf den N-Kreislauf im alpenländischen Grünland. *Die Bodenkultur* **49** (1), 19-27.
- Pötsch, E.M. (2009): Einflussfaktoren auf Ertrag und Qualität von Grünlandfutter. Fortbildungsveranstaltung "Tierärztliche Bestandsbetreuung von Milchviehbetrieben in Österreich", Gumpenstein, LFZ Raumberg-Gumpenstein, 4.-6. Juni 2009, 5-13.
- Pötsch, E.M. (2010): Multifunktionalität und Bewirtschaftungsvielfalt im Grünland. 16. Alpenländisches Expertenforum zum Thema "Biodiversität im Grünland", Gumpenstein, LFZ Raumberg-Gumpenstein, 11. März 2010, 1-10.
- Pötsch, E.M. und Buchgraber, K. (1999): Ökologische Milchproduktion im Alpenländischen Grünland. DLG-Grünlandtagung '99: Perspektiven einer umweltgerechten und effektiven Milchproduktion auf dem Grünland, Betzigau/Allgäu, DLG, 75-80.
- Pötsch, E.M. (2007): Austrian agriculture - data and facts. In Helgadottir und Pötsch (eds.): *Quality Legume-Based Forage Systems for Contrasting Environments, COST 852, LFZ Raumberg-Gumpenstein, Irdning, Austria*, 11-14.
- Pötsch, E.M.; Blaschka, A. und Resch, R. (2005): Impact of different management systems and location parameters on floristic diversity of mountainous grassland. 13th International Occasional Symposium of the European Grassland Federation (EGF): "Integrating Efficient Grassland Farming and Biodiversity", Tartu, Estonia, *Grassland Science in Europe*, **10**, 315-318.
- Pötsch, E.M.; Resch, R.; Häusler, J. und Steinwidder, A. (2010): Productivity and floristic diversity of a continuous grazing system on short swards in mountainous regions of Austria. 23rd EGF General Meeting "Grassland in a Changing World", Kiel, Germany, *Grassland Science in Europe*, **15**, 29. August - 2. September 2010, 988-990.
- Prescott, J.A. (1940): Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Transactions of the Royal Society of South Australia* **64**, 114-118.
- Priestley, C.H.B. und Taylor, R.J. (1972): On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review* **100** (2), 81-92.
- Räsänen, J. (2007): How reliable are climate models? *Tellus A* **59** (1), 2-29.
- Rana, G.; Katerji, N.; Mastrorilli, M. und Moujabber, M. (1997): A model for predicting actual evapotranspiration under soil water stress in a Mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology* **56** (1), 45-55.
- Réaumur, R.A.F.d. (1735): Observation du thermomètre, faites à Paris pendant l'année 1735, comparées avec celles qui ont été faites sous la ligne, à l'Isle de France, à Alger et en quelques-unes de nos îles de l'Amérique. *Paris: Mémoires de l'Académie des Sciences*, 545-576.

- Rehman, S. und Ghori, S.G. (2000): Spatial estimation of global solar radiation using geostatistics. *Renewable Energy* **21** (3-4), 583-605.
- Resch, R. (2010): Heuqualität, Abschlussbericht, LFZ Raumberg-Gumpenstein, Gumpenstein, 65 S.
- Resch, R.; Schwab, E. und Schwaiger, E. (2006): Erträge, Futterqualitäten, Bodenzustand und botanische Zusammensetzung bei unterschiedlicher Grünlanddüngung und Nutzung auf 27 Versuchsstandorten in Österreich. 2. Klimaseminar, Irdning, LFZ Raumberg-Gumpenstein, 15-28.
- Rich, P.M.; Hetrick, W.A. und Saving, S.C. (1995): Modeling Topographic Influences on Solar Radiation: A Manual for the SOLARFLUX Model, Report LA-12989-M, Los Alamos National Laboratory, 44 S.
- Riggs, G.A.; Hall, D.K. und Salomonson, V.V. (2006): MODIS Snow Products: User Guide to Collection 5, National Snow and Ice Data Center, 80 S., http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/uploads/sug_c5.pdf, (20.09.2011).
- Rim, C.-S. (2004): A sensitivity and error analysis for the penman evapotranspiration model. *KSCE Journal of Civil Engineering* **8** (2), 249-254.
- Ripley, B.D. (2004): Robust Statistics, Department of Statistics, University of Oxford, Oxford, 11 S., <http://www.stats.ox.ac.uk/pub/StatMeth/Robust.pdf>, (20.09.2011).
- Rötter, R.P.; Carter, T.R.; Olesen, J.E. und Porter, J.R. (2011): Crop-climate models need an overhaul. *Nature Climate Change* **1** (4), 175-177.
- Ruiz-Arias, J.A.; Tovar-Pescador, J.; Pozo-Vázquez, D. und Alsamamra, H. (2009): A comparative analysis of DEM-based models to estimate the solar radiation in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science* **23** (8), 1049-1076.
- Running, S.W.; Nemani, R.R. und Hungerford, R.D. (1987): Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Canadian Journal of Forest Research* **17** (6), 472-483.
- Running, S.W. und Thornton, P.E. (1996): Generating Daily Surface of Temperature and Precipitation over Complex Topography. In Goodchild *et al.* (eds.): GIS and Environmental Modeling: Progress and Research Issues, *John Wiley & Sons*, New York, 93-98.
- Sauberer, F. und Dirmhirn, I. (1958): Das Strahlungsklima. In Steinhauser *et al.* (eds.): Klimatographie von Österreich, Band 3, 1. Lieferung, Denkschriften der Gesamtakademie, *Springer Verlag*, Wien, 13-102.
- Savenije, H.H.G. (2004): The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. *Hydrological Processes* **18** (8), 1507-1511.
- Schaber, J. (2002): Plant phenology in Germany over the 20th century: Methods, Analyses and Models. Doctoral Thesis, Universität Potsdam, Fachbereich Geoökologie der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Fakultät, Potsdam, 146 S.
- Schapendonk, A.H.C.M.; Stol, W.; van Kraalingen, D.W.G. und Bouman, B.A.M. (1998): LINGRA, a sink/source model to simulate grassland productivity in Europe. *European Journal of Agronomy* **9** (2-3), 87-100.
- Schaumberger, A. (2005): Ertragsanalyse im österreichischen Grünland mittels GIS unter besonderer Berücksichtigung klimatischer Veränderungen. Diplomarbeit, Johannes Kepler Universität Linz, Eingereicht am Institut für Geoinformation der Technischen Universität Graz, Rottenmann, 138 S.
- Schaumberger, A. (2007): GIS zur Bestimmung von Grünlanderträgen: Implementierung eines Ertragmodells. Master Thesis, Paris-Lodron-Universität Salzburg, Zentrum für Geoinformatik Salzburg, Salzburg, 103 S.
- Schaumberger, A. und Wagner, H. (2011): Räumliche Modellierung der Vegetationsentwicklung unter Einbeziehung der Nutzung für das Grünland in Österreich: Projektmodul GIS, Abschlussbericht des Projektes VEGDYN, LFZ Raumberg-Gumpenstein, Irdning, 90 S.
- Schaumberger, A.; Pötsch, E.M. und Buchgraber, K. (2010): Räumliche Modellierung von Grünlanderträgen unter Berücksichtigung von Witterungseinflüssen, Forschungsbericht, LFZ Raumberg-Gumpenstein, Gumpenstein, 166 S.

- Schaumberger, A.; Formayer, H.; Tiefenbach, P.; Grillenberger, J. und Strobl, J. (2008): Modellierung des raumzeitlichen Verlaufs der Schneebedeckung. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft* **150** (2008), 163-182.
- Scheifinger, H. und Kromp-Kolb, H. (2000): Modelling global radiation in complex terrain: comparing two statistical approaches. *Agricultural and Forest Meteorology* **100** (2-3), 127-136.
- Scheifinger, H. und Schöngaßner, T. (2011): Räumliche Modellierung der Vegetationsentwicklung unter Einbeziehung der Nutzung für das Grünland in Österreich: Projektmodul Phänologische Modellierung, Abschlussbericht Projekt VEGDYN, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 24 S.
- Schöner, W. und Hiebl, J. (2009): Präsentation hochauflösender Klimainformation im Internet am Beispiel von Lufttemperatur, Niederschlag und Schneedecke (webklim.at), Endbericht, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 50 S.
- Schöner, W.; Auer, I. und Böhm, R. (2007): First Steps Towards a New Temperature Climatology of the Greater Alpine Region (GAR). In Dobesch *et al.* (eds.): Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology, *ISTE Ltd.*, London, 189-197.
- Schöngaßner, T. und Scheifinger, H. (2010): Interpolation of phenological phases on a digital elevation model (DEM). EGU General Assembly 2010, Vienna, Geophysical Research Abstracts, **12**, 15591.
- Sen, Z. und Sahin, A.D. (2001): Spatial interpolation and estimation of solar irradiation by cumulative semivariograms. *Solar Energy* **71** (1), 11-21.
- Sheng, J.; Wilson, J.P. und Lee, S. (2009): Comparison of land surface temperature (LST) modeled with a spatially-distributed solar radiation model (SRAD) and remote sensing data. *Environmental Modelling & Software* **24** (3), 436-443.
- Shepard, D.S. (1984): Computer Mapping: The SYMAP Interpolation Algorithm. In Gaile und Willmott (eds.): Spatial Statistics and Models, Theory and Decision Library, 4, *D. Reidel Publishing Company*, Dordrecht, 133-145.
- Shuttleworth, W.J. und Wallace, J.S. (1985): Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **111** (469), 839-855.
- Skaugen, T.E. und Tveito, O.E. (2004): Growing-season and degree-day scenario in Norway for 2021-2050. *Climate Research* **26** (3), 221-232.
- Skoda, G. und Lorenz, P. (2007): Mittlere Jahresniederschlagshöhe - Modellrechnung mit unkorrigierten Daten. In Fürst und Hörhan (eds.): Hydrologischer Atlas Österreichs, 3.0.0, Abschnitt 2.2, *Österreichischer Kunst- und Kulturverlag*, Wien, 2 S.
- Smit, H.J.; Metzger, M.J. und Ewert, F. (2008): Spatial distribution of grassland productivity and land use in Europe. *Agricultural Systems* **98** (3), 208-219.
- Solantie, R. (2004): Daytime temperature sum - a new thermal variable describing growing season characteristics and explaining evapotranspiration. *Boreal Environment Research* **9** (4), 319-333.
- Sparks, T.H.; Croxton, P.; Collinson, J.N. und Grisenthwaite, D.A. (2005a): The grass is greener (for longer). *Weather* **60** (5), 121-125.
- Sparks, T.H.; Croxton, P.J.; Collinson, N. und Taylor, P.W. (2005b): Examples of phenological change, past and present, in UK farming. *Annals of Applied Biology* **146** (4), 531-537.
- Spitters, C.J.T. (1986): Separating the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modeling canopy photosynthesis Part II. Calculation of canopy photosynthesis. *Agricultural and Forest Meteorology* **38** (1-3), 231-242.
- Stahel, A. (2008): Statistische Datenanalyse: Eine Einführung für Naturwissenschaftler, 5. Auflage, *Friedrich Vieweg & Sohn Verlag*, Wiesbaden, 418 S.
- Stahl, K.; Moore, R.D.; Floyer, J.A.; Asplin, M.G. und McKendry, I.G. (2006): Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology* **139** (3-4), 224-236.
- Statistik Austria (2006): Agrarstrukturerhebung 2005. Statistik Austria, Wien, 74 S.

- Statistik Austria (2007): Erwerbspersonen 1951 bis 2001 nach Geschlecht und wirtschaftlicher Zugehörigkeit. Statistik Austria, Volkszählungen 1951 bis 2001, Wien, 2 S.
- Statistik Austria (2008): Agrarstrukturerhebung 2007. Statistik Austria, Wien, 74 S.
- Statistik Austria (2010): Rinderbestand 2010. Statistik Austria, Wien, 4 S.
- Statistik Austria (2011): Allgemeine Viehzählung. Statistik Austria, Wien, 4 S.
- Steltzer, H. und Post, E. (2009): Seasons and Life Cycles. *Science* **324** (5929), 886-887.
- Studer, S.; Stöckli, R.; Appenzeller, C. und Vidale, P. (2007): A comparative study of satellite and ground-based phenology. *International Journal of Biometeorology* **51** (5), 405-414.
- Sulzer, W. (2002): Die Eignung von LANDSAT-TM Thermal-Nachtaufnahmen bei der Erstellung von Klimaeignungskarten. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* **38**, 255-262.
- Supit, I. und van Kappel, R.R. (1998): A simple method to estimate global radiation. *Solar Energy* **63** (3), 147-160.
- Tabik, S.; Vías, J.; Zapata, E. und Romero, L. (2007): Fast Insolation Computation in Large Territories. In Shi *et al.* (eds.): Computational Science – ICCS 2007, Lecture Notes in Computer Science, 4487, Springer Berlin Heidelberg, 54-61.
- Tabony, R.C. (1985): Relations between minimum temperature and topography in Great Britain. *International Journal of Climatology* **5** (5), 503-520.
- Tadros, M.T.Y. (2000): Uses of sunshine duration to estimate the global solar radiation over eight meteorological stations in Egypt. *Renewable Energy* **21** (2), 231-246.
- Tait, A. und Woods, R. (2007): Spatial Interpolation of Daily Potential Evapotranspiration for New Zealand Using a Spline Model. *Journal of Hydrometeorology* **8** (3), 430-438.
- Tappeiner, U.; Tappeiner, G.; Aschenwald, J.; Tasser, E. und Ostendorf, B. (2001): GIS-based modelling of spatial pattern of snow cover duration in an alpine area. *Ecological Modelling* **138** (1-3), 265-275.
- Thiessen, A.H. (1911): Precipitation Averages for Large Areas. *Monthly Weather Review* **39** (7), 1082-1089.
- Thompson, G. (2003): Effects of DEM resolution on GIS-based solar radiation model output: A comparison with the National Solar Radiation Database. Master Thesis, University of Cincinnati, Department of Geography, Cincinnati, 48 S.
- Thorntwaite, C.W. (1948): An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* **38** (1), 55-94.
- Thornton, P.E.; Running, S.W. und White, M.A. (1997): Generating surfaces of daily meteorological variables over large regions of complex terrain. *Journal of Hydrology* **190** (3-4), 214-251.
- Thornton, P.E.; Hasenauer, H. und White, M.A. (2000): Simultaneous estimation of daily solar radiation and humidity from observed temperature and precipitation: an application over complex terrain in Austria. *Agricultural and Forest Meteorology* **104** (4), 255-271.
- Tovar-Pescador, J.; Pozo-Vázquez, D.; Ruiz-Arias, J.A.; Batlles, J.; López, G. und Bosch, J.L. (2006): On the use of the digital elevation model to estimate the solar radiation in areas of complex topography. *Meteorological Applications* **13** (3), 279-287.
- Trnka, M.; Zalud, Z.; Eitzinger, J. und Dubrovský, M. (2005): Global solar radiation in Central European lowlands estimated by various empirical formulae. *Agricultural and Forest Meteorology* **131** (1-2), 54-76.
- Trnka, M.; Eitzinger, J.; Gruszczynski, G.; Buchgraber, K.; Resch, R. und Schaumberger, A. (2006): A simple statistical model for predicting herbage production from permanent grassland. *Grass and Forage Science* **61** (3), 253-271.
- Trnka, M.; Kocmánková, E.; Balek, J.; Eitzinger, J.; Ruget, F.; Formayer, H.; Hlavinka, P.; Schaumberger, A.; Horáková, V.; Mozný, M. und Zalud, Z. (2010): Simple snow cover model for agrometeorological applications. *Agricultural and Forest Meteorology* **150** (7-8), 1115-1127.

- Turc, L. (1961): Evaluation de besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques* **12**, 13-49.
- Tveito, O.E.; Bjørndal, I.; Skjelvåg, A.O. und Aune, B. (2005): A GIS-based agro-ecological decision system based on gridded climatology. *Meteorological Applications* **12** (1), 57-68.
- Tveito, O.E.; Wegehenkel, M.; Van der Wel, F. und Dobesch, H. (2006): The use of Geographic Information Systems in Climatology and Meteorology, Final Report, COST Action 719, 245 S.
- Tveito, O.E. (2007): The Developments in Spatialization of Meteorological and Climatological Elements. In Dobesch *et al.* (eds.): Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology, *ISTE Ltd.*, London, 73-86.
- Ustrnul, Z. und Czekierda, D. (2005): Application of GIS for the development of climatological air temperature maps: an example from Poland. *Meteorological Applications* **12** (1), 43-50.
- Valkov, N.G.; Eitzinger, J. und Alexandrov, V.A. (1999): An organism growth model optimised for soybean under arbitrary function of the external conditions. *Ecological Modelling* **123** (2-3), 65-72.
- Ventura, F.; Spano, D.; Duce, P. und Snyder, R.L. (1999): An evaluation of common evapotranspiration equations. *Irrigation Science* **18** (4), 163-170.
- Vicente-Serrano, S.M.; Saz-Sánchez, M.A. und Cuadrat, J.M. (2003): Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. *Climate Research* **24** (2), 161-180.
- Vicente-Serrano, S.M.; Lanjeri, S. und López-Moreno, J.I. (2007): Comparison of different procedures to map reference evapotranspiration using geographical information systems and regression-based techniques. *International Journal of Climatology* **27** (8), 1103-1118.
- Wagner, F. (1959): Die technische Durchführung von Feldversuchen, *Verlag Paul Parey*, Berlin und Hamburg, 166 S.
- Wakonigg, H.; Hawranek, V.; Podesser, A. und Rieder, H. (2007): Klimaatlas Steiermark: Kapitel 2 - Temperatur. Klimaatlas Steiermark, Version 2.0, ZAMG, Graz, 145 S.
- Walter, T.M.; Brooks, E.S.; McCool, D.K.; King, L.G.; Molnau, M. und Boll, J. (2005): Process-based snowmelt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology* **300** (1-4), 65-75.
- Walther, A. und Linderholm, H.W. (2006): A comparison of growing season indices for the Greater Baltic Area. *International Journal of Biometeorology* **51** (2), 107-118.
- Walz, F.J. (1917): Killing frost and length of growing season in various sections of Kentucky. *Monthly Weather Review* **45** (7), 348-353.
- Wanninger, K. (2006): Bundesweiter Naturkalender zur Belebung des traditionellen Wissens um die Wahl des besten Mähzeitpunktes, Österreichisches Kuratorium für Landtechnik und Landentwicklung (ÖKL), Wien, 92 S.
- Watson, F.G.R.; Newman, W.B.; Coughlan, J.C. und Garrott, R.A. (2006): Testing a distributed snowpack simulation model against spatial observations. *Journal of Hydrology* **328** (3-4), 453-466.
- Weibel, D.; Wunderle, S. und Kleindienst, H. (2003): Snow pack simulation in the Swiss Alps - combining GIS and remote sensing to model snow cover in Switzerland. *EARSeL eProceedings* **2** (1), 179-188.
- Weiß, M. und Menzel, L. (2008): A global comparison of four potential evapotranspiration equations and their relevance to stream flow modelling in semi-arid environments. *Advances in Geosciences* **18**, 15-23.
- Wielke, L.-M.; Haimberger, L. und Hantel, M. (2004): Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. *Meteorologische Zeitschrift* **13**, 13-17.
- Wieser, G.; Hammerle, A. und Wohlfahrt, G. (2008): The Water Balance of Grassland Ecosystems in the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **40** (2), 439-445.
- Willmott, C.J. und Robeson, S.M. (1995): Climatologically aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature. *International Journal of Climatology* **15** (2), 221-229.

- Wilson, J.P. und Gallant, J.C. (2000): Secondary topographic attributes. In Wilson und Gallant (eds.): *Terrain Analysis: Principles and Applications*, John Wiley & Sons, New York, 87-133.
- wpa Beratende Ingenieure GmbH (2010): Evaluierung des Programms LE07-13 "Abschätzung der bewässerten und bewässerungsbedürftigen landwirtschaftlichen Flächen sowie Integration der Daten in die INVEKOS-Datenbank", Zwischenbericht, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien, 19 S.
- Yang, J.S.; Wang, Y.Q. und August, P.V. (2004): Estimation of Land Surface Temperature Using Spatial Interpolation and Satellite-Derived Surface Emissivity. *Journal of Environmental Informatics* **4** (1), 40-47.
- Yaqub, A.; Seibert, P. und Formayer, H. (2011): Diurnal precipitation cycle in Austria. *Theoretical and Applied Climatology* **103** (1), 109-118.
- Yoder, R.E.; Odhiambo, L.O. und Wright, W.C. (2005): Effects of Vapor-Pressure Deficit and Net-Irradiance Calculation Methods on Accuracy of Standardized Penman-Monteith Equation in a Humid Climate. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **131** (3), 228-237.
- Yohai, V.J. (1987): High Breakdown-Point and High Efficiency Robust Estimates for Regression. *The Annals of Statistics* **15** (20), 642-656.
- Zalom, F.G.; Goodell, P.B.; Wilson, L.T.; Barnett, W.W. und Bentley, W.J. (1983): Degree-Days: The Calculation and Use of Heat Units in Pest Management, University of California, Division of Agriculture and Natural Resources, Berkeley, CA, 11 S., <http://ucce.ucdavis.edu/files/filelibrary/2028/23061.pdf>, (20.09.2011).
- ZAMG (2000a): Anleitung zur phänologischen Beobachtung in Österreich, ZAMG, Abteilung für Klimatologie, 31 S., http://zacost.zamg.ac.at/phaeno_portal/fileadmin/bilder/phaeanleitung1.pdf, (20.09.2011).
- ZAMG (2000b): Witterungsübersicht April 2000, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 1 S., <http://zamg.ac.at/fix/klima/wiewars04-00.pdf>, (20.09.2011).
- ZAMG (2003): Witterungsübersicht für das Jahr 2003, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 1 S., <http://www.zamg.ac.at/fix/klima/wiewars03.pdf>, (20.09.2011).
- ZAMG (2004): Witterungsverlauf Februar 2004, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 1 S., <http://zamg.ac.at/fix/klima/wetterlagen02-04.pdf>, (20.09.2011).
- ZAMG (2006): Witterungsübersicht für das Jahr 2006, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 1 S., <http://www.zamg.ac.at/fix/klima/wiewars06.pdf>, (20.09.2011).
- Zeiler, M. (1999): *Modeling our World - The ESRI Guide to Geodatabase Design*, ESRI Press, Redlands, CA, USA, 199 S.
- Zheng, D.; Hunt, E.R. und Running, S.W. (1993): A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications. *Climate Research* **2**, 183-191.