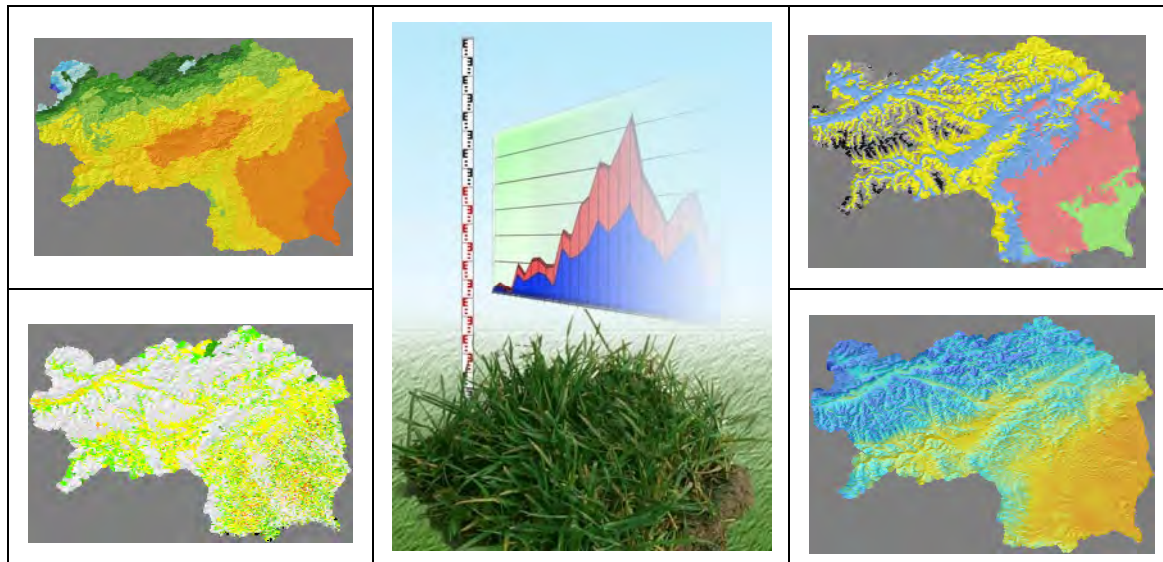


# Landwirtschaftliche Ertragsentwicklung und Trockengefährdung unter geänderten Klimabedingungen in der Steiermark

## AgroClim I



Andreas GOBIET und Georg HEINRICH (Wegener Zentrum)  
Andreas SCHAUMBERGER (LFZ Raumberg-Gumpenstein)

Abschlussbericht

Juni 2008

# Inhaltsverzeichnis

<b>Überblick</b>	<b>v</b>
<b>I Klimawandel und Trockengefährdung in der Landwirtschaft</b>	<b>I-1</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>I-3</b>
<b>2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes</b>	<b>I-5</b>
2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark	I-5
2.1.1 Klimatische Beschreibung der Steiermark	I-5
2.1.2 Regionseinteilung der Steiermark	I-12
2.1.3 Temperatur- und Niederschlagsvariabilität in der Steiermark	I-14
<b>3 Ergebnisse</b>	<b>I-19</b>
3.1 Die Jahre 2003 und 2005 im Vergleich	I-19
3.1.1 Der Hitzesommer 2003	I-19
3.1.2 Analyse der Trockengefährdungsindizes für 2003 und 2005	I-24
3.2 Trendanalyse der Trockengefährdungsindizes	I-32
3.3 Korrelationsanalyse zwischen Trockengefährdungsindizes und Ertragsdaten	I-39
<b>4 Zusammenschau und Ausblick</b>	<b>I-47</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>I-49</b>
<b>II Evaluierung des mesoskaligen Klimamodells MM5 für die Steiermark</b>	<b>II-51</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>II-53</b>
<b>2 Verwendete Datensätze und Methodik</b>	<b>II-55</b>
2.1 Beschreibung der MM5 Klimasimulationen	II-55
2.2 ECA&D-Datensatz	II-56
2.3 Resampling und Regionseinteilung	II-57
<b>3 Modellevaluierung</b>	<b>II-59</b>
3.1 Evaluierung von Temperatur und Niederschlag	II-59
3.2 Evaluierung ausgewählter Trockengefährdungsindizes	II-67
<b>4 Zusammenschau und Ausblick</b>	<b>II-77</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>II-79</b>
<b>III Applikation von Klimamodelldaten für eine hoch aufgelöste räumliche Modellierung der potentiellen Evapotranspiration</b>	<b>III-81</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>III-83</b>
1.1 Bedeutung der potentiellen Evapotranspiration	III-83

<b>2 Problem- und Aufgabenstellung</b>	<b>III-87</b>
<b>3 Material und Methoden</b>	<b>III-89</b>
3.1 Räumliche Modellierung der Beobachtungsdaten	III-90
3.1.1 Datengrundlage	III-91
3.1.2 Berechnung der potentiellen Evapotranspiration	III-92
3.1.3 Modellierung der Globalstrahlung und Strahlungsbilanz	III-93
3.1.4 Schätzung der potentiellen Evapotranspiration	III-95
3.1.5 Räumliche Interpolation	III-97
3.2 Datenschnittstelle zwischen Klimamodell und GIS	III-99
3.2.1 Aufbereitung der Datenschnittstelle	III-100
3.2.2 Optimierung der Ausdehnung des Untersuchungsgebietes	III-102
3.2.3 Auswahl der Dimensionen	III-104
3.2.4 Bedeutung der korrekten Projektion	III-105
3.2.5 Beschreibung der AgroClim-CDL-Struktur	III-108
<b>4 Ergebnisse und Diskussion</b>	<b>III-111</b>
4.1 Evapotranspiration aus Beobachtungsdaten	III-111
4.2 Evapotranspiration aus Klimamodelldaten	III-115
<b>5 Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>III-131</b>
<b>6 Literatur</b>	<b>III-133</b>
<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>135</b>

# Überblick

Der in den vergangenen Jahren populär gewordene Begriff „Klimawandel“ wird immer häufiger mit dem Auftreten extremer Ereignisse wie Dürreperioden oder Überschwemmungen in Verbindung gebracht. Dabei stellt sich die Frage, ob die Häufigkeit und Stärke dieser Extremereignisse innerhalb der natürlichen Variabilität des Klimas liegen oder doch vom Menschen beeinflusst werden. Um Antworten auf solche Fragestellungen mit hoher Dualität zusammenzustellen, wurde 1988 von der *Welt Organisation für Meteorologie (WMO)* und vom *Umweltprogramm der Vereinten Nationen (UNEP)* der *Weltklimarat (IPCC)* ins Leben gerufen. Dieser umfasst mehrere hundert Wissenschaftler aus aller Welt und hat zum Ziel, den neuesten Erkenntnisstand zu unterschiedlichsten Aspekten des Klimawandels darzustellen. Die folgenden Zahlenwerte beziehen sich dabei auf die im Rahmen des vierten Berichts des *IPCC* verfassten Teilberichte von Solomon et al. (2007) und Alcamo et al. (2007).

Fakt ist, dass ein globaler Temperaturanstieg von  $+0.74 \pm 0.18^\circ\text{C}$  im Zeitraum 1906 – 2005 zu verzeichnen ist und sich die Menschheit durch den Ausstoß von Treibhausgasen mit sehr großer Wahrscheinlichkeit ( $> 90\%$ ) für die globale Erwärmung zu verantworten hat. Die schnellere Erwärmung der Kontinente gegenüber der Meeresoberflächen spiegelt sich in einem höheren Temperaturanstieg von ca.  $+0.9^\circ\text{C}$  während des 20. Jahrhunderts in Europa wider. Ein globaler Anstieg der Temperatur wirkt sich natürlich auch auf den Wasserkreislauf aus und für Europa ergibt sich generell eine Niederschlagszunahme in den nördlichen Regionen und eine Abnahme in den südlicher gelegenen Regionen.

Unter den unzähligen Auswirkungen, die der Klimawandel mit sich bringt, wurde der Fokus im Projekt AgroClim auf die Trockengefährdung in der Landwirtschaft gerichtet. Die Wichtigkeit dieses Themas war 2003 europaweit spürbar, wo die Hitzewelle ein Defizit der durchschnittlichen Jahresniederschlagsmenge von bis zu 300 mm mit sich brachte. Damit verbunden war eine um 30% geringere Primärproduktion der Landökosysteme in ganz Europa und der in der Landwirtschaft verursachte Schaden wird auf 30 Milliarden Euro geschätzt. Auch Österreich war von der Dürre schwer betroffen und als Folge des trockenen Sommers wurde ein Ausfall von Futtermitteln bis zu 75% gemeldet (ZAMG 2003). Obwohl dieses Ereignis oft als Einzelfall angesehen wird, werden von Alcamo et al. (2007) in Zukunft häufiger Hitzewellen und Dürreperioden in Europa prognostiziert.

Zunehmende Trockengefährdung spielt auch für das Bundesland Steiermark eine zentrale Rolle und vor allem die Situation in den südlichen und östlichen Landesteilen erfordert Anpassungskonzepte, welche auf genaue Analysen der Ist-Situation sowie einer ausgewogenen Beurteilung der künftigen Entwicklung basieren müssen. Ziel des Projektes AgroClim I war es, Grundlagen dafür zu liefern und eine erste Abschätzung zu geben, inwiefern Klimamodelldaten zur Kopplung mit räumlich hoch hochaufgelösten Wachstumsmodellen geeignet sind.

Der vorliegende Bericht setzt sich aus insgesamt drei Teilen zusammen. Im **ersten Teil** des Berichtes wird darauf eingegangen, wie sich Trockenheit in den letzten Jahrzehnten im Bun-



## Überblick

desland Steiermark entwickelt hat. Um Trockenheit zahlenmäßig ausdrücken zu können, wurde eine Reihe von gängigen Trockengefährdungsindizes berechnet. Die dafür benötigten meteorologischen Daten liefern insgesamt 14 über die gesamte Steiermark verteilte Messstationen der *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)*. Neben der Berechnung von Trends der einzelnen Trockengefährdungsindizes, wird untersucht, inwiefern sich die verschiedenen Indizes mit Erträgen aus der Landwirtschaft in Verbindung bringen lassen. Diese Frage lässt sich mit Hilfe einer Korrelationsanalyse beantworten, indem man die berechneten Indexwerte mit landwirtschaftlichen Ertragsdaten verschiedener Kulturen statistisch miteinander korreliert.

In Hinblick auf die Weiterführung des Projektes AgroClim, in dem die Trockengefährdung im Bundesland Steiermark anhand von Szenarien für die Zukunft untersucht werden soll, wird im zweiten und dritten Teil die Verwendung von Klimamodelldaten evaluiert. Im **zweiten Teil** werden die beiden wichtigen meteorologischen Parameter Temperatur und Niederschlag, sowie einige ausgewählte Trockengefährdungsindizes aus dem ersten Teil analysiert. Der **dritte Teil** des Berichtes widmet sich der Evaluierung eines räumlich hoch aufgelösten Modells zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration mit Hilfe eines Geografischen Informationssystems. Die Quantifizierung sowie geographische Verteilung der Wasserverfügbarkeit ist eng mit der potentiellen Evapotranspiration verknüpft und deshalb eignen sich gerade darauf bezugnehmende Untersuchungen sehr gut, Trockengefährdung entsprechend zu quantifizieren und räumlich zuzuordnen. Außerdem ist die potentiellen Evapotranspiration ein wichtiger Parameter im Wasserkreislauf der Erde und hat in der Agrarmeteorologie, Hydrologie sowie Klimafolgenforschung als räumliches Modell für die Umsetzung von Geoanalysen auf regionaler Ebene eine große Bedeutung. In diesem Teil steht die methodische Bearbeitung und eine Evaluierung der Applikation von Klimamodelldaten mit Standardmethoden der Geoinformatik im Mittelpunkt.

**Teil I**

**Klimawandel und  
Trockengefährdung in der  
Landwirtschaft: Eine Analyse für  
die Steiermark**

**Georg Heinrich, Andreas Gobiet**

*Wegener Zentrum für Klima und globalen Wandel*



# 1 Einleitung

Der erste Teil dieses Berichtes beschäftigt sich mit der Analyse von Trockengefährdung speziell für das Bundesland Steiermark. Um Trockenheit zahlenmäßig auszudrücken, wird eine Reihe von meteorologischen und agrarmeteorologischen Trockengefährdungsindizes herangezogen. Diese benötigen als Eingangsparameter lediglich einige wenige meteorologische und bodenbezogene Parameter und sind dementsprechend relativ einfach zu berechnen.

Die Daten zur Berechnung der Indizes liefern insgesamt 14 über die gesamte Steiermark verteilte Messstationen der *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*. Um später Korrelationen zwischen Trockengefährdungsindizes und Ertragsdaten auf Bezirksebene berechnen zu können, müssen den politischen Bezirken der Steiermark möglichst repräsentative Stationen zugeordnet werden (vgl. Heinrich (2008)). Um schließlich eine Interpretation der Ergebnisse auf Regionsebene zu ermöglichen, wird die Steiermark qualitativ in fünf Klimaregionen eingeteilt (*Vorland, Randgebirge, Murtal, Mürztal* und *Nordstau*). In weiterer Folge werden dann die einzelnen Bezirke bzw. Messstationen den Klimaregionen zugewiesen.

Aus der Fülle von bestehenden Trockengefährdungsindizes werden einige wenige ausgewählt und umfassen den *Aridity Index*, den *Foley Index*, den *Humiditäts-Ariditätsindex*, den *Index des effektiven Niederschlags*, die *Niederschlagsanomalie*, den *Self-Calibrated Palmer Drought Severity Index*, den *Standardized Precipitation Index* und den *Trockenindex*. Dabei wird der *Self-Calibrated Palmer Drought Severity Index* dahingehend modifiziert, dass er auch für lückenbehaftete Stationsdatensätze berechnet werden kann. Des Weiteren wird, ausgehend von der Wichtigkeit der Grünlandwirtschaft in der Steiermark, die tägliche potentielle Evapotranspiration von Gras bedeckten Oberflächen herangezogen, um versuchsweise einen Trockengefährdungsindex speziell für Grünland und auf Tageswertbasis zu generieren. Für eine detaillierte Beschreibung zur Berechnung der angeführten Trockengefährdungsindizes muss auf Heinrich (2008) verwiesen werden.

Um zunächst das zeitliche Verhalten der Trockengefährdungsindizes analysieren zu können, werden Jahresverläufe aller berechneten Indizes für die beiden Jahre 2003 und 2005 dargestellt. Zur Erfassung der räumlichen Unterschiede innerhalb der Steiermark werden die Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz* gegenübergestellt.

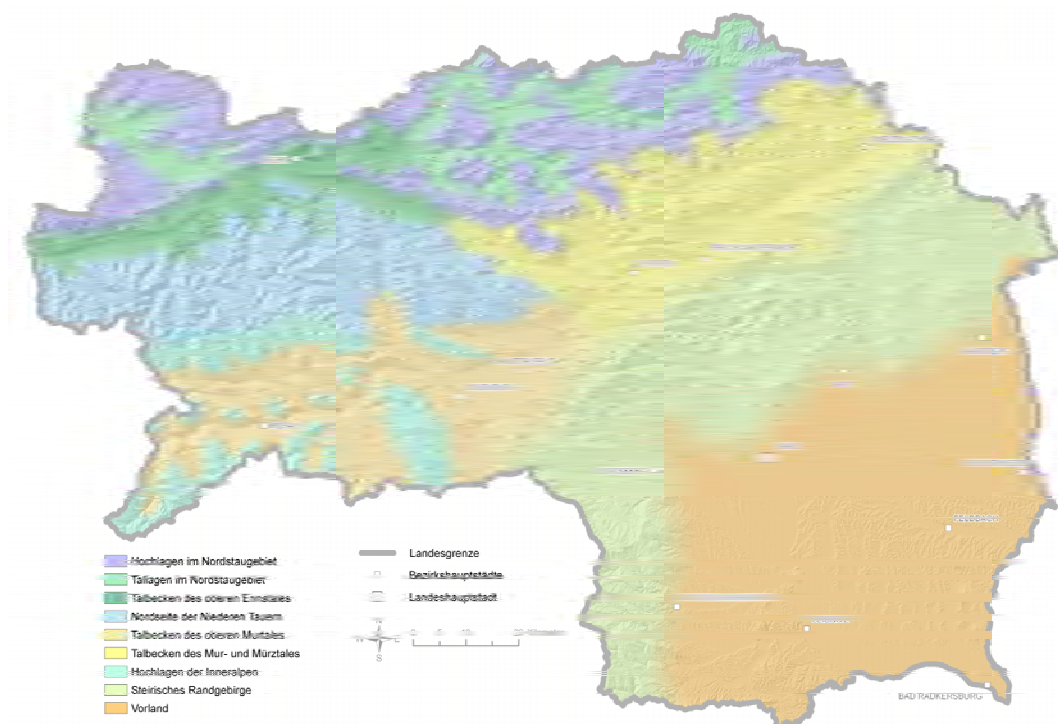
Neben den kurzzeitigen monatlichen Änderungen der Indizes in einzelnen Jahren, ist besonders in Bezug auf den Klimawandel von Interesse, ob sich die diversen Trockengefährdungsindizes aus langfristiger Sicht in Richtung Trockenheit oder Feuchtigkeit bewegt haben. Aus diesem Grund werden Trends der letzten vierzig Jahre (1967 – 2006) für die meteorologischen Saisonen berechnet.

Abschließend wird noch untersucht, inwiefern sich die verschiedenen Trockengefährdungsindizes mit landwirtschaftlichen Ertragsdaten koppeln lassen. Dazu werden Korrelationen zwischen Indizes und Ertragsdaten der für die Steiermark wichtigsten Kulturarten (Körnermais inkl. CCM, Grün- und Silomais, Sommergerste, Wintergerste, mehrmähdige Wiesen) berechnet.



## 2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

### 2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark

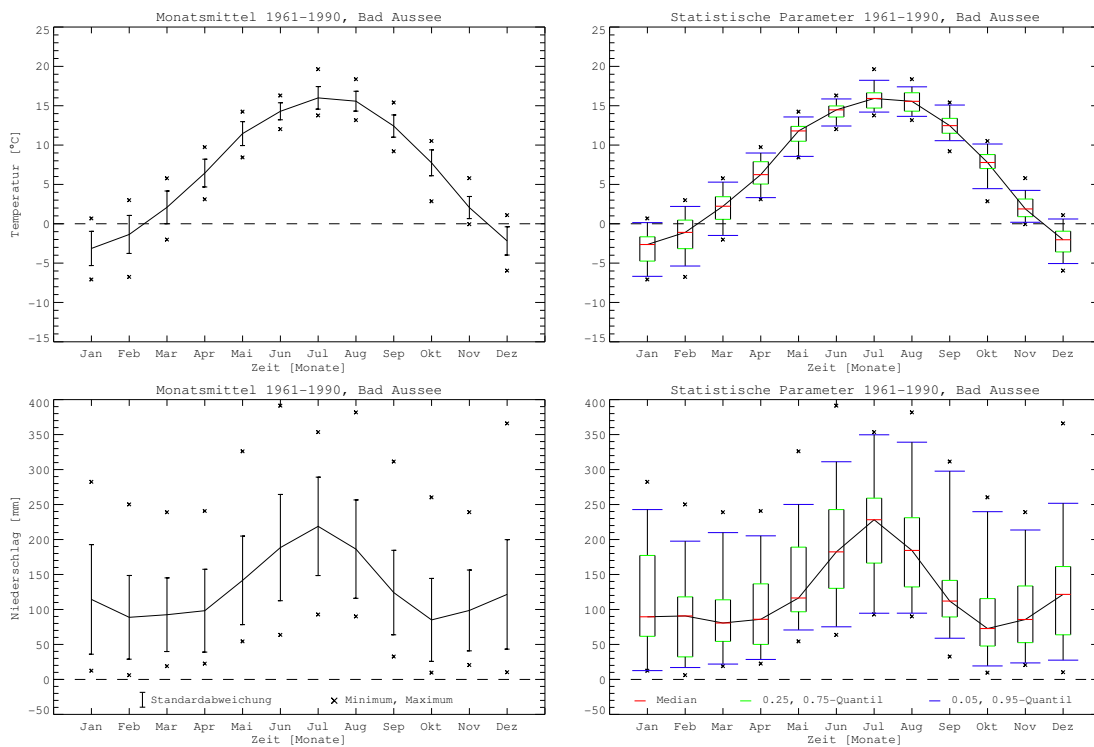


**Abbildung 2.1:** Die im Zuge des Projektes *Klimaatlas Steiermark* definierten Klimalandchaften (<http://www.umwelt.steiermark.at>).

#### 2.1.1 Klimatische Beschreibung der Steiermark

Als Ausgangspunkte für die später folgende Regionseinteilung dienen die klimatische Beschreibung der Steiermark von Wakonigg (1978) und die im Rahmen des *Klimaatlas Steiermark* getroffene Einteilung in Klimaregionen, die in *Abbildung 2.1* grafisch dargestellt ist. Diese beruht im Wesentlichen auf der Arbeit von Wakonigg (1978), welcher auch selbst an der kartographischen Gestaltung der Karte beteiligt war. Als Ergänzung dazu fand die Beschreibung der Klima-

## 2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes



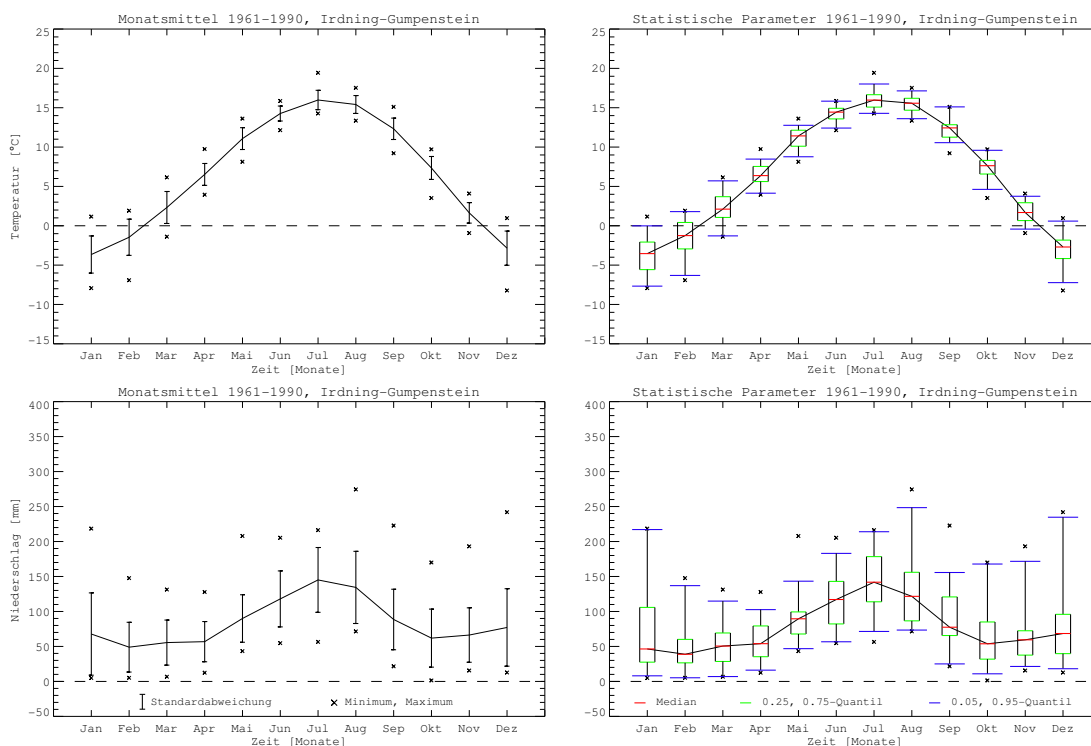
**Abbildung 2.2:** Mittlerer Temperatur- und Niederschlagsjahresgang und statistische Parameter während der Periode 1961 – 1990 der Station Bad Aussee.

regionen vom Land Steiermark Verwendung, und es wird nur auf die für diese Arbeit wichtigen Klimaparameter Lufttemperatur und Niederschlag eingegangen.

Zur Veranschaulichung der Verhältnisse der einzelnen Klimaregionen werden die mittleren Temperatur- und Niederschlagsjahresgänge während der Klimanormalperiode 1961 – 1990 für jeweils charakteristische Stationen gezeigt. Wakonigg (1978) unterteilte die Steiermark in fünf witterungsklimatologische Einheiten (Nordstau, Nordseite der Niederen Tauern, Oberes Murtal, Mur- und Mürztal, Vorland und steirisches Randgebirge) welche sich in Abbildung 2.1 wieder finden und deren Charakteristika im Folgenden näher erläutert werden sollen.

- Nordstaugebiet:** Der Abschirmungseffekt der Nördlichen Kalkalpen gegenüber Strömungen aus nördlicher bis westlicher Richtung hebt dieses Gebiet eindeutig als witterungsklimatologische Einheit hervor. Die Staulage dieses Gebietes führt zu einer allgemeinen Niederschlagszunahme, welche an der Südseite (Leeseite) stärker ausgeprägt ist als in den nördlich gelegenen Teilen. Das gesamte Areal zeichnet sich durch hohe Jahresniederschlagsmengen aus, wobei sich die Hochlagen des Nordstaugebietes mit Niederschlägen über 2000 mm besonders hervorheben. Zudem zeigt der Jahresverlauf ein deutlich ausgeprägtes sekundäres Niederschlagsmaximum im Dezember, zurückzuführen auf den starken zyklonalen Einfluss vom Atlantik her. Thermisch wird die Region einerseits durch sich rasch ausbreitende Kaltlufteinbrüche aus dem Norden, andererseits durch Föhn aus südlicher Richtung beeinflusst. Dies kann zu starken Temperatursprüngen führen, die vor

## 2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark



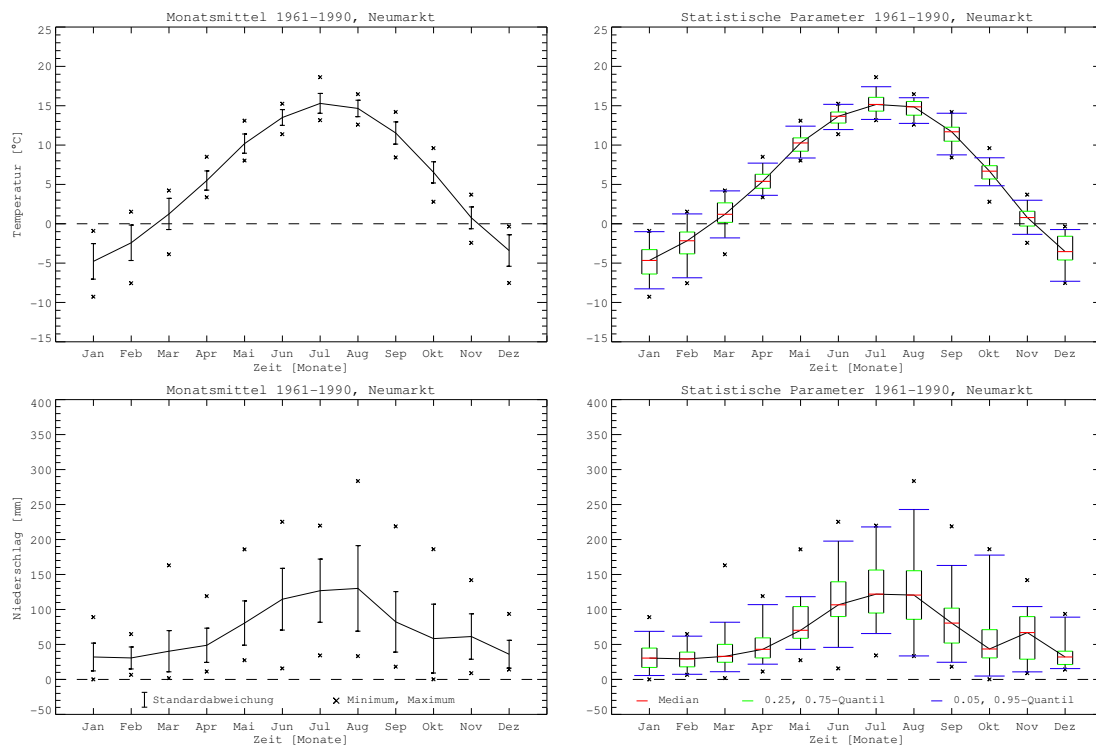
**Abbildung 2.3:** Mittlerer Temperatur- und Niederschlagsjahresgang und statistische Parameter während der Periode 1961 – 1990 der Station Irdning-Gumpenstein.

allen in den nördlichen Teilen des Gebietes häufiger auftreten. Als Beispiel für diese Region sind in Abbildung 2.2 die mittleren Jahresgänge der Temperatur und des Niederschlags für die Station Bad Aussee dargestellt. Diese befindet sich im Herzen vom Ausseer Becken auf einer Höhe von 640 m und weist alle erwähnten Charakteristika auf. Dabei liegt die mittlere Jahresniederschlagssumme bei stolzen 1558 mm und die Maxima heben sich mit 219 mm im Juli bzw. 121 mm im Dezember deutlich von den restlichen Monaten hervor. Zudem fallen noch die relativ hohen Streuungen der Monatsniederschlagssummen über das ganze Jahr hinweg auf. Die jahreszeitlichen Gegensätze im Temperaturverlauf mit durchschnittlichen  $16^{\circ}\text{C}$  im Juli und  $-3.1^{\circ}\text{C}$  im Jänner sind nur schwach ausgeprägt, weshalb das Klima als mäßig winterkalt und sommerwarm klassifiziert werden kann.

- **Ennstal und Nordseite der Niederen Tauern:** Das Klima der Becken im Bereich zwischen Nordalpen und südlich gelegenen Alpenhauptkamm ist wegen der Abschattungseffekte von Strömungen aus südlicher und nördlicher Richtung als leicht kontinentales Beckenklima einzustufen. Im Vergleich zum Nordstaugebiet nehmen die Jahresniederschlagssummen sowie das sekundäre Wintermaximum ab, wobei die Anzahl der Tage mit Niederschlag hoch bleibt. Die Temperaturmittelwerte liegen im zentralen Ennstal für den Jänner zwischen  $-4^{\circ}\text{C}$  und  $-5^{\circ}\text{C}$  und für Juli zwischen  $15.5^{\circ}\text{C}$  und  $16.5^{\circ}\text{C}$ , woraus sich ein leicht kontinental geprägtes, winterkaltes und nur mäßig sommerwarmes Talsohlenklima ergibt. Das zeigt auch die dort gelegene und in Abbildung 2.3 gezeigte Messstation



## 2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

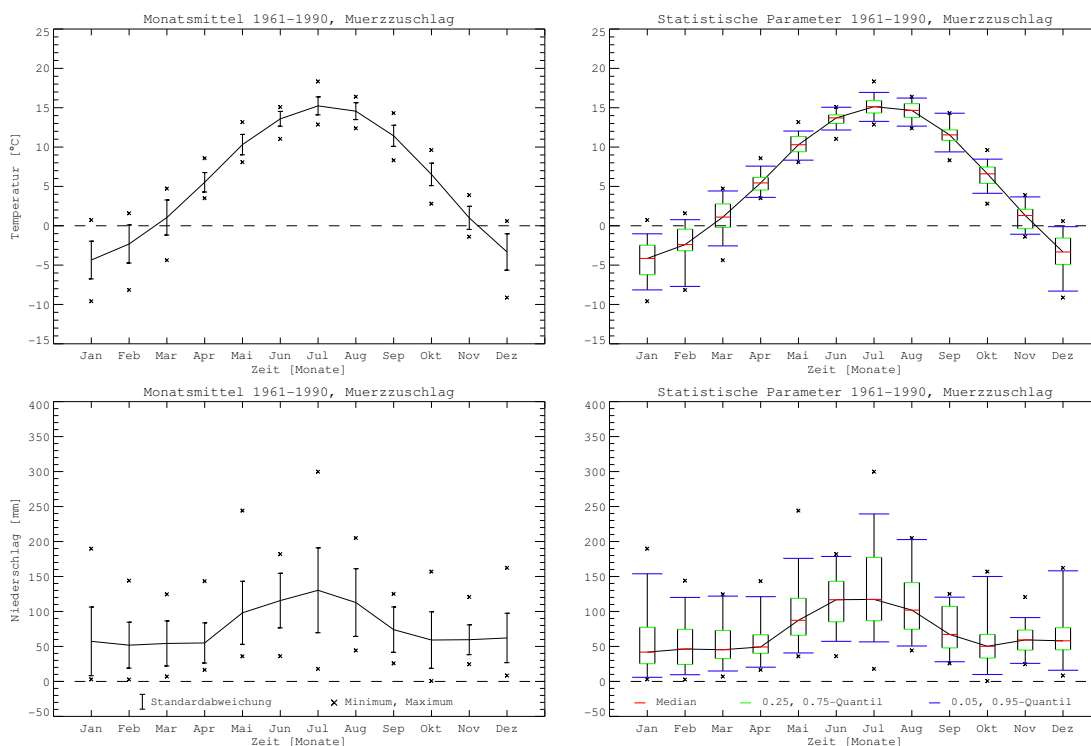


**Abbildung 2.4:** Mittlerer Temperatur- und Niederschlagsjahresgang und statistische Parameter während der Periode 1961 – 1990 der Station Neumarkt.

Irdning-Gumpenstein mit einer mittleren Jännertemperatur (Julitemperatur) von  $-3.7^{\circ}\text{C}$  ( $16^{\circ}\text{C}$ ). Die mittlere Jahresniederschlagssumme nimmt gegenüber dem nordwestlich gelegenen Bad Aussee schon um 548 mm ab und erreicht einen Wert von 1010 mm. Vergleicht man schließlich Abbildung 2.2 mit Abbildung 2.3, erkennt man eine Abnahme des Sommermaximums auf 145 mm und des nur noch leicht ausgeprägten sekundären Wintermaximums auf 77 mm. Im Gegensatz zu Bad Aussee heben sich die Wintermonate Dezember und Jänner durch eine höhere Niederschlagsvariabilität mit stärker variierenden Werten in Richtung hohen Niederschlagsmengen hervor.

- Oberes Murtal:** Die gesamte Region südlich der Niederen Tauern erfährt eine zusätzliche Abschirmung durch den Alpenhauptkamm gegenüber Strömungen aus Nord bis Nordwest, aber auch der Beitrag von südalpinen Niederschlagslagen hält sich in Grenzen. Grundsätzlich gewinnen zyklonale Lagen mit vertikalen Strömungen gegenüber orografisch verursachtem Niederschlag, der ja ringsum an den Luvseiten abgeblockt wird, an Bedeutung. Im Vergleich mit den nördlich des Alpenhauptkammes gelegenen Gebieten äußert sich dies in einem Rückgang der Niederschlagsmenge sowie der Häufigkeit, wodurch die Niederschlagsverhältnisse markant kontinentaler werden. Dies wird in Abbildung 2.4 anhand der Station Neumarkt veranschaulicht. Mit einer Lage über 800 m Seehöhe ergibt sich eine mittlere Jahresniederschlagssumme von 842 mm mit einem verzögertem Maximum im August mit 130 mm und einem Minimum im Jänner mit 36 mm.

## 2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark



**Abbildung 2.5:** Mittlerer Temperatur- und Niederschlagsjahresgang und statistische Parameter während der Periode 1961 – 1990 der Station Mürzzuschlag.

Wie aus dem Jahresverlauf deutlich erkennbar, verschwindet nun das sekundäre Wintermaximum vollständig und die Variabilität ist während den Monaten Juni bis Oktober am größten. Thermisch gesehen, kommt es im Allgemeinen zu einer Abschwächung von Kaltlufteinbrüchen, und die Südföhnlagen erreichen auch noch nicht ihr Maximum. Auf Grund der umgebenden Geländeformen kommt es in den Beckenlagen häufig zur Bildung von Kaltluftseen und damit verbundenen Bodeninversionen. Dies spiegelt sich in einer äußerst niedrigen Jännermitteltemperatur wider, die beispielsweise bei der Station Zeltweg nur mehr  $-5.7^{\circ}\text{C}$  ausmacht. Die rund 200 m darüber gelegene Messstation Neumarkt weist dahingegen mit  $-4.8^{\circ}\text{C}$  eine um  $1^{\circ}\text{C}$  höhere Temperatur auf. Das Klima der Talbecken ist daher als winterkaltes und mäßig sommerwarmes Beckenklima einzustufen. Die Hochlagen der Inneralpen werden von den Inversionslagen kaum mehr beeinflusst und weisen deswegen eine stärkere thermische Ausgeglichenheit auf.

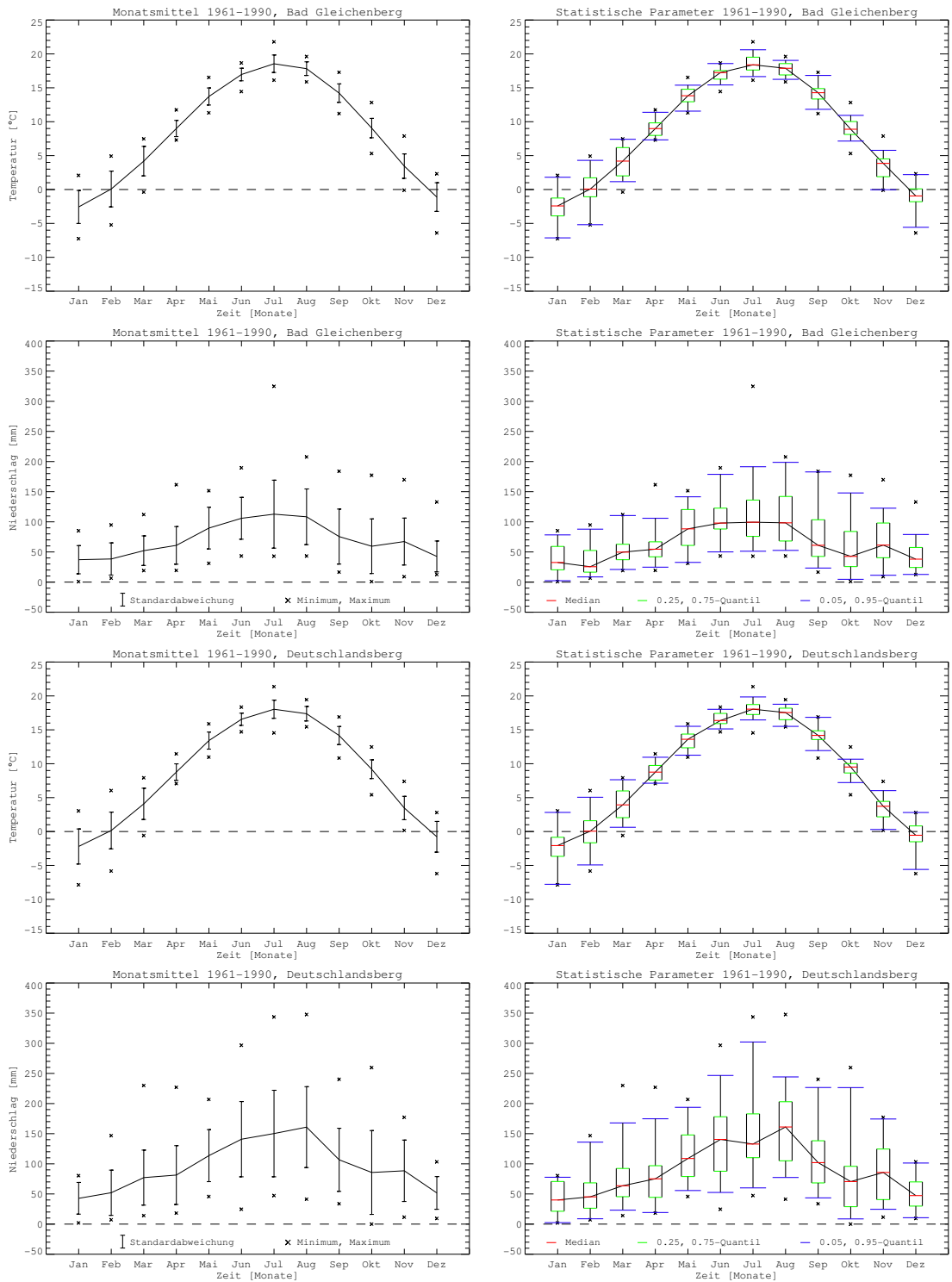
- **Mur- und Mürztal:** Die Zone genießt ebenso eine Abschirmung gegenüber Strömungen aus dem Sektor Nord bis Nordwest, die aber bedingt durch die niedrigere Lage und höhere Durchlässigkeit des Alpenhauptkammes abgeschwächt wird. Folglich gewinnen die nordalpinen Niederschlagslagen wieder an Bedeutung, die außerdem von Südwesten nach Nordosten zunehmen. Bei Tiefdrucklagen im Mittelmeerraum macht sich die schützende Wirkung des Randgebirges bemerkbar, wobei die Niederschlagsmengen bei solchen Wetterlagen unter denen des Vorlandes und oberen Murtales bleiben. Dieser Übergangs-

## 2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

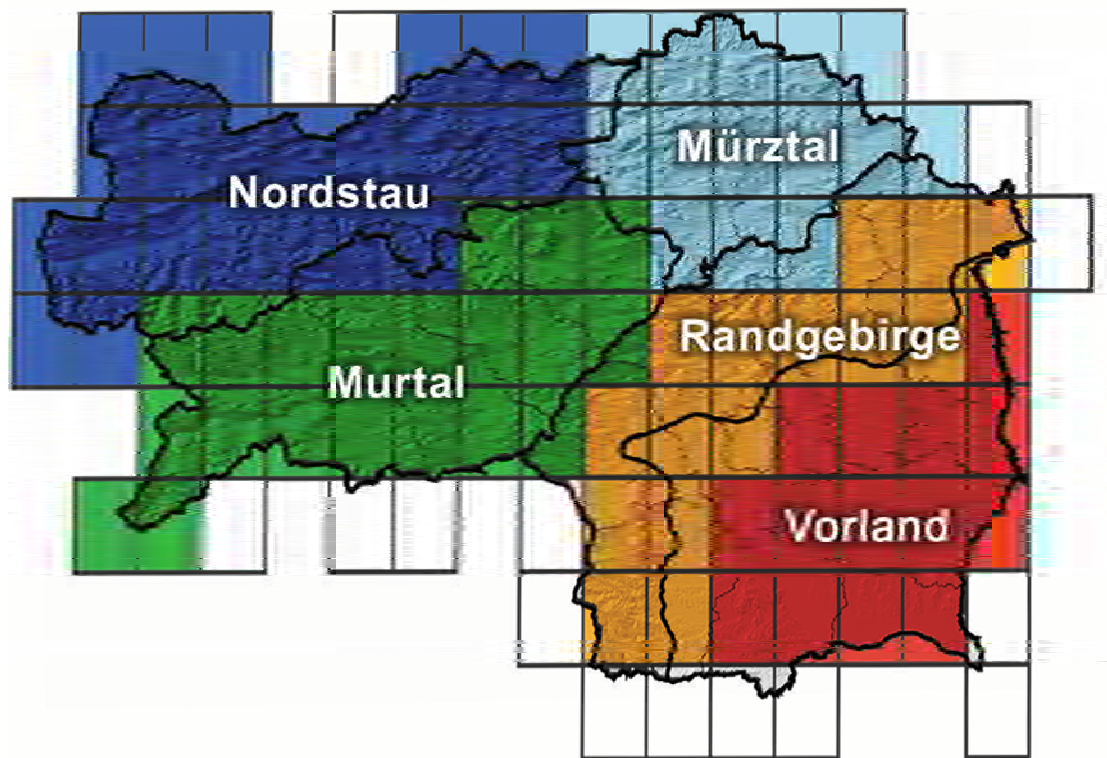
charakter wird durch die Station Mürzzuschlag in Abbildung 2.5 dargestellt. Die mittlere Jahresniederschlagssumme beträgt 930 mm, das Maximum liegt mit 130 mm im Juli und das Minimum wird im Februar mit durchschnittlichen 52 mm erreicht. Gegenüber Neumarkt werden die winterlichen Niederschlagslagen wieder einflussreicher, was sich zum einen in einer höheren Niederschlagsmenge, zum anderen in einer größeren Variabilität der Monatssummen äußert. Das Verhältnis zwischen Niederschlagsmaximum und Niederschlagsminimum ist deutlich höher als im oberen Murtal und somit verliert die Niederschlagslage an Kontinentalität. Wie Abbildung 2.5 erkennen lässt, weist der Temperaturgang ein relativ niedriges Winterminimum von  $-4.4^{\circ}\text{C}$  und ein Julimaximum von  $15.2^{\circ}\text{C}$  auf. Das Klima im nordöstlichen Teil dieser Region kann daher als winterkalt und sommerkühl bezeichnet werden. Der niederschlagsärmere südwestliche Abschnitt mit 775 mm Jahresniederschlag in Bruck an der Mur weist zudem wegen seiner geringeren Seehöhe höhere Temperaturmittelwerte auf. Dabei werden in Bruck an der Mur  $-3.1^{\circ}\text{C}$  im Jänner und  $17.2^{\circ}\text{C}$  im Juli erreicht.

- **Vorland:** Charakteristisch für das Vorland ist wiederum die starke Abschirmung bezüglich Strömungen aus nördlicher Richtung. Somit verlieren die Nordstaulagen für diese Region an Bedeutung, was sich generell in geringen Winterniederschlagsmengen äußert. Ähnlich wie im Alpeninneren (Region Oberes Murtal), bestimmen zur kalten Jahreszeit hauptsächlich die zyklonalen Lagen das Niederschlagsgeschehen. Die Sommerniederschläge beruhen hauptsächlich auf Konvektionsniederschläge, verbunden mit einer generell hohen Gewitteranfälligkeit des Gebietes. In thermischer Hinsicht werden Kaltlufteinbrüche durch verzögertes Eindringen in die Region, aber auch durch Nordföhnwirkung, deutlich abgeschwächt, während Warmlufteinbrüche zuerst nur in der Höhe wirksam werden und die bodennahe Kaltluft nur stark verzögert ersetzen können. Für die zahlreichen Tal- und Beckenlagen sind Inversionslagen in der Winterzeit typisch. Ein genauerer Blick auf den südöstlichsten Teil der Klimazone lässt ein Süd-Nord-Gefälle der Jahresniederschlagsmenge mit 917 mm in Leibnitz, 850 mm in Bad Gleichenberg und 749 mm in Fürstenfeld erkennen. Die mittleren Jännertemperaturen (Julitemperaturen) liegen bei allen drei Stationen über  $-3^{\circ}\text{C}$  ( $18.5^{\circ}\text{C}$ ) und der Jahresgang der Temperatur weist somit eine stärkere Kontinentalität gegenüber den weiter nördlich gelegenen Klimaregionen auf.
- **Steirisches Randgebirge:** Generell zeigen die beiden Regionen *Vorland* und *Steirisches Randgebirge* dieselben Charakteristika, jedoch ist die Gewitterbereitschaft während den Sommermonaten entlang des steirischen Randgebirges besonders hoch und führt dort zu beträchtlichen Sommerniederschlagsmengen. Um den Unterschied zwischen den Klimaregionen Vorland und steirisches Randgebirge zu veranschaulichen, werden in Abbildung 2.6 die mittleren Jahresgänge der beiden Stationen Bad Gleichenberg und Deutschlandsberg gezeigt. Die dem Randgebirge zugeordnete Station Deutschlandsberg hebt sich mit einem Sommermaximum von 161 mm im August gegenüber 113 mm in Bad Gleichenberg merklich hervor, wohingegen der mittlere Jännerniederschlag bei beiden 43 mm beträgt. Der Jahresverlauf der Temperatur weist mit seinen relativ hohen Jänner- und Julitemperaturen wiederum kontinentale Züge auf.

## 2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark



**Abbildung 2.6:** Mittlere Temperatur- und Niederschlagsjahrgänge und statistische Parameter während der Periode 1961 – 1990 der Stationen Bad Gleichenberg und Deutschlandsberg.



**Abbildung 2.7:** Die auf Basis des *HistAlp*-Datensatzes definierten Klimaregionen *Vorland*, *Randgebirge*, *Murtal*, *Mürztal* und *Nordstau* in der Steiermark.

### 2.1.2 Regionseinteilung der Steiermark

Um später aus den Ergebnissen regionsspezifische Aussagen ableiten zu können, war es zweckmäßig, die Steiermark in einige wenige Großregionen ähnlicher klimatischer Verhältnisse zu gliedern. Als Grundlage dafür fand der *HistAlp*-Datensatz Verwendung, weil er eine flächendeckende Beschreibung der Niederschlagsverhältnisse erlaubt (für eine Beschreibung des Datensatzes siehe Heinrich (2008)).

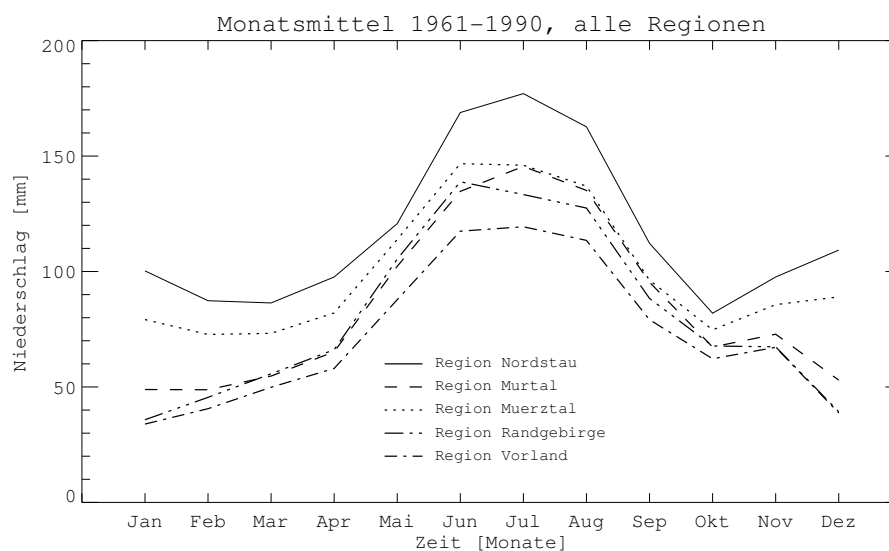
In Anlehnung an die Einteilung in Klimaregionen im Zuge des Klimaatlas Steiermark (vgl. Abbildung 2.1), wurde die Steiermark rein qualitativ in fünf Gebiete unterteilt, welche in Abbildung 2.7 grafisch dargestellt sind. Die fett gedruckten Linien in der Abbildung 2.7 repräsentieren die Grenzen zwischen den einzelnen Klimaregionen, wobei auf Grund der zu groben Auflösung des *HistAlp*-Gitters keine Rücksicht auf einzelne Tal- und Beckenlagen genommen werden konnte. Wie schon bei der klimatischen Beschreibung der Steiermark erläutert, ist die Niederschlagsverteilung in der Steiermark stark mit der Topografie gekoppelt. Im Prinzip werden die *Tal- und Hochlagen im Nordstaugebiet* und die *Nordseite der Niederen Tauern* westlich des Mürztals aus Abbildung 2.1 zum Nordstaugebiet zusammengefasst und die Grenze zwischen den neu definierten Regionen *Nordstau* und *Murtal* verläuft entlang des Hauptkammes der Zentralalpen, welcher als erste große Wasserscheide zwischen Nord und Süd angesehen werden kann. In Übereinstimmung mit den Klimaregionen des Klimaatlas sind das *Mur-* und

## 2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark

*Mürztal* durch das Randgebirge gegenüber dem Südosten der Steiermark abgegrenzt und die Grenze verläuft wiederum entlang der höchsten Gipfel des steirischen Randgebirges. Die beiden Kammverläufe wurden im Rahmen des Klimaatlas von der ZAMG-Regionalstelle Steiermark für Temperatur- und Niederschlagsanalysen digitalisiert und konnten direkt übernommen werden. Des Weiteren schien es in Bezug auf die Klimaregionen des Klimaatlas angebracht, das Mürztal, das Randgebirge und das Vorland in eigene klimatische Einheiten zu unterteilen. Dabei verläuft die Grenze zwischen *Mürztal* und *Nordstau* entlang der Bezirksgrenze von Bruck an der Mur und das Murtal ist wieder durch den Hauptkammverlauf abgetrennt. Die südöstliche Grenze des *Randgebirges* wurde im Einklang mit dem Klimaatlas entlang der Ausläufer des Gebirgszuges gezogen.

Die farblich hervorgehobenen Kästchen in der Abbildung 2.7 zeigen die für die jeweilige Klimaregion verwendeten Gridzellen des *HistAlp*-Datensatzes. Zur klimatischen Beschreibung der Niederschlagsverhältnisse wurden zunächst die Regionsmittel der monatlichen Niederschlagssummen gebildet und diese dann innerhalb der Klimanormalperiode 1961 – 1990 analysiert. Eine genauere Untersuchung der an das Bundesland grenzenden Gridzellen zeigte vor allem im Bereich der südlichen Grenze der Steiermark einen hohen Einfluss, weshalb darauf verzichtet wurde, diese in die Berechnungen mit einzubeziehen.

In Abbildung 2.8 sind die mittleren Monatsniederschlagssummen der fünf Regionen über die Klimanormalperiode dargestellt. Wie man an Hand der Abbildung erkennen kann, liegt ein deutlicher Nord-Süd-Gradient mit einer Abnahme der Niederschlagssumme mit der Abfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* vor. Wie erwartet, heben sich die Gebiete *Mürztal* und *Nordstau* durch ihr ausgeprägtes sekundäres Wintermaximum vom Rest ab. Des Weiteren ist auffallend, dass die Regionen *Mürztal* und *Randgebirge* schon im Juni ihr Niederschlagsmaximum erreichen und allgemein einen sehr ähnlichen Verlauf während der Monate April bis Oktober aufweisen.



**Abbildung 2.8:** Mittlere Niederschlagsjahresgänge der fünf Klimaregionen *Vorland*, *Randgebirge*, *Murtal*, *Mürztal* und *Nordstau*.

## 2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Region	DJF	MAM	JJA	SON	Jahr
Nordstau	297	305	509	292	1402
Mürztal	241	269	430	257	1196
Murtal	151	222	415	236	1024
Randgebirge	121	227	400	223	971
Vorland	113	196	350	209	868

**Tabelle 2.1:** Mittlere Niederschlagsmengen der fünf Klimaregionen *Vorland*, *Randgebirge*, *Murtal*, *Mürztal* und *Nordstau* während den meteorologischen Saisonen und dem ganzen Jahr in der Einheit Millimeter.

Zusammenfassend sind in Tabelle 2.1 die Niederschlagssummen über die verschiedenen meteorologischen Saisonen und über das ganze Jahr aufgelistet. Die meteorologischen Saisonen sind dabei wie folgt definiert: Frühling [März bis Mai (MAM)], Sommer [Juni bis August (JJA)], Herbst [September bis November (SON)], Winter [Dezember bis Februar (DJF)].

Abschließend werden in Abbildungen 2.9 alle berechneten statistischen Parameter der einzelnen Regionen über die Klimanormalperiode gezeigt. Ein Vergleich der Kurvenverläufe der weiter oben gezeigten Einzelstationen mit den zugehörigen Klimaregionen lässt eine Widerspiegelung der schon beschriebenen Hauptcharakteristika erkennen.

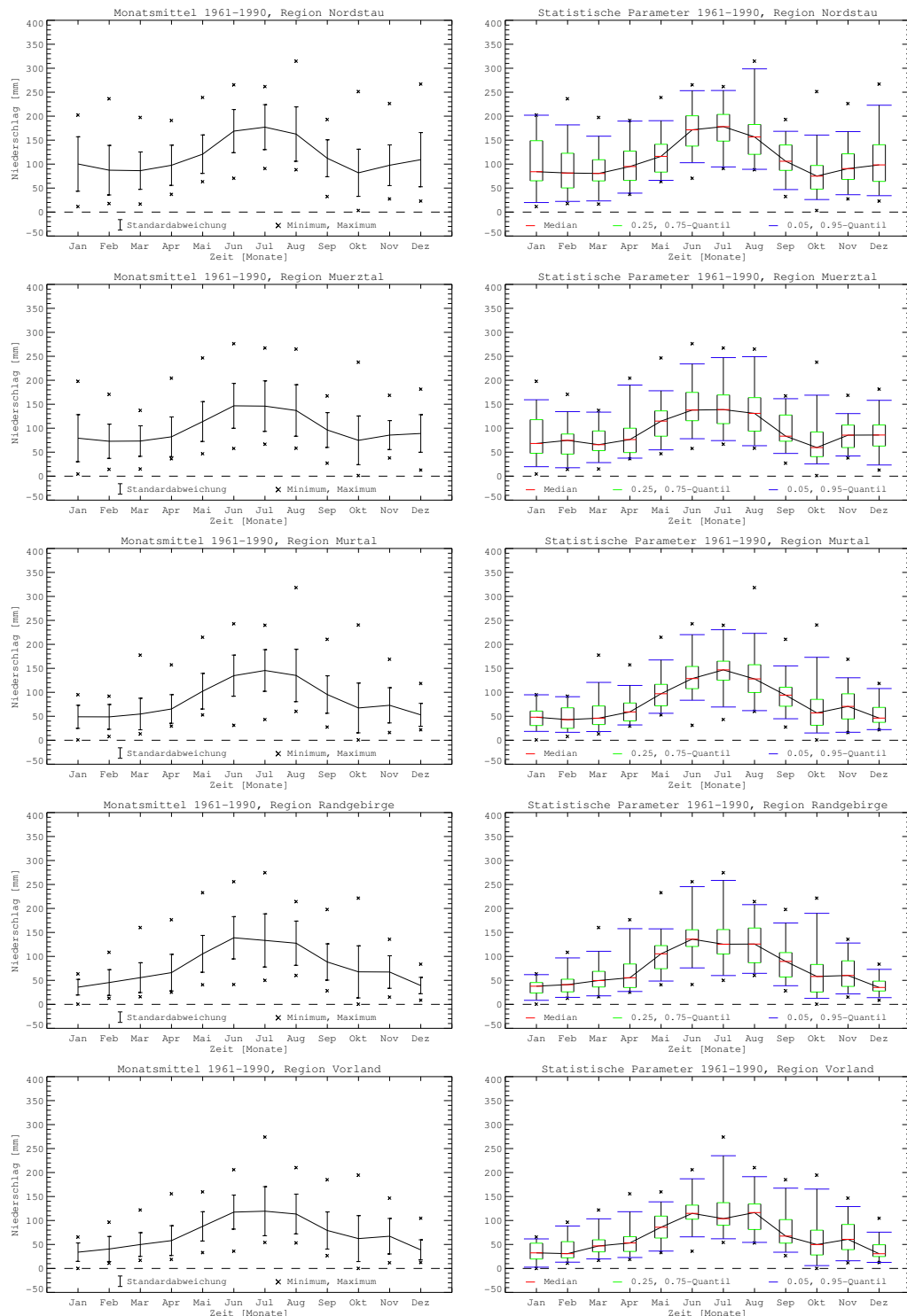
Mit der so getroffenen Regionseinteilung können nun die einzelnen politischen Bezirke und die dazugehörigen Messstationen den verschiedenen Klimaregionen zugeordnet werden (zur Stationsauswahl vgl. Heinrich (2008)). Die dünnen Linien im Hintergrund in Abbildung 2.7 zeigen die Grenzen der politischen Bezirke in der Steiermark und daraus ergibt sich die in Tabelle 2.2 getroffene Zuordnung.

### 2.1.3 Temperatur- und Niederschlagsvariabilität in der Steiermark

Um die klimatische Beschreibung der Steiermark zu vervollständigen, war es notwendig, die zeitliche Änderung der beiden Klimavariablen Temperatur und Niederschlag zu quantifizieren, wozu die in Heinrich (2008) beschriebene Trendanalyse diente.

Dabei wurden die in Tabelle 2.2 aufgelisteten und den einzelnen Regionen zugeordneten Messstationen verwendet, sodass eine Interpretation der Ergebnisse auf Regionsebene ermöglicht wurde. Ausgehend von den in Heinrich (2008) gestellten Anforderungen an die Daten zur Trendanalyse, wurden die letzten vierzig Jahre 1967 – 2006 als Referenzperiode zur Berechnung des linearen Trends gewählt. In Abbildung 2.10 und Abbildung 2.11 sind die Ergebnisse der Trendanalyse in Form von Tabellen dargestellt. Die fett gedruckten vertikalen Linien repräsentieren die Abgrenzung der in die verschiedenen Klimaregionen fallenden Stationen mit der Abfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* von links nach rechts. Im Hinblick auf die Analyse der Trockengefährdung erschien es sinnvoll, die Temperaturmittelwerte bzw. Monatsniederschlagssummen der meteorologischen Saisonen als zeitliche Basis zu wählen. Zur Gewährleistung der räumlichen Vergleichbarkeit der einzelnen Stationen untereinander, wurde die Trendanalyse auf die Zeitreihen der saisonalen Temperatur- und Niederschlagsanomalien angewendet, welche als Abweichungen der aktuellen Werte vom Mittelwert der Klimanormalperiode 1961 – 1990 definiert sind. Wie in der Klimatologie üblich, wurden auch in dieser Arbeit die Temperaturanomalien als absolute und die Niederschlagsanomalien als relative Differenzen

## 2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark



**Abbildung 2.9:** Mittlere Niederschlagsjahrgänge und statistische Parameter der fünf Klimaregionen *Vorland, Randgebirge, Murtal, Mürztal* und *Nordstau*.



## 2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Klimaregion	Bezirk	Station
NORDSTAU	Liezen	Irdning-Gumpenstein
MÜRZTAL	Bruck a. d. Mur	Bruck a. d. Mur
	Mürzzuschlag	Mürzzuschlag
MURTAL	Murau	Neumarkt
	Judenburg	Zeltweg
	Knittelfeld	Zeltweg
	Leoben	Bruck a. d. Mur
RANDGEBIRGE	Deutschlandsberg	Deutschlandsberg
	Voitsberg	Lobming
	Graz Umgebung	Graz Flughafen
	Graz	Graz Universität
	Weiz	Weiz
	Hartberg	Wörterberg
VORLAND	Leibnitz	Leibnitz
	Bad Radkersburg	Bad Gleichenberg
	Feldbach	Bad Gleichenberg
	Fürstenfeld	Fürstenfeld

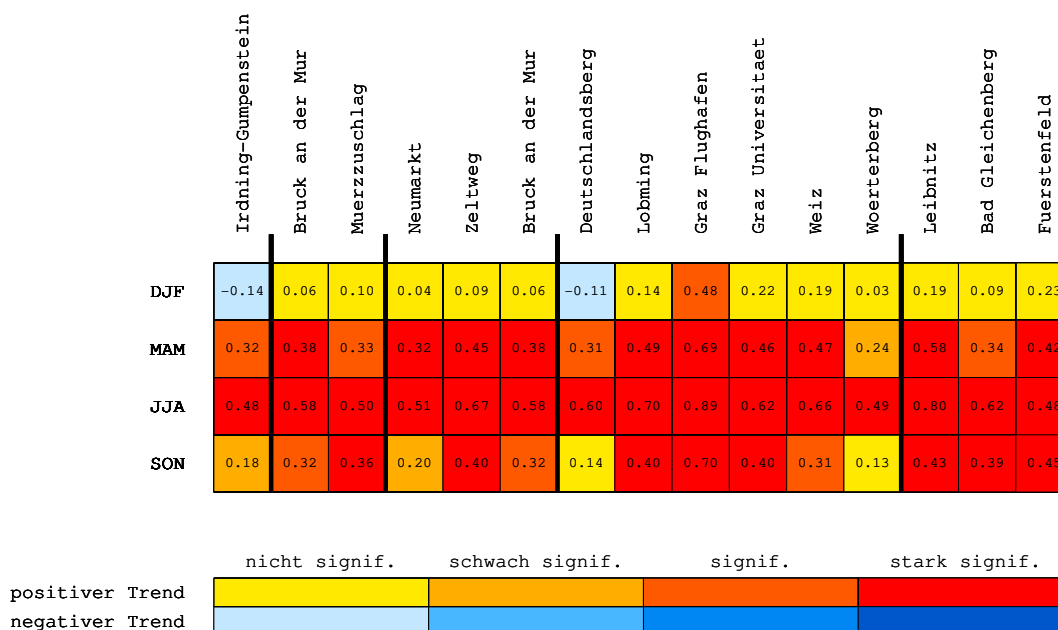
**Tabelle 2.2:** Zuordnung der politischen Bezirke und der Messstationen zu den fünf Klimaregionen *Vorland, Randgebirge, Murtal, Müztal* und *Nordstau*.

berechnet. Die Farbskalen in Abbildung 2.10 und 2.11 beziehen sich auf die Signifikanzklassifizierung des Mann-Kendall-Tests (vgl. Heinrich (2008)). Die Zahlenwerte stehen für die Magnitude des Trends pro Dekade und berechnen sich aus der auf 10 Jahre normierten Differenz des letzten und ersten Ordinatenwertes der angepassten Trendgerade.

Als nächstes soll kurz auf die Ergebnisse der Trendanalyse eingegangen werden. Die **Temperatur** weist während den *Wintermonaten* keine wesentlichen signifikanten Trends auf, einzig die Station Graz Flughafen zeigt einen signifikanten positiven Trend. Bis auf die Stationen Irdning-Gumpenstein und Deutschlandsberg unterliegen alle übrigen Stationen einem positiven Trend und man kann somit grob von einer nicht signifikanten Erwärmung zur Winterzeit während der letzten vierzig Jahre innerhalb der Steiermark sprechen. *Frühling* und *Sommer* weisen zum Großteil stark signifikante Trends auf, wohingegen die zahlenmäßigen Erwärmungen der einzelnen Stationen große Unterschiede zeigen. Auffallend sind dabei die Stationen Graz Flughafen und Leibnitz mit ihren stark abgehobenen Magnituden gegenüber den restlichen. Im *Herbst* zeigen wiederum alle Stationen positive Trends, wobei nur Deutschlandsberg und Wörterberg nicht signifikante Trends besitzen. Die große Spannweite der Temperaturtrends innerhalb der einzelnen Regionen könnte auf einen zunehmenden lokalen anthropogenen Einfluss in den dichter besiedelten Gebieten zurückzuführen sein. Zudem unterliegen nur fünf Stationen keiner Stationsverlegung (vgl. Heinrich (2008)). Da es sich bei den verwendeten Daten um keine homogenisierten Zeitreihen handelt, haben Stationsversetzungen natürlich auch einen Einfluss auf den Trend. Es ist daher schwierig zu beurteilen, wie groß der tatsächliche Anteil der globalen Klimaveränderung am Temperaturänderungssignal einzelner lokaler Stationen ist. Kabas (2005)

## 2.1 Klimatische Beschreibung und Regionseinteilung der Steiermark

### Temperaturtrends



**Abbildung 2.10:** Trendanalyse der Temperaturanomalien der für die einzelnen Klimaregionen verwendeten Stationen. Die Werte haben die Einheit K/Dekade und die in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen sind durch die fett gedruckten vertikalen Linien in der Reihenfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* v.l.n.r. voneinander abgegrenzt (vgl. Tabelle 2.2). Anmerkung: Die Farbskalen beziehen sich auf Richtung und Signifikanz des Mann-Kendall-Tests und die Zahlenwerte geben Richtung und Magnitude der Trendgerade an.

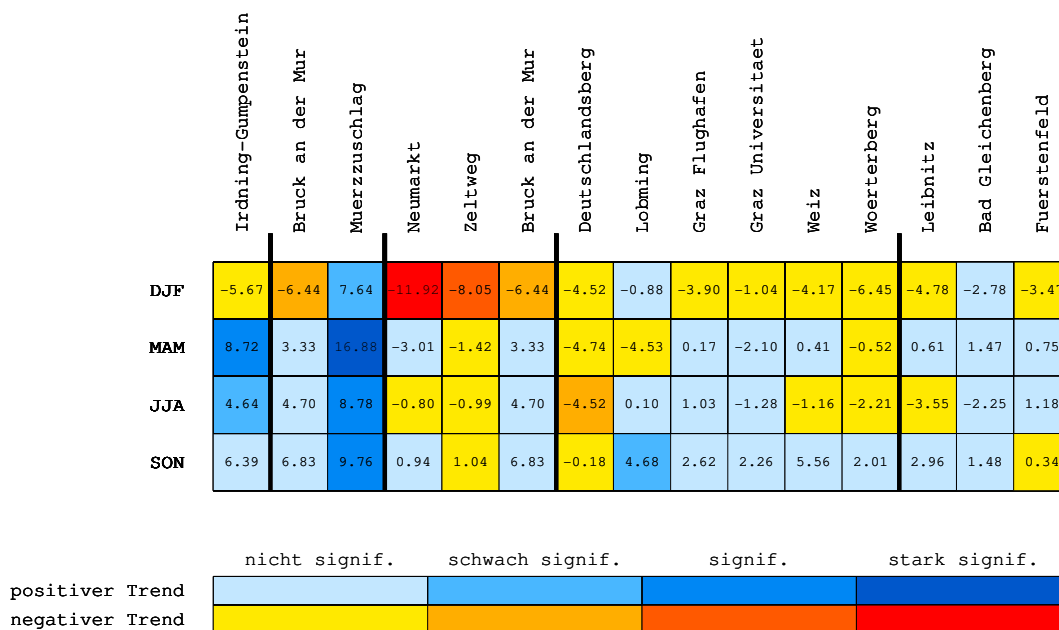
untersuchte die Temperaturentwicklung in der Südoststeiermark im Zeitraum 1961 – 2004 und ein Vergleich zeigt durchaus ähnliche Ergebnisse mit den stärksten Trends während den Sommermonaten. Auer et al. (2007) analysieren flächenhaft die Temperaturentwicklung zwischen 1950 – 2000 im Alpenraum und finden ebenfalls signifikante Temperaturtrends für den Frühling und Sommer in der Region südöstlich der Alpen mit einer Magnitude von 1°C für beide Saisonen.

Der *Niederschlag* zeigt für den *Winter* einen nicht bis stark signifikanten negativen Trend in den weiter nördlich gelegenen Regionen Mürztal und Nordstau. Die einzige Ausnahme bildet die homogene und qualitätsgeprüfte Station Mürzzuschlag, welche über alle Saisonen hinweg eine signifikante bis stark signifikante Zunahme der Niederschlagsmenge aufweist. Die Abnahme der Winterniederschläge, vor allem in der Region Murtal, könnte auf eine Abnahme des Atlantikeinflusses während der Winterzeit zurückgeführt werden. Im Gegensatz dazu weisen die Südregionen Randgebirge und Vorland durchgehend nicht signifikante negative Magnituden während den Wintermonaten auf. Der *Frühling* besitzt signifikante bzw. stark signifikante positive Trends für die Regionen Mürztal und Nordstau mit einer beachtlichen Zunahme von rund 17% bzw. 9% gegenüber der Klimanormalperiode pro Dekade für Irdning-Gumpenstein und Mürzzuschlag. Die übrigen Stationen haben gemischt nicht signifikante positive und negative

## 2 Klimatische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Trends. Der *Sommer* zeigt ein ähnliches Bild, mit geringerer Signifikanz und nur halb so großen Magnituden bei den Stationen Irnding-Gumpenstein und Mürzzuschlag. Zusätzlich weist die Station Deutschlandsberg einen schwach signifikanten negativen Trend auf. Die *Herbstmonate* unterliegen mehrheitlich einem positiven Trend, welcher nur in Mürzzuschlag und Lobming das nicht signifikante Niveau überschreitet. Da es sich beim Niederschlag wiederum um keine homogenisierten Daten handelt, muss wiederholt mit potentiellen Fehlereinflüssen auf den Trend durch Stationsverlegungen gerechnet werden. Die Ergebnisse der Trendanalyse des Niederschlags sind konsistent mit jenen von Kabas (2005), der in seiner Arbeit ebenfalls keine signifikanten Trends in der Südoststeiermark findet. Des Weiteren ergeben sich nach Auer et al. (2007) keine flächendeckenden signifikanten Niederschlagstrends in der Region südöstlich der Alpen.

### Niederschlagstrends



**Abbildung 2.11:** Trendanalyse der Niederschlagsanomalien der für die einzelnen Klimaregionen verwendeten Stationen. Die Werte haben die Einheit %/Dekade und die in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen sind durch die fett gedruckten vertikalen Linien in der Reihenfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* v.l.n.r. voneinander abgegrenzt (vgl. Tabelle 2.2). Anmerkung: Die Farbskalen beziehen sich auf Richtung und Signifikanz des Mann-Kendall-Tests und die Zahlenwerte geben Richtung und Magnitude der Trendgerade an.

## 3 Ergebnisse

### 3.1 Die Jahre 2003 und 2005 im Vergleich

#### 3.1.1 Der Hitzesommer 2003

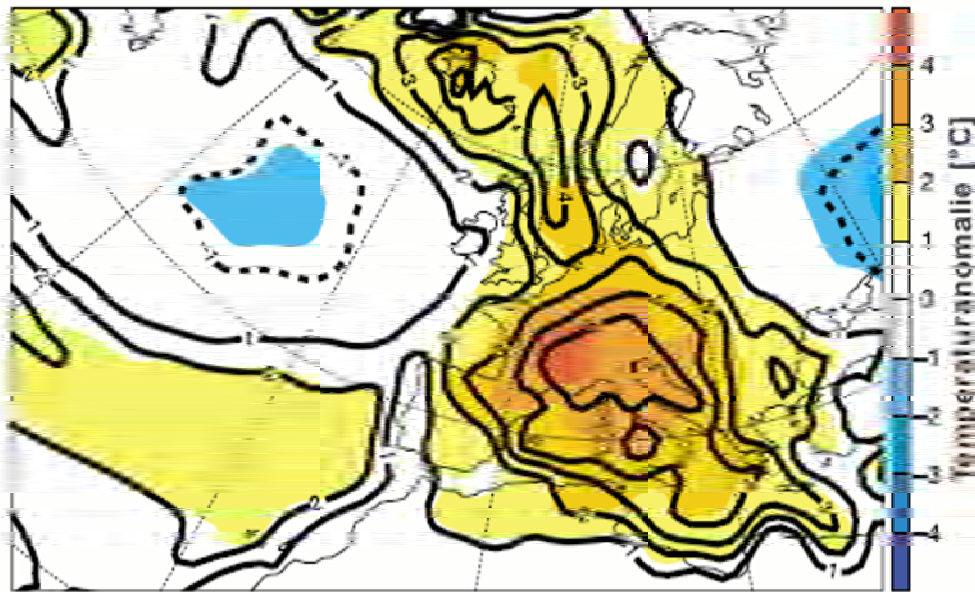
Ein Großteil Europas verzeichnete im Jahr 2003 einen Rekordsommer mit Temperaturabweichungen von bis zu  $5^{\circ}\text{C}$  vom klimatologischen Mittel 1960 – 1990 (Abbildung 3.1). Neben den außerordentlich hohen Temperaturen war der Sommer 2003 auch durch Trockenheit geprägt und Casty et al. (2005) berichten vom trockensten Sommer der letzten 500 Jahre in weiten Teilen des Alpenraums. Die Trockenheit setzte im Vergleich zur Hitzeperiode schon im Frühjahr ein und hielt vielerorts den ganzen Sommer lang an (Fink et al. 2004). Dies führte im Wesentlichen zu einer geringen Bodenfeuchte schon zu Beginn der Hitzeperiode. Folglich führte das hohe Bodenwasserdefizit vor allem im Juli und August zu einer stark verminderten Evapotranspiration der Pflanzenbestände, wodurch die Luft zusätzlich erwärmt wurde (Black et al. 2004). Aus meteorologischer Sicht lassen sich die Hitze und Trockenheit zwischen Mai und Oktober auf einen verstärkten Einfluss subtropischer Hochdruckgebiete über Mitteleuropa zurückführen. Zwischen Ende Mai und Ende August standen dabei große Teile Europas fast permanent unter dem Einfluss des besonders stark ausgeprägten Azorenhochs, wodurch die der Westwinddrift folgenden Zyklonen weit nach Norden abgelenkt wurden (Bader 2004). Als typisches Beispiel für die Situation im Sommer 2003 wird in Abbildung 3.2 die Wetterlage vom 12. Juni gezeigt.

Besonders stark betroffen von der Hitze waren die Monate Juni und August, die auch in ganz Österreich zu Temperaturabweichungen vom langjährigen Mittel 1961 – 1990 von über  $3.5^{\circ}\text{C}$  und zu Hitzerekorden führten. Wie aus Abbildung 3.3 ersichtlich, wurde fast in gesamt Österreich eine Temperaturabweichung von  $4.5^{\circ}\text{C}$  im Juni überschritten, wobei die größten Abweichungen im Westen Österreichs registriert wurden. Der August fällt im Vergleich zum Juni etwas weniger heiß aus, jedoch weichen die Temperaturen in weiten Teilen Österreichs wieder über  $4.5^{\circ}\text{C}$  von den Durchschnittswerten ab.

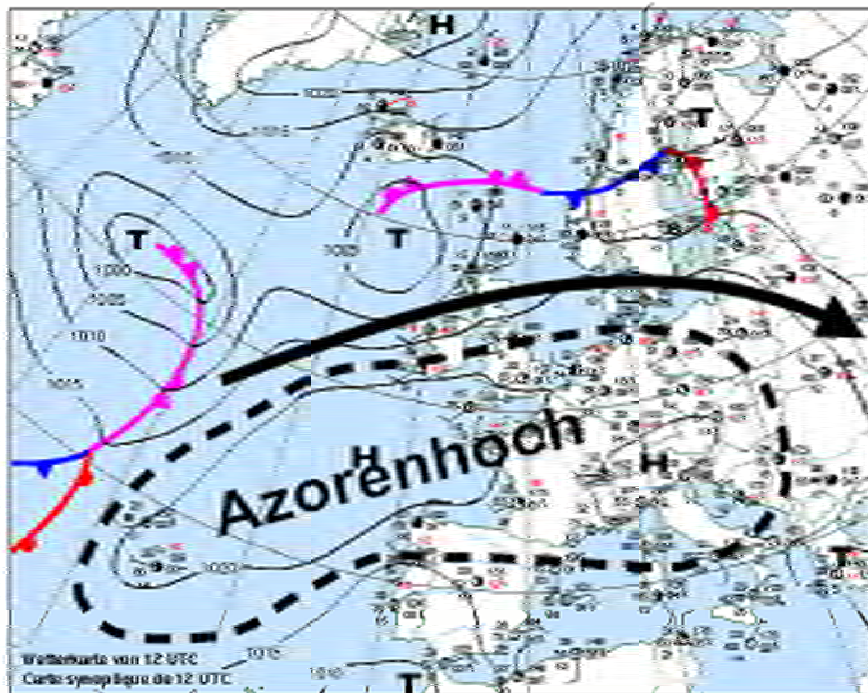
Um einen Überblick über die Verhältnisse in der Steiermark für das Frühjahr und den Sommer zu bekommen, sind in Tabelle 3.1 die Perzentile der meteorologischen Saisonen *MAM* und *JJA* für das Jahr 2003 aufgelistet. Für die Berechnung der Perzentile wurden die Temperatur- und Niederschlagsanomalien (zur Berechnung siehe Heinrich (2008)) herangezogen und die Werte geben an, wie viel Prozent der Anomaliewerte seit Messbeginn der einzelnen Stationen unter demjenigen von 2003 liegen. Die Doppellinien in der Tabelle repräsentieren die Trennung der in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen mit der Abfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* (vgl. Tabelle 2.2). Die Station *Bad Gleichenberg* weist während den Frühlingsmonaten Datenlücken auf und somit konnten keine Berechnungen für die Saison *MAM* durchgeführt werden.

Die schon beschriebenen extremen Temperaturverhältnisse während den Sommermonaten Ju-

### 3 Ergebnisse

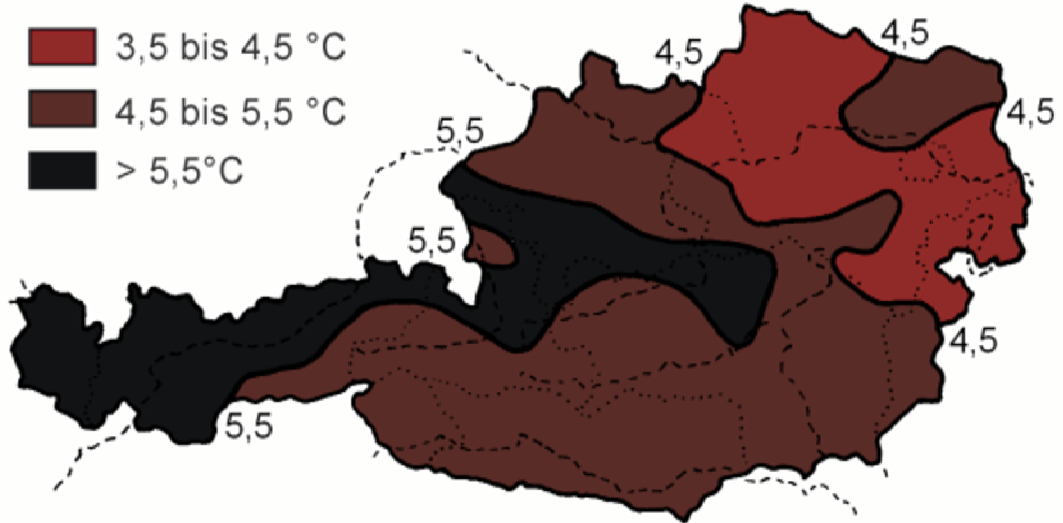
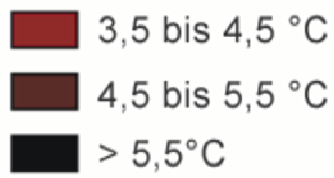


**Abbildung 3.1:** Temperabweichung in °C vom langjährigen Mittel 1961 – 1990 in Europa für die Sommermonate *JJA* im Jahr 2003. Modifiziert nach Schär et al. (2004).

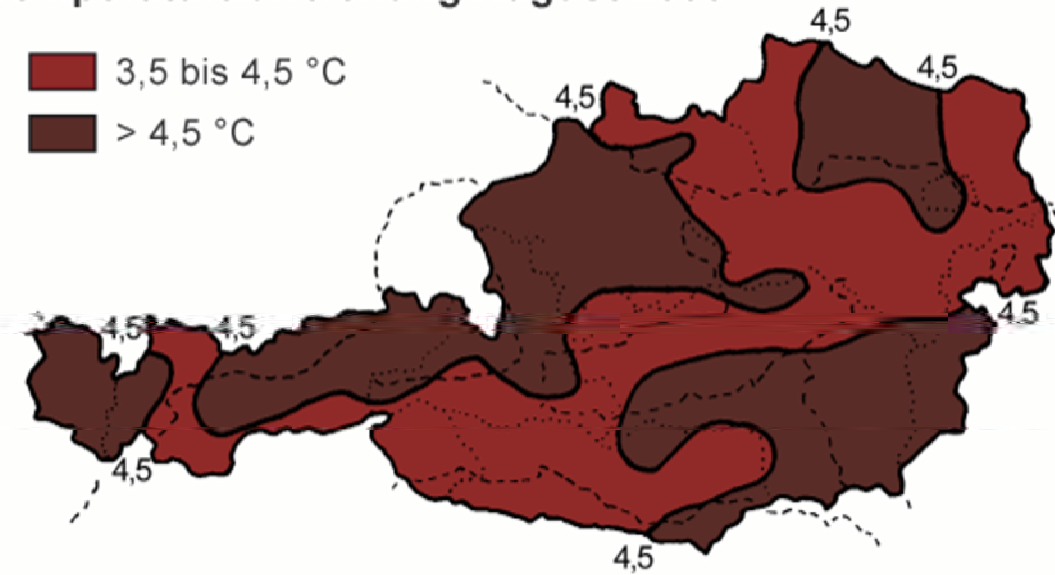
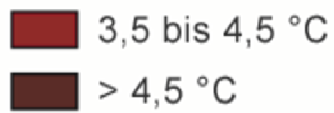


**Abbildung 3.2:** Die Wetterlage des 12. Juni 2003 als typisches Beispiel für den Hitzesommer 2003 (Bader 2004).

### Temperaturabweichung Juni 2003



### Temperaturabweichung August 2003



**Abbildung 3.3:** Temperaturabweichungen in °C vom langjährigen Mittel 1961 – 1990 in Österreich für die Monate Juni und August im Jahr 2003 ([www.zamg.ac.at](http://www.zamg.ac.at)).

### 3 Ergebnisse

Messstationen	$\Delta T$		$\Delta P$	
	MAM	JJA	MAM	JJA
Irdning-Gumpenstein	0.83	1.00	0.36	0.13
Bruck a. d. Mur	0.88	1.00	0.31	0.31
Mürzzuschlag	0.86	1.00	0.63	0.32
Neumarkt	1.00	1.00	0.17	0.37
Zeltweg	0.84	1.00	0.02	0.02
Deutschlandsberg	0.85	1.00	0.01	0.10
Lobming	0.89	1.00	0.02	0.35
Graz Flughafen	0.93	1.00	0.02	0.37
Graz Universität	0.92	1.00	0.02	0.42
Weiz	0.93	1.00	0.02	0.02
Wörterberg	0.88	1.00	0.04	0.14
Leibnitz	0.91	1.00	0.07	0.13
Bad Gleichenberg	—	1.00	—	0.07
Fürstenfeld	0.93	1.00	0.01	0.12

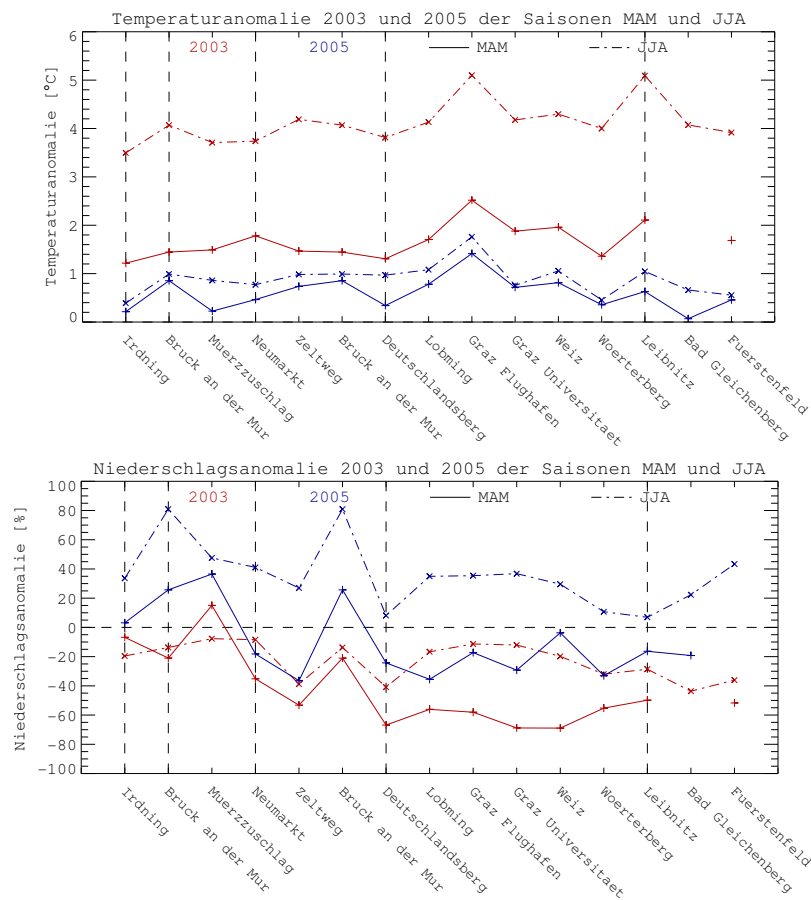
**Tabelle 3.1:** Perzentile der Temperaturanomalie  $\Delta T$  und der Niederschlagsanomalie  $\Delta P$  für die meteorologischen Saisonen *MAM* und *JJA* im Jahr 2003.

ni, Juli und August spiegeln sich auch in den Perzentilen in Tabelle 3.1 wider, die für alle Stationen 1.00 ergeben. Somit stellt die mittlere Temperatur während diesen Monaten die höchste seit Beginn der Messungen aller untersuchten Stationen dar. Aber auch die Temperaturen während den Frühlingsmonaten *MAM* waren relativ hoch und überschreiten vor allem in den südlicher gelegenen Regionen *Randgebirge* und *Vorland* das 90%-Perzentil. Für den Niederschlag sind die Verhältnisse genau umgekehrt, mit extrem niedrigen Niederschlagsmengen im Frühling vor allem in den südlicher gelegenen Klimaregionen. Die Sommermonate *JJA* waren dahingegen nicht mehr so extrem trocken, aber die Niederschlagsmengen blieben weiterhin unterdurchschnittlich und unterschreiten zum Teil bei Weitem das 50%-Perzentil.

In Abbildung 3.4 sind die Temperatur- und Niederschlagsanomalien der einzelnen Stationen für die beiden Saisonen *MAM* und *JJA* für 2003 grafisch dargestellt. Dabei stehen die vertikalen gestrichelten Linien wieder für die Trennung der den verschiedenen Klimaregionen zugeordneten Stationen (vgl. Tabelle 2.2). Im Frühling liegen alle Temperaturanomalien über 1°C und die Stationen *Graz Flughafen* und *Leibnitz* überschreiten als einzige der untersuchten Stationen 2°C. Der Verlauf der Niederschlagsanomalie im Frühjahr lässt einen deutlichen Abfall in Richtung weiter südlicher gelegenen Klimaregionen erkennen. Dabei weisen alle Stationen innerhalb der Regionen *Randgebirge* und *Vorland* eine um 50% geringere Niederschlagsmenge im Vergleich zum langjährigen Mittel 1961 – 1990 auf und *Mürzzuschlag* ist die einzige Station mit einer positiven Anomalie. In den Sommermonaten *JJA* zeigen alle Stationen extrem hohe Tempera-



### 3.1 Die Jahre 2003 und 2005 im Vergleich



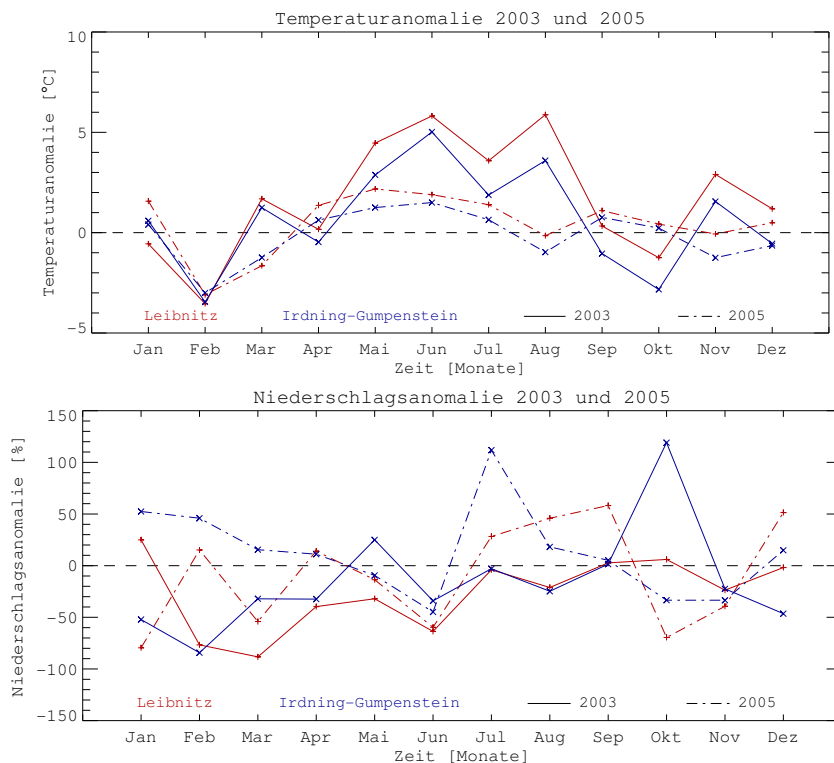
**Abbildung 3.4:** Temperatur- und Niederschlagsanomalien der Saisonen *MAM* und *JJA* für die untersuchten Stationen in den Jahren 2003 und 2005. Die Anomalien beziehen sich auf die Referenzperiode 1961 – 1990 und sind in °C bzw. Prozent angegeben. Die vertikalen gestrichelten Linien stehen für die Trennung der den verschiedenen Klimaregionen zugeordneten Stationen mit der Reihenfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* v.l.n.r. (vgl. Tabelle 2.2).

turanomalien und Abweichungen von 4°C werden vor allem in den Regionen *Randgebirge* und *Vorland* überschritten. Zwar ist der Sommer generell nicht mehr so trocken wie der Frühling, die Niederschlagsanomalien bleiben zum Großteil aber trotzdem negativ.

Die Kombination von äußerst geringen Frühlingsniederschlägen und darauf folgender extremer Sommerhitze wirkte sich ausgesprochen negativ auf den Pflanzenwachstum aus und führte in Österreich zu einem geschätzten Gesamtschaden von ca. 200 Millionen Euro (UNEP 2004).



### 3 Ergebnisse



**Abbildung 3.5:** Jahresverläufe der Temperatur- und Niederschlagsanomalien für die Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz* in den Jahren 2003 und 2005. Die Anomalien beziehen sich auf die Referenzperiode 1961 – 1990 und sind in °C bzw. Prozent angegeben.

#### 3.1.2 Analyse der Trockengefährdungsindizes für 2003 und 2005

Um das zeitliche Verhalten der Trockengefährdungsindizes analysieren zu können, werden in diesem Kapitel Jahresverläufe aller berechneten Indizes dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung zur Berechnung der einzelnen Trockengefährdungsindizes kann in Heinrich (2008) gefunden werden.

Als Vergleichsbasis zum Extremjahr 2003 soll das Jahr 2005 dienen, dessen Verhältnisse im Gesamten vom *Hydrographischen Dienst Steiermark* als durchschnittlich bezeichnet werden. In Abbildung 3.4 sind die Temperatur- und Niederschlagsanomalien der Saisonen *MAM* und *JJA* für 2005 grafisch dargestellt. Dabei liegen die Temperaturanomalien im Frühjahr und Sommer deutlich unter jenen des Jahres 2003. Der Frühling startet vor allem in den südlicher gelegenen Regionen *Murtal*, *Randgebirge* und *Vorland* sehr trocken, die Anomalien fallen aber im Vergleich zu 2003 nicht so hoch aus. Im Sommer weisen dahingegen alle Stationen zum Teil stark positive Niederschlagsanomalien auf.

Des Weiteren werden zur Erfassung der räumlichen Unterschiede innerhalb der Steiermark die beiden Klimaregionen *Nordstau* und *Vorland* anhand der Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz* miteinander verglichen.

Indizes, die eine kleinere Zeitskala als Monate zu ihrer Berechnung voraussetzen, wurden

durch Mittelwertbildung auf Monatsbasis gebracht, womit eine Vergleichbarkeit der Trockengefährdungsindizes untereinander gewährleistet ist.

Um zunächst einen Überblick über die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse zu bekommen, sind in Abbildung 3.5 die Anomalien der einzelnen Monate für 2003 und 2005 dargestellt. Der Verlauf der Temperaturanomalien zeigt schon im Mai ein Einsetzen der Sommerhitze 2003, wobei in *Leibnitz* schon fast 5°C Abweichung vom langjährigen Mittel erreicht werden. Darauf folgen die extrem heißen Sommermonate und im Juni und August liegen die Temperaturanomalien in *Leibnitz* nur knapp unter 6°C. In 2005 sind die Temperaturen während der Sommerzeit deutlich geringer als in 2003 und der Anomalieverlauf zeigt eine maximale Abweichung von 2°C in *Leibnitz*. Es sei noch darauf hingewiesen, dass in beiden Jahren die Station *Leibnitz* generell höhere Temperaturanomalien als *Irdning-Gumpenstein* aufweist.

Das Jahr 2003 war im Allgemeinen ausgesprochen trocken und *Leibnitz* zeigt durchgehend negative Niederschlagsanomalien von Februar bis September, mit negative Abweichungen über 50% im Februar, März und Juni. *Irdning-Gumpenstein* weist im Vergleich zu *Leibnitz* vor allem im Frühjahr nicht so starke Abweichungen auf und im Mai ist die Anomalie sogar positiv. Beide Stationen unterliegen in 2005 einem Wechsel zwischen feuchten und trockenen Verhältnissen, mit negativen Anomalien im Mai und Juni, gefolgt von zum Teil stark positiven Abweichungen im Juli, August und September.

In den Abbildungen 3.6 bis 3.8 werden die Jahresverläufe für 2003 und 2005 der berechneten Trockengefährdungsindizes gezeigt. Im Folgenden sollen alle grafisch dargestellten Indizes der Reihe nach näher erläutert werden und aus Gründen der Vergleichbarkeit werden die Grafiken zusammen am Ende des Kapitels gezeigt.

Der *SPI* reagiert dabei äußerst ähnlich wie die Niederschlagsanomalie und weist im Zeitraum Februar bis Juni 2003 die geringsten Werte auf. *Leibnitz* liegt im März 2003 mit einer Abweichung von über drei Standardabweichungen in der Kategorie „*extremely dry*“ und die Monate Februar und Juni erreichen immerhin die Stufe „*severely dry*“. In *Irdning-Gumpenstein* liegen bis auf den Februar alle Werte in der Klasse „*near normal*“. Dass die hohe Niederschlagsanomalie von 120% im Oktober 2003 einen nur relativ kleinen *SPI*-Wert von 1.4 verursachte, kann auf die großen Streuungen der hohen Niederschlagsmengen der Station *Irdning-Gumpenstein* in diesem Monat zurückgeführt werden (siehe Abbildung 2.3). Im Gegensatz zur Niederschlagsanomalie werden nämlich die Streuungen bei der Berechnung des *SPI* erfasst und fließen somit in die Index-Werte mit ein. 2005 erweist sich der Juli in *Irdning-Gumpenstein* als auffälligster Monat und der *SPI* detektiert extrem feuchte Verhältnisse mit einem Index-Wert weit über zwei.

Der *Foley-Index* ist als gleitende Anomalie der Jahresniederschlagsmenge definiert und verläuft deswegen glatter als die übrigen Niederschlagsindizes. Das hohe Niederschlagsdefizit vom März 2003 der Station *Leibnitz* macht sich erst im April bemerkbar und am Jahresende wird eine Anomalie von -28% erreicht. Der Verlauf von *Irdning-Gumpenstein* im Jahr 2003 ist durch einen anhaltenden Abfall der Index-Werte geprägt und das Jahr schließt mit einer Abweichung von -12% ab. Im Vergleich zu 2003 fiel das Jahr 2005 mit Anomalien von -4% bzw. 19% am Ende des Jahres nicht so trocken aus.

Die mit Hilfe des effektiven Niederschlags berechneten Indizes *PRN\_7*, *PRN\_14* und *PRN\_30* weisen 2003 durchgehend hohe Werte von Februar bis September der Station *Leibnitz* auf und erfassen somit die trockene Situation während dieser Periode. Weiters detektieren die Indizes relative Maxima, bezogen auf das Vor- und Folgemonat, in den Monaten März, Juni und August.

### 3 Ergebnisse

Dabei besitzt der März den höchsten, der Juni den zweit- und der August den dritthöchsten Wert und die Abfolge ist somit konsistent mit derjenigen der Niederschlagsanomalie und des *SPI*. Auffällig ist der Oktoberwert 2003 von *Irdning-Gumpenstein*, der trotz einer Niederschlagsanomalie von 120% einen Wert größer als Null und somit Trockenheit aufweist. Das ist letztendlich darauf zurückzuführen, dass sich im Gegensatz zur Monatsanomalie die *PRN*-Indizes auf Tagesbasis berechnen. Eine genauere Analyse der Niederschlagsmengen im Oktober hat nämlich ergeben, dass ca. 90% der Gesamtniederschlagsmenge an nur sechs Tagen gefallen ist und die relative Trockenheit der übrigen Tagen spiegelt sich in den *PRN*-Werten wider. Dieselbe Situation führte auch in *Leibnitz* zu vergleichsweise hohen *PRN*-Indizes im November 2005. Da die Indizes eine unterschiedliche Anzahl von vorangegangenen Tagesniederschlagssummen zu ihrer Berechnung heranziehen, reagieren diese auch unterschiedlich schnell auf Veränderungen. Als Beispiel sei hier der Übergang vom feuchten September zum trockenen Oktober der Station *Leibnitz* 2005 genannt, wo der Index *PRN\_30* eine flachere Steigung besitzt als *PRN\_14* und *PRN\_7*.

2003 zeigt der *TI* für *Leibnitz* wegen der ungünstigen Kombination von hohen monatlichen Temperaturmittelwerten und niedrigen Niederschlagssummen relativ hohe Werte von April bis September. Die vergleichsweise höheren Niederschlagssummen und geringeren Temperaturen führen in *Irdning-Gumpenstein* auch zu niedrigeren *TI*-Werten. Lediglich die Monate April und Juni überschreiten in *Leibnitz* einen Wert von 1.5 und werden somit als zu trocken eingestuft. Die weniger heiße und trockene Situation im Jahr 2005 äußert sich auch in niedrigeren Index-Werten.

Der auf Wochenbasis definierte *AI* weist in *Leibnitz* 2003 durchgehend negative Werte von April bis September auf. Dabei weichen die Monate Mai, Juni und August mit über zwei Standardabweichungen stark von der Referenzperiode 1961 – 1990 ab. *Irdning-Gumpenstein* zeigt dahingegen einen positiven Index-Wert im April und erreicht ebenfalls ein Minimum im Juni. Dabei liegen die *AI*-Werte über alle Monate hinweg über jenen von *Leibnitz*. 2005 fallen bei beiden Stationen nur die Monate April, Mai und Juni im Vergleich zur Referenzperiode zu trocken und heiß aus. Das relative Ansteigen und Abfallen der Index-Werte der einzelnen Monate ist für die Station *Leibnitz* konsistent mit dem *TI*. Aus den unterschiedlichen Verläufen der beiden Indizes können aber keine weiteren Aussagen abgeleitet werden, da sich der *AI* auf die Referenzperiode und der *TI* auf die aktuellen Werte bezieht. Außerdem ist zu beachten, dass der *AI* auf Wochen- und der *TI* auf Monatsbasis definiert ist.

Die Indizes *SC-Z-Index* und *SC-Z-Index\_mod* zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf. Wie in Heinrich (2008) schon näher erläutert, ergeben sich die Indizes durch Multiplikation des ursprünglichen *Z-Index* mit unterschiedlichen Klimacharakteristiken. Dabei werden jeweils die positiven und negativen *Z-Index*-Werte mit verschiedenen Faktoren multipliziert. Für *Leibnitz* ergeben sich die negativen *SC-Z-Index*-Werte durch Multiplikation der negativen *Z-Index*-Werte mit 0.80 und die negativen *SC-Z-Index\_mod*-Werte entstehen durch Multiplikation mit 1.02. Das erklärt, weshalb die negativen *SC-Z-Index\_mod*-Werte der Station *Leibnitz* kleiner sind als die *SC-Z-Index*-Werte. Die positiven Werte der beiden Indizes kommen ebenfalls durch Multiplikation der positiven *Z-Index*-Werte mit verschiedenen Faktoren zu Stande, wobei diese 0.75 für den *SC-Z-Index* und 1.08 für den *SC-Z-Index\_mod* betragen.

Die Station *Leibnitz* zeigt im Jahr 2003 durchgehend negative Werte von Februar bis Dezember, mit relativen Minima im März, Juni und August. In *Irdning-Gumpenstein* erholt sich kurzfris-

tig die trockene Situation im Mai und es folgen die trockenen Monate von Juni bis September. Dabei liegen die Werte der Indizes von Februar bis November über jenen der Station *Leibnitz* und fallen somit im Vergleich zur Referenzperiode nicht so trocken aus. In 2005 sind bei beiden Stationen während der Vegetationszeit die Monate Mai und Juni zu trocken, gefolgt von den feuchten Monaten Juli, August und September.

Die beiden Indizes *SCPDSI* und *SCPDSI\_mod* berechnen aus den dazugehörigen *Z*-Indizes *SC-Z-Index* und *SC-Z-Index\_mod*. Wie in Heinrich (2008) schon ausführlich diskutiert, ergeben sich für die beiden Indizes unterschiedliche Abklingfaktoren und die Berechnung des *SCPDSI\_mod* startet jedes Jahr im März von Neuem. Zunächst soll die allgemeine rekursive Gleichung zur Berechnung des *SCPDSI* vereinfachter angeschrieben werden (vgl. Heinrich (2008)):

$$X_i = a \cdot X_{i-1} + b \cdot Z_i \quad (3.1)$$

Für den *SCPDSI* der Station *Leibnitz* ergeben sich die Parameter zu  $a = 0.83$  bzw.  $b = 0.53$  und für den *SCPDSI\_mod* erhält man  $a = 0.67$  bzw.  $b = 0.57$ . Dies bedeutet, dass der *SCPDSI* die vorangegangenen Monate stärker und gleichzeitig den *Z*-Wert des aktuellen Monats  $i$  weniger stark gewichtet als der *SCPDSI\_mod*. In diesem Fall reagiert also der *SCPDSI* weniger rasch auf Veränderungen der monatlichen *Z*-Werte als der *SCPDSI\_mod* und dieser Sachverhalt äußert sich grafisch in flacheren Steigungen gegenüber dem *SCPDSI\_mod* (vgl. Abbildung 3.8). Da der *SCPDSI\_mod* jeden März neu mit der Berechnung beginnt, haben die vorangegangenen Monate keinen Einfluss und der Index startet mit einem Wert von  $-1.8$ . Beeinflusst durch die Trockenheit der Monate zuvor, weist der *SCPDSI* dahingegen im März schon einem Wert von  $-2.7$  auf.

Ab März 2003 verzeichnen dann beide Indizes einen starken Abfall bis zum Juni, wo sie einen Index-Wert weit unter  $-5$  zeigen. Es sei daran erinnert, dass die Kategorie „extreme drought“ schon ab einem Wert kleiner gleich  $-4$  erreicht wird. Aufgrund des oben gesagten, erholt sich der *SCPDSI\_mod* bis Oktober vergleichsweise rasch und zeigt aber immer noch einen Index der Klasse „severe drought“. *Irdning-Gumpenstein* weist nicht so extrem niedrige Werte auf und die Indizes werden im Oktober sogar positiv. In 2005 zeigen die Indizes im Mai und Juni bei beiden Stationen negative Werte und in *Leibnitz* fällt auch noch der Juli trocken aus. Daraufhin folgt der schon bekannte, relativ feuchte Herbst.

Das **Bodenwasserdefizit** weist bei beiden Stationen im Jahr 2003 einen starken Anstieg bis zum Maximum im Juni auf. Dabei liegt das Defizit in *Leibnitz* bei fast 90% und *Irdning-Gumpenstein* zeigt einen deutlich niedrigeren Wert mit 65%. Nach einem Abfall im Juli steigen die Defizite im August wieder an und in *Irdning-Gumpenstein* wird das Defizit im September ausgeglichen. *Leibnitz* weist dahingegen auch noch im Oktober ein Defizit von 5% auf. Verursacht durch die geringen Frühjahrsniederschläge 2005 in *Leibnitz*, steigt das Bodenwasserdefizit rasch und nimmt im Juni einen Wert über 80% an. Im Gegensatz zu 2003 sinkt das Defizit auf Grund der hohen Sommerniederschläge schnell ab und zeigt im August einen Wert unter 10%. In *Irdning-Gumpenstein* macht sich wegen der höheren Frühjahrsniederschläge erst im Mai ein Defizit bemerkbar, welches im Juni mit 60% das Maximum erreicht. Infolge der extrem hohen Niederschläge im Juli, wird das Defizit schon im August beendet und bleibt die restlichen Monate der Vegetationsperiode auf Null.

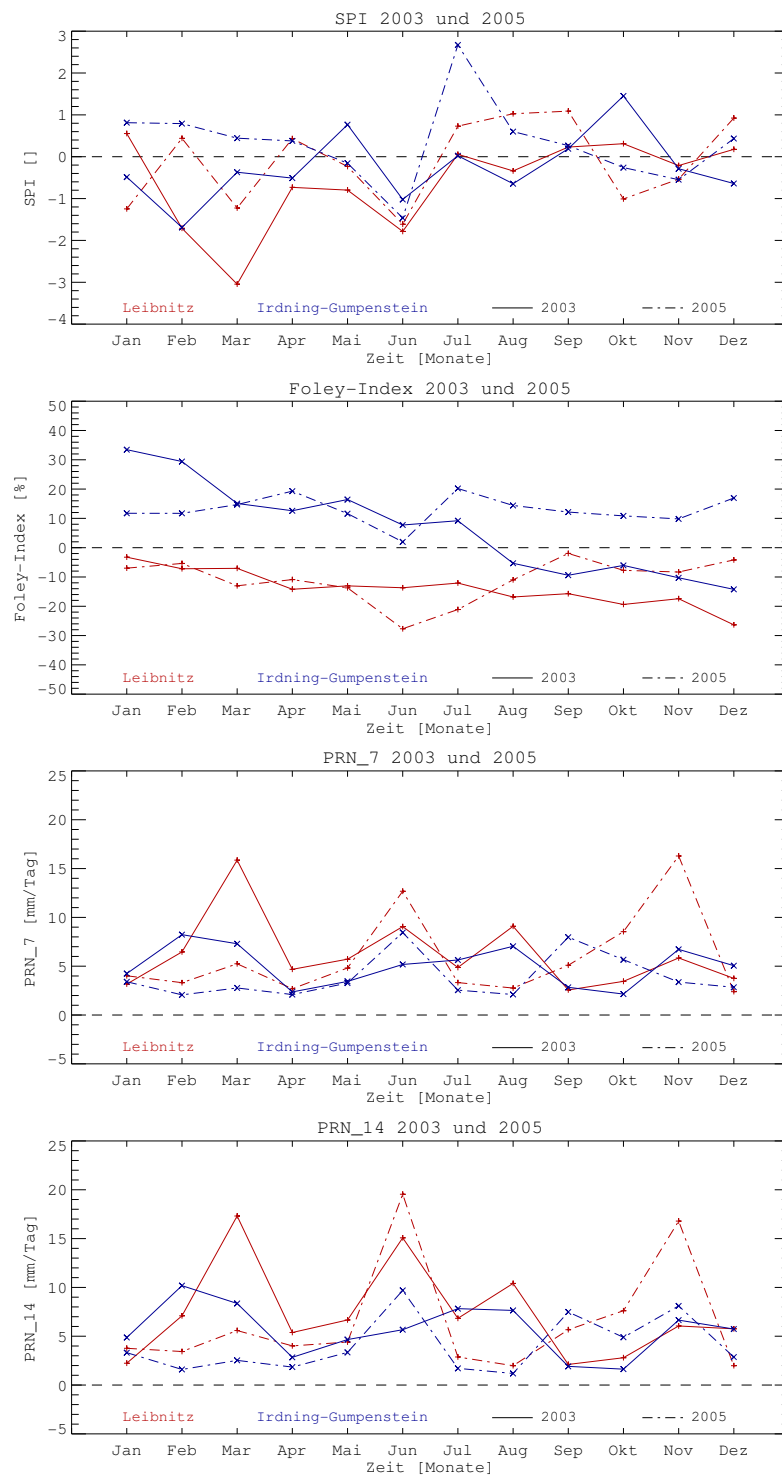
Die akkumulierte *nPET* weist in *Leibnitz* 2003 bis Mittel April eine relativ flache Steigung auf und fällt anschließend bis Ende August stark ab. Dieser Sachverhalt lässt sich auf die ex-

### 3 Ergebnisse

trem hohen Temperaturen kombiniert mit geringen Niederschlägen während der Periode Mai bis September zurückführen. Aufgrund der entspannten Situation im September und Oktober weist der Verlauf der akkumulierten *nPET* keine merkliche Steigung mehr auf. Der Kurvenverlauf der Station *Irdning-Gumpenstein* zeigt in 2003 im Wesentlichen dieselben Charakteristika, wobei die Steigung während des Zeitraums April bis September deutlich flacher ausfällt. Das bedeutet, dass während dieser Periode die täglichen Differenzen zwischen Niederschlag und potentieller Evapotranspiration in *Irdning-Gumpenstein* klar über jenen von *Leibnitz* liegen. Die akkumulierte *nPET* weist Ende Oktober in *Leibnitz* mit  $-1350$  mm einen mehr als doppelt so hohen Wert als *Irdning-Gumpenstein* auf. In 2005 verläuft zunächst die akkumulierte *nPET* bis Juli sehr ähnlich wie im Jahr 2003. Wegen der hohen Niederschläge 2005 divergieren die beiden Verläufe ab Juli und Ende Oktober wird ein akkumuliertes Defizit von  $900$  mm erreicht. *Irdning-Gumpenstein* zeigt wiederum einen viel flacheren Kurvenverlauf bis Juli und schließt mit einer akkumulierten *nPET* von  $-200$  mm ab.

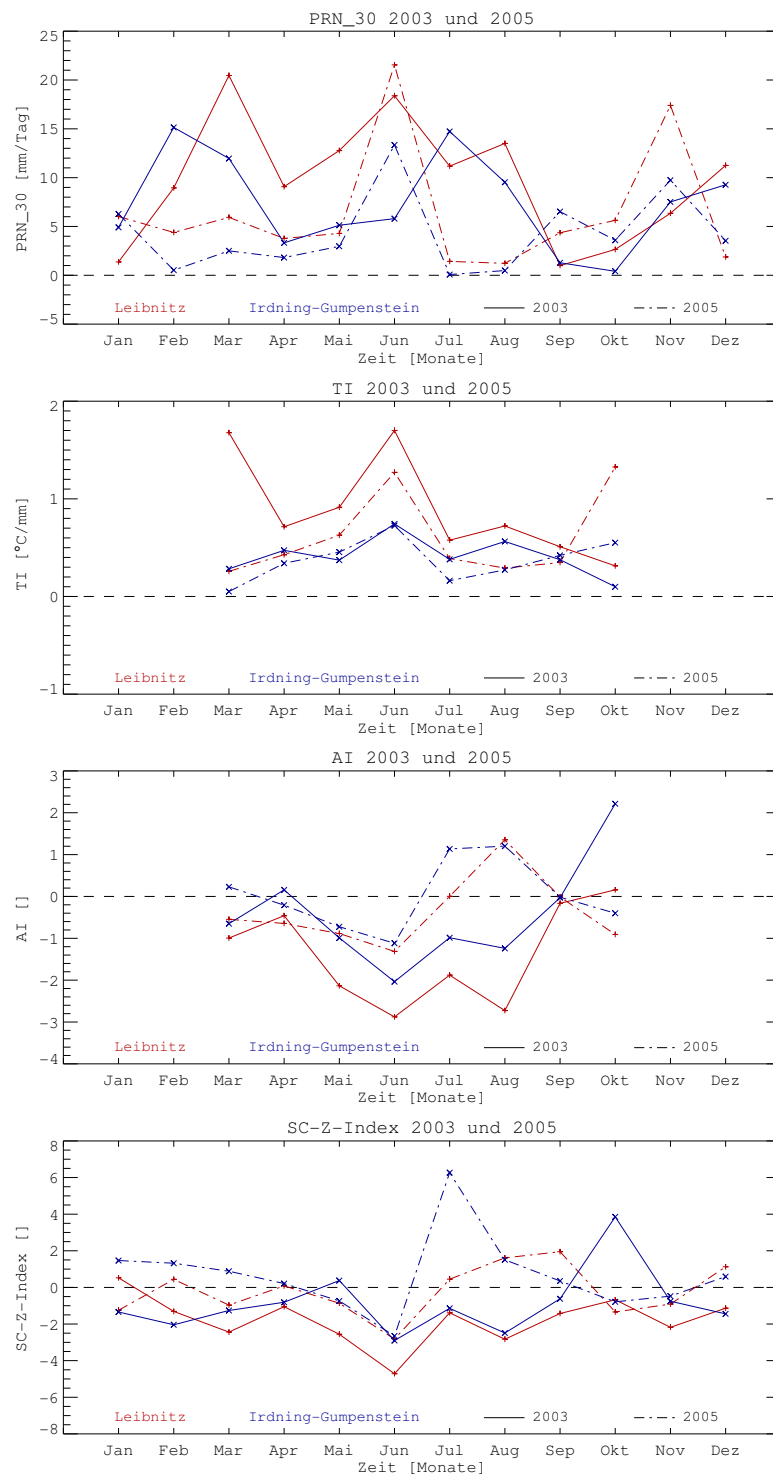
Insgesamt bringt die Analyse zusammenfassend hervor, dass in Summe alle Indizes bei beiden Stationen eine trockenere Situation im Jahr 2003 detektieren und in den beiden untersuchten Jahren *Leibnitz* mehr Trockenheit als *Irdning-Gumpenstein* aufweist.

### 3.1 Die Jahre 2003 und 2005 im Vergleich



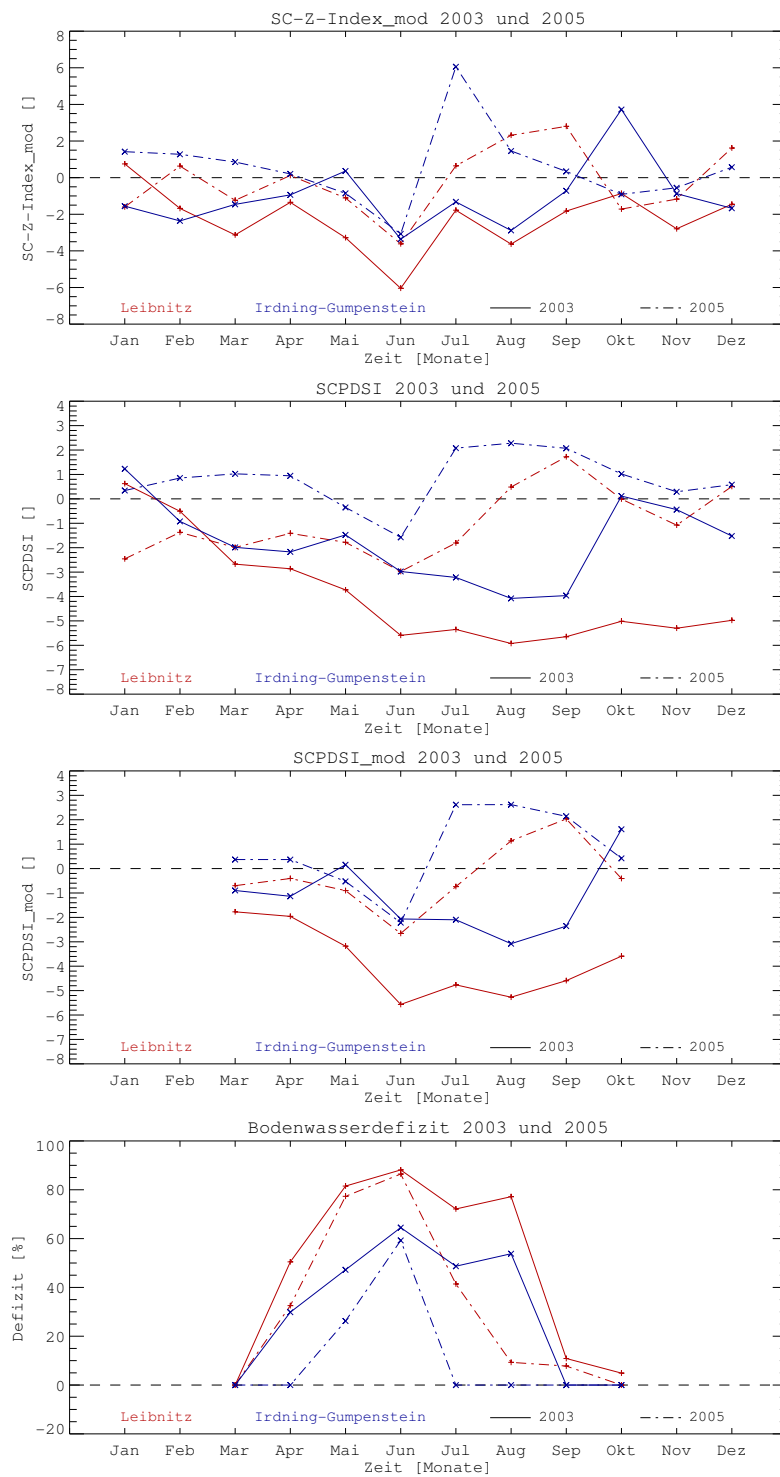
**Abbildung 3.6:** Jahresverläufe der Indizes *SPI*, *Foley-Index*, *PRN\_7* und *PRN\_14* in den Jahren 2003 und 2005 der Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz*.

### 3 Ergebnisse



**Abbildung 3.7:** Jahresverläufe der Indizes *PRN<sub>30</sub>*, *TI*, *AI* und *SC-Z-Index* in den Jahren 2003 und 2005 der Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz*.

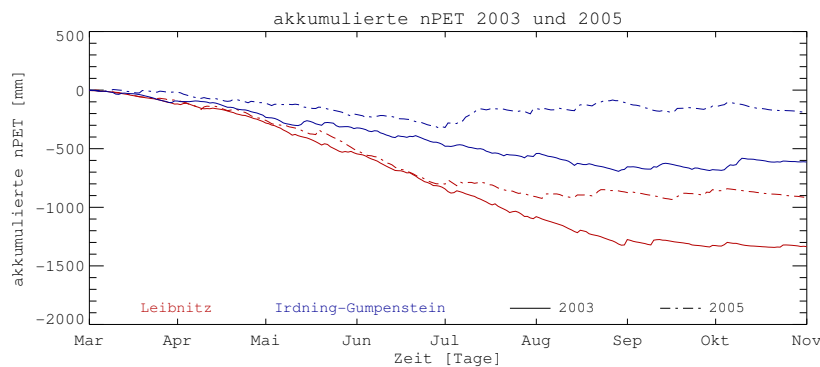
### 3.1 Die Jahre 2003 und 2005 im Vergleich



**Abbildung 3.8:** Jahresverläufe der Indizes *SC-Z-Index\_mod*, *SCPDSI*, *SCPDSI\_mod* und *Bodenwasserdefizit* in den Jahren 2003 und 2005 der Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz*.



### 3 Ergebnisse



**Abbildung 3.9:** Jahresverlauf der akkumulierten nPET in den Jahren 2003 und 2005 der Stationen Irdning-Gumpenstein und Leibnitz.

## 3.2 Trendanalyse der Trockengefährdungsindizes

Neben den kurzzeitigen monatlichen Änderungen der Indizes in einzelnen Jahren (siehe Kapitel 3.1.2) war besonders in Bezug auf den Klimawandel von Interesse, ob sich die diversen Trockengefährdungsindizes aus langfristiger Sicht in Richtung Trockenheit oder Feuchtigkeit bewegt haben.

Um derartige Trends in den Zeitreihen der berechneten Indizes zu erfassen, wurde die Heinrich (2008) beschriebene Trendanalyse herangezogen. Zur Berechnung des linearen Trends dienten wiederum die letzten vierzig Jahre 1967 – 2006 (vgl. Kapitel 2.1.3) und in den Abbildungen 3.10 bis 3.13 sind am Ende des Kapitels die Ergebnisse der Trendanalyse in Form von Tabellen dargestellt. Die der jeweiligen Klimaregion zugeordneten Stationen sind in der Reihenfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* von oben nach unten aufgelistet (siehe Tabelle 2.2) und die Klimaregionen sind durch die fett gedruckten horizontalen Linien voneinander getrennt.

Als zeitliche Basis wurden wieder die meteorologischen Saisonen (*DJF, MAM, JJA, SON*) gewählt (vgl. Kapitel 2.1.3). Die saisonalen Trends konnten für alle Indizes bis auf den *KI* und das *Bodenwasserdefizit* berechnet werden, weil der *KI* auf Jahresbasis definiert ist und langjährige Strahlungsdaten zur Berechnung des Bodenwasserdefizits fehlten. Für Trockengefährdungsindizes, die ausschließlich auf kürzerer Zeitskala definiert sind (Monats-, Wochen- und Tagesbasis), wurden die Mittelwerte über die jeweiligen meteorologischen Saisonen gebildet. Die fett gedruckten vertikalen Linien in den Tabellen beziehen sich auf die Trennung der schon erläuterten Niederschlags- und Temperaturanomalien in Kapitel 2.1.3, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes (vgl. Heinrich (2008)). Für die Indizes *AI*, *TI*, *SC-Z-Index\_mod* und *SCPDSI\_mod*, welche nur über die Periode von März bis Oktober berechnet wurden, können somit keine Trends für die Saisonen *SON* und *DJF* angegeben werden. Des Weiteren konnten die Indizes *SC-Z-Index* und *SCPDSI* nur für lückenfreie Stationsdatensätze kalkuliert werden.

Die Farbskalen in den Tabellen beziehen sich auf die Signifikanzklassifizierung des Mann-Kendall-Tests (vgl. Heinrich (2008)) und geben den Grad der Signifikanz der Trends in Rich-

tung Trockenheit bzw. Feuchtigkeit an. Die Zahlenwerte stehen für die Magnitude des Trends pro Dekade und in Bezug auf die Einheiten muss auf Heinrich (2008) verwiesen werden. Aus Darstellungsgründen wurden die Magnituden des *TI* mit dem Faktor 100 multipliziert.

Die Trends der Niederschlagsindizes zeigen im **Winter** eine klare Trennung zwischen den weiter nördlich gelegenen Regionen *Nordstau* und *Mürzzuschlag* und den restlichen Klimaregionen. Dabei sind *Mürzzuschlag* und *Irdning-Gumpenstein* die einzigen der untersuchten Stationen, die schwach signifikante bis signifikante Trends in Richtung Feuchtigkeit detektieren. Bis auf den *Foley-Index* weisen in der Region *Murtal* alle Niederschlagsindizes schwach signifikante bis stark signifikante Trends in Richtung Trockenheit auf. In den Klimaregionen *Randgebirge* und *Vorland* zeigen die auf Tagesbasis definierten Indizes *PRN\_7*, *PRN\_14* bei allen Stationen schwach signifikante bis stark signifikante Trends in Richtung Trockenheit. Im Gegensatz dazu, weisen die auf Monatsbasis definierten Niederschlagsindizes keine signifikanten Trends auf. Das erklärt auch warum der *PRN\_30*, bei dem die vergangenen 30 Tage in die Berechnung mit einfließen, weniger signifikante Trends als der *PRN\_7* und *PRN\_14* detektiert. Dies kann als Hinweis daraufhin gedeutet werden, dass ein Trend in Richtung geringerer Niederschlagshäufigkeit mit eventuell größerer Intensität vorhanden ist. Die Indizes *Z-Index* und *SCPDSI* verhalten sich ähnlich und der *SCPDSI* zeigt stärker signifikante Trends als der *Z-Index*. Das kann darauf zurückgeführt werden, dass sich trockene bzw. feuchte Verhältnisse über einen längeren Zeitraum im *SCPDSI* widerspiegeln, wohingegen der *Z-Index* nur Auskunft über das aktuelle Monat gibt.

Im **Frühling** weisen die Niederschlagsindizes in den nördlichen Regionen *Mürztal* und *Nordstau* Trends in Richtung Feuchtigkeit auf, die bei der Station *Mürzzuschlag* alle stark signifikant sind. Die südlicher gelegenen Klimaregionen zeigen dahingegen keine nennenswerten Trends, nur vereinzelt wird das nicht signifikante Niveau überschritten. Die kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes detektieren wiederum in den nördlichen Regionen signifikante Trends in Richtung Feuchtigkeit. Auffällig ist der auf Wochenbasis definierte *AI*, der vor allem in den südlichen Klimaregionen schwach bis stark signifikante Trends in Richtung Trockenheit aufweist. Dieser Sachverhalt kann mitunter auf die starken Temperaturtrends während dieser Saison zurückgeführt werden. Unter den auf Monatsbasis definierten Indizes zeigt der *SCPDSI* wieder die signifikantesten Trends.

Im **Sommer** zeigt sich ein ähnliches Bild wie im Frühjahr, mit schwach bis stark signifikanten Trends der Niederschlagsindizes in Richtung Feuchtigkeit in den beiden nördlichen Klimaregionen *Mürztal* und *Nordstau*. In den Regionen *Randgebirge* und *Vorland* treten nur vereinzelt schwach signifikante Trends in Richtung Trockenheit auf. Dabei zeigt die Station *Deutschlandsberg* eher einen Trend der auf Monatsbasis berechneten Indizes, wohingegen *Wörterberg* und *Leibnitz* Trends auf kleinerer Zeitskala detektieren. Bei den kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes äußert sich die Niederschlagszunahme in den nördlichen Regionen und führt zu schwach bis stark signifikanten Trends in Richtung Feuchtigkeit bei den Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Mürzzuschlag*. Der auf Wochenbasis definierte *AI* weist dahingegen einen signifikanten bzw. schwach signifikanten Trend in Richtung Trockenheit bei den Stationen *Bruck an der Mur* und *Mürzzuschlag* auf. Die Klimaregionen *Murtal*, *Randgebirge* und *Vorland* zeigen keine signifikanten Trends in Richtung Feuchtigkeit und der *AI* detektiert über alle Stationen hinweg signifikante bis stark signifikante Trends in Richtung Trockenheit. Die auf Monatsbasis definierten Indizes weisen generell nicht so hohe Signifikanz auf und im Vergleich zum Frühling

### 3 Ergebnisse

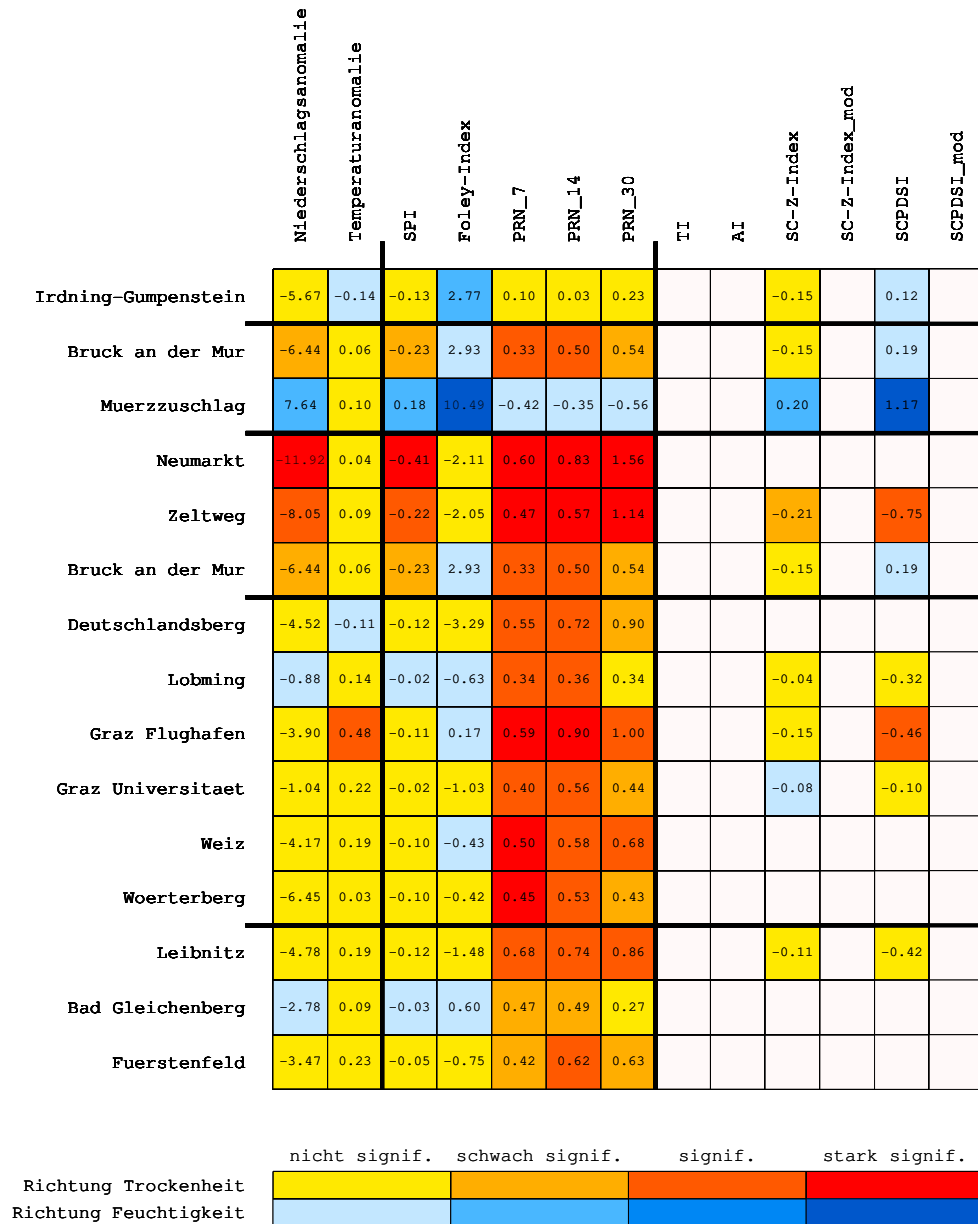
zeigt der Sommer im Allgemeinen signifikantere Trends der Indizes in Richtung Trockenheit.

Im **Herbst** detektieren die nördlichen Klimaregionen wieder schwach bis stark signifikante Trends der Niederschlagsindizes in Richtung Feuchtigkeit und zeigen ein ähnliches Bild wie im Frühling. Dabei ist der Trend in *Mürzzuschlag* über alle Indizes hinweg signifikant bis stark signifikant. Die weiter südlich gelegeneren Regionen *Murtal*, *Randgebirge* und *Vorland* weisen keine auffälligen Charakteristika auf, nur vereinzelt wird die nicht signifikante Klasse überschritten. Die Indizes *SC-Z-Index* und *SCPDSI* zeigen ebenso in den nördlichen Regionen signifikante Trends in Richtung Feuchtigkeit und in den südlicheren Klimaregionen wird nur bei der Station Zeltweg ein signifikanter Trend in Richtung Trockenheit detektiert.

Zusammenfassend bringt die Trendanalyse also hervor, dass im Frühjahr, Sommer und Herbst die Stationen der nördlich gelegenen Klimaregionen *Mürztal* und *Nordstau* eher signifikante Trends in Richtung Feuchtigkeit aufweisen, währenddessen die Stationen der weiter südlich gelegenen Regionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* eher signifikante Trends in Richtung Trockenheit detektieren. Im Winter zeigen dahingegen vor allem die Regionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* zum Teil signifikante Trends in Richtung Trockenheit.

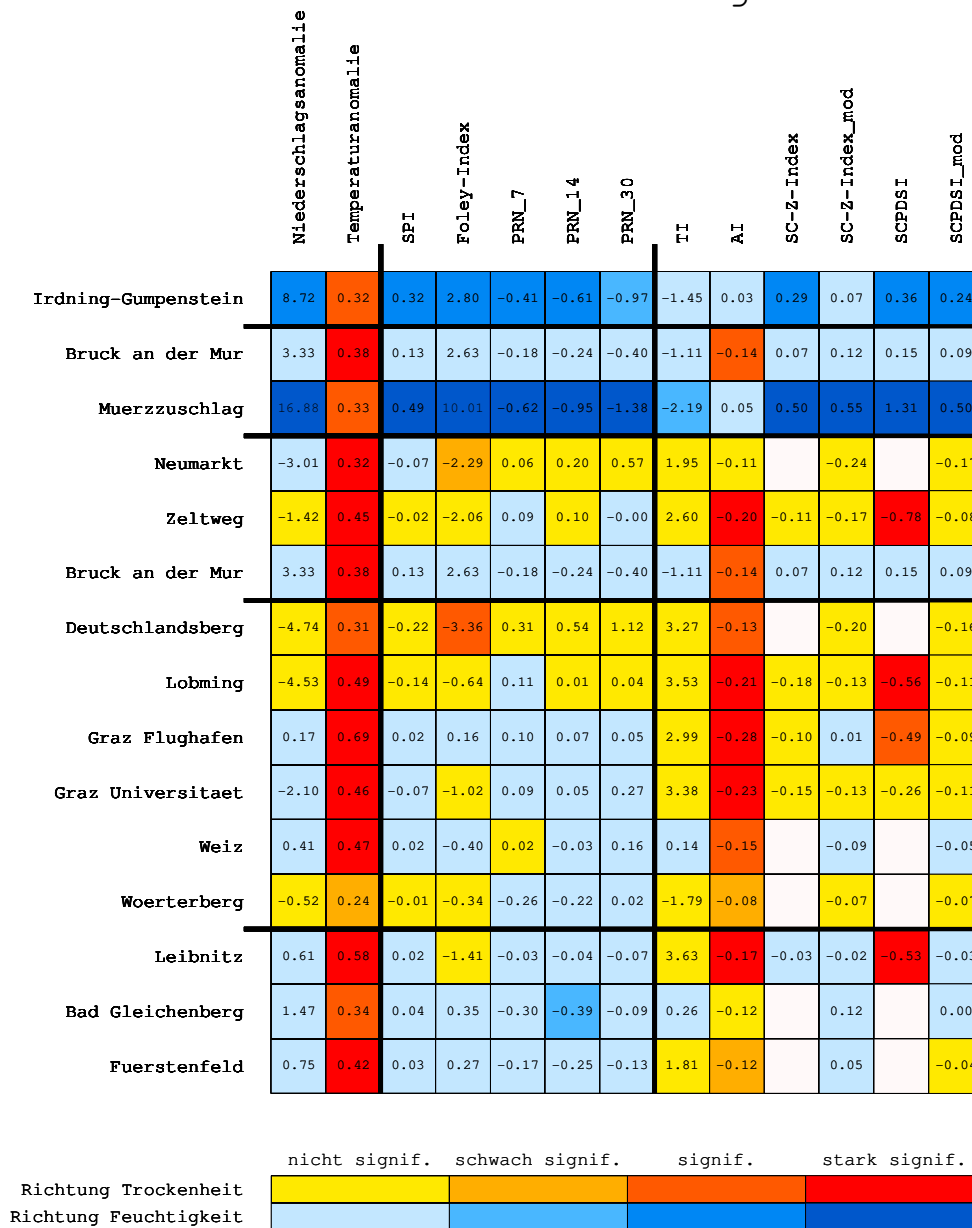
### 3.2 Trendanalyse der Trockengefährdungsindizes

#### Winter



**Abbildung 3.10:** Trends pro Dekade der berechneten Trockengefährdungsindizes für die Periode 1967 – 2006 der meteorologischen Saison *DJF*. In Bezug auf die Einheiten muss auf Heinrich (2008) verwiesen werden. Die in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen sind durch die fett gedruckten horizontalen Linien in der Reihenfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* v.o.n.u. voneinander getrennt (vgl. Tabelle 2.2). Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes. Anmerkung: Die Farbskalen beziehen sich auf Richtung und Signifikanz des Mann-Kendall-Tests und die Zahlenwerte geben Richtung und Magnitude der Trendgerade an.

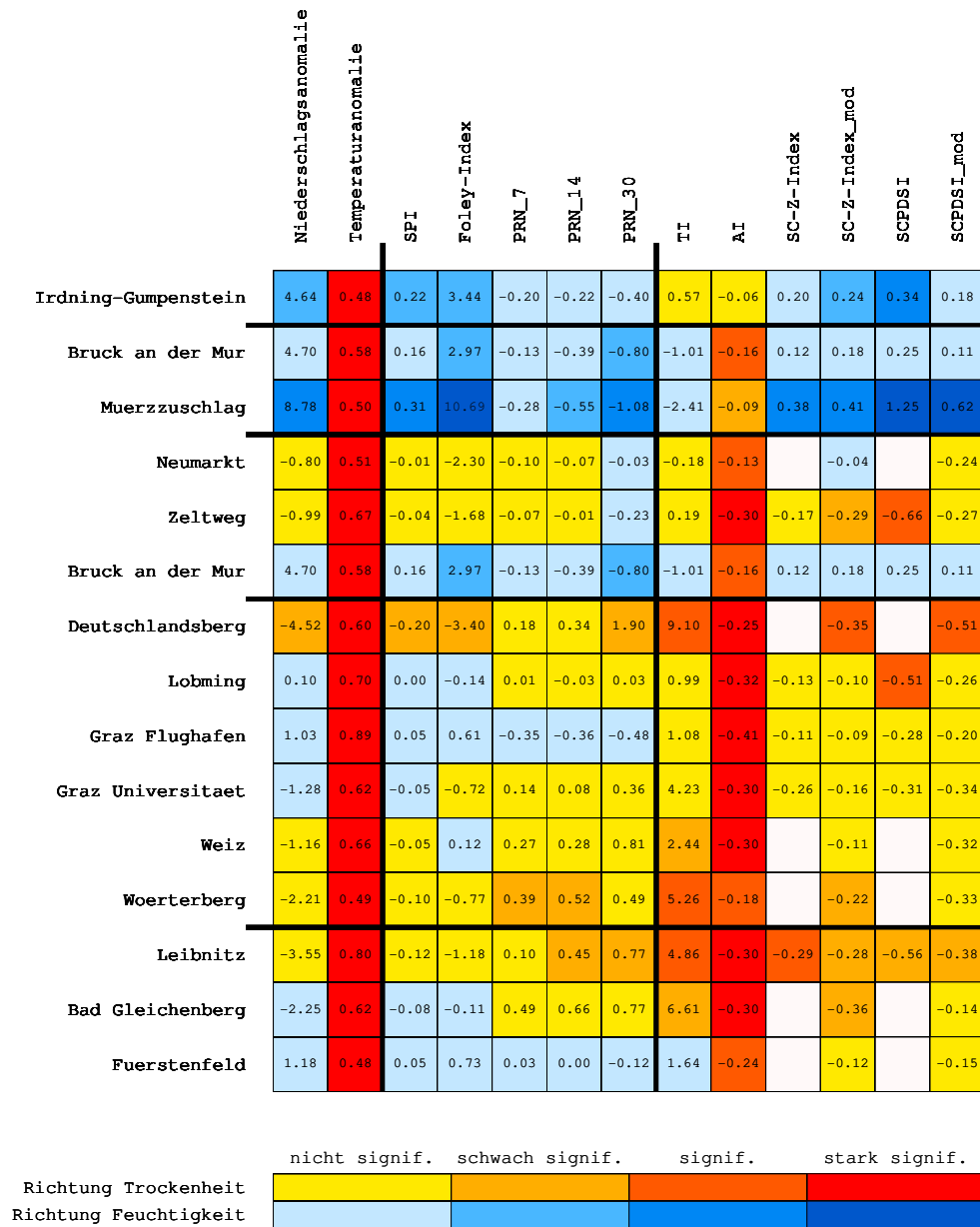
## Fruehling



**Abbildung 3.11:** Trends pro Dekade der berechneten Trockengefaehrungsindizes für die Periode 1967 – 2006 der meteorologischen Saison MAM. In Bezug auf die Einheiten muss auf Heinrich (2008) verwiesen werden. Die in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen sind durch die fett gedruckten horizontalen Linien in der Reihenfolge Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland v.o.n.u. voneinander getrennt (vgl. Tabelle 2.2). Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes. Anmerkung: Die Farbskalen beziehen sich auf Richtung und Signifikanz des Mann-Kendall-Tests und die Zahlenwerte geben Richtung und Magnitude der Trendgerade an.

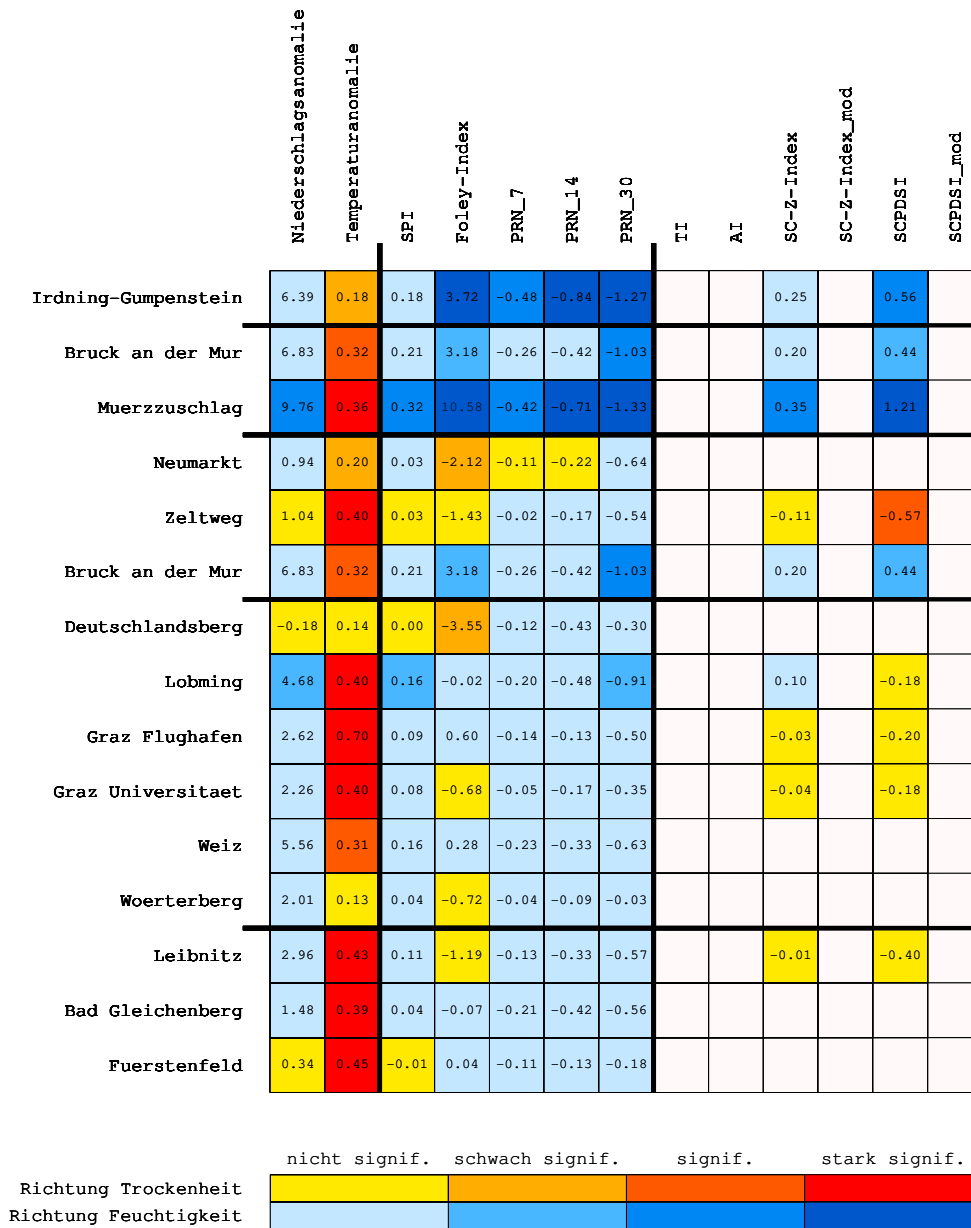
### 3.2 Trendanalyse der Trockengefährdungsindizes

#### Sommer



**Abbildung 3.12:** Trends pro Dekade der berechneten Trockengefährdungsindizes für die Periode 1967 – 2006 der meteorologischen Saison *JJA*. In Bezug auf die Einheiten muss auf Heinrich (2008) verwiesen werden. Die in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen sind durch die fett gedruckten horizontalen Linien in der Reihenfolge *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* v.o.n.u. voneinander getrennt (vgl. Tabelle 2.2). Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes. Anmerkung: Die Farbskalen beziehen sich auf Richtung und Signifikanz des Mann-Kendall-Tests und die Zahlenwerte geben Richtung und Magnitude der Trendgerade an.

Herbst



**Abbildung 3.13:** Trends pro Dekade der berechneten Trockengefährdungsindizes für die Periode 1967 – 2006 der meteorologischen Saison SON. In Bezug auf die Einheiten muss auf Heinrich (2008) verwiesen werden. Die in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen sind durch die fett gedruckten horizontalen Linien in der Reihenfolge Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland v.o.n.u. voneinander getrennt (vgl. Tabelle 2.2). Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes. Anmerkung: Die Farbskalen beziehen sich auf Richtung und Signifikanz des Mann-Kendall-Tests und die Zahlenwerte geben Richtung und Magnitude der Trendgerade an.

### 3.3 Korrelationsanalyse zwischen Trockengefährdungsindizes und Ertragsdaten

Abschließend wurde in dieser Arbeit untersucht, inwiefern sich die berechneten Trockengefährdungsindizes mit landwirtschaftlichen Ertragsdaten koppeln lassen. Um diese Frage zu beantworten, wurden Korrelationen zwischen den Indizes und den Erträgen der wichtigsten Kulturarten für die Steiermark kalkuliert (vgl. Heinrich (2008)).

Die Ertragsdaten liegen für den Zeitraum 1995 – 2006 auf Jahresbasis und Bezirksebene vor. Dabei weisen alle Erträge im Jahr 1996 eine Datenlücke auf und die maximale Stichprobengröße für die Ertragsdaten der einzelnen Bezirke beträgt somit elf Jahre. Kulturen, die in einem bestimmten Jahr nicht angebaut wurden und daher keinen Ertrag aufweisen, wurden als Fehlwerte behandelt und fließen somit nicht in die Berechnung der Korrelationen mit ein. Um die statistische Stichprobe zu erhöhen, wurden die Korrelationen auf Regionsebene berechnet, wobei die Indizes der in die jeweilige Klimaregion fallenden Stationen mit den dazugehörigen Erträgen der einzelnen Bezirke zu einer Stichprobe zusammengefasst wurden (vgl. Tabelle 2.2).

Da man davon ausgehen muss, dass auch nichtklimatische Faktoren wie z.B. technische Entwicklung oder politische Maßnahmen einen Einfluss auf die Erträge haben, war es erforderlich, einen möglichen Trend in der zeitlichen Entwicklung der Indizes und der Ertragsdaten zu entfernen. Dazu wurde ein einfacher Ansatz gewählt, bei dem man ein lineares Modell an die Daten anpasst und für die Korrelation die Differenzen zwischen Mess- und Modelldaten, die so genannten Residuen, heranzieht.

Für sinnvolle Korrelationen zwischen Indizes und Ertragsdaten mussten für die verschiedenen Kulturarten Wachstumsperioden definiert werden, über welche dann die Mittelwerte der Indizes berechnet und diese anschließend mit den jeweiligen Erträgen korreliert wurden. In Anlehnung an Eitzinger et al. (2004) wurden dreimonatige Perioden für Gerste und Mais verwendet. Dabei wurden alle aufeinander folgenden dreimonatigen Perioden zwischen März und Oktober getestet und die verwendeten Wachstumsperioden sind in Tabelle 3.2 zusammengefasst. Für alle Kulturen stimmen die Wachstumsperioden mit denen von Eitzinger et al. (2004) angegebenen überein und liefern die besten Korrelationen.

Die Ergebnisse der Korrelationsanalyse sind in den Abbildungen 3.15 bis 3.18 in Tabellenform dargestellt und werden aus Darstellungsgründen am Ende des Kapitels gezeigt. Die oberen Tabellen beinhalten die Korrelationskoeffizienten mit farblich hinterlegter statistischer Signifikanz. In den unteren Tabellen sind die Bestimmtheitsmaße farblich dargestellt und die Zahlenwerte stehen für die Größe der Stichprobe, in welcher sich die Fehlwerte der Trockengefähr-

Kulturart	Wachstumsperiode
Grün- und Silomais	Juni bis August
Körnermais inkl. CCM	Juni bis August
Sommergerste	April bis Juni
Wintergerste	Mai bis Juli
Mehrmähdige Wiesen	April bis September

**Tabelle 3.2:** Verwendete Wachstumsperioden der verschiedenen Kulturarten bei der Korrelationsanalyse.



### 3 Ergebnisse

dungsindizes und der Ertragsdaten im Zeitraum 1995 – 2006 widerspiegeln. Weil die drei weiter südlich gelegenen Klimaregionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* mehr Bezirke als die Regionen *Mürztal* und *Nordstau* umfassen, sind die Stichproben der verschiedenen Regionen auch unterschiedlich groß. Dies ist bei der Signifikanz der Korrelationen zu berücksichtigen, da diese direkt proportional zur Stichprobengröße und zum Korrelationskoeffizienten ist.

Die Korrelationsanalyse von **Grün- und Silomais** zeigt eine scharfe Trennung zwischen den südlichen Klimaregionen *Vorland* und *Randgebirge* und den weiter nördlich gelegeneren. Die Erträge von *Grün- und Silomais* weisen in den Regionen *Vorland* bis *Mürztal* eine positive Korrelation mit der Niederschlagsanomalie und eine negative mit der Temperaturanomalie auf. Im *Vorland* besitzen die kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes *TI* und *AI* die höchsten Korrelationskoeffizienten und erklären 23% der Gesamtvariabilität des Ertrages. Im *Randgebirge* sind es dahingegen die auf Tagesbasis definierten Niederschlagsindizes, welche die stärksten Korrelationen aufweisen. Die drei übrigen Regionen *Murtal*, *Mürztal* und *Nordstau* zeigen deutlich niedrigere Korrelationskoeffizienten, was zum Schluss führt, dass die Erträge dieser Regionen im Allgemeinen weniger anfällig auf Temperatur- und Niederschlagsschwankungen sind.

Im Vergleich zum Grün- und Silomais ergeben sich für **Körnermais inkl. CCM** auch in den Klimaregionen *Murtal* und *Mürztal* signifikante Korrelationen. Die meisten signifikanten und zum Großteil höchsten Korrelationskoeffizienten werden in der Region *Murtal* erreicht. Die Erträge zeigen wiederum positive Korrelationen mit der Niederschlagsanomalie und negative mit der Temperaturanomalie. Somit bringt die Korrelationsanalyse einen negativen Einfluss von zu hohen Temperaturen und geringen Niederschlagsmengen auf die Erträge von *Körnermais inkl. CCM* im Zeitraum von Juni bis August hervor. Im Bezirk *Liezen* wurde nur in drei Jahren Körnermais angebaut und die zum Teil extrem hohen Korrelationskoeffizienten der Klimaregion *Nordstau* dürfen infolge der extrem kleinen Stichprobe nicht interpretiert werden.

Die Korrelationen mit der **Sommergerste** weisen keine besonderen Muster auf, generell liefern aber die reinen Niederschlagsindizes bessere Korrelationen als die übrigen. Auffallend ist der Vorzeichenwechsel der zum Teil nicht signifikanten Korrelationskoeffizienten beim Übergang zu den nördlichen Klimaregionen *Murtal*, *Mürztal* und *Nordstau*. Dabei zeigen die südlichen Klimaregionen vor allem bei zu hohen (niedrigen) Niederschlägen einen negativen (positiven) Einfluss auf die Erträge und in nördlichen Regionen ist die Situation genau umgekehrt.

Die **Wintergerste** zeigt für die Regionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* vergleichsweise hohe und gleichzeitig statistisch signifikante Korrelationen. Zwar besitzt die Klimaregion *Nordstau* die besten Korrelationskoeffizienten, die aber auf Grund der äußerst kleinen Stichprobe das Signifikanzniveau nicht überschreiten. Gleich wie bei der *Sommergerste* weisen die Regionen *Vorland* und *Randgebirge* negative Korrelationen mit der Niederschlagsanomalie und positive mit der Temperaturanomalie auf. Die Region *Murtal* weist dasselbe Muster auf und unter den drei Regionen zeigt das *Vorland* die höchsten Korrelationskoeffizienten, wobei die reinen Niederschlagsindizes *Foley-Index*, *PRN\_14* und *PRN\_30* über 40% der Gesamtvariabilität des Ertrages erklären.

Im Zuge der Korrelationsanalyse wurden die besten Korrelationen mit den Erträgen der **mehrmündigen Wiesen** erreicht. Dabei zeigen die Klimaregionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* über alle Indizes hinweg statistisch signifikante Korrelationen und sogar in der Region *Mürztal* wird das Signifikanzniveau erreicht. Die Erträge der vier Regionen korrelieren positiv mit

### 3.3 Korrelationsanalyse zwischen Trockengefährdungsindizes und Ertragsdaten

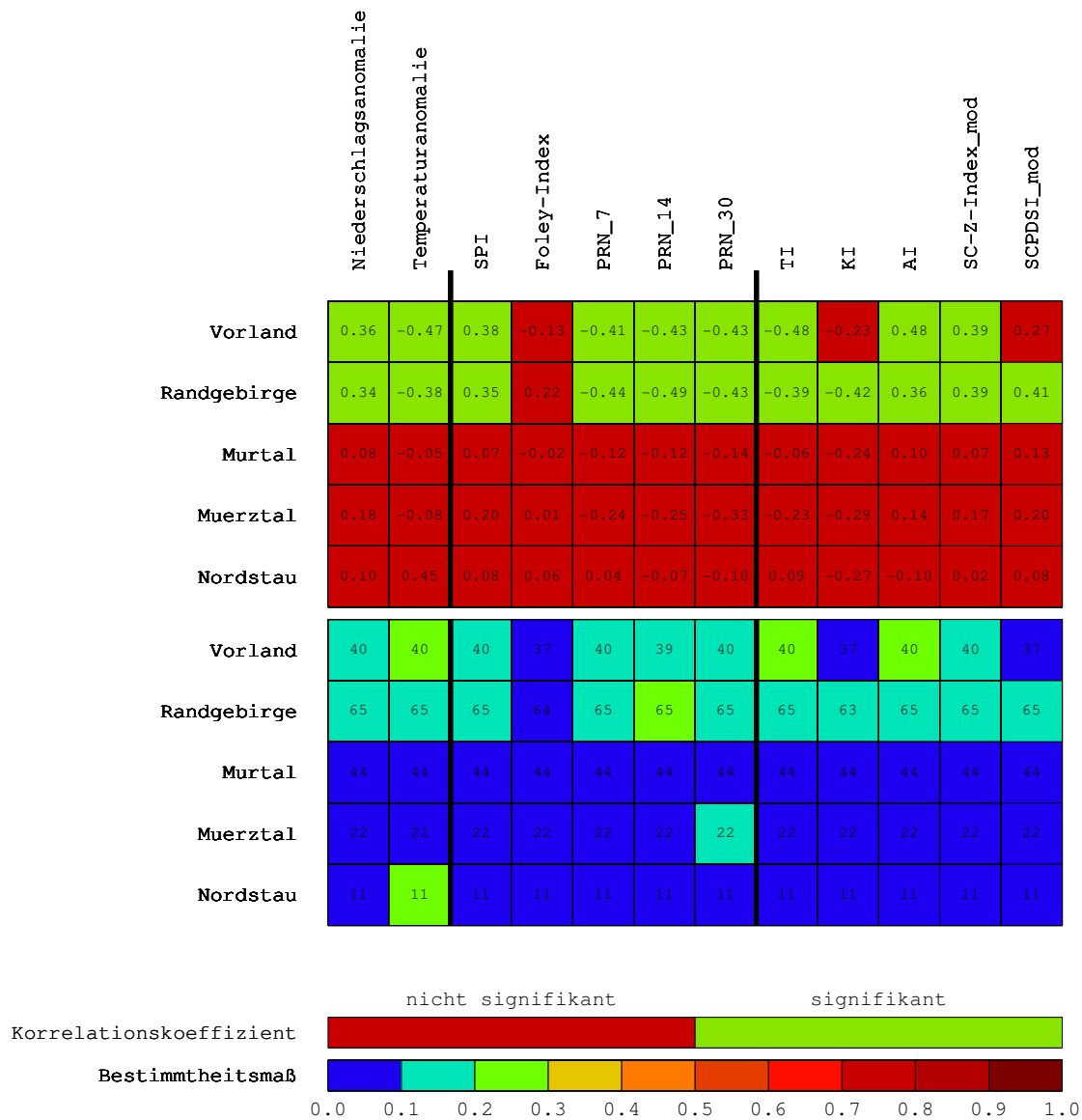
der Niederschlagsanomalie und negativ mit Temperaturanomalie, womit sich generell höhere Niederschläge und niedrigere Temperaturen während der Periode April bis September positiv auf die Erträge auswirken. Innerhalb der drei Klimaregionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* weisen vor allem die kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes *AI*, *SC-Z-Index\_mod* und *SCPDSI\_mod* die höchsten Korrelationskoeffizienten auf. Die Indizes *AI* und *SC-Z-Index\_mod* erklären dabei zumindest über 40% der Gesamtvariabilität des Ertrages und mehr als 50% Erklärungsanteil besitzt lediglich der *AI* in der Region *Vorland*. Die Region *Mürztal* zeigt vergleichsweise niedrigere Korrelationen und die auf Tagesbasis definierten Niederschlagsindizes *PRN\_7* und *PRN\_14* liefern die besten Korrelationskoeffizienten. Auf Grund der kleinen Stichprobe und der niedrigen Korrelationskoeffizienten bleiben die Korrelationen in der Region *Nordstau* nach wie vor nicht signifikant.

Zusammenfassend zeigt die Korrelationsanalyse eine höhere Sensitivität der landwirtschaftlichen Erträge gegenüber Schwankungen der verschiedenen Trockengefährdungsindizes in den weiter südlich gelegenen Klimaregionen. Dabei weisen vor allem die Kulturarten *Grün- und Silomais*, *Wintergerste* und *mehrmähdige Wiesen* eine klare Trennung zwischen nördlichen und südlichen Klimaregionen auf.

Die meisten statistisch signifikanten Korrelationen werden mit den Erträgen der *Wintergerste* und den *mehrmähdigen Wiesen* erzielt. Im Allgemeinen zeigen die verschiedenen Trockengefährdungsindizes unterschiedlich gute Korrelationen mit den landwirtschaftlichen Erträgen in den einzelnen Regionen. Dabei weisen die Korrelationen der Indizes mit den Erträgen der *mehrmähdigen Wiesen* das auffälligste Muster auf, wo vor allem die kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes in den südlicheren Klimaregionen einheitlich die besten Korrelationskoeffizienten liefern.

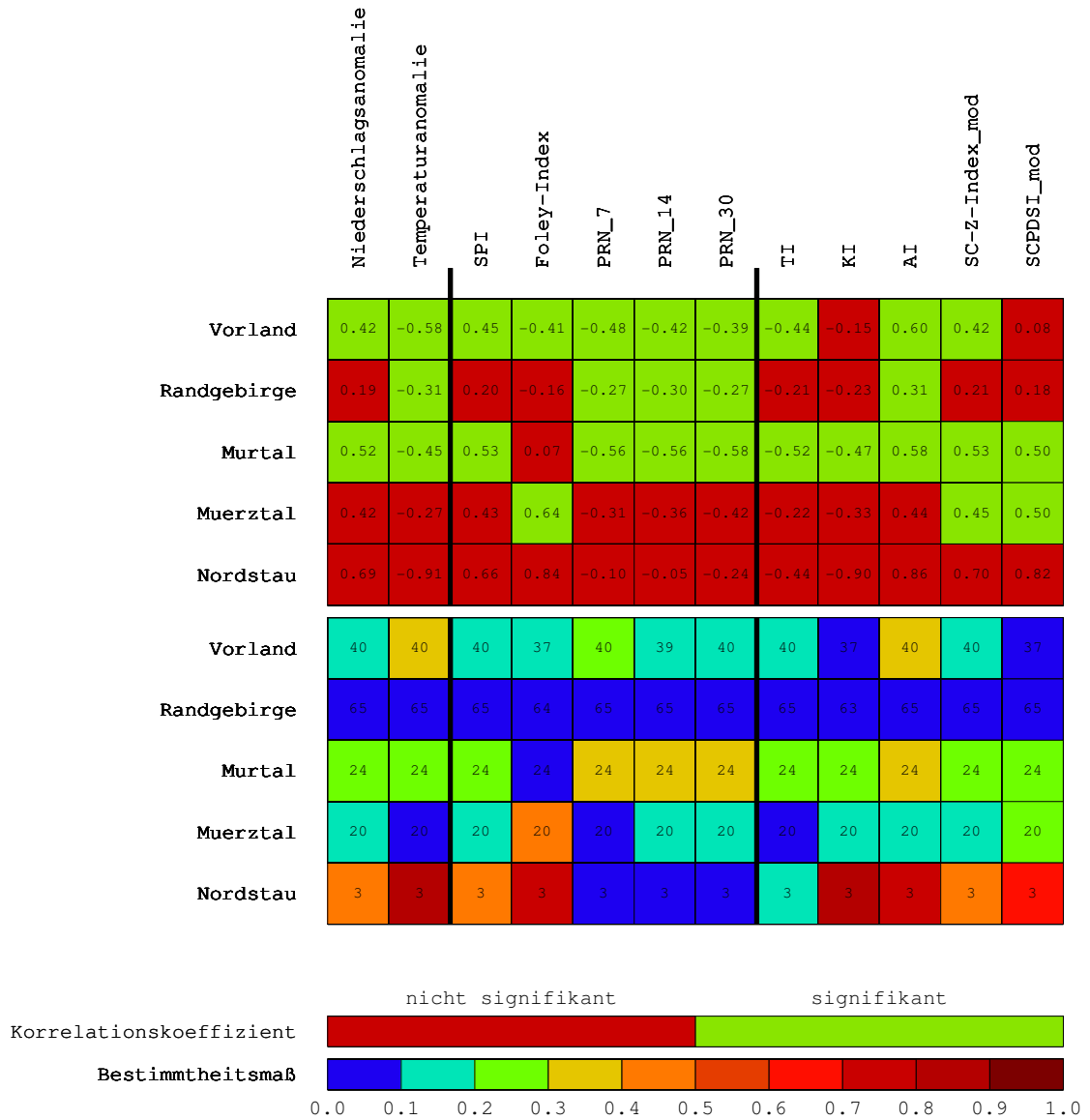
Die statistisch signifikanten Korrelationen zeigen einen negativen Einfluss von Hitze auf die Erträge der Kulturarten *Körnermais inkl. CCM*, *Grün- und Silomais*, *Sommergerste* und *mehrmähdige Wiesen*, wohingegen die *Wintergerste* positiv auf hohe Temperaturen reagiert. Gegenüber Trockenheit reagieren die Erträge von *Wintergerste* positiv und die Kulturarten *Grün- und Silomais*, *Körnermais inkl. CCM*, *Sommergerste* und *mehrmähdigen Wiesen* weisen einen negativ Einfluss von zu geringen Niederschlägen auf.

## Gruen- und Silomais



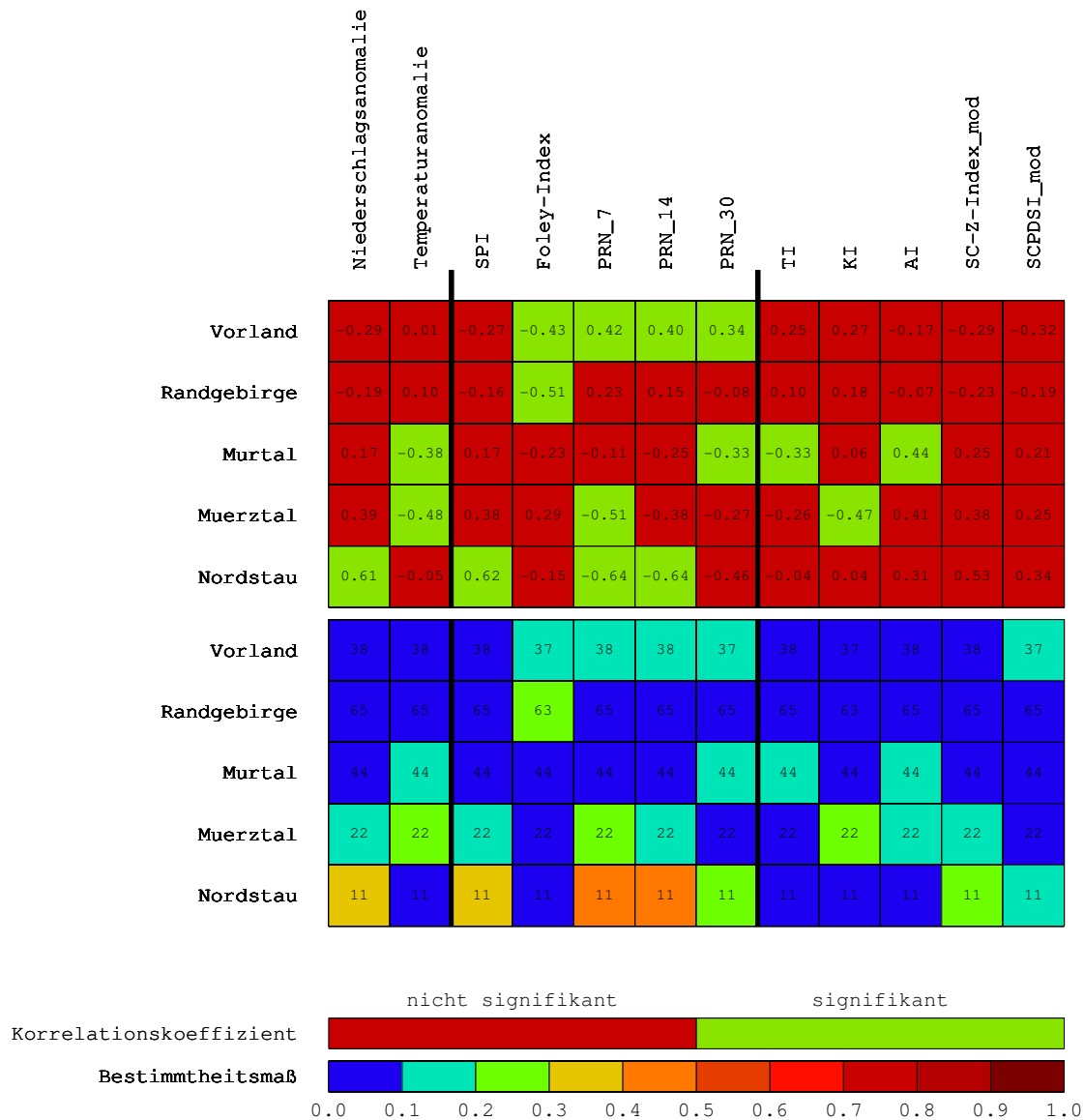
**Abbildung 3.14:** Korrelationsanalyse für Grün- und Silomais. Die obere Tabelle beinhaltet die Korrelationskoeffizienten mit farblich hinterlegter statistischer Signifikanz. In der unteren Tabelle sind die Bestimmtheitsmaße farblich dargestellt und die Zahlenwerte stehen für die Größe der Stichprobe. Die fettgedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes.

## Koernermais inkl. CCM



**Abbildung 3.15:** Korrelationsanalyse für Körnermais inkl. CCM. Die obere Tabelle beinhaltet die Korrelationskoeffizienten mit farblich hinterlegter statistischer Signifikanz. In der unteren Tabelle sind die Bestimmtheitsmaße farblich dargestellt und die Zahlenwerte stehen für die Größe der Stichprobe. Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes. Anmerkung: Bei der Region Nordstau sei auf den äußerst kleinen Stichprobenumfang hingewiesen.

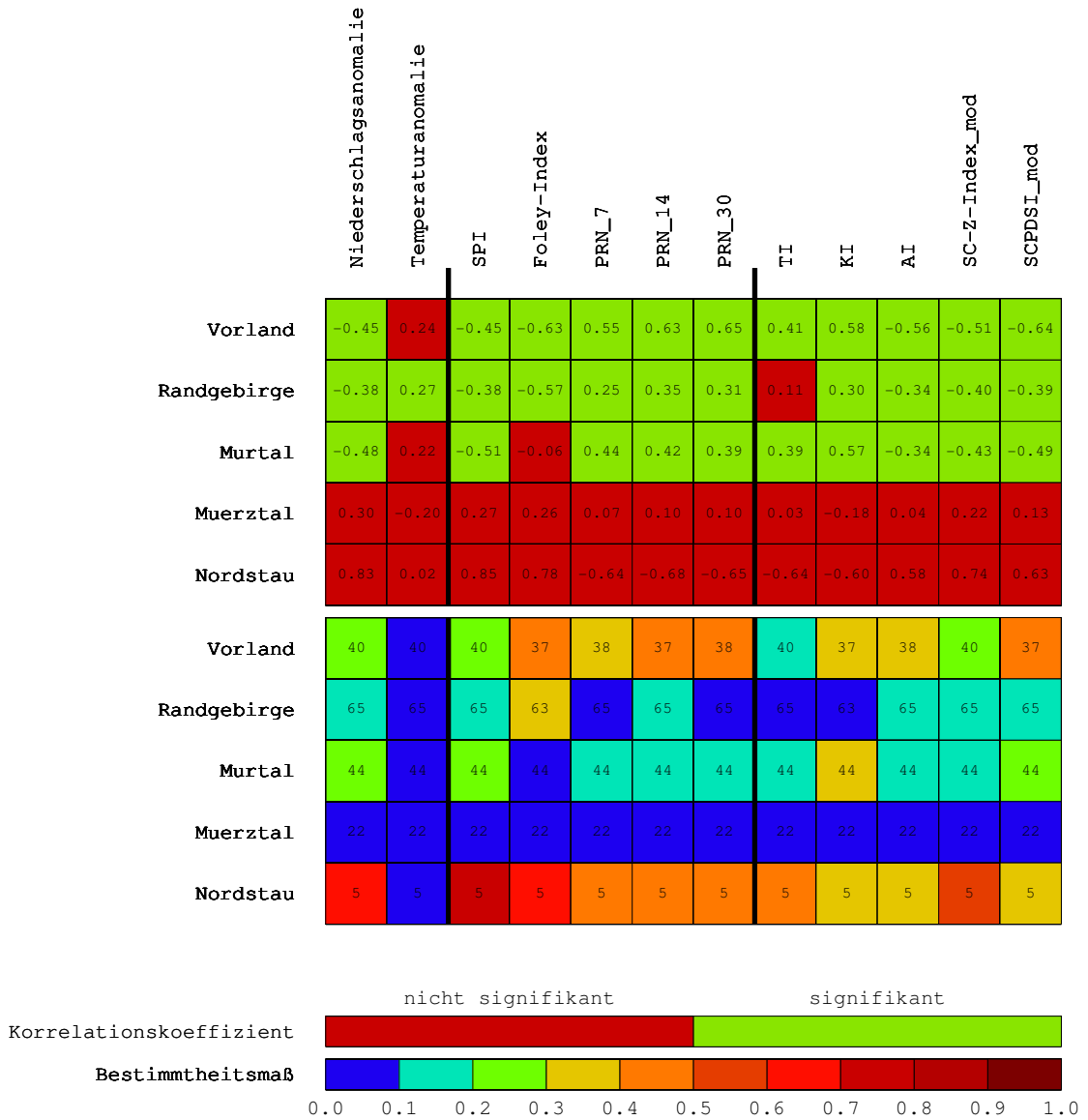
## Sommergerste



**Abbildung 3.16:** Korrelationsanalyse für Sommergerste. Die obere Tabelle beinhaltet die Korrelationskoeffizienten mit farblich hinterlegter statistischer Signifikanz. In der unteren Tabelle sind die Bestimmtheitsmaße farblich dargestellt und die Zahlenwerte stehen für die Größe der Stichprobe. Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes.

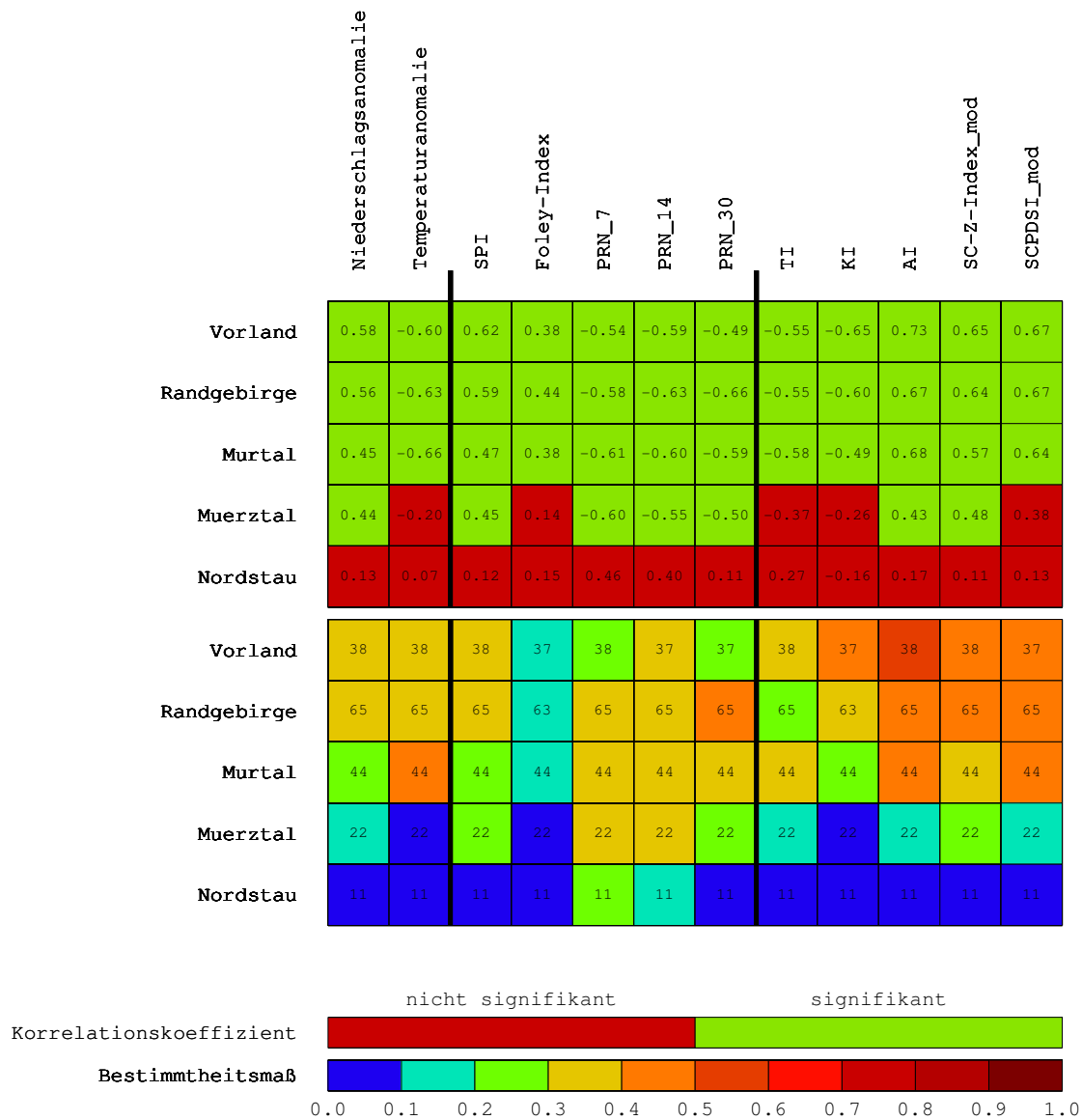
### 3.3 Korrelationsanalyse zwischen Trockengefährdungsindizes und Ertragsdaten

## Wintergerste



**Abbildung 3.17:** Korrelationsanalyse für Wintergerste. Die obere Tabelle beinhaltet die Korrelationskoeffizienten mit farblich hinterlegter statistischer Signifikanz. In der unteren Tabelle sind die Bestimmtheitsmaße farblich dargestellt und die Zahlenwerte stehen für die Größe der Stichprobe. Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes. Anmerkung: Bei der Region Nordstau sei auf den äußerst kleinen Stichprobenumfang hingewiesen.

## Mehrmaehdige Wiesen



**Abbildung 3.18:** Korrelationsanalyse für mehrmähdige Wiesen. Die obere Tabelle beinhaltet die Korrelationskoeffizienten mit farblich hinterlegter statistischer Signifikanz. In der unteren Tabelle sind die Bestimmtheitsmaße farblich dargestellt und die Zahlenwerte stehen für die Größe der Stichprobe. Die fett gedruckten vertikalen Linien beziehen sich auf die Trennung der Niederschlags- und Temperaturanomalien, der reinen Niederschlagsindizes und der kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes.

## 4 Zusammenfassung und Ausblick

Der erste Teil dieses Berichtes beschäftigte sich mit der Analyse von Trockengefährdung speziell für das Bundesland Steiermark. Um Trockenheit zahlenmäßig auszudrücken, wurde eine Reihe von meteorologischen und agrarmeteorologischen Trockengefährdungsindizes am Computer implementiert. Diese benötigen als Eingangsparameter lediglich einige wenige meteorologische und bodenbezogene Parameter und sind dementsprechend relativ einfach zu berechnen.

Die Daten zur Berechnung der Indizes lieferten insgesamt 14 über die gesamte Steiermark verteilte Messstationen der *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*. Um später Korrelationen zwischen Trockengefährdungsindizes und Ertragsdaten auf Bezirksebene berechnen zu können, mussten den politischen Bezirken der Steiermark möglichst repräsentative Stationen zugeordnet werden (vgl. Heinrich (2008)). Um schließlich eine Interpretation der Ergebnisse auf Regionsebene zu ermöglichen, wurde die Steiermark qualitativ in fünf Klimaregionen eingeteilt (*Vorland, Randgebirge, Murtal, Mürztal* und *Nordstau*). In weiterer Folge wurden dann die einzelnen Bezirke bzw. Messstationen den Klimaregionen zugewiesen.

Aus der Fülle von bestehenden Trockengefährdungsindizes wurden einige wenige ausgewählt und umfassen den *Aridity Index*, den *Foley Index*, den *Humiditäts-Ariditätsindex*, den *Index des effektiven Niederschlags*, die *Niederschlagsanomalie*, den *Self-Calibrated Palmer Drought Severity Index*, den *Standardized Precipitation Index* und den *Trockenindex*. Dabei wurde der *Self-Calibrated Palmer Drought Severity Index* dahingehend modifiziert, dass er auch für lückenhaftete Stationsdatensätze berechnet werden kann. Des Weiteren wurde, ausgehend von der Wichtigkeit der Grünlandwirtschaft in der Steiermark, die tägliche potentielle Evapotranspiration von Gras bedeckten Oberflächen herangezogen, um versuchsweise einen Trockengefährdungsindex speziell für Grünland und auf Tageswertbasis zu generieren.

Zunächst wurden Jahresverläufe der einzelnen Indizes für die beiden Jahre 2003 und 2005 analysiert. Zur Erfassung der räumlichen Unterschiede innerhalb der Steiermark wurden die Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz* gegenübergestellt. Die Analyse brachte dabei im Gesamten eine trockenere Situation im Jahr 2003 hervor und die weiter südlich gelegene Station *Leibnitz* weist dabei mehr Trockenheit als *Irdning-Gumpenstein* auf.

Im Anschluss wurden für die diversen Trockengefährdungsindizes Trends der letzten vierzig Jahre (1967 – 2006) für die meteorologischen Saisonen berechnet. Zusammenfassend zeigt die Trendanalyse im Frühjahr, Sommer und Herbst eine Trennung der nördlich und südlich gelegenen Klimaregionen. Dabei weisen die Stationen der nördlich gelegenen Klimaregionen *Mürztal* und *Nordstau* eher signifikante Trends in Richtung Feuchtigkeit auf, währenddessen die Stationen der weiter südlich gelegenen Regionen *Vorland, Randgebirge* und *Murtal* eher signifikante Trends in Richtung Trockenheit detektieren. Im Winter zeigen dahingegen vor allem die Regionen *Vorland, Randgebirge* und *Murtal* zum Teil signifikante Trends in Richtung Trockenheit.

Abschließend wurde noch untersucht, inwiefern sich die verschiedenen Trockengefährdungsindizes mit landwirtschaftlichen Ertragsdaten koppeln lassen. Dazu wurden Korrelationen zwi-



#### 4 Zusammenfassung und Ausblick

schen Indizes und Ertragsdaten der für die Steiermark wichtigsten Kulturarten (Körnermais inkl. CCM, Grün- und Silomais, Sommergerste, Wintergerste, mehrmähdige Wiesen) berechnet. Die Korrelationsanalyse zeigt dabei eine höhere Sensitivität der Erträge gegenüber Schwankungen der verschiedenen Trockengefährdungsindizes in den weiter südlich gelegenen Klimaregionen. Dabei weisen vor allem die Kulturarten *Grün- und Silomais, Körnermais inkl. CCM, Wintergerste* und *mehrmähdige Wiesen* eine klare Trennung zwischen nördlichen und südlichen Klimaregionen auf. Die meisten statistisch signifikanten Korrelationen wurden mit den Erträgen von *Körnermais inkl. CCM*, der *Wintergerste* und den *mehrmähdigen Wiesen* erzielt. Die höchsten Korrelationen wurden mit den Erträgen der *mehrmähdigen Wiesen* in den Regionen *Vorland, Randgebirge* und *Murtal* erreicht, wo vor allem die kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes über 40% der Gesamtvariabilität des Ertrages erklären.

Im Folgenden soll noch kurz darauf eingegangen werden, wo man ansetzen könnte, um die Ergebnisse dieser Arbeit zu verbessern. Den Anfang bilden dabei die Stationsdaten, die in Hinblick auf Homogenität und Datenlücken verbessert werden könnten. Für flächenhafte Analysen wäre es außerdem von Vorteil, hoch aufgelöste gegitterte Temperatur- und Niederschlagsdatensätze zu verwenden. Diese könnten dann einerseits dazu verwendet werden, um die Steiermark beruhend auf quantitativen Methoden in verschiedene Klimaregionen einzuteilen und andererseits, um flächenhaft die diversen Trockengefährdungsindizes zu berechnen. Um die Trockengefährdungsindizes in Bezug auf die Landwirtschaft zu verbessern, könnten in Zukunft die einzelnen Wochen oder Monate mit den phänologischen Phasen der jeweiligen Kulturart gewichtet werden. Weiters könnte die Berechnung des *Self-Calibrated Palmer Drought Severity Index* und der *Bodenwasserbilanz* dahingehend verbessert werden, dass für die nutzbare Feldkapazität differenzierte Werte herangezogen werden. Außerdem konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht werden, wie sich verschiedene Methoden zur Trendentfernung auf die Korrelationen zwischen Trockengefährdungsindizes und landwirtschaftlichen Ertragsdaten auswirken. Ein weiterer Ansatz für eine Fortsetzung der Arbeit wäre, die Ausgabedaten von regionalen Klimamodellen zu verwenden, um die verschiedenen Trockengefährdungsindizes zu berechnen. Somit könnte für die zukünftige Entwicklung verschiedener Szenarien Trockengefährdung quantitativ abgeschätzt und mit den bisherigen Ergebnissen verglichen werden.

Zuletzt soll noch geklärt werden, welche Implikationen die Ergebnisse dieser Arbeit für die Landwirtschaft in der Steiermark mit sich bringen. Unter der Annahme, dass die Trends der Trockengefährdungsindizes ihre Richtung beibehalten, kann in Zukunft vor allem in den südlichen Regionen der Steiermark vermehrt mit Trockenheit speziell während der Vegetationszeit gerechnet werden. Dabei sind es in erster Linie die starken Temperaturtrends, gekoppelt mit keiner signifikanten Zunahme der Niederschlagsmenge, die sich in Zukunft negativ auf die Erträge der landwirtschaftlichen Kulturen *mehrmähdige Wiesen, Grün- und Silomais* und *Körnermais* auswirken könnten. In den nördlichen Regionen ist dahingegen parallel zur Temperaturzunahme auch eine Zunahme des Niederschlags im Frühling und Sommer während den letzten vier Jahrzehnten zu verzeichnen und die negativen Auswirkungen von Hitze könnten zum Teil kompensiert werden. Die im Vergleich zur Temperatur höhere Variabilität des Niederschlags führt im Allgemeinen zu weniger signifikanten und stabilen Trends, wodurch es um so problematischer wird, die Trends in die Zukunft zu projizieren. An dieser Stelle muss deshalb noch einmal auf die Wichtigkeit von regionaler Klimamodellierung hingewiesen werden, denn nur so lassen sich zukünftige Entwicklungen auf regionaler Ebene abschätzen.

# Literaturverzeichnis

- J. Alcamo, J. Moreno, B. Nováky, M. Bindi, R. Corobov, R. Devoy, C. Giannakopoulos, E. Martin, J. Olesen, und A. Shvidenko. Europe. In *Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Seiten 541–580. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2007.
- I. Auer, R. Böhm, A. Jurkovic, W. Lipa, A. Orlik, R. Potzmann, W. Schöner, M. Ungersböck, C. Matulla, K. Briffa, P. Jones, D. Efthymiadis, M. Brunetti, T. Nanni, M. Maugeri, L. Meriali, O. Mestre, J. Moisselin, M. Begert, G. Müller-Westermeier, V. Kveton, O. Bochnicek, M. Stastny, P. Lapin, S. Szalai, T. Szentimrey, T. Cegnar, M. Dolinar, M. Gajic-Capka, K. Zaninovic, Z. Majstorovic, und E. Nieplova. HISTALP-historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Journal of Climatology*, 27, 17–46, 2007.
- S. Bader. Die extreme Sommerhitze im aussergewöhnlichen Witterungsjahr 2003. Arbeitsbericht Nr.200, Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie Schweiz, Zürich, Schweiz, 2004.
- E. Black, M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins, und J. Methven. Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather*, 59(8), 217–223, 2004.
- C. Casty, H. Wanner, J. Luterbacher, J. Esper, und R. Böhm. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25, 1855–1880, 2005.
- J. Eitzinger, G. Gruszczynski, M. Trnka, G. Kubu, und H. Formayer. Analyse der Auswirkungen der Trockenheit 2003 in der Landwirtschaft Österreichs-Vergleich verschiedener Methoden. Teilbericht, StartClim, Wien, Österreich, 2004. Erhältlich unter <http://www.austroclim.at/startclim/>.
- A. Fink, T. Brücher, A. Krüger, G. Leckebusch, J. Pinto, und U. Ulbrich. The 2003 European summer heatwaves and drought - synoptic diagnosis and impacts. *Weather*, 59(8), 209–216, 2004.
- G. Heinrich. Klimawandel und Trockengefährdung in der Landwirtschaft: Eine Analyse für die Steiermark. Wissenschaftlicher Bericht Nr. 20-2008, Wegener Zentrum für Klima und globalen Wandel, Graz, Österreich, 2008. ISBN-13 978-3-9502308-8-8.
- T. Kabas. Das Klima in Südostösterreich 1961-2004: Die alpine Region Hohe Tauern und die Region Südoststeiermark im Vergleich. Wissenschaftlicher Bericht Nr. 4-2005, Wegener Zentrum für Klima und globalen Wandel, Graz, Österreich, 2005.

## Literaturverzeichnis

- Land Steiermark. Klimaregionen der Steiermark. Abruf August 2007 unter <http://www.umwelt.steiermark.at/>.
- C. Schär, P. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, C. Häberli, M. Liniger, und A. C. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332–336, 2004.
- S. Solomon, D. Qin, M. Manning, R. Alley, T. Berntsen, N. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J. Gregory, G. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T. Stocker, P. Whetton, R. Wood, und D. Wratt. Technical Summary. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- UNEP. Impacts of summer 2003 heat wave in Europe. Environmental Alert Bulletin Nr.2, United Nations Environmental Programme, Nairobi, Kenya, 2004.
- H. Wakonigg. Witterung und Klima in der Steiermark. Arbeiten aus dem Institut für Geografie Heft 23, Institut für Geografie der Universität Graz, Graz, Österreich, 1978.
- ZAMG. Meldungen zu Unwetter und Witterungsbedingten Schäden in der Wirtschaft im Jahr 2003. Meldung, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, Österreich, 2003. Erhältlich unter <http://www.zamg.ac.at/>.

## **Teil II**

# **Evaluierung des mesoskaligen Klimamodells MM5 für die Steiermark**

**Georg Heinrich, Andreas Gobiet**

*Wegener Zentrum für Klima und globalen Wandel*



# 1 Einleitung

In Hinblick auf die Weiterführung des Projektes AgroClim, in dem die Trockengefährdung im Bundesland Steiermark anhand von Szenarien für die Zukunft untersucht werden soll, wird in diesem Teil die Verwendung von Klimamodelldaten zur Bestimmung von Trockenheit evaluiert.

Die Evaluierung wurde anhand des mesoskaligen Modelles *MM5* durchgeführt und die Untersuchung bezieht sich speziell auf das Bundesland Steiermark. Die zur Evaluierung verwendete hochaufgelöste Klimasimulation wurde im Rahmen des Projektes „**R**esearch for **C**limate **P**rotection: **M**odel **R**un **E**valuation (reclip:more)“ durchgeführt. Als Vergleichsbasis zur Klimasimulation dient der erst kürzlich veröffentlichte ECA&D-Datensatz.

Die Modellevaluierung wurde anhand der beiden meteorologischen Parameter Temperatur (2m über Grund) und Niederschlag und einiger ausgewählter Trockengefährdungsindizes durchgeführt. Auf Grund ihres sehr hohen Bekanntheitsgrades bzw. ihrer sehr guten Korrelationen mit den landwirtschaftlichen Ertragsdaten aus dem ersten Teil des Berichtes wurden folgende Trockengefährdungsindizes ausgewählt: *Standardized Precipitation Index (SPI)*, *Aridity Index (AI)* und die *modifizierte Form des selbstkalibrierten Palmer Drought Severity Index (SCPDSI\_mod)*.

Die Analyse bezieht sich einerseits auf die gesamte Steiermark, andererseits wurden die im ersten Teil des Berichts eingeführten Klimaregionen *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* untersucht. Als zeitliche Basis der Evaluierung wurden, wie schon im ersten Teil des Berichtes, die meteorologischen Saisonen gewählt. Der Untersuchungszeitraum der Modellevaluierung deckt die gesamte zur Verfügung stehende Periode der Modellsimulation im Zeitraum 1981–1990 ab.

## *1 Einleitung*

## 2 Verwendete Datensätze und Methodik

### 2.1 Beschreibung der MM5 Klimasimulationen

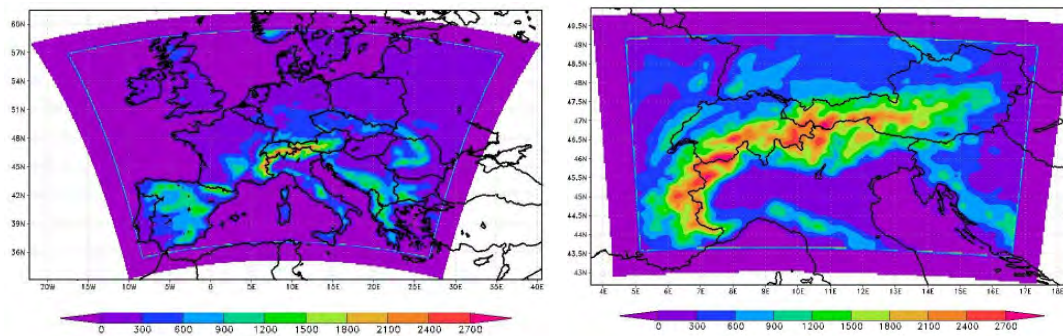
Die heutzutage verwendeten globalen Zirkulationsmodelle (sog. GCMs) sind gut in der Lage, das Klimasystem auf globaler bis kontinentaler Skala zu beschreiben (z.B. Solomon et al. (2007)). Jedoch eignen sich diese Modelle auf Grund ihrer geringen räumlichen Auflösung von einigen hundert Kilometern nur bedingt zur regionalen Abschätzung von Klimafolgen. Um eine bessere Auflösung von regionalen Klimaprozessen zu erreichen, werden vermehrt regionale Klimamodelle (sog. RCMs) eingesetzt. Beim sogenannten *dynamischen Downscaling* werden regionale Klimamodelle mit einer höheren Auflösung in grob aufgelöste globale Modelle eingebettet, um so eine verbesserte Darstellung kleinskaliger, regional wirksamer Prozesse zu erreichen (z.B. Giorgi und Mearns (1999)). Die meisten regionalen Klimamodelle werden zur Zeit mit einer horizontalen Auflösung von 25–50km angetrieben (Hewitt und Griggs (2004)). Speziell für das orografisch komplexe Gelände der Alpen scheint diese Auflösung immer noch zu grob zu sein, weshalb sich das Projekt „Research for Climate Protection: Model Run Evaluation (reclip:more)“ (Loibl et al. (2007)) zum Ziel setzte, zwei regionale Klimamodelle mit einer horizontalen Auflösung von 10km speziell im Alpenraum anzutreiben.

Eines davon ist das mesoskalige Modell *MM5* (Dudhia (2003)), das durch zweifaches Einbetten in die grob aufgelösten Datenfelder der globalen Modelle sukzessive auf die hohe Auflösung von 10 km gebracht wurde (30km × 30km für den Großteil von Europa und 10km × 10km für den Alpenraum; vgl. Abbildung 2.1). Weitere Details zur Modellkonfiguration können Gobiet et al. (2006) entnommen werden. An dieser Stelle muss darauf hingewiesen werden, dass die verwendete Modellkonfiguration nur eine Realisierung aus einer Vielzahl von Möglichkeiten darstellt (z.B. Veränderung der Domäne, der Parametrisierungen...). Dadurch sind die Ergebnisse der durchgeführten Simulationen mit Unsicherheiten behaftet, für die es bis dato noch keine quantitativen Abschätzungen gibt. Gobiet et al. (2006) führten drei verschiedene Simulationen durch, die jeweils eine Dekade abdecken und sich dadurch unterscheiden, dass das mesoskalige Modell *MM5* durch unterschiedliche globale Modelle (~120km horizontale Auflösung) an den seitlichen Rändern angetrieben wurde:

1. *Hindcast-Simulation*: Die Ränder des regionalen Modells repräsentieren den „perfekten“ aktuellen Zustand der Atmosphäre, sind also so nahe wie möglich an der Wirklichkeit. Die Daten stammen von der *ERA-40* Reanalyse (Uppala et al. (2004)) und die Simulation deckt den Zeitraum 1981–1990 ab.
2. *Klimaszenario-Simulation*: Die Randbedingungen werden vom globalen Zirkulationsmodell *ECHAM5* (z.B. Roeckner et al. (2003)), basierend auf dem IPCC Emissions-Szenario IS92a (Leggett et al. (1992)), übergeben. Die Simulation wurde für die zukünftige Dekade 2041–2050 durchgeführt.



## 2 Verwendete Datensätze und Methodik



**Abbildung 2.1:** Räumliche MM5 Konfiguration. Abbildung links: Modellgebiet 1 mit einer horizontalen Auflösung von  $30\text{km} \times 30\text{km}$ . Abbildung rechts: Modellgebiet 2 mit einer horizontalen Auflösung von  $10\text{km} \times 10\text{km}$ . Die Orographie ist farblich dargestellt und die Übergangszone ist durch die Linie markiert.

3. *Kontroll-Simulation:* Die Simulation dient als Vergleich zum Klimaszenario und wurde daher ebenfalls mit dem globalen Klimamodell *ECHAM5* während der Periode 1981–1990 (aktuelle Treibhausgaskonzentrationen) angetrieben.

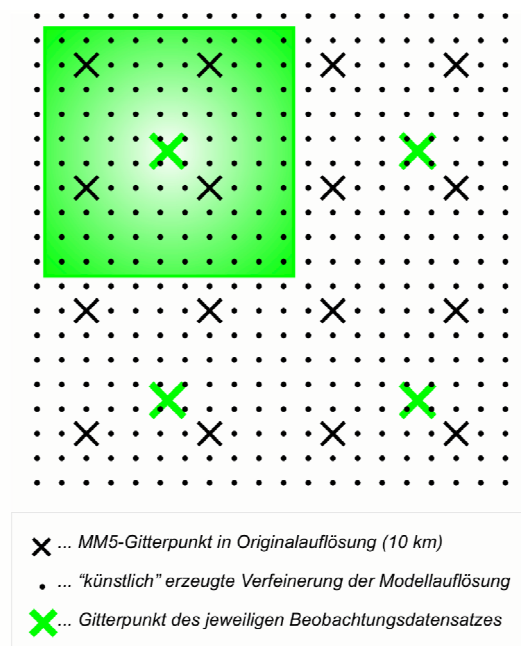
Will man nun das Modell evaluieren, muss ein Bezug zu realen Bedingungen hergestellt werden. Aus diesem Grund wird zur Modellevaluierung die oben erwähnte Hindcast-Simulation herangezogen und diese dann mit einem Beobachungsdatensatz verglichen.

## 2.2 ECA&D-Datensatz

Zur Modellevaluierung wurde ein erst kürzlich veröffentlichter, innerhalb des Projektes *European Climate Assessment & Dataset* entstandener, gegitterter Datensatz herangezogen (Haylock et al. (2008)). Die ursprüngliche Motivation des Projektes war es, einen europaweiten Datensatz zur Verfügung zu stellen, der die Untersuchung des wichtigen Zusammenhangs zwischen Klimaänderung und Extremereignisse auf regionaler Skala erleichtern soll. Aus diesem Grund wurde von Anfang an das Ziel verfolgt, einen qualitätsgeprüften Datensatz mit möglichst hoher Stationsdichte und gleichzeitig hoher zeitlicher Auflösung über einen längeren Zeitraum bereit zu stellen. Im Jahr 2001 haben schon insgesamt 34 Länder an dem Projekt teilgenommen und ihre Daten zur Verfügung gestellt. Klok und Klein Tank (2007) stellen eine Erweiterung des Datensatzes vor, der insgesamt 2191 Stationen mit einer durchschnittlichen Distanz von  $\sim 75\text{km}$  in Europa und im Mittelmeerraum umfasst.

Haylock et al. (2008) präsentieren die erste gegitterte Version des Datensatzes für die Parameter Temperatur (Mittel, Minimum und Maximum) und Niederschlag, welcher im Rahmen des EU-Projektes ENSEMBLES entwickelt wurde. Im Vergleich zu Klok und Klein Tank (2007) kamen noch einige Messstationen hinzu und die zur Rasterung verwendete Anzahl der Stationen liegt bei 2316. Der Datensatz steht prinzipiell in verschiedenen Auflösungen zur Verfügung und der zur Evaluierung verwendete hat einen Gitterpunktabstand von  $0.22^\circ$  (rund  $25\text{km}$ ) und deckt ganz Europa im Zeitraum zwischen 1950-2006 auf Tagesbasis ab.

Die Interpolation der Daten wurde in zwei Schritten durchgeführt, wobei zuerst die Monats-



**Abbildung 2.2:** Schematische Darstellung zur Resampling-Methode aus Riegler (2007).

mittelwerte (Monatssummen) und dann die täglichen Abweichungen davon (sog. Anomalien) in die Fläche gebracht wurden. Eine Untersuchung der verschiedenen Interpolationsmethoden zeigte, dass für die Monatswerte die *thin-plate spline-Interpolation* und für die Anomalien die *Kriging-Interpolation* am besten geeignet ist. Nach räumlicher Interpolation werden die beiden zeitlich getrennten Felder durch Summation wieder zusammengeführt und als Ergebnis erhält man das räumlich interpolierte Temperatur- bzw. Niederschlagsfeld auf Tagesbasis.

Ein weiterer großer Vorteil des Datensatzes besteht neben seiner hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung darin, dass die Gitterpunktwerte geschätzte Flächenmittel und keine punktuellen Werte repräsentieren und dieser somit zur Evaluierung von regionalen Klimamodellen besonders gut geeignet ist.

## 2.3 Resampling und Regionseinteilung

Prinzipiell liegen die Modell- und Beobachtungsdaten nicht auf dem gleichen Gitter und es muss nach einer Methode gesucht werden, trotzdem eine Vergleichbarkeit der Datensätze zu gewährleisten. Eine Möglichkeit das Problem zu lösen ist das sogenannte *Resampling* (siehe Abbildung 2.2). Dabei geht man so vor, dass man zunächst die Auflösung des feineren Gitters (schwarze Kreuze in Abbildung 2.2) um einen Faktor drei künstlich erhöht (schwarze Punkte in Abbildung 2.2), um Samplingfehler zu vermeiden. Anschließend werden alle Punkte des künstlich erzeugten feineren Gitters, welche innerhalb einer Gitterzelle des größeren Rasters liegen (grüne Fläche in Abbildung 2.2), zusammengefasst und es wird der Mittelwert dieser Stichprobe berechnet. Die daraus resultierenden Werte können nun direkt mit denen des größeren Rasters verglichen

## 2 *Verwendete Datensätze und Methodik*

werden. Dabei ist anzumerken, dass bei der Verfeinerung des höher aufgelösten Gitters die ursprünglichen Gitterwerte lediglich reproduziert werden und somit keine Interpolation der Daten durchgeführt wird. Bei Anwendung dieser Methode ergibt sich grundsätzlich eine Höhendifferenz zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz, die aber im Rahmen dieses Projektes noch nicht korrigiert werden konnte und daher bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden muss.

Die Einteilung der Steiermark in die fünf Subregionen (d.h. Regionen mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen) *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* wurde aus dem ersten Teil des Berichtes übernommen (vgl. Abbildung 2.7 aus Teil I). Dabei wurde so vorgegangen, dass zuerst die verschiedenen Subregionen im höher aufgelösten *MM5*-Gitter definiert wurden und diese dann mit Hilfe der Resampling-Methode auf das gröbere Gitter des *ECA&D*-Datensatzes gebracht wurden.

## 3 Modellevaluierung

Die Modellevaluierung wurde anhand der beiden wichtigen meteorologischen Parameter Temperatur (2m über Grund) und Niederschlag und einiger ausgewählter Trockengefährdungsindizes durchgeführt. Auf Grund ihres sehr hohen Bekanntheitsgrades bzw. ihrer sehr guten Korrelationen mit den landwirtschaftlichen Ertragsdaten (vgl. Kapitel 3.3 aus Teil I) wurden folgende Trockengefährdungsindizes ausgewählt: *Standardized Precipitation Index (SPI)*, *Aridity Index (AI)* und die *modifizierte Form des selbstkalibrierten Palmer Drought Severity Index (SCPDSI<sub>mod</sub>)*.

Die Analyse bezieht sich einerseits auf die gesamte Steiermark, andererseits wurden die im ersten Teil des Berichts eingeführten Klimaregionen *Nordstau-Mürztal-Murtal-Randgebirge-Vorland* untersucht (vgl. Abbildung 2.7 aus Teil I). Als zeitliche Basis der Untersuchung wurden wie schon im ersten Teil die meteorologischen Saisonen gewählt, die wie folgt definiert sind: Frühling (MAM): März bis Mai; Sommer (JJA): Juni bis August; Herbst (SON): September bis November; Winter (DJF): Dezember bis Februar. Der Untersuchungszeitraum der Modellevaluierung deckt die gesamte zur Verfügung stehende Periode der Hindcast-Simulation zwischen 1981–1990 ab.

Die Ergebnisse der Evaluierung sind in Form von *Box-Whisker-Plots* und Zeitreihen (absolut und Differenzen) dargestellt und sollen im Folgenden näher beschrieben werden. Da sich die Trockengefährdungsindizes aus den beiden meteorologischen Parametern errechnen, werden zuerst die Ergebnisse der Evaluierung von Temperatur und Niederschlag gezeigt und dann diejenigen der Trockengefährdungsindizes.

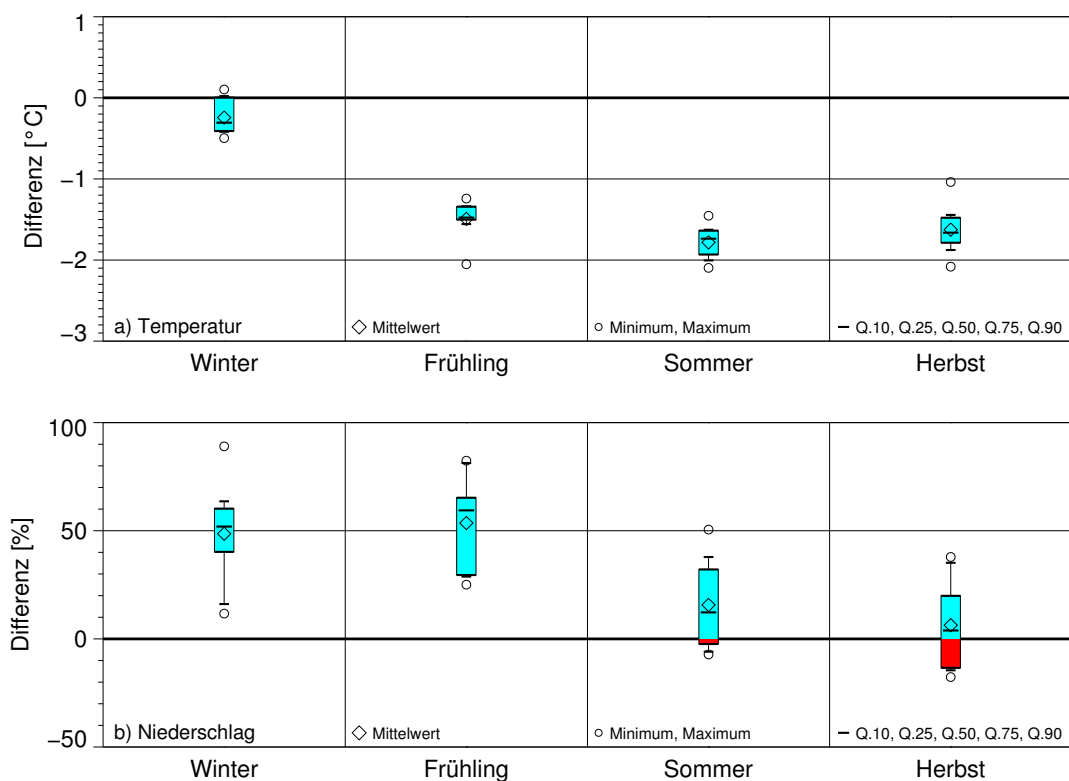
### 3.1 Evaluierung von Temperatur und Niederschlag

Um einen Überblick für dieses Kapitel zu schaffen, sollen zunächst die mittleren jährlichen Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz für die gesamte Steiermark und die einzelnen Klimaregionen angegeben werden. Für die gesamte Steiermark beträgt dabei die mittlere jährliche Differenz zwischen der Hindcast-Simulation und dem ECA&D-Datensatz  $-1.29^{\circ}\text{C}$  für die Temperatur und 26.16% für den Niederschlag (Angabe in Bezug auf den Beobachtungsdatensatz). In Tabelle 3.1 sind die mittleren jährlichen Differenzen für die fünf Klimaregionen

Nordstau	Murtal	Mürztal	Randgebirge	Vorland
$-1.1^{\circ}\text{C}$	$-1.3^{\circ}\text{C}$	$-1.7^{\circ}\text{C}$	$-1.3^{\circ}\text{C}$	$-1.2^{\circ}\text{C}$
49.4%	60.9%	11.4%	7.0%	18.4%

**Tabelle 3.1:** Mittlere jährliche Differenzen zwischen Hindcast-Simulation und ECA&D-Datensatz für die Klimaregionen der Steiermark. Die Temperaturdifferenzen sind absolut angegeben mit der Einheit [ $^{\circ}\text{C}$ ] und die Niederschlagsdifferenzen sind relativ in Bezug auf den Beobachtungsdatensatz.

### 3 Modellevaluierung

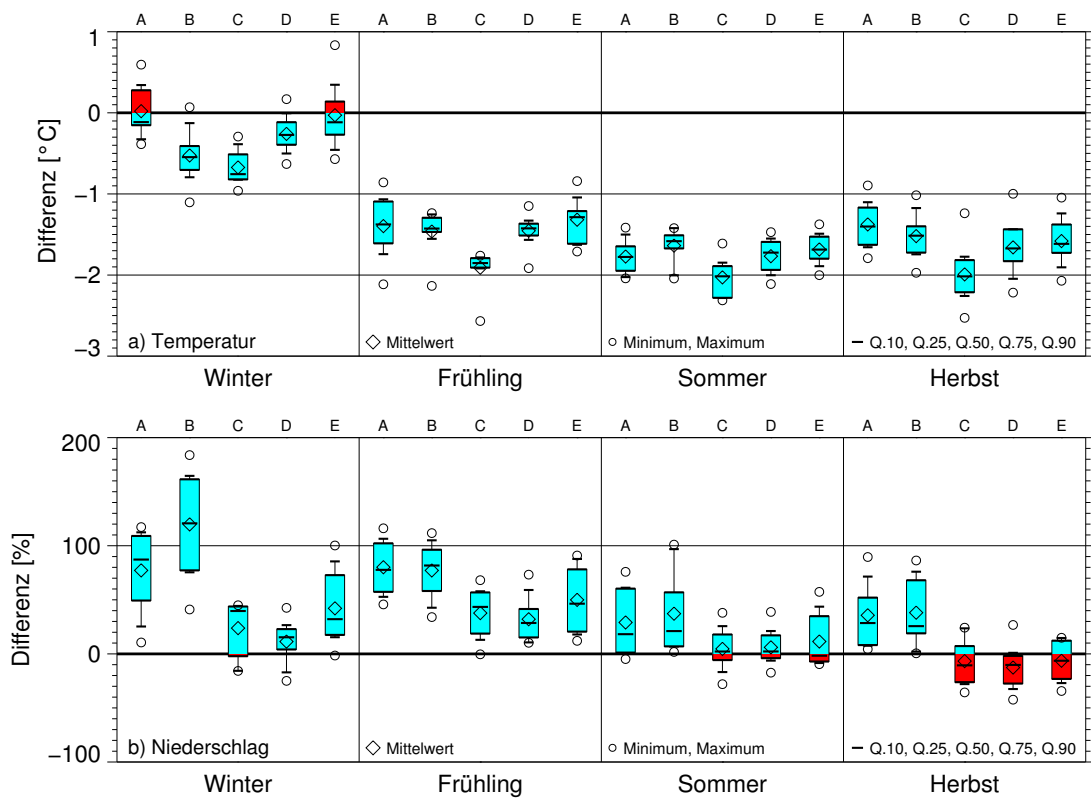


**Abbildung 3.1:** Box-Whisker-Plots der saisonalen Differenzen zwischen der Hindcast-Simulation und dem ECA&D-Datensatz für a) Temperatur und b) Niederschlag im Zeitraum 1981–1990 für die gesamte Steiermark. Die Temperaturdifferenzen sind absolut angegeben mit der Einheit [°C] und die Niederschlagsdifferenzen sind relativ in Bezug auf den Beobachtungsdatensatz.

aufgelistet. Daraus lässt sich schon schön erkennen, dass sich für die Temperatur im Gesamten ein homogeneres Bild ergibt als für den Niederschlag. Der Niederschlag wird offenbar in den weniger gebirgigen Klimaregionen besser simuliert als in den weiter nördlich gelegenen Regionen *Mürztal* und *Nordstau*. Das kann als Hinweis darauf gedeutet werden, dass das Modell Probleme hat, orografisch bedingten Niederschlag genau genug zu simulieren.

In Abbildung 3.1 sind die über die gesamte Steiermark gemittelten saisonalen Differenzen zwischen der Hindcast-Simulation und dem ECA&D-Datensatz im Zeitraum 1981–1990 der beiden Parameter Temperatur und Niederschlag in Form von *Box-Whisker-Plots* dargestellt. Als Zusatzinformation zu den *Box-Whisker-Plots* werden am Ende dieses Unterkapitels die saisonalen Jahresverläufe der beiden meteorologischen Parameter des Modell- und Beobachtungsdatensatzes und die Differenzen davon gezeigt (Abbildung 3.4 bis Abbildung 3.7). Abbildung 3.1 lässt erkennen, dass die Temperaturen vom Modell über alle Saisonen hinweg als zu kalt simuliert werden. Die geringsten Abweichungen vom Beobachtungsdatensatz werden im Winter erzielt (im Mittel ca.  $-0,25^{\circ}\text{C}$ ). In den anderen drei Saisonen sind die mittleren Differenzen erheblich größer und unterschreiten  $-1^{\circ}\text{C}$  zum Teil bei weitem. Aus Abbildung 3.4 ist schön ersichtlich,

### 3.1 Evaluierung von Temperatur und Niederschlag

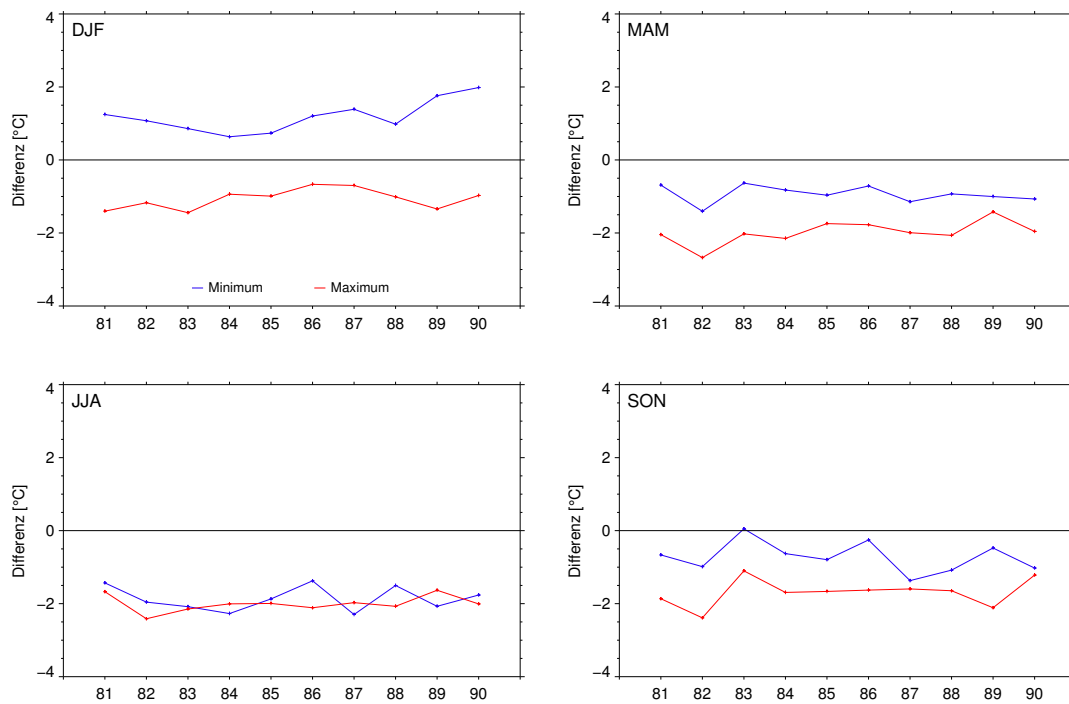


**Abbildung 3.2:** Box-Whisker-Plots der saisonalen Differenzen zwischen der Hindcast-Simulation und dem ECA&D-Datensatz für **a)** Temperatur und **b)** Niederschlag im Zeitraum 1981–1990 für die einzelnen Klimaregionen (A:Nordstau, B:Mürztal, C:Murtal, D:Randgebirge, E:Vorland). Die Temperaturdifferenzen sind absolut angegeben mit der Einheit [°C] und die Niederschlagsdifferenzen sind relativ in Bezug auf den Beobachtungsdatensatz.

dass im Prinzip der Jahresverlauf vom Modell korrekt wiedergegeben wird und es sich somit eher um einen systematischen Fehler handelt. Eine mögliche Ursache für diesen Sachverhalt ist die in Kapitel 2.3 schon erwähnte Höhendifferenz in den beiden Datensätzen und die Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz könnten durch eine Höhenkorrektur möglicherweise verringert werden. In Abbildung 3.3 sind die Differenzen der täglichen Minimum- und Maximumtemperatur im saisonalen Mittel dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass nur im Winter die Minimumtemperatur überschätzt und gleichzeitig die Maximumtemperatur unterschätzt wird und sich dadurch die relativ guten Ergebnisse für den saisonal gemittelten Tagesmittelwert ergeben. Die vom Modell simulierte saisonale Niederschlagsmenge liegt über alle Saisonen hinweg über derjenigen des Beobachtungsdatensatzes. Dabei werden die mittleren Verhältnisse im Sommer und Herbst ( $< 20\%$ ) besser als im Winter und Frühling (ca. 50%) wiedergegeben.

Abbildung 3.2 zeigt im Prinzip dasselbe wie die schon erläuterte Abbildung 3.1, lediglich mit dem Unterschied, dass nun die über die einzelnen Klimaregionen gemittelten Differenzen zusammen in einem *Box-Whisker-Plot* dargestellt sind. Dabei fällt einem sofort auf, dass sich sehr deutlich regionale Unterschiede ergeben. Zum Beispiel geht für die Temperatur klar her-

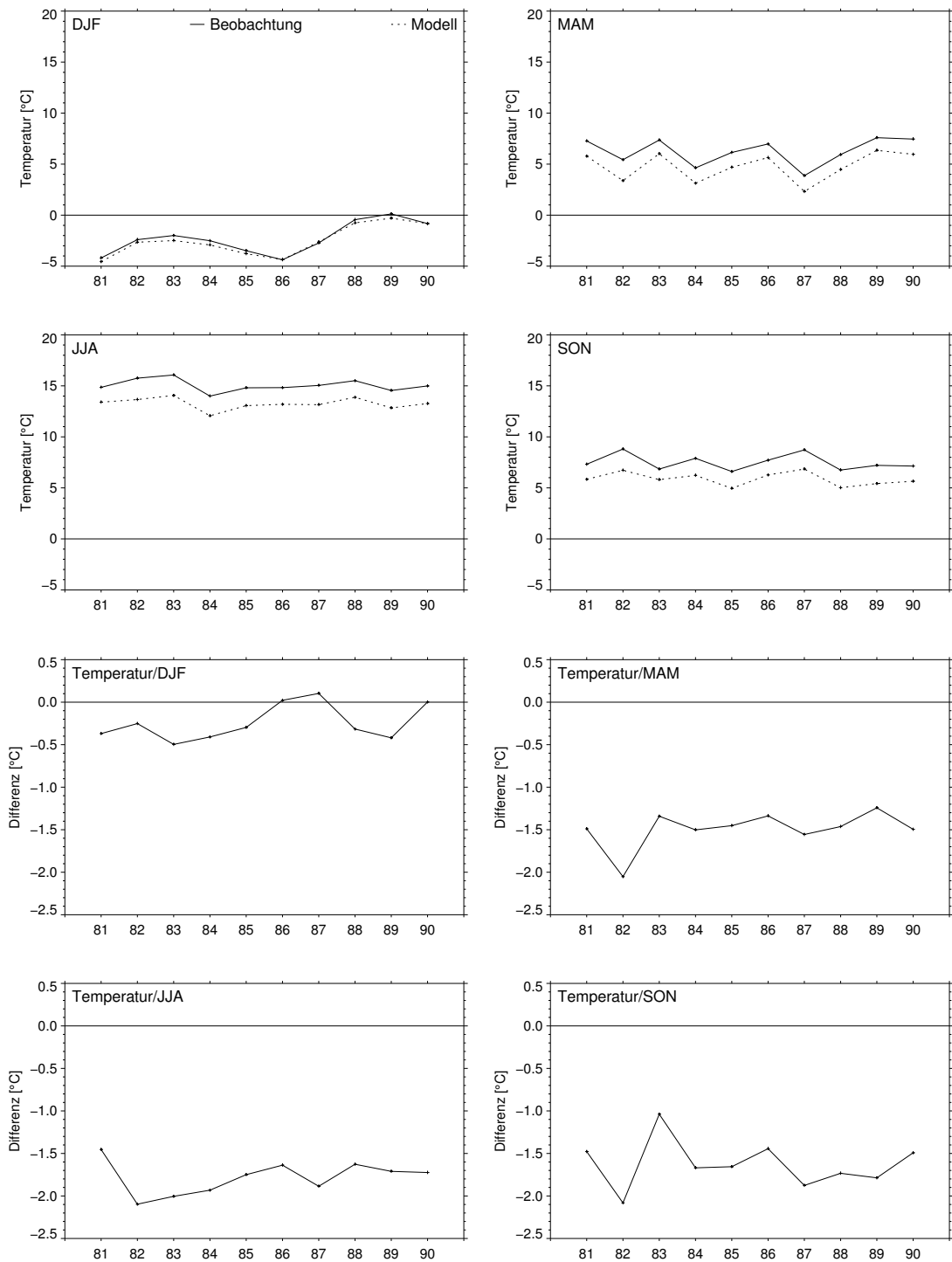
### 3 Modellevaluierung



**Abbildung 3.3:** Jahresverläufe der Differenz zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz der saisonalen Mittelwerte der Tagesminium- und Tagesmaximumtemperatur in [°C].

vor, dass die Region *Murtal* über alle Saisonen hinweg die größte mittlere Differenz aufweist. Für den Niederschlag ergibt sich ein noch differenzierteres Bild, wobei die mittleren Differenzen und gleichzeitig die Streubreite der weiter südlich gelegenen Klimaregionen *Murtal*, *Randgebirge* und *Vorland* um einiges unter denen der beiden nördlichen Regionen *Mürztal* und *Nordstau* liegen. Die Niederschlagsverhältnisse werden vom Modell im Sommer und Herbst am besten simuliert und die mittleren Differenzen liegen in den südlichen Regionen unter 20%.

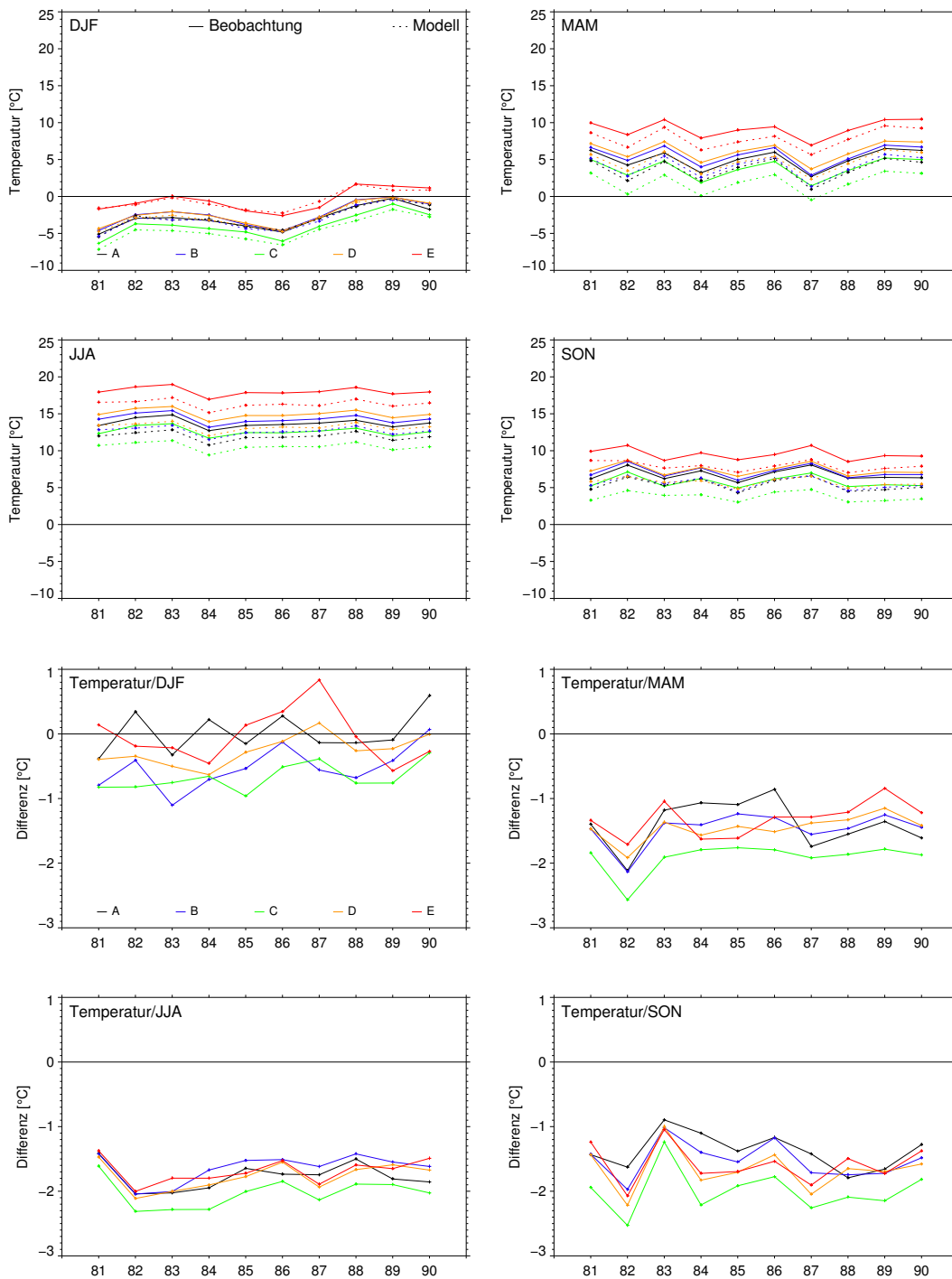
### 3.1 Evaluierung von Temperatur und Niederschlag



**Abbildung 3.4:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen Temperaturen für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) in [°C] für die gesamte Steiermark.

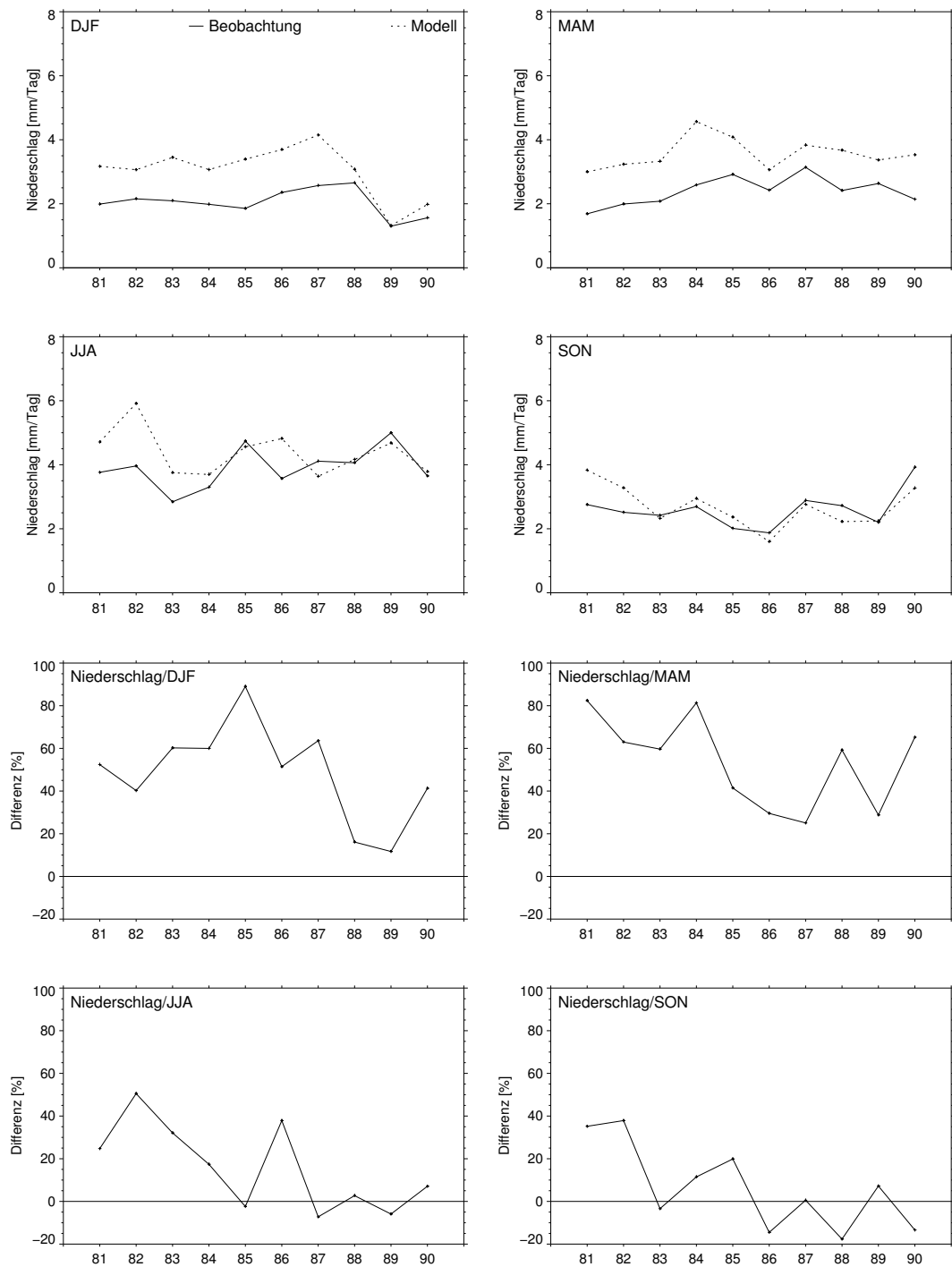


### 3 Modellevaluierung



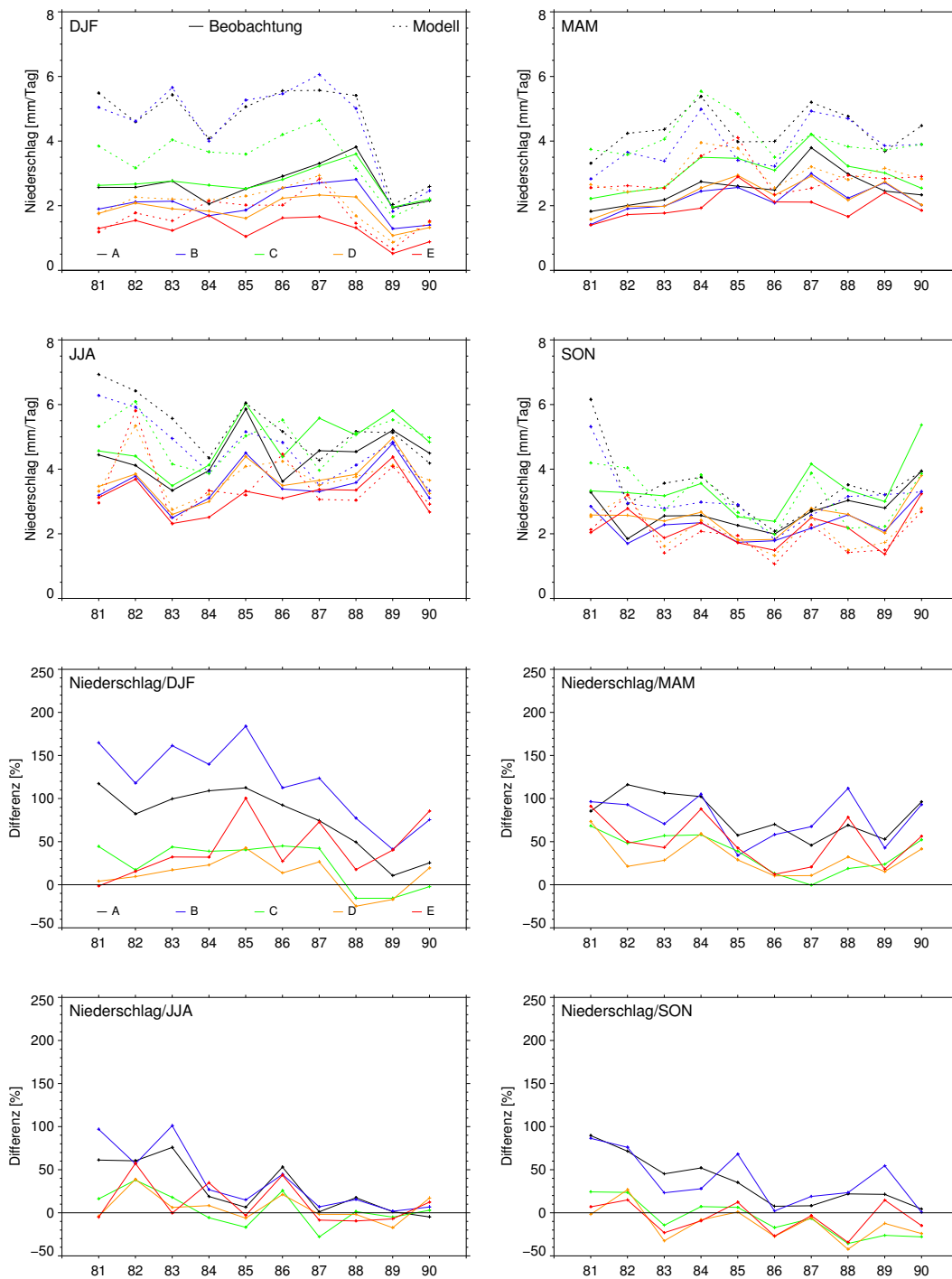
**Abbildung 3.5:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen Temperaturen für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) in [°C] für die einzelnen Klimaregionen (**A**:Nordstau, **B**:Müritzal, **C**:Murtal, **D**:Randgebirge, **E**:Vorland).

### 3.1 Evaluierung von Temperatur und Niederschlag



**Abbildung 3.6:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen Niederschlagsmenge in [mm/Tag] für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen in Prozent der beobachteten Werte (unten) für die gesamte Steiermark.

### 3 Modellevaluierung



**Abbildung 3.7:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen Niederschlagsmenge in [mm/Tag] für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen in Prozent der beobachteten Werte (unten) für die einzelnen Klimaregionen (**A**:Nordstau, **B**:Mürztal, **C**:Murtal, **D**:Randgebirge, **E**:Vorland).

## 3.2 Evaluierung ausgewählter Trockengefährdungsindizes

Neben der Evaluierung der beiden meteorologischen Parameter Temperatur und Niederschlag wurde auch noch untersucht, inwiefern das Modell in der Lage ist, die Indexwerte einiger ausgewählter Trockengefährdungsindizes zu reproduzieren. Bei den Trockengefährdungsindizes handelt es sich um sogenannte *agrarmeteorologische Indizes*, die als Eingangsparameter lediglich Niederschlag und/oder Temperatur benötigen.

Auf Grund ihres sehr hohen Bekanntheitsgrades bzw. ihrer sehr guten Korrelationen mit den landwirtschaftlichen Ertragsdaten (vgl. Kapitel 3.3 aus Teil I) wurden folgende Trockengefährdungsindizes ausgewählt: *Standardized Precipitation Index (SPI)*, *Aridity Index (AI)* und die *modifizierte Form des selstkalibrierten Palmer Drought Severity Index (SCPDSI<sub>mod</sub>)*. Eine detaillierte Beschreibung dieser Indizes kann z.B. in Heinrich (2008) gefunden werden.

Um die Ergebnisse richtig interpretieren zu können, müssen noch ein paar Anmerkungen zur Berechnung der Indizes gegeben werden. Der *SPI* ist ein reiner Niederschlagsindex (d.h. er benötigt nur den Niederschlag zu seiner Berechnung), währenddessen der *AI* und *SCPDSI<sub>Mod</sub>* kombinierte Temperatur-Niederschlags-Indizes sind (d.h. Temperatur und Niederschlag werden zur Berechnung benötigt). Alle drei Trockengefährdungsindizes stützen sich bei ihrer Berechnung auf eine möglichst lange Referenzperiode (üblicherweise wird die Klimanormalperiode 1961–1990 gewählt). Da die Hindcast-Simulation nur über den Zeitraum 1981–1990 vorliegt, musste für die Referenzperiode ebenfalls dieser Zeitraum herangezogen werden. Weil jetzt Untersuchungs- und Referenzperiode den gleichen Zeitraum abdecken, liegen auf Grund der Berechnungsmethoden der einzelnen Indizes die Mittelwerte über den Untersuchungszeitraum bei Null bzw. sehr nahe Null (vgl. z.B. Abbildung 3.8). Darauf sollte unbedingt bei der Interpretation des Mittelwertes in den *Box-Whisker-Plots* geachtet werden.

Die Ergebnisse der Evaluierung sind in der selben Form wie die für Temperatur und Niederschlag im vorangegangenen Kapitel dargestellt. Zuerst werden die Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz in Form von *Box-Whisker-Plots* gezeigt (Abbildung 3.8 und Abbildung 3.9). Als Zusatzinformation sind am Ende dieses Unterkapitels die saisonalen Jahresverläufe der Trockengefährdungsindizes des Modell- und Beobachtungsdatensatzes und die Differenzen davon dargestellt (Abbildung 3.10 bis Abbildung 3.15).

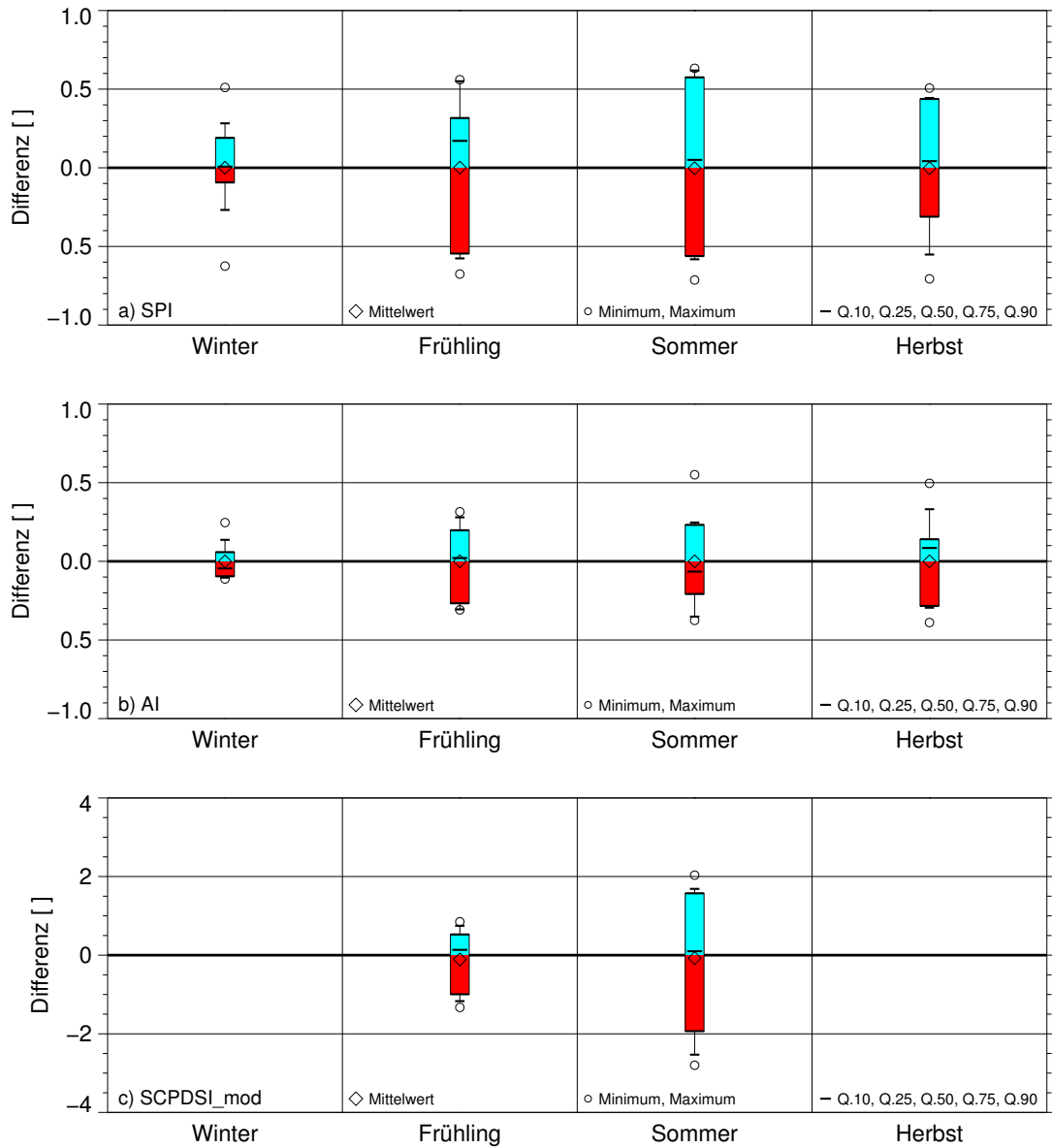
Für die gesamte Steiermark zeigt der *SPI* die größte Schwankungsbreite im Sommer und die kleinste im Winter. Aus Abbildung 3.10 kann man erkennen, dass in einigen Jahren die Differenz zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz größer als  $|0.5|$  ist und daher das Modell den *SPI* sogar um eine ganze Klasse überschätzt (siehe Klassifikation der *SPI*-Werte in Heinrich (2008)). Der *AI* weist ebenfalls im Winter die geringste Schwankungsbreite auf. Der *SCPDSI<sub>mod</sub>* kann nur für die beiden meteorologischen Saisonen *MAM* und *JJA* berechnet werden (vgl. Heinrich (2008)). Dabei zeigen die Differenzen im Frühling eine viel geringere Schwankungsbreite als im Sommer. Betrachtet man die Klassifizierung des *SCPDSI* (vgl. Heinrich (2008)), dann ergeben sich vor allem im Sommer doch ziemlich große Unterschiede zwischen von Modell und Beobachtung detektierter Trockenheit bzw. Feuchtigkeit.

Die Ergebnisse der Evaluierung für die einzelnen Klimaregionen lassen im Allgemeinen keine besonderen regionalen Muster erkennen (vgl. Abbildung 3.9). Für den *SPI* und *AI* sind lediglich im Winter die Schwankungsbreiten der weiter südlich gelegenen Klimaregionen *Murtal*, *Randgebirge* und *Vorland* geringer als die der nördlichen *Mürztal* und *Nordstau*. Der *SCPDSI*

### 3 Modellevaluierung

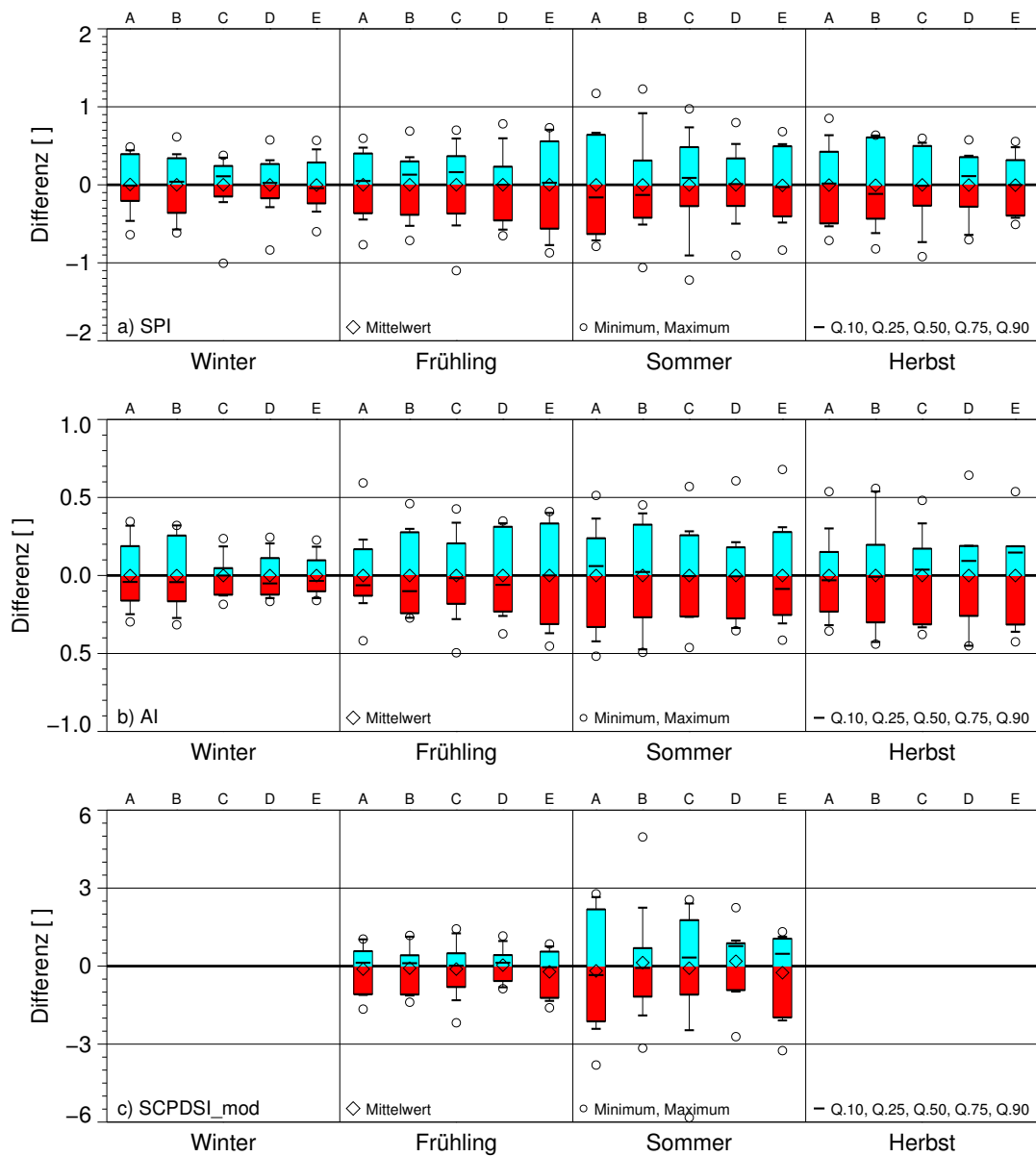
*SI\_mod* weist wiederum im Frühling geringere Schwankungen auf als im Sommer. Allgemein kann festgehalten werden, dass auch regional gesehen die Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz ziemlich hoch sind.

### 3.2 Evaluierung ausgewählter Trockengefährdungsindizes



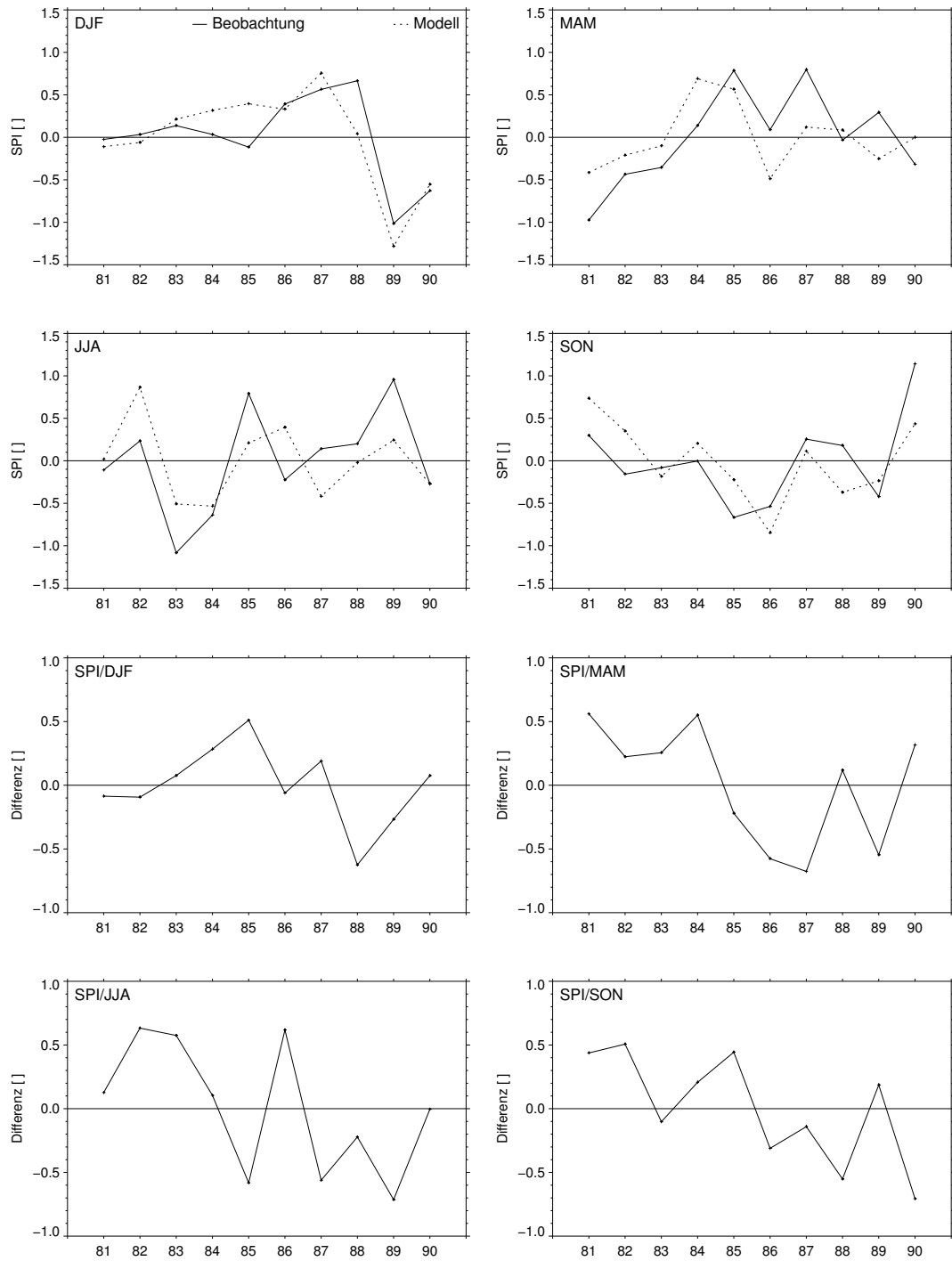
**Abbildung 3.8:** Box-Whisker-Plots der saisonalen Differenzen zwischen der Hindcast-Simulation und dem ECA&D-Datensatz für **a)** Standardized Precipitation Index (SPI), **b)** Aridity Index (AI) und **c)** selbst kalibrierten modifizierten Palmer Drought Severity Index im Zeitraum 1981–1990 für die gesamte Steiermark.

### 3 Modellevaluierung



**Abbildung 3.9:** Box-Whisker-Plots der saisonalen Differenzen zwischen der Hindcast-Simulation und dem ECA&D-Datensatz für **a)** Standardized Precipitation Index (SPI), **b)** Aridity Index (AI) und **c)** selbst kalibrierten modifizierten Palmer Drought Severity Index im Zeitraum 1981–1990 für die einzelnen Klimaregionen (A:Nordstau, B:M rzthal, C:Murtal, D:Randgebirge, E:Vorland).

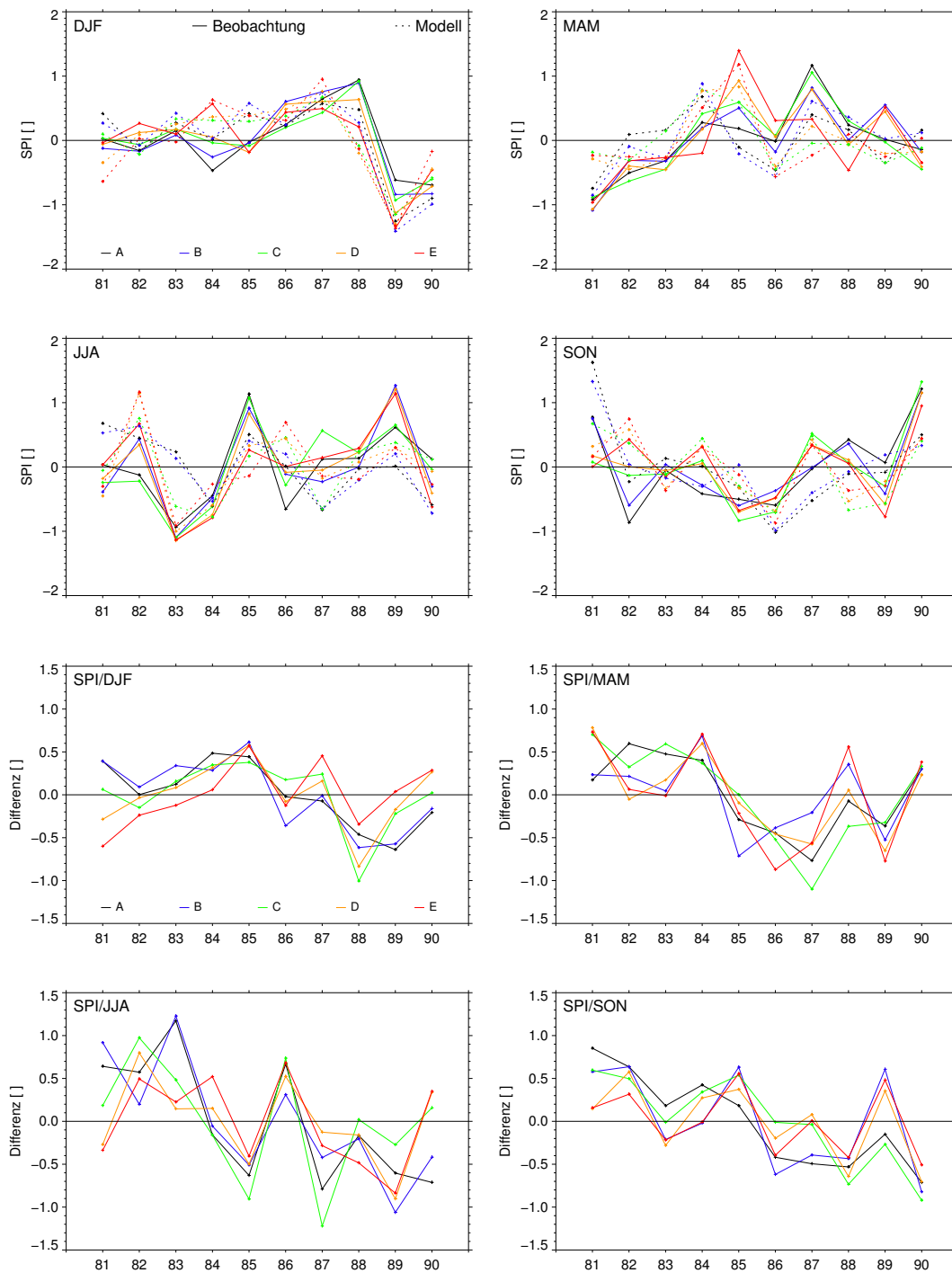
### 3.2 Evaluierung ausgewählter Trockengefährdungsindizes



**Abbildung 3.10:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen SPI-Werte für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) für die gesamte Steiermark.

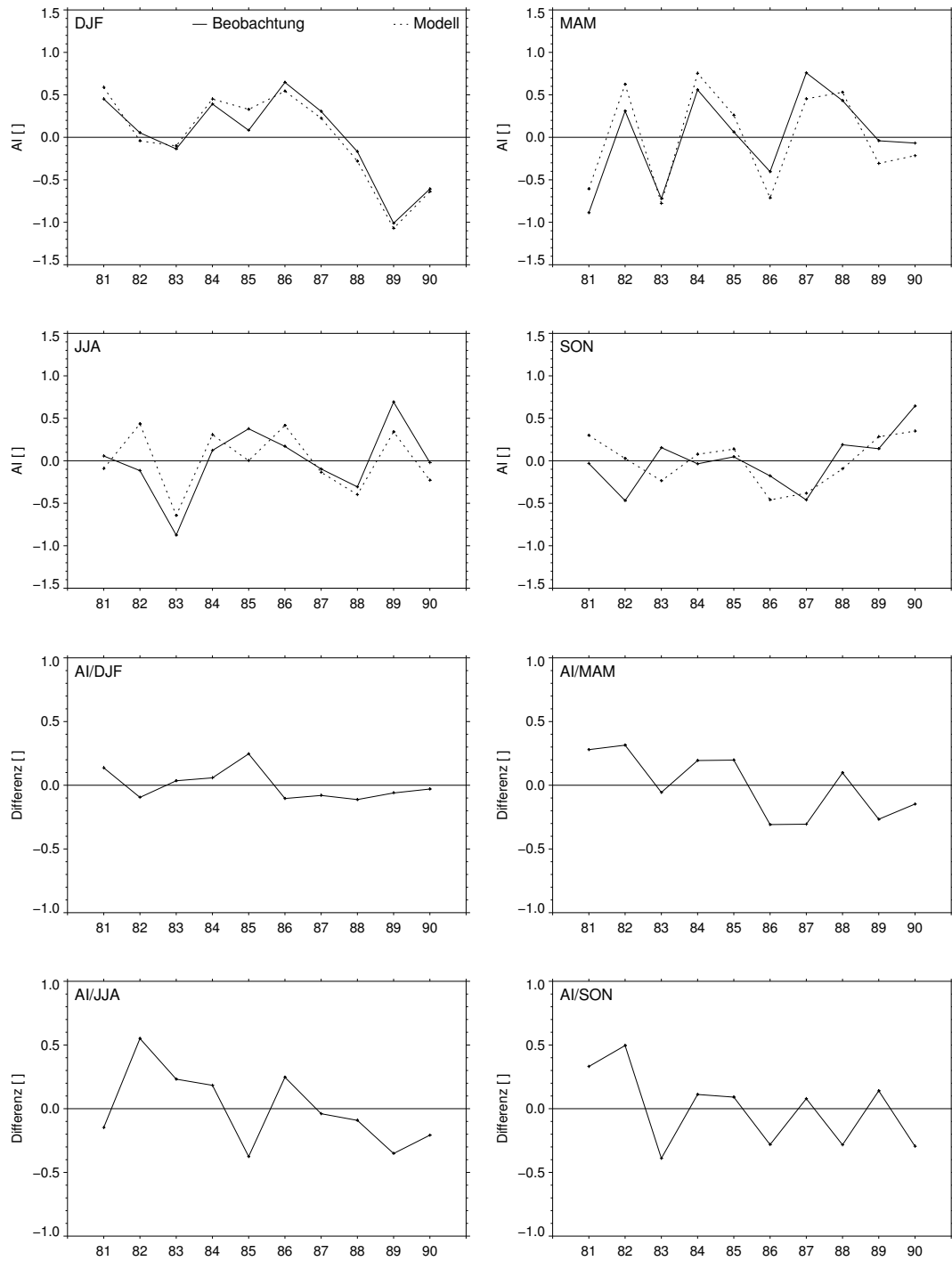


### 3 Modellevaluierung



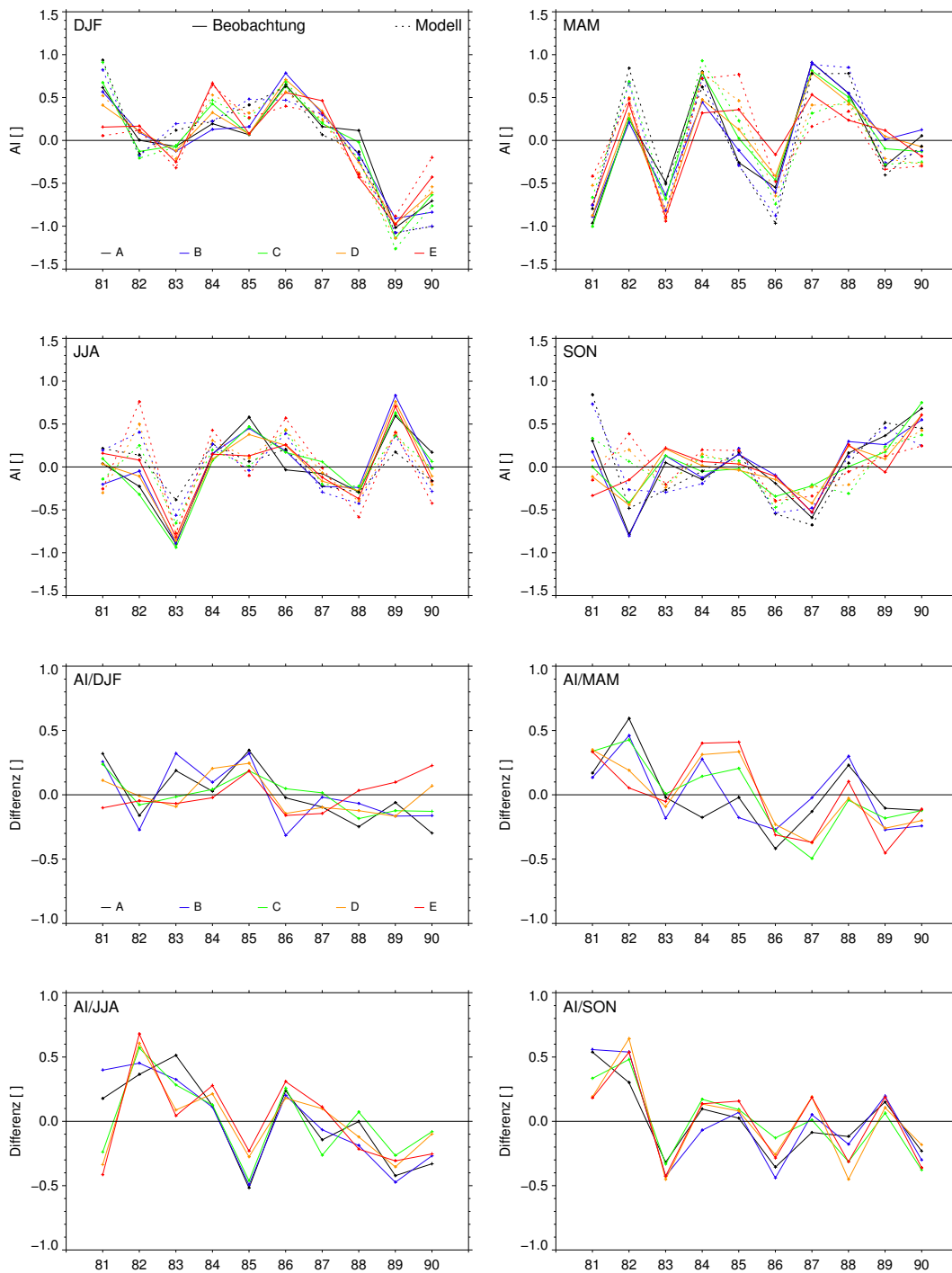
**Abbildung 3.11:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen SPI-Werte für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) für die einzelnen Klimaregionen (**A:**Nordstau, **B:**Mürztal, **C:**Murtal, **D:**Randgebirge, **E:**Vorland).

### 3.2 Evaluierung ausgewählter Trockengefährdungsindizes



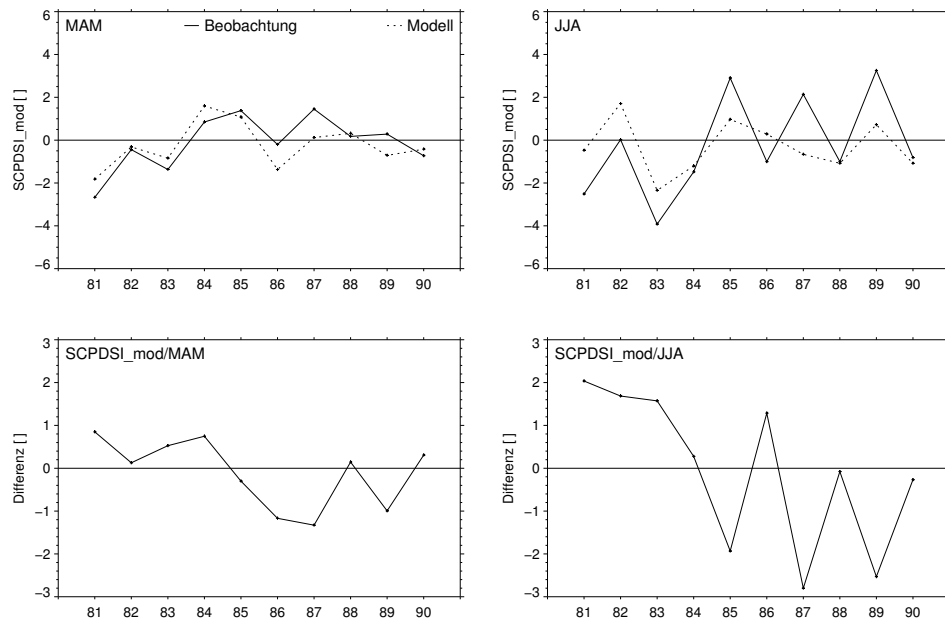
**Abbildung 3.12:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen AI-Werte für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) für die gesamte Steiermark.

### 3 Modellevaluierung

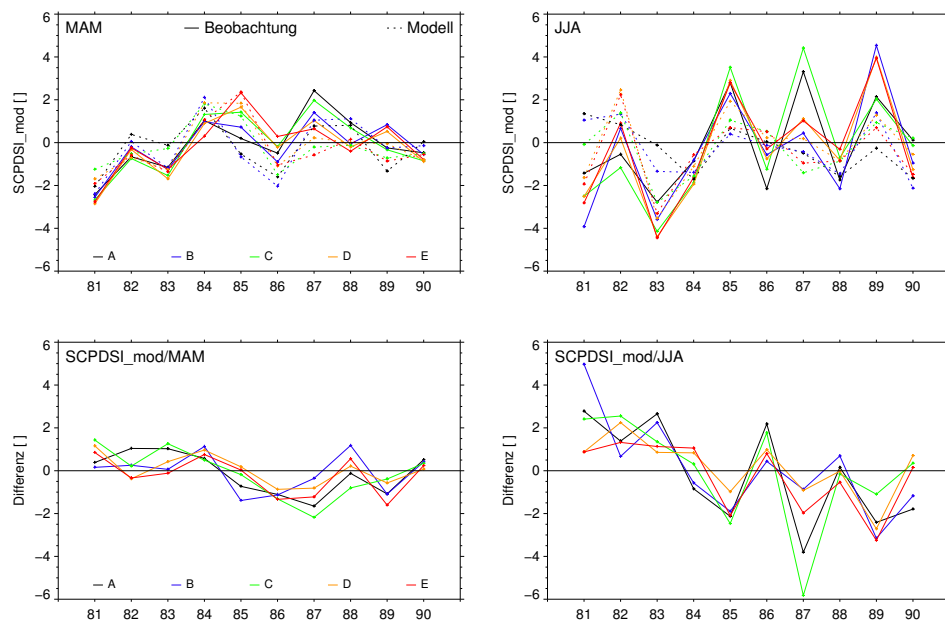


**Abbildung 3.13:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen AI-Werte für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) für die einzelnen Klimaregionen (A:Nordstau, B:Mürztal, C:Murtal, D:Randgebirge, E:Vorland).

### 3.2 Evaluierung ausgewählter Trockengefährdungsindizes



**Abbildung 3.14:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen  $SCPDSI_{mod}$ -Werte für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) für die gesamte Steiermark.



**Abbildung 3.15:** Jahresverläufe der mittleren saisonalen  $SCPDSI_{mod}$ -Werte für Modell- und Beobachtungsdatensatz (oben) und deren Differenzen (unten) für die einzelnen Klimaregionen (A:Nordstau, B:Mürztal, C:Murtal, D:Randgebirge, E:Vorland).

### 3 Modellevaluierung

## 4 Zusammenfassung und Ausblick

Dieser Teil des Berichtes beschäftigte sich mit der Evaluierung des mesoskaligen Modelles *MM5*, welches im Rahmen des Projektes „**Research for Climate Protection: Model Run Evaluation** (reclip:more)“ von Gobiet et al. (2006) mit einer Auflösung von 10km im Alpenraum angetrieben wurde. Zur Modellevaluierung wurde die sogenannte Hindcast-Simulation (Modelldatensatz) mit dem ECA&D-Datensatz (Beobachtungsdatsatz) im Zeitraum 1981–1990 verglichen. Um einen Vergleich der beiden Datensätze überhaupt durchführen zu können, mussten diese zunächst auf dasselbe Gitter gebracht werden. Dabei wurde so vorgegangen, dass der Datensatz der höher aufgelösten Hindcast-Simulation mit Hilfe der Resampling-Methode auf das gröbere ECA&D Gitter umgerechnet wurde.

Die Modellevaluierung wurde anhand der beiden meteorologischen Parameter Temperatur (2m über Grund) und Niederschlag und einiger ausgewählter Trockengefährdungsindizes durchgeführt. Auf Grund ihres sehr hohen Bekanntheitsgrades bzw. ihrer sehr guten Korrelationen mit den landwirtschaftlichen Ertragsdaten wurden folgende Trockengefährdungsindizes ausgewählt: *Standardized Precipitation Index (SPI)*, *Aridity Index (AI)* und die *modifizierte Form des selbstkalibrierten Palmer Drought Severity Index (SCPDSI<sub>mod</sub>)*.

Für die Temperatur kann zusammenfassend festgehalten werden, dass das Modell zu kalten Temperaturen simuliert. Die Temperaturverhältnisse werden vom Modell im Winter am besten reproduziert, in den übrigen Saisonen liegen die mittleren Abweichungen vom Beobachtungsdatsatz zwischen  $-1^{\circ}\text{C}$  und  $-2^{\circ}\text{C}$ . Der Niederschlag wird dahingegen zum Großteil vom Modell überschätzt, wobei die mittleren Differenzen für die flacheren Klimaregionen (*Murtal*, *Randgebirge* und *Vorland*) geringer ausfallen. Die Trockengefährdungsindizes zeigen zum Teil große Abweichungen vom Beobachtungsdatsatz. Berücksichtigt man die Klassifizierung des *SPI* bzw. des *SCPDSI<sub>mod</sub>*, dann ergeben sich in einzelnen Jahren ziemlich große Unterschiede zwischen von Modell und Beobachtung detektierter Trockenheit bzw. Feuchtigkeit.

Der Jahresverlauf der mittleren Temperaturen wird vom Modell im Prinzip korrekt wiedergegeben und somit handelt es sich bei den Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatsatz eher um einen systematischen Fehler. Eine mögliche Ursache für diesen Sachverhalt ist die durch das Resampling entstandene Höhendifferenz in den beiden Datensätzen und die Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatsatz könnten durch eine Höhenkorrektur möglicherweise verringert werden. Eine weitere Möglichkeit zur Verbesserung der Ergebnisse besteht darin, die Ausgabedaten des Klimamodelles (hier Temperatur und Niederschlag) statistisch zu korrigieren. An dieser Methode wird derzeit am Wegener Zentrum intensiv geforscht und in naher Zukunft werden fehlerkorrigierte Klimamodelldaten für Temperatur und Niederschlag zur Verfügung stehen.

#### 4 Zusammenfassung und Ausblick

# Literaturverzeichnis

- J. Dudhia. A Nonhydrostatic Version of the Penn State - NCAR Mesoscale Model: Validation Tests and Simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493–1513, 2003.
- F. Giorgi und L. O. Mearns. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6335–6352, 1999.
- A. Gobiet, H. Truhetz, und A. Riegler. A climate scenario for the Alpine region, reclip:more project year 3 - WegCenter progress report. Report, Wegener Center, Universität Graz, Graz, 2006.
- M. R. Haylock, N. Hofsta, A. M. G. Klein Tank, E. J. Klok, P. D. Jones, und M. New. A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *J. Geophys. Res.*, submitted, 2008.
- G. Heinrich. Klimawandel und Trockengefährdung in der Landwirtschaft: Eine Analyse für die Steiermark. Wissenschaftlicher Bericht Nr. 20-2008, Wegener Zentrum für Klima und globalen Wandel, Graz, Österreich, 2008. ISBN-13 978-3-9502308-8-8.
- C. D. Hewitt und D. J. Griggs. Ensembles-Based predictions of climate changes and their impacts. *Eos Trans. AGU*, 85, 566, 2004.
- E. J. Klok und A. M. G. Klein Tank. Updated and extended European dataset of daily climate observations. *Int. J. Climatol.*, submitted, 2007.
- J. Leggett, P. W. J., und R. J. Swart. Emission scenarios for IPCC: an update. In *Climate Change 1992: the supplementary report to the IPCC scientific assessment edited by J.T. Houghton, B.A. Callander and S.K. Varney*, Seiten 75–95. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1992.
- W. Loibl, A. Beck, M. Dörninge, H. Formayer, A. Gobiet, und W. Schöner. reclip:more - Research for Climate Protection: Model Run Evaluation. Final Report, Austrian Research Centers, Seibersdorf, Wien, 2007.
- A. Riegler. Evaluierung eines regionalen Klimamodells im Alpenraum. Wissenschaftlicher bericht nr. 19-2007, Wegener Center Verlag, Graz, 2007. ISBN-13 978-3-9502308-7-1.



## Literaturverzeichnis

- E. Roeckner, G. Baeuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblüh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, und A. Tompkins. The Atmospheric General Circulation Model ECHAM5 Part 1: Model Description. Report (349), Max Planck Institut für Meteorologie (MPI), Hamburg, 2003.
- S. Solomon, D. Qin, M. Manning, R. B. Alley, T. Berntsen, N. L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J. M. Gregory, G. C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B. J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T. F. Stocker, P. Whetton, R. A. Wood, und D. Wratt. Technical Summary. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- S. Uppala, P. Källesberg, A. Hernandez, S. Saarinen, M. Fiorino, X. Li, K. Onogi, U. Andrea, und V. Da Costa Bechthold. ERA-40: ECMWF 45-years reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957-2002. ECMWF Newsletter (101), ECMWF, 2004.

## **Teil III**

# **Applikation von Klimamodelldaten für eine hoch aufgelöste räumliche Modellierung der potentiellen Evapotranspiration als Indikator für Trockenheit: Eine Analyse für die Steiermark**

**Andreas Schaumberger**  
*LFZ Raumberg-Gumpenstein*



# 1 Einleitung

Die Erträge in der Landwirtschaft hängen im Wesentlichen von zwei Faktoren ab, die mehrfach zusammenwirken. Zunächst müssen die *Standortfaktoren* berücksichtigt werden, auf die in der Regel kaum Einfluss genommen werden kann. Dazu gehören die klimatischen Bedingungen einer Region, die hauptsächlich in der Vegetationsperiode auftretenden Wetterverhältnisse sowie die Qualität und die Eigenschaften des Bodens. Nicht zuletzt spielen die topographischen Bedingungen wie Seehöhe, Exposition und Hangneigung eine entscheidende Rolle. Dem gegenüber stehen die *Bewirtschaftungsmaßnahmen*, durch die der Landwirt erheblichen Einfluss auf Ertrag und Qualität nehmen kann. Hier sind Düngung und Nutzung die entscheidenden Maßnahmen, welche, wenn sie aufeinander abgestimmt werden, einen nachhaltigen und den umweltökologischen Erfordernissen angepassten Ertrag bestimmen (PÖTSCH und RESCH, 2005).

Eine große Herausforderung nicht nur für die österreichische Landwirtschaft stellt der Klimawandel dar. Durch den zunehmenden Ausstoß an Treibhausgasen, allen voran Kohlendioxid, und der damit verbundenen globalen Erwärmung muss auch in unseren Breiten mit einer starken Zunahme an Dürreperioden gerechnet werden. Bereits 2002 und insbesondere 2003 führte eine lang anhaltende Trockenheit vor allem im Osten und Süden der Steiermark zu massiven Ertragsrückgängen bzw. -ausfällen.

## 1.1 Bedeutung der potentiellen Evapotranspiration

Die Evapotranspiration ist ein wichtiger Parameter im Wasserkreislauf der Erde und hat in der Agrarmeteorologie, Hydrologie sowie Klimafolgenforschung als räumliches Modell für die Umsetzung von Geoanalysen auf regionaler Ebene eine große Bedeutung. Die Quantifizierung sowie geographische Verteilung der Wasserverfügbarkeit ist eng mit diesem Parameter verknüpft und deshalb eignen sich gerade darauf bezugnehmende Untersuchungen sehr gut, Trockengefährdung entsprechend zu quantifizieren und räumlich zuzuordnen.

Die Evapotranspiration beschreibt die Verdunstung auf der mit Vegetation bewachsenen Erdoberfläche und setzt sich aus der Evaporation über offenem Boden und der Transpiration von Pflanzen zusammen. Am Wasserkreislauf der Erde ist sie mit einem Anteil von 15 % zwar geringer beteiligt als die Evaporation über dem Meer mit 85 % (AHRENS, 2007), doch spielt sie für das System Boden-Pflanze eine umso größere Rolle, zumal das Pflanzenleben durch

## 1 Einleitung

Wasserangebot und Transpirationsleistung wesentlich bestimmt wird. Außer für die Aufrechterhaltung ökologischer Systeme ist demnach die Evapotranspiration als bestimmender Parameter des Wasserhaushaltes von Pflanzenbeständen auch maßgeblich für die Felderträge in der Landwirtschaft verantwortlich (EHLERS, 1996).

Durch Bilanzierung der Evapotranspiration mit dem Niederschlag wird eine klimatische Wasserbilanz (nettopotentielle Evapotranspiration) errechnet (HÄCKEL, 2005). Der Vergleich von Feuchtigkeitszufuhr über den Niederschlag mit dem aus der Verdunstung resultierenden Wasserbedarf stellt die Grundlage für die Untersuchung des Feuchtigkeitsfaktors im Klima dar (THORNTHWAITE and MATHER, 1951) und kann in weiterer Folge für die Klassifizierung von Klimazonen herangezogen werden (THORNTHWAITE, 1948). Bereits dieser Ansatz zeigt die große Relevanz einer räumlichen Umsetzung von Verdunstungsmodellen.

Abbildung 1 zeigt die geographische Repräsentation dieses Ansatzes für Österreich und definiert Zonen der Wasserverfügbarkeit nach einer Berechnung des Jahresminimums aus der akkumulierten Differenz von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration auf Tagesbasis (nettopotentielle Evapotranspiration) im Jahr 2003. Eine entsprechende Einteilung in Zonen gibt Auskunft darüber, in welchen Gebieten Österreichs bei Trockenheit mit negativen Konsequenzen für die Landwirtschaft gerechnet werden muss. Wenn es zu ausgedehnten und intensiven Trockenperioden kommt, wird besonders die Landwirtschaft im südöstlichen Teil der Steiermark stark in Mitleidenschaft gezogen.

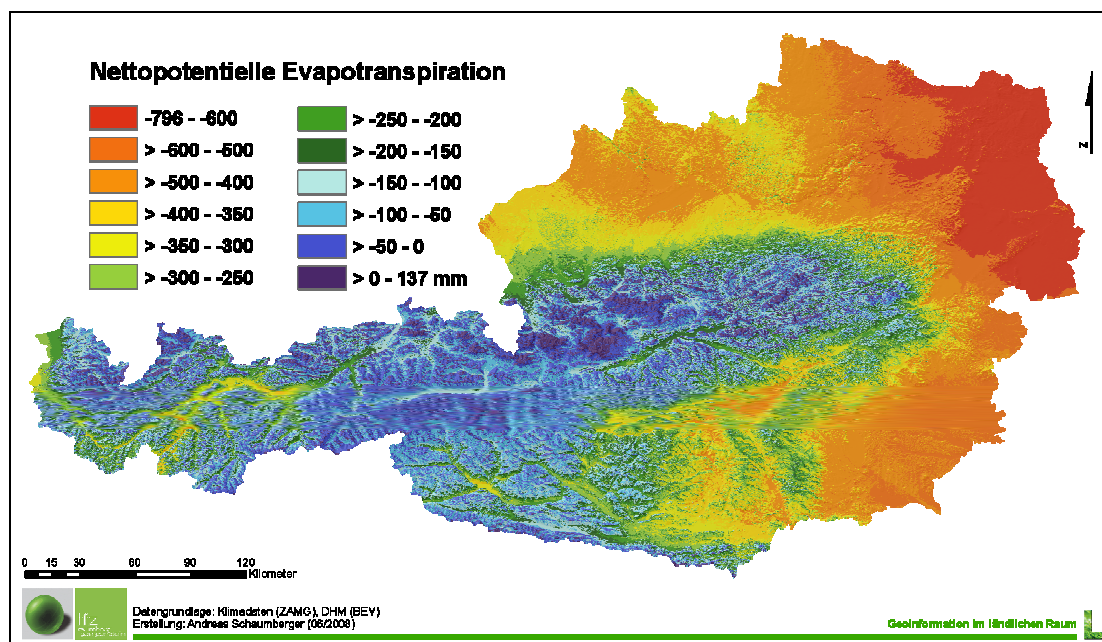


Abbildung 1: Jahresminimum der nettopotentiellen Evapotranspiration im Jahr 2003

Bei der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration einer bewachsenen Oberfläche – diese wird auch als Referenz-Evapotranspiration bezeichnet, zumal sie immer auf eine bestimmte Vegetationsdecke mit konstanter Albedo und konstantem Verdunstungswiderstand bezogen ist – wird die Betrachtung auf den zeitlich variablen Witterungseinfluss reduziert und vorausgesetzt, dass für die Verdunstung des angenommenen Pflanzenbestandes stets ausreichend Wasser zur Verfügung steht. Die potentielle Evapotranspiration stellt somit jene Wassermenge dar, welche bei unlimitierter Wasserverfügbarkeit verdunsten könnte. Ausschlaggebend dafür sind der für den Verdunstungsprozess notwendige Energieeintrag in Form von Strahlung und Temperatur sowie der Feuchtigkeitstransfer durch Wind und Luftfeuchtigkeit in der bodennächsten Atmosphärenschicht (BROWN, 2000).

Die *tatsächliche Evapotranspiration* oder *aktuelle Evapotranspiration* eines Pflanzenbestandes hängt neben den oben genannten Klimafaktoren auch wesentlich von der Wasserverfügbarkeit und deren bestimmenden Faktoren wie den topografischen Bedingungen sowie den Wasserhaushaltsparametern des Bodens ab. Zusätzlich müssen andere Verdunstungswiderstände berücksichtigt werden, wenn der Pflanzenbestand von der in der Referenzverdunstung definierten Vegetationsdecke, bei der es sich im Allgemeinen um kurz gehaltenes Gras handelt, abweicht. Zur Berechnung der aktuellen Evapotranspiration ist die Kenntnis der potentiellen Evapotranspiration eine wichtige Voraussetzung, zumal letztere die Basis vieler hydrologischer Modelle bildet, bei denen die räumliche Verteilung des Wasserhaushalt eine besondere Rolle spielt (PIMENTA, 2000). Wird die potentielle Evapotranspiration in ein Verhältnis zur aktuellen gesetzt, lassen sich daraus Wasserstressfaktoren ermitteln, welche für die Ertragsmodellierung landwirtschaftlicher Kulturen unverzichtbar sind (TRNKA et al., 2006) und in der Agrarmeteorologie zur Klassifizierung von Trockengefährdung eingesetzt werden.

Die Schwierigkeit bei der Anwendung von komplexen, physikalisch basierten Modellen, wie jenes nach Penman-Monteith, welches im vorliegenden Projekt Verwendung findet, liegt in der hohen Anforderung im Hinblick auf die Verfügbarkeit von Wetterdaten mit einer hohen räumlichen Dichte an Messstellen.



## 2 Problem- und Aufgabenstellung

Die Anwendung von Algorithmen zur räumlichen Modellierung der potentiellen Evapotranspiration in hoher räumlicher (250 Meter) und zeitlicher (Tageswerte) Auflösung muss bei der Verwendung von Klimamodelldaten einer eingehenden Prüfung unterzogen werden. Methodisch bedingte Fehlereinflüsse können damit untersucht und quantifiziert werden.

Im vorliegenden Projekt wird die Eignung von Klimamodelldaten (MM5) für eine Regionalisierung mittels Geographischem Informationssystem (GIS) analysiert. Dabei wird für eine Periode in der Vergangenheit, in diesem Fall die Vegetationsperiode des Jahres 2003 (März bis Oktober), die potentielle Evapotranspiration sowohl auf Basis von Wetterbeobachtungsdaten als auch von Klimamodelldaten berechnet und anschließend deren räumliche Modelle miteinander verglichen.

Die daraus gewonnen Erkenntnisse können zum einen für eine Verbesserung der Regionalisierung der Klimamodelldaten selbst und zum anderen für eine Bewertung der methodischen Qualität des räumlichen Modells herangezogen werden. Die Lokalisierung bzw. Quantifizierung von modellinherenten Unsicherheiten und Fehlerquellen ist insbesondere für eine Applikation des räumlichen Modells für zukünftige Perioden entscheidend und die Voraussetzung für eine seriöse Bewertung der Ergebnisse. Voraussetzung dafür ist die Schaffung einer möglichst soliden Datengrundlage aus Beobachtungen. Der Schwerpunkt des hier bearbeiteten Projektteiles liegt also darin, mit Hilfe etablierter Methoden und anerkannter Standards die potentielle Evapotranspiration von den Beobachtungspunkten (Klimastationen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik – ZAMG) in geeigneter Weise in lücklose Datenoberflächen zu transformieren.

Im Projekt werden damit folgende Fragestellungen behandelt und einer Lösung zugeführt:

- Welche methodischen Instrumente müssen eingesetzt werden, um aus beobachteter Standortinformation möglichst realitätsnahe Oberflächen der potentiellen Evapotranspiration zu erzeugen?
- Wie können die Datenstrukturen von Klimamodellen in ein GIS übertragen werden?
- Kann die Methode der geostatistisch orientierten räumlichen Modellierung auch auf regionalisierte Klimamodelldaten übertragen werden und welche Qualität ist von einem derartigen Ansatz zu erwarten?

Sämtliche Fragestellungen zielen auf eine Evaluierung des Einsatzes von Klimamodelldaten ab. Im vorliegenden Projekt werden Modelldaten in einer räumlichen Auflösung von 10 km



## 2 Problem- und Aufgabenstellung

verwendet. Alle hier vorgestellten Untersuchungen beziehen sich auf diesen Datensatz, da die Festlegung von Methoden den Schwerpunkt bildet. Das Nachfolgeprojekt AgroClim II wird sich mit einer detaillierten Datenanalyse sowohl für das Untersuchungsjahr 2003 als auch für die Abschätzung der zukünftigen Entwicklung (Untersuchungsperiode 2040 bis 2050) beschäftigen. Zu diesem Zweck wird die Auflösung von 10 km auf 3,3 km erhöht (vgl. *Abbildung 2*) und die Zielsetzung von der Methodenorientierung in AgroClim I auf eine Ergebnisorientierung in AgroClim II erweitert.

Im nächsten Abschnitt werden die zur Beantwortung der aufgeworfenen Problemstellungen erarbeiteten Methoden vorgestellt und beschrieben.

## 3 Material und Methoden

Die für den Vergleich des räumlichen Modells auf Basis von Beobachtungs- und Klimamodell­daten notwendigen Schritte werden in *Abbildung 2* schematisch dargestellt. Da die zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration notwendigen meteorologischen Messdaten nicht an allen Klimastationen verfügbar sind, für eine qualitativ hochwertige geostatistische Interpolation jedoch möglichst viele Stützstellen mit Evapotranspirationswerten vorhanden sein sollten, werden fehlende Werte der nicht überall gemessenen Globalstrahlung geschätzt.

Als weiterer wesentlicher Punkt wird die Übertragung der Klimamodell­daten in ein GIS behandelt. Aus netCDF (Network Common Data Form) werden die Daten in GIS-spezifische Datenformate (FeatureClasses) übertragen, um darauf ebenfalls standardisierte geostatistische Methoden anwenden zu können. Im abschließenden Vergleich der Ergebnisse müssen individuell programmierte und automatisierte Prozesse eingesetzt werden, welche Ergebnisdaten an den Validierungsstandorten aus den Rasteroberflächen extrahieren.

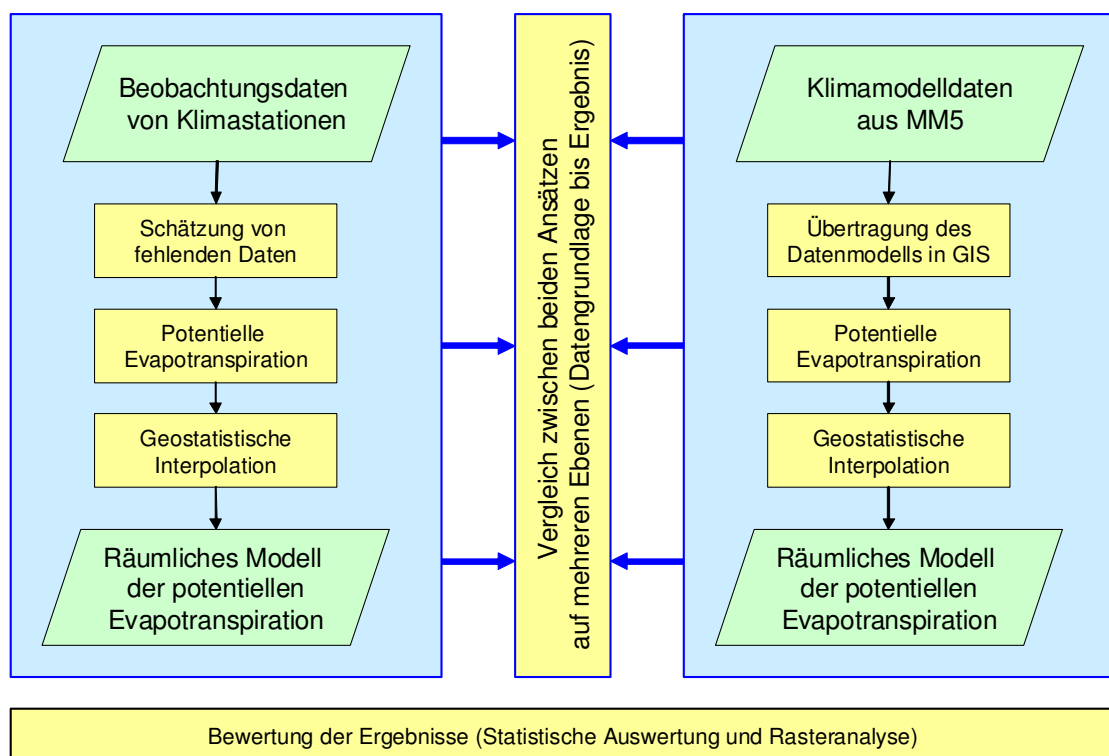
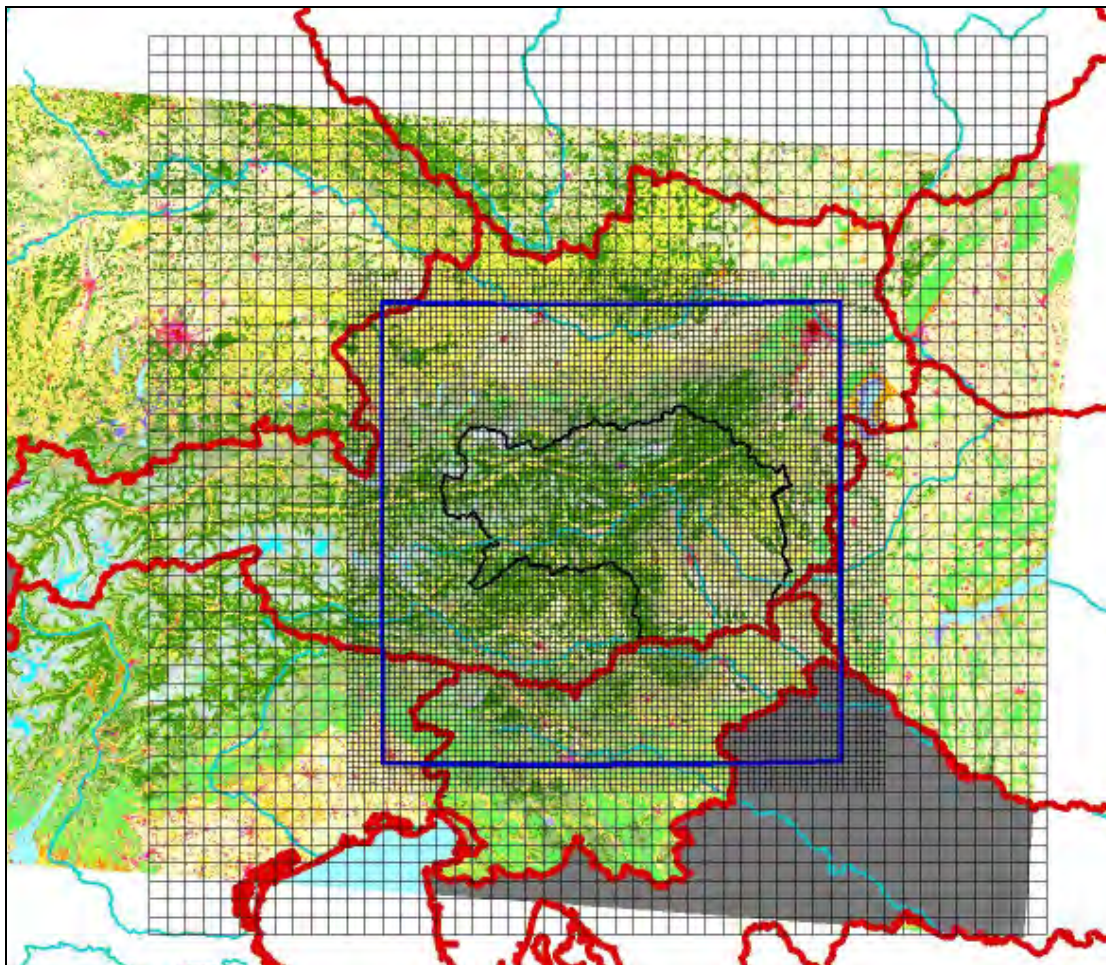


Abbildung 2: Gesamtübersicht der methodischen Bearbeitung

### 3 Material und Methoden

Die Klimamodelldaten zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration wurden vom Wegener Zentrum für Klima und globalen Wandel aufbereitet. Dabei wurde das mesoskalige Modell MM5 (DUDHIA, 2003) durch Einbetten in grob aufgelöste Datenfelder des Europäischen Zentrum für mittel- und langfristige Wettervorhersage (ECMWF) auf die räumlich sehr hohen Auflösung von 10 km und 3,3 km gebracht (äußere Domäne 10 km und innere Domäne 3,3 km; vgl. *Abbildung 2*). Auf Grund der extrem hohen räumlichen Auflösung von 3,3 km deckt die Simulationsperiode nur das Jahr 2003 ab. Im Vergleich zur Modellkonfiguration innerhalb des Projektes „Research for Climate Protection: Model Run Evaluation (recip:more)“ (GOBIET *et al.*, 2006), musste das Modell der höheren Auflösung angepasst werden und daher wurde zusätzlich die Diffusion nach der Methode von Zängl berechnet (ZÄNGL, 1999).



*Abbildung 2:* Räumliche MM5 Konfiguration; die großen Gitterzellen entsprechen der Auflösung mit 10 km und die kleinen der mit 3,3 km

## 3.1 Räumliche Modellierung der Beobachtungsdaten

Für die räumliche Interpolation wird der Zusammenhang zwischen potentieller Evapotranspiration und Seehöhe genutzt. Um einen möglichst ausgeprägten Höhengradienten zu errechnen, wurden für diesen Ansatz nicht nur die Beobachtungsdaten der Steiermark, sondern des gesamten Bundesgebietes einbezogen und damit eine hohe Variabilität der Seehöhe erreicht.

### 3.1.1 Datengrundlage

Die potentielle Evapotranspiration wird nach FAO-Penman-Monteith stationsbezogen und auf Tagesbasis errechnet. Als Untersuchungszeitraum diente das Jahr 2003 zwischen März und Oktober (Vegetationsperiode), wobei die meteorologische Datenerhebung an 274 über ganz Österreich verteilten Klimastationen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) erfolgte. Die 274 Stationen sind zufällig verteilt und weisen eine mittlere Nachbarschaftsdistanz von 9.373 Meter mit einer Standardabweichung von 5.459 Meter auf. Der Nearest Neighbour Index beträgt 0,79. Die Messung des für die Evapotranspiration wichtigen Parameters, und zwar der Globalstrahlung, erfolgte in diesem Zeitraum jedoch lediglich an 110 Stationen, deren Verteilung mit einem Nearest Neighbour Index von 0,89 ebenfalls eine zufällige war. Allerdings beträgt die mittlere Nachbarschaftsdistanz 15.866 Meter, die Standardabweichung liegt bei 7.029 Meter.

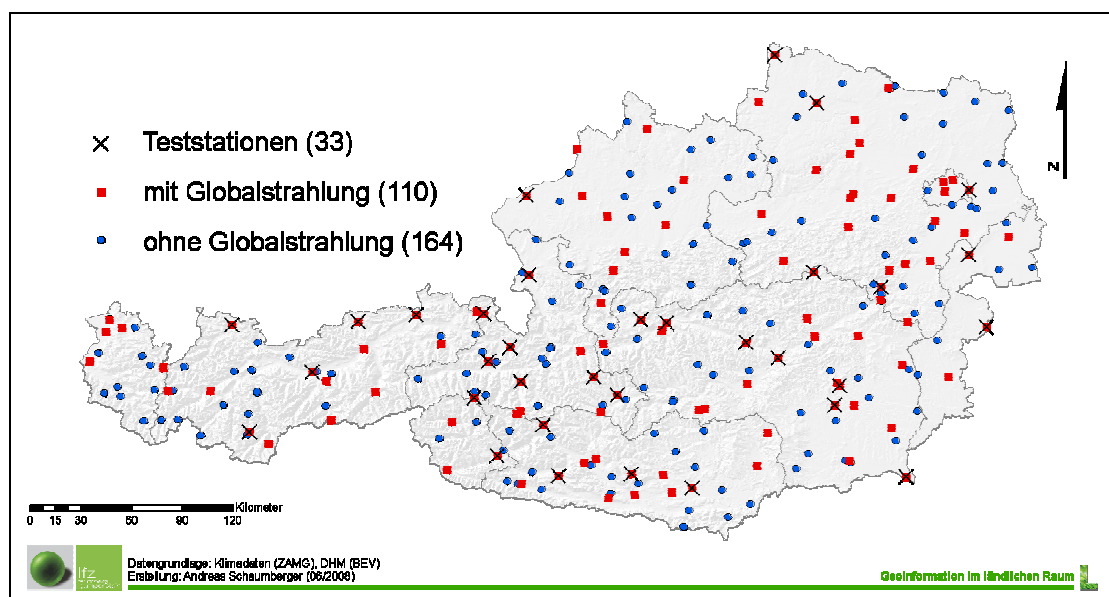


Abbildung 4: Geographische Verteilung der Klimastationen der ZAMG

Damit die restlichen 164 Stationen nicht aus der Menge der Stützstellen für die geostatistische Interpolation herausfallen und vor allem im Bergland die Stationsdichte erhalten bleibt, wird die potentielle Evapotranspiration bzw. die Globalstrahlung mit den nachfolgend vorgestellten Methoden geschätzt. Die für die Interpolation vor allem im Bergland wichtige Stationsdichte bleibt dadurch erhalten.

Für die technische Umsetzung und Implementierung der einzelnen Modellrechnungen wurde die Entwicklungsumgebung Microsoft Visual Studio 2005 mit der Programmiersprache Visual C# verwendet. Die für die räumliche Modellierung erforderlichen Klassen stammen aus der Bibliothek von ESRI ArcObjects 9.2. Statistische Auswertungen wurden mit dem Paket STATGRAPHICS PLUS durchgeführt, Nachbarschaftsanalysen mit CRIMESTAT.

#### 3.1.2 Berechnung der potentiellen Evapotranspiration

Die FAO-Penman-Monteith-Gleichung (1) wird bei Verfügbarkeit der notwendigen Wetterdaten auf Tagesbasis angewandt und hat die Form

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

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

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

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

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

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

$$\Delta = \frac{4098 \cdot 0.6108 \cdot e^{\frac{17.27 \cdot T}{T+237.3}}}{(T+237.3)^2}. \quad (3)$$

Für die Berechnung der Psychrometerkonstante  $\gamma$  [kPa °C<sup>-1</sup>] wird in der vorliegenden Arbeit der atmosphärische Druck als Funktion der Seehöhe  $z$  herangezogen:

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

Der Berechnung des Sättigungsdefizits  $vpd$  [kPa] geht die Bestimmung des Sättigungsdampfdrucks  $e_s$  [kPa] nach DEUTSCHER WETTERDIENST (1976) voraus:

$$e_s = 0.61078 \cdot e^{\left( \frac{17.08085T}{234.175+T} \right)} \quad (T > 0) \quad e_s = 0.61078 \cdot e^{\left( \frac{17.84362T}{245.425+T} \right)} \quad (T < 0) \quad (5)$$

Weiters wird der aktuelle Dampfdruck  $e_a$  [kPa] benötigt, welcher näherungsweise aus der relativen Luftfeuchtigkeit  $RH$  in der Form  $e_a = e_s \cdot (RH/100)$  abgeleitet werden kann. Die Differenz aus  $e_s$  und  $e_a$  ergibt das Sättigungsdefizit  $vpd$ , wobei im Unterschied zu ALLEN *et al.* (1998) in (1) nicht der Tagesmittelwert Verwendung findet, sondern die Differenzen um 7:00, 14:00 und 19:00 Uhr separat gebildet und anschließend gemittelt werden.

$$vpd = \frac{(e_s - e_a)_{7h} + (e_s - e_a)_{14h} + (e_s - e_a)_{19h}}{3} \quad (6)$$

Das Sättigungsdefizit wird zu den einzelnen Tageszeiten bestimmt und in weiterer Folge kann dadurch eine Verbesserung des Mittelwertes erreicht werden.

### 3.1.3 Modellierung der Globalstrahlung und Strahlungsbilanz

Vor allem bei den Daten für Globalstrahlung und Sonnenscheindauer gibt es sowohl räumlich als auch zeitlich erhebliche Datenlücken. Aus diesem Grund wird bei fehlender Globalstrahlung das Modell nach Angström verwendet (ALLEN *et al.*, 1998), das auch in einem Methodenvergleich von TRNKA *et al.* (2005) in der Form

$$R_s = \left( a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a \quad (7)$$

empfohlen wird, wobei  $R_s$  die Globalstrahlung [MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>] ist, die Konstanten  $a_s$  mit dem Wert 0,25 und  $b_s$  mit 0,50 von ALLEN *et al.* (1998) vorgeschlagen werden und  $n$  die aktuelle Sonnenscheindauer [h] sowie  $N$  die maximal mögliche Sonnenscheindauer [h] bezeichnen.  $R_a$

bezeichnet die extraterrestrische Strahlung [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ].  $R_a$  wird auf Tagesbasis berechnet und hat die Form

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} \cdot G_{SC} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \quad (8)$$

wobei  $G_{SC}$  die Solarkonstante  $0,0820 \text{ [MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$ ,  $d_r$  die inverse relative Distanz Erde-Sonne [rad] (9),  $\delta$  die Sonnendeklination [rad] (10),  $\omega_s$  den Stundenwinkel der Sonne bei Sonnenuntergang [rad] sowie  $\varphi$  die geographische Breite [rad] bezeichnen. Die inverse relative Distanz Erde-Sonne  $d_r$  sowie die Sonnendeklination  $\delta$  sind gegeben durch

$$d_r = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot J\right) \quad (9)$$

$$\delta = 0.409 \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi}{365} \cdot J - 1.39\right) \quad (10)$$

wobei  $J$  den Tag des Jahres im Wertebereich von 1 bis 365 bzw. 366 bezeichnet.

Der in (8) verwendete Stundenwinkel  $\omega_s$  [rad] ist gegeben durch

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)] \quad (11)$$

Die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer  $N$  [h] ergibt sich aufgrund der Beziehung

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (12)$$

Als astronomisch mögliche Sonnenscheindauer wird  $N$  ohne Berücksichtigung der Abschattung durch die Topografie bestimmt und hat deshalb bei hoher Reliefenergie eine Unterschätzung der in (7) berechneten Globalstrahlung zur Folge.

Die in Gleichung (1) einzusetzende Strahlungsbilanz  $R_n$  ermittelt man als Differenz von kurzwelliger Nettostrahlung  $R_{ns}$  und langwelliger Nettostrahlung  $R_{nl}$  gemäß der Beziehung:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}.$$

Die Berechnung von  $R_{ns}$  [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ] erfolgt gemäß der Beziehung  $R_{ns} = (1-\alpha) \cdot R_s$ , wobei  $\alpha$  den Albedowert 0,23 für die hypothetische Grasreferenzoberfläche darstellt. Die langwellige Nettostrahlung  $R_{nl}$  [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ] wird in der Form

$$R_{nl} = \sigma \cdot \left[ \frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] \cdot (0.34 - 0.14 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \left( 1.35 \cdot \frac{R_s}{R_{SO}} - 0.35 \right) \quad (13)$$

berechnet, wobei  $\sigma$  die Stefan-Boltzmann-Konstante [ $4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ] darstellt. Die Maximum- und Minimumtemperaturen  $T_{\max}$  bzw.  $T_{\min}$  sind in Kelvin umzurechnen.  $R_{SO}$  beschreibt die potentielle Strahlung (clear-sky radiation) [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ] und wird unter Berücksichtigung der Seehöhe  $z$  gemäß der Beziehung  $R_{SO} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z) \cdot R_a$  bestimmt.



Für die Gleichung (1) wird die Globalstrahlung  $R_g$  als Parameter der Strahlungsbilanz  $R_n$  verwendet, sofern sie als Messwert vorhanden ist, andernfalls wird sie unter Heranziehung von Gleichung (7) geschätzt. Dafür sind jedoch Daten der Sonnenscheindauer  $n$  notwendig, welche bei fehlender Globalstrahlungsmessung in 22 % der Beobachtungen verfügbar sind. Die noch verbleibenden 38 % der Datensätze weisen weder eine Messung der Globalstrahlung noch eine der Sonnenscheindauer auf. Für diese erfolgt eine direkte Schätzung der potentiellen Evapotranspiration, welche im nächsten Abschnitt dargestellt wird.

### 3.1.4 Schätzung der potentiellen Evapotranspiration

Für die Berechnung der Evapotranspiration stehen verschiedene Modelle zur Verfügung, die sich, wie einleitend beschrieben, in ihren Anforderungen hinsichtlich der Inputparameter unterscheiden. ALLEN *et al.* (1998) führen als Alternative zur FAO-Penman-Monteith-Gleichung die Methode nach HARGREAVES (1985) an, welche in der vorliegenden Arbeit für den Untersuchungszeitraum 2003 angewendet und auch von VICENTE-SERRANO *et al.* (2007) für einen Methodenvergleich der räumlichen Interpolation verwendet wurde:

$$ET_0 = 0.0023 \cdot (T_{mean} + 17.8) \cdot (T_{max} - T_{min})^{0.5} \cdot R_a \quad (14)$$

$ET_0$  bezeichnet die potentielle Evapotranspiration [ $\text{mm d}^{-1}$ ],  $T$  die Lufttemperatur in 2 m Höhe [ $^{\circ}\text{C}$ ] und  $R_a$  die extraterrestrische Strahlung [ $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ].

Der regressionsanalytische Vergleich zwischen dem vereinfachten Ansatz nach HARGREAVES (1985) und den Ergebnissen nach FAO-Penman-Monteith zeigt folgende Charakteristika: *Intercept* 0.50, *Slope* 0.95; *Correlation Coefficient* 0.89; *R-squared (adjusted)* 78.76 %; *Standard Error of Estimation* 0.79. Da die Stärke dieses Zusammenhangs als Ausgangsbasis für ein räumliches Modell in 38 % aller Beobachtungsfälle nicht optimal ist, wurde eine weitere Möglichkeit der Evapotranspirationsschätzung untersucht.

Zumal zwischen Sättigungsdefizit ( $vpd$ ) und potentieller Evapotranspiration innerhalb der Beobachtungen eines Monats ein starker quadratischer Zusammenhang besteht (SCHAUMBERGER, 2005), sind die für die einzelnen Monate abgeleiteten quadratischen Regressionsgleichungen mit dem Sättigungsdefizit als unabhängiger Variable und der potentiellen Evapotranspiration als abhängiger Variable herangezogen worden, um die potentielle Evapotranspiration für jene Tage und jene Stationen zu ermitteln, an denen weder Globalstrahlungs- noch Sonnenscheindauerdaten verfügbar gewesen sind.

Dieser Zusammenhang wird beispielhaft für den Monat Juni 2003 in *Abbildung 5* dargestellt. Die Berechnung wurde technisch nach dem Schema in *Abbildung 6* umgesetzt. Eine Automatisierung dieses Prozesses mit Hilfe einer geeigneten Programmierung ist unbedingt erforderlich, da eine manuelle Bearbeitung enorm zeitaufwendig wäre.



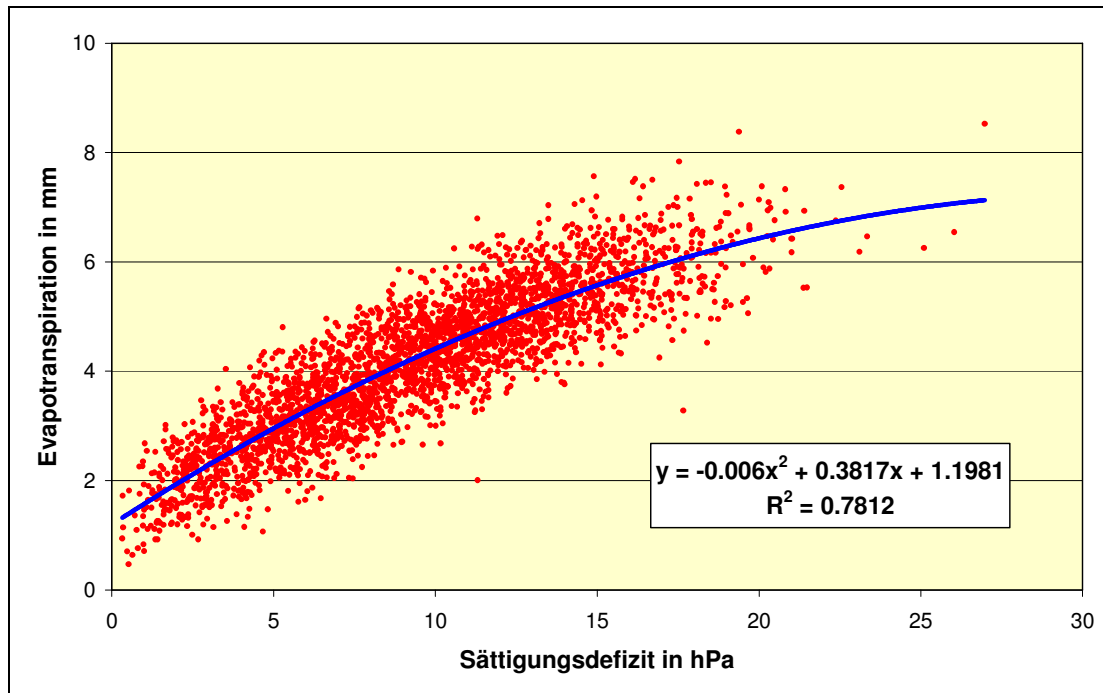


Abbildung 5: Schätzung der potentiellen Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit für den Juni 2003

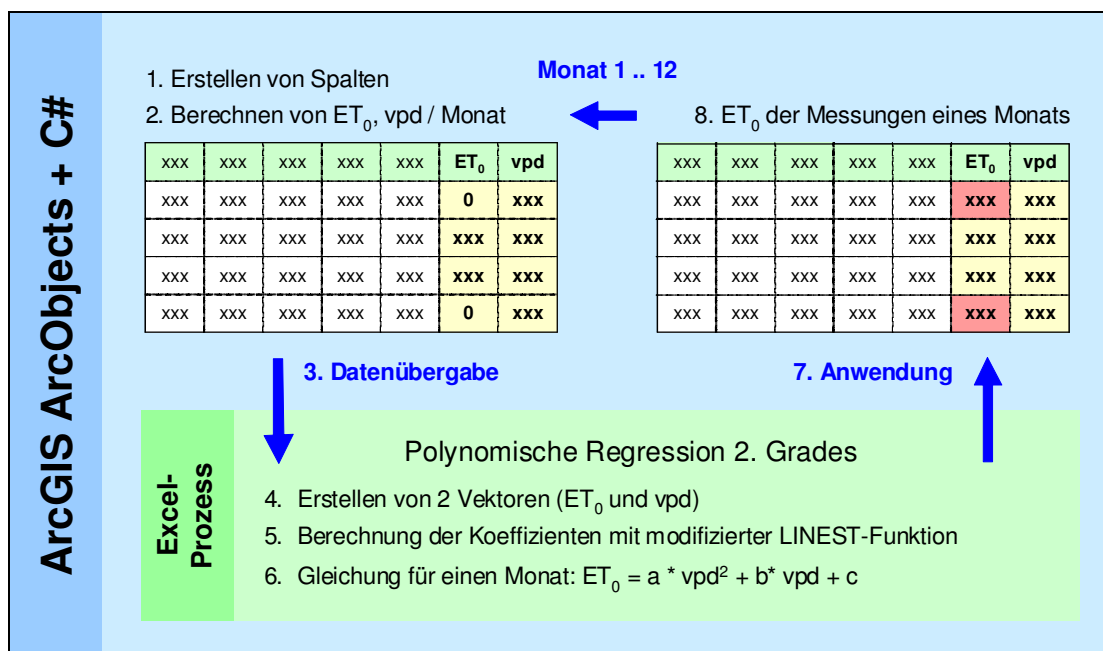
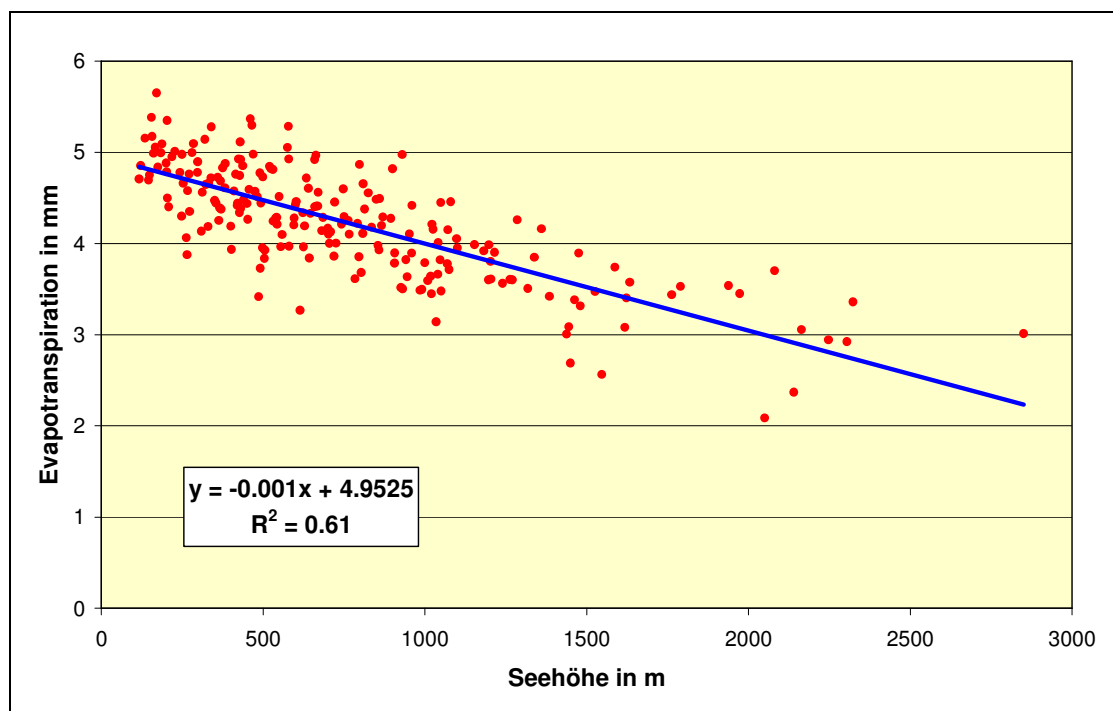


Abbildung 6: Algorithmus zur Berechnung der fehlenden Evapotranspirationsinformation

### 3.1.5 Räumliche Interpolation

Zwischen potentieller Evapotranspiration und Seehöhe besteht ein linearer Zusammenhang (vgl. *Abbildung 7*), der im Hinblick auf die geostatistische Interpolation wie folgt genutzt werden kann (SCHAUMBERGER, 2005): Man ermittelt zunächst die Gleichung der Regressionsgeraden mit der potentiellen Evapotranspiration als abhängiger sowie der Seehöhe als unabhängiger Variablen für die Mittelwerte eines Monats. Anschließend werden die täglichen Residuen an den Messstationen berechnet, also die Differenz zwischen den jeweiligen Messwerten und jenen Werten, welche man aufgrund des Regressionsmodells erhält. Damit entsteht ein flächendeckender Datensatz der interpolierten Residuen. Diese Residuen werden im Anschluss mittels Ordinary Kriging interpoliert und zum Raster des höhenabhängigen Anteils der potentiellen Evapotranspiration addiert.

Diese Methode findet in der räumlichen Modellierung meteorologischer Information breite Anwendung (DOBESCH et al., 2007) und wird in der Literatur als *Georegression* (BLÖSCHL und MERZ, 2002), *Elevationally Detrended Ordinary Kriging* (LI et al, 2003) oder *Simple Kriging with Varying Local Means* (GOOVAERTS, 1997) beschrieben.



*Abbildung 7: Zusammenhang zwischen Monatsmittelwert der potentiellen Evapotranspiration und der Seehöhe an über 200 Klimastationen im Juni 2003*

Die Ermittlung einer kontinuierlichen Oberfläche der potentiellen Evapotranspiration im Rastermodell  $ET_{Raster}$  für einen speziellen Tag  $i$  der Vegetationsperiode erfolgt in der Form

$$ET_{Raster_i} = \left( (a_m \cdot z_{DEM} + b_m) + ET_{ResidRaster_i} \right) \cdot \left( \frac{PotRad_{Raster_i}}{PotRad_{Enz_i}} \right), \quad (15)$$

wobei  $a_m$  bzw.  $b_m$  die Koeffizienten der monatsweisen Regression bezeichnen,  $z_{DEM}$  die Seehöhe aus dem Digitalen Höhenmodell,  $ET_{ResidRaster}$  die interpolierten Residuen,  $PotRad_{Raster}$  [ $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ] die potentielle Globalstrahlung sowie  $PotRad_{Enz}$  [ $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ] die potentielle Globalstrahlung am Standort Groß-Enzersdorf bezeichnen.

Die Berechnung der potentiellen Globalstrahlung erfolgte mit der ArcView-Extension Solar Analyst 1.0 (FU and RICH, 1999). Unter Einbeziehung eines Digitalen Höhenmodells wird zunächst für jede Rasterzelle die Horizontabschattung ermittelt, die diffuse und direkte Strahlung in Abhängigkeit der topografischen Ausprägung und der Sonnenstandswinkel in 30-Minuten-Abständen berechnet und miteinander kombiniert. Die Anforderung an technische Ressourcen ist bei einer flächendeckenden Berechnung für ganz Österreich derart hoch, dass dies nur für jeweils einen charakteristischen Tag des Monats nach KLEIN (1977) gerechnet und für die dazwischen liegenden Tage linear interpoliert wurde (SCHAUMBERGER, 2005).

Die kontinuierliche Oberfläche der potentiellen Globalstrahlung eines Tages wird mit dem Globalstrahlungswert desselben Tages eines ebenen, tief liegenden, unbeschatteten Standorts (Groß-Enzersdorf) normiert. Der daraus entstehende Faktor repräsentiert die topografiebedingte Variabilität der potentiellen Globalstrahlung. Dieser Faktor wird mit dem Interpolationsergebnis der potentiellen Evapotranspiration multipliziert und ermöglicht somit eine hoch aufgelöste Einbeziehung der topografiebedingten Unterschiede hinsichtlich Seehöhe, Exposition und Hangneigung in den Strahlungswerten und stellt in Anbetracht des besonders kritischen Stellenwertes dieses Parameters (BROWN, 2000) in der Gleichung (1) eine wichtige Qualitätsverbesserungsmaßnahme dar.

In der vorliegenden Arbeit wurden fehlende Daten in einem zweistufigen Verfahren behandelt (vgl. *Abbildung 8*). Ist bei fehlender Globalstrahlung die Sonnenscheindauer bekannt, wird erstere unter Heranziehung des Modells von Angström ermittelt und in Gleichung (1) eingesetzt; ist jedoch auch die Sonnenscheindauer unbekannt, schätzt man die potentielle Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit.

Es hat sich herausgestellt, dass sich die Verwendung der Verdunstungsformel nach HARGREAVES (1985) keine zufriedenstellenden Ergebnisse liefert und deshalb wurde dieser Ansatz zugunsten einer Schätzung der potentiellen Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit aufgegeben.

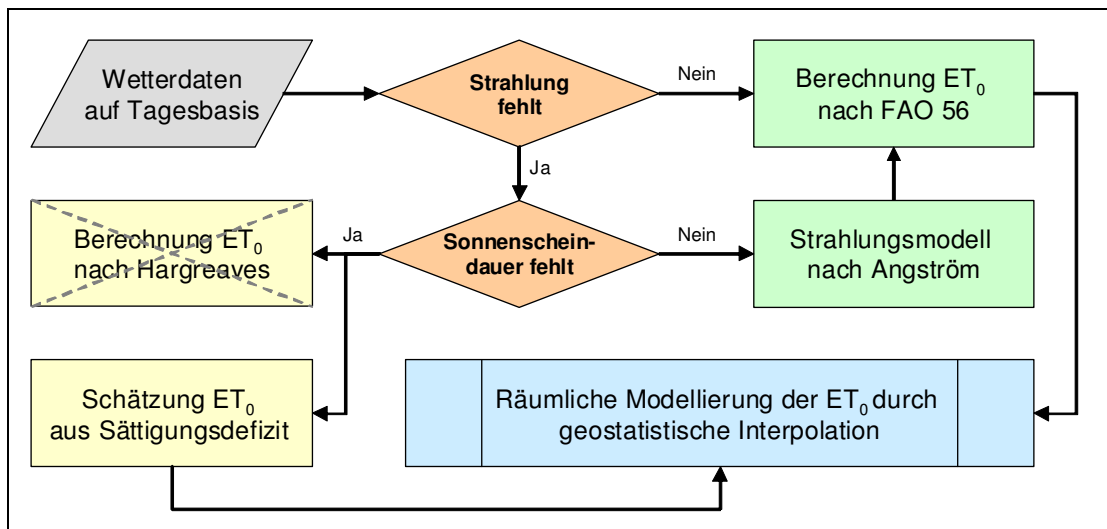


Abbildung 8: Räumliche Modellierung der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit der Verfügbarkeit von meteorologischen Parametern

Mit der räumlichen Modellierung von Beobachtungsdaten steht nun eine Datenbasis zur Verfügung, welche einem Vergleich mit Klimamodelldaten dient. Da die Evapotranspiration nur schwer messbar ist und dafür eine sehr aufwendige Installation von Lysimeteranlagen notwendig ist, kann für einen räumlichen Ansatz der Validierung lediglich auf Modelle zur Berechnung der Evapotranspiration zurückgegriffen werden. Die Methode nach Penman-Monteith wird weltweit als Standard verwendet und bietet auch im Rahmen des vorliegenden Projektes die bestmögliche Schätzung der potentiellen Evapotranspiration.

Die Verarbeitung der Klimamodelldaten erfolgt nach den gleichen Methoden, wie jene für die Beobachtungsdaten. Allerdings müssen die Datenstrukturen für die Verwendung in GIS aufbereitet und in GIS-Datenmodelle überführt werden. Im nächsten Abschnitt werden die erarbeiteten Abläufe dieses wichtigen Schrittes vorgestellt.

## 3.2 Datenschnittstelle zwischen Klimamodell und GIS

Klimadaten sind neben den historischen Messdaten an Klimastationen der wichtigste Input für die Analysen im Projekt AgroClim. Im wissenschaftlichen Bereich, und hier vor allem in der Klimatologie, hat sich das Datenformat netCDF (Network Common Data Form) zur Speicherung multidimensionaler Informationen etabliert. Die meisten meteorologischen Parameter strukturieren sich in zumindest drei Dimensionen: Geographische Breite ( $\varphi$ ), Geographische Länge ( $\lambda$ ) und Zeit ( $t$ ). NetCDF ist für die Speicherung solcher multidimensionaler Arrays gut geeignet und ein sehr einfaches, filebasiertes Format. Es gliedert sich in einen Header-Teil für

die Festlegung der Datenstruktur und in einen Data-Teil, der sämtliche Daten in Form von Zahlenreihen enthält.

Die im Header definierten Dimensionen, Variablen und deren Attribute, die für jede Variable alle notwendigen Metadaten angeben, werden von kompatibler Auswertesoftware entsprechend interpretiert. Allerdings sind aus Interoperabilitätsgründen gewisse Konventionen in der Metadatenbelegung einzuhalten, welche zwar nicht obligatorisch aber dennoch stark empfohlen sind. Dieser Aspekt spielt bei der Schnittstelle zu einem Geographischen Informationssystem eine zentrale Rolle und muss für einen erfolgreichen Import in GIS-Software genau eingehalten werden. Das im Projekt verwendete Programm ArcGIS von ESRI besitzt eine systeminterne Schnittstelle zu netCDF, die sich auf die *Climate and Forecast Metadata Convention (CF)* bezieht. Die aktuelle und hier verwendete Version dieses Standards ist CF-1.1.

#### 3.2.1 Aufbereitung der Datenschnittstelle

Für die Übertragung der Klimamodelldaten aus MM5 v50 müssen die Informationen aus dem netCDF-Format für den Zugriff von ArcGIS über die Programmierschnittstelle Visual C# und der Klassenbibliothek ArcObjects aufbereitet werden. ArcGIS stellt an die Struktur des netCDF spezielle Anforderungen, die einen erfolgreichen Zugriff bedingen. Vor allem die Projektion spielt dabei eine Rolle und wird von netCDF auch entsprechend unterstützt.

Ausgangsbasis hinsichtlich Koordinaten sind die mit den Klimadaten verspeicherten Geographischen Breiten- und Längenangaben (lat, lon), welche den Zentroid einer Klimamodell-Rasterzelle räumlich beschreiben. Diese Koordinaten bilden die Grundlage für Point-Features, welche in ArcGIS entstehen und je nach Auswahl von Dimensionen zu einer FeatureClass zusammengefasst werden. Wird eine Projektion laut CF-Convention im Header des netCDF definiert, erfolgt beim Zugriff aus ArcGIS eine Projektion, die den festgelegten Beschreibungen folgt. Für das Projekt AgroClim wird folgende Initialisierung angewendet:

```
int lambert_conformal_conic ;
lambert_conformal_conic:grid_mapping_name = "lambert_conformal_conic" ;
lambert_conformal_conic:longitude_of_central_meridian = 13.333333333333 ;
lambert_conformal_conic:latitude_of_projection_origin = 47.5 ;
lambert_conformal_conic:false_easting = 400000. ;
lambert_conformal_conic:false_northing = 400000. ;
lambert_conformal_conic:standard_parallel = 46., 49. ;
```

Im dargestellten Beispiel wird die für die Projektion des gesamten Bundesgebietes angepasste Projektion nach Lambert parametrisiert. Die Anwendung auf die einzelnen Variablen muss in weiterer Folge ebenfalls spezifiziert werden. Zu den Attributen über Variablennamen, Einheiten, usw. müssen folgende Zeilen angefügt werden, um eine ordnungsgemäße Übertragung in ein GI-System zu gewährleisten:

```
variableName:coordinates = "x y" ;
```

Diese Zeile veranlasst die Schnittstelle in ArcGIS, zwei Variablen, welche die projizierten Koordinaten benennen (in diesem Fall x und y) als GIS-spezifische „X-Variable“ und „Y-Variable“ zu erkennen und schnittstellengemäß anzuwenden. Damit sowohl Geodätisches Datum (Bezugsellipsoid) und Projektion nach dem österreichischen Lambert-System auf die in ArcGIS erzeugten Features angewendet werden können, sind alle Variablen, welche keine Dimension beschreiben, mit den nachfolgenden Attributen zu versehen:

```
VariableName:esri_pe_string="PROJCS["MGI_Austria_Lambert",GEOGCS["GCS_MGI",DATUM["D_MGI",SPHEROID["Bessel_1841",6377397.155,299.1528128]],PRIMEM["Greenwich",0.0],UNIT["Degree",0.0174532925199433]],PROJECTION["Lambert_Conformal_Conic"],PARAMETER["False_Easting",400000.0],PARAMETER["False_Northing",400000.0],PARAMETER["Central_Meridian",13.33333333333333],PARAMETER["Standard_Parallel_1",46.0],PARAMETER["Standard_Parallel_2",49.0],PARAMETER["Latitude_Of_Origin",47.5],UNIT["Meter",1.0]]" ;
variableName:grid_mapping = "lambert_conformal_conic" ;
```

Um sicherzustellen, dass alle netCDF-Dateien problemlos von ArcGIS übernommen werden können, wurden nach den Richtlinien von *NetCDF Climate and Forecast (CF) Metadata Conventions, Version 1.1, 17 January, 2008*, für die MM5 v50 eine Datei mit Hilfe der Network Common Data Form Language (CDL) erstellt.

Die Header der netCDF-Datei definiert deren Struktur in CDL-Syntax. Aus dieser Textdatei müssen mit Hilfe des Programms „ncgen“ netCDF-Dateien erzeugt werden. Diese Ergebnisse wurden in ArcGIS übernommen und stehen als FeatureClasses mit Lambert-Projektion für die weitere Bearbeitung zur Verfügung (siehe *Abbildung 9*).

FID	Shape	FID	time	PointID	temp	vap	wind	precip	rad	lon	lat	altitude	dem_elev
0	Point	0	01.03.2003	0	0	0	0	0	0	13.486794	46.568443	1268.12	1470.23999
1	Point	0	01.03.2003	1	0	0	0	0	0	13.617594	46.569744	827.499	651.937988
2	Point	0	01.03.2003	2	0	0	0	0	0	13.748493	46.570942	773.874	535.994995
3	Point	0	01.03.2003	3	0	0	0	0	0	13.879293	46.572044	578.749	542.138977
4	Point	0	01.03.2003	4	0	0	0	0	0	14.010194	46.572945	508.749	550.580894
5	Point	0	01.03.2003	5	0	0	0	0	0	14.141093	46.573742	641.499	616.142029
6	Point	0	01.03.2003	6	0	0	0	0	0	14.271894	46.574345	525.749	492.903015
7	Point	0	01.03.2003	7	0	0	0	0	0	14.402794	46.574741	596.499	792.039978
8	Point	0	01.03.2003	8	0	0	0	0	0	14.533693	46.575043	485.249	590.297974
9	Point	0	01.03.2003	9	0	0	0	0	0	14.664594	46.575241	529.249	526.39502
10	Point	0	01.03.2003	10	0	0	0	0	0	14.795394	46.575241	508.124	480.545013
11	Point	0	01.03.2003	11	0	0	0	0	0	14.926293	46.575043	699.249	0
12	Point	0	01.03.2003	12	0	0	0	0	0	15.057194	46.574741	455.874	0
13	Point	0	01.03.2003	13	0	0	0	0	0	15.188093	46.574345	539.749	0
14	Point	0	01.03.2003	14	0	0	0	0	0	15.318893	46.573742	539.624	0
15	Point	0	01.03.2003	15	0	0	0	0	0	15.449794	46.572945	488.874	0
16	Point	0	01.03.2003	16	0	0	0	0	0	15.580693	46.572044	397.499	0
17	Point	0	01.03.2003	17	0	0	0	0	0	15.711493	46.570942	294.749	0
18	Point	0	01.03.2003	18	0	0	0	0	0	15.842394	46.569744	254.999	0
19	Point	0	01.03.2003	19	0	0	0	0	0	15.973193	46.568443	251.124	0
20	Point	0	01.03.2003	20	0	0	0	0	0	16.104094	46.566944	197.249	0
21	Point	0	01.03.2003	21	0	0	0	0	0	16.234894	46.565243	170.374	0
22	Point	0	01.03.2003	22	0	0	0	0	0	13.484694	46.658344	1306.12	1541.574951
23	Point	0	01.03.2003	23	0	0	0	0	0	13.615693	46.659744	1071.12	1044.697021
24	Point	0	01.03.2003	24	0	0	0	0	0	13.746794	46.660942	814.374	541.117981

Abbildung 9: ArcGIS-FeatureClass aus der importierten netCDF-Datei

Die Tabelle enthält als Spalten die definierten Variablen und als Zeilen die Dimension *time* als Datum, innerhalb dem die zweite Dimension als *PointID* die Zellpunkte beschreibt. Es entsteht also für jeden Tag ein eigenes Feature mit meteorologischen Parametern an einer bestimmten geographischen Position. Damit ergibt sich für 245 Tage (1. März bis 31. Oktober 2003 als eine näherungsweise Abgrenzung der Vegetationsperiode) und 330 Gitterpunkten eine Featureanzahl von 80.850 Stück.

Die Ergebnistabelle in *Abbildung 9* zeigt, dass die Zusammenfassung aller meteorologischen Parameter in einem einzigen netCDF-File nicht nur sinnvoll, sondern auch eine absolut notwendige und effizienzsteigernde Maßnahme ist. Es wird dadurch die Anlage einer eigenen Tabelle für jeden einzelnen Parameter vermieden und die einzelnen Variablen lediglich als Spalten einer einzigen Tabelle repräsentiert.

Als problematisch ist jedoch die redundante Speicherung der Variablen *lon*, *lat*, *altitude* und *dem\_elev* in den dargestellten Beispielen zu erwähnen. Diese ergibt sich allerdings erst durch die Übernahme der vom Benutzer ausgewählten netCDF-Parameter in die ArcGIS-Feaurettabelle. Eine Auswahl dieser vier „statischen Parameter“ in Verbindung mit der Anwendung beider Dimensionen *time* und *PointID* ist also zu vermeiden. Werden diese Informationen benötigt, ist es lediglich angebracht, die Daten entlang der Dimension *PointID* dem netCDF-File zu entnehmen.

#### 3.2.2 Optimierung der Ausdehnung des Untersuchungsgebietes

Die verwendeten Klimamodelldaten decken ein deutlich größeres Gebiet ab, als dies für die Analysen in AgroClim notwendig ist. Für die Berechnung der Evapotranspiration aus den meteorologischen Parametern des Klimamodells sind rechenintensive Interpolationsalgorithmen für jeden Tag des Untersuchungszeitraums auszuführen.

Eine Beschränkung der Berechnungsoberfläche auf das notwendige Minimum ist somit ein entscheidender Faktor für die Bewältigung der in AgroClim durchzuführenden GIS-Analysen.

Für die hier verwendeten Daten ergibt sich aus dem Verhältnis 2500:330 Gitterpunkten ein enormes „Einsparungspotential“, das unbedingt genutzt werden muss. Gegenüber der in *Abbildung 10* dargestellten und mit D1 gekennzeichneten Fläche, beträgt der für die Steiermark relevante Ausschnitt (D1-Stmk) nur 13,2 % der durch die Gitterpunkte repräsentierten Gesamtfläche.

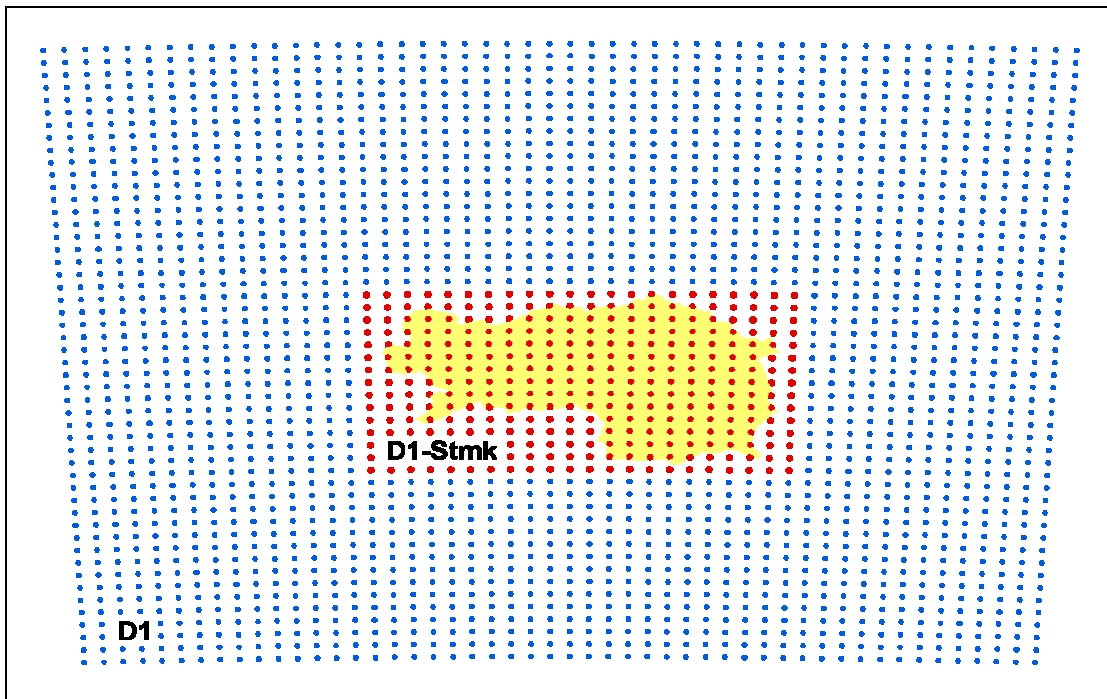


Abbildung 10: Gitterpunkte in 10 km Auflösung mit einem Ausschnitt (rot dargestellt) von 330 Punkten zur Abdeckung des Untersuchungsgebietes (unprojiziert)

Die Punkte sind beginnend von links unten bis rechts oben durchnummeriert und entsprechen genau der Speicherreihenfolge im netCDF-Format bei Angabe der Dimension (y, x), das ebenfalls zunächst bei der niedrigsten x/y-Koordinate beginnt, dann jeweils x um 1 erhöht und mit den jeweiligen y-Werten kombiniert. Ist der erste Wert in y mit allen x-Werten kombiniert worden, wird y um eins erhöht und wieder mit allen x-Werten verbunden bis die oberste Zeile (höchster y-Wert) erreicht ist. Um aus dem Gesamtdatenbestand (entspricht sämtlichen Gitternetzpunkten) jenen Bereich zu lokalisieren, der die Steiermark abdeckt, sind in *Tabelle 1* alle Eckkoordinaten beider Ausschnitte (D1 und D1-Stmk) angegeben:

Tabelle 1: Koordinaten der Eckpunkte von D1 und D1-Stmk in der Reihenfolge der Gitternetzpunkte (links unten, rechts unten, links oben, rechts oben)

	PunktID	X (projiziert)	Y (projiziert)	Altitude	Longitude	Latitude
D1	0	-240000	-250000	61.37	11.6042	45.1818
	49	250000	-250000	203.25	17.8558	45.1818
	2450	-240000	240000	453.87	11.3309	49.5857
	2499	250000	240000	361.25	18.1291	49.5857
D1-Stmk	765	-90000	-100000	1268.12	13.4868	46.5684
	786	120000	-100000	170.37	16.2349	46.5652
	1465	-90000	40000	738.75	13.4568	47.8278
	1468	120000	40000	256.25	16.2712	47.8246



### 3.2.3 Auswahl der Dimensionen

Eine Dimension ist grundsätzlich als linearer Vektor bzw. im Falle von Mehrdimensionalität als Vektorenkombination beschrieben. Diese Tatsache ist auch auf die Definition der netCDF-Dimensionen anzuwenden. Im vorliegenden Projekt wird die geographische Position als horizontale Ebene beschrieben und durch die Zeit in die 3. Dimension erweitert (die klassische Z-Achse „Altitude“ wird nicht in die Raumbeschreibung einbezogen, sondern als Attribut der zweidimensionalen geographischen Lage mitgeführt).

AgroClim untersucht meteorologische Parameter in einem definierten Zeitraum, der im vorliegenden Fall die Vegetationsperiode des Jahres 2003 umfasst (näherungsweise durch 1. März bis 31. Oktober definiert). Die Dimension Zeit (t) entspricht somit einem linearen Vektor mit einer Wertedomaine von 0 bis 244 (245 Tage).

Im Gegensatz zu t ist die Verwendung von  $\varphi$  und  $\lambda$  im vorliegenden Fall problematisch. Wie die *Abbildung 10* zeigt, unterliegt die Wertezunahme der Geographischen Koordinaten weder in der Dimension  $\varphi$  noch in jener von  $\lambda$  einer Regelmäßigkeit, sind also für die Festlegung einer netCDF-Dimension ungeeignet.

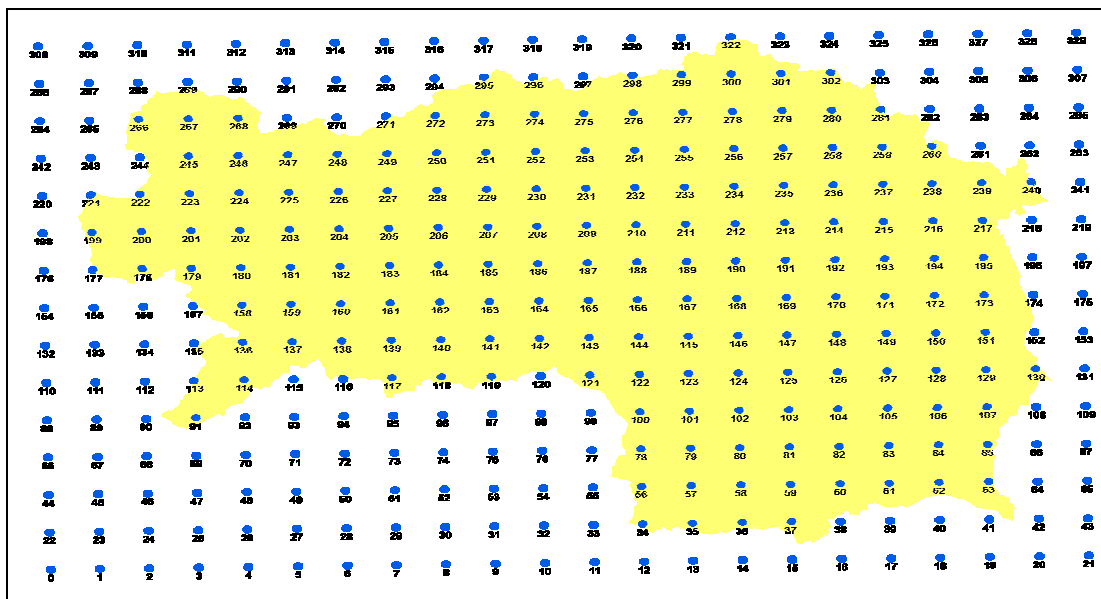


Abbildung 11: Gitterpunkte des optimierten Untersuchungsgebietes

Werden die Koordinaten mittels Projektion aus dem Geographischen Bezugssystem in ein kartesisches, horizontales System überführt, könnte aufgrund der regelmäßigen Punkteanordnung eine Dimensionseigenschaft erwartet werden. *Abbildung 11* zeigt das Ergebnis der Projektion

von D1-Stmk in MGI Austria Lambert, also jenes System, welches auch für die Analyse der historischen Messdaten aus Klimastationen verwendet wird.

Leider ist hier ein Kipfeffekt unübersehbar, der bewirkt, dass sich für jeden Punkt eine eigene Kombination aus X und Y (kartesisches System) ergibt. Da die Richtungen beider Vektoren nicht mit der Richtung von X und Y übereinstimmen, können weder  $\varphi$  und  $\lambda$  noch die projizierten Koordinaten x und y als Dimensionsattribute verwendet werden.

Als Alternative wurde deshalb in den CDL-Dateien ein eindimensionaler Vektor mit der regelmäßigen Zunahme der Punktreihenfolge als *PointID* definiert. Alle Daten (sowohl meteorologische Parameter als auch die geographischen und projizierten Koordinaten mit der Seehöhe) befinden sich somit auf einer zweidimensionalen Ebene, welche durch die Achsen *time* und *PointID* gebildet wird.

### 3.2.4 Bedeutung der korrekten Projektion

Trotz der im vorigen Abschnitt beschriebenen problematischen Projektion in MGI Austria Lambert ist es für AgroClim-Analysen unbedingt erforderlich, ein dem internationalen Konventionen folgendes Bezugssystem zu wählen, da in vergleichenden Untersuchungen Daten aus verschiedenen Quellen miteinander in Beziehung zu setzen sind. Die Bedeutung und Relevanz der Datenkompatibilität soll beispielhaft an Hand der Problematik rund um die Seehöhe veranschaulicht werden.

Grundsätzlich sind die Daten aus dem Klimamodell MM5 v50 räumlich den auf dem Bezugsellipsoid WGS 1984 verteilten Rasterzellen mit einer definierten Ausdehnung (10 km) zugeordnet. Die Angaben in  $\varphi$  und  $\lambda$  bzw. lat und lon stellen also für alle weiteren Bearbeitungsschritte den verbindlichen räumlichen Bezugspunkt dar. Sämtliche davon abgeleitete Projektionen, wie auch die im vorliegenden Projekt angewendete, müssen darauf basieren.

Neben meteorologischen Parametern werden zu den einzelnen Gitterpunkten auch bezüglich der zeitlichen Dimension konstante Informationen gespeichert. Eine davon betrifft die Seehöhe. Aufgrund der niedrigen räumlichen Auflösung wird die Seehöhe als Durchschnittswert einer Rasterzelle (10 km) beschrieben und zeigt für das Untersuchungsgebiet die in *Abbildung 12* dargestellte Ausprägung.

Vergleicht man die Darstellung der *Abbildung 12* mit jener in *Abbildung 13*, welche die Höhen des von Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) erhobenen Digitalen Höhenmodell (DHM) repräsentieren, werden die Unterschiede sehr deutlich. Allein der Vergleich der Wertebereiche zeigt den enormen Glättungseffekt durch die niedrige räumliche Auflösung aus den Klimamolldaten MM5.

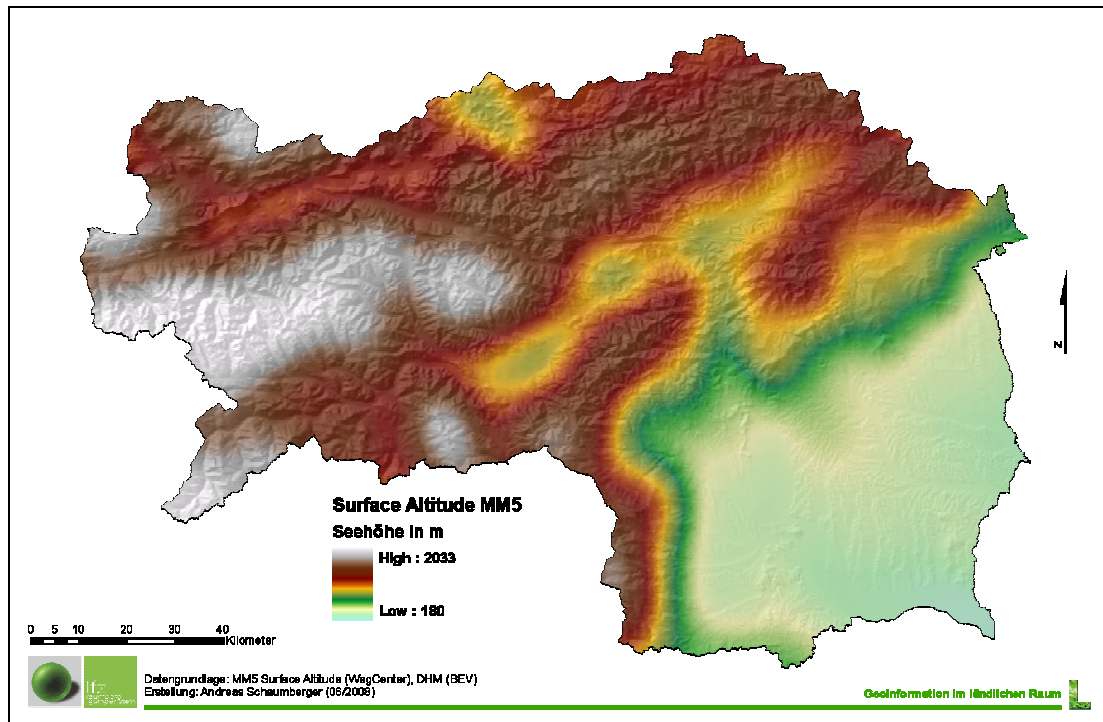


Abbildung 11: Abgeleitete Seehöhen aus MM5 v50 für die Steiermark

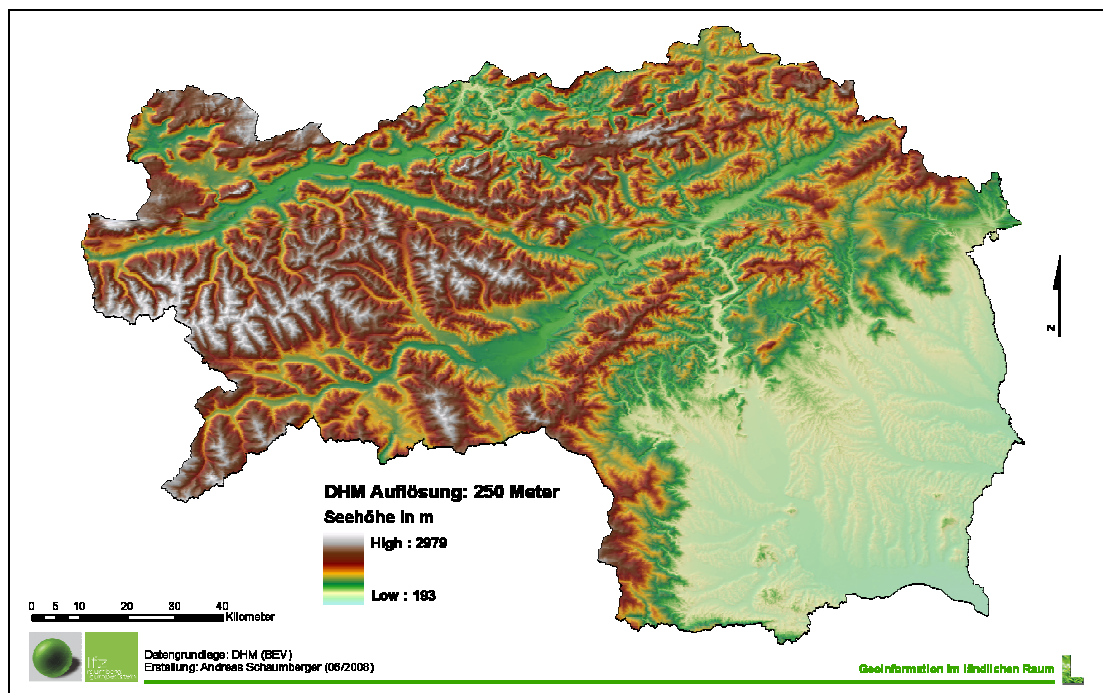


Abbildung 12: Seehöhen des DHM des BEV für die Steiermark

Für AgroClim wird zunächst die potentielle Evapotranspiration gerechnet, für welche die meteorologischen Daten aus MM5 herangezogen werden. Ein wichtiges Charakteristikum dieses Parameters ist seine Höhenabhängigkeit, welche für die räumliche Interpolation genutzt werden muss. Deshalb spielt es eine außerordentlich wichtige Rolle, auf welche Seehöhe sich ein bestimmter Wert bezieht. Im Fall der Gitterpunkte aus MM5 ist die tatsächliche Höhe zwar extrem geglättet und nur als Mittelwert der gesamten Rasterzelle verfügbar, eine richtige Lagezuordnung zwischen MM5-Altitude und DHM-Höhen ist dennoch für die Anbringung von Korrekturwerten entscheidend.

Betrachtet man die Unterschiede zwischen den Seehöhen im Detail, wird klar, dass abrupte Änderungen der Topographie, vor allem wenn sie sich innerhalb der MM5-Rasterzelle befinden, mit der MM5-Altitude nicht abgebildet werden können. Dies trifft sowohl auf Kuppen als auch auf Senken zu. Vereinfacht ausgedrückt werden Bergspitzen „abgeschnitten“ und Taleinschnitte „aufgefüllt“.

In *Abbildung 14* wird dieser Zusammenhang der topographischen Glättung grafisch dargestellt. Die Abbildung zeigt deutlich, dass die Lagerichtigkeit bei der Übertragung aus MM5 eine wesentliche Rolle spielt, um Korrekturdaten genau dort anzusetzen, wo sie auch tatsächlich auftreten, nämlich in den Bergen und Tälern.

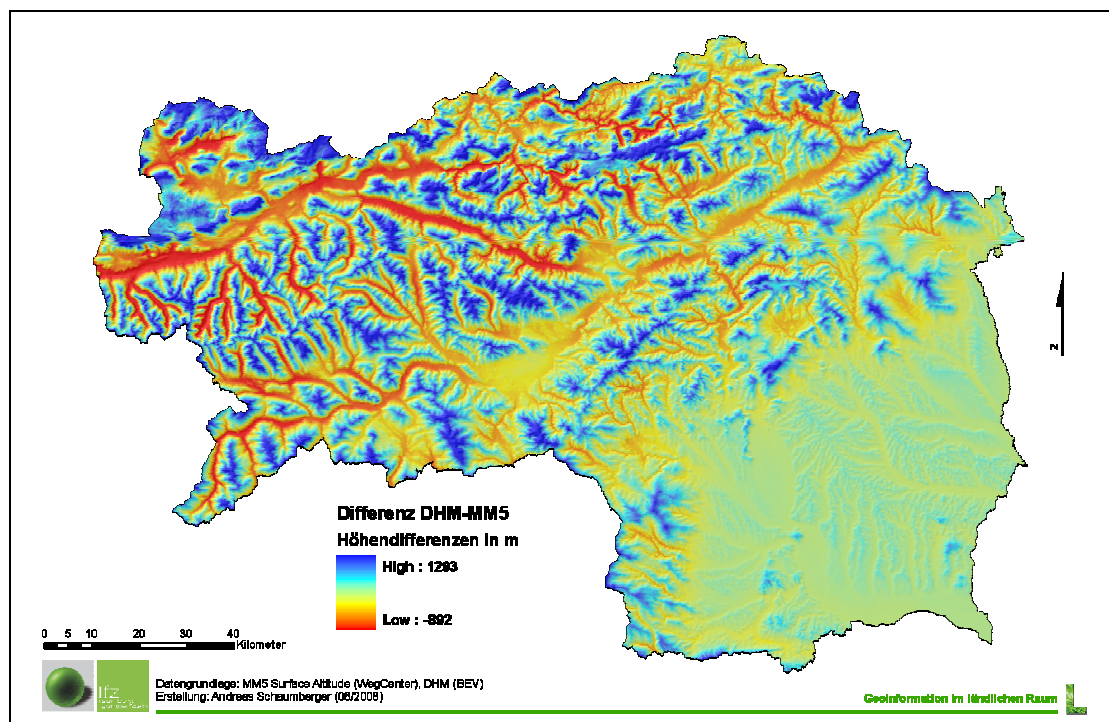


Abbildung 14: Differenz der Seehöhe aus den lagerichtig angeordneten Datensätzen DHM und MM5

Diese Übereinstimmungsanforderung an die geographische Lage beider Datensätze begründet unter anderem die Wahl der *PointID* als Dimension, da nur so einerseits die erforderliche Projektion und andererseits ein effizientes Datenmanagement realisiert werden kann.

#### 3.2.5 Beschreibung der AgroClim-CDL-Struktur

Nach der Einleitung durch das Schlüsselwort *netcdf* ist im Header der Dateiname inklusive Pfad zur Abspeicherung der mit Hilfe des Programms *ncgen* generierten netCDF-Dateien anzugeben. Dies ist der einzige Eintrag, der im gesamten Header eine Änderung während der Applikation erfordert. Danach wird der mit { } geklammerte Inhalt des netCDFs beschrieben.

Der Abschnitt *dimensions* beinhaltet, wie im Abschnitt 3.5.3 genau beschrieben, die Attribute *time* und *PointID* mit den dazugehörigen Wertedomains für D1-Stmk. Beide Dimensionen werden in der Sektion *variables* deklariert und mit den entsprechenden Attribut- bzw. Metadaten versehen.

Die Sektion *variables* beinhaltet auch eine Beschreibung der in 3.5.1 beschriebenen Projektionsparameter für *lambert\_conformal\_conic*. Dieser Eintrag wird im netCDF als Skalarwert gespeichert und enthält auch in der Data-Sektion keinerlei Wertzuweisung.

Es folgen sechs gitterpunktbezogene Attribute, welche deshalb nur die Dimension *PointID* beinhalten. Dabei handelt es sich um folgende Eigenschaften:

<b>x</b>	Projezierte Koordinate nach X (geographische Länge) in MGI Austria Lambert
<b>y</b>	Projezierte Koordinate nach Y (geographische Breite) in MGI Austria Lambert
<b>lon</b>	Geographische Länge in Dezimalgrad
<b>lat</b>	Geographische Breite in Dezimalgrad
<b>altitude</b>	Geoidhöhen aus dem Datensatz MM5 in Meter
<b>dem_elev</b>	Seehöhen mit vertikalem Bezugssystem GHA

Die Datengenerierung für die Variable *dem\_elev* erfolgte aus dem Digitalen Höhenmodell des BEV in 50 Meter Auflösung. Da für das Grenzgebiet südlich der Steiermark als Bundesaußengrenze kein DHM zur Verfügung steht, ergibt die Extraktion an der Position der MM5-Gitterpunkten in diesem Bereich *null*-Werte, die im netCDF als *missing\_values* zu repräsentieren sind. Treten diese *missing\_values* auch nur bei einer Variablen auf, wie in diesem Fall bei *dem\_elev*, müssen alle anderen Variablen ebenfalls dieses Attribut enthalten, um von ArcGIS korrekt behandelt werden zu können.

Die weiteren fünf Variablen beschreiben die meteorologischen Parameter. Sie sind alle einheitlich strukturiert und weichen lediglich bei drei Einheiten vom CF-1.1-Standard ab. Diese Abweichung ist dadurch begründet, dass bei Erstellung des netCDF diese Einheitsänderung

wesentlich performanter durchzuführen ist, als eine nachträgliche Änderungen in der FeatureClass-Tabelle von ArcGIS.

<b>temp</b>	Tagesdurchschnittstemperatur in °C
<b>vap</b>	Tagesdurchschnitt des aktuellen Dampfdrucks in <b>kPa</b>
<b>wind</b>	Tagesdurchschnitt der Windstärke in <b>m/s</b>
<b>precip</b>	Tagessumme des Niederschlags in <b>mm</b>
<b>rad</b>	Tagessumme der Globalstrahlung in <b>MJ/m<sup>2</sup></b>

Die globalen Attribute beschreiben lediglich den gesamten Datensatz und haben keine Auswirkung auf die Struktur und Inhalt des netCDF-Files für den Zugriff aus ArcGIS.

Die Sektion *data* enthält alle Daten, die gemäß der Dimensionalität und deren Anordnung gelistet werden. Der erste Eintrag in *temp*, *vap*, *wind*, *precip*, *rad* repräsentiert jeweils den Wert für den 1. März 2003 und ist räumlich dem Punkt mit der *PointID* 0 zugeordnet. Die Reihenfolge der Wertanordnung setzt sich aufgrund der Definitionen logisch fort.

Um möglichst effizient vorzugehen, wird empfohlen, dass für den gültigen Wertebereich der Domäne D1-Stmk alle fünf meteorologischen Parameter in ein netCDF gespeichert werden. Dieses Ergebnis wird dann mit *ncdump* in ein Textfile geschrieben. Die Datei enthält zu sämtlichen Variablenbeschreibungen die jeweiligen Datenreihen. Bevor in ArcGIS weitergearbeitet werden kann, muss mit *ncgen* aus dem Textfile eine netCDF gebildet werden, die Grundlage für den GIS-Zugriff ist.

Interoperabilität wird erst durch exakte Schnittstellendefinition gewährleistet. Diese Darstellung sowie die Aufbereitung der CDL-Datei tragen diesem Umstand Rechnung. Die Tatsache, dass ArcGIS in manchen Fällen auf Standard-netCDF-Daten unerwartet reagiert, macht es notwendig, eine ausführlich getestete Struktur als Standard zu definieren. Als Schnittstelle zur Weiterverarbeitung in ArcGIS ist diese exakte Definition eine wichtige Voraussetzung.



## 4 Ergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse dieses Projektteiles beziehen sich auf die räumliche Modellierung der potentiellen Evapotranspiration als Indikator für Trockenheit und bilden somit die Voraussetzung für weiterführende Untersuchungen hinsichtlich der Auswirkungen von Trockenheit auf die landwirtschaftlichen Erträge. Um zukünftige Ertragsentwicklungen abschätzen zu können, ist die Einbeziehung von Klimamodelldaten und somit die Beschreibung künftiger Klimaentwicklungen und deren Auswirkung auf die Landwirtschaft in der Steiermark eine zentrale Aufgabe. Im vorliegenden Projekt wird die Vorgehensweise bei der Verwendung von Klimamodelldaten und deren Aufbereitung für die in Impact-Studien notwendige hohe räumliche Auflösung untersucht.

Die Einbeziehung einer vergangenen Periode, in diesem Fall die Vegetationsperiode des Jahres 2003, ermöglicht eine Evaluierung des Klimamodells und deren räumliche Umsetzung mit Beobachtungsdaten desselben Zeitraums. Zunächst werden also Ergebnisse der räumlichen Modellierung von Beobachtungsdaten vorgestellt. Darauf folgt eine vergleichende Auswertung auf Basis der in das räumliche Modell einbezogenen Klimamodelldaten.

### 4.1 Evapotranspiration aus Beobachtungsdaten

Die im Abschnitt 3.1 erläuterte Methodik zur räumliche Modellierung der potentiellen Evapotranspiration führt zu Ergebnissen, welche eine solide Vergleichsbasis für die Anwendung mit Klimamodelldaten schaffen. Ein besonderes Augenmerk ist auf die Schätzung der Evapotranspiration an jenen Stationen zu legen, welche Datenlücken bei der Messung der Globalstrahlung aufweisen. In *Abbildung 8* wird auf ein zweistufiges Schema eingegangen, dass im vorliegenden Projekt umgesetzt wurde. Diese Vorgehensweise ist deshalb außerordentlich wichtig, um die Interpolationsfehler aufgrund eines möglichst dichten Messstellennetzwerkes so gering wie möglich zu halten.

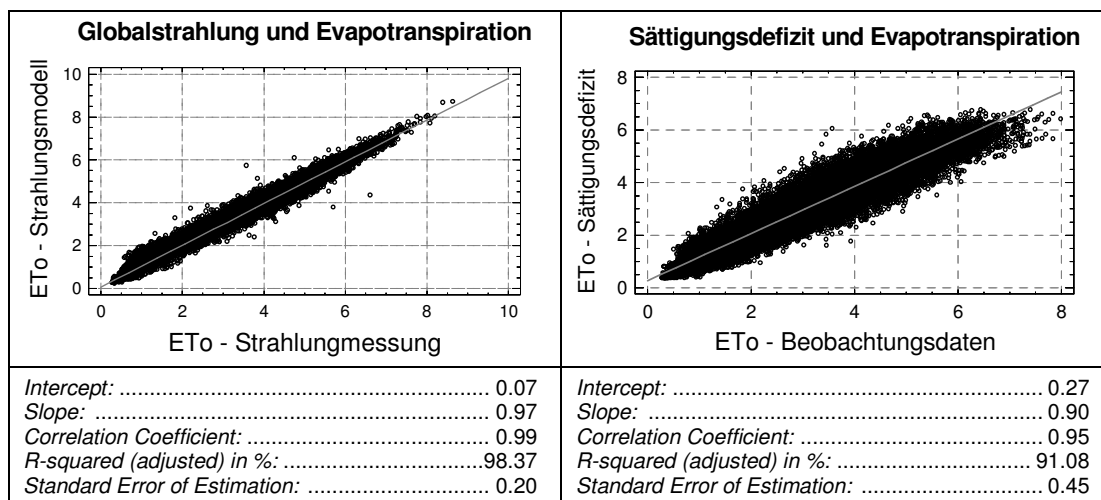
*Abbildung 15* zeigt den starken linearen Zusammenhang von Evapotranspiration unter Verwendung des Angström-Strahlungsmodells mit jener unter Einbeziehung der gemessenen Globalstrahlung, *Abbildung 16* den starken linearen Zusammenhang der Evapotranspiration aus Beobachtungsdaten mit jener nach Schätzung aus dem Sättigungsdefizit; dieser Zusammenhang ist beispielsweise wesentlich höher als mit jenem nach HARGREAVES (1985) (vgl. Abschnitt 3.1.4). Sowohl der Einsatz des Angström-Strahlungsansatzes, als auch die Verwen-



#### 4 Ergebnisse und Diskussion

dung des Sättigungsdefizits zur Ermittlung der potentiellen Evapotranspiration eigenen sich sehr gut. Die zweistufige Anwendung liefert bei fehlender Globalstrahlung, aber bei der Verfügbarkeit der Sonnenscheindauermessung, eine besonders gute Schätzung der Evapotranspiration (vgl. *Abbildung 15*).

Nur in jenen Fällen, in denen beide Messdaten, also Globalstrahlung und Sonnenscheindauer fehlen, wird die Schätzung der Evapotranspiration aus dem Sättigungsdefizit vorgenommen, welche zwar auch auf einem starken Zusammenhang basiert, jedoch ungenauere Ergebnisse liefert als bei der Einbeziehung des Angström-Modells (vgl. *Abbildung 16*).



*Abbildung 15:* Einbeziehung von Strahlungsmodell bzw. Strahlungsmessung zur Berechnung der  $ET_0$  [mm]

*Abbildung 16:* Abschätzung der  $ET_0$  [mm] aus dem Sättigungsdefizit bzw. aus meteorologischen Beobachtungsdaten

Nach Implementierung eines Stationsnetzes ohne fehlender Evapotranspirationsinformation kann die höhenabhängige Interpolation auf Tagesbasis erfolgen (vgl. Abschnitt 3.1.5). Zur Bewertung und Prüfung sowohl der zweistufigen Datenaufbereitung als auch der Interpolation wurden 33 Stationen zufällig ausgewählt (vgl. *Abbildung 4*) und aus dem Interpolationsvorgang vollständig herausgenommen.

An diesen Standorten wurde aus den Ergebnisrastern für jeden Tag im Untersuchungszeitraum der jeweilige Rasterzellwert entnommen und jenen der stationsbezogenen Berechnung nach FAO-Penman-Monteith gegenübergestellt. *Abbildung 17* stellt das Ergebnis dieser Validierung mit einem sehr starken Zusammenhang zwischen geschätzten und aus Beobachtungsdaten modellierten Evapotranspirationswerten dar.

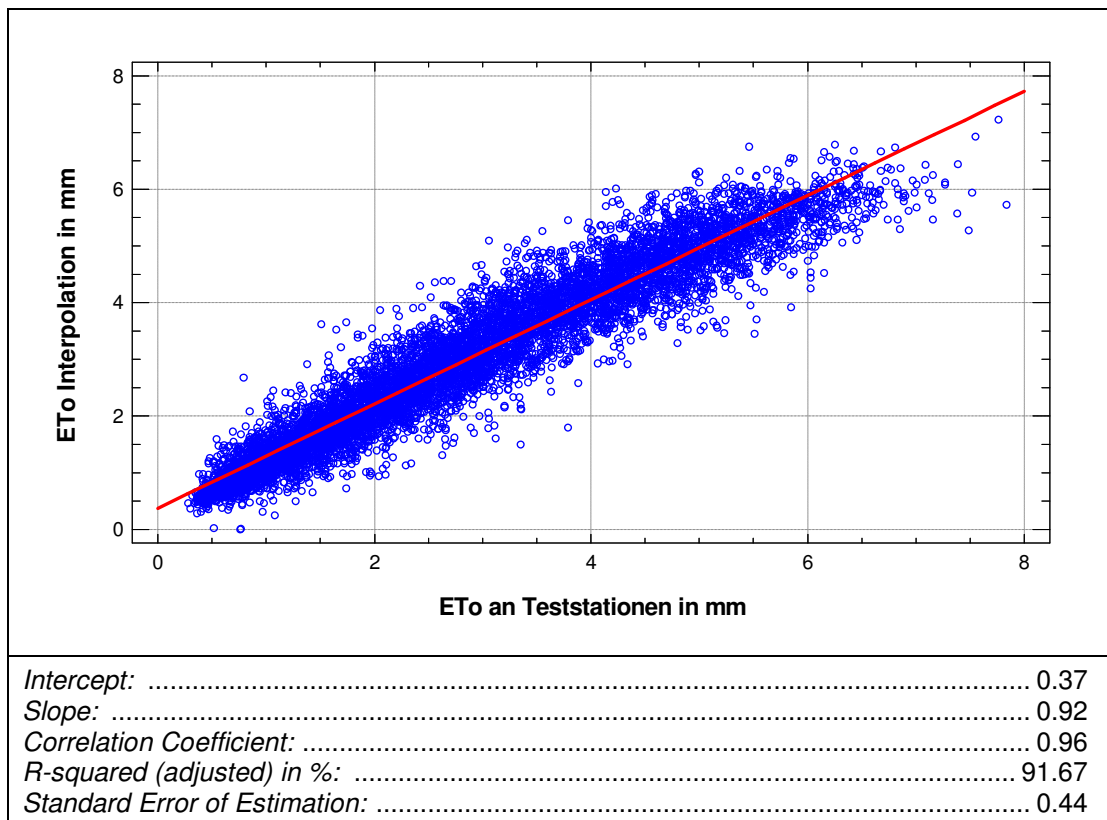


Abbildung 17: Ergebnis der Validierung von interpolierter potentieller Evapotranspiration mit jener an 33 zufällig ausgewählten Testklimastationen berechneten potentiellen Evapotranspiration (8.046 Datensätzen)

Das Validierungsergebnis zeigt eine leichte systematische Unterschätzung, welche aus den bereits bei der Strahlungsmodellierung nach Angström und besonders bei der Schätzung aus dem Sättigungsdefizit zurückgehenden systematischen Fehlern resultiert. Der Zusammenhang ist sehr stark und wird auch nicht durch die überwiegende Lage der Teststationen im Berggebiet (vgl. *Abbildung 4*) negativ beeinflusst.

Obwohl der erstellte Evaluierungsdatensatz für die Klimamodellanwendung nur für das Gebiet der Steiermark eingesetzt wird, war eine gesamtösterreichische Berechnung unumgänglich, um für die Ermittlung der Höhenabhängigkeit möglichst viele Stationen berücksichtigen zu können (vgl. *Abbildung 7*).

In *Abbildung 18* wird als Beispiel das Ergebnis aus der räumlichen Umsetzung in kartographischer Darstellung der Monatssumme der potentiellen Evapotranspiration für Juni 2003 gezeigt. Dem Betrachter dieses Ergebnisses stellen sich zwei grundsätzliche Fragen: Warum wird im vorliegenden Projekt die Evapotranspiration an den Stationen gerechnet und anschließend geostatistisch interpoliert? Wie würde das Ergebnis aussehen, wenn zunächst die

meteorologischen Inputparameter einzeln interpoliert werden und anschließend die Evapotranspiration für jede Rasterzelle gerechnet wird? In der Literatur werden diese Methoden als „*calculate first, interpolate later procedure (CI)*“ bzw. „*interpolate first, calculate later procedure (IC)*“ bezeichnet.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde nur der erstgenannte Ansatz umgesetzt. Dies hat mehrere Gründe: Zunächst ist der Aufwand für die Einzelinterpolation der Daten wesentlich komplexer und komplizierter und deshalb mit den zur Verfügung stehenden Ressourcen nicht durchführbar. In der Literatur finden sich auch Arbeiten, welche auf diese Fragestellungen eingegangen sind. So haben beispielsweise MARDIKIS *et al.* (2005) beide Möglichkeiten ausführlich untersucht und sind zu dem Schluss gekommen, dass beide Ansätze in etwa gleiche Ergebnisse liefern und empfehlen deshalb aus Gründen der etwas einfacheren Implementierung die Verwendung von CI.

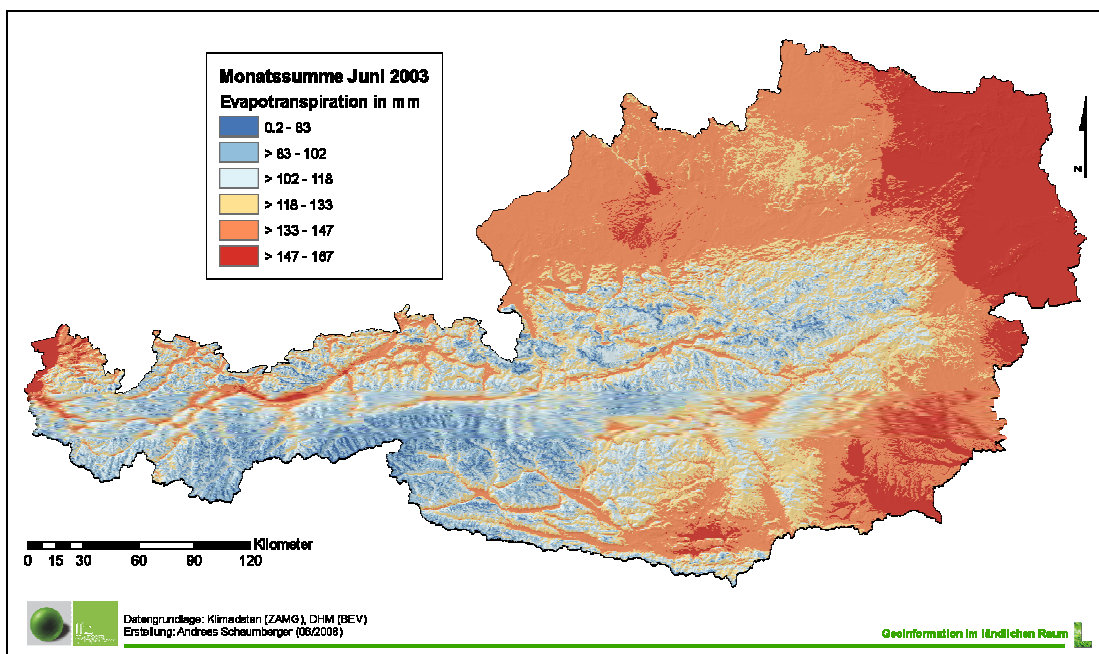


Abbildung 18: Ergebnis des räumlichen Modells der potentiellen Evapotranspiration aus Beobachtungsdaten am Beispiel der Monatssumme für Juni 2003

Wie das vorliegende Ergebnis zeigt, bietet die in dieser Arbeit beschriebene Kombination von methodisch bewährten Verfahren zur Datenaufbereitung bzw. dem Füllen von Datenlücken sowie der anschließenden geostatistischen Interpolation eine solide Grundlage für die räumliche Modellierung der potentiellen Evapotranspiration auf Tagesbasis, womit eine wichtige Voraussetzung für die Integration dieses Ansatzes in GIS und in weiterführende Modellen mit Raumbezug geschaffen worden ist.

## 4.2 Evapotranspiration aus Klimamodelldaten

Die Evapotranspiration wurde für den Zeitraum März bis Oktober 2003 an den Gitterpunkten der Domaine D1-Stmk auf Tagesbasis berechnet und anschließend zu einer Rasteroberfläche geostatistisch interpoliert.

Für einen Vergleich mit der Interpolation aus Beobachtungsdaten (vgl. Abschnitt 4.1) wurden zwei Tage, der 15. Mai und der 30. Juni, ausgewählt und einander gegenübergestellt. In *Abbildung 19* wird die räumliche Verteilung der potentiellen Evapotranspiration für den 15. Mai 2003 dargestellt. Im südlichen Landesteil sowie in den großen Tälern der Obersteiermark erreicht die Evapotranspiration Werte bis 4 mm.

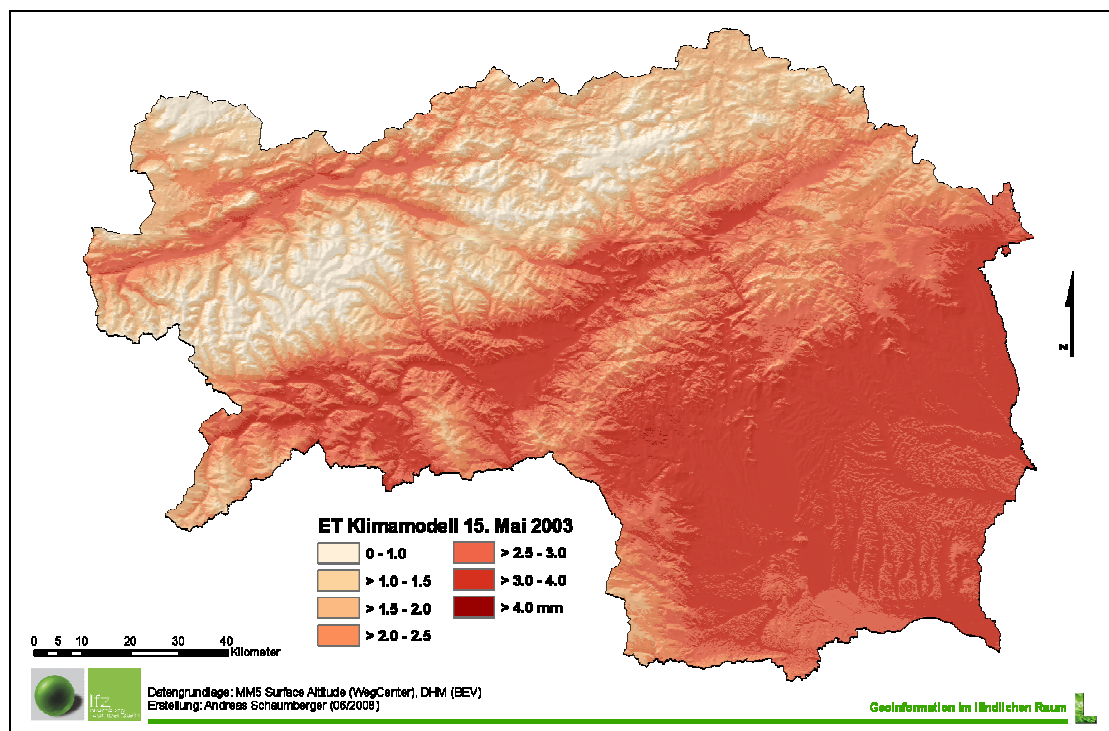


Abbildung 19: Oberfläche der Evapotranspiration aus Klimamodelldaten am 15. Mai 2003

Um dieses Ergebnis richtig einschätzen zu können, ist eine Gegenüberstellung mit dem räumlichen Modell aus Beobachtungsdaten notwendig (vgl. *Abbildung 20*). Es wird deutlich, dass der Wertebereich der Beobachtungsdaten in einem Großteil der Fläche um 0.5 bis 1.0 mm höher ist. Dies deutet auf eine generelle Unterschätzung durch das Klimamodell hin. *Abbildung 21* zeigt die räumliche Verteilung der Unterschiede. Positive Werte aus der Differenz Beobachtung minus Klimamodell sind als Unterschätzung des Klimamodells sichtbar.

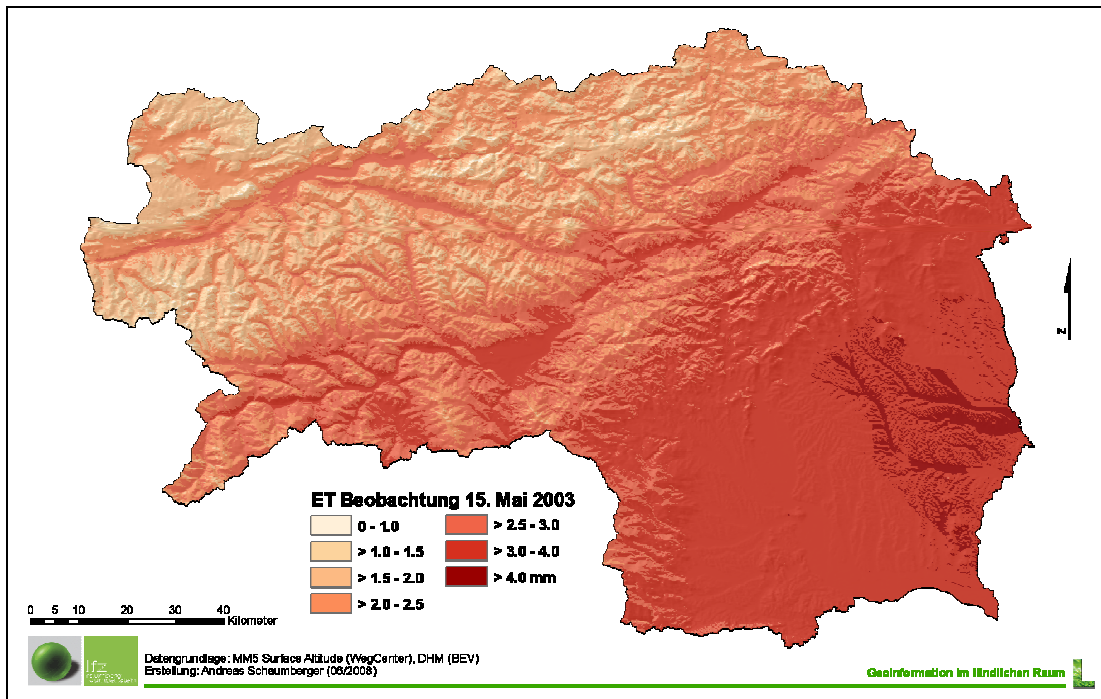


Abbildung 20: Oberfläche der Evapotranspiration aus Beobachtungsdaten am 15. Mai 2003

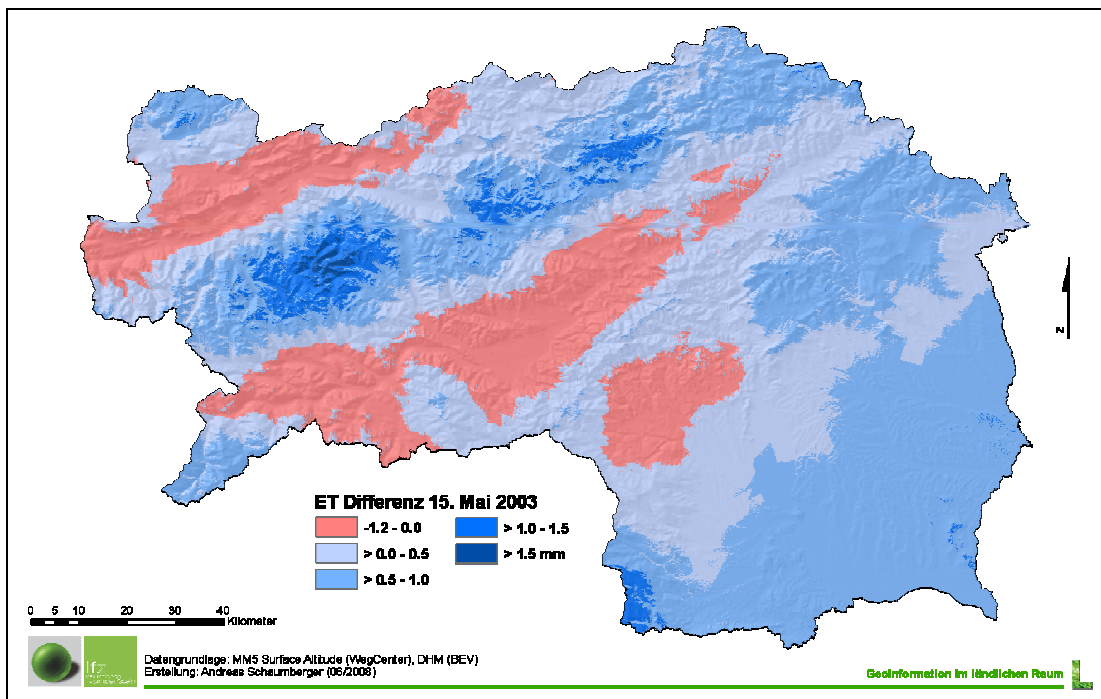
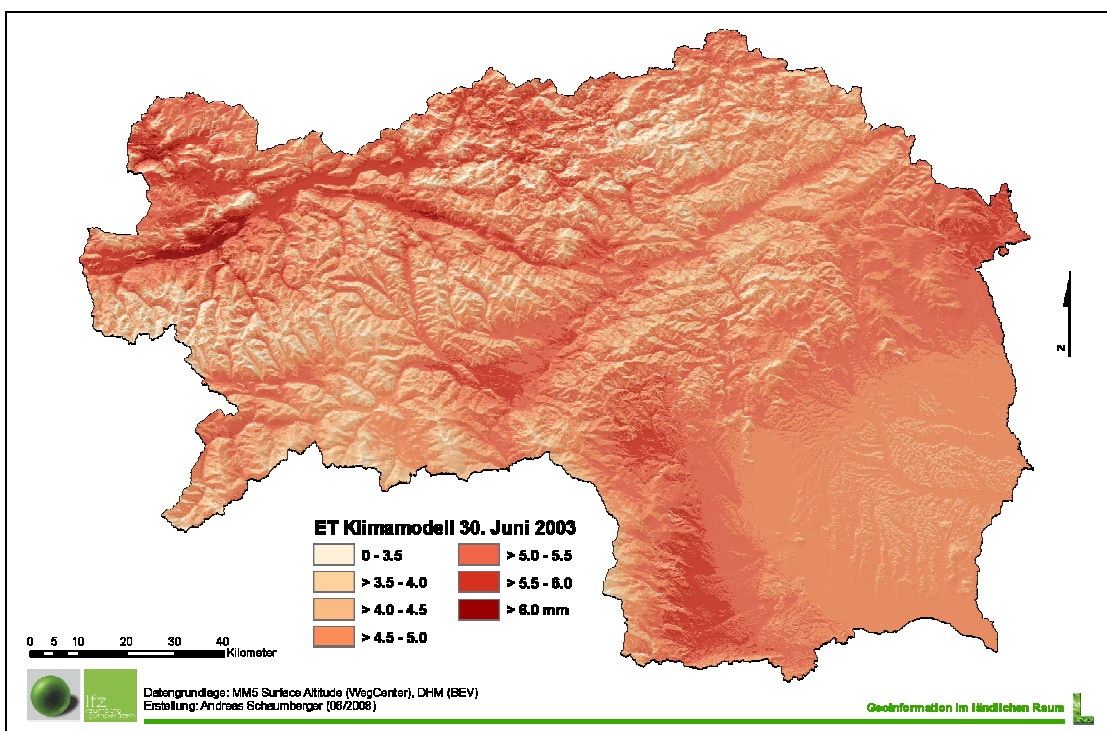


Abbildung 21: Oberfläche der Differenz von Beobachtung und Klimamodell am 15. Mai 2003



Insbesondere im Gebiet der Niederen Tauern wird die Problematik der niedrigen Auflösung des Höhenmodells aus den Klimadaten deutlich. Die leichte Überschätzung des Klimamodells in der Obersteiermark (negative Werte) ist einerseits durch die Wetterlage dieses Tages zu erklären, deutet aber andererseits auch darauf hin, dass im Bergland eine korrekte räumliche Darstellung der Evapotranspiration aus Klimadaten problembehafteter ist, als dies im Flachland der Fall ist. Auch dies hat seine Ursache in der ungenauen Beziehung von Höhenwerten und Klimadaten aus dem Klimamodell.

Ein weiterer Beispieltag wurde am 30. Juni 2003 ausgewählt. Hier ist in *Abbildung 22* ein jahrzeitlich bedingtes höheres Niveau der Evapotranspiration zu erkennen. Vor allem im Norden sind an diesem Tag die Werte deutlich höher als im Süden.



*Abbildung 22: Oberfläche der Evapotranspiration aus Klimamodelldaten am 30. Juni 2003*

Der Vergleich mit den Beobachtungsdaten in *Abbildung 23* zeigt die generelle Unterschätzung am 30. Juni noch deutlicher als am 15. Mai. Auch hier finden sich in der Obersteiermark einige Gebiete mit einer Klimamodellüberschätzung. Eine massive Unterschätzung ist in der Südoststeiermark festzustellen (vgl. *Abbildung 24*). Bei höheren Evapotranspirationswerten wird das Klimamodell zunehmend ungenauer und erreicht einen Differenzwert von bis zu 1.5 mm, das sind immerhin bis zu rund 25 % Abweichung von den Beobachtungsdaten.

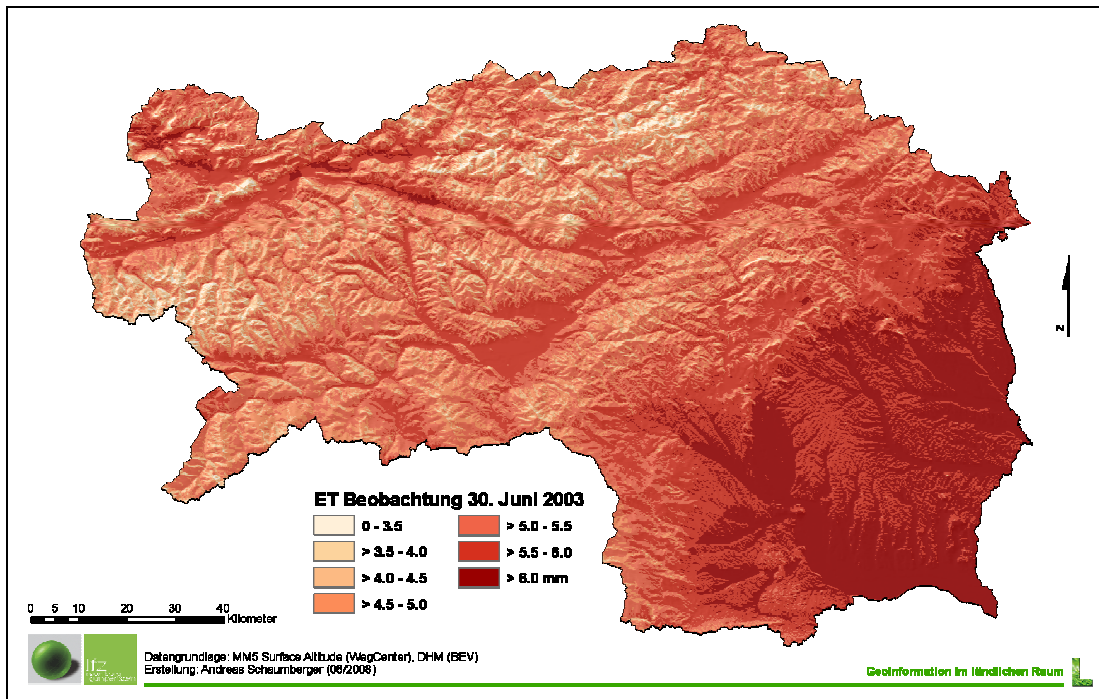


Abbildung 23: Oberfläche der Evapotranspiration aus Beobachtungsdaten am 30. Juni 2003

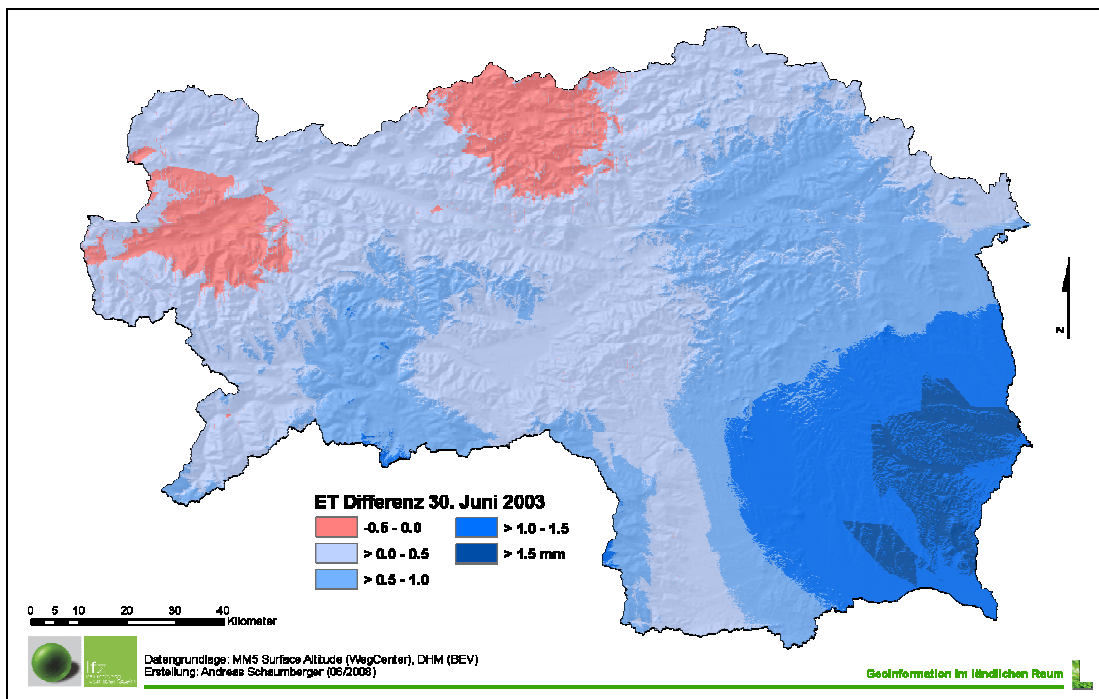
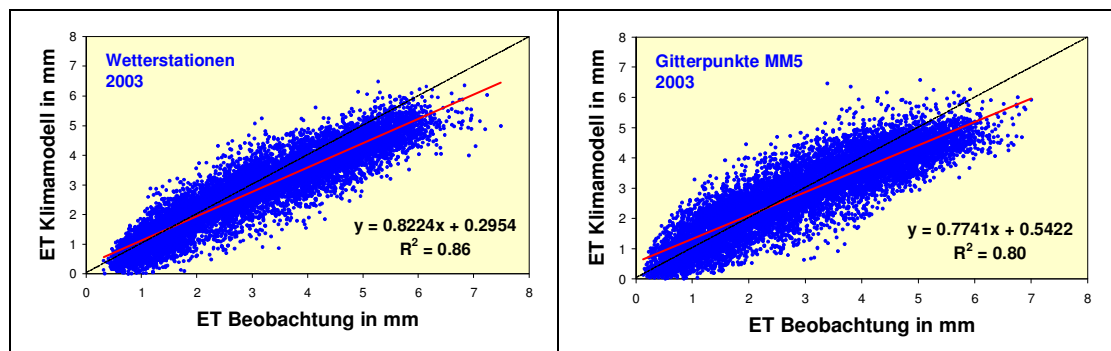


Abbildung 24: Oberfläche der Differenz von Beobachtung und Klimamodell am 30. Juni 2003

Da kartographische Darstellungen einen globalen Überblick über eine Situation geben und Auskunft über deren räumliche Verteilung zulassen, muss zur detaillierten qualitativen Bewertung einer Modellimplementierung auch ein numerischer Vergleich stattfinden.

Zunächst stellt sich die Frage nach den Gründen der deutlichen Differenz zwischen Beobachtungs- und Klimamodelldaten. Liegen die Ursachen in der räumlichen Modellierung oder in den zugrunde liegenden Daten? Auskunft darüber gibt ein Vergleich beider Ansätze an jenen Standorten, an denen die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration erfolgt ist. Das sind zum einen die Orte der Wetterstationen, welche die Stützstellen der Beobachtungsdaten bilden und zum anderen die regelmäßig verteilten Gitterpunkte in einer Auflösung von 10 km aus dem Klimamodell. In *Abbildung 25* wird ein Vergleich an beiden Ausgangsstandorten der Berechnungen dargestellt.



*Abbildung 25:* Vergleich der potentiellen Evapotranspiration aus Beobachtung und Klimamodell an den Standorten der ZAMG-Wetterstationen (a) und der Gitterpunkte des Klimamodells MM5 (b)

Aus der Gegenüberstellung an den 48 Wetterstationen (vgl. *Abbildung 25a*) wird die bereits oben getroffene Annahme, dass eine generelle Unterschätzung der Klimamodelldaten vorliegt (Slope 0.82), bestätigt. Weiters ist der Grafik zu entnehmen, dass es bei Zunahme der Werte zu einer Erhöhung dieser Unterschätzung kommt.

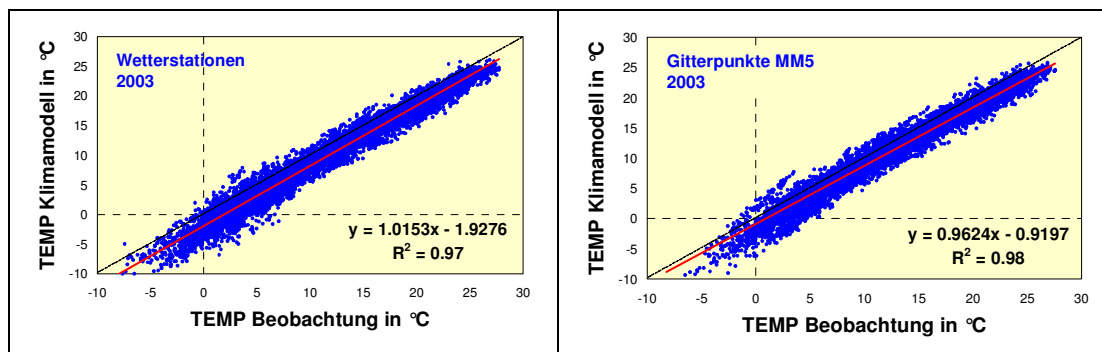
An den Gitterpunkten verhält sich die Werteverteilung ähnlich (vgl. *Abbildung 25b*), ist jedoch auf Grund einer deutlich höheren Datenzahl (330 Gitterpunkte) noch ausgeprägter.

Aus den Grafiken in *Abbildung 25* kann geschlossen werden, dass sich der Interpolationsfehler nur sehr gering auswirkt, da sich in beiden Fällen ein annähernd gleiches Muster der Werteverteilung ergibt. An den Wetterstationen (*Abbildung 25a*) werden nicht interpolierte Beobachtungsdaten mit interpolierten Klimamodelldaten verglichen, in *Abbildung 25b* ist es genau umgekehrt. Die Interpolation in beide Richtungen führt zu einem stark ähnlichen Ergebnis und ist deshalb im Gegensatz zur Datengrundlage aus dem Klimamodell kein Grund für die festgestellte Unterschätzung.



#### 4 Ergebnisse und Diskussion

Um die Güte der Interpolation noch deutlicher zum Ausdruck zu bringen, wurde der Parameter *Temperatur* ebenfalls einem Vergleich zwischen Wetterstationsstandorten und Klimamodellgitterpunkten unterzogen. Im Gegensatz zur potentiellen Evapotranspiration, welche aus einer Reihe verschiedener meteorologischer Parameter entsteht, handelt es sich bei der Temperatur um einen Einzelwert, der eine ausgeprägte Höhenabhängigkeit aufweist und deshalb für die geostatistische Interpolation (vgl. Abschnitt 3.1.5) besonders gut geeignet ist. In *Abbildung 26* werden wie bereits in *Abbildung 26* Beobachtungs- und Klimamodelldaten, diesmal der Temperatur, einmal an den Wetterstationen und einmal an den Klimamodellgitterpunkten miteinander verglichen, wobei auch hier die Interpolation jeweils wechselseitig vorgenommen wurde.



*Abbildung 26:* Vergleich der Temperatur aus Beobachtung und Klimamodell an den Standorten der ZAMG-Wetterstationen (a) und der Gitterpunkte des Klimamodells MM5 (b)

Sowohl *Abbildung 26a* als auch *26b* zeigen über den gesamten Wertebereich eine gleichmäßige Unterschätzung der Klimamodelltemperatur auf. Da die Temperatur auch die wichtigste Komponente in der Evapotranspiration darstellt, kann daraus auf die Unterschätzung der potentiellen Evapotranspiration geschlossen werden. Die Ursache der in *Abbildungen 21* und *24* festgestellten Abweichungen ist demnach hauptsächlich in der Datengrundlage des Klimamodells MM5 zu suchen.

Für die in Abschnitt 3.1.5 beschriebene räumliche Interpolation der potentiellen Evapotranspiration spielt deren Höhenabhängigkeit eine entscheidende Rolle. Mit dem Ansatz der Georegression können damit Stationswerte über ein Digitales Höhenmodell in eine durchgehende Oberfläche übertragen werden. Die Qualität der Interpolation hängt also wesentlich von der Eignung des aus Monatsmittelwerten gebildeten Höhengradienten ab und in weiterer Folge von möglichst minimalen täglichen Residuen, welche der geostatistischen Interpolation zugeführt werden. In *Abbildung 27* werden die monatlichen Modelle aus Evapotranspiration und Höhe dargestellt. Auf Grund des massiven Einflusses der Temperatur und den damit in Zusammenhang stehenden Inversionswetterlagen am Beginn und am Ende der Vegetationsperiode ist der Zusammenhang in diesen Monaten etwas schwächer ausgeprägt, allerdings sehr stark in den Sommermonaten.

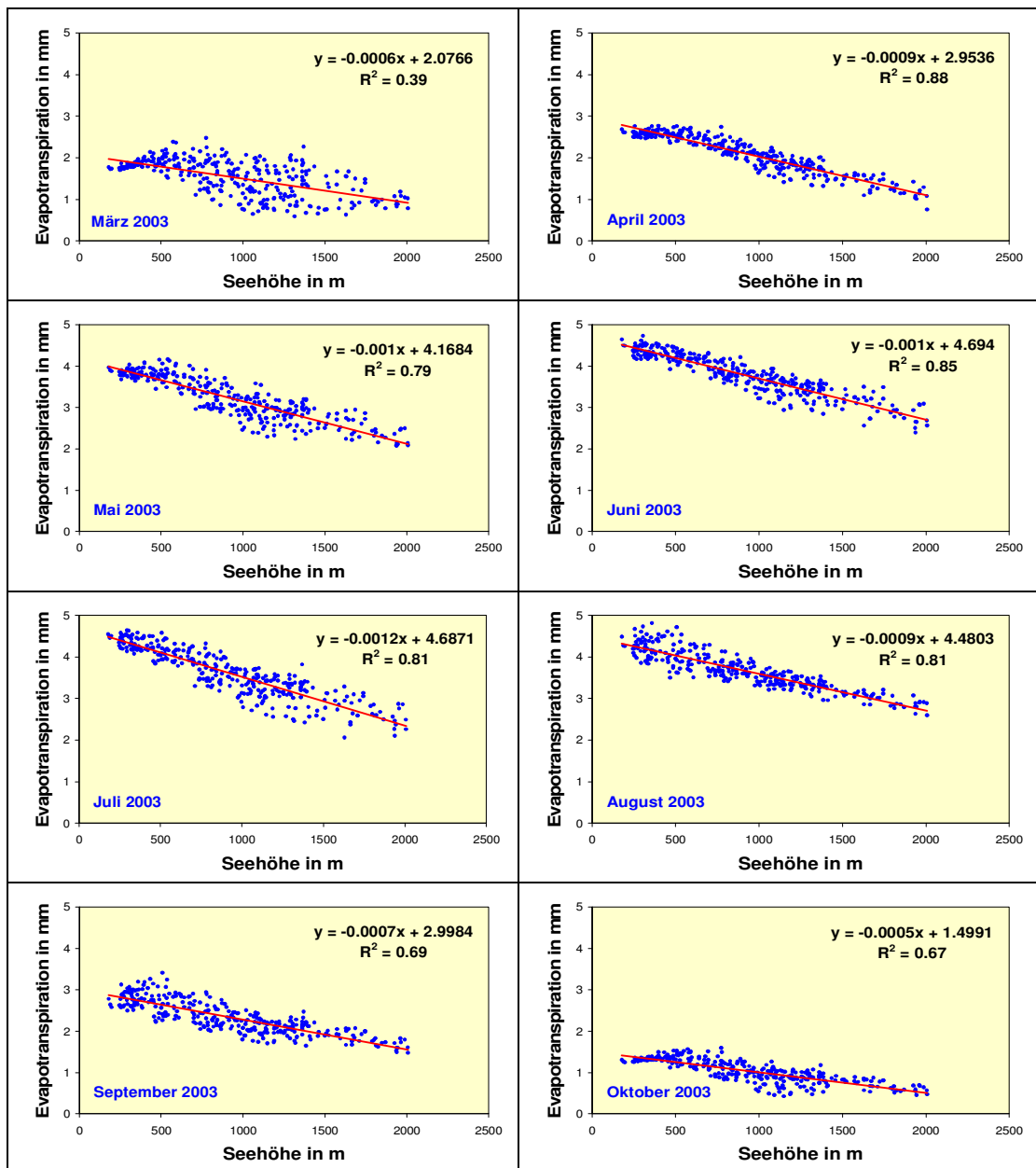


Abbildung 27: Höhengradienten der potentiellen Evapotranspiration in den einzelnen Monaten des Untersuchungszeitraums März bis Oktober 2003

Die Temperatur als entscheidender Parameter der Evapotranspiration wird nachfolgend ebenfalls an zwei Beispieltagen (15. Mai und 30. Juni) untersucht und einem räumlichen Vergleich zwischen Beobachtungs- und Klimamodelldaten unterzogen. Auch hier muss auf eine großflächige Unterschätzung des Klimamodells hingewiesen werden, die letztlich auch für die Abweichungen der Evapotranspiration mitverantwortlich ist.

#### 4 Ergebnisse und Diskussion

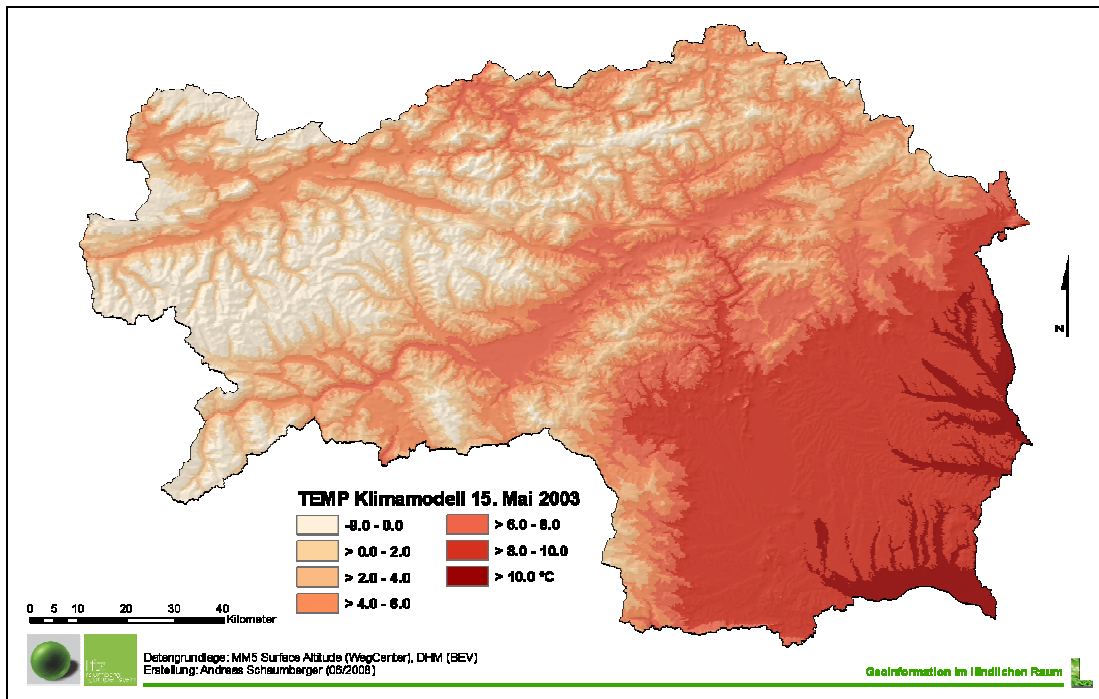


Abbildung 28: Oberfläche der Temperatur aus Klimamodelldaten am 15. Mai 2003

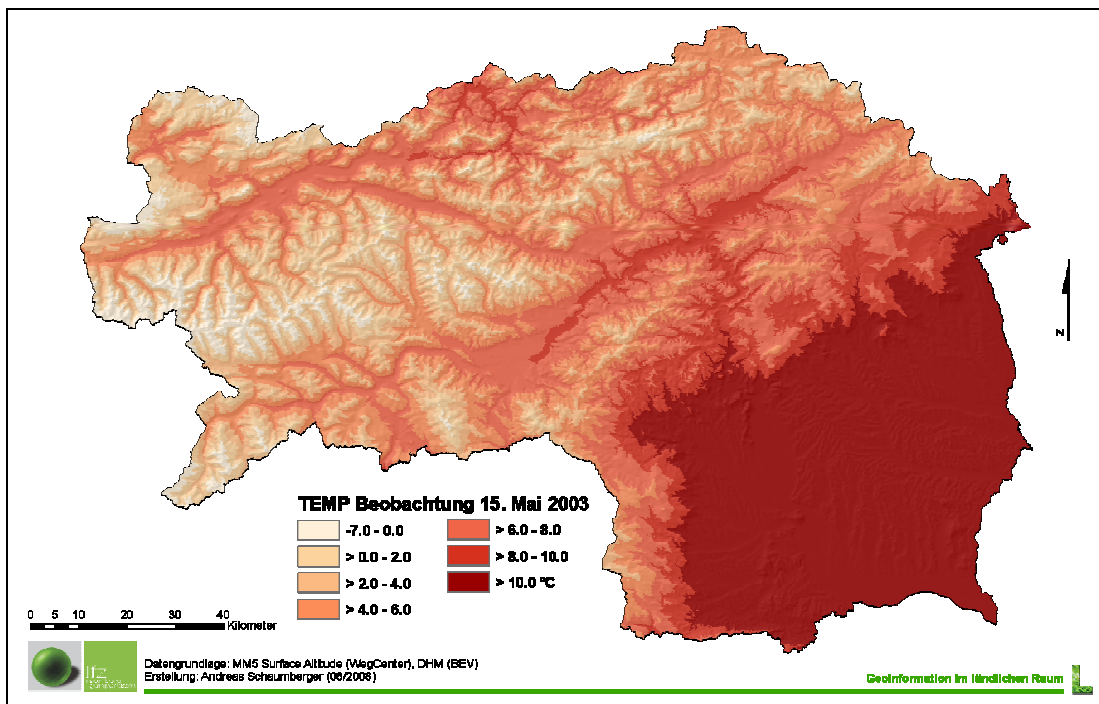


Abbildung 29: Oberfläche der Temperatur aus Beobachtungsdaten am 15. Mai 2003

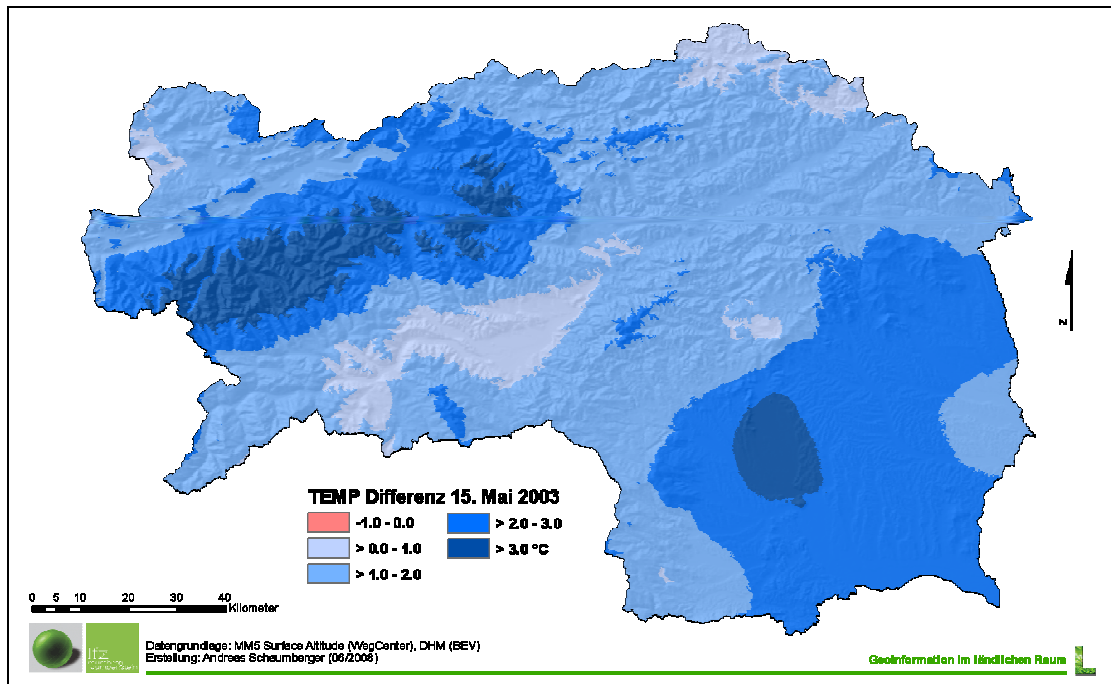


Abbildung 30: Oberfläche der Differenz von Beobachtung und Klimamodell am 15. Mai 2003

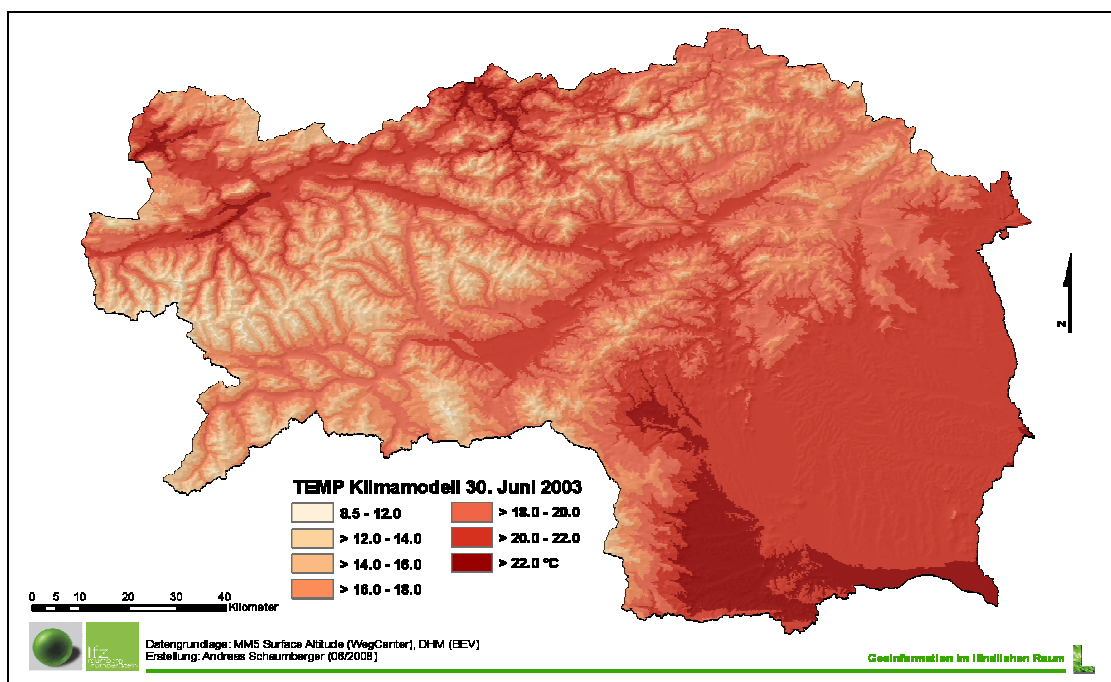


Abbildung 31: Oberfläche der Temperatur aus Klimamodelldaten am 30. Juni 2003

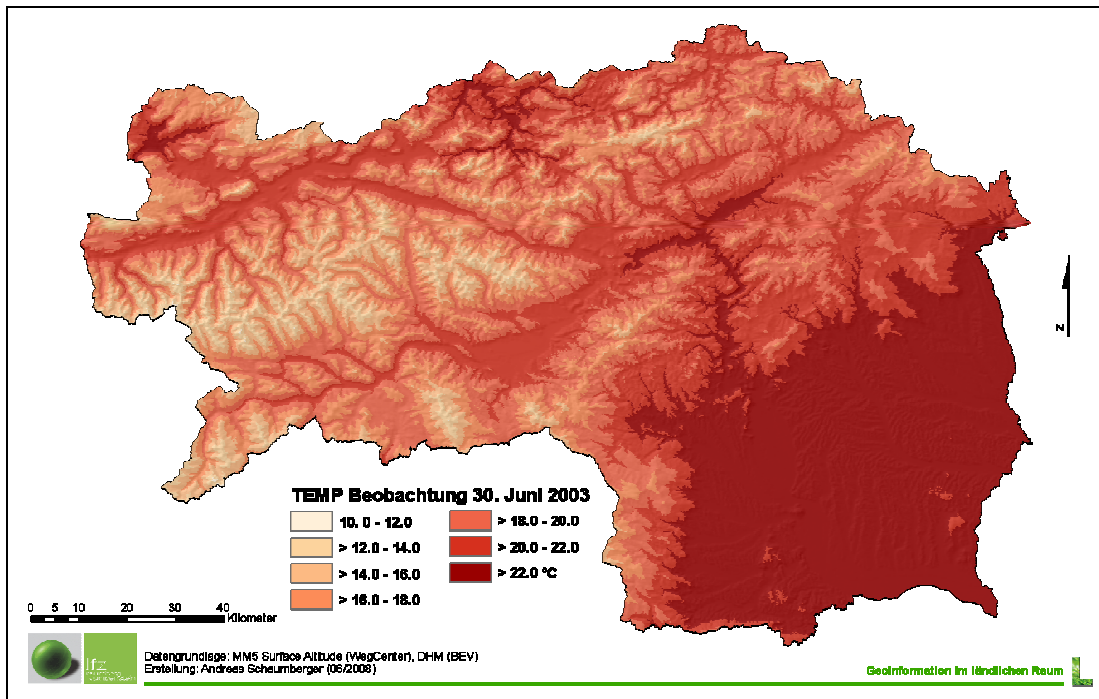


Abbildung 32: Oberfläche der Temperatur aus Beobachtungsdaten am 30. Juni 2003

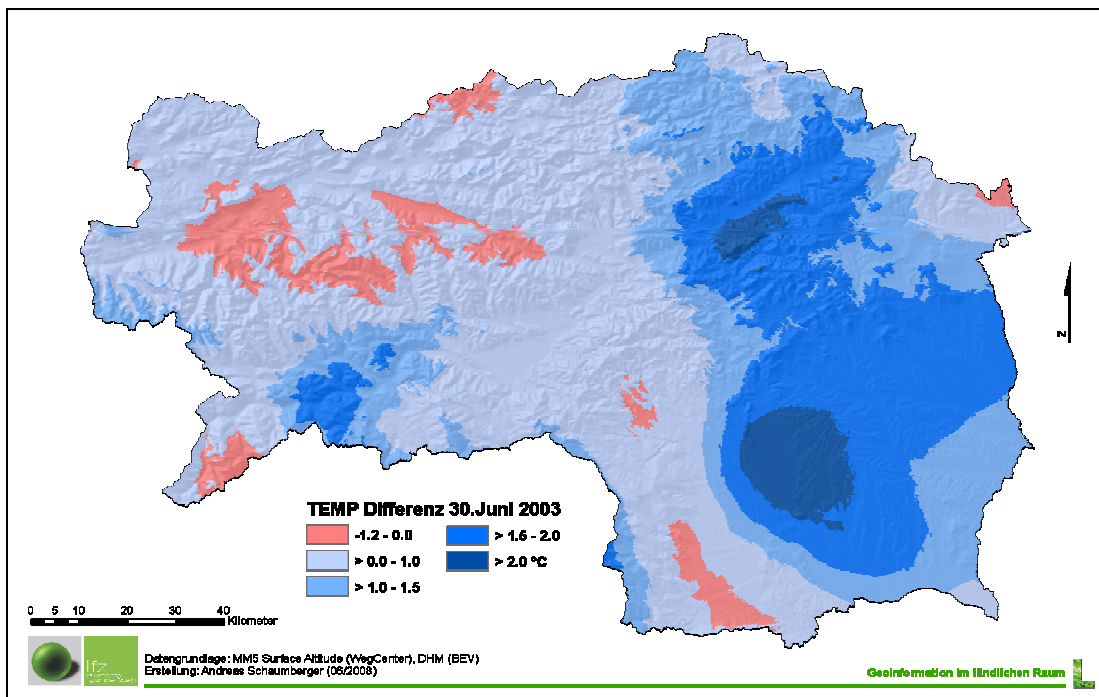
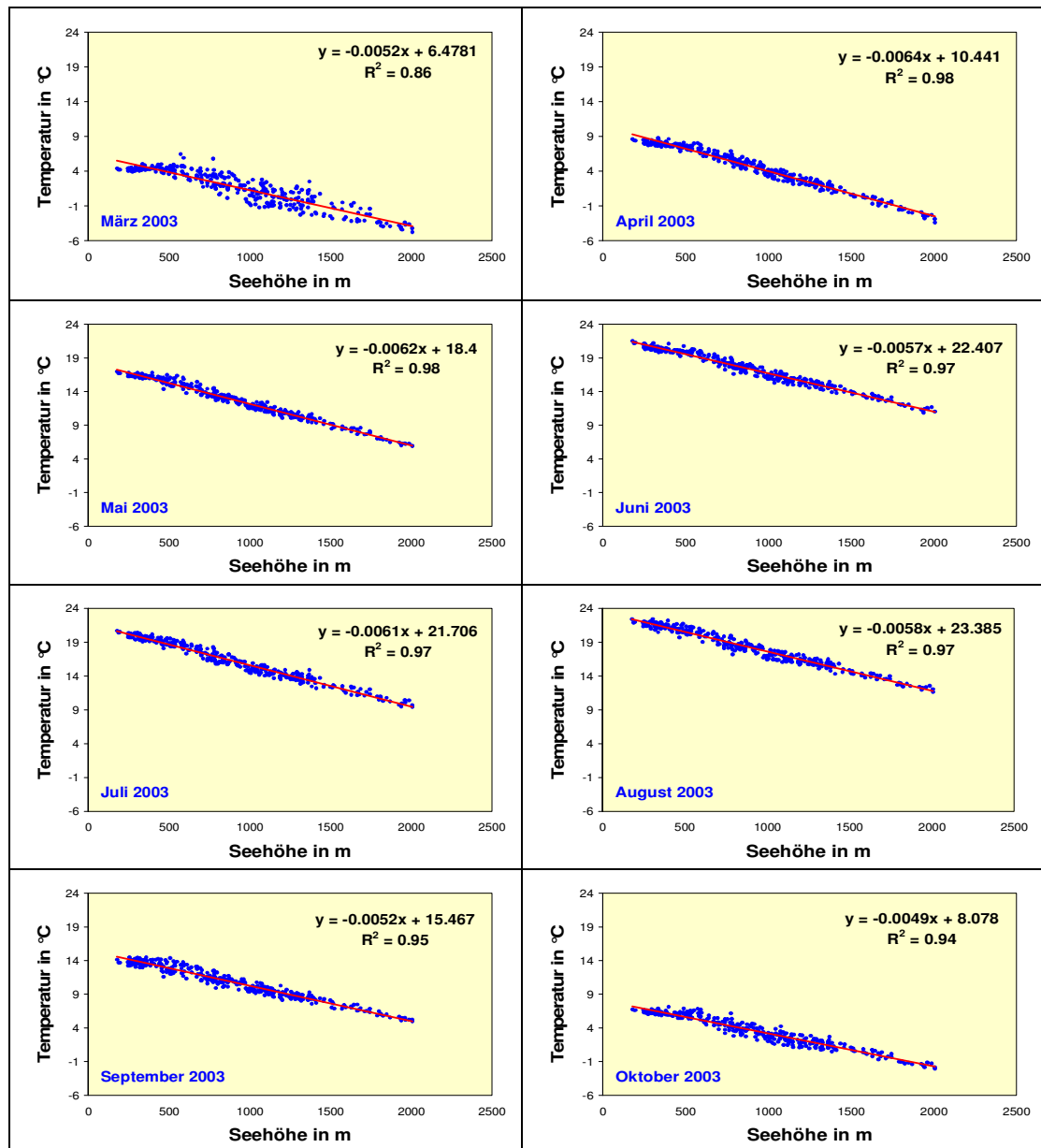


Abbildung 33: Oberfläche der Differenz von Beobachtung und Klimamodell am 30. Juni 2003



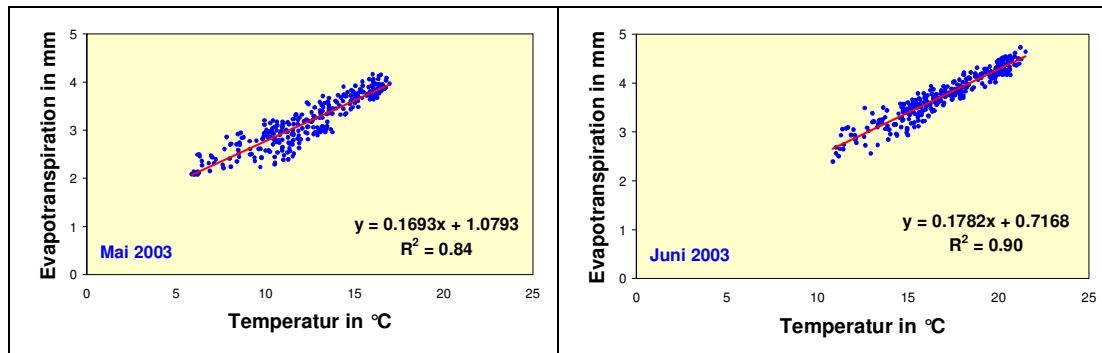
Grundlage der Georegression bilden wie bei der Interpolation der potentiellen Evapotranspiration die Höhengradienten der Temperatur. Wie in *Abbildung 34* ersichtlich, ist der Zusammenhang außerordentlich stark – damit ist eine hohe Qualität der Rasteroberflächen gewährleistet. Diese Ausarbeitung bestätigt die Verwendung des in Abschnitt 3.1.5 beschriebenen Ansatzes der räumlichen Interpolation für Klimamodelldaten.



*Abbildung 34:* Höhengradienten der Temperatur in den einzelnen Monaten des Untersuchungszeitraums März bis Oktober 2003

#### 4 Ergebnisse und Diskussion

Der Zusammenhang zwischen Temperatur und potentieller Evapotranspiration ist auf Grund der starken Integration dieses meteorologischen Parameters in der Gleichung nach Penmann-Monteith (vgl. Abschnitt 3.1.2) naturgemäß stark und wird in *Abbildung 35* beispielhaft für zwei Monate dargestellt.



**Abbildung 35: Zusammenhang von Temperatur und potentieller Evapotranspiration am Beispiel der Monate Mai und Juni 2003**

Betrachtet man den Zusammenhang zwischen Temperatur und Seehöhe sowie zwischen potentieller Evapotranspiration und Temperatur ergibt sich die Überlegung, für die Georegression der Evapotranspiration nicht den Höhengradienten, sondern einen Temperaturgradienten zu verwenden. Eine Analyse dieses Ansatzes in einem Folgeprojekt könnte zusätzliche Verbesserungen bringen.

Die bisher dargestellten Ergebnisse beziehen sich jeweils auf den gesamten Datenbestand. Eingehende Analysen über den Verlauf der Evapotranspiration in der Vegetationsperiode sind nur an einzelnen Standorten durchführbar. Dazu wurde ein Algorithmus entwickelt, der an den definierten geographischen Punkten die Daten aus den täglichen Ergebnisrastern herauslesen kann. Die Daten wurden in eine Datenbank übertragen und dort für die grafische Auswertung aufbereitet. Diese Methode wurde auch für die Datenaufbereitung in den *Abbildungen 17, 25 und 26* angewendet.

Für die Stationsanalysen wurden vier Punkte definiert, zwei repräsentieren Wetterstationen und zwei Klimamodellgitterpunkte. Damit die Untersuchung für die topographischen bzw. klimatischen Bedingungen der Steiermark aussagekräftig ist, wurden jeweils eine Station im Bergland (Gumpenstein, Irnding) und eine im Flachland (Graz, Flughafen) ausgewählt. Die Klimamodellgitterpunkte sind in Nachbarschaft der jeweiligen Wetterstation mit annähernd gleicher Höhenlage gewählt. In *Abbildung 36* wird die Stationsauswahl geographisch dargestellt; die zusammengehörigen Standorte beider Datenquellen wurden mit einem Kreis hervorgehoben.

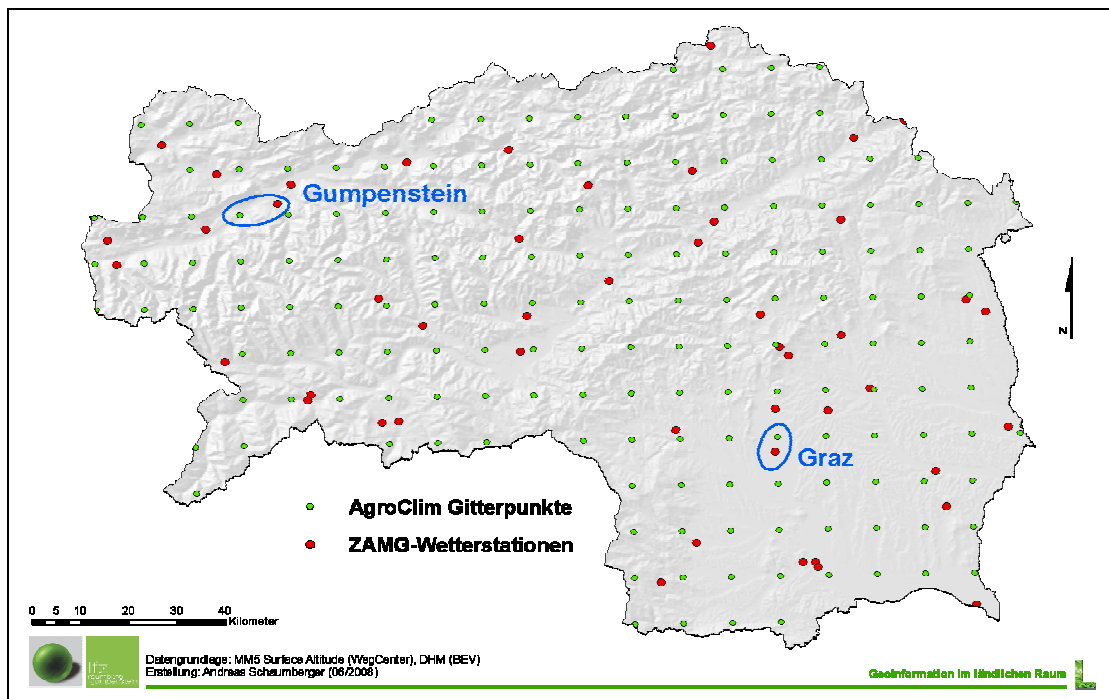


Abbildung 36: Auswahl von Stationen bzw. Gitterpunkten für die standortbezogene Analysen

Am Verlauf der Kurven von Beobachtungs- und Klimamodelldaten für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration über die ganze Vegetationsperiode am Standort Gumpenstein (vgl. *Abbildung 37a*) wird die Ausprägung der Unterschätzung ebenfalls deutlich. Je höher die Werte in der Mitte des Sommers, umso deutlicher ist ihre Ausprägung. Diese Tatsache wird auch durch die Regressionsanalyse in *Abbildung 37b* bestätigt.

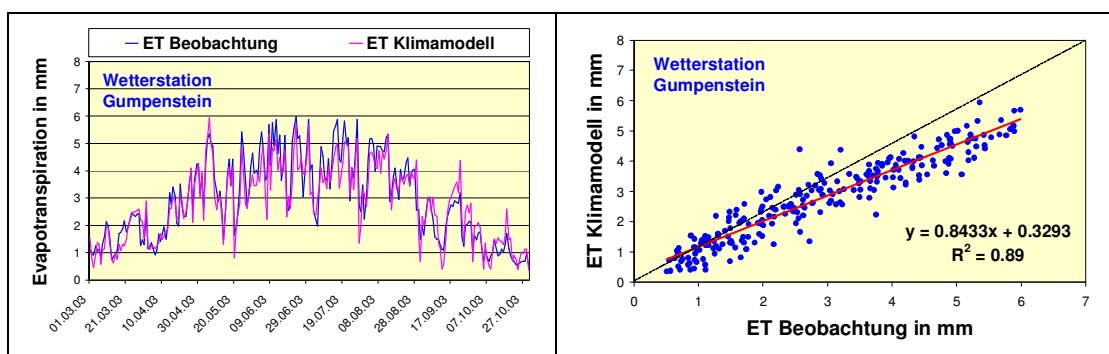
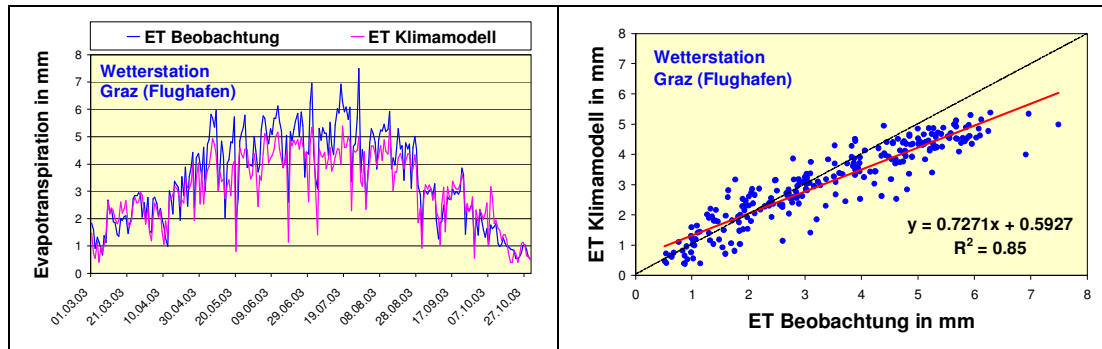


Abbildung 37: Verlauf der potentiellen Evapotranspiration über den gesamten Untersuchungszeitraum (a) sowie Zusammenhang zwischen Beobachtung und Klimamodell an der Wetterstation Gumpenstein (b)



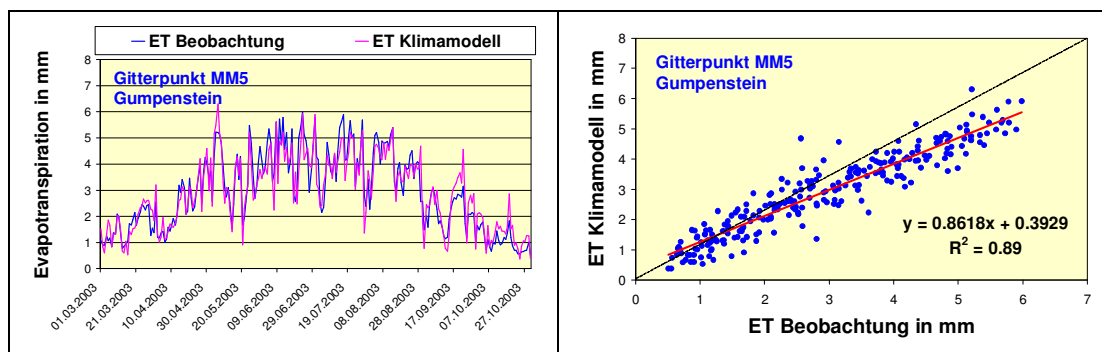
#### 4 Ergebnisse und Diskussion

Bei der Station im Flachland (Graz-Flughafen) ist der gleiche Effekt bemerkbar (vgl. *Abbildung 38a*), gleichwohl hier die Unterschätzung in den Sommermonaten noch deutlicher hervortritt. Die Steigung der Regressionsgerade mit 0.72 und die Ungenauigkeiten bei höheren Evapotranspirationswerten (vgl. *Abbildung 38b*) lässt stark vermuten, dass hier ein systemischer Fehler vorliegt, der sich bei zunehmenden Temperaturen bemerkbar macht.



**Abbildung 38:** Verlauf der potentiellen Evapotranspiration über den gesamten Untersuchungszeitraum (a) sowie Zusammenhang zwischen Beobachtung und Klimamodell an der Wetterstation Graz-Flughafen (b)

Die Untersuchung am der Station Gumpenstein nahe gelegenen Gitterpunkt zeigt ein annähernd gleiches Verhalten wie an der Station Gumpenstein selbst (vgl. *Abbildung 39*).



**Abbildung 39:** Verlauf der potentiellen Evapotranspiration über den gesamten Untersuchungszeitraum (a) sowie Zusammenhang zwischen Beobachtung und Klimamodell am Gitterpunkt nahe Gumpenstein (b)

Auch der Gitterpunkt nahe Graz-Flughafen zeigt einen annähernd identischen Verlauf sowie eine gleiche Werteverteilung in der Regressionsanalyse (vgl. *Abbildung 40*). Die wechselseitig vorgenommene Interpolation kann auch im Falle dieser stationsbezogenen Untersuchung positiv beurteilt werden.

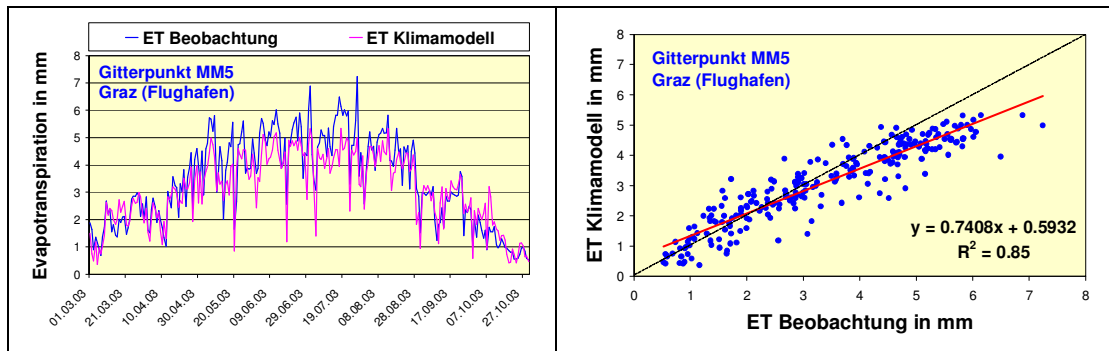


Abbildung 40: Verlauf der potentiellen Evapotranspiration über den gesamten Untersuchungszeitraum (a) sowie Zusammenhang zwischen Beobachtung und Klimamodell am Gitterpunkt nahe Graz-Flughafen (b)

Um die generelle Unterschätzung des Klimamodells an Hand der Stationsanalyse zu veranschaulichen, wird in *Abbildung 41* beispielhaft der Temperaturverlauf an der Station Gumpenstein dargestellt. Das Klimamodell weist über den gesamten Wertebereich zu niedrige Werte im Vergleich zu den Beobachtungsdaten auf.

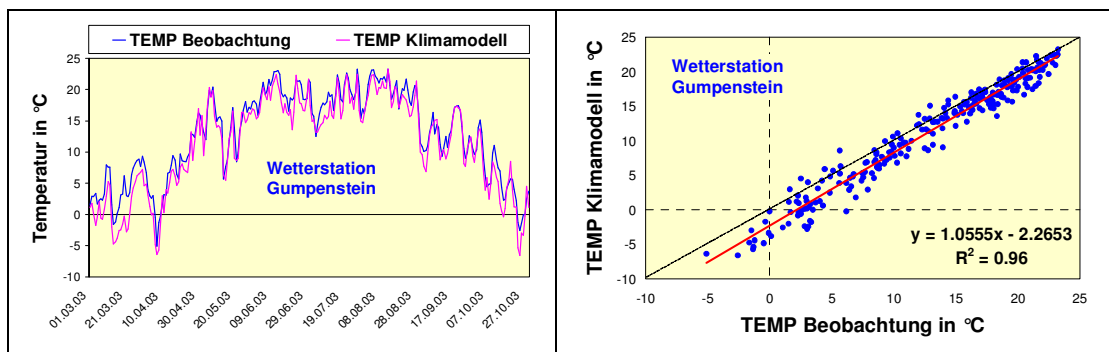


Abbildung 41: Verlauf der Temperatur über den gesamten Untersuchungszeitraum (a) sowie Zusammenhang zwischen Beobachtung und Klimamodell an der Wetterstation Gumpenstein (b)

Die hier vorgestellten Ergebnisse zeigen ein einheitliches Bild, nämlich eine Unterschätzung der potentiellen Evapotranspiration durch das Klimamodell. Dies ist sowohl bei der räumlichen als bei der auch stationsbezogenen Analyse deutlich ersichtlich. Zurückzuführen ist dies auf eine Unterschätzung der Temperatur in den Klimamodell Daten. Eine Korrektur des MM5-Datensatzes ist für eine künftige Anwendung der hier entwickelten Implementierung notwendig und die Voraussetzung für weiterführende Analysen hinsichtlich der zukünftigen, klimatisch beeinflussten Entwicklung landwirtschaftlicher Erträge.



## 5 Zusammenfassung und Ausblick

Um zukünftige Auswirkungen des Klimaeinflusses auf die Landwirtschaft beurteilen zu können, ist es notwendig, Klimamodelle zu verwenden, welche ausgehend von globalen Zusammenhängen regionale und lokale Aspekte der Klimaentwicklung möglichst gut beschreiben. Für die Beurteilung des Einflusses auf die Landwirtschaft ist diese Regionalisierung besonders wichtig, da die heimische Landwirtschaft zum einen kleinstrukturiert ist und zum anderen durch eine sehr differenzierte Landschaft geprägt ist.

Eine zunehmende Trockengefährdung in den südlichen und östlichen Landesteilen erfordert Anpassungskonzepte, welche auf genaue Analysen der Ist-Situation sowie einer ausgewogenen Beurteilung der künftigen Entwicklung basieren müssen. Ziel des vorliegenden Projektes ist es, dafür Grundlagen zu liefern und mit Hilfe von Klimamodelldaten einen Blick in die Zukunft zu ermöglichen. In diesem Projektteil von AgroClim I steht die methodische Bearbeitung und eine Evaluierung der Applikation dieser Klimamodelldaten mit Standardmethoden der Geoinformatik im Mittelpunkt. Geprüft wird die Eignung von geostatistischen Verfahren zur Transformation von Punktdaten in hoch aufgelöste räumliche Rasterinformation, und zwar für jene Parameter, welche als Indikatoren für Trockenheit geeignet sind. Die Evapotranspiration als wesentliche Komponente im Wasserkreislauf eignet sich hier besonders gut, da mehrere meteorologische Parameter mit Hilfe physikalisch basierter Gleichungen zusammengeführt werden können. Für die Gesamtbeurteilung von Trockenheit müssen natürlich auch der Niederschlag und wesentliche Bodeneigenschaften mit berücksichtigt werden. In diesem ersten Schritt geht es allerdings lediglich darum, die Implementierung der potentielle Evapotranspiration dahingehend zu prüfen, ob Klimadaten mit den selben Methoden räumlich zu bearbeiten sind, wie das bei historischen Beobachtungsdaten möglich ist.

Evaluierung und Prüfung erfordert naturgemäß einen Vergleichsdatensatz, der im Falle der potentiellen Evapotranspiration nicht an beliebig vielen Stellen gemessen werden kann, da hierfür aufwendige Lysimeteranlagen zur Verfügung stehen müßten. Also wird auch der Vergleichsdatensatz mit Beobachtungsdaten einer Modellierung zugeführt, die auf weltweit verwendeten Standards beruht. Auf die Erstellung dieser Evaluierungsdatenbasis wurde im vorliegenden Projekt besonderes Augenmerk gelegt, da sie in weiterer Folge Maßstab für die Beurteilung der Klimamodelldaten ist. Diese räumliche Datenbasis wurde auch einer eingehenden Prüfung unterzogen. Mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.96 ist ein starker Zusammenhang zwischen räumlichem Modell und standortbezogener Berechnung der Evapotranspiration nachgewiesen worden.

Nach Erstellung der Vergleichsdatenbasis wurde die gleiche Methode der räumlichen Modellierung auf die Klimamodelldaten angewendet, die jedoch vorher eine datenstrukturelle An-

passung für die Verwendung in einem Geographischen Informationssystem erfahren mussten. Aus dem in der Klimaforschung weit verbreitetem Format *netCDF* werden GIS-Daten generiert, die mit geostatistischen Verfahren weiter bearbeitet werden können. Eine ausführliche Beschreibung dieser Transformation ist über den Rahmen dieses Projektes hinaus für die Nutzung der Schnittstelle *GIS-Klimamodell*daten entscheidend und für Folgeprojekte notwendig.

Die Modellierung der Klimadaten wurde nach exakt gleichem methodischem Schema wie bei der Bearbeitung der Beobachtungsdaten vorgenommen. Diese Vorgehensweise schließt den unterschiedlichen Einfluss von methodischen Fehlern aus und gewährleistet die objektive Beurteilung der Ergebnisse auf Grund der verfügbaren Klimamodell

datenbasis.

In den Untersuchungen der Ergebnisse konnte festgestellt werden, dass die räumliche Aufbereitung der Klimamodell

daten eine Unterschätzung gegenüber den Beobachtungsdaten aufweist. Eine Ausdehnung der Analyse auf den Parameter *Temperatur* hat gezeigt, dass sich dieser systematische Unterschied nicht auf Interpolationsprobleme oder methodische Fehler in der Evapotranspirationsgleichung bezieht, sondern auf die Datenbasis selbst zurückzuführen ist. Bei höheren Temperaturwerten wurde festgestellt, dass dieser Fehler zunimmt. Abgesehen von diesem systematisch aufgetretenen Unterschied beschreiben die Evapotranspirationswerte aus den Klimamodelldaten die realen Verhältnisse hinsichtlich Verlauf und Korrelation zu den Beobachtungsdaten sehr gut.

In einer weiterführenden Arbeit, wie dies durch das Projekt AgroClim II bereits festgelegt ist, gilt es, diesen systematischen Fehler aus den Daten herauszunehmen. Damit können sehr gute Ergebnisse für den Untersuchungszeitraum März bis Oktober 2003 erwartet werden. Ist dieser Fehlereinfluss geklärt, werden die Analysen für eine zukünftige Periode vorgenommen und mit dem Niederschlag kombiniert. Daraus kann mit Hilfe einer „klimatischen Wasserbilanz“ die Trockengefährdung für die Zukunft abgeschätzt werden. Eine Einbeziehung von Überlegungen hinsichtlich der Auswirkung auf landwirtschaftliche Erträge, insbesondere jene des Wirtschaftsgrünlandes, wird die Arbeit komplettieren. Die im vorliegenden Projekt erarbeitete Methodik ist auch hinsichtlich des Leistungsumfanges als wesentlicher und integraler Bestandteil von AgroClim II zu bewerten.

### **Anmerkungen:**

Die meteorologischen Daten wurden freundlicherweise von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) zur Verfügung gestellt.

Die in diesem Projektteilbericht dargestellte Methodik der räumlichen Modellierung der potentiellen Evapotranspiration wurde im Rahmen einer wissenschaftlichen Publikation (full paper review) wie folgt veröffentlicht: *SCHAUMBERGER, A.; EITZINGER, E. und FORMAYER, H. (2008): Räumliche Modellierung der potentiellen Evapotranspiration. Angewandte Geoinformatik 2008, Wichmann-Verlag, Heidelberg, akzeptiert und in Druck.*

## 6 Literatur

- AHRENS, C.D. (2007): *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Thomson Brooks/Cole, Belmont, USA, 537 S.
- ALLEN, G.A., L.S PEREIRA, D. RAES and M. SMITH (1998): *Crop Evapotranspiration – guidelines for Computing Crop Water Requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, Italy, Rome, 78-86.
- BLANEY, H.F. and CRIDDLE, W.D. (1950): *Determinating water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*. US Dep. Agr. Div. Irrigation and Water Conservation, SCS TP 96, 48 S.
- BLÖSCHL, G. und MERZ, R. (2002): *Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung*. Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer 164 (2002), 149-178.
- BROWN, P. (2000): *Basics of Evaporation and Evapotranspiration*. Turf Irrigation Management Series, No.1, University of Arizona, Tucson, 4 S.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1976): *Aspirations-Psychrometer-Tafel*, Vieweg Verlag, Braunschweig.
- DOBESCH, H., DUMOLARD, P., and DYRAS, I., Eds. (2007): *Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology*. Geographic Information Systems Series, ISTE Ltd., London, 320 S.
- DUDHIA, J. (2003): *A Nonhydrostatic Version of the Penn State – NCAR Mesoscale Model: Validation Tests and Simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front*. Mon.Wea.Rev, 121, 1493-1513.
- EHLERS, W. (1996): *Wasser in Boden und Pflanze. Dynamik des Wasserhaushalts als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 272 S.
- FU, P. and RICH, P.M. (1999): *Design and Implementation of the Solar Analyst: an ArcView Extension for Modeling Solar Radiation at Landscape Scales*. <http://gis.esri.com/library/userconf/proc99/proceed/papers/pap867/p867.htm> (15.01.2008).
- GOBIET, A., TRUHETZ, H., and RIEGLER, A. (2006): *A climate scenario for the Alpine region, reclip:more project year 3 - WegCenter progress report*. Report, Wegener Center, Universität Graz, 2006.
- GOOVAERTS, P. (1997): *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Applied Geostatistics Series, Oxford University Press, New York, Oxford, 483 S.
- HÄCKEL, H. (2005): *Meteorologie*. Ulmer UTB, Eugen Ulmer KG, Regensburg, 446 S.

## 6 Literatur

- HARGREAVES G.L. (1985): Defining and using reference evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* – ASCE 120, 1132–1139.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. *Mitteilungen Deutscher Wetterdienst* 11, 1-24.
- KLEIN S.A. (1977): Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy* 19, S. 325-329.
- LI, S., TARBOTON, D.G., and MCKEE, M. (2003): GIS-based temperature interpolation for distributed modelling of reference evapotranspiration. Poster, AGU Hydrology Days 2003, March 31 – April 2, 2003, Colorado State University, 2 S.
- MARDIKIS, M.G.; KALIVAS, D.P.; and 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.
- 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. und RESCH, R. (2005): Einfluss unterschiedlicher Bewirtschaftungsmaßnahmen auf den Nährstoffgehalt von Grünlandfutter. 32. Viehwirtschaftliche Fachtagung, 13.-14. April 2005, Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt für Landwirtschaft Raumberg-Gumpenstein, 1-14.
- SCHAUMBERGER, A. (2005): Ertragsanalyse im österreichischen Grünland mittels GIS unter besonderer Berücksichtigung klimatischer Veränderungen. *Veröffentlichungen der HBLFA Raumberg-Gumpenstein, Irdring, Heft 42*, 66 S.
- THORNTHWAITE, C.W. (1948): An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* 38 (1), 55-94.
- THORNTHWAITE, C.W. and MATHER, J.R. (1951): The role of evapotranspiration in climate. *Theoretical and Applied Climatology* 3 (1), 16-39.
- TRNKA, M., EITZINGER, J., GRUSZCZYNSKI, G., BUCHGRABER, K., RESCH, R., and SCHAUMBERGER, A. (2006): A simple statistical model for predicting herbage production from permanent grassland. *Grass and Forage Science* 61 (3), 253-271.
- TRNKA, M., ZALUD, Z., EITZINGER, J., and DUBROVSKY, M. (2005): Global solar radiation in Central European lowlands estimated by various empirical formulae. *Agricultural and Forest Meteorology* 131 (1-2), 54-76.
- TURC, L. (1961): Evaluation de besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques* 12, 13-49.
- VICENTE-SERRANO, S.M., LANJERI, S., and 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.
- ZÄNGL, G., CHIMANI, B. und HÄBERLI, C. (2004): Numerical Simulations of the Foehn in the Rhine Valley on October 24 1999. *Monthly Weather Review*, 132, 368-389.

## Zusammenschau und Ausblick

Unter den unzähligen Auswirkungen, die der Klimawandel mit sich bringt, wurde der Fokus im Projekt AgroClim auf die Trockengefährdung in der Landwirtschaft im Bundesland Steiermark gerichtet. Die Wichtigkeit dieses Themas war 2003 europaweit spürbar, wo die Hitzewelle ein Defizit der durchschnittlichen Jahresniederschlagsmenge von bis zu 300 mm mit sich brachte. Damit verbunden war eine um 30% geringere Primärproduktion der Landökosysteme in ganz Europa und der in der Landwirtschaft verursachte Schaden wird auf 30 Milliarden Euro geschätzt. Auch Österreich war von der Dürre schwer betroffen und als Folge des trockenen Sommers wurde ein Ausfall von Futtermitteln bis zu 75% gemeldet (ZAMG 2003). Obwohl dieses Ereignis oft als Einzelfall angesehen wird, werden von Alcamo et al. (2007) in Zukunft häufiger Hitzewellen und Dürreperioden in Europa prognostiziert.

Zunehmende Trockengefährdung spielt auch für das Bundesland Steiermark eine zentrale Rolle und vor allem die Situation in den südlichen und östlichen Landesteilen erfordert Anpassungskonzepte, welche auf genaue Analysen der Ist-Situation sowie einer ausgewogenen Beurteilung der künftigen Entwicklung basieren müssen. Ziel des Projektes AgroClim I war es, Grundlagen dafür zu liefern und eine erste Abschätzung zu geben, inwiefern Klimamodell-daten zur Kopplung mit räumlich hoch aufgelösten Wachstumsmodellen geeignet sind.

Zunächst wurde darauf eingegangen, wie sich Trockenheit in den letzten Jahrzehnten im Bundesland Steiermark entwickelt hat. Um Trockenheit zahlenmäßig auszudrücken, wurde eine Reihe von meteorologischen und agrarmeteorologischen Trockengefährdungsindizes berechnet. Diese benötigen als Eingangsparameter lediglich einige wenige meteorologische und bodenbezogene Parameter und sind dementsprechend relativ einfach zu berechnen.

Die Daten zur Berechnung der Indizes lieferten insgesamt 14 über die gesamte Steiermark verteilte Messstationen der *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*. Um später Korrelationen zwischen Trockengefährdungsindizes und Ertragsdaten auf Bezirksebene berechnen zu können, mussten den politischen Bezirken der Steiermark möglichst repräsentative Stationen zugeordnet werden. Um schließlich eine Interpretation der Ergebnisse auf Regionsebene zu ermöglichen, wurde die Steiermark qualitativ in fünf Klimaregionen eingeteilt (*Vorland, Randgebirge, Murtal, Mürztal* und *Nordstau*). In weiterer Folge wurden dann die einzelnen Bezirke bzw. Messstationen den Klimaregionen zugewiesen.

Aus der Fülle von bestehenden Trockengefährdungsindizes wurden einige wenige ausgewählt und umfassen den *Aridity Index*, den *Foley Index*, den *Humiditäts-Ariditätsindex*, den *Index des effektiven Niederschlags*, die *Niederschlagsanomalie*, den *Self-Calibrated Palmer Drought Severity Index*, den *Standardized Precipitation Index* und den *Trockenindex*. Dabei wurde der *Self-Calibrated Palmer Drought Severity Index* dahingehend modifiziert, dass er auch für lückenbehaftete Stationsdatensätze berechnet werden kann. Des Weiteren wurde, ausgehend von der Wichtigkeit der Grünlandwirtschaft in der Steiermark, die tägliche potentielle Evapotranspira-



tion von Gras bedeckten Oberflächen herangezogen, um versuchsweise einen Trockengefährdungsindex speziell für Grünland und auf Tageswertbasis zu generieren.

Zunächst wurden Jahresverläufe der einzelnen Indizes für die beiden Jahre 2003 und 2005 analysiert. Zur Erfassung der räumlichen Unterschiede innerhalb der Steiermark wurden die Stationen *Irdning-Gumpenstein* und *Leibnitz* gegenübergestellt. Die Analyse brachte dabei im Gesamten eine trockenere Situation im Jahr 2003 hervor und die weiter südlich gelegene Station *Leibnitz* weist dabei mehr Trockenheit als *Irdning-Gumpenstein* auf.

Im Anschluss wurden für die diversen Trockengefährdungsindizes Trends der letzten vierzig Jahre (1967 – 2006) für die meteorologischen Saisonen berechnet. Zusammenfassend zeigt die Trendanalyse im Frühjahr, Sommer und Herbst eine Trennung der nördlich und südlich gelegenen Klimaregionen. Dabei weisen die Stationen der nördlich gelegenen Klimaregionen *Mürztal* und *Nordstau* eher signifikante Trends in Richtung Feuchtigkeit auf, währenddessen die Stationen der weiter südlich gelegenen Regionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* eher signifikante Trends in Richtung Trockenheit detektieren. Im Winter zeigen dahingegen vor allem die Regionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* zum Teil signifikante Trends in Richtung Trockenheit.

Abschließend wurde noch untersucht, inwiefern sich die verschiedenen Trockengefährdungsindizes mit landwirtschaftlichen Ertragsdaten koppeln lassen. Dazu wurden Korrelationen zwischen Indizes und Ertragsdaten der für die Steiermark wichtigsten Kulturarten (Körnermais inkl. CCM, Grün- und Silomais, Sommergerste, Wintergerste, mehrmähdige Wiesen) berechnet. Die Korrelationsanalyse zeigt dabei eine höhere Sensitivität der Erträge gegenüber Schwankungen der verschiedenen Trockengefährdungsindizes in den weiter südlich gelegenen Klimaregionen. Dabei weisen vor allem die Kulturarten *Grün- und Silomais*, *Körnermais inkl. CCM*, *Wintergerste* und *mehrmähdige Wiesen* eine klare Trennung zwischen nördlichen und südlichen Klimaregionen auf. Die meisten statistisch signifikanten Korrelationen wurden mit den Erträgen von *Körnermais inkl. CCM*, der *Wintergerste* und den *mehrmähdigen Wiesen* erzielt. Die höchsten Korrelationen wurden mit den Erträgen der *mehrmähdigen Wiesen* in den Regionen *Vorland*, *Randgebirge* und *Murtal* erreicht, wo vor allem die kombinierten Temperatur-Niederschlags-Indizes über 40% der Gesamtvariabilität des Ertrages erklären.

In Hinblick auf die Weiterführung des Projektes AgroClim, in dem die Trockengefährdung im Bundesland Steiermark anhand von Szenarien für die Zukunft untersucht werden soll, wurde im nächsten Schritt die Verwendung von Klimamodelldaten evaluiert. Für die Evaluierung diente das mesoskaligen Modelles *MM5*, welches im Rahmen des Projektes „**R**esearch for **C**limate **P**rotection: **M**odel **R**un **E**valuation (reclip:more)“ von Gobiet et al. (2006) mit einer Auflösung von 10km im Alpenraum angetrieben wurde. Zur Modellevaluierung wurde die sogenannte Hindcast-Simulation (Modelldatensatz) mit dem ECA&D-Datensatz (Beobachtungsdatensatz) im Zeitraum 1981–1990 verglichen. Um einen Vergleich der beiden Datensätze überhaupt durchführen zu können, mussten diese zunächst auf dasselbe Gitter gebracht werden. Dabei wurde so vorgegangen, dass der Datensatz der höher aufgelösten Hindcast-Simulation mit Hilfe der Resampling-Methode auf das gröbere ECA&D Gitter umgerechnet wurde.

Die Modellevaluierung wurde anhand der beiden meteorologischen Parameter Temperatur (2m über Grund) und Niederschlag und einiger ausgewählter Trockengefährdungsindizes durchgeführt. Auf Grund ihres sehr hohen Bekanntheitsgrades bzw. ihrer sehr guten Korrelationen mit den landwirtschaftlichen Ertragsdaten wurden folgende Trockengefährdungsindizes ausgewählt:

*Standardized Precipitation Index (SPI), Aridity Index (AI) und die modifizierte Form des selbstkalibrierten Palmer Drought Severity Index (SCPDSI<sub>mod</sub>).*

Für die Temperatur kann zusammenfassend festgehalten werden, dass das Modell zu kalte Temperaturen simuliert. Die Temperaturverhältnisse werden vom Modell im Winter am besten reproduziert, in den übrigen Saisonen liegen die mittleren Abweichungen vom Beobachtungsdatensatz zwischen  $-1^{\circ}\text{C}$  und  $-2^{\circ}\text{C}$ . Der Niederschlag wird dahingegen zum Großteil vom Modell überschätzt, wobei die mittleren Differenzen für die flacheren Klimaregionen (*Murtal, Randgebirge und Vorland*) geringer ausfallen. Die Trockengefährdungsindizes zeigen zum Teil große Abweichungen vom Beobachtungsdatensatz. Berücksichtigt man die Klassifizierung des *SPI* bzw. des *SCPDSI<sub>mod</sub>*, dann ergeben sich in einzelnen Jahren ziemlich große Unterschiede zwischen von Modell und Beobachtung detektierte Trockenheit bzw. Feuchtigkeit.

Der Jahresverlauf der mittleren Temperaturen wird vom Modell im Prinzip korrekt wiedergegeben und somit handelt es sich bei den Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz eher um einen systematischen Fehler. Eine mögliche Ursache für diesen Sachverhalt ist die durch das Resampling entstandene Höhendifferenz in den beiden Datensätzen und die Differenzen zwischen Modell- und Beobachtungsdatensatz könnten durch eine Höhenkorrektur möglicherweise verringert werden. Eine weitere Möglichkeit zur Verbesserung der Ergebnisse besteht darin, die Ausgabedaten des Klimamodelles (hier Temperatur und Niederschlag) statistisch zu korrigieren. An dieser Methode wird derzeit am Wegener Zentrum intensiv geforscht und in naher Zukunft werden fehlerkorrigierte Daten für Temperatur und Niederschlag zur Verfügung stehen.

Ein weiterer Teil des Projektes AgroClim I widmete sich der Evaluierung eines räumlich hoch aufgelösten Modells zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration mit Hilfe eines Geografischen Informationssystems. Die Evapotranspiration als wesentliche Komponente im Wasserkreislauf eignet sich hier besonders gut, da mehrere meteorologische Parameter mit Hilfe physikalisch basierter Gleichungen zusammengeführt werden können. Im Mittelpunkt stand die methodische Bearbeitung und eine Evaluierung der Applikation von Klimamodelldaten mit Standardmethoden der Geoinformatik im Mittelpunkt. Daher wurde in einem ersten Schritt untersucht, ob Klimadaten mit den selben Methoden räumlich zu bearbeiten sind, wie das bei historischen Beobachtungsdaten möglich ist und die Ergebnisse wurden dann anhand eines Beobachtungsdatensatzes evaluiert.

Evaluierung und Prüfung erfordert naturgemäß einen Vergleichsdatensatz, der im Falle der potentiellen Evapotranspiration nicht an beliebig vielen Stellen gemessen werden kann, da hierfür aufwendige Lysimeteranlagen zur Verfügung stehen müßten. Also wird auch der Vergleichsdatensatz mit Beobachtungsdaten einer Modellierung zugeführt, die auf weltweit verwendeten Standards beruht. Auf die Erstellung dieser Evaluierungsdatenbasis wurde im vorliegenden Projekt besonderes Augenmerk gelegt, da sie in weiterer Folge Maßstab für die Beurteilung der Klimamodelldaten ist. Diese räumliche Datenbasis wurde auch einer eingehenden Prüfung unterzogen. Mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.96 ist ein starker Zusammenhang zwischen räumlichem Modell und standortbezogener Berechnung der Evapotranspiration nachgewiesen worden.

Nach Erstellung der Vergleichsdatenbasis wurde die gleiche Methode der räumlichen Modellierung auf die Klimamodelldaten angewendet, die jedoch vorher eine datenstrukturelle Anpassung

für die Verwendung in einem Geographischen Informationssystem erfahren mussten. Aus dem in der Klimaforschung weit verbreitetem Format netCDF werden GIS-Daten generiert, die mit geostatistischen Verfahren weiter bearbeitet werden können. Eine ausführliche Beschreibung dieser Transformation ist über den Rahmen dieses Projektes hinaus für die Nutzung der Schnittstelle GIS-Klimamodelldaten entscheidend und für Folgeprojekte notwendig.

Die Modellierung der Klimadaten wurde nach exakt gleichem methodischem Schema wie bei der Bearbeitung der Beobachtungsdaten vorgenommen. Diese Vorgehensweise schließt den unterschiedlichen Einfluss von methodischen Fehlern aus und gewährleistet die objektive Beurteilung der Ergebnisse auf Grund der verfügbaren Klimamodelldatenbasis.

In den Untersuchungen der Ergebnisse konnte festgestellt werden, dass die räumliche Aufbereitung der Klimamodelldaten eine Unterschätzung der potentiellen Evapotranspiration gegenüber den Beobachtungsdaten aufweist. Zwischen potentieller Verdunstung und Temperatur besteht ein enger Zusammenhang und die Unterschätzung der potentiellen Evapotranspiration kann zumindest zum Teil auf die systematische Unterschätzung der Temperatur vom Klimamodell zurückgeführt werden. Bei höheren Temperaturwerten wurde festgestellt, dass dieser Fehler zunimmt. Abgesehen von diesem systematisch aufgetretenen Unterschied beschreiben die Evapotranspirationswerte aus den Klimamodelldaten die realen Verhältnisse hinsichtlich Verlauf und Korrelation zu den Beobachtungsdaten sehr gut.

In einer weiterführenden Arbeit, wie dies durch das Projekt AgroClim II bereits festgelegt ist, gilt es, die Fehler aus den Klimamodelldaten zu korrigieren. An der Fehlerkorrektur von Klimamodelldaten wird derzeit am Wegener Zentrum intensiv geforscht und in naher Zukunft werden zumindest für die wichtigen meteorologischen Parameter Temperatur und Niederschlag fehlerkorrigierte Modelldaten zur Verfügung stehen. Damit kann man sich eine wesentliche Verbesserung der Klimamodelldaten erwarten und somit auch ein besseres Ergebnis bei Anwendung dieser Daten zur Berechnung der räumlich hochaufgelösten potentiellen Evapotranspiration. In AgroClim II werden dann mit den fehlerkorrigierten Klimamodelldaten die Analysen für eine zukünftige Periode vorgenommen und mit dem Niederschlag kombiniert. Daraus kann mit Hilfe einer „klimatischen Wasserbilanz“ die Trockengefährdung für die Zukunft abgeschätzt werden. Eine Einbeziehung von Überlegungen hinsichtlich der Auswirkung auf landwirtschaftliche Erträge, insbesondere jene des Wirtschaftsgrünlandes, wird die Arbeit komplettieren. Die im vorliegenden Projekt erarbeitete Methodik ist auch hinsichtlich des Leistungsumfanges als wesentlicher und integraler Bestandteil von AgroClim II zu bewerten.