

Master Thesis

im Rahmen des
Universitätslehrganges „Geographical Information Science &
Systems“

(UNIGIS MSc) am Zentrum für Geoinformatik (Z_GIS)
der Paris Lodron-Universität Salzburg

zum Thema

„Geostatistisches Downscaling von Extremniederschlagsdaten in Vorarlberg und Tirol“

vorgelegt von

Philipp Kolb, M. A.

U1449, UNIGIS MSc Jahrgang 2009

Zur Erlangung des Grades
„Master of Science (Geographical Information Science & Systems) – MSc(GIS)“

Gutachter:

Ao. Univ. Prof. Dr. Josef Strobl

Unterschleißheim, 16. Oktober 2011

DANKSAGUNG

Mein tief empfundener Dank gilt zunächst meiner Frau Stephanie für ihre Zeit und Unterstützung, mit der sie mir die Arbeit an dieser Master Thesis ermöglicht hat. Meinen Eltern möchte ich für die finanzielle Unterstützung danken, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Bei meinem Betreuer, Prof. Josef Strobl, bedanke ich mich herzlich für den initialen thematischen Anstoß und ebenso für die konstruktive Kritik während der Arbeit.

Julia Moser und dem ganzen UNIGIS-Team herzlichen Dank für die sehr gute Betreuung, das Zuhören und die Hilfe im rechten Moment.

Meinen Kommilitonen Christine Hermes, Claudia Schenk, Romy Schröder, Heiner Rett und Sven Tschirner sei Dank für zur Verfügung gestelltes Material, kritisches Nachfragen, Tipps und aufmunternde Worte.

The ENSEMBLES data used in this work was funded by the EU FP6 Integrated Project ENSEMBLES (Contract number 505539), whose support is gratefully acknowledged.

ERKLÄRUNG DER EIGENSTÄNDIGEN ABFASSUNG DER ARBEIT

Ich versichere, diese Master Thesis ohne fremde Hilfe und ohne Verwendung anderer als der angeführten Quellen angefertigt zu haben, und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegen hat. Alle Ausführungen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß übernommen wurden, sind entsprechend gekennzeichnet.

Unterschleißheim, 18. Oktober 2011

Philipp Kolb

KURZFASSUNG

Globale Klimamodelle (GCMs) können zwar Klimavariablen auf globaler oder kontinentaler Ebene gut schätzen, sind aber nicht in der Lage, lokale Klimadetails zu reproduzieren, die zur Beurteilung physikalischer und sozioökonomischer Auswirkungen des Klimawandels nötig sind. Um diese Details zu erhalten, müssen GCM-Daten durch Downscaling heruntergerechnet werden. Das Downscaling von Extremniederschlagsdaten steht im Mittelpunkt dieser Arbeit. Mit Hilfe der Fachliteratur und aus Gründen der Datenverfügbarkeit wird das westliche Österreich als geeignetes Untersuchungsgebiet identifiziert. Eine signifikante Zunahme der Häufigkeit von Extremereignissen wird für die Alpen nördlich 45° N erwartet, besonders im Winter. Ereignisse, die bisher alle 40 - 100 Jahre stattfanden, sollen in Zukunft alle 20 Jahre stattfinden. So wird der Winter als interessanteste Jahreszeit identifiziert, auch weil hier die Niederschläge in Vorarlberg und im westlichen Tirol signifikant zugenommen haben. Als Prädiktand wird der Mittelwert des winterlichen maximalen Tagesniederschlags festgelegt. Beim Downscaling vom GCM schneiden Regionale Klimamodelle (RCMs) in vergleichenden Studien häufig am besten ab. Um lokale Aussagen treffen zu können, ist aber ein weiteres Downscaling der RCMs nötig. Bisher sind hierfür statistische Methoden wie Quantil Mapping am besten geeignet. Es wird untersucht, inwieweit hier geostatistische Methoden zum Einsatz kommen könnten. Untersuchungszeitraum ist 1971-2001. Die Ergebnisse des RCM *CNRM-Aladin* werden gegen Stationsdaten validiert. Generell unterschätzt das RCM die gemessenen Werte. Eine Verbesserung der Fehlerwerte der Schätzung vom direkten RCM-Output (*Root-Mean-Square Error* (RMSE) gegenüber den Stationswerten 11,4 mm) über IDW (11,1), Ordinary (10,0) und Simple (9,7) bis zu Universal Kriging (UK, 8,9) wird beobachtet. Cokriging wird mit den Covariablen Höhe und Hangneigung versucht. Auch die Lage eines Punktes in Bezug auf ein Gebirge und vorherrschende Windrichtungen wird durch entsprechende Variablen berücksichtigt. Durch Cokriging ist aber keine Verbesserung gegenüber univariatem UK zu erzielen. Die Fehlercharakteristik des RCM-Outputs überdeckt jegliche Einflüsse von Covariablen. Eine einfache Fehlerkorrektur für das beste geostatistische Modell wird entwickelt, durchgeführt und validiert. 1971-81 wird als Lern-Zeitraum definiert, eine Korrekturmaske für den RCM-Output generiert, die Korrekturmaske wird auf den RCM-Output 1981-2001 angewendet. Die Validierung ergibt einen RMSE von 7,0. Die Arbeit mit einer Korrekturmaske ist also auch für geostatistische Methoden lohnend.

ABSTRACT

Global Climate Models (GCMs) are good in estimating climate variables on a global or continental scale but are unable to reproduce local climate details that are necessary to judge the physical and socioeconomic impacts of climate change. To get these details, GCM data has to be enhanced by downscaling. The downscaling of extreme precipitation data is the key aspect of this work. With support from literature and for reasons of data availability, western Austria is identified as a suitable investigation area. A significant increase in the frequency of extreme events is expected for the Alps north of the 45th parallel, especially in winter. Events that occurred every 40 to 100 years are expected to occur every 20 years in the future. Thus, winter is identified as the most interesting season, also because precipitation has increased significantly in Vorarlberg and western Tirol in winter. The mean of maximum daily precipitation in winter is established as predictand. Regional Climate Models (RCMs) often perform best in comparative studies about downscaling GCMs. But to be able to make local statements, further downscaling of the RCMs is necessary. Statistical methods like Quantile Mapping are best suitable for this up until now. It is investigated to what extent geostatistical methods could come into play here. *CNRM-Aladin* from the ENSEMBLES project is used as RCM. The investigation period is 1971-2001. The RCM results are validated against station data. Generally, the RCM underestimates the measured values. An enhancement of the error values of the estimation is found from direct RCM output (Root-Mean-Square Error (RMSE) compared to the station data 11.4 mm) through IDW (11.1), Ordinary (10.0) and Simple Kriging (9.7) to Universal Kriging (UK, 8.9). Cokriging is tried with elevation and slope as predictors. The location of a point with regard to mountains and prevailing wind directions is considered through respective variables, too. But no enhancement can be achieved by Cokriging compared to univariate UK. The error characteristic of the RCM output covers every influence from covariables. A simple error correction for the best geostatistical model is developed, executed and validated. 1971-81 is defined as training period. A correction mask for the RCM output is generated. The correction mask is applied to the RCM output 1981-2001. The validation produces an RMSE of 7.0. Thus, the work with a correction mask is rewarding also for geostatistical methods.

INHALTSVERZEICHNIS

1	Einführung	1
2	Ziele.....	3
3	Literaturüberblick.....	4
3.1	Klimawandel und (Extrem-)Niederschläge.....	4
3.1.1	Zeitliche Variabilität	4
3.1.2	Räumliche Verteilung des Niederschlags sowie der Zu- und Abnahme... 11	
3.1.3	Für Extremniederschläge verantwortliche Wetterlagen.....	15
3.1.4	Auslöser für Extremereignisse	16
3.1.5	Regionale Distribution niederschlagsbedingter Schäden.....	17
3.2	Downscaling von globalen Modellen.....	18
3.2.1	Statistisches Downscaling.....	18
3.2.2	Dynamisches Downscaling	21
3.2.3	Geostatistisches Downscaling.....	23
3.2.4	Methodenvergleiche	24
3.3	Downscaling von regionalen Modellen.....	26
3.3.1	Statistisches Downscaling.....	26
3.3.2	Geostatistisches Downscaling.....	29
3.4	Methodische Probleme, Kritik, mögliche Auflösung.....	30
3.4.1	Möglichkeiten zur Fehlerkorrektur	33
3.4.2	Mögliche Auflösung	35
3.5	Interpolationsmethoden	36
3.5.1	Geostatistische Methoden	36
3.5.2	Geographically Weighted Regression (GWR).....	43
3.5.3	Statistische Methoden	44
3.6	Prädiktand.....	46
3.7	Prädiktoren	47
4	Projektbeschreibung.....	54
4.1	Forschungsfrage	54
4.2	Problemanalyse, Modell/Ansatz.....	55
4.3	Prädiktand.....	56
4.4	Methoden.....	57
4.4.1	Cokriging	57

4.4.2	Geographically Weighted Regression.....	58
4.5	Praktisches Vorgehen	59
4.5.1	Daten für die Validierung	62
4.5.2	Erste Validierung des RCM Outputs.....	63
5	Ergebnisse und Analysen	66
5.1	Kriging.....	66
5.2	Cokriging.....	70
5.2.1	Höhe, Hangneigung und Exposition	70
5.2.2	Weitere Variablen	74
5.3	Geographically Weighted Regression	78
5.4	Fehlerkorrektur des RCM Outputs	81
6	Zusammenfassung, Diskussion, Ausblick	88
7	Literaturverzeichnis.....	90
8	Anhang	97
8.1	Weitere Zusammenfassungen von Fachartikeln.....	97
8.2	Daten und Ausgangsmaterial.....	101
8.3	Dokumentation von GIS Einstellungen.....	104
8.3.1	Ordinary Kriging.....	104
8.3.2	Universal Kriging.....	106
8.4	Ergebnisdetails	108

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1: Trends des mittleren Niederschlags im Winter 1901-1990.	13
Abbildung 2: Modell zur Einordnung des in dieser Arbeit zur Anwendung kommenden geostatistischen Downscalings.....	55
Abbildung 3: Visualisierung des relativen Fehlers des RCM <i>CNRM-Aladin</i> im Winter (DJF) für 5-Tages-Niederschläge, die nur alle 5 Jahre auftreten.	59
Abbildung 4: Mittelwert des winterlichen maximalen Tagesniederschlags in l/m ² im Zeitraum 1971-2001 für einzelne Punkte des Rasters des RCM <i>CNRM-Aladin</i>	62
Abbildung 5: Stationswerte vor dem Hintergrund der RCM-Werte.....	64
Abbildung 6: Trendanalyse der 25 RCM Rasterpunktwerte.....	66
Abbildung 7: Ergebnis der Schätzung mit Ordinary Kriging auf Basis der 25 RCM Rasterpunktwerte.....	67
Abbildung 8: QQPlot der Stationswerte gegen die mit OK vorhergesagten Werte.....	68
Abbildung 9: Ergebnis des Universal Kriging.....	70
Abbildung 10: Visualisierung des verwendeten DEM (SRTM 2000).....	71
Abbildung 11: Semivariogramm des Universal Cokriging mit der Covariablen “MeanHöhe”	74
Abbildung 12: HMinusNW2000 (Erläuterung s. Text)	75
Abbildung 13: Ergebnis Universal Cokriging mit Covariable HMinusNW2000.....	78
Abbildung 14: Semivariogramm zwischen der abhängigen und der unabhängigen Variablen, Universal Cokriging mit der Covariablen HMinusNW2000	79
Abbildung 15: Schema unterschiedlicher Downscaling Ansätze	82
Abbildung 16: Universal Kriging Oberfläche aus den RCM Werten für 1971-81	84
Abbildung 17: Universal Kriging Oberfläche aus den Stationswerten für 1971-81	85
Abbildung 18: Korrekturraster: Differenz aus Stations- und RCM-Werten für 1971-1981.....	86
Abbildung 19: Universal Kriging Oberfläche aus den RCM Werten für 1981-2001, korrigiert mit dem aus dem Lernzeitraum 1971-81 gewonnenen Korrekturraster	87

TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 1: Rasterpunkte, die im Bereich der für die Validierung zur Verfügung stehenden Stationen liegen.....	60
Tabelle 2: Die in den vier Himmelsrichtungen extrem gelegenen Stationen, die für die Validierung verwendet werden	63
Tabelle 3: Überblick über die ersten Versuche, mit Fehlerwerten.....	69
Tabelle 4: Übersicht über die ersten Cokriging-Modelle, mit Fehlerwerten	73
Tabelle 5: Durchgeführte Cokriging-Versuche mit weiteren Variablen.....	77
Tabelle 6: Fehlerwerte der UK Oberfläche aus den RCM Werten 1971-81.....	84
Tabelle 7: Fehlerwerte der UK Oberfläche aus den Stationswerten 1971-81.....	85
Tabelle 8: Fehlerwerte der UK Oberfläche aus den RCM Werten 1981-2001.....	86

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

A1B	Eines der vom IPCC entwickelten Szenarien zur Beschreibung der zukünftigen Entwicklung: Eine eher integrierte Welt mit einer Balance zwischen fossilen und nicht-fossilen Energieträgern
A2	Familie von IPCC Szenarios, die eine eher weniger globalisierte und nicht besonders „öko-freundliche“ Welt beschreiben
ASE	Average Standard Error
B2	Familie von IPCC Szenarios, die eine eher weniger globalisierte, aber „öko-freundliche“ Welt beschreiben
Bw.	Bandwidth (Bandbreite)
CCC-GCMII	Globales Klimamodell des Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis
CRU05	Globaler Datensatz monatlicher Durchschnittswerte des Oberflächenklimas für alle Landflächen, ohne Antarktis, 1961-1990, Auflösung 0,5°, Columbia Universität, New York
DECMs	Downscaling and Error Correction Methods
DEM	Digitales Höhenmodell (Digital Elevation Model)
Detr.	Detrending
DJF	Dezember, Januar, Februar, der in der Meteorologie gebräuchliche mit „Winter“ gleich gesetzte 3-Monats-Zeitraum
DK	Detrended Kriging, entspricht <i>Simple Kriging with varying local means</i>
ECA&D	European Climate Assessment & Dataset Projekt
ECHAM1 / LSG, ECHAM5	Globales, gekoppeltes Ozean-Atmosphäre-Klimamodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (Hamburg)
ECMWF	European Center for Middle range Weather Forecasts
E-OBS	Täglicher Beobachtungsdatensatz (Raster) für Europa des ECA&D 1950-2010
ERA-40	Globaler Re-Analyse Datensatz vom ECMWF für 1957-2002

GCM	Globales Klimamodell (Global Climate Model)
GIS	Geografisches Informationssystem
GP	Generalisierte Pareto-Verteilung
GWR	Geographically Weighted Regression
HadAM3, HadAM3H, HadAM3P, HadCM2	Globale Klimamodelle des Hadley Centre (Großbritannien)
Hindcast	Das Gegenteil einer Vorhersage (<i>forecast</i>), also die Rückberechnung von Werten von einem bekannten Ausgangstag aus
IDW	Inverse Distance Weighted
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
MAE	Mean Absolute Error
ME	Mean Error
MeanExpos.	Durchschnittliche Exposition eines Gebiets
MeanHöhe	Durchschnittliche Höhe eines Gebiets
MeanSlope	Durchschnittliche Hangneigung eines Gebiets
MPE	Maximal Prediction Error
MSE	Mean Standardized Error
n. a.	not available (nicht verfügbar)
NAO	NordAtlantische Oszillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research (USA)
NCEP	National Center for Environmental Prediction (USA)
N_MAX_DJF_MW	Mittelwert des maximalen Tagesniederschlags im Dezember, Januar und Februar
OCoK	Ordinary Cokriging
OK	Ordinary Kriging

OLS	Ordinary Least Squares
opt.	optimiert
Ordn.	Ordnung
PktExpos.	Exposition an einem bestimmten Punkt
PktHöhe	Höhe an einem bestimmten Punkt, im Gegensatz zur durchschnittlichen Höhe eines Gebietes
PktSlope	Hangneigung an einem bestimmten Punkt
PRISM	Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model
QQPlot	Quantil-Quantil-Plot
R ²	Bestimmtheitsmaß für den Anteil der Varianz einer abhängigen Variablen, den ein statistisches Modell erklären kann
RCM	Regionales Klimamodell (Regional Climate Model)
RK	Regression Kriging, entspricht Universal Kriging mit vorgeschaltetem Detrending
RMSE	Root-Mean-Square Error, Maß für die Unterschiede zwischen von einem Modell vorhergesagten und gemessenen Werten
SDSM	Statistical DownScaling Model
SK	Simple Kriging
Sm. Nh.	Smooth Neighborhood (gleichmäßige Nachbarschaft)
SRES	Special Report on Emission Scenarios
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
UCoK	Universal Cokriging
UK	Universal Kriging, entspricht <i>Kriging with an external drift</i>
VIF	Variance Inflation Factor

1 EINFÜHRUNG

Die Holzfäller berichteten von seltsamen Vorgängen. Spalten taten sich auf einmal im nassen Untergrund auf, der durch die ununterbrochenen Regenfälle aufgeweicht war. Lautes Knallen hallte durch den Wald, wenn die dicken Wurzeln der Bäume nicht mehr Stand hielten und zwischen den Rissen im Boden barsten. Gegen halb fünf am Nachmittag geriet der ganze Hang plötzlich in Bewegung. Auf einer Breite von 500 Metern und einer Länge von 1500 Metern rutschte die Flanke ab. Der Strom aus Schutt, Schlamm und Geröll erreichte angeblich eine Geschwindigkeit von bis zu 200 Kilometern pro Stunde. Die Masse raste durch den Talboden hinweg und brandete 120 Meter hoch an die gegenüberliegenden Hänge. Die Dörfer Goldau und Röthen am Fuße des Rossbergs im Schweizer Kanton Schwyz wurden ausgelöscht, 457 Menschen starben. Bis heute gilt der Goldauer Bergsturz vom 2. September 1806 als schwerste Naturkatastrophe der jüngeren Schweizer Geschichte. Das Unglück hatte sich an einem mit nur 1580 Meter Höhe eher unscheinbaren und vermeintlich harmlosen Berg ereignet. Und es kann sich jederzeit wiederholen – am Rossberg selbst oder anderswo in den Alpen. (Herrmann 2011)

Der hier so dramatisch geschilderte Goldauer Bergsturz wurde durch Wasser eines ungewöhnlich regenreichen Sommers verursacht. „Irgendwann konnte der Boden kein Wasser mehr aufnehmen und der schwere, vollgesogene Hang ging ab.“ Ähnliche Hangrutschungen mit glücklicherweise weniger katastrophalen Ausmaßen gab es zuletzt zum Beispiel in Doren im nördlichen Bregenzerwald im Jahr 2007 und in Immenstadt im Allgäu im Jahr 2006. „Im Jahr 2010 beobachteten Vermessungstechniker zum Beispiel in der Steiermark in Österreich während des nassen Sommers 600 Hangbewegungen. [...] Starkregenfälle sind neben auftauenden Permafrostböden eine der Hauptursachen für Hangrutschungen.“ (Herrmann 2011)

Sind das Hinweise darauf, dass sich durch den globalen Klimawandel diese Problematik noch verschärfen wird? Lässt sich diese Frage heute überhaupt schon mit ausreichender Präzision beantworten? Kann man zum Klimawandel Aussagen treffen in einer räumlichen Auflösung, wie sie für die Beurteilung des Risikos von Hangrutschungen notwendig wäre, also für Flächen von weniger als 1 km² Größe?

In den letzten Jahren wurde viel Forschungsarbeit in die Entwicklung globaler Klimamodelle (Global Climate Models, GCMs) investiert, um Klimaänderungen der Vergangenheit zu untersuchen und mögliche Änderungen in der Zukunft vorhersagen zu können. Diese Modelle simulieren die Interaktion von Atmosphäre, Ozean und Landoberfläche. Solche Modelle können zwar Klimavariablen auf kontinentaler oder globaler Ebene gut schätzen, sind aber nicht in der Lage, lokale Klimadetails zu reproduzieren. Solche Details werden aber benötigt, um die physikalischen und sozioökonomischen Auswirkungen des Klimawandels beurteilen zu können. Zum Beispiel können die Auswirkungen des Wassermanagements im Einzugsgebiet eines Flusses nur beurteilt werden, wenn Details der Veränderungen von Niederschlag und Temperatur innerhalb des Gebiets bekannt sind.

Wenn Daten globaler Modelle auf die lokale Ebene heruntergerechnet werden, spricht man vom Downscaling. In dieser Arbeit soll das Downscaling von Niederschlagsdaten im Mittelpunkt stehen.

Von besonderer Bedeutung ist dabei die Kenntnis über extreme Ereignisse. "Bei der Frage, welche Auswirkungen der Klimawandel haben wird, schaut die nationale und internationale Klimaforschung immer intensiver auf Wetterextreme wie Hitzewellen, Starkregen oder heftige Stürme." (Becker 2011)

"The impacts from extreme weather events (heavy rainfall, drought, severe cold, heatwaves and storms) under current climate are damaging and costly in both economic and human terms. Extreme events are, by definition, rare, but because of their high impact any changes in frequency and/or intensity under future projected climate are of interest. Knowledge of future changes in extreme events is also needed for constructing adaptation strategies." (van der Linden u. Mitchell 2009, S. 17)

Bei der Frage nach den zukünftigen Veränderungen bei Bergstürzen und Rutschungen spielen extreme Niederschläge die Hauptrolle. Auf Extremniederschlägen soll daher auch das Hauptaugenmerk dieser Arbeit liegen. Dabei geht es vornehmlich um die Frage, wie man aus den globalen Daten der GCMs durch Downscaling Aussagen über Veränderungen auf lokaler Ebene gewinnen kann.

2 ZIELE

Diese Arbeit verfolgt zwei aufeinander aufbauende Ziele:

1. Eine Übersicht über den aktuellen Forschungsstand in der internationalen Fachliteratur zum Thema Downscaling von Extremniederschlagsdaten zu gewinnen und folgende Fragen zu klären:
 - Wo liegen geeignete Untersuchungsgebiete, d.h. wo gibt es vermehrt Probleme mit niederschlagsbedingten Schäden wie z.B. Hangrutschungen? Wo ist mit einer Zunahme von Extremniederschlägen zu rechnen?
 - Ist eine Untersuchung über das ganze Jahr sinnvoll, oder gibt es eine Jahreszeit, die besonders von Interesse ist?
 - Welche Zusammenhänge bestehen zwischen Extremniederschlägen und Hangrutschungen bzw. Murenabgängen?
 - Welche Variablen stehen für die Erfassung von Extremniederschlägen zur Verfügung, welche eignen sich am besten?
 - Welche Methoden erzielen beim Downscaling der Extremniederschlags-Variablen die besten Ergebnisse? Welche sind die geläufigsten, welche sind am einfachsten anzuwenden?
 - Welche Covariablen kommen für Methoden wie Cokriging oder Geographically Weighted Regression (GWR) in Frage? Wovon hängt die Intensität von Extremniederschlägen im Gebirge ab?
2. Für ein zu definierendes Untersuchungsgebiet soll versucht werden, den Output eines gröber aufgelösten Modells mit Hilfe von verschiedenen geostatistischen Methoden herunterzurechnen. Die gewonnenen Daten sollen gegen Daten von Messstationen validiert werden. Ziel ist es herauszufinden, ob dies mit geostatistischen Methoden in ausreichender Qualität möglich ist, und wenn ja, was dabei zu beachten ist, mit welchen Methoden die besten Ergebnisse erzielt werden, welche Einstellungen dafür getroffen werden müssen und welche Covariablen berücksichtigt werden sollten. Dabei soll das Hauptaugenmerk auf dem Downscaling von Extremniederschlägen liegen. Es sollen eine oder mehrere Variablen gefunden werden, die Extremniederschläge einerseits bestmöglich abbilden können, andererseits noch im Rahmen dieser Arbeit praktisch handhabbar bleiben.

3 LITERATURÜBERBLICK

Ein erster Schwerpunkt dieser Arbeit ist das Kennenlernen des aktuellen Forschungsstands in der internationalen Fachliteratur zum Thema Downscaling von Extremniederschlagsdaten. Dazu wurden über 100 Fachartikel gesichtet und im Folgenden jeweils kurz zusammengefasst.¹

3.1 KLIMAWANDEL UND (EXTREM-)NIEDERSCHLÄGE

3.1.1 ZEITLICHE VARIABILITÄT

In diesem Abschnitt der Literaturübersicht stehen folgende Fragen im Vordergrund:

- Gab es in den Alpen bisher schon eine (Extrem-)Niederschlagszunahme?
- Wird dort für die Zukunft mit einer (Extrem-)Niederschlagszunahme gerechnet?
- Wenn ja, eher gleichmäßig übers Jahr verteilt oder eher auf bestimmte Jahreszeiten konzentriert?

Aus den im Folgenden näher beschriebenen Aufsätzen lässt sich entnehmen, dass zwischen 1946 und 1999 die Extremniederschlagsmengen aus Nassperioden und die Zahl der Starkniederschlagsereignisse in Eurasien signifikant zugenommen haben. Im deutschen Rheineinzugsgebiet zum Beispiel nehmen die Extremniederschläge in allen Jahreszeiten außer dem Sommer zu. In den Alpen treten Extremniederschläge verstärkt auch im Winter auf.

In der Schweiz sind die Winterniederschläge im 20. Jahrhundert im Westen und Norden um mehr als 30% signifikant angestiegen.

In Zukunft könnten sich diese Trends vielleicht noch verstärken. Im Jahr 2007 waren sich mehr als 90 % der Klimamodelle einig, dass es im Winter zu einer durchschnittlichen Niederschlagszunahme im östlichen Alpenraum kommen wird. Im Abschlussbericht des Forschungsprojekts ENSEMBLES von 2009 ist für den Winter in den Alpen allerdings die höchste Wahrscheinlichkeit für keine oder nur eine geringe Zunahme von Niederschlag dargestellt.

¹ Einige weniger interessante Zusammenfassungen wurden in den Anhang ausgelagert, um den Überblick im Hauptteil übersichtlicher und gewinnbringender zu gestalten.

Eine signifikante Zunahme der Häufigkeit von Extremereignissen wird für die Alpen nördlich des 45. Breitengrads vorhergesagt, besonders im Winter. Ereignisse, die bisher alle 40 - 100 Jahre stattfanden, sollen in Zukunft etwa alle 20 Jahre stattfinden.

Im Rheineinzugsgebiet sind im Winter deutliche Steigerungen der Niederschlags-Extrem-Indizes zu erwarten. Auch die Variabilität zwischen den Jahren soll besonders im Winter zunehmen. Im schweizerischen Rheineinzugsgebiet sollen die Extremwerte des 5-Tages-Niederschlags aber nach Berechnungen von 2010 nur sehr wenig ansteigen, und zwar eher bei den nicht so extremen Ereignissen als bei den sehr extremen.

Auch in den deutschen Alpen soll die Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen nach jüngsten vorläufigen Kalkulationen nicht zunehmen.

Es folgen Details zu den einzelnen Fachartikeln, in chronologischer Reihenfolge:

NOBILIS, HAIDEN & KERSCHBAUM 1991

suchen nach dem wahrscheinlichen Maximum des Tagesniederschlags für 504 Stationen in Österreich. Sie kommen zu dem Fazit, dass sich ein solches Maximum nicht wissenschaftlich begründet finden lässt.

Extrema werden nur in den Niederungen Österreichs ganz überwiegend von konvektiven Sommerniederschlägen bestimmt (die in Zukunft eher abnehmen sollen). In den Bergen, insbesondere am Arlberg und südlich des Alpenhauptkamms, ist die Wahrscheinlichkeit für Extremniederschläge gleichmäßiger übers Jahr verteilt. Dies gilt bereits für den untersuchten Zeitraum bis 1980 und könnte sich durch die globalen Trends noch festigen. St. Michael im Lungau (am Fluss Mur) zeigt z.B. damals schon neben dem Juli ein zweites, deutlich kleineres Maximum der relativen monatlichen Frequenz von jährlichen Maxima des Tagesniederschlags im November. In Lienz (an der Drau) ist im November sogar das eindeutige Jahresmaximum zu finden.

Insgesamt zeigen die nördlichen und südlichen Ränder der Alpen die höchsten möglichen Tageswerte, am höchsten im Bregenzer Wald.

Mehrtägige Zeiträume wurden in dieser Arbeit noch nicht untersucht.

WIDMANN U. SCHÄR 1997

Widmann u. Schär führen eine Analyse der Hauptkomponenten und der Langzeittrends des Niederschlags in der Schweiz durch. Dabei finden Sie für den Zeitraum 1901-1990

einen signifikanten Anstieg der Winterniederschläge um mehr als 30% im Westen und Norden. Dies ist nicht auf veränderte Häufigkeiten von Wettertypen zurückzuführen, sondern auf die Tendenz der meisten niederschlagsproduzierenden Wettertypen, mehr Niederschlag zu produzieren.

CEBON U. A. 1998

Auch Cebon u. a. finden, ähnlich wie Hundecha u. a. (2008), dass die überwiegend durch die primären dynamischen Felder erklärbaren Winterniederschläge deutlich besser, ja sogar in der Qualität vergleichbar einer Zwei- bis Drei-Tage-Wettervorhersage, simuliert werden können als Sommerniederschläge.

Ein Vergleich von 10-Jahres-Niederschlagsmengen 1901-1910 mit 1981-1990 für acht repräsentative Schweizer Stationen zeigt insgesamt gleichbleibende Mengen, aber eine klare Verschiebung der Niederschläge weg vom Sommer hin zum Winter (aber teils auch zum Frühling und Herbst). Die Steigerungsraten im Winter liegen zwischen 8,9 (Bern) und 35,9 % (Altdorf). Die an dieser Vorgehensweise geäußerte Kritik hebt u.a. auf die kurzen Zeiträume ab, die die hohe natürliche Variabilität des Klimas nicht ausgleichen können.

Gyalistras u. a. (1994) (zitiert in Cebon u. a. 1998) finden für Bern keine Änderung der mittleren Menge der Winterniederschläge (für Lugano dagegen schon). Zwei weitere semiempirische Downscalings für 40 zufällig verteilte Schweizer Stationen kommen für den Winter (DJF) zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen. Die auf dem globalen Klimamodell (GCM) ECHAM1/LSG basierenden Berechnungen (Cubasch u. a. 1992) sehen eine leichte Abnahme der Winterniederschläge. Boer, McFarlane und Lazare (1992) kommen auf der Basis von CCC-GCMII für Dezember und besonders Februar zu deutlichen Steigerungen von bis zu 60%. Die GCM Daten wurden hier allerdings nur für fünf Jahre berechnet.

Die Versuche mit regionalen Klimamodellen, die in GCMs eingebettet werden, klingen zum damaligen Zeitpunkt noch wenig überzeugend. Denn schon die Fähigkeit, beobachtete Mengen von Januar-Niederschlägen nachzubilden, war damals regelmäßig schlechter als die des rahmenbildenden GCMs.

FRICH U. A. 2002

Für Eurasien, Nordamerika und Australien werden die Änderungen bei klimatischen Extremen 1946-1999 auf der Basis von 10 ausgewählten Indikatoren untersucht. Statistisch signifikant sind ein Anstieg der Zahl warmer Sommernächte, ein Rückgang der Zahl der Frosttage, eine Verringerung der innerjährlichen Temperaturdifferenzen, ein Anstieg der Extrem-Niederschlagsmengen aus Nassperioden und ein Anstieg der Zahl der Extremniederschlagsereignisse.

KLEIN TANK U. KÖNNEN 2003

Auf der Basis von 100 über Europa verteilten Stationen kommen die Autoren für den Untersuchungszeitraum 1946-1990 zu dem Schluss, dass die extremen Niederschläge im Durchschnitt zunehmen. Unter extremen Niederschlägen werden hierbei sinnvollerweise (vgl. Frei u. Schär 2001, s. Kap. 3.4) jedoch nur solche mit einer Wiederkehrperiode von 60 Tagen verstanden. Bei Stationen mit genereller Niederschlagszunahme tragen die Extremereignisse überproportional zu der Zunahme bei.

HUNDECHA U. BARDOSSY 2005

Für den Untersuchungszeitraum 1958 – 2001 und 611 Niederschlagsstationen im deutschen Einzugsgebiet des Rheins wurde eine Zunahme der Extremniederschläge (Basis: 1 Tag) in allen Jahreszeiten außer dem Sommer festgestellt. Dieser Trend war noch stärker, wenn nicht einzelne Punkte, sondern aggregierte Flächen betrachtet wurden – je größer die Fläche, desto eindeutiger der Trend.

FREI U. A. 2006

Mit Hilfe von RCMs wird die Entwicklung von Niederschlags-Extremwerten in den Alpen vorhergesagt. Danach sollen Ereignisse, die bisher alle 40 - 100 Jahre stattfanden, in Zukunft etwa alle 20 Jahre stattfinden. Die Ergebnisse für das Winterhalbjahr sind recht einheitlich und entsprechen auch den Fortschreibungen bisheriger Trends. Nördlich etwa 45° N soll eine Zunahme der Häufigkeit signifikant sein.

GOBIET, TRUHETZ U. RIEGLER 2006

Es werden 2 RCMs (ALADIN und MM5) mit einer Auflösung von 10 km für den Alpenraum gerechnet. Dabei zeigt sich beim Niederschlag für die Zukunft eine Trennung zwischen feuchteren Konditionen nördlich und trockeneren Konditionen südlich des Alpenhauptkamms.

MM5 überschätzt die Winterniederschläge in der eigentlichen Alpenregion systematisch um ein bis zwei mm pro Tag. Für 2040 im Vergleich zu 1980 wird für die meisten Teile der österreichischen Nordalpen ein Anstieg der durchschnittlichen Niederschläge um etwa 10 bis 20 % berechnet, der vorwiegend auf einen Anstieg der Intensität der Niederschläge zurückzuführen sein soll.

BENISTON U. A. 2007

Die Untersuchung basiert auf RCMs aus dem PRUDENCE Projekt. Dargestellt werden Veränderungen in der Häufigkeit von Extremereignissen zwischen 1961-1990 einerseits und 2071-2100 andererseits. Es wird ein Anstieg starker Winterniederschläge für Zentral- und Nordeuropa erwartet. Diese Aussage hängt aber von der Wahl des RCM und des treibenden GCM ab. Besonders die Unterschiede zwischen den RCMs sind teilweise höher als die interne Variabilität.

SOLOMON U. A. 2007

Es ist wahrscheinlich, dass die Häufigkeit von Starkniederschlägen schon in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts über den meisten Landgebieten zugenommen hat. Es ist eher wahrscheinlich als nicht wahrscheinlich, dass dies auch menschengemachte Ursachen hat. Es ist sehr wahrscheinlich, dass sich dieser Trend im 21. Jahrhundert verstärken wird. Mehr als 90 % der Modelle sind sich einig, dass es im Winter zu einer durchschnittlichen Niederschlagszunahme im östlichen Alpenraum kommen wird. Auch im westlichen Alpenraum wird eine Zunahme erwartet, allerdings nicht von mehr als 90 % der Modelle.

Die Arten von Extremen, die analysiert werden können, werden eingeschränkt durch die Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten. Je seltener das Ereignis ist, desto schwieriger ist es, Änderungen über lange Zeiträume hinweg zu identifizieren. Und es bleiben Probleme bei der Simulation einiger Arten von Variabilität, besonders auch bei Extremniederschlägen.

Aus den auf S. 875 veröffentlichten Karten geht hervor, dass nach 17-18 von 21 regionalen Modellen für das Szenario A1B für den gesamten Alpenraum mit einer Zunahme der Winterniederschläge um im Durchschnitt 5-10% (und einer Abnahme der Sommerniederschläge) gerechnet werden muss.

„In northern Europe and in central Europe in winter, where time mean precipitation is simulated to increase, high extremes of precipitation are very likely to increase in magnitude and frequency“ (S. 877).

LENDERINK U. VAN MEIJGAARD 2008

Anhand einer 99-jährigen Reihe stündlicher Niederschlagsmessungen in De Bilt, Niederlande, wird gezeigt, dass der Anstieg der Extremwerte des stündlichen Niederschlags deutlich über den Erwartungen aus physikalischen Gleichungen liegt. Bei täglichen Mittelwerten über 12°C nehmen die Werte doppelt so stark zu wie erwartet. Mit einem hoch auflösenden RCM wird berechnet, dass der Anstieg der Werte über weiten Teilen Europas bei etwa 14% pro Grad Erwärmung liegt.

HUNDECHA U. A. 2008

Die Änderung von Niederschlags-Extrem-Indizes in der Zukunft im Rheineinzugsgebiet fällt generell moderat aus, außer für den Winter. Dort sind deutliche Steigerungen mit allen Methoden zu beobachten. Mit dem statistischen MAR Modell fallen die Steigerungen größer aus als mit dem Modell MLR. Mit SRES Szenario A2 fällt px5d (maximaler 5-Tages-Niederschlag) größer aus als mit dem regionalisierten „Öko-Szenario“ B2, das generell bei den Niederschlagsextremen etwas geringere Unterschiede zu heute sieht als A2. Bei pfl90 (Niederschlagsanteil aus Ereignissen oberhalb des 90% Quantils) und pn190 (Zahl der Ereignisse oberhalb des 90% Quantils) ist es umgekehrt. pn190 mit MLR A2 sieht eine Steigerung von 50%. pq90 (90% Quantil des Niederschlags an Niederschlagstagen) mit MLR B2 sieht eine Steigerung von nur ca. 1%. Auch die Variabilität zwischen den Jahren soll (in allen Jahreszeiten) noch um 6 bis 40% zunehmen, besonders im Winter.

VAN DER LINDEN U. MITCHELL 2009

In Grafik 6.13 dieses Abschlussberichts des ENSEMBLES Projekts ist für den Winter in den Alpen die höchste Wahrscheinlichkeit für keine oder nur eine geringe Zunahme von Niederschlag zu sehen. Es wird der Zeitraum 2021-2050 mit 1961-1990 verglichen.

In den Grafiken ist sehr gut die hohe Schwankungsbreite der Ergebnisse der GCMs und RCMs gerade auch für den Faktor Niederschlag zu sehen. So erstreckt sich für den Zeitraum 2080-2100 für den Mittelmeerraum (bis einschl. 48° N) der Bereich, der 95% der

Modelle abdeckt, von etwas über +10% bis unter -40% Jahresniederschlagsänderung. Für darauf aufbauende Kalkulationen muss diese Unsicherheit also mit bedacht werden.

Im Winter waren die Änderungen der 5-Tage-Mengen von kürzeren Wiederkehr-Perioden (alle 2 Jahre) größer als die bei längeren Wiederkehr-Perioden (alle 50 Jahre), trotz des klaren Anstiegs in der durchschnittlichen Niederschlagsmenge, den die meisten RCMs errechnen. Anders ausgedrückt kann man annehmen, dass die Auswirkungen der "kleinen Katastrophen" zunehmen werden, während es für die ganz großen Katastrophen keine deutlichen Anzeichen gibt, dass diese noch größer werden.

HANEL U. BUISHAND 2010

Unter Verwendung eines ganzen Ensembles von 15 RCMs kommen Hanel u. Buishand für das schweizerische Einzugsgebiet des Rheins zum Ergebnis, dass die Extremwerte des 5-Tages-Niederschlags im Winter zwischen 1961-1990 und 2070-2099 nur sehr wenig ansteigen werden. Der Orts-Parameter der generalisierten Extremwertverteilung steigt zwar um etwa 6 % an, der Form-Parameter nimmt aber ab, so dass nur die Extremwerte für kurze Jährlichkeiten (5 Jahre) zunehmen und die höheren (50 Jahre) eher abnehmen.

In den Alpen ist der Dispersionskoeffizient (das Verhältnis des Skalen- zum Orts-Parameter, ein Kennzeichen der relativen Variabilität) bei einigen RCM sehr räumlich heterogen. Bei 5 RCMS ist der Trend beim Orts-Parameter stark von der Stationshöhe abhängig. Die Unsicherheit ist relativ groß, die Schätzungen für die Änderungen des 50-Jahr-Quantils bis 2070-2099 schwanken von 0,81 bis 1,32. Dies ist zum Teil auf die hohe natürliche Variabilität zurückzuführen. Für 5-Tages-Winter-Niederschläge wird besonders der Durchschnitt, aber auch die Variabilität von den untersuchten RCMs überschätzt. In allen RCMs wurde für größere Höhenlagen eine geringere Zunahme des Orts-Parameters errechnet. Die physikalische Ursache hierfür ist unklar.

BECKER 2011

Für den Winter (DJF) werden bis 2100 "in weiten Teilen Deutschlands mehr Starkniederschlagsereignisse" erwartet. Als Starkniederschläge werden hier solche definiert, die nur etwa an jedem 100. Tag vorkommen. Das sind je nach Ort Tagessummen von 10 bis 100 mm. Der Anstieg zeigt sich deutlich ab etwa 2040. In den Alpenregionen bleibt die Häufigkeit jedoch nahezu konstant.

Die Ergebnisse der Modelle CLM und Remo widersprechen den Kalkulationen von Schmidli u. a. (2002): Auch für Vorarlberg und Tirol ist keine Zunahme der Starkniederschlagshäufigkeit bis 2100 zu erkennen. Die RCMs wurden aber nur von einem GCM (ECHAM5) getrieben. Nur 1 Emissionsszenario (A1B) kam zur Anwendung. Es ist also abzuwarten, ob zukünftige, umfangreichere Untersuchungen diese Aussagen stützen können.

3.1.2 RÄUMLICHE VERTEILUNG DES NIEDERSCHLAGS SOWIE DER ZU- UND ABNAHME

Hier stehen Arbeiten im Mittelpunkt, die Auskunft geben über die räumliche Verteilung von (Extrem-)Niederschlägen im Alpenraum.

Die höchsten Tageswerte des Niederschlags werden eher an den Alpenrändern (im Norden und Süden) als im Inneren der Alpen verzeichnet, im Norden bei etwa 600 m bis maximal 1000 m Höhe und zwischen $47,5^\circ$ und $47,75^\circ$ N. In Österreich fällt für den Winter besonders ein Gebiet an der Grenze zwischen Vorarlberg und Tirol mit erhöhten Werten auf.

Im 20. Jahrhundert hat der Niederschlag im Nordwesten der Alpen (incl. Vorarlberg) um 9% zugenommen. Für den Zeitraum 1961-1990 sind für die österreichischen Nordalpen Niederschlagszunahmen von meist über 20 % zu beobachten. Statistisch signifikant nehmen die Niederschläge im Winter in Österreich in Vorarlberg und im nordwestlichen Tirol zu (Schmidli u. a. 2002). Bei Betrachtung einzelner Stationen sind die größten Zunahmen in Österreich für die Periode 1901-1990 in Tannheim, Landeck und Bregenz zu finden.

Auch in der Schweiz nehmen die Winterniederschläge und auch deren Extremwerte besonders im nördlichen und westlichen Alpenvorland und am dortigen Alpenrand zu. Für Extremereignisse mit Wiederkehrzeiten von 30 Tagen wird bei 36 Stationen vorwiegend im Norden und Westen der Schweiz ein signifikanter Anstieg im Winter gefunden. In Deutschland nehmen die Niederschläge ebenfalls besonders im Winter zu, am stärksten in Westdeutschland, aber auch im Allgäu östlich des Bodensees.

HULME U. A. 1995

Die erste gesamteuropäische Klimatologie für 1961-1990 mit neun Variablen wird aufgebaut. Eine Variable ist Niederschlag, auf Basis von 3078 Stationen. Interpoliert wird

mit *Thin Plate Splines*. Die Auflösung ist gröber (ca. 50 km) als später bei Frei u. Schär (1998) und basiert auf einer Methode, bei der Höhe als Covariable verwendet wird. Die Ergebnisse sind allerdings im Vergleich zu denen von Frei u. Schär sehr grob, hauptsächlich wegen der geringen Zahl der verwendeten Messstationen. Die Auflösung ist eher noch geringer als 50 km.

FREI U. SCHÄR 1998

Frei und Schär präsentieren eine vollständige Niederschlags-Klimatologie der Alpen mit jahreszeitlichen Mittelwerten, mit einer Auflösung von 24 km auf Basis von 6.600 Stationen für den Zeitraum 1971-1990. Tägliche Daten lagen für knapp 5.000 Stationen vor. Davon liegen aber weniger als die Hälfte in den eigentlichen Alpen, denn das Untersuchungsgebiet ist großzügig definiert und umfasst auch die Alpenvorländer (2°-17° E, 43°-49° N).

Frei u. Schär zeigen einen Nord-Süd-Schnitt durch die Alpen. Die höchsten Niederschlagswerte finden sich "am Fuß" der Berge, im Norden bei etwa nur 600 m Höhe und zwischen 47,5° und 47,75° N. Auf dieses Gebiet könnte sich die Untersuchung konzentrieren. Für den Winter fällt besonders ein Gebiet an der Grenze zwischen Vorarlberg und Tirol mit erhöhten Werten auf, aber auch ein "brillenförmiges" Gebiet etwa westlich und östlich von Salzburg. Die Frequenz der Niederschläge ist in den Nordalpen deutlich höher als in den Südalpen.

FREI U. SCHÄR 2001

Für 113 Schweizer Niederschlagsmessstationen, für die Daten von 1901 bis 1994 vorliegen, können für starke Niederschlagsereignisse mit Wiederkehrzeiten größer 100 Tagen meist nur statistisch nicht signifikante Trends festgestellt werden. Lediglich für Ereignisse mit Wiederkehrzeiten von 30 Tagen wird bei 36 Stationen vorwiegend im Norden und Westen des Landes ein signifikanter Anstieg im Winter gefunden. Für eine Wiederkehrzeit von 1 Jahr ist dieser Trend nur noch bei 3 Stationen signifikant, eine in Schaffhausen, eine in der Zentralschweiz und eine im südlichen Wallis.

SCHMIDLI U. A. 2002

Für die Rekonstruktion eines 25 km-Rasters wird die Interpolationstechnik "reduced-space" verwendet. Dabei werden Daten aus einem dichten Stationsnetzwerk, aber für einen begrenzten Zeitraum 1971-1990 kombiniert mit den wenigen Stationsdaten, die

für den Zeitraum 1901-1990 zur Verfügung stehen. Für auf 100x100 km zusammengefasste Zellen kann die Varianz zu mehr als 90 % erklärt werden. Auch ein Vergleich mit einem globalen Datensatz (CRU05) zeigt gute Übereinstimmung. Insofern kann man dem Modell so weit trauen, dass die Ergebnisse, nämlich u. a. eine Steigerung der Niederschlagsmengen im Winter um 20-30 % in den Westalpen, ernst genommen werden sollten.

Der RMSE bewegt sich in Vorarlberg, Tirol und Salzburg bei 0,3 bis über 0,6 mm pro Tag, ein vergleichsweise niedriger Wert. Gerade im Winter sind die Unterschiede zu den beobachteten Werten gering. Über den gesamten Zeitraum 1901-1990 zeigt sich im Nordwesten des Untersuchungsgebiets im Winter eine Niederschlagszunahme, die zum 90 % Niveau signifikant ist. In Österreich trifft dies für Vorarlberg und das nordwestliche Tirol zu.

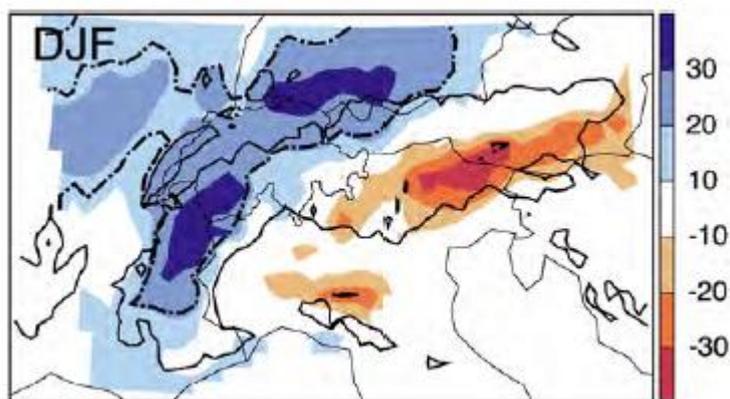


Abbildung 1: Trends des mittleren Niederschlags im Winter 1901-1990 (in % pro 100 Jahren). Die Strich-Punkt-Linie umfasst Gebiete, in denen der Trend auf dem 90%-Niveau statistisch signifikant ist (aus Schmidli u. a. 2002).

Für den Zeitraum 1961-1990 ist die signifikante Zunahme wegen der geringen Größe des Samples auf das nördliche Voralpenland in Deutschland beschränkt. Aber auch für die österreichischen Nordalpen sind Zunahmen von meist über 20 % zu beobachten. Bei Betrachtung einzelner Stationen sind die größten Zunahmen in Österreich für die Periode 1901-1990 in Tannheim, Landeck und Bregenz eingezeichnet. Die gefundenen Trends sind vergleichbar den von Widmann u. Schär (1997) gefundenen. Ein Zusammenhang mit der nordatlantischen Oszillation (NAO) wird nicht gefunden, bzw. wird zunehmend schwächer seit der Periode 1901-1930.

SCHMIDLI U. FREI 2005

Für den Beobachtungszeitraum 1901-2000 haben Schmidli u. Frei ein vergleichsweise dichtes Netz von Messstationen, 104 für die Schweiz, zur Verfügung. Im Winter werden signifikante Zunahmen für alle Statistiken im Zusammenhang mit Niederschlagsstärke und -häufigkeit gefunden. Die Zunahmen betragen zwischen 10 und 30%. Das Signal ist am stärksten im Norden und Westen der Schweiz. Mit "Norden" ist hier aber nur das Alpenvorland gemeint, der nördliche Alpenrand (z. B. Säntis) wird schon zum "Osten" gezählt. Die signifikanten Änderungen liegen besonders im Vorland, aber auch am nördlichen Alpenrand, besonders im Appenzellerland. Weiter innen liegende Bergketten wie die Glarner Alpen sind dann schon nicht mehr signifikant betroffen.

Von den benutzten Indizes sind NL95, die Zahl der Events über dem 95er Perzentil, und X3D (stärkster 3-Tages-Niederschlag), X5D und X10D interessant. Die X3D Kartendarstellung zeigt im Alpenraum nur vereinzelt Stationen mit signifikantem Anstieg, etwa südlich von Luzern. Der Säntis z.B. ist nicht signifikant (wohl aber bei NL95).

Die Box-and-Whisker-Plots für die Region "Osten" zeigen, dass X3D und X5D im Untersuchungszeitraum um etwa 10% ansteigen. Das ist zwar nicht viel, aber doch eindeutig, wenn auch nicht statistisch signifikant. Bei mehr als 75% der Stationen im Osten ist ein Anstieg festzustellen. Bei NL95 ist bei mehr als einem Viertel der Stationen ein Anstieg um 50% und mehr zu beobachten. Auch der Median liegt über 20% und damit im statistisch signifikanten Bereich. Im Herbst ergibt sich ein ähnliches Bild, nicht aber im Frühjahr.

Zusammengefasst kann man also durchaus festhalten, dass der von den globalen Klimamodellen vorausgesagte Anstieg von Winterniederschlag im Untersuchungsgebiet bereits heute für die Extremwerte als zutreffend angesehen werden kann. Dies war offenbar in der gröber aufgelösten Betrachtung von Haylock und Goodess (2004) nicht erkennbar.

JONAS, STAEGER U. SCHÖNWIESE 2005

In dieser Studie des deutschen Umweltbundesamtes werden die Änderungen in der Häufigkeit von Extremereignissen zwischen 1901 und 2000 untersucht. 100-jährige Reihen liegen aber nur für sehr wenige Stationen vor. Dabei zeigt sich für Westdeutschland ein Trend zu höheren Monatsniederschlägen, besonders im Winter. Dies trifft auch auf die

Tagesniederschläge zu, insbesondere in Norddeutschland, wo besonders für ohnehin schon hohe Extremwerte ein Trend für größere Überschreitungshäufigkeiten gefunden wurde. Hinzu kommt generell eine im Winter erhöhte Variabilität, "was verbreitet zu einer deutlichen Zunahme von extrem hohen Niederschlagssummen in dieser Jahreszeit führt" (S. 11). Tage mit höheren (über dem 10%-Perzentil) und hohen (über dem 5% bzw. 2% Perzentil) Niederschlagssummen nehmen vor allem im Winter und in Westdeutschland zu. Auf einer Karte auf S. 13 (Winter, generelle Entwicklung 1971-2000) sind besonders hohe Niederschlagszunahmen im Allgäu östlich des Bodensees zu sehen.

FREI U. SCHMIDLI 2006

Die Alpen sind das Hochgebirge mit dem weltweit dichtesten Netz an Niederschlagsmessstationen. In den Alpen finden sich die höchsten Niederschlagsmengen etwa in einer Höhe von 1.000 m, nicht darüber. Dies hat mit dem Abschattungseffekt der Vorberge gegenüber dem Hauptkamm zu tun. In niedrigeren Gebirgen wie dem Schwarzwald oder den Vogesen sind die höchsten Niederschlagsmengen dagegen in den höchsten Lagen zu finden.

AUER U. A. 2007

Die durch umfangreiche Qualitätssicherungsmaßnahmen optimierte historische Klimadatenbank für den Alpenraum HISTALP (s. auch Böhm u. a. (2009)) wird vorgestellt. Für den Niederschlag im 20. Jahrhundert wird im Nordwesten der Alpen (incl. Vorarlberg) ein Anstieg von 9% und im Südosten ein Rückgang um 9% festgestellt.

3.1.3 FÜR EXTREMNIEDERSCHLÄGE VERANTWORTLICHE WETTERLAGEN

Welche Wetterlagen sind meistens für Extremniederschläge verantwortlich? In Westösterreich sind es für den Winter West- und Nordwestlagen.²

KROMP-KOLB 2003

Die mit 189 Fällen bei weitem häufigste in Westösterreich und in der Region Nordstau für Starkniederschläge verantwortliche Wetterlage ist der Cluster C2 mit sehr langsamer Bewegung am Boden und einer gut ausgeprägten Südwestströmung in der Höhe. „Diese

² Im Anhang befindet sich eine weitere Zusammenfassung zu diesem Themenbereich: Vicente-Serrano u. a. (2009)

Wetterlage ist überwiegend von Gewittern und Schauern geprägt, die vor heranziehenden Kaltfronten am Ende einer Schönwetterperiode verbreitet auftreten und recht heftig ausfallen können.“ Da die Niederschläge im Sommer in Zukunft abnehmen sollen, dürfte auch die Bedeutung dieser Wetterlage abnehmen.

Die für Westösterreich bedeutendste Wetterlage mit allerdings nur 9 Fällen ist C4, eine Art Weststau mit einem Maximum von über 30 mm pro Tag am Arlberg. Dabei werden die Luftmassen aus Westen sehr schnell herangeführt. Zwar mit 12 Fällen nicht sehr häufig, aber bei Auftreten auch in Westösterreich relativ ergiebig ist die Lage C5 mit kräftiger Nordwestströmung am Boden wie in der Höhe. Sie weist eine deutliche Nordkomponente auf.

Für die Region Nordstau dürfte Cluster C3 (44 Fälle) die interessanteste Wetterlage für die hier erörterte Fragestellung sein. Sie wird zwar als „Nordwestwetterlage“ bezeichnet. Die abgebildeten Trajektorien zeigen aber besonders am Boden eine Herkunft der Luftmassen vom Atlantik vor der Iberischen Halbinsel, von wo aus sie über Frankreich und Süddeutschland nach Österreich kommen.

Auch die Wetterlage C6 („abziehender Kaltlufttropfen“) mit 18 Fällen ist noch von Bedeutung. „Ein mächtiges nahezu kreisrundes Höhentief zieht dabei langsam nach Nordosten ab und sorgt an seiner Rückseite für eine kräftige Nordströmung in der Höhe. Diese kalte Höhenströmung labilisiert die Luftschichtung und fördert die Niederschlagsbildung. Im Nordstau der Alpen wird dieser Effekt durch die erzwungene Hebung der Luft verstärkt und führt dort zu hohen Niederschlagsmengen.“

3.1.4 AUSLÖSER FÜR EXTREMEREIGNISSE

Niederschlag, insbesondere aus Gewittern und kurzen Starkregen, aber auch aus Schneeschmelze, ist für Naturkatastrophen wie Muren und Hangrutschungen und die daraus resultierenden Gebäudeschäden verantwortlich.

FREI U. SCHÄR 1998

"Precipitation is [...] responsible for a range of natural disasters, ranging from flash-flooding, landslides, avalanches to serious cases of hail damage." (S. 873)

RICKENMANN U. EGON 2003

Im Rahmen des StartClim Projekts wurden für die Bezirke Landeck und Imst, dort besonders in der Gemeinde Umhausen, Extremereignisse aus mehreren hundert Jahren untersucht. Die meisten Schäden an Gebäuden werden durch Muren verursacht, nicht durch Rutschungen oder Bergstürze. Nur etwa 2-10 % der Ereignisse werden durch Dauerregen ausgelöst. Die meisten werden durch Gewitter und kurze Starkregen ausgelöst. Auch Schneeschmelze spielt mit 22 % eine deutlich größere Rolle als Dauerregen.

HERRMANN 2011

beschreibt den Zusammenhang zwischen Niederschlag und Hangrutschungen. Wasser wäscht „das Gemisch aus Kalk- und Tongestein im Untergrund aus [...] Der Kalk wird durch das von Natur aus leicht saure Wasser ausgelöst, das Material lockert auf und rutscht nach. Deshalb sind Regen und Schneeschmelze für instabile Hänge so gefährlich.“ Die Hänge setzen sich meist zwei bis vier Tage nach heftigen Niederschlägen oder Schneeschmelze in Bewegung.

3.1.5 REGIONALE DISTRIBUTION NIEDERSCHLAGSBEDINGTER SCHÄDEN

Wo gibt es besonders viele niederschlagsbedingte Schäden? Wie häufig kommt es dort zu Extremereignissen?³

CEBON U. A. 1998

Die Häufigkeiten von extremen Flutereignissen für fünf Orte in der Schweiz zwischen 1500 und 2000 werden angegeben. Für das 20. Jahrhundert schwankt die Bandbreite dieser Häufigkeit zwischen zwei (Uri) und acht (Tessin) Ereignissen.

KROMP-KOLB 2003

Das österreichische Bundesamt und Forschungszentrum für Wald (BFW) führt seit 1972 eine Wildbach-Schadensdatenbank, in der Extremereignisse wie Muren und Hochwasser verzeichnet sind. Bei der Anzahl dieser Ereignisse ragen Saalbach-Hinterglemm (Bundesland Salzburg), Bad Goisern (Oberösterreich) und Abtenau (Salzburg) mit mehr als 40 Extremereignissen in 32 Jahren heraus. Alle drei gehören zur

³ Im Anhang befindet sich eine weitere Zusammenfassung zu diesem Themenbereich: Arnold u. a. (2009).

Niederschlagsregion „Nordstau“ (Tiroler Unterland, Teile von Salzburg und Oberösterreich).

Aus „Westösterreich“ (Vorarlberg und große Teile Tirols) werden keine Orte explizit benannt. Eine Karte zeigt nur für Bludenz mehr als 20 Extremereignisse im Zeitraum 1972-2001, für Dalaas mehr als 15, für Innerbraz, Sonntag und Klösterle mehr als 10. Im nordwestlichen Tirol fallen Imst, Flirsch, Tannheim und Nesselwängle mit mehr als 10 Ereignissen auf. Als Fallbeispiele werden die Bezirke Landeck und Imst genannt, insbesondere der Ort Umhausen im Bezirk Imst, der aber schon außerhalb des Bereichs liegt, für den Schmidli u. a. (2002) einen signifikanten Niederschlagsanstieg im Winter gefunden haben.

3.2 DOWNSCALING VON GLOBALEN MODELLEN

3.2.1 STATISTISCHES DOWNSCALING

Eine Möglichkeit, den niedrig aufgelösten Output von GCMs downzuscalen, ist der Einsatz von statistischen Methoden. Die folgenden Aufsätze beschreiben jeweils eine oder mehrere dieser Methoden und bewerten den Erfolg des Downscalings.

Kenntnisse über großräumige Faktoren wie Druckfelder oder Feuchtigkeits-Flux können genauso in die Kalkulationen einfließen wie lokale physiographische Features. Häufig genannte Methoden sind SDSM, Quantil Mapping und Wettergeneratoren. Die Ergebnisse sind aber oft nicht überzeugend, besonders auch bei der Schätzung von Extremniederschlägen.⁴

KIM U. A. 1984

In diesem frühen Beispiel für ein Downscaling vom GCM (in Oregon) wird auf rein statistischer Basis mit Eigenvektoren gearbeitet. Der erste empirisch-orthogonale Modus der Kovarianz-Matrix mittelskaliger Abweichungen erklärt 80% der Varianz des Niederschlags. Die Zeitstruktur dieses Modus ist vorwiegend jahreszeitlich und stimmt mit den Phasen der großräumigen Anomalien überein.

⁴ Im Anhang befinden sich fünf weitere Zusammenfassungen zu diesem Themenbereich: Hundecha u. a. (2008), Hessami u. a. (2008), Maurer u. Hidalgo (2008), Tolika u. a. (2008) und Wang u. Zhang (2008).

VON STORCH, ZORITA U. CUBASCH 1993

Die Beziehung zwischen regionalem Niederschlag und großräumigen Flusskonditionen wird untersucht, auch unter dem Aspekt des Downscalings vom GCM zur regionalen Ebene. Mit einer kanonischen Korrelationsanalyse wird eine statistische Beziehung zwischen den charakteristischen Mustern regionaler Klimaparameter und großräumiger Druckfelder hergestellt. Unter Berücksichtigung dieser Beziehung lässt sich die Niederschlagsmenge über der iberischen Halbinsel mit Hilfe der Änderungen im nordatlantischen Bodendruckfeld genauer als nur mit Hilfe des GCMs berechnen.

GYALISTRAS U. A. 1994

Basierend auf dem von von Storch, Zorita u. Cubasch (1993) vorgeschlagenen Downscaling-Modell mit Hilfe der kanonischen Korrelationsanalyse wird versucht, Niederschlags- und andere Werte für fünf Schweizer Stationen zu kalkulieren. In der Validierungsperiode 1941-1980 gelingt dies für den Winterniederschlag nur mäßig, nur 29-55% der Varianz können mit Hilfe der großräumigen Luftdruckfelder erklärt werden.

WILBY, DAWSON U. BARROW 2002

Statistical DownScaling Model (SDSM) wird als robustes Entscheidungswerkzeug zur Beurteilung regionaler Auswirkungen des Klimawandels vorgestellt. SDSM erleichtert die Erstellung von täglichen Serien von Klimavariablen für einzelne Orte. Auch die Vorabprüfung von möglichen Prädiktoren, die Kalibrierung von Modellen, diagnostische Tests, statistische Analysen und grafische Darstellung werden von SDSM unterstützt.

WILBY U. A. 2004

Die direkteste Methode zu einer höheren räumlichen Auflösung ist die Änderungsfaktorenmethode. Eine bekannte Klima-*Baseline* wird aufgrund von großflächig berechneten Klimawandel-Vorhersagen angepasst. Diese Methode wird verwendet, wenn RCM Output nicht verfügbar ist, für Sensitivitätsstudien, oder wenn es schnell gehen soll.

Statistisches Downscaling basiert auf der Ansicht, dass regionales Klima von zwei Faktoren bestimmt wird: dem großräumigen Klimazustand und lokalen physiographischen Features (Topographie, Land-See-Verteilung, Landnutzung). Es muss also erst ein statistisches Modell erstellt werden, das die großräumigen Klimavariablen ("Prädiktoren")

in Beziehung setzt zu den lokalen ("Prädiktanden"). Der Vorteil ist: Dies braucht nicht viel Rechnerpower. Der theoretische Schwachpunkt: Keiner weiß, ob die heute gefundenen Beziehungen zwischen Prädiktoren und Prädiktanden auch unter den geänderten Bedingungen in der Zukunft noch gelten.

Gute Auswirkungsstudien basieren immer auf dem Output von mehreren globalen Klimamodellen (GCMs).

In der Auflistung möglicher Methoden werden weder GWR noch Cokriging erwähnt. Kriging wird den Regressionsmodellen zugeordnet, denen eine schlechte Repräsentation von Extremereignissen attestiert wird.

VRAC U. NAVEAU 2006

Vrac u. Naveau präsentieren ein gemischtes statistisches Downscaling Modell, das bisher nur selten zur Anwendung gekommen ist. Die Mischung besteht aus einem gewöhnlichen Skalierungsansatz (Gamma-Verteilung) einerseits, der Durchschnittswerte und die Varianz des Niederschlags gleichermaßen skaliert, und Quantil Mapping (generalisierte Pareto-Verteilung (GP)) andererseits, bei dem die gesamte Häufigkeitsverteilung der beobachteten Werte berücksichtigt wird, wobei aber das extreme Ende der Verteilung nicht genügend Berücksichtigung findet. Durch die Mischung der beiden Ansätze könnte das Problem mit dem extremen Ende der Verteilung behoben werden.

Es liegt ein dreistufiger Prozess zugrunde:

1. Durch eine hierarchische Clustering-Methode werden regionale Niederschlagsmuster konstruiert.
2. Tägliche Übergänge zwischen den Mustern werden durch ein Markov-Modell abgebildet, das durch großräumige atmosphärische Variablen (z.B. aus NCEP Reanalysen) gespeist wird.
3. In Abhängigkeit von diesen regionalen Mustern werden Niederschlagshäufigkeit und Intensitätsverteilungen als statistische Mixturen modelliert. Von den Niederschlagsamplituden wird angenommen, dass sie dem Mix aus Gamma- und GP-Verteilung folgen.

3.2.2 DYNAMISCHES DOWNSCALING

Neben statistischen Downscaling-Methoden setzen sich in den letzten zehn Jahren verstärkt regionale Klimamodelle (Regional Climate Models, RCMs) durch, wenn es darum geht, die Auflösung globaler Klimamodelle zu verbessern.

Hatten die ersten RCMs noch mit „Kinderkrankheiten“ zu kämpfen, so sind die Ergebnisse in den letzten Jahren immer besser geworden, so dass nun im Allgemeinen RCMs den statistischen Methoden zum Downscaling von GCMs vorzuziehen sind. RCMs sind heute bis zu einer Auflösung von nur noch 7 km verfügbar. In mehreren europäischen Großprojekten (PRUDENCE, ENSEMBLES, CORDEX) wurden RCMs entwickelt und getestet, besonders auch in den Alpen, die als Gebirge und wegen des Übergangs zwischen zwei Klimazonen ein besonders schwieriges Testgebiet darstellen. Aus ENSEMBLES stammt auch das RCM *CNRM-Aladin*, das im Winter in den Nordalpen relativ gute Ergebnisse zeigt und deshalb in dieser Arbeit verwendet werden soll. Noch besser wäre es allerdings, mehrere RCMs zugleich zu betrachten.

FREI U. A. 2003

Dies ist eine recht frühe vergleichende Untersuchung der Performance von fünf RCMs im Alpenraum. Die RCMs arbeiten mit einer Auflösung von 50 km. Insgesamt werden die wichtigsten Merkmale der räumlichen Niederschlagsverteilung gut wiedergegeben, aber die Niederschlagsmengen in den nordwestlichen Luv-Gebieten werden überschätzt und die der südöstlichen Lee-Seiten unterschätzt. Im Sommer wird die Intensität von Niederschlägen unterschätzt, ebenso die Häufigkeit von Extremereignissen.

CHRISTENSEN U. CHRISTENSEN 2007

In einer Zusammenfassung der Ergebnisse des PRUDENCE Projekts wird untersucht, welche der dabei verwendeten regionalen Klimamodelle besonders repräsentativ sind. Es werden Hilfestellungen zur Auswahl des geeigneten Modells bei Zugrundelegung eines bestimmten Szenarios bzw. eines bestimmten globalen Klimamodells gegeben. SRES Szenario A1B⁵ wird allerdings nicht berücksichtigt. Die Modelle simulieren im Durchschnitt eine 10-25%ige Steigerung für das Untersuchungsgebiet nördlicher Alpenrand bis zum Zeitraum 2071-2100. Einige Modelle sehen keine Veränderung, andere bis

⁵ das von einigen als das realistischste der derzeit im Umlauf befindlichen Klimawandel-Szenarien eingeschätzt wird

zu 25-50% Zunahme. Eine Abnahme wird von keinem Modell erwartet. Die meisten Modelle wurden mit Rahmenbedingungen des globalen Modells HadAM3H gefüttert.

SUKLITSCH U. A. 2008

Das RCM CCLM (COSMO CLimate Mode) mit einer Auflösung von nur 10 km wird im Alpenraum getestet, angetrieben durch ERA-40 Reanalysen des ECMWF. CCLM ist nicht hydrostatisch. Durch Anwendung eines Clustering-Prozesses werden die Alpen in 10 Subregionen unterteilt, für die jeweils die Performance des Modells getestet wird.

Über die gesamte Alpenregion liegt der mittlere jährliche Fehler bei -0,3 mm pro Tag. Für die österreichischen Nordalpen ergibt sich für die Variable Niederschlagsintensität ein recht abwechslungsreiches Bild mit Werten zwischen -5 und +5 mm pro Tag. Am Alpenhauptkamm überschätzt das Modell regelmäßig deutlich die Intensitäten, während es am nördlichen Alpenrand eher zur Unterschätzung neigt, allerdings nicht so deutlich ausgeprägt.

ARNOLD U. A. 2009

Es werden mehrere RCMs evaluiert. Die Alpen sind wegen der Komplexität ihres Terrains und als Übergangzone zwischen zwei Klimazonen ein sehr interessantes Gebiet für die Evaluation von RCMs. Es wird mit einer Zielauflösung von 25 km gerechnet. Als Referenz für die Evaluation dient ein E-OBS Rasterdatensatz. Der Fokus liegt auf mehrjährigen Wiederkehr-Werten täglicher Niederschlagsmengen. Viele Modelle tendieren dazu, die Extremwerte teilweise deutlich zu überschätzen, besonders im Winter. Trotzdem wird ein positives Gesamtfazit gezogen.

In der Extremwertanalyse für den Sommer wird auf die Wiederkehr-Werte von 1-Tages-Niederschlagswerten fokussiert, für den Winter dagegen auf die von 5-Tages-Niederschlagswerten, da solche Mehrtagesphänomene hauptsächlich für den Winter von Bedeutung sind. Fehler in der Extremwertschätzung zeigen sich meist schon bei der Schätzung von *int* (durchschnittliche Niederschlagsmenge an Tagen mit > 1 mm Niederschlag), im Gegensatz zur Frequenz. Das gilt auch für den Winter.

Im Vergleich zu den beobachteten Werten (E-OBS) für *int* im Winter in den Nordalpen zeichnen sich besonders drei RCMs durch relativ geringe Fehler aus: *KNMI-RACMO* (Niederlande), *SMHI-RCA* (Schweden) und *CNRM-Aladin* (Frankreich). Für x5d20 (5-Tages-Maximalwert mit einer Wiederkehrzeit von 20 Jahren) sind *CNRM-Aladin*,

KNMI-RACMO und *OURANOS-CRCM* (Kanada) besonders gut. Eines dieser vier RCMs könnte also für diese Arbeit verwendet werden. Nach Auswertung der Grafiken für x5d5 (5-Tages-Maximalwert alle 5 Jahre) auf S. 32 fällt die Entscheidung auf *CNRM-Aladin*, da hier für das Untersuchungsgebiet (Vorarlberg und Tirol) nur relativ kleine positive Bias zu erkennen sind. Bei den meisten anderen Modellen sind sehr starke positive Bias zu sehen.

Generell wird bei allen Modellen aber noch eine Schwäche in der korrekten Reproduktion des Überschwappens von Niederschlag über eine topographische Barriere konstatiert. Interessanterweise ist in den Nordalpen im Winter auch keine Verbesserung des Ergebnisses gegenüber den älteren PRUDENCE RCMs festzustellen.

VAN DER LINDEN U. MITCHELL 2009

Je mehr ENSEMBLES Modelle kombiniert werden, desto besser werden die Vorhersageergebnisse. Dabei kommt es weniger auf die Güte der einzelnen Modelle an als auf die schiere Zahl. Nachfolger von ENSEMBLES ist CORDEX (Giorgi, Jones u. Asrar 2009).

KOTTMEIER 2010

Am Karlsruher Zentrum für Technologie (KIT) ist inzwischen das RCM COSMO-CLM mit einer Auflösung von nur noch 7 km verfügbar. Und es existieren weitere RCM mit hoher Auflösung: REMO-UBA mit 10 km und CLM-CR mit 18 km.

3.2.3 GEOSTATISTISCHES DOWNSCALING

Auch mit geostatistischen Methoden wurde das Downscaling von GCMs versucht. Wie waren die Ergebnisse?

BIAU U. A. 1999

Es wird versucht, winterliche Niederschläge über der iberischen Halbinsel aus einer Interpolation (Kriging) des nordatlantischen Luftdruckfeldes zu rekonstruieren. Dabei soll die räumliche Dimension des großräumigen Druckfeldes durch empirisch-orthogonale Funktionsanalyse (EOF) reduziert werden. Jedes beobachtete Druckfeld wird durch einen Punkt repräsentiert, der auch mit dem simultan beobachteten Niederschlag assoziiert ist. Für neue Druckfelder, die z.B. aus einem für die Zukunft gerechneten GCM stammen, könnte dann der entsprechende Niederschlag durch

Kriging im EOF-Raum berechnet werden. Die Ergebnisse sind passabel, aber durch den bekannten Smoothing-Effekt des Krigings wird die Varianz unterschätzt.

AKINYEMI U. ADEJUWON 2008

GIS wird zum Downscaling von GCM Daten als Ersatz für ein nicht ausreichend dichtes Stationsnetz in Westafrika genutzt. Das funktioniert aber nur für die trockeneren Monate zufriedenstellend, und im Süden besser als im Norden.

Als GCM Output werden Daten eines HadCM2 Modells verwendet. Die horizontale Auflösung beträgt $2,5^\circ$ Breite x $3,75^\circ$ Länge. Die Mittelpunkte jeder Zelle werden sozusagen als Messstation verwendet. Als Downscaling-Methode wird einfach IDW verwendet.

Die Verlässlichkeit der so gewonnenen Daten wird gegen die gemessenen Outputs von 30 nigerianischen Messstationen evaluiert. R^2 und RMSE werden berechnet. Die Ergebnisse können, besonders in der Regenzeit, nicht als zufriedenstellend angesehen werden. Hier wäre ein RCM als Zwischenstufe wohl hilfreich gewesen.

3.2.4 METHODENVERGLEICHE

Welche Methoden sind in vergleichenden Studien die besten für das Downscaling von GCMs? Geostatistische Methoden kommen mit der starken Anisotropie und der Nicht-Linearität von Niederschlagsdaten nicht gut zurecht. Statistische Methoden zeigen oft ebenfalls Schwächen, etwa bei der Modellierung von Variabilität zwischen den Jahren. Dynamische Methoden (RCMs) schneiden häufig besser ab.⁶ Wie gut die einzelnen Modelle auch sein mögen, es ist immer von Vorteil, wenn mehrere Modelle zugleich verwendet werden können.⁷

⁶ Dies bedeutet auch, dass es bislang keine Anhaltspunkte dafür gibt, Downscaling nach absoluten Maßstabdimensionen zu differenzieren. Das Downscaling von der 100-km- auf die 1-km-Ebene wäre im Prinzip mit denselben dynamischen Methoden am besten zu bewältigen wie das Downscaling von der 10-km- auf die 100-m-Ebene. Dies scheitert im Moment aber noch an der enormen Rechenleistung, die dafür notwendig wäre. Die detailliertesten RCMs erreichen erst eine Ebene von 3 - 7 Kilometern. Es wurde aber kein Grund zu der Annahme gefunden, dass jenseits dieser praktischen Probleme eine Differenzierung nach absoluten Maßstabdimensionen notwendig sein könnte.

⁷ Zwei weitere Zusammenfassungen aus diesem Themenbereich befinden sich im Anhang: Haylock u. a. (2006) und Tryhorn u. DeGaetano (2010).

LANZA, RAMÍREZ U. TODINI 2001

Kriging adressiert nicht alle Probleme bei der Interpolation von Niederschlagsdaten. Beobachteter Niederschlag zeigt starke räumliche Anisotropie und eine noch stärkere Anisotropie in der Höhe, bei nicht-linearem Verhalten.

Stochastisches Downscaling sieht Niederschlag als einen Zufallsprozess mit spezifizierten Bedingungen an. Es zielt auf die Rekonstruktion von kleinräumigen Niederschlagsstrukturen und/oder solchen von geringer Dauer. Die einschränkenden Bedingungen sind die gemessenen oder errechneten Werte auf einer höheren Skalenebene.

Bei kaskadierenden Modellen werden diese nach bestimmten Kriterien aufgespalten und in mehreren Schritten über ein Gebiet oder einen Zeitraum zufallsverteilt, oder die Zufallsfelder werden direkt ohne Zwischenschritte erzeugt. Eine andere Methode teilt die Berechnungen auf: Zuerst werden für einen bestimmten Zeitabschnitt die feuchten und trockenen Bereiche errechnet mit *Nearest Neighbour* Algorithmen, wie sie aus der Bildverarbeitung bekannt sind. Getrennt davon werden die Intensitäten des Niederschlagsfeldes kalkuliert.

Statistische Downscaling-Methoden basieren dagegen grundsätzlich auf der Annahme, dass kleinräumige Niederschlagsmengen sich aus großräumigen Atmosphärenzuständen erklären lassen, mit denen sie korrelieren. Probleme gibt es dabei dann, wenn diese Korrelationen nur unter bestimmten zeitlichen oder räumlichen Bedingungen gelten.

SCHMIDLI U. A. 2007

vergleichen 6 statistische Downscaling-Methoden (tägliche und saisonale Modelle, single-site und multi-site) mit 3 Regionalen Klimamodellen (RCMs). Eine geostatistische Methode ist nicht dabei. Untersuchungsgebiet sind die Alpen. "The Alps constitute an ambitious test ground for downscaling methods, but it is in such regions that downscaling is needed most, because the mesoscale processes are hardly resolved in current GCMs." Es werden aktuelle Daten sowie Prognosen für den Zeitraum 2071-2100 untersucht. Die Zielauflösung beträgt 50 x 50 km, weil dies auch die Zielauflösung der RCMs ist.

Die statistischen Modelle unterschätzen die Variabilität zwischen den Jahren deutlich. Auch beim "year-to-year anomaly correlation skill" schneiden die statistischen Modelle deutlich schlechter ab, besonders im Winter über komplexem Terrain.

Zur Bewertung der einzelnen Methoden werden nicht einzelne Stationswerte, sondern für jedes Netz-Pixel gemittelte Werte aus Beobachtungen 1966-1999 herangezogen, um die Ziel-Auflösung von 50 km zu erreichen (und auch nicht zu unterschreiten). Dabei fließen pro Netz-Pixel zwischen 10 und 50 Stationswerte in die Berechnung des Durchschnittswertes ein.

Von den 6 statistischen Downscaling-Methoden arbeiten 4 mit täglichen Werten. Von diesen sind drei multivariat, davon wiederum 2 multi-site: MAR (multivariates autoregressives Modell, Universität Stuttgart) und ANA (zweistufige analoge Methode, *Fundación para la Investigación del Clima*). Bei allen besteht der Output aus täglichen Niederschlagsreihen für bestimmte Stationen, nicht aus Oberflächen. ANA verwendet als unabhängige Variable die geostrophische Windgeschwindigkeit in zwei verschiedenen Höhen, MAR verwendet den Feuchtigkeitsfluss in 700 hPa und objektive Zirkulationsmuster. Die Höhe der Messstationen wird also nicht berücksichtigt.

Drei verschiedene Modellketten wurden untersucht, die sich vorwiegend durch den Input unterscheiden: gegenwärtige Beobachtungen (Zweck: Kalibration und Bewertung), gegenwärtige GCM Outputs und zukünftige GCM Outputs. Als GCM wird HadAM3 verwendet, ein reines Atmosphärenmodell ohne Ozeankopplung und mit vergleichsweise hoher Auflösung (150 km).

Für Q90 (90% Quantil des Niederschlags an Niederschlagstagen) im Winter in den Nordalpen liegt bei der Betrachtung der Korrelation zwischen beobachteten und statistischen Werten die 5%-Signifikanz-Grenze für MAR und ANA in unerreichbarer Ferne. Auch wenn nur einzelne Raster-Punkte und nicht die ganze Region Nordalpen untersucht werden, gibt es mit MAR und ANA kaum einen, der das Signifikanz-Niveau erreichen kann. Die Ergebnisse für die einzelnen Punkte streuen sehr stark. Für das Downscaling vom GCM sind RCMs heute also offenbar besser geeignet als statistische Methoden.

3.3 DOWNSCALING VON REGIONALEN MODELLEN

3.3.1 STATISTISCHES DOWNSCALING

RCMs können also erfolgreich zum Downscaling von GCMs eingesetzt werden. Um aber lokale Aussagen treffen zu können, ist ein weiteres Downscaling dieser RCMs nötig. Mit statistischem Downscaling lassen sich die Ergebnisse eines RCM noch deutlich

verbessern. Dabei wird regelmäßig auch eine Fehlerkorrektur der RCM Werte durchgeführt. Quantil Mapping erweist sich als die erfolgreichste der statistischen Methoden.

LEANDER U. BUISHAND 2007

Um die Durchflussmengen des Flusses Meuse genauer abschätzen zu können, wird der Output des RCM RACMO (aus dem PRUDENCE Projekt) mit Hilfe einer *Nearest Neighbour* Technik *resampled*. Das RCM wird getrieben durch das GCM HadAM3H bzw. durch Daten der ERA-40 Reanalyse. Untersuchungszeitraum ist 1961-1990. Durch eine relativ einfache nichtlineare Fehlerkorrektur des Durchschnittswertes und der Variabilität konnten recht realistische Durchflussextrémwerte modelliert werden. Hierfür ist die Rekonstruktion der natürlichen Variabilität entscheidend. Eine Korrektur der 10-Tages-Niederschlagswerte brachte bessere Ergebnisse als die der 1-Tages-Werte.

SCHIPPER U. A. 2011

Schipper u. a. führen ein statistisches Downscaling von Niederschlagssimulationen eines regionalen Klimamodells (MMS, 45 km-Raster) auf ein 1km-Raster durch mit dem Ziel, ein hydrologisches Einzugsgebiet (obere Donau; Schnittmenge mit dem in dieser Arbeit untersuchten Gebiet: oberes Lech- und Inn-Tal) von 75.000 km² zu modellieren. Der Untersuchungszeitraum ist die Dekade 1991-2001.

Es wird nur eine Downscaling-Methode angewendet, diese aber zwei Mal: einmal nur mit den Niederschlagsdaten, einmal mit den zusätzlichen Variablen Windrichtung/Windgeschwindigkeit, denn Niederschlagsmuster in den Alpen hängen von diesen Variablen ab.

Beide Downscaling-Typen verbessern die Qualität der Simulationsergebnisse signifikant für den gesamten Zeitraum. Durch Hinzunahme der Windvariablen wird das Ergebnis noch mehr verbessert, insbesondere an Tagen mit einem bestimmten windabhängigen Niederschlagsmuster. Die Verbesserungen sind allerdings oft nur marginal, für bestimmte Zeit-Raum-Kombinationen (z.B. Südwind 2001) ist auch eine Verschlechterung möglich.

Die verwendete Downscaling-Methode wird wie folgt erläutert: Es wird eine systematische Fehlerkorrektur durchgeführt. Dazu wird aus beobachteten Werten ein 1-km-Raster errechnet. Dieses wird auf ein 45-km-Raster aggregiert. Nun werden Simulation und Beobachtung gleichermaßen wieder auf ein 1-km-Raster herunter gerechnet, so dass

jeder 1-km-Zelle ein Korrekturfaktor zugewiesen werden kann: Das Verhältnis der Mittelwerte der mehrjährigen Simulationen zu den mehrjährigen Beobachtungen.

Mit einem weiteren Korrekturfaktor wird eine höhere Geländeauflösung von 1 km. berücksichtigt, allerdings nur indirekt über die je 1-km-Zelle berechnete beobachtete Niederschlagsmenge. Der Korrekturfaktor wird berechnet als Verhältnis der Beobachtungen auf 45-km-Niveau zu den Beobachtungen auf 1-km-Niveau.

Bei Multiplikation dieser beiden Korrekturfaktoren kann man die Beobachtungen auf 45-km-Niveau noch herauskürzen, so dass sich ein einziger Korrekturfaktor ergibt: Die Mittelwerte der mehrjährigen Simulationen auf 45-km-Niveau im Verhältnis zu den Beobachtungen auf 1-km-Niveau.

Schipper u. a. bieten keine Verifikation mit einem anderen Vergleichszeitraum als 1991-2001 an. Erst dabei würde sich aber zeigen, was das in dieser einen Dekade gefundene Korrekturraster wert ist.

THEMEßL, GOBIET U. LEUPRECHT 2011

Lineare und nicht-lineare empirisch-statistische Downscaling-Techniken werden mit Fehlerkorrekturmethode kombiniert, um systematische Fehler im Output von RCMs zu korrigieren. Diese systematischen Fehler treten beim hier verwendeten RCM MM5 (Penn State University, NCAR) in den Alpen verbreitet und zu jeder Jahreszeit auf. Für Vorarlberg und das westliche Tirol im Winter ist eine deutliche Überschätzung der täglichen Niederschlagsmenge um zum Teil mehr als 5 mm zu beobachten.

Ein ganzes Ensemble von sieben Downscaling-Techniken wird auf einen hochauflösenden *Hindcast* von täglichen Niederschlagsmengen angewendet und mit dem rohen MM5 Output verglichen. Auf diese Weise können drastische Verbesserungen in den Fehlercharakteristiken erzielt werden. Sowohl direkte, Punkt-orientierte Methoden wie Quantil Mapping und Skalierung der lokalen Intensität als auch indirekte räumliche Methoden wie nicht-lineare analoge Methoden erreichen systematische Verbesserungen bei Mittelwerten, Varianz, Frequenz, Intensität und Extremen. Hingegen zeigen multiple lineare Regressionsmethoden deutliche Schwächen auf Grund ihrer linearen Rahmenbedingungen, selbst wenn sie durch Auswahl der Prädiktoren, Transformation und Randomisation optimiert werden.

Beim Vergleich der erfolgreicherer Methoden schneidet Quantil Mapping am besten ab, besonders auch bei den hohen Quantilen, die für die Anwendung auf extreme Niederschläge wichtig sind. Die Verbesserungen werden unabhängig von Region oder Jahreszeit erzielt. Auch mit zwei indirekten Methoden, der analogen Methode und der analogen Methode *Nearest Neighbour*, werden akzeptable Ergebnisse im Winter (DJF) erzielt. Über alle Variablen hinweg ist aber Quantil Mapping im Winter vorzuziehen.

3.3.2 GEOSTATISTISCHES DOWNSCALING

Auch mit geostatistischen Methoden wurde versucht, die Ergebnisse von RCMs zu verbessern, bisher allerdings eher selten, was mit der Unkenntnis vieler Geographen (und Meteorologen?) über die Möglichkeiten der Geostatistik zu tun haben könnte. Die Ergebnisse sind allerdings bisher auch noch nicht überzeugend. Cokriging scheint noch am ehesten geeignet zu sein.⁸

HAINING, KERRY U. OLIVER 2010

beschreiben, dass zwischen der Geostatistik und anderen Gebieten der räumlichen Statistik bis in jüngste Zeit nur wenig gegenseitige Befruchtung zu verzeichnen war. Es wird ein Überblick auf dem Gebiet der „Geogra...“ Zeitschriften gegeben, wo geostatistische Methoden zur Anwendung kommen und warum sie so häufig noch nicht angewendet werden, obwohl sie sinnvoll und verfügbar wären. Ein wesentlicher Faktor ist hier die Unkenntnis vieler Geographen über die Möglichkeiten der Geostatistik.

ASHIQ U. A. 2010

verwenden den Output des RCM PRECIS als Ausgangsmaterial für einen Vergleich mehrerer geostatistischer Methoden für das Downscaling bis auf eine Auflösung von 250 x 250 m. Die besten RMSE Werte erreicht dabei die Methode *Radial Basic Function spline with tension*, gefolgt von Ordinary Cokriging. Cokriging schneidet in der Monsunzeit von Juni bis Oktober vergleichsweise schlecht ab wegen der sehr schwachen Korrelation der PRECIS Daten mit der Höhe (R^2 Werte zwischen 0 und 0,09). Bei den R^2 Werten schneidet aber Cokriging am besten ab. Deshalb wird Cokriging auch insgesamt als am besten geeignet beurteilt.

⁸ Eine weitere Zusammenfassung aus diesem Themenbereich befindet sich im Anhang: Tiberiu (2009).

3.4 METHODISCHE PROBLEME, KRITIK, MÖGLICHE AUFLÖSUNG

Einige methodische Probleme sind zu beachten bei der Beschäftigung mit Extremniederschlägen, besonders in den Alpen:

- Es ist nicht sinnvoll, zu kurze Niederschlagsreihen auf der Suche nach Veränderungen bei sehr selten auftretenden Ereignissen zu untersuchen.
- Zwischen Niederschlagsdurchschnittswerten und Extremwerten besteht kein Zusammenhang.
- Die räumliche Kontinuität von Niederschlägen in den Alpen ist sehr unterschiedlich ausgeprägt. Je kürzer der Untersuchungszeitraum und je kleiner das Untersuchungsgebiet, desto stärker sind die Variationen der Niederschlagsmengen über kurze Distanzen hinweg, besonders am Alpenrand. Die Repräsentativität einer Punktmessung für die Umgebung kann also stark schwanken. Kleineräumige Prozesse werden durch die RCMs nicht ausreichend gut repräsentiert. Wenn dies schon für das heutige Klima gilt, gilt dies erst recht auch für das zukünftige.
- Bei der Interpolation von alle 10 Jahre wiederkehrenden Niederschlagsextremwerten (Stationsdaten) auf ein 25 km-Raster werden diese Werte im Schnitt auf 2/3 des Ausgangswertes reduziert. Die Intensität der besonders starken Niederschlagsereignisse wird von RCMs gerne unterschätzt. Besonders dort, wo der Niederschlag am stärksten ist, gibt es die größten Diskrepanzen.

FREI U. SCHÄR 2001

Es ist nicht sinnvoll, zu kurze Niederschlagsreihen auf der Suche nach Veränderungen bei sehr selten auftretenden Ereignissen zu untersuchen. Zum Beispiel liegt die Wahrscheinlichkeit, bei Vorliegen einer hundertjährigen Datenreihe eine Änderung der Frequenz von nur alle 100 Jahre auftretenden Ereignissen um das 1,5-fache aufzudecken, bei nur 20%. Statistisch nicht signifikante Trend-Resultate sollten also mit besonderer Vorsicht betrachtet werden.

GERMANN U. JOSS 2001

Germann und Joss nutzen Variogramme der Radar-Reflektivität zur Beschreibung der räumlichen Kontinuität von Niederschlägen in den Alpen. Dabei stellen sie fest, dass die räumliche Kontinuität sehr unterschiedlich ausgeprägt ist. Je kürzer der Untersu-

chungszeitraum und je kleiner das Untersuchungsgebiet, desto stärker sind die Variationen der Niederschlagsmengen über kurze Distanzen hinweg. Bei Betrachtung längerer Zeiträume sinkt die Variabilität.

Bei einem näher untersuchten 96-stündigen Niederschlagsereignis in den Südalpen war die Variabilität nahe des Alpenhauptkamms durch stratiformere Niederschläge geringer als in Gegenden mit großen Höhenunterschieden über kurze Distanzen am Alpenrand, wo es häufiger zu Schauern kam.

Dementsprechend kann auch die Repräsentativität einer Punktmessung für die Umgebung stark schwanken. Fehlen starke Höhenunterschiede und sind die Niederschläge nicht schauerartig, so ist diese Repräsentativität relativ hoch, besonders über längere Zeiträume hinweg.

WEHNER 2004

zeigt, dass kein Zusammenhang besteht zwischen Niederschlagsdurchschnittswerten und Extremwerten.

HAYLOCK U. A. 2008

Haylock u. a. gehen ähnlich vor wie Frei u. Schär (1998), aber Sie untersuchen ganz Europa und einen längeren Zeitraum, 1951-2006. Ziel ist die Verfügbarkeit eines Rasterdatensatzes in mehreren Auflösungsstufen für die Validierung des Outputs von RCMs. Dazu werden Stationsdaten (Punktwerte) in einem zweistufigen Interpolationsverfahren in ein 25 km-Raster umgerechnet. Die monatlichen Durchschnittswerte werden mit *Thin Plate Spline* interpoliert. Die täglichen „Anomalien“ (für den Niederschlag: Verhältnis des Tagesniederschlags zum Monatsniederschlag) werden mit Universal Kriging interpoliert. Beim Kriging wird nur ein Variogramm für alle Tage verwendet, da Versuche ergeben, dass täglich unterschiedliche Variogramme keinen Mehrwert bringen. Anisotropische Modellierung wird versucht, aber als in diesem Fall unbedeutend wieder verworfen.

Unter anderem wird auch untersucht, wie sich die Interpolation der Stationsdaten auf das 25 km-Raster auf die 10-Jährlichkeiten des Tagesniederschlags auswirkt. Dabei wird eine Reduktion auf 45 bis 90 % der Stationswerte festgestellt (im 5- bzw. 95%-Bereich, Median bei 66 %). Dies wird für das 25 km Raster akzeptiert, da es als Vergleich für den ebenfalls auf 25 km gerasterten Output von RCMs dienen soll. Die Frage

ist nur, mit welchen Methoden man dann wieder von diesem Output auf einigermaßen realistische Extremwerte für einzelne Beobachtungspunkte kommen könnte. Sollte man pauschal von 1,5 fach höheren Werten ausgehen? Darauf gehen Haylock u. a. leider nicht ein.

MARAUN U. A. 2010

Diese Gemeinschaftsarbeit von Meteorologen, Klimatologen, Statistikern und Hydrologen zeigt sehr anschaulich die Notwendigkeit aus Sicht der Wirkungsforschung für ein weiteres Downscaling von der 25 km-Auflösungsebene, die von RCMs erreicht wird. Dieses Downscaling mit statistischen Methoden wird als Model Output Statistics (MOS) bezeichnet. MOS unterstützen beim Streben nach verschiedenen Erkenntniszielen. Von den von Maraun u. a. aufgezählten sind für die hier vorliegende Arbeit relevant:

- Regionale und saisonale Bedürfnisse. Die Erfüllung der regionalen Bedürfnisse hängt unter anderem von der Qualität des GCMs ab, das als Basis für das RCM dient. Auch die neuesten GCMs weisen noch einige Schwächen auf, etwa in der Simulation von blockierenden Hochs, der El Nino Southern Oscillation (ENSO) und von Zyklonen, auch außertropischen. Für einen Vergleich verschiedener MOS Techniken ist das allerdings nicht so relevant, da alle denselben GCM Fehlern unterliegen. Durch die Tatsache, dass für Europa schon relativ viele Studien über das Downscaling mit RCMs vorliegen, ergeben sich durch den RCM Einsatz kaum weitere Einschränkungen. Bei der Saisonalität gibt es im Winter im Allgemeinen weniger Probleme als im Sommer, so dass auch dies für den Untersuchungsgegenstand keine bedeutsame Einschränkung darstellt.
- Ereignisintensität: Die Intensität der besonders starken Niederschlagsereignisse wird von RCMs gerne unterschätzt. Besonders dort, wo der Niederschlag am stärksten ist, gibt es die größten Diskrepanzen. RCMs mit 50-km-Raster haben bei den 5-Jährlichkeiten eine hohe räumliche Variabilität mit Schätzungsfehlern von -50 bis +50%. Einer von mehreren Gründen für diese Fehler könnte die zu ungenaue Abbildung der Topographie bei dieser Rasterauflösung sein, ein Manko, das sich durch die hier zu untersuchenden Techniken theoretisch beheben lassen könnte. Die Verteilung von Niederschlägen tendiert dazu, *heavy tailed* zu sein, also vergleichsweise hohe Werte im Extrembereich zu besitzen. Eine gene-

ralisierte Pareto-Verteilung könnte eine Möglichkeit sein, diesen *heavy tail* zu modellieren.

- Zeitliche Variabilität und Zeitskalen: Die zeitliche Struktur der RCMs wird durch MOS nicht verbessert.
- Downscaling für zukünftigen Klimawandel: Kleinräumige Prozesse werden durch die RCMs nicht ausreichend gut repräsentiert. Wenn dies schon für das heutige Klima gilt, gilt dies erst recht auch für das zukünftige. Wenn ein RCM bei der Nachbildung des heutigen Klimas in mehreren verschiedenen Regionen gute Resultate zeigt, so wird auch seine Fähigkeit, unbekannte zukünftige Klimata zu modellieren, höher einzuschätzen sein. Die drei wichtigsten Unsicherheitsfaktoren sind
 - Modell-Formulierung
 - Unsicherheit über die anthropogenen Klimawirkungsfaktoren
 - natürliche Variabilität

Es wird betont, dass es besonders beim Downscaling von Extremen unerlässlich ist, Techniken anzuwenden, die in der Lage sind, komplette, also nicht auf einzelne Stationen beschränkte Verteilungen zu generieren.

3.4.1 MÖGLICHKEITEN ZUR FEHLERKORREKTUR

In den beiden folgenden Aufsätzen werden mögliche Erklärungen für Modellfehler geliefert und eine Möglichkeit zur Fehlerkorrektur genannt.

NINYEROLA, PONS UND RURE 2000

Für Katalonien wird die Kartierung u. a. von monatlichen und jährlichen Niederschlagshöhen mit Hilfe von GIS untersucht. Mit Hilfe einer multiplen Regressionsanalyse wird aus Variablen wie Höhe, geogr. Breite, Kontinentalität und Bewölkung die Regressionsgleichung erstellt, wobei alle diese Variablen aus einem DEM abgeleitet wurden. Immerhin können so R^2 Werte zwischen 0,6 und 0,91 für Niederschlag erzielt werden, je nach Monat. Die meisten Messstationen liegen im Flachland. Die Länge der Datenreihen beträgt 20 Jahre.

Für den Niederschlag wurde als abhängige Variable die Gesamtmenge gewählt. Als unabhängige Variable wurde nach Vortests auf die Exposition verzichtet. Kontinentali-

tät wird als Distanz zum Meer modelliert. Aus der gefundenen Regressionsgleichung werden für jede Station potenzielle Werte berechnet. Die Differenz zu den gemessenen Werten (Residuen) werden in eine Karte übertragen und mit IDW oder Kriging (je nachdem, was bessere Ergebnisse bringt) interpoliert. Auf S. 1832 u. 1833 werden die Faktoren aufgeführt, die zur Erklärung der Residuen in Frage kommen:

- Geographische Stationsinformationen
 - Positionsfehler
 - Wertefehler
- Klimatologische Stationsinformationen
 - Positionsfehler
 - Kalibrierungsfehler
 - Ablesefehler
 - Abschreibfehler
- Datenmanipulation
- Inhärente Faktoren des Modells
 - Auslassung relevanter Parameter
 - Nicht-lineares Verhalten von Variablen
 - Interpolationsmethode für die „Korrektoren“

Übers Jahr gerechnet wird ein R^2 Wert von 0,66 erzielt, nach Anwendung der „Korrektoren“ 0,86. Höhe und Bewölkung haben fast in jedem Monat einen signifikanten Zusammenhang mit der Niederschlagsmenge, die Distanz zum Meer nur in drei Monaten. Der Breitengrad ist in sechs Monaten (Sept. – Jan. + März) relevant. Kriging bewährt sich besser als IDW für die Interpolation der Residuen.

VAN DER LINDEN U. MITCHELL 2009

Regressionen für Niederschlagsindizes sind generell zu „flach“, so dass die extremsten Werte der Indizes unterschätzt werden. Daher wurde eine Fehlerkorrekturmethode entwickelt, die die täglichen Niederschlagswerte in Richtung der beobachteten Verteilung korrigiert. Diese Methode scheint die extremsten Werte der Niederschlagsverteilung besser zu repräsentieren als der direkte Modell-Output (S. 67).

3.4.2 MÖGLICHE AUFLÖSUNG

Zur Frage, welche räumliche Auflösung beim Downscaling von Extremniederschlagsdaten erreicht werden kann, ergibt sich kein einheitliches Bild in der Fachliteratur. Manche Autoren sehen eine Auflösung von 1 km als möglich an, andere sehen bei kleinräumigen Aussagen keine signifikanten Ergebnisse mehr.

BOOIJ 2002

Booij untersucht, ob das Flutrisiko an der Maas (Ardennen, Lothringen, Wallonie) zugenommen hat bzw. zunehmen wird. Dabei kommt er zu dem Schluss, dass die passende Auflösung für die Untersuchung von extremen Niederschlagsereignissen nicht unter 20 km liegen sollte, wenn die Fehlertoleranz nicht größer als 10 % sein soll. Zum damaligen Zeitpunkt ergaben sich bei einem Downscaling von GCM Ergebnissen auf die 20 km Auflösung große Differenzen zur Reanalyse, und auch zwischen Reanalyse und tatsächlichen Stationsdaten. RCMs schnitten hierbei aber bereits besser ab.

CASAS U. A. 2007

Hier wird für Katalonien mit "objektiven" Methoden der maximale Tagesniederschlag für Wiederkehrperioden zwischen 2 und 500 Jahren in hoher räumlicher Auflösung (1 km) auf Basis von 145 Stationen berechnet. Als Ausgangsfeld für die Analyse wurden monatliche Niederschlagsdaten von Ninyerola, Pons u. Rure (2000) verwendet.

KENDON U. A. 2008

Die natürliche jährliche bis multi-dekadische Schwankung extremer Niederschläge in Europa macht es schwer, Klimaänderungssignale (Vergleich 2071-2100 zu 1961-90) von diesem "Rauschen" zu unterscheiden. Veränderungen halbwegs genau zu quantifizieren, ist eigentlich nur für einige Regionen in Nordeuropa möglich. Die Signifikanz steigt allerdings, wenn durch räumliches Pooling Aussagen für größere Räume getroffen werden und auf kleinräumige Aussagen verzichtet wird.

Es wird gewarnt, dass dort, wo es einen signifikanten Einfluss langfristiger Klimavariabilität auf das extreme Ende der Niederschlagsverteilung gibt, einzelne 30-Jahres-Experimente nicht ausreichend sind, um Rückschlüsse auf Veränderungen zu ziehen.

3.5 INTERPOLATIONSMETHODEN

3.5.1 GEOSTATISTISCHE METHODEN

Welche Methoden eignen sich zur Kartierung von (Extrem-)Niederschlagsdaten?⁹

- Geostatistische Methoden wie Cokriging und Detrended Kriging bieten bei der Interpolation von Niederschlagsdaten eine Reihe von Vorteilen gegenüber deterministischen oder statistischen Methoden. Vorteile gegenüber den deterministischen Methoden bestehen bei geringer Messstationsdichte. Vorteile gegenüber statistischen Methoden bestehen, wenn der Korrelationskoeffizient zwischen der abhängigen und den unabhängigen Variablen einen bestimmten Wert (0,9 oder 0,75, je nach Autor) unterschreitet.
- Gute Ergebnisse werden mit Universal Kriging, Universal Cokriging oder Ordinary Cokriging erzielt, wobei die Ergebnisse besser sind, wenn durch vorgeschaltetes Detrending das Kriging nur auf die Residuen angewandt wird.
- Ebenfalls gute Ergebnisse werden mit einem zweistufigen Prozess erzielt, bei dem mit Indicator Kriging zunächst die Niederschlagswahrscheinlichkeiten modelliert werden und anschließend mit Ordinary oder Simple Kriging die Intensitäten für die Gebiete mit Niederschlag.
- Eine Qualitätskontrolle der Daten vor dem Kriging ändert die Ergebnisse deutlich.
- Eine Log-Transformation der Daten vor dem Kriging bringt nicht unbedingt Vorteile (Roth (1998)).

PHILLIPS, DOLPH U. MARKS 1992

Drei geostatistische Methoden werden zur Ermittlung von Jahresniederschlagswerten untersucht: Kriging, Detrended Kriging und Cokriging mit Höhe als unabhängiger Variable. Kriging schneidet am schlechtesten ab. Untersuchungsgebiet war das Willamette Flussbecken im westlichen Oregon. Die Anwendung von Detrended Kriging und Cokri-

⁹ Zwei weitere Zusammenfassungen aus diesem Themenbereich befinden sich im Anhang: Atkinson u. a. (1994) u. Dirks u. a. (1998).

ging im Einzugsgebiet des Columbia Flusses scheitert aber letztlich, da in diesem relativ großen Gebiet Höhe und Niederschlag nicht ausreichend korreliert sind.

KRAVCHENKO, ZHANG U. TUNG 1996

Die Niederschlagsverteilung in Wyoming wird mit Hilfe von Kriging mit externer Drift (entspricht Universal Kriging) und den Covariablen Höhe, Hangneigung, Exposition, Länge und Breite geschätzt. Durch Nutzung der Covariablen konnte die Varianz um 30-40% verringert werden. Besonders erfolgreich war die Methode in gebirgigen Gegenden mit spärlichen Beobachtungsdaten. Der Korrelationskoeffizient zwischen geschätzten und beobachteten Werten konnte auf 0,8 gesteigert werden.

MARTÍNEZ-COB 1996

Ordinary Kriging, Cokriging (mit Höhe als unabhängiger Variable) und Modified Residual Kriging werden verglichen. Letzteres schneidet etwas schlechter ab als die beiden anderen Methoden. Cokriging hat die geringsten Fehlerwerte. Nur Jahresniederschläge werden untersucht. Untersuchungsgebiet war Aragon.

DUNGAN 1998

Bei der Kartierung von großräumigen Vegetationsmengen aus Fernerkundungs- und Bodendaten ist Cokriging die beste Methode, wenn der Korrelationskoeffizient zwischen direkten und ergänzenden Daten kleiner 0,89 ist. Darüber ist Regression die beste Methode.

PARDO-IGÚZQUIZA 1998

Untersuchungsgebiet ist das Einzugsgebiet des Flusses Guadalhorce im südlichen Spanien. Trotz des relativ kleinen Untersuchungsgebiets standen 51 Messstationen zur Verfügung. Geschätzt werden soll das Flächenmittel des Jahresniederschlags für dieses Gebiet. Es werden vier Methoden verglichen: Thiessen Polygone, Ordinary Kriging, Cokriging und *Kriging with an external drift* (entspricht Universal Cokriging). Letztere schneidet am besten ab, der Niederschlag steht dabei in einer linearen Beziehung zur Höhe (abgeleitet aus einer topographischen Karte). Der Korrelationskoeffizient zwischen Niederschlag und Höhe für dieses Gebiet ist 0,63.

SEO 1998

Zur Interpolation von Echtzeit-Niederschlagsmessdaten in Oklahoma wird doppeltes Kriging eingesetzt, Indicator Kriging für die Niederschlagswahrscheinlichkeit und Simple Kriging für die Niederschlagsmenge. Die Ergebnisse sind deutlich besser als mit der zuvor verwendeten Methode "reciprocal distance-squared".

ROTH 1998

Die Log-Transformation der Daten vor dem Kriging (Lognormal Kriging) bringt, besonders bei OK, nicht unbedingt Vorteile, weshalb in der hier vorliegenden Arbeit (auch der Einfachheit halber) weitgehend darauf verzichtet wird.

PRUDHOMME U. REED 1999

Ziel ist die Erstellung von Karten extremen Niederschlags (Median des jährlichen maximalen täglichen Niederschlags) in gebirgigen Gegenden Schottlands mit Hilfe geostatistischer Methoden. Als Interpolationsmethoden wurden Ordinary Kriging und Modified Residual Kriging (MRK) ausgewählt. 1003 Messstationen standen zur Verfügung. Eine Regressionsgleichung mit vier Parametern, entwickelt in einer Vorstudie, wird für MRK verwendet. Die Ergebnisse für MRK sind etwas besser als die für OK.

Untersuchungsgebiet sind die schottischen Mittelgebirge (höchster Gipfel 1343 m), eines der regenreichsten Gebiete Europas. Die Dichte der 1003 zur Verfügung stehenden Messstationen ist vergleichsweise hoch. Von jeder Station wurde für jedes Jahr der höchste Tageswert für Niederschlag ermittelt. Aus den Einzelwerten wurde der Median (RMED) ermittelt. Das verwendete digitale Geländemodell hat eine Auflösung von 1x1 km.

Keine einzelne Variable hat eine signifikante Beziehung zum RMED. Cokriging mit nur einer Covariable würde also nicht zu besseren Ergebnissen führen als OK. Mehrere Covariablen wurden nicht probiert, da sonst die Studie zu komplex geworden wäre.

Die Regressionsgleichung erklärt 43% der gefundenen Varianz. In die Gleichung gehen 4 komplexe Variablen ein, die sich aus dem Geländemodell ableiten: Die durchschnittliche Distanz zum Meer in zwei verschiedenen Richtungen, die Behinderung von Luftbewegungen nach Nordosten und die Rauheit des Terrains Richtung Südwesten. Trotz dieser komplexen Vorberechnungen ist der RMSE unter Verwendung dieser vier Vari-

ablen nur leicht besser als mit Ordinary Kriging. Der Aufwand lohnt sich also offenbar in dieser Form nicht.

GOOVAERTS 1999, 2000

Goovaerts (2000) untersucht für die Algarve drei multivariate Methoden mit Höhe (aus einem DEM) als unabhängiger Variable:

- *Simple Kriging with varying local means* (SKlm)
- *Kriging with an external drift* (entspricht Universal Kriging)
- *Colocated Cokriging*

Dazu zum Vergleich

- Lineare Regression Niederschlag gegen Höhe
- Thiessen Polygone
- *Inverse Square Distance*
- Ordinary Kriging

Am schlechtesten schneiden Thiessen Polygone und *Inverse Square Distance* ab. Ordinary Kriging ist besser als Lineare Regression, wenn die Korrelation zwischen Niederschlag und Höhe $< 0,75$ ist. Am besten schneiden die drei multivariaten Methoden ab, davon Ordinary Cokriging nicht ganz so gut und SKlm am besten.

Asli und Marcotte (1995) (zitiert nach Goovaerts 2000) schreiben, dass sich die Einbeziehung von Covariablen ab einem Korrelationskoeffizienten von $> 0,4$ lohnt.

BOER, DE BEURS U. HARTKAMP 2001

Für die Studie werden die 4 Monate untersucht, für die für das Untersuchungsgebiet (der mexikanische Bundesstaat Jalisco) der Pearson Koeffizient zwischen Niederschlag und Höhe größer als 0,5 ist. Ein Scatterplot zeigt für August einen abnehmenden Zusammenhang, der Niederschlag sinkt mit der Höhe (Koeffizient -0,5). Für April und Mai ist er aber positiv, 0,6.

Verwendet werden

- Ordinary Kriging

- Ordinary Cokriging (mit Höhe als unabhängiger Variable, aber nicht aus einem vorhandenen DEM, sondern einfach mit den Höhenwerten der Stationen – so verbessern sich die Ergebnisse)
- Regression Kriging (entspricht *Kriging with external Drift*). Bei Regression Kriging wird die Höhe nicht berücksichtigt. Es handelt sich um eine Form von Universal Kriging.
- Trivariates Regression Kriging. Dabei wird Trivariates Ordinary Kriging auf die Regressionsresiduen angewendet.

Die Validierung erfolgt mit 5 mal 25 von Hand ausgesuchten Messstationen. Untersucht werden MSE und Maximal Prediction Error (MPE). Die Ergebnisse sind unübersichtlich, weil sie für jedes der 5 Validierungs-Sets extra angegeben werden. Blickt man nur auf die Kriging-Ergebnisse für Niederschlag, ergibt sich das Bild, dass beim MSE Trivariate 7 mal am besten ist, OK 2 x, RK 9 x, Cokriging nur 2 x. Beim MPE: OK 2 x, RK 8,5 x, Cokriging 4 x, Trivariate 4,5 x. Insgesamt schneidet RK also gut ab.

Dass Cokriging nicht besser abschneidet, liegt daran, dass hier eine lineare Beziehung zwischen Niederschlag und Höhe (also z.B. stetige Zunahme mit der Höhe) angenommen wird, die hier nicht gegeben ist.

KYRIAKIDIS U. A. 2001

Mit geostatistischen Methoden und verschiedenen Covariablen (Feuchtigkeit, Wind, Höhe, Hangneigung) wird versucht, Niederschlag zu kartieren. Dabei wird auch versucht, Kombinationsvariablen als Prädiktoren zu finden wie z.B. die Feuchtigkeitsmenge, die orographisch angehoben wird. Die RMSE Werte sind am besten für Detrended Cokriging mit drei Covariablen (vertikaler Wind, orographisch angehobene Feuchtigkeit und Interaktion zwischen diesen). Im Ergebnis ist die Größenordnung des Erfolgs dieses Vorgehens gegenüber Methoden ohne Covariablen abhängig von der Dichte der zur Verfügung stehenden Stationsdaten, von der räumlichen Variabilität des Niederschlagsfelds und vom Grad der Korrelation zwischen Niederschlag und Prädiktoren.

GUAN, WILSON U. MAKHNIN 2005

Die Autoren bezeichnen ihr geostatistisches Modell als *Auto-Searched Orographic and Atmospheric Effects Detrended Kriging (ASOAdEK)*. Hinter dem komplizierten Namen verbirgt sich Ordinary Cokriging mit mehreren Variablen, insbesondere nicht nur orog-

raphischen wie der Höhe, sondern auch atmosphärischen: Feuchtigkeitsverteilung und Feuchtigkeitsflussrichtung, letztere nur in Verbindung mit der Exposition.

Die erzielten Ergebnisse sind gleichwertig mit denen der aufwändigen PRISM Methode, ja sie übertreffen deren Ergebnisse sogar im Winter. Zumindest gilt dies für das Untersuchungsgebiet, das nördliche, gebirgige New Mexico mit einer durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge von 440 mm. Der Vorteil gegenüber PRISM ist, dass bei ASOAdEK kein Expertenwissen über das darzustellende Klima notwendig ist. Für jeden Monat erhalten Höhe und Exposition unterschiedliche Gewichtungen in den Regressionsgleichungen.

DIODATO 2005B

Diodato entwickelt einen "Erosive Hazard Index" (EHI), um die Anfälligkeit von flussnahen Landschaften für die erhöhte Variabilität von einzelnen erosiven Regengüssen darzustellen. Die Wahrscheinlichkeiten, dass Stürme die berechneten Schwellen zur Katastrophe überschreiten, werden mit Indicator Kriging interpoliert. Variogramme werden dabei für Indikator-transformierte Daten berechnet, also meist binäre Daten, die anzeigen, ob ein Schwellenwert über- oder unterschritten wird. Diese Methode wird empfohlen, wenn Daten schief und unregelmäßig verteilt sind.

CHIU, LIN U. LU 2009

Das Untersuchungsgebiet ist Taiwan, der Untersuchungszeitraum 1961-2002. Ein GIS-basierter, zwei-stufiger Prozess wird angewendet:

1. Meteorologische Daten werden qualitätskontrolliert. Stationen mit fehlenden oder fehlerhaften Metadaten werden ausgeschlossen (13,5%). 8,3% der beobachteten Daten werden ausgefiltert wegen "extremer Fehler" oder "unvernünftiger" zeitlicher Sequenzen und räumlicher Muster.
2. Anschließend werden Klimadaten, darunter monatliche Niederschlagsmengen, räumlich interpoliert. 6 verschiedene Kriging-Varianten werden ausprobiert. Log-transformed Kriging war am besten aus praktischen Gründen (stetiger und einfacher).

Es werden sechs Varianten des Ordinary Kriging angewendet:

- Ordinary Kriging (OK)
- Detrended Kriging (detOK)

- Anisotropic Kriging
- Cokriging
- Modified Residual Kriging
- Log-transformed Kriging (logOK)

ArcGIS 8.1 mit Spatial Analyst und Geostatistical Analyst kommen zur Anwendung. Da die Niederschlagswerte deutlich *right-skewed* waren, wurden sie für logOK dezimal log-transformiert, um sie näher an eine Normalverteilung zu bringen.

Es werden keine signifikanten Unterschiede zwischen den sechs untersuchten Techniken gefunden. Aus praktischen Gründen wird deshalb logOK verwendet. Gründe für die ausbleibenden Unterschiede könnten die hohe Stationsdichte generell und das deutliche Überwiegen der Stationen im Flachland sein. Bergstationen wurden nicht gesondert untersucht. Der Zusammenhang zwischen Höhe und Niederschlag erklärt 1-45% der Varianz. Wenn auch X und Y Koordinaten dazu genommen werden, lassen sich 30 bis 78% der Varianz erklären. Der mittlere RMSE der sechs Methoden wird mit 31,15 mm angegeben.

Die fertigen Layer werden mit zwei älteren Arbeiten verglichen, darunter einer auf Basis von PRISM. PRISM kommt auf deutlich höhere Niederschlagswerte, z.B. 4.500 mm mehr auf einigen Gipfeln. Allerdings sind die Unterschiede vielleicht auf bessere Qualitätskontrolle einzelner Werte bei Chiu, Lin u. Lu zurückzuführen. Aus diesem Grund ist es auch nicht möglich zu sagen, welche Methode die bessere ist.

MORAL 2010

Für die Schätzung von Niederschlagsmitteln in der Estremadura liefern Simple Kriging with varying local means (SKV) und Regression Kriging/*Kriging after detrending* (RK) die besten Ergebnisse, RK für acht Monate und das Jahresmittel, SKV für vier Monate.

Für zukünftige Forschungen wird vorgeschlagen, andere unabhängige Variablen als nur die Höhe zu nutzen: Nähe zu großen Wasserflächen, Landbedeckung, durchschnittliche synoptische Zirkulationsmuster.

HERRERA U. A. 2011

Eine Grundlagenarbeit für Spanien, vergleichbar der von Frei u. Schär (1998) für den Alpenraum. Auf Basis von 2.756 Stationen wird ein tägliches Niederschlagsraster für

die Jahre 1950-2003 erstellt, ähnlich dem europäischen E-OBS Raster, das aber in Spanien auf deutlich weniger Stationsdaten basiert. Für die Interpolation wird ein zweistufiges Kriging-Verfahren gewählt: Binäres Kriging, um zu berechnen, ob überhaupt Niederschlag auftritt, und Ordinary Kriging für die Berechnung der Mengen in den Gebieten, in denen Niederschlag fiel. Die Ergebnisse, die mit MAE und RMSE validiert werden, sind deutlich besser als bei E-OBS, besonders auch bei den Extremwerten.

3.5.2 GEOGRAPHICALLY WEIGHTED REGRESSION (GWR)

Die folgenden Aufsätze beschäftigen sich mit GWR, einer von Fotheringham, Charlton und Brunson entwickelten Regressionsmethode, die mit fehlender Stationarität, wie sie bei Niederschlagsdaten eigentlich immer vorliegt, gut zurechtkommt. Die Methode eignet sich deshalb gut zur Interpolation von Niederschlagsdaten, besonders wenn die Gewichtung umliegender Punkte für jeden Punkt individuell festgelegt wird.

FOTHERINGHAM, CHARLTON U. BRUNSDON 1996

Eine lokalisierte Variante von *Ordinary Least Squares* wird als Methode vorgestellt, mit der die in vielen Fällen vorhandene räumliche Nicht-Stationarität von Daten bei der Interpolation besser berücksichtigt werden kann als mit globalen Methoden. Es werden Techniken wie die Parameterschätzung mit einem sich bewegenden Fenster erläutert.

FOTHERINGHAM, CHARLTON U. BRUNSDON 1998

Nichtstationarität, also das Vorkommen von Trends im Untersuchungsgebiet, ist der Regelfall. Bei herkömmlichen Methoden wird aber von Stationarität ausgegangen. GWR nimmt sich dieses Problems an und kommt durch die Schätzung von lokalen Regressionen mit Nichtstationarität gut zurecht.

Zum Vergleich mit GWR wird die schon länger bekannte Expansionsmethode herangezogen, mit der generelle Trends im Untersuchungsgebiet festgestellt werden können. Der Unterschied ist klar: Mit der Expansionsmethode können nur Trends bestenfalls dritter Ordnung festgestellt werden, die für das ganze Gebiet gelten. Mit GWR kann für jeden untersuchten Punkt eine besondere Beziehung zwischen der abhängigen und den unabhängigen Variablen geschätzt werden. In die Schätzung werden umliegende Punkte mit einbezogen, gewichtet nach ihrer Distanz zum untersuchten Punkt. Die Kunst bei GWR ist es, für diese Gewichtung die richtige Formel zu finden. Hat die Distanz eine zu geringe Bedeutung, wird GWR sehr ähnlich wie *Ordinary Least Squares*. Werden

dagegen nur sehr nahe liegende Punkte berücksichtigt, wird die Varianz sehr hoch. Optimalerweise kann die Bandbreite für jeden Punkt individuell festgelegt werden.

Mit Hilfe von GWR lassen sich komplexe, räumlich variierende Zusammenhänge zwischen Variablen darstellen, die weit über einen linearen oder quadratischen Trend hinausgehen.

CLARK U. SLATER 2006

Clark u. Slater bauen mit Hilfe von *Locally Weighted Regression* ein hoch aufgelöstes (2 km) Raster mit Niederschlagsdaten für ein gebirgiges Gebiet auf Grundlage von spärlichen Stationsdaten auf. Für jeden Zeitschritt (hier: Monat) wird mit Hilfe eines Regressionsmodells die konditionale, kumulative Verteilungsfunktion (*cumulative distribution function* (cdf)) des Niederschlags für jede Rasterzelle geschätzt. So gelingt es, die Wahrscheinlichkeiten des Auftretens von bestimmten Ereignissen in bestimmten Wahrscheinlichkeitskategorien realistisch nachzubilden.

3.5.3 STATISTISCHE METHODEN

Einige der interessanteren statistischen Methoden zur Interpolation von Niederschlagsdaten sollen hier ergänzend genannt werden.

- Eine häufig erfolgreich zur Interpolation von Niederschlagsdaten angewendete Methode ist PRISM.
- Auch bei linearem Zusammenhang zwischen Niederschlag und Höhe bringt eine statistische Methode nicht unbedingt Vorteile gegenüber einer einfachen deterministischen.
- Durch Berücksichtigung synoptischer Wettersysteme kann jedoch auch mit einer statistischen Methode ein Ergebnis vergleichbar mit geostatistischen Methoden erzielt werden.

DALY, NEILSON U. PHILLIPS 1994

In diesem Artikel wird das *Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model* (PRISM) vorgestellt. PRISM nimmt ein DEM zu Hilfe, um Niederschlagsfelder zu interpolieren. Dabei werden Gruppen von Stationen auf individuellen topographischen Facetten gebildet. Für jede DEM Rasterzelle wird der Niederschlag mittels Regression geschätzt auf Basis der Stationen auf derselben topographischen Facette. Mit

PRISM wurden bessere Ergebnisse erzielt als mit Detrended Kriging und Cokriging, da für diese ein generelles Verhältnis zwischen Niederschlag und Höhe Voraussetzung sei, das aber im Testgebiet (Oregon) nicht gegeben ist.

DALY U. A. 2002

"Geospatial climatology" nennen Daly u. a. das Expertenwissen über die räumlichen Muster des Klimas und ihre Beziehung zu geographischen Features. Um dieses für die Erstellung von GIS-kompatiblen Klimakarten zu nutzen, schlagen sie PRISM vor, bei dem iterierend Modelle aufgestellt, bewertet und verbessert werden. Höhe wird als sehr wichtiger Faktor für das Klima angesehen. Hangneigung und Exposition werden auch berücksichtigt.

Das Modell besteht aus 2 vertikalen Layern, so dass sich unter anderem Niederschlagsmaxima auf halber Höhe gut simulieren lassen.

Es wird versucht, die beiden bisherigen Ansätze der Klimakartographie, statistisch oder mit menschlicher Expertise, zu kombinieren und ein wissensbasiertes System aufzubauen. Auf dieser Basis wurden zum ersten Mal seit den 1960er Jahren die Niederschlagskarten aller 50 US-Bundesstaaten und der US-Klimaatlas überarbeitet. Auch der Hydrologische Atlas der Schweiz aus dem Jahr 2001 nutzt das PRISM Modell.

Die konkreten Werte für eine ganze Reihe von zum Teil auch bei Kriging und GWR relevanten Variablen auf S. 103 sind interessant. So werden etwa 15 Stationen für die gesamte Regression verlangt. 5 davon sollten in derselben "topographischen Facette" wie der zu berechnende Punkt liegen. Gemeinsame topographische Facetten werden durch Orientierung definiert, die nicht mehr als $1/8$ von 360° abweichen darf. Die horizontale Distanz einer Station wird vier Mal so hoch gewichtet wie die vertikale.

GOODALE, ABER U. OLLINGER 1998

mussten zuerst ein DEM von Irland in 1 km Auflösung konstruieren. 618 Niederschlagsmessstationen standen zur Verfügung. Mit polynomialer Regression wurde eine Regressionsgleichung gesucht, die die Niederschlagshöhe zu Position und Höhe in Beziehung setzt. Das Ergebnis weist im Schnitt absolute Fehler von 5-15 mm für den monatlichen Niederschlag auf. Im Vergleich mit IDW schnitten beide Methoden etwa gleich gut ab. Die polynomiale Regression war damals allerdings schneller zu berechnen.

DROGUE 2002

Es wird eine Methode PLUVIA vorgestellt zur Interpolation von Niederschlagsdaten und mit Universal Kriging und Colocated Cokriging verglichen. PLUVIA rechnet Punktwerte auf ein Raster um durch multiple Regressionsanalyse mit topographischen Parametern aus einem DEM. Durch omnidirektionale Parametrisierung mit einer *Moving Window* Technik können die synoptischen Wettersysteme, die den Niederschlag verursachen, besser berücksichtigt werden. PLUVIA ist in der Lage, monatliche und jährliche Niederschlagsfelder ungefähr ebenso gut zu schätzen wie die beiden geostatistischen Methoden.

3.6 PRÄDIKTAND

Welche Variablen werden in der Literatur zur Quantifizierung extremer Niederschläge genannt?

STARDEX FINAL REPORT

Im STARDEX Projekt (2001-2005) werden für die Untersuchung von Niederschlags-Extremen die folgenden fünf Indizes verwendet:

- pq90. Grenzwert für Starkniederschläge. 90stes Perzentil der Regentagemengen (mm/Tag)
- px5d. Größte 5-Tages-Menge Niederschlag (mm)
- pint. Durchschnittliche Niederschlagsmenge an einem Niederschlagstag
- pfl90. Anteil von Starkniederschlägen. Wie viel Prozent der gesamten Niederschlagsmenge stammen von Ereignissen, die oberhalb des langfristigen 90% Perzentils liegen?
- pnl90. Zahl der Tage mit Starkniederschlägen. Anzahl der Ereignisse mit Niederschlagsmengen oberhalb des langfristigen 90% Perzentils.

Ähnliche Indizes werden u. a. auch bei Schmidli u. a. (2007) verwendet.

Im Projekt STARDEX wurden keine geostatistischen Methoden wie Cokriging und auch kein GWR eingesetzt.

3.7 PRÄDIKTOREN

Welche Variablen haben die größten Korrelationen zu (winterlichen) (Extrem-) Niederschlägen in den Alpen und wären deshalb gut geeignet für multivariate Methoden?¹⁰

- *Exposure*¹¹ wird als eine geeignete Variable zur Modellierung durchschnittlicher Jahresniederschläge in Gebirgen genannt.
- Im Himalaya ist Höhe dafür am besten geeignet. Manche Autoren sehen Höhe generell als besten Prädiktor für Niederschlag, manchmal in Kombination mit Hangneigung. In den Alpen ist aber keine lineare Beziehung zwischen Höhe und Niederschlag vorhanden (Blumer 1994, Frei u. Schär 1998).
- Auch die Position in Bezug auf ein Gebirge (Luv- vs. Lee-Seite) wird als geeigneter Prädiktor für Niederschlag genannt (Johansson u. Chen 2003), ebenso der Anteil natürlicher grüner Vegetationsbedeckung.
- Saisonale Niederschlagswerte können je nach Jahreszeit für dasselbe Gebiet mit ganz unterschiedlichen Prädiktoren zusammenhängen.
- Bei Extremniederschlägen in den Alpen kann die geographische Lage der beste Prädiktor sein (Weisse u. Bois 2001). Für die Frequenz von Starkniederschlägen lassen sich dagegen nur schwer geeignete Prädiktoren finden (Haylock u. Goodess 2004), andere Autoren nennen hier Höhe und/oder Hangneigung (Beguería u. Vicente-Serrano 2006). Die Magnitude von Extremniederschlagsereignissen lässt sich gut mit der Hangneigung im 10-km-Umkreis kalkulieren, zumindest für Nordostspanien (Beguería u. a. 2009). Exposition wird dagegen, unabhängig von der Auflösung, nicht als ausreichend korrelierende Covariable genannt.

BASIST, BELL U. MEENTEMEYER 1994

Hier wird eine ziemlich eindeutige Antwort auf die Frage nach den besten Covariablen für Niederschlag gegeben, allerdings nicht für Extremniederschläge, sondern für den

¹⁰ Zwei Zusammenfassungen wurden in den Anhang ausgelagert: Sevruk, Matokova-Sadlonova u. Toskano (1998) und Oke, Frost u. Beesley (2009).

¹¹ *Exposure* wird dabei definiert als die Distanz zwischen der Messstation und der nächstgelegenen Barriere in umgekehrter Windrichtung, die mindestens 500 m höher als die Station ist.

durchschnittlichen Jahresniederschlag. *Exposure* gegenüber der vorherrschenden Windrichtung sei dafür meist besser geeignet als Höhe, Hangneigung und Exposition. Dabei wird *Exposure* definiert als die Distanz zwischen der Messstation und der nächstgelegenen Barriere in umgekehrter Windrichtung, die mindestens 500 m höher als die Station ist. Gibt es keine solche Barriere, kann *Exposure* einen Maximalwert von 100 km erreichen. Untersucht wurden allerdings nicht die Alpen, sondern acht andere Gebirge weltweit, darunter aus den mittleren Breiten nur die sehr nah am Meer gelegenen in British Columbia und Norwegen. In der Regressionsgleichung für British Columbia taucht *Exposure* nur an dritter Stelle auf, nach dem Produkt aus Hangneigung und Exposition und der Höhe (diese mit negativem Vorzeichen!). Damit können 71% der Varianz des durchschnittlichen Jahresniederschlags erklärt werden.

SINGH U. KUMAR 1997

Singh u. Kumar untersuchen den Einfluss der Orographie auf die Niederschlagshöhe im Himalaya. Dort steigt der jährliche Niederschlag linear mit der Höhe an. Saisonal ist dies aber nicht immer der Fall. Bei einer Höhe von etwa 2000 m stammt die Hälfte des Niederschlags aus Schneefall, ab einer Höhe von 5000 m gibt es nur noch Schneefall.

FREI U. SCHÄR 1998

Eine einfache Beziehung zwischen Höhe und Niederschlag besteht für die Gesamtalpen nicht. Hangneigung und Abschirmung spielen eine größere Rolle. Die Verteilung der Niederschläge in verschiedenen Höhenstufen zeigt zwei Maxima: Das erste bei 900 – 1.100 m, das zweite bei 2.300 – 2.500 m. Dazwischen liegen zwei Minima, ein kleineres bei 1.300 – 1.500 m und ein absolutes bei 2.100 – 2.300 m. Oberhalb 2.700 m sind keine Stationen mehr verzeichnet. Eine lineare Beziehung zwischen Höhe und Niederschlag ist nicht vorhanden.

Blumer (1994) konnte bei detaillierten lokalen Untersuchungen u. a. im Karwendel bei Innsbruck, am Patscherkofel, am Titlis und am Gamserrugg in der Ostschweiz keine signifikanten Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Höhe feststellen. Je nach Untersuchungsgebiet war der Zusammenhang anders. Mal gab es eine Zunahme mit der Höhe, mal eine Abnahme, mal ein Maximum bei etwa 2.000 m Höhe. Nur die Häufigkeit des Niederschlags nahm einheitlich mit der Höhe zu. Andere Faktoren wie Hangneigung, Exposition oder großräumige topographische Umgebung spielen hier eine größere Rolle. Außerdem ist bemerkenswert, dass die Unterschätzung des Niederschlags in

den Messgeräten mit der Höhe zunimmt, da diese vornehmlich durch Wind verursacht wird.

WEISSE U. BOIS 2001

verwenden Zeiträume bis maximal 24 Stunden, um Extremniederschläge zu definieren. Mehrtägig anhaltende Niederschläge werden nicht untersucht. Für die untersuchten Zeiträume sind Prädiktoren wie die Distanz zum Mittelmeer bedeutender als Variablen wie Höhe, Hangneigung oder Exposition. Extremniederschläge werden als Ereignisse definiert, die nur alle 10 oder sogar nur alle 100 Jahre eintreten. Für die 10-Jahres-Ereignisse (24 Stunden) wird ein Mittelwert von 83,6 mm mit Standardabweichung 18,5 angegeben, für die 100-Jahr-Ereignisse ist der Mittelwert 120,9 mm mit Standardabweichung 28,6.

Die verwendeten Höhenangaben sind ungenau, sie basieren nicht auf einem DEM, sondern auf einem Netz mit 4 km Spannweite, von dem die 25 dem Zentrum am nächsten gelegenen Punkte in Interpolationen und Näherungsrechnungen berücksichtigt werden. Weitere verwendete „lokale“ Variablen sind z.B. Hangneigung nach Himmelsrichtung, maximale und minimale Tangenten der Hangneigung, Exposition und Konvexität (Senke, Kuppe). Davon unterschieden werden regionale Variablen wie X und Y Koordinaten, Distanz zu Mittelmeer und Rhone (nicht unabhängig von X und Y), Lage innerhalb des frz. Alpenbogens (ebenfalls nicht unabhängig) und Barriereeffekt (Richtung, aus der Luft am ehesten zuströmen kann (geringste Höhenunterschiede)).

Von den einzelnen untersuchten Variablen gibt es in Bezug auf die 24-stündigen Werte keine überzeugenden Werte für R^2 . Am besten schneidet noch die Distanz zum Mittelmeer ab, die 35% der Varianz erklären kann. Die für 24h-Niederschlag mit multivariater linearer Regression gefundene Regressionsgleichung unter Berücksichtigung aller Variablen lautet

$$-0,0565 \times DM - 0,431 \times d1merrhone + 0,182 \times X - 118,3 \times TMIN4 - 9,6$$

(DM = Distanz zum Mittelmeer, d1merrhone = minimale Distanz zum Mittelmeer oder zur Rhone, TMIN4 = minimale Tangente der Hangneigung Richtung Südwest)

Mit dieser Gleichung steigt R^2 auf 0,57. Die ersten drei Variablen sind nicht unabhängig voneinander. Weisse u. Bois schreiben selber, dass diese Ergebnisse nicht zufriedenstellend sind.

Die schließlich erzeugten Karten zeigen, dass die größten 100-jährigen 24-h-Regenmengen in der Nähe des Mittelmeeres zu finden sind (Var und Alpes Maritimes). Im inneralpinen Bereich sind deutlich geringere Maximalwerte zu finden als in den alpinen Randbereichen. Die Validierung zeigt, dass der Mittelwert für 100-Jahres-24h-Niederschlag durch einfaches Kriging besser getroffen wird als durch die komplizierten reliefbasierten Methoden. Beide Methoden unterschätzen insbesondere die Standardabweichung.

DALY U. A. 2002

Höhe wird als guter, ja sogar als der wichtigste Prädiktor für Niederschlag bezeichnet. Die Beziehung Höhe - Niederschlag sei oft linear oder könne in annähernde Linearität transformiert werden.

JOHANSSON U. CHEN 2003

Untersucht wird der Einfluss von Wind und Topographie auf die Niederschlagsverteilung in Schweden. Die Studie basiert auf Daten aus 15 Jahren (370 Stationen). Der Wind wird aus Druckfeldern abgeleitet. Als wichtigste Variable stellt sich die Position einer Station in Bezug auf eine Gebirgskette heraus. Auf der Luv-Seite wächst der Niederschlag bei höherer Windgeschwindigkeit, ein Effekt, der auf der Lee-Seite schwächer ist. Auch Hangneigung multipliziert mit Windgeschwindigkeit war bei aufsteigenden Luftmassen ein wichtiger Faktor. Nah an der Küste war der Hangneigungseffekt größer, in Gebirgstälern war er schwächer.

MARQUÍNEZ, LASTRA U. GARCÍA 2003

Es wird zwar ein GIS verwendet, aber kein Cokriging, sondern multiple lineare Regression. Das beste Modell basiert auf fünf Variablen: Höhe, Distanz zur Küstenlinie, „Distanz vom Westen“, Höhenmittel in einem homogenen Gebiet und Mittel der Hangneigung in einem homogenen Gebiet. Es wird für ein Raster mit nur 200 m Auflösung kalkuliert. Auch die Fehlerwerte (R^2 zwischen 0,58 und 0,76, Standardfehler etwa 10%, MAE bei 13-19% der beobachteten Niederschlagsmenge) sind gut.

Das Untersuchungsgebiet ist Asturien im Norden Spaniens. Von 250 möglichen Stationen werden 133 wegen unzureichender Datenlage verworfen. Ein Rachas-Test auf einen zeitlichen Trend in der Niederschlagsserie verläuft negativ. Aber 22,2% der Daten fehlten und mussten mit Hilfe von Regressionsgleichungen zwischen kompletten und nicht

kompletten Stationen geschlossen werden. Nur 4 der 117 Stationen liegen über 1.000 m, obwohl 20% des Untersuchungsgebiets höher als 1.000 m liegen. Das für die Regression verwendete DEM wurde von einer digitalisierten topographischen Karte im Maßstab 1:200.000 abgeleitet. Trotzdem ist die verwendete Zellengröße nur 200 m. Das erscheint gewagt. Die Kalkulation von Hangneigung für eine Station wurde nicht direkt aus dem DEM abgeleitet. Vielmehr wurden mit Hilfe eines GIS Sub-Talkessel gebildet. Deren durchschnittliche Höhe und Hangneigung wurden verwendet.

Eine multiple lineare Regressionsanalyse ergibt, dass für die Jahresniederschläge lediglich mit der Höhe, für die Sommerniederschläge mit keiner unabhängigen Variablen und für die Winterniederschläge mit Höhe und Hangneigung des Talkessels ein signifikanter Zusammenhang besteht. Die Modelle verrechnen sich um 14-19 % bei der Bestimmung der Niederschläge an den Validierungsstationen.

HAYLOCK U. GOODESS 2004

verwenden als „nassen“ Index in Europa R90N, die Zahl der Tage mit Niederschlag über dem 90sten Perzentil für die Referenzperiode 1961-90. Diese Zahl wird für jeden Winter (DJF) zwischen 1958 und 2000 und jede Station bestimmt. Der Schwellenwert liegt je nach Station zwischen 4,1 und 48,8 mm, im Schnitt bei 13 mm. Das sind also eher normale Starkniederschläge, wie sie etwa monatlich vorkommen. Entsprechend liegt der durchschnittliche Wert für R90N auch bei etwa 3 pro Winter.

Bei der Suche nach Komponenten, die R90N erklären können, werden 6 gefunden, die aber nur 39,1 % der Varianz erklären können. Die höchsten Korrelationen für R90N mit meteorologischen Parametern wurden für Bodenluftdruck ermittelt, gefolgt von der geopotenziellen Höhe. Insbesondere der Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) ist deutlich.

DIODATO 2005

Diodato (2005) verwendet nicht nur Höhe, sondern auch einen topographischen Index als Covariable fürs Ordinary Cokriging. Dieser Index wird berechnet als Produkt aus Vegetationsbedeckungsfaktor (Anteil natürlicher grüner Vegetationsbedeckung) und der Wurzel der Höhe. Die Ergebnisse sind deutlich besser mit diesem Index als mit der Höhe (Korrelation zwischen Index und jährlichem Niederschlag: R^2 0,542 statt 0,072).

BEGUERIA U. VICENTE-SERRANO 2006

Es wird ein ähnliches Problem wie bei Diodato (2005b) untersucht. Karten sollen für die Wahrscheinlichkeit erzeugt werden, dass Extremniederschläge gewisse Schwellenwerte überschreiten. Hier wird aber die Extremwerttheorie angewendet und die drei Parameter einer generalisierten Pareto-Verteilung (*origin, scale, shape*) interpoliert, aber nicht mit Kriging, sondern mit globalen multivariaten Regressionstechniken. Es wird behauptet, dass geostatistische Methoden schlechtere Ergebnisse als diese Technik bringen würden, weil mit diesen keine unabhängigen Variablen berücksichtigt werden könnten. Das verwendete Regressionsmodell ähnelt aber letztlich einem „detrended co-splines with tension“. Kriging würde hier vielleicht eine weitere Verbesserung bedeuten. Als Covariablen werden Höhe, Hangneigung, Reliefenergie, Barriereeffekte in den vier Himmelsrichtungen und potenzielle Strahlung verwendet. Von diesen werden aber die meisten wegen Kollinearität nicht in die Regressionsgleichungen übernommen. Übrig bleiben nur entweder Höhe oder Hangneigung.

BEGUERÍA U. A. 2009

Basierend auf der Extremwerttheorie wird eine Methode vorgestellt, Extremniederschlagsereignisse für ein klimatologisch heterogenes Gebiet (das nordöstliche Spanien) für die vier Jahreszeiten zu modellieren. Obwohl meist nur Tageswerte für den Niederschlag vorhanden sind, können mit dieser Methode sowohl kurzfristige Spitzenintensitäten als auch mehrtägige Magnituden und die Dauer von solchen Ereignissen berechnet werden. Für die drei Parameter der Extremwerttheorie (*shape, scale, location*) werden Wahrscheinlichkeitsverteilungen kalkuliert, aus denen regionale Wahrscheinlichkeitsmodelle konstruiert werden können.

Für die Interpolation wird eine Mischung aus globalen und lokalen Methoden verwendet, sozusagen ein "detrended co-splines with tension". Im Winter stellt sich *SLOPE10* (durchschnittliche Hangneigung im 10km-Umkreis) als wichtige unabhängige Variable für die Kalkulation der Magnitude von Niederschlagsereignissen heraus, gefolgt von der Höhe im 25km-Umkreis.

PORTALÉS U. A. 2010

Nach Daly, Neilson u. Phillips (1994) korrelieren Variablen-Durchschnittswerte für Gebiete mit 2 bis 15 km Durchmesser besser mit Niederschlagsmengen als Punktdaten.

Die Werte für Kreise mit 5 bzw. 10 km Durchmesser korrelieren besonders stark. Deshalb werden von Portalés u. a. entsprechende Variablen verwendet.

Die Variablen, die am meisten mit der saisonalen Niederschlagsmenge korrelieren, unterscheiden sich für die untersuchte Region Valencia stark je nach Jahreszeit. Im Frühjahr hat die Variable S10 (durchschnittliche Hangneigung in einem Umkreis von 10 km) mit 0,58 den höchsten Korrelationskoeffizienten. Im Sommer dagegen ist es die geographische Breite, die mit 0,83 deutlich korreliert, gefolgt von Z10 (durchschnittliche Höhe im 10 km Umkreis) mit 0,72. Im Herbst erreicht nur die geographische Länge einen Wert von über 0,5 (0,64). Im Winter „gewinnt“ VS_N1 (0,49), eine Kennzahl, die berechnet wird als

(normalisiertes skalares Produkt des Vektors der Nordrichtung mit dem Vektor der synoptischen Fließrichtung am Boden + 1) / 2

also die Ausrichtung einer Station in Bezug auf die Feuchtigkeits-Fließrichtung berücksichtigt. Ordinary Cokriging (hier unter Verwendung des Residual Kriging Modells als zweite Variable) bringt oft die besten Ergebnisse, hier besonders im Herbst und Winter. Dies gilt besonders dann, wenn normale statistische Korrelationen zu einzelnen unabhängigen Variablen nicht besonders stark ausgeprägt sind und relativ viele Variablen in der Regressionsgleichung Berücksichtigung finden. Es wird beklagt, dass auch die besten Berechnungen die Niederschläge an bestimmten Stationen systematisch überschätzen, weil sie orographische Schatten nicht berücksichtigen.

4 PROJEKTBESCHREIBUNG

4.1 FORSCHUNGSFRAGE

Für die Ermittlung von möglichst punktgenauen Niederschlagsdaten ist es nach Durchsicht der einschlägigen Literatur heute der aktuelle Stand der Wissenschaft, ein Ensemble-Mittel von mehreren RCMs mit etwa 25 km Auflösung zu verwenden und dieses statistisch downzuscalen. Da Niederschlag aber ein räumliches Phänomen ist und der Raum bei den statistischen Downscaling-Methoden zumindest teilweise ignoriert wird, stellt sich die Frage, ob ein Einsatz von geostatistischen Methoden hier nicht hilfreich sein könnte. Die primäre Forschungsfrage dieser Arbeit soll daher lauten:

Könnte beim Downscaling von RCMs auch der Einsatz von geostatistischen Methoden sinnvoll sein?

Um dies beurteilen zu können, sollen die Ergebnisse mehrerer geostatistischer Methoden gegen Daten von Messstationen validiert werden, denn Ziel des Downscalings ist letztendlich eine verbesserte Vorhersage der Zukunft in hoher Auflösung. Um den Nachweis führen zu können, dass dies mit geostatistischen Methoden ebenso gut oder besser als mit statistischen Methoden möglich ist, soll eine Vorhersage bekannter Werte der Vergangenheit durchgeführt werden. Um mit einiger Sicherheit die Zukunft voraussagen zu können, muss gezeigt werden, dass die angewendeten Methoden in der Lage sind, die aktuell gemessene Situation mit befriedigender Qualität nachzubilden.

In diesem Zusammenhang stellt sich auch die Frage, ob es Covariablen gibt, deren Kenntnis die Ergebnisse der geostatistischen Methoden verbessern kann.

Für monatliche Niederschlagsmengen gibt es hierzu schon eine Reihe von interessanten Ergebnissen (siehe Literaturüberblick). Weniger umfangreich sind die Ergebnisse im Bereich der Extremwerte, die aber unter anderem für die Beurteilung der Frage von Bedeutung sind, ob die Gefahr von Rutschungen oder Muren in Zukunft zunehmen könnte. Deshalb sollen hier Niederschlagsextremwerte im Fokus stehen.

4.2 PROBLEMANALYSE, MODELL/ANSATZ

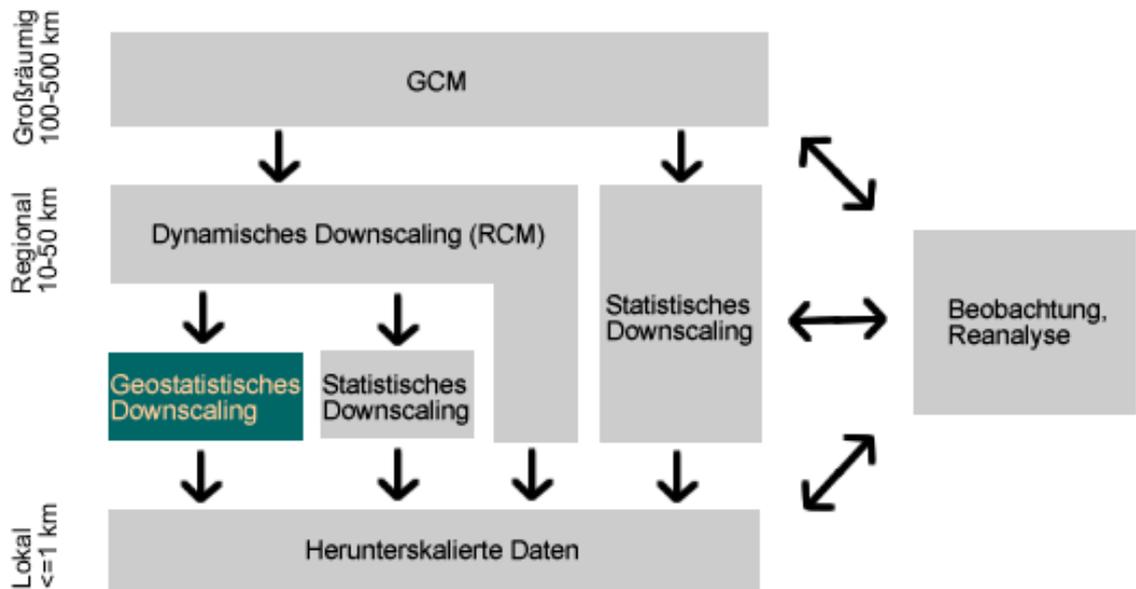


Abbildung 2: Modell zur Einordnung des in dieser Arbeit zur Anwendung kommenden geostatistischen Downscalings

Als Ausgangsmaterial für das geostatistische Downscaling wird nicht direkt der Output eines GCM, sondern der Output eines (oder noch besser mehrerer) RCM mit einer Auflösung von 50 km, besser aber 25 km verwendet. Dieser Output wird mit verschiedenen geostatistischen Methoden herunterskaliert auf eine Auflösung von 1 km oder weniger.

Diese herunterskalierten Daten werden verglichen mit Beobachtungsdaten von Messstationen. Für diese Validierung in Frage kommende Fehlerwerte sind

- durchschnittlicher Fehler (Mean Error, ME),
- Root Mean Square Error (RMSE),

bei Einsatz von Kriging auch

- Mittelwert des Standardfehlers (Average Standard Error, ASE) und
- Mean Standardized Error (MSE).

Als Untersuchungsgebiete werden die Alpen in Vorarlberg und dem westlichen Tirol festgelegt. Einerseits aus ganz praktischen Gründen: Für Österreich sind öffentlich zugängliche tägliche Niederschlagsmessdaten verfügbar. Andererseits sehen mehrere Studien die größte Wahrscheinlichkeit für eine Niederschlagszunahme in den Alpen im

Winter und im Nordwesten. Zusammen sind das die Gründe für die Konzentration auf die westlichsten Alpengebiete Österreichs.

4.3 PRÄDIKTAND

Mit welcher leicht handhabbaren, aber dennoch möglichst aussagekräftigen Variablen lässt sich die Anwendung geostatistischer Methoden für das Downscaling von Extremniederschlagsdaten gut testen?

Nach der Literaturlauswertung kommen zwei Variablenruppen in Frage:

- Frequenz: Variablen, die die Häufigkeit von Extremniederschlagsereignissen oder anders ausgedrückt die Wahrscheinlichkeit von solchen Ereignissen anzeigen, zum Beispiel „Zahl der Tage mit mehr als 30 mm Niederschlag“.
- Intensität: Wie viel Niederschlag fällt an Tagen, an denen viel Niederschlag fällt?

Folgt man den Schilderungen in der Einführung und den Aussagen etwa von Rickenmann u. Egon (2003), so dürfte die Intensität von Extremniederschlägen eine größere Korrelation mit katastrophalen Schadensereignissen haben als die Frequenz bzw. Wahrscheinlichkeit. Daher soll hier eine Variable verwendet werden, die die Intensität von Extremniederschlägen abbildet. In der Literatur werden hierfür oft Variablen verwendet, die Mehrtageszeiträume umfassen, etwa der Mittelwert des höchsten Niederschlags für einen 5-Tages-Zeitraum (*px5d* bei STARDEX). Um die Vorbereitung der Daten aber nicht zu kompliziert werden zu lassen, wird für jede RCM-Zelle und auch für jede Validierungs-Station die größte Ein-Tages-Menge des Niederschlags gesucht und für den Untersuchungszeitraum ein Mittelwert daraus gebildet.

Die interessanteste Jahreszeit dürfte für die Nordalpen der Winter sein, denn nur für diese Jahreszeit werden für manche Gebiete von manchen Autoren größere Extremwerte für die Zukunft angenommen. Der Prädiktand sei also der

Mittelwert des winterlichen maximalen Tagesniederschlags in l/m² (N_MAX_DJF_MW).

Eine Unterscheidung des Niederschlags nach Regen und Schnee erscheint nicht so wichtig, denn auch extreme Schneefälle stellen ein besonderes Risiko dar, etwa durch die damit verbundene Lawinengefahr und besonders durch die nachfolgende Schneeschmelze.

Stündliche oder mehrstündliche Werte unterhalb von 24 Stunden zu untersuchen, erscheint in Bezug auf Muren und Rutschungen im Winter nicht so wichtig. Rutschungen dürften vermehrt dann auftreten, wenn über viele Stunden hinweg große Niederschlagsmengen fallen, und das lässt sich auf jeden Fall auch an den Tagesmengen ablesen.

4.4 METHODEN

Als Methoden werden nach Auswertung der Literaturübersicht als multivariate Methoden Cokriging und GWR sowie zum Vergleich als univariate Methoden Ordinary (OK), Simple (SK) und Universal Kriging (UK) sowie zum Vergleich *Inverse Distance Weighted* (IDW) angewandt.

4.4.1 COKRIGING

Beim Cokriging handelt es sich um eine Erweiterung von Kriging-Verfahren (Ordinary Kriging, Simple Kriging, Universal Kriging, Indicator Kriging), bei der sich zwei oder mehr möglichst unabhängige Variablen gleichzeitig geostatistisch analysieren lassen. Dies ist hilfreich, weil so nicht nur die Niederschlagsdaten selber, sondern auch zusätzliche Variablen wie Höhe, Hangneigung, Exposition, Windrichtung usw. berücksichtigt werden können. Diese zusätzlichen Variablen sollten *cross-correlated* zur primären Variable sein, wenn sie gleichzeitig verwendet werden sollen. Wenn die Korrelation zwischen den Variablen hoch ist, kann Cokriging genauer schätzen als Ordinary Kriging (Lloyd 2007, 149). Cokriging basiert auf dem linearen Modell der Coregionalisation. Variogramme aller Variablen und das Cross-Variogramm werden benötigt.

Verschiedene Studien haben die möglichen Vorteile von Cokriging gegenüber univariaten Methoden gezeigt. Goovaerts konnte zum Beispiel zeigen, dass bei der Schätzung von Niederschlagshöhen verschiedene multivariate Methoden, die Höhendaten als zweite Variable nutzten, alle dem Ordinary Kriging überlegen waren, wenn der Korrelationskoeffizient zwischen Niederschlag und Höhe größer 0,75 war (Lloyd 2007, 151). Dungan (1998) hat allerdings einen Wert von 0,89 identifiziert, über dem Regression korrektere Werte schätzt als Cokriging.

Mögliche Covariablen sind unter anderem:

1. Höhe (siehe z. B. Daly u. a. 2002)

2. Hangneigung (Beguería u. a. 2009)
3. Exposition (in der Literatur finden sich für diese Variable allerdings keine erfolgreichen Modellierungen)
4. Feuchtigkeitsverteilung (Guan, Wilson u. Makhnin 2005)
5. Windrichtung/Windgeschwindigkeit (Schipper u. a. 2011)
6. Lage in Bezug auf ein Gebirge (Luv oder Lee-Seite; Johansson u. Chen 2003)

Geographische Breite und Länge oder andere räumliche Beziehungen wie etwa die Distanz zu einer Meeresküste zählen für die Geostatistik nicht zu den möglichen Covariablen, da die Lage im Raum in den geostatistischen Methoden jeweils ohnehin mit berücksichtigt wird.

Für die in Frage kommenden Variablen wäre zu prüfen, inwieweit sie Abweichungen vom Erwartungswert an einzelnen Stationen erklären können. Dazu sind zunächst die Werte dieser Variablen und auch der Längen- und Breitengrad für die Stationen im Untersuchungsraum zu ermitteln.

4.4.2 GEOGRAPHICALLY WEIGHTED REGRESSION

LLOYD 2007, S. 79 FF.

Bei Geographically Weighted Regression (GWR) werden die Daten nach ihrer Distanz zum Ort x gewichtet. Näher gelegene Beobachtungen werden stärker gewichtet als weiter entfernte. Zwei Entscheidungen sind zu treffen:

1. Wahl einer Gewichtungsfunktion (Form des räumlichen Kerns; daraus ergeben sich aber nur minimale Unterschiede)
2. Bandbreite des Kerns (hieraus ergeben sich bemerkenswerte Unterschiede in den Ergebnissen)

Wie findet man die richtige Bandbreite (es kann auch mehrere Bandbreiten geben, die sich lokalen Gegebenheiten anpassen)? Eine einfache Möglichkeit ist es, die Bandbreite je nach Ort zu variieren, so dass immer dieselbe Zahl von Nachbarn berücksichtigt wird.

Als Signifikanztest für GWR kann z.B. der Monte Carlo Test eingesetzt werden.

Lloyd zeigt am Beispiel Großbritanniens, dass das Verhältnis zwischen Höhe und Niederschlag sehr unterschiedlich sein kann. So steigt etwa der Niederschlag in einigen

küstennahen Gebieten im Nordwesten, aber auch im Osten Englands mit der Höhe stark an. In anderen Gegenden, besonders in Schottland, sinkt der Niederschlag sogar mit der Höhe. Bei Vorliegen solch einer Nicht-Stationarität ist der Einsatz von GWR besonders sinnvoll.

GWR ist allerdings ein lineares Modell. Wenn das Verhältnis zwischen einer der unabhängigen Variablen und der abhängigen nicht-linear ist (Beispiel: Niederschlag wäre in mittleren Höhen am höchsten, nimmt zu den Gipfeln hin aber wieder ab), wird das Modell nicht funktionieren.¹²

4.5 PRAKTISCHES VORGEHEN

Als Eingangsdaten soll der Output eines 25 km RCM verwendet werden. Ein RCM mit einer Auflösung von nur 7 km wie CLM kommt wegen der riesigen Datenmengen nicht in Frage.¹³ Es wird stattdessen ein RCM gesucht, das Daten enthält, aus denen man auf Extremniederschläge schließen kann. Dafür kommen tägliche Niederschlagsmengen in Frage. ENSEMBLES Daten sind unter anderem über den *KNMI Climate Explorer*¹⁴ verfügbar, bieten dort aber nur eine zeitliche Auflösung von einem Monat. Von der Seite *Research Theme 3* des ENSEMBLES Projekts können aber tägliche Daten geladen werden.

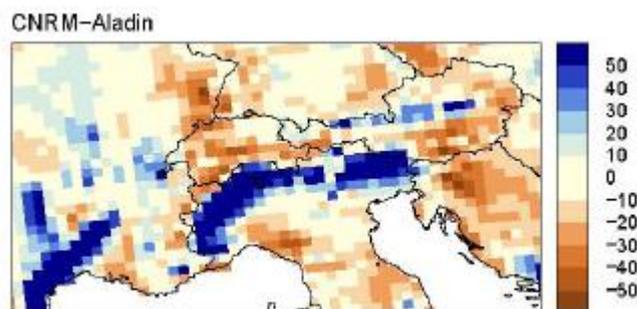


Abbildung 3: Visualisierung des relativen Fehlers des RCM *CNRM-Aladin* im Winter (DJF) für 5-Tages-Niederschläge, die nur alle 5 Jahre auftreten (aus Arnold u. a. 2009). Alle anderen 15 verglichenen Modelle zeigten im Raum Vorarlberg/Tirol höhere Fehlerwerte.

¹² Der letzte Absatz ist der Hilfe zum Programm ArcGIS entnommen, Thema „Regression Analysis Basics“

¹³ Die Größe des Datensatzes http://dx.doi.org/10.1594/WDCC/CLM_C20_1_D2 des Deutschen Klimarechenzentrums wird beispielsweise mit 2695 Gigabyte angegeben, was auch an der hohen zeitlichen Auflösung dieses Datensatzes von ein bis drei Stunden über einen Zeitraum 1961-2000 liegen dürfte.

¹⁴ <http://climexp.knmi.nl>

Von den dort angebotenen RCM-Daten fällt nach Auswertung des Aufsatzes von Arnold u. a. (2009) (vgl. Kap. 3.2.2) die Wahl auf *CNRM-Aladin* (Abb. 3). 2,71 Gigabyte Daten des ENSEMBLES RCM *CNRM-Aladin* werden am 24. Februar und vom 22. bis zum 24. März 2011 von der *Research Theme 3* Adresse <http://ensemblesrt3.dmi.dk/data/ERA40/CNRM/25km/> heruntergeladen. Es werden tägliche Niederschlagsmengen für den Zeitraum 1958-2001 geladen. Die Daten liegen im Dateiformat .nc (NetCDF) vor.

x	y	lon	lat
101	91	9.5335	46.7874
101	92	9.5248	47.0117
101	93	9.5160	47.2361
101	94	9.5072	47.4605
101	95	9.4982	47.6850
102	91	9.8611	46.7928
102	92	9.8539	47.0172
102	93	9.8466	47.2416
102	94	9.8392	47.4660
102	95	9.8317	47.6905
103	91	10.1888	46.7973
103	92	10.1830	47.0216
103	93	10.1772	47.2461
103	94	10.1713	47.4705
103	95	10.1653	47.6951
104	91	10.5166	46.8007
104	92	10.5122	47.0251
104	93	10.5078	47.2496
104	94	10.5034	47.4740
104	95	10.4989	47.6986
105	91	10.8444	46.8032
105	92	10.8415	47.0276
105	93	10.8385	47.2521
105	94	10.8356	47.4766
105	95	10.8326	47.7011

Tabelle 1: Rasterpunkte, die im Bereich der für die Validierung zur Verfügung stehenden Stationen liegen. Werte für die x- und y-Dimension, jeweils mit zugehörigem Längen- bzw. Breitengrad¹⁵

¹⁵ Es wäre wünschenswert gewesen, hier noch einige Punkte mehr als nur die für eine vollständige Abdeckung des durch die Evaluationsstationen abgesteckten Raums absolut notwendigen zu inkludieren. Da aber die Rechenzeiten in ArcGIS für eine vollständige multidimensionale Tabelle exponentiell anzuwachsen scheinen, war es nicht möglich, zunächst eine vollständige Tabelle pro Datei zu erzeugen,

Da die Stationsdaten für die Evaluation (s. unten) für den Zeitraum 1971-2006 vorliegen, wird beschlossen, die Daten von Dezember 1971 bis Februar 2001 zu verwenden, also für 30 vollständige Winter in dem Zeitraum, in dem sich die beiden Datensätze überschneiden.

Mit Hilfe des Tools *Make NetCDF Table View* aus ArcGIS 10 werden zunächst die Dimensionen der Datensätze untersucht. Das Raster liegt in der Projektion *Lambert Conformal Conic* vor. Zunächst werden die Rasterpunkte festgestellt, die im Bereich der für die Validierung zur Verfügung stehenden Stationen aus Vorarlberg und dem westlichen Tirol (s. unten) liegen. In Tabelle 1 sind diese Punkte aufgelistet. Der Abstand der Rasterpunkte zueinander beträgt in Nord-Süd- und West-Ost-Richtung jeweils etwa 37 km.

Um den durchschnittlichen maximalen winterlichen Tagesniederschlagswert für jeden Rasterpunkt zu erhalten, müssen zunächst für jeden der 25 Rasterpunkte vollständige Tagesreihen für die Jahre 1971-2001 (12.419 Tage) aus den einzelnen NetCDF-Dateien, die jeweils nur fünf Jahre umfassen, zusammengesetzt werden. Anschließend wird für jeden Winter und jeden Rasterpunkt der maximale Tagesniederschlag ermittelt. Aus diesen 30 Werten für jeden Punkt wird das arithmetische Mittel gebildet. Es ergeben sich Mittelwerte von 17,2 mm für den Punkt x:105/y:95 bis zu 42,2 mm für 103/93.

Zur ersten Exploration werden diese Daten mit großen Punkten in fünf Klassen mit gleichen Intervallen visualisiert. Als Basiskarte wird in dieser und den folgenden Karten der Layer „Boundaries and Places“ aus der ArcGIS 10 *Basemap* „Physical“ darunter gelegt. Diese erste grafische Darstellung (Abb. 4) ohne jede Form von Interpolation oder Downscaling erweckt einen Eindruck, der zunächst nicht unrealistisch scheint. Die höchsten Werte werden am Arlberg erreicht, besonders niedrige Werte im Voralpenland Richtung Schongau und bei Friedrichshafen sowie inneralpin bei Chur, am Reschenpass und bei Imst. Das scheint auf den ersten Blick gut zu den Daten z.B. von Frei u. Schär (1998) zu passen. Um die Qualität genauer prüfen zu können, wird dieses erste Zwischenergebnis einer Validierung unterzogen.

aus der dann die gewünschten Punkte zu entnehmen gewesen wären. (Eine multidimensionale Tabelle bei gleichzeitiger Einschränkung von zwei der drei Dimensionen lässt sich mit ArcGIS 10 nicht realisieren.) Deshalb musste für jeden Punkt in jeder Datei eine extra Tabelle erstellt werden, weshalb die Zahl der Punkte bei 25 belassen wurde. Bei 7 Dateien mussten so immerhin noch 175 Tabellen manuell erzeugt und zusammengeführt werden, um dann die Durchschnittswerte berechnen zu können.

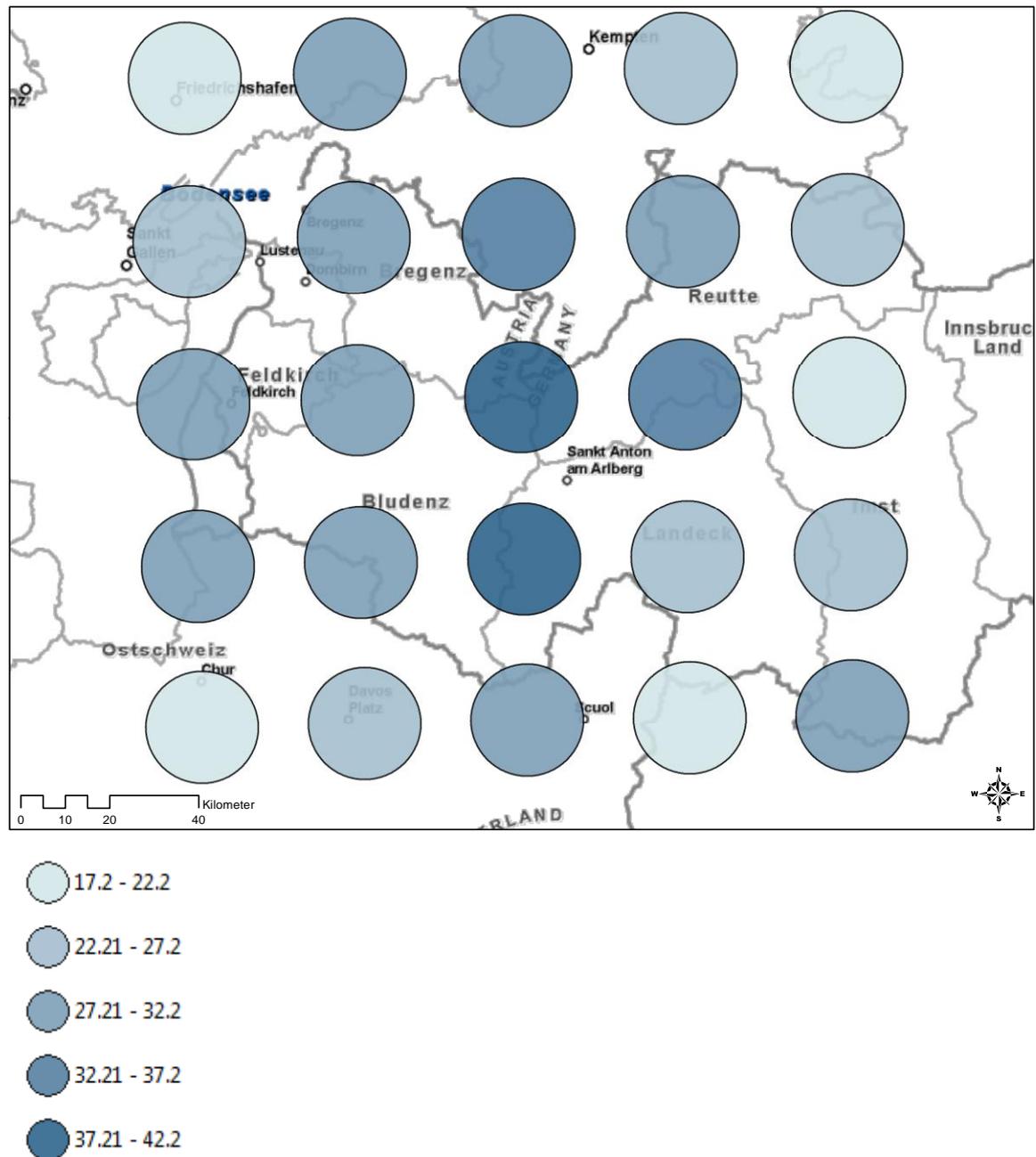


Abbildung 4: Mittelwert des winterlichen maximalen Tagesniederschlags in l/m² im Zeitraum 1971-2001 für einzelne Punkte des Rasters des RCM CNRM-Aladin

4.5.1 DATEN FÜR DIE VALIDIERUNG

Zur Validierung sollen Stationsdaten verwendet werden. Hierfür sollten 25-30 Stationen genügen, um den Aufwand in Grenzen zu halten. Die öffentlich zugänglichen Daten des *European Climate Assessment*¹⁶ beschränken sich für Österreich aber auf nur 6 Stationen, davon nur 3 im Bereich der Alpen zwischen 47° und 48° N und 9° und 15° E

¹⁶ <http://eca.knmi.nl>

(Salzburg, Innsbruck und Sonnblick). Um 28 Stationen zu bekommen, müsste man das Untersuchungsgebiet auf 45°-50° N und 7°-17° E ausweiten.

Rasterdaten aus dem ENSEMBLES Projekt (E-OBS¹⁷) in einer Auflösung von 0,25° sind zur Verifikation nicht ausreichend, da die Zielauflösung ja nur 1 km beträgt.

Schließlich wurde aber in einem WebGIS des österreichischen Lebensministeriums¹⁸ ein ausreichend dichtes Stationsnetz mit täglichen Niederschlagsdaten gefunden. Am 27. März 2011 wurden von dort tägliche Niederschlagshöhen für eine Reihe von Stationen in Vorarlberg und Tirol für den Zeitraum 1971-2008 heruntergeladen. Die in den vier Himmelsrichtungen extrem gelegenen Stationen sind dabei

Nord	Tannheim-Untergschw.	47° 30′ 16″ N
Süd	Spiss	46° 58′ 00″ N
West	Meiningen	09° 34′ 49″ E
Ost	Namlos	10° 39′ 30″ E

Tabelle 2: Die in den vier Himmelsrichtungen extrem gelegenen Stationen, die für die Validierung verwendet werden

Eine vollständige Stationsliste befindet sich im Anhang. Wie bei den RCM-Rasterpunkten wird auch hier für jede Station für jeden Winter der maximale Tagesniederschlag ermittelt. Aus den 30 Werten jedes Punktes wird das arithmetische Mittel gebildet. Es ergeben sich Mittelwerte von 25,2 mm für das inneralpine Spiss bis zu 53,3 mm für Fontanella.

4.5.2 ERSTE VALIDIERUNG DES RCM OUTPUTS

Im Vergleich zu den aus dem RCM kalkulierten Werten zwischen 17,2 und 42,2 mm deuten die Mittelwerte der Stationen schon auf eine generelle Unterschätzung der Werte durch das RCM hin. Dies wird auch in der grafischen Darstellung sichtbar (Abb. 5). Der Kartenausschnitt ist für diese und die folgenden Karten etwas enger gesetzt worden und umfasst nur noch den Raum, in dem Stationsdaten für die Validierung genutzt werden.

¹⁷ <http://eca.knmi.nl/download/ensembles/ensembles.php>

¹⁸ http://gis.lebensministerium.at/eHYD/frames/index.php?&145=true&gui_id=eHYD

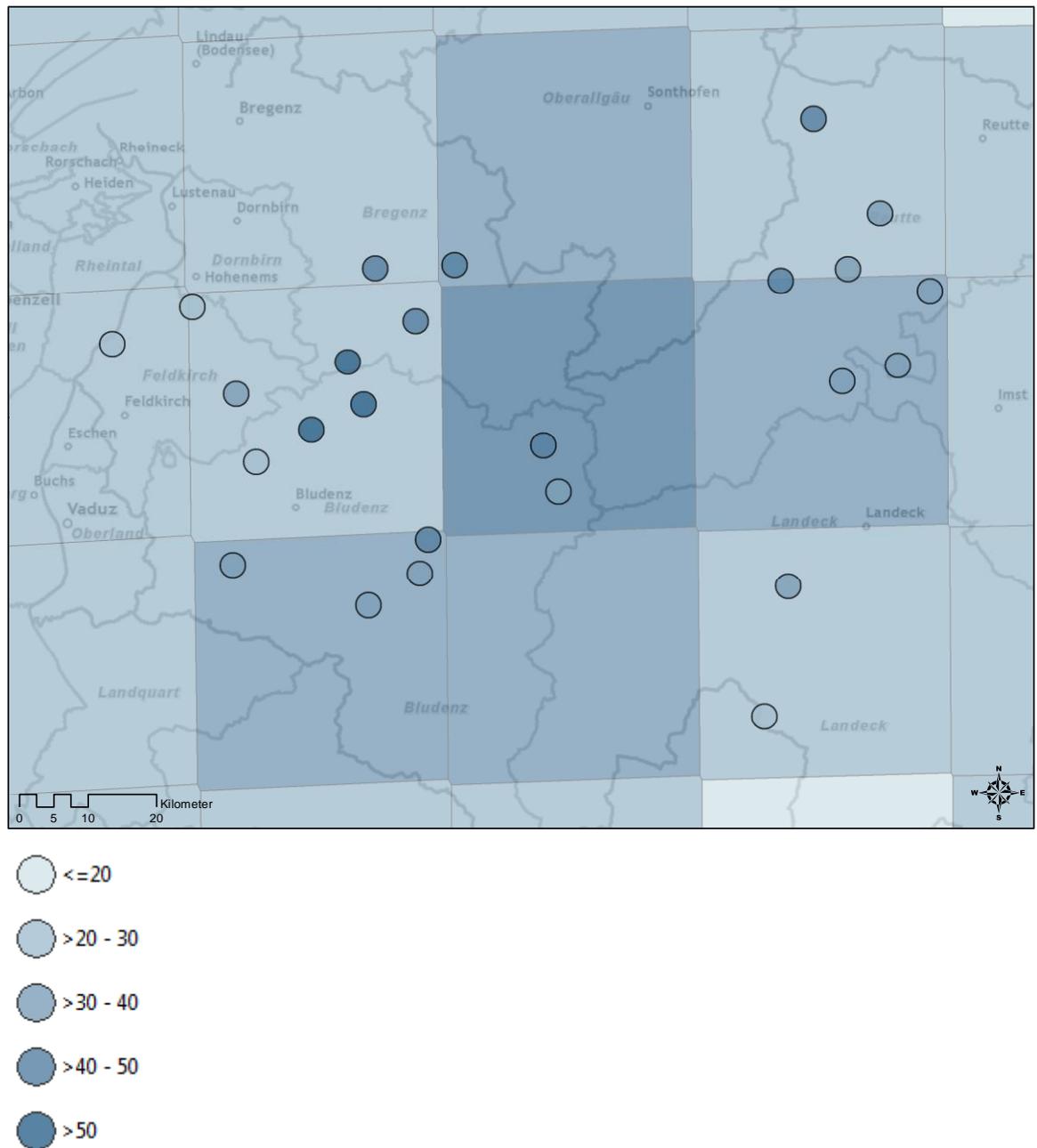


Abbildung 5: Stationswerte (Kreise) vor dem Hintergrund der RCM-Werte (Thiessen-Polygone)

Um eine gemeinsame Skala zu finden, wurden diesmal Klassengrenzen bei 20, 30, 40 und 50 l/m² gesetzt. Die RCM Werte werden nicht mehr als Kreise dargestellt, sondern als Thiessen-Polygone, so dass jeder Stationswert (Kreis) jeweils genau einem RCM-Wert (Polygon) zuzuordnen ist. Das Ergebnis ist uneinheitlich, aber auf jeden Fall nicht mehr so positiv wie der erste Eindruck (s. oben). In 16 Polygonen liegen gar keine Kreise, so dass hier ein Vergleich der Werte nicht möglich ist. In weiteren fünf Polygonen liegen jeweils nur ein oder zwei Stationen, so dass sich auch hier kaum relevante Aussagen treffen lassen. Eine einigermaßen relevante Aussage lässt sich nur zu den restli-

chen vier Polygonen treffen. Zwei dieser vier Polygone liegen in Vorarlberg, zwei in Tirol. Jeweils bei den südlichen Polygonen dieser beiden Paare lässt sich sagen, dass das RCM einen Wert berechnet hat, der der Realität in etwa entspricht, denn jeweils drei von vier Kreisen liegen in derselben Klasse wie das darunter liegende Polygon. Bei den beiden nördlichen Polygonen hingegen wird jeweils der reale Wert unterschätzt. Fünf von sieben bzw. drei von drei Kreisen liegen in einer niederschlagsreicheren Klasse als das darunter liegende Polygon.

Der *Root-Mean-Square Error* (RMSE) für diese Schätzung mit Thiessen-Polygonen beträgt 11,4 mm, bei einer Standardabweichung der Stationswerte von 8,2 mm also 1,4 Standardabweichungen – ein Wert, der so hoch ist, dass man diese Form der Schätzung wohl als „wenig hilfreich“ bezeichnen kann. Es ist zu fragen, ob sich dieser offensichtliche „Basisfehler“ des RCMs *CNRM-Aladin* über alle Versuche des Downscalings mit und ohne Covariablen hinweg erhalten wird. Und es zeichnet sich schon die Gefahr ab, dass ohne Ansätze zur grundsätzlichen Korrektur der RCM-Fehler keine wirklich zufriedenstellenden Ergebnisse erzielt werden könnten.

5 ERGEBNISSE UND ANALYSEN

5.1 KRIGING

Im nächsten Schritt wird untersucht, inwieweit eine komplexere Form der Interpolation, *Ordinary Kriging* (OK), die Ergebnisse der Schätzung verbessern kann. Eine erste Trendanalyse in ArcGIS zeigt, dass sowohl in Nord-Süd- als auch in West-Ost-Richtung Trends zweiter Ordnung vorhanden sind:

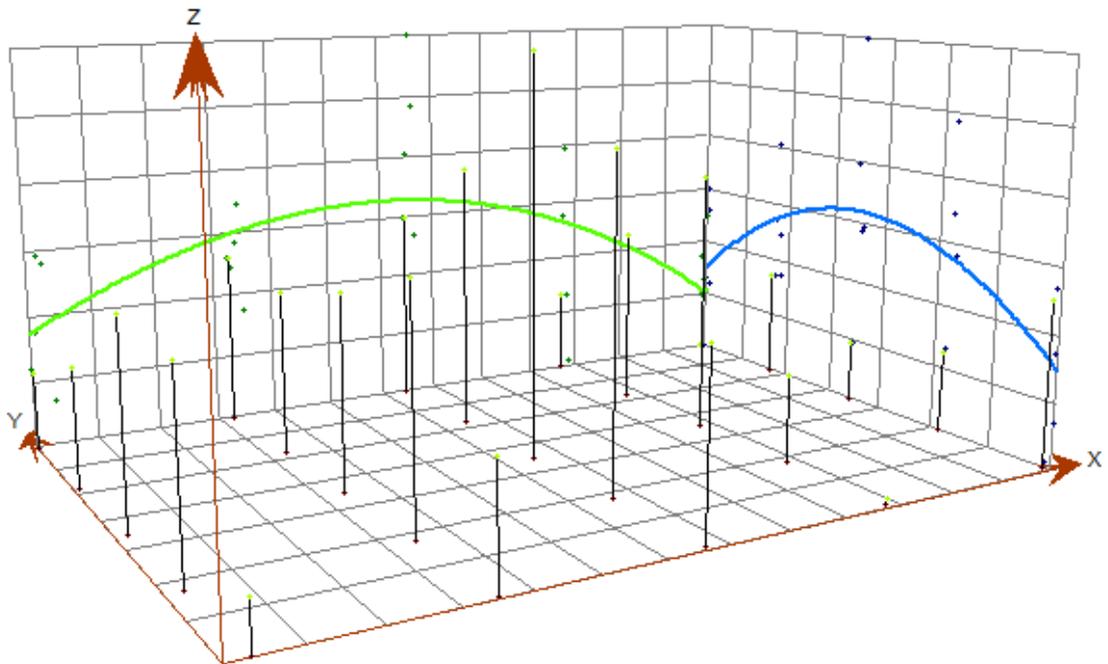


Abbildung 6: Trendanalyse der 25 RCM Rasterpunktwerte

Diese Trends werden mit Hilfe des Geostatistical Wizards entfernt, das Kriging wird also nur für die Residuen durchgeführt.¹⁹²⁰ Diese Darstellung (Abb. 7 u. 8) wirkt scheinbar „realistischer“ als die Thiessen-Polygone, aber kann sie auch eine Verbesserung bei der Schätzung der Stationswerte bringen? Der durchschnittliche Fehler liegt bei -7,1, der RMSE bei 10,0 mm. Das ist also nur ein kleiner Fortschritt gegenüber den schlechten Werten der Thiessen-Polygone.

¹⁹ Dieses Verfahren bringt allerdings nur eine geringfügige Verbesserung gegenüber OK ohne Detrending. Fehlerwerte für OK ohne Detrending (Erläuterungen s. unten): Mean Error -7,2, RMSE 10,4, ASE 1,49, MSE -8,0.

²⁰ Die dabei verwendeten Einstellungen sind im Anhang dokumentiert.

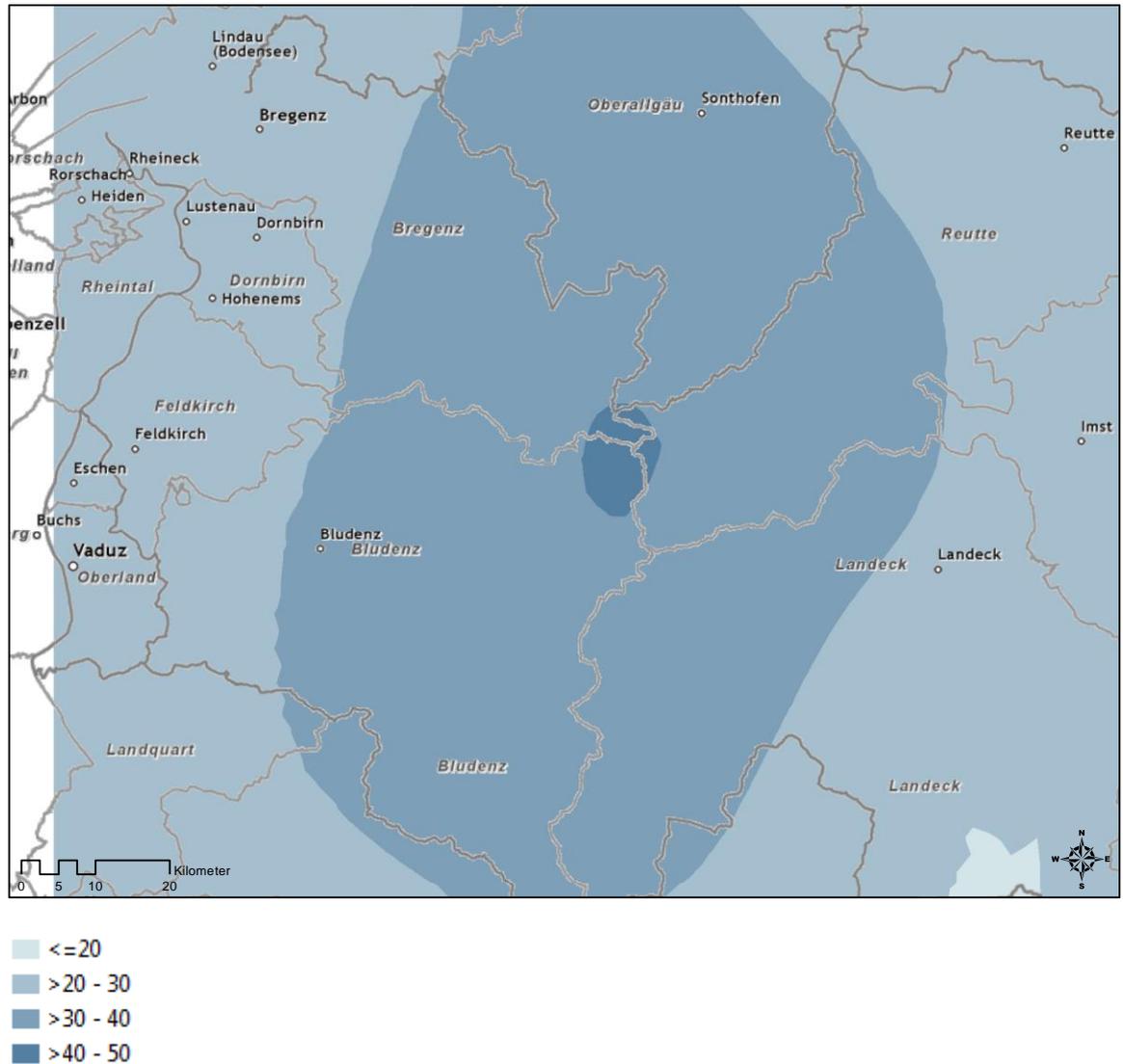


Abbildung 7: Ergebnis der Schätzung mit Ordinary Kriging auf Basis der 25 RCM Rasterpunkt-
werte (l/m^2)

Da jetzt ein Kriging-Modell validiert wird, können auch der Mittelwert des Standardfehlers (Average Standard Error/ASE, 1,34) und Mean Standardized Error (-5,3) kalkuliert werden. Der ASE ist deutlich kleiner als der RMSE. Dies deutet darauf hin, dass das Modell die Variabilität deutlich unterschätzt.

Als nächstes werden univariates Simple (SK) und Universal Kriging (UK) probiert. Dabei wird mit unterschiedlichen Modell-Optimierungsmethoden gearbeitet, ohne Detrending („o. Detr.“) oder mit Detrending 1. oder 2. Ordnung („m. Detr. 2. Ordn.“), wobei das Detrending durch ArcGIS automatisch optimiert wird oder auch nicht („n. opt.“). Bei der automatischen Optimierung wird mit („Bw. opt.“) oder ohne Bandbreitenoptimierung gearbeitet.

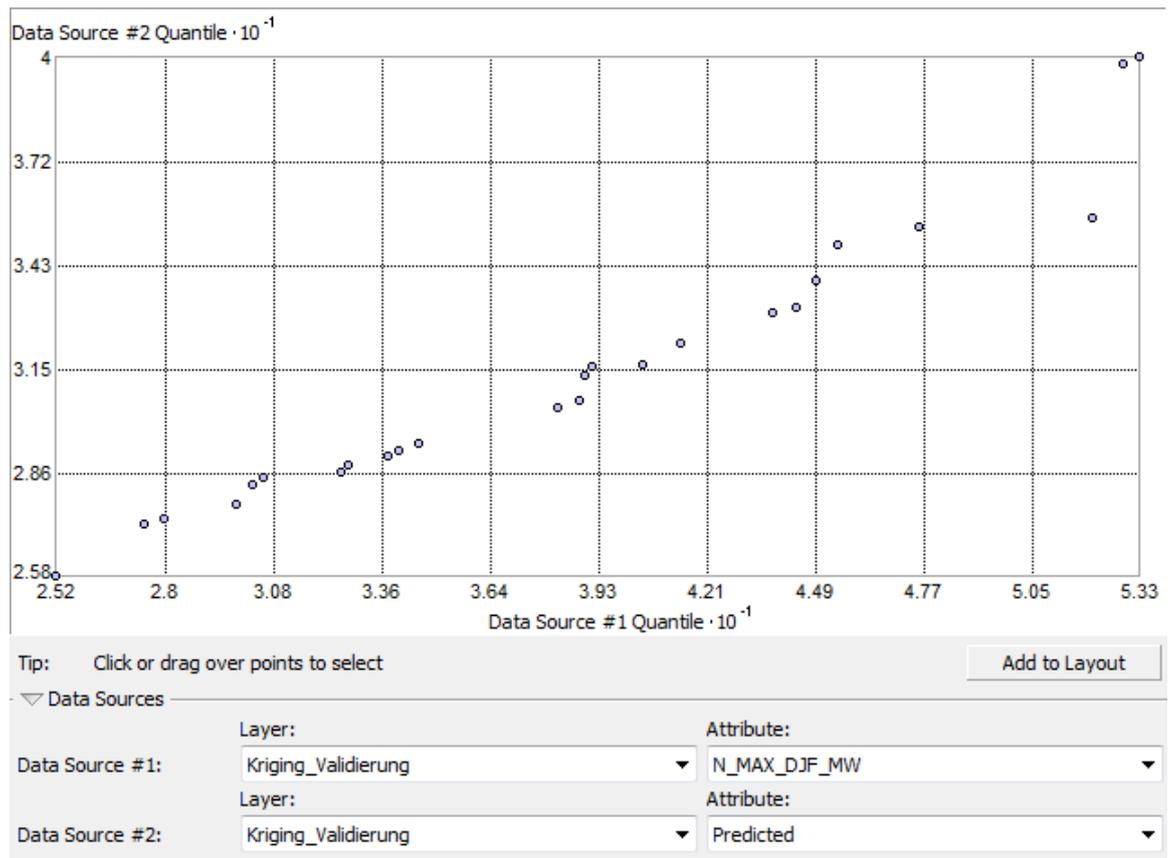


Abbildung 8: QQPlot der Stationswerte (x-Achse) gegen die mit OK vorhergesagten Werte (y-Achse). Die Fehler werden bei den niederschlagsreichen Stationen größer.

In einem Fall werden die Daten vor der Kalkulation der Variogramme Log-transformiert. Wie schon von Roth (1998) angedeutet bringt dieses Verfahren aber keine Verbesserung. Bei drei Versuchen wird statt der Standard-Suchnachbarschaft die gleichmäßige Suchnachbarschaft (*Smooth Search Neighborhood*, „Sm. Nh.“) ausprobiert.

Die besten Ergebnisse werden mit Universal Kriging mit nicht optimiertem Detrending 2. Ordnung und gleichmäßiger Suchnachbarschaft erzielt (Tab. 3, Abb. 9)²¹. Die Fehlerwerte dieses Versuchs sind etwas besser als die des ansonsten identischen Versuchs mit automatischer Bandbreitenoptimierung, denn bei letzterem weicht der ASE mit 0,85 sehr deutlich vom RMSE (8,9) ab, was auf eine sehr deutliche Unterschätzung der Variabilität durch dieses Modell hindeutet.

Zur Ergänzung wird auch die Methode *Inverse Distance Weighted* (IDW) ausprobiert.

²¹ Die verwendeten Einstellungen sind im Anhang dokumentiert.

Modell	Validierung innerhalb des Modells				Validierung mit den Stationswerten			
	ME	RMSE	ASE	MSE	ME	RMSE	ASE	MSE
Thiessen-Polygone	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	-7,6	11,4	n. a.	n. a.
IDW m. Power = 2	1,04	5,0	n. a.	n. a.	-8,0	11,1	n. a.	n. a.
IDW m. Power optimiert	0,71	4,5	n. a.	n. a.	-7,7	11,3	n. a.	n. a.
IDW m. Power = 1	1,37	5,3	n. a.	n. a.	-8,4	11,1	n. a.	n. a.
IDW von Hand optimiert	0,67	5,1	n. a.	n. a.	-8,4	11,1	n. a.	n. a.
OK o. Detr.	0,43	3,4	3,6	0,09	-7,2	10,4	1,49	-8,0
OK m. Detr. 2. Ordn.	0,81	3,9	1,49	0,53	-7,1	10,0	1,34	-5,3
OK m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	-0,3	4,4	3,8	-0,06	-6,9	10,3	2,47	-2,9
SK m. Detr. 2. Ordn. n. opt.	-1,3	5,2	3,7	-0,35	-6,6	9,7	3,7	-1,8
UK o. Detr.	0,58	4,7	0,50	1,01	-8,1	10,7	0,45	-18,0
UK m. Detr. 1. Ordn.	-0,4	3,6	1,38	-0,35	-7,1	10,4	0,81	-9,1
UK m. Detr. 2. Ordn.	1,31	4,8	2,2	0,71	-6,5	9,1	1,48	-4,4
UK m. Detr. 2. Ordn. Bw. opt. Sm. Nh.	0,86	5,1	1,12	0,99	-6,1	8,9	0,85	-7,2
UK m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	0,86	5,1	5,7	0,2	-6,1	8,9	4,3	-1,42
UK m. Log Transform. u. Detr. 2. Ordn.	0,78	4,8	1,92	0,35	-6,8	9,2	1,61	-4,1

Tabelle 3: Überblick über die ersten Versuche, mit Fehlerwerten. Der Versuch mit dem geringsten RMSE-Wert im Vergleich mit den Stationswerten ist farbig hinterlegt.

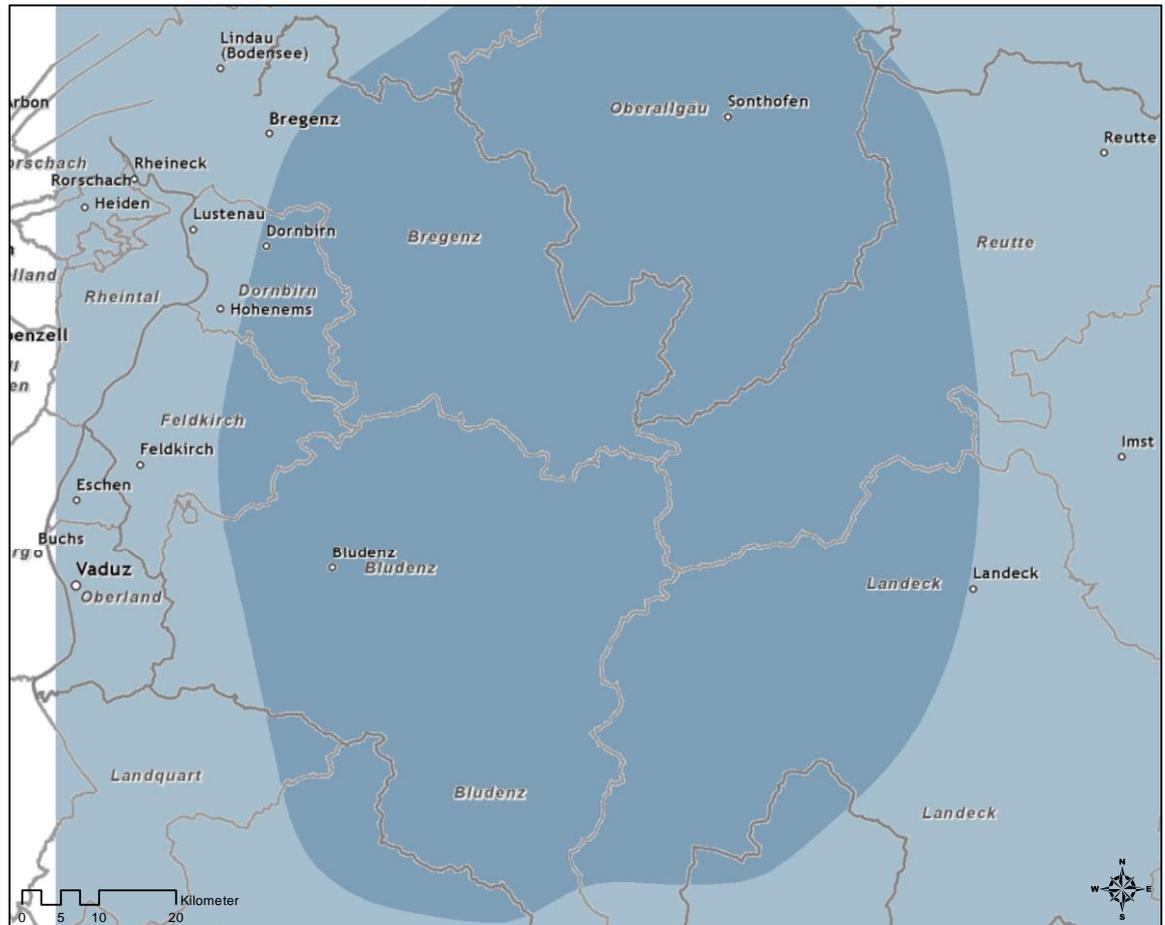


Abbildung 9: Ergebnis des Universal Kriging, RMSE im Vergleich zu den Messstationen 8,9. Die Klassengrenzen sind identisch mit denen von Abb. 7.

5.2 COKRIGING

5.2.1 HÖHE, HANGNEIGUNG UND EXPOSITION

Als nächstes soll nun untersucht werden, inwieweit mit Hilfe der zusätzlichen Informationen aus einem DEM eine Verbesserung der Fehlerwerte gelingen kann. Als DEM werden vier passende Kacheln aus dem Rasterdatensatz der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, Februar 2000) in ArcGIS geladen²². Die Daten liegen mit einer Rasterweite von 90 m vor, die Höhengenaugigkeit ist besser als maximal +/- 16 m.

Es werden erneut zahlreiche unterschiedliche Versuche durchgeführt, zunächst mit den direkt aus dem DEM ableitbaren Covariablen Höhe („PktHöhe“), Hangneigung („PktSlope“) und Exposition („PktExpos.“).

²² http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1

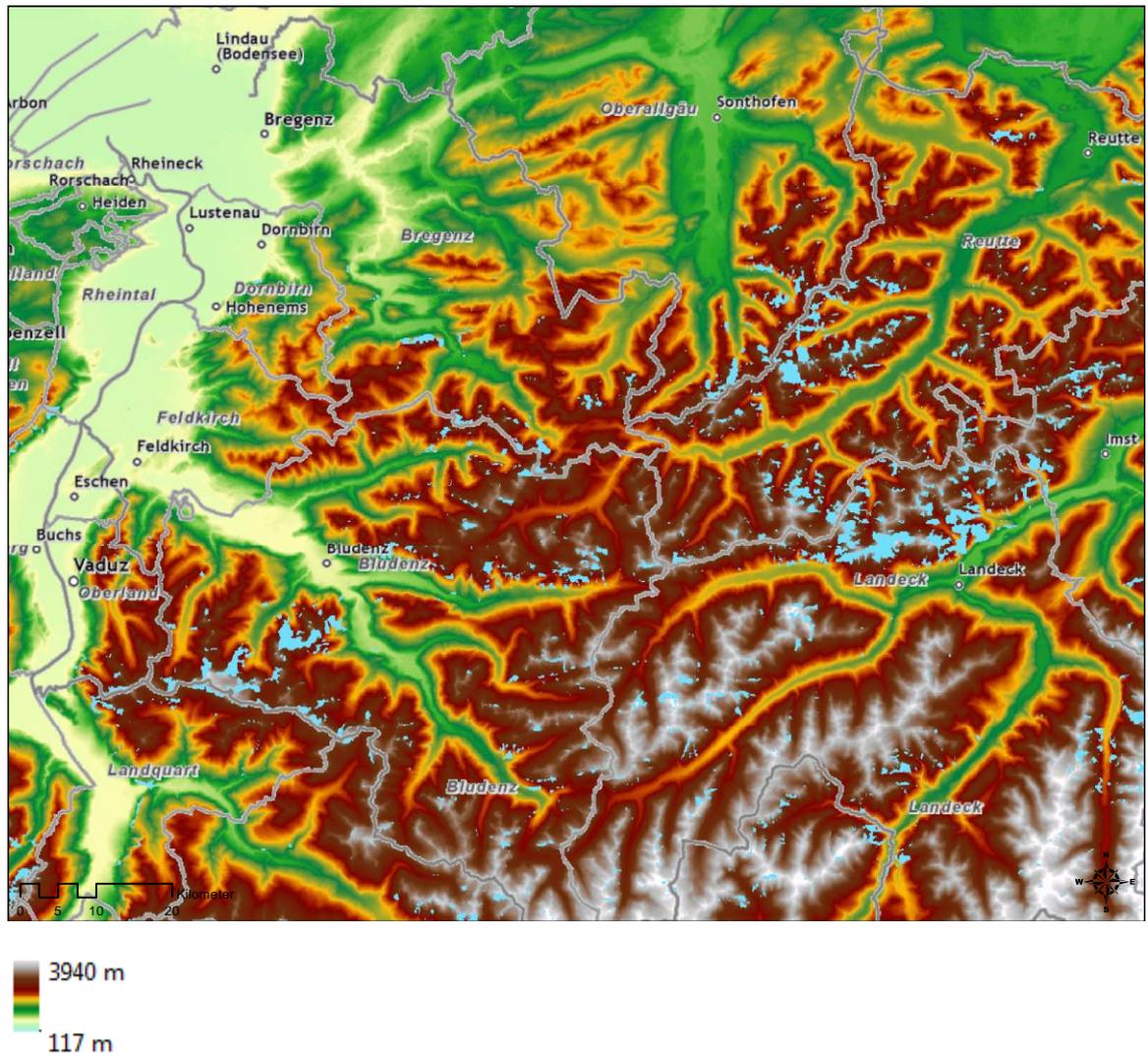


Abbildung 10: Visualisierung des verwendeten DEM (SRTM 2000). Für die hellblauen Flecken liegen keine Daten vor.

Für verschiedene Varianten wird jeweils geprüft, ob sich eine Verbesserung der Fehlerwerte abzeichnet. So wird beispielsweise bei einem Versuch das SRTM DEM durch ein anderes, gröber aufgelöstes DEM mit 1 km Rasterweite ersetzt. Dies ändert am Ergebnis aber nichts. In anderen Varianten wird die räumliche Auflösung der Covariablen künstlich verringert durch Bildung von Durchschnittswerten für jede RCM Rasterzelle („MeanHöhe“, „MeanSlope“, „MeanExpos.“) oder (den Ergebnissen von Portalés u. a. (2010) folgend, nach denen Durchschnittswerte für Gebiete mit 5 bis 10 km Durchmesser besonders stark mit Niederschlagsdaten korrelieren) für einen Radius von ca. 5 km um jede DEM-Rasterzelle („HÖHE5“, „SLOPE5“)²³.

²³ Mit der Funktion *Focal Statistics* des *Spatial Analyst*. Die zwei Oberflächen HÖHE5 und SLOPE5 sind im Anhang abgebildet.

Modell	Validierung innerhalb des Modells				Validierung mit den Stationswerten			
	ME	RMSE	ASE	MSE	ME	RMSE	ASE	MSE
OCoK PktHöhe o. Detr. ²⁴	0,43	3,4	3,6	0,09	-7,1	10,2	2,0	-3,7
OCoK PktHöhe m. Detr. 2. Ordn.	0,81	3,9	1,49	0,53	-7,1	10,0	1,34	-5,3
OCoK PktSlope o. Detr.	0,43	3,4	3,6	0,09	-7,1	10,2	2,0	-3,7
OCoK MeanSlope o. Detr.	0,43	3,4	3,6	0,09	-7,1	10,2	2,0	-3,6
OCoK PktSlope m. Detr. 1. Ordn.	-0,8	4,2	1,26	-0,67	-7,3	10,5	0,81	-9,4
OCoK PktSlope m. Detr. 1. Ordn. n. opt.	0,48	3,5	3,7	0,1	-7,1	10,2	2,08	-3,5
OCoK PktSlope m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	-0,3	4,4	3,8	-0,06	-6,9	10,3	2,47	-2,91
OCoK PktExpos. m. Detr. 2. Ordn. n. opt.	-0,3	4,6	4,0	-0,06	-6,9	10,2	2,95	-2,43
UCoK PktHöhe m. Constant Detr.	0,43	3,4	3,6	0,09	-7,2	10,4	1,48	-8,0
UCoK PktHöhe m. Detr. 1. Ordn.	-0,1	3,4	3,5	-0,03	-6,9	10,4	1,35	-6,4
UCoK PktHöhe m. Detr. 2. Ordn.	1,31	4,8	6,5	0,24	-6,6	9,1	4,4	-1,5
UCoK MeanHöhe m. Detr. 2. Ordn. Bw. opt. Sm. Nh.	0,86	5,1	1,12	0,99	-6,1	8,9	0,85	-7,2
UCoK PktSlope m. Detr. 1. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	0,29	3,3	4,6	0,07	-6,9	10,4	1,69	-6,9

²⁴ Dieser Versuch wurde auch mit dem gröber (1 km) aufgelösten DEM durchgeführt, mit exakt identischen Ergebnissen

UCoK PktSlope m. Detr. 1. Ordn. f. beide Variablen n. opt. Sm. Nh.	0,3	3,3	4,6	0,07	-6,9	10,4	1,69	-6,9
UCoK PktSlope m. Detr. 2. Ordn. f. N_MAX_DJF_MW n. opt. Sm. Nh.	0,77	4,3	5,3	0,17	-6,8	9,8	3,6	-2,0
UCoK MeanSlope m. Detr. 2. Ordn. f. N_MAX_DJF_MW + Detr. 1. Ordn. f. MeanSlope n. opt. Sm. Nh.	0,92	4,6	6,0	0,18	-6,4	9,1	4,3	-1,48
UCoK PktExpos. m. Detr. 2. Ordn. f. N_MAX_DJF_MW n. opt. Sm. Nh.	0,90	4,8	5,9	0,19	-6,3	9,0	4,3	-1,45
UCoK MeanExpos. ²⁵ m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	0,87	4,9	5,8	0,19	-6,2	8,9	4,3	-1,43
UCoK HÖHE5 und SLOPE5 m. Detr. 2. Ordn. f. N_MAX_DJF_MW n. opt. Sm. Nh.	0,8	4,6	5,4	0,17	-6,7	9,3	3,8	-1,78

Tabelle 4: Übersicht über die ersten Cokriging-Modelle, mit Fehlerwerten

Versuche werden sowohl für Ordinary Cokriging (OCoK) als auch Universal Cokriging (UCoK) durchgeführt. Die Ergebnisse sind jedoch ernüchternd. Höhe, Hangneigung oder Exposition als Prädiktoren bringen in diesem Untersuchungsgebiet für diesen Prädiktanden keine Verbesserung des Ergebnisses. Der Grund für dieses enttäuschende

²⁵ MeanExpos. wurde nicht einfach als arithmetischer Mittelwert aller Rasterzellen kalkuliert. Das würde bei Grad-Angaben zu keinen sinnvollen Ergebnissen führen. Stattdessen wurden ein Sinus- und ein Cosinus-Raster aus der Expositionsoberfläche kalkuliert. Diese Raster wurden nun über die Zonen (RCM Raster) gemittelt. Mit der Funktion ATAN2 (Sinus, Cosinus) konnte so schließlich der Mittelwert der Exposition für jede Zone gefunden werden. Der Tipp zu diesem Vorgehen wurde in einem Thread im Forum der Firma ESRI gefunden: <http://forums.esri.com/Thread.asp?c=3&f=40&t=119358&mc=8#msgid343186>

Ergebnis liegt in der nicht ausreichenden Korrelation zwischen den Covariablen und winterlichen extremen Niederschlagswerten im Untersuchungsgebiet. Dies wird an dem schon optimierten Semivariogramm der Beziehung von Prädiktor und Prädiktand deutlich (aus dem Versuch mit Universal CoKriging mit „MeanHöhe“, mit Detrending 2. Ordnung, Bandbreite optimiert, gleichmäßige Suchnachbarschaft):

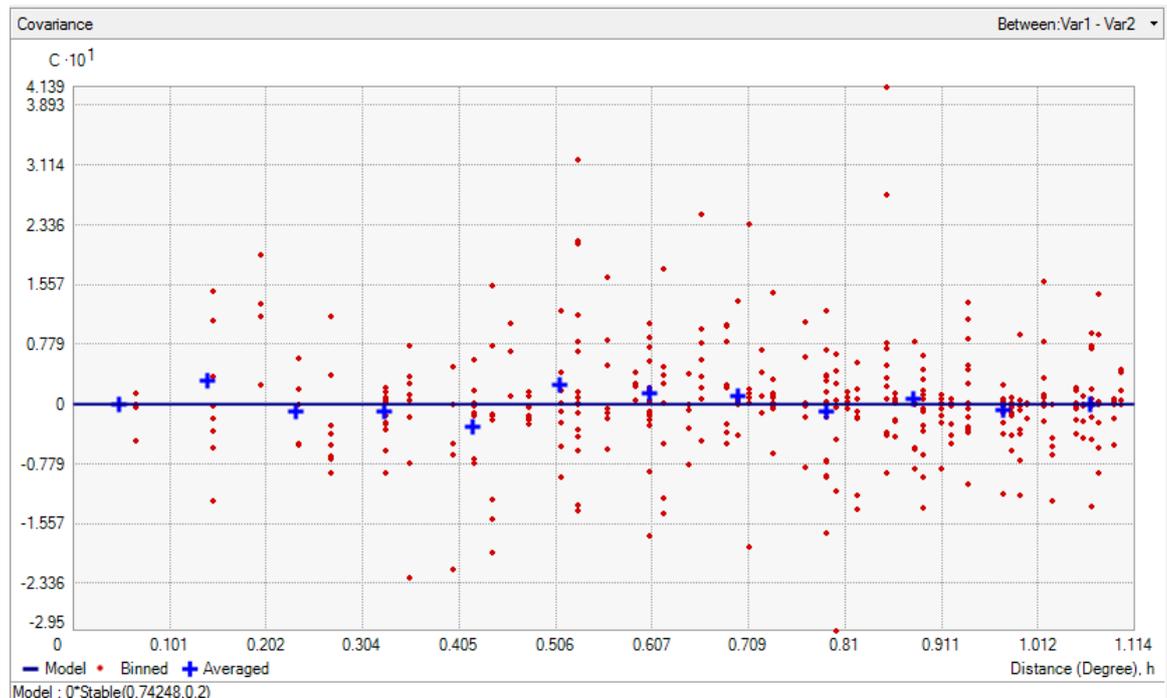


Abbildung 11: Semivariogramm des Universal Cokriging mit der Covariablen „MeanHöhe“ (durchschnittliche Höhe für jede RCM Rasterzelle) zwischen der abhängigen und der unabhängigen Variablen

Anstatt der von „gelungenen“ Semivariogrammen bekannten Parabel ergibt sich hier im Durchschnitt nur eine Gerade auf Niveau 0, also kein Zusammenhang.

5.2.2 WEITERE VARIABLEN

Nach Johansson u. Chen (2003) kann auch die Lage eines Punktes in Bezug auf ein Gebirge und vorherrschende Windrichtungen ein wichtiger Faktor für die Niederschlagsverteilung sein. Es macht einen Unterschied, ob ein Punkt auf der Luv- oder auf der Lee-Seite eines Gebirges liegt. Deshalb werden nun als vergleichsweise einfache Möglichkeit, eine Lee oder Luv-Lage zu modellieren, als weitere Covariablen noch einige kalkulierte Variablen gebildet, die jeweils die Höhe in Beziehung setzen zur Höhe der benachbarten Rasterzellen in einer bestimmten Himmelsrichtung. Dem liegt folgender Gedanke zugrunde: Wenn die durchschnittlichen Höhenlagen in Richtung der vorherr-

schenden Windrichtung größer sind als beim Bezugspunkt, kann eher von Lee-artigen Einflüssen ausgegangen werden. Sind die Höhen in dieser Richtung dagegen niedriger und in entgegengesetzter Richtung höher, könnten Luv-artige Einflüsse vorliegen.

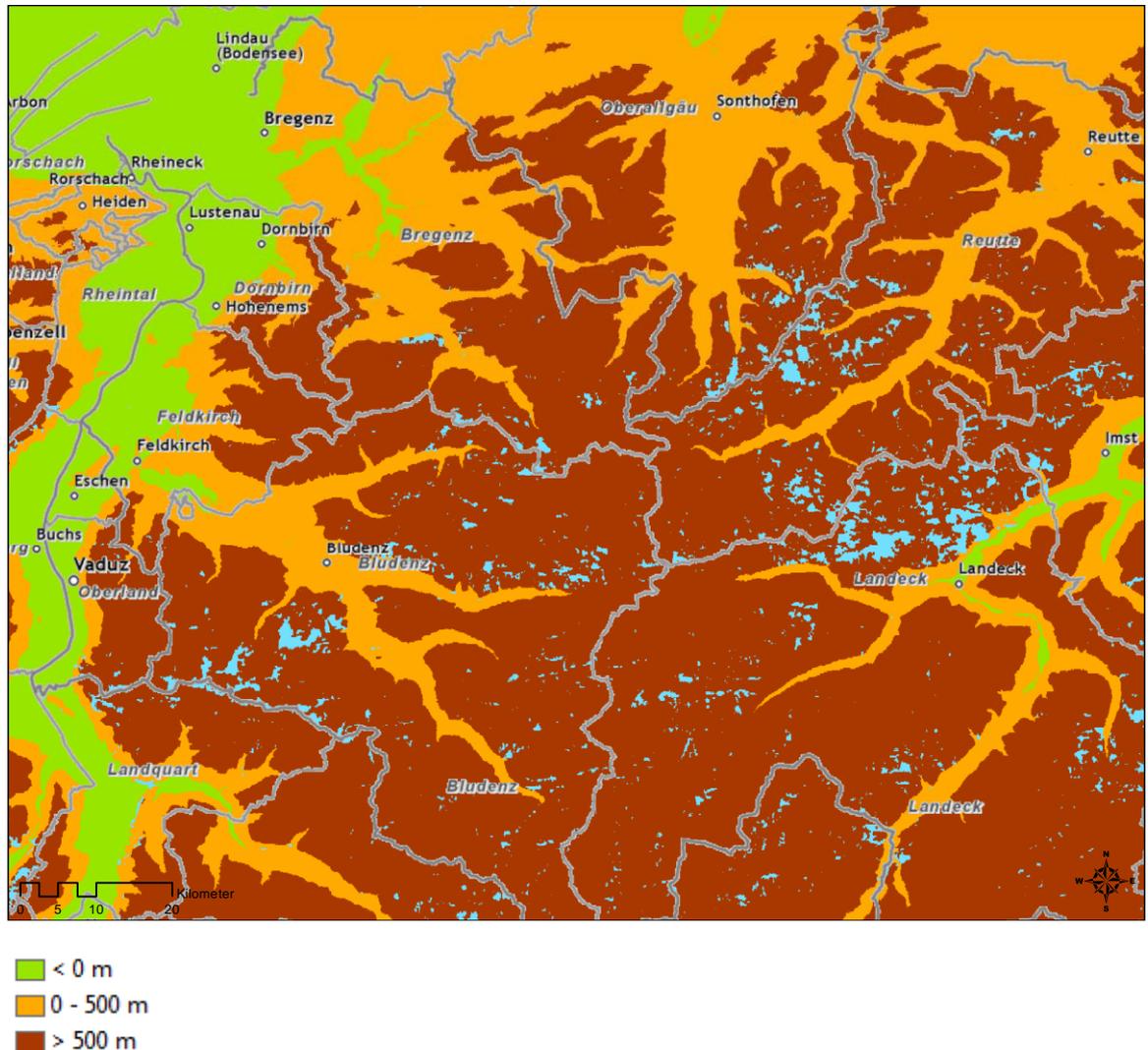


Abbildung 12: HMinusNW2000 (Erläuterung s. Text), hellblaue Flecken ohne Daten

Nach Kromp-Kolb (2003) ist für den Westen Österreichs davon auszugehen, dass winterliche Stauniederschläge vorwiegend bei Wetterlagen auftreten, bei denen die Feuchtigkeit aus Nordwesten bis Westen zugeführt wird. Also wird mit Hilfe der Funktion *FocalStatistics* des *Spatial Analyst* in einer Variablen HMinusNW2000 die Differenz zwischen der Höhe einer Rasterzelle und der durchschnittlichen Höhe der in einem engen Segment in nordwestlicher Richtung (314° - 316°) angrenzenden Zellen (Radius 2000 Zellen, entsprechend etwa 180 km) berechnet (Abb. 12). Entsprechend ist HMinusW1000 die Differenz aus der Höhe und den nach Westen angrenzenden Zellen (Radius 1000 Zellen, ca. 90 km), usf.

Modell	Validierung innerhalb des Modells				Validierung mit den Stationswerten			
	ME	RMSE	ASE	MSE	ME	RMSE	ASE	MSE
OCoK HMinusNW2000 m. Detr. 2. Ordn.	0,81	3,9	1,49	0,53	-7,1	10,0	1,34	-5,3
OCoK HMinusW2000 m. Detr. 2. Ordn. advanced opt.	0,64	3,7	0,63	0,99	-7,3	10,4	0,56	-13,3
OCoK HMinusNW1000 m. Detr. 2. Ordn. advanced opt.	0,94	3,5	0,73	1,29	-7,3	10,4	0,72	-10,1
OCoK HMinusW1000 m. Detr. 2. Ordn.	0,85	4,0	1,33	0,63	-7,1	10,1	1,22	-5,9
OCoK HMinusNW1000 + HMinusSE1000 m. Detr. 2. Ordn.	0,81	3,9	1,50	0,53	-7,1	10,1	1,31	-5,5
OCoK HMinusW1000 + HMinusE1000 m. Detr. 2. Ordn.	0,85	4,0	1,33	0,63	-7,1	10,1	1,23	-5,9
UCoK HMinusNW2000 m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	0,86	5,1	6,5	0,17	-6,1	8,9	4,9	-1,24
UCoK HMinusW2000 m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	0,82	4,4	5,5	0,18	-6,7	9,7	3,7	-1,87
UCoK HMinusNW1000 m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	0,93	4,6	6,9	0,16	-6,4	9,0	4,9	-1,29
UCoK HMinusW1000 m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh.	0,86	4,3	5,7	0,18	-6,8	9,7	3,8	-1,86

UCoK HMinusNW1000 + HMinusSE1000 m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Messfehler Höhen nur 10% Sm. Nh.	0,93	4,6	6,9	0,16	-6,4	9,0	4,9	-1,29
UCoK HMinusW1000 + HMinusE1000 m. Detr. 2. Ordn. Sm. Nh.	0,77	4,6	5,3	0,18	-6,6	9,6	3,8	-1,82

Tabelle 5: Durchgeführte Cokriging-Versuche mit weiteren Variablen

Die Ergebnisse sind aber alle so, dass keine Verbesserung des Modells gegenüber dem univariaten Universal Kriging festzustellen ist. Nur ein einziger Versuch (UCoK mit HMinusNW2000, in Tabelle 5 farbig hinterlegt) brachte noch eine minimale Verbesserung im MSE-Wert, aber diese geringe Verbesserung kann auch Zufall sein (Abb. 13).

Insgesamt brachte also keiner der Versuche mit Cokriging eine nennenswerte Verbesserung gegenüber den Versuchen ohne Cokriging. Dies verwundert auch nicht weiter, wenn man sich auch hier das schon optimierte Semivariogramm der Beziehung zwischen der abhängigen und der unabhängigen Variablen ansieht (Abb. 14). Auch hier lässt sich keine Beziehung zwischen den beiden Variablen finden, die im gesamten Untersuchungsgebiet Bestand hätte.

Das enttäuschende Fazit: Es hilft alles nichts. Mit unkorrigiertem²⁶ Cokriging ist keine Verbesserung gegenüber univariatem Universal Kriging zu erzielen. Die grundsätzlichen Fehleinschätzungen des RCM lassen sich mit keiner der angewandten Methoden wirklich nennenswert korrigieren.

²⁶ „unkorrigiert“ meint hier, dass nur die Werte des RCM für die Kalkulation verwendet werden. Es wird nicht vorab mit echten Stationsdaten „trainiert“ (vgl. Kap. 5.4).

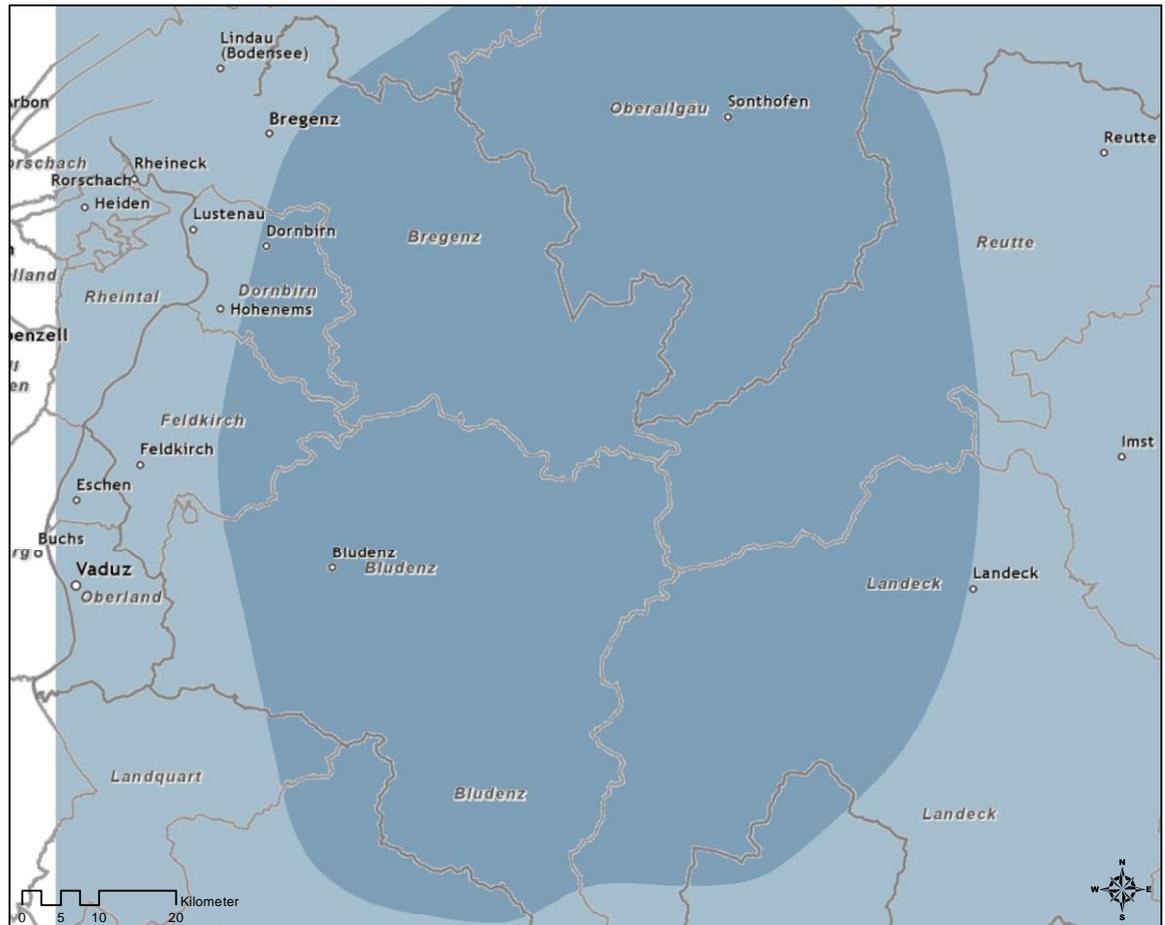


Abbildung 13: Ergebnis des Universal Cokriging mit der Covariablen HMinusNW2000 mit nicht-optimiertem Detrending 2. Ordnung und gleichmäßiger Suchnachbarschaft. Die Abbildung gleicht fast exakt der Abbildung des besten Universal Kriging Ergebnisses.

5.3 GEOGRAPHICALLY WEIGHTED REGRESSION

Vielleicht lässt sich ja mit Geographically Weighted Regression (GWR) eine Verbesserung erzielen. Allerdings ist der Datensatz mit den nur 25 RCM-Punkten für GWR eigentlich zu klein.²⁷ Dennoch wird zur Vorbereitung der GWR eine Regressionsanalyse mit Ordinary Least Squares (OLS) durchgeführt.

Als unabhängige Variable werden zunächst eingeschlossen:

- Geographische Länge (LON)
- Geographische Breite (LAT)
- Höhe (HOEHE)

²⁷ Aus der ArcGIS Hilfe: „GWR should be applied to datasets with several hundred features for best results. It is not an appropriate method for small datasets.“

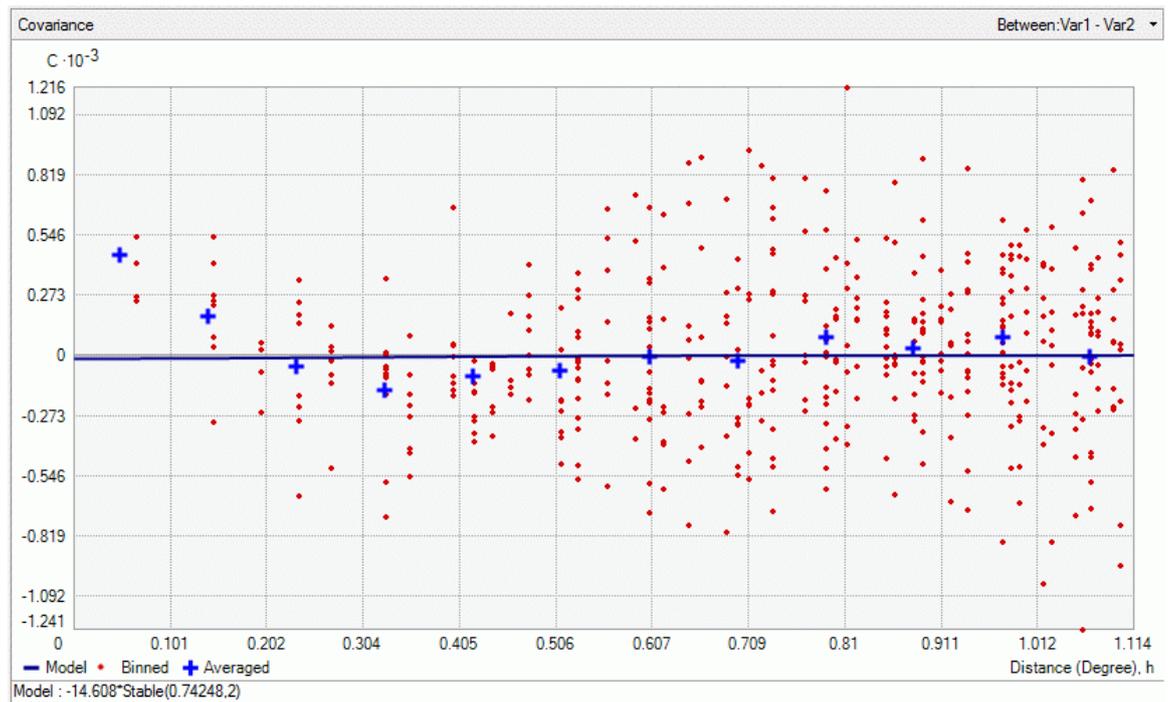


Abbildung 14: Semivariogramm zwischen der abhängigen und der unabhängigen Variablen, Universal Cokriging mit der Covariablen HMinusNW2000

- Hangneigung (SLOPE)
- Exposition
- Durchschnittliche Höhe Richtung Nordwesten (HOEHENW2000)
- Durchschnittliche Höhe Richtung Westen (HOEHEW2000)

Die unabhängige Variable HOEHEW2000 wird aus der Gleichung genommen, da sie wegen starker Redundanz mit der geographischen Breite hohe Werte für den *Variance Inflation* Faktor (VIF) aufweist. Auch die Exposition wird aus der Gleichung entfernt, da sie in keinem signifikanten Zusammenhang mit der abhängigen Variablen steht. Nach der Entfernung der Hangneigung scheitert auch HOEHENW2000 knapp an der 95%-Signifikanz-Hürde, wird aber dennoch in der Gleichung belassen. So ergibt sich die folgende globale Gleichung für das Untersuchungsgebiet:

$$N_MAX_DJF_MW = -1668,35 - 15,19 * LON + 38,54 * LAT + 0,018 * HOEHE + 0,78 * SLOPE - 0,01 * HOEHENW2000$$

Der *Adjusted R²* Wert ist 0,69. Eine Validierung gegen die Werte der Messstationen mit dieser Formel ergibt aber einen sehr schlechten RMSE Wert von 21,7. Dies zeigt, dass der vergleichsweise gute *Adjusted R²* Wert nur eine sehr eingeschränkte Aussagekraft besitzt. Am schlechtesten wird der Wert an der Station See im Paznaun geschätzt: Hier

ergibt die Formel einen leicht negativen Wert und damit eine Abweichung von -34,6 mm gegenüber dem kalkulierten durchschnittlichen Messwert.

Ein Test auf räumliche Autokorrelation der Residuen (*Moran's I*) ergibt einen Wert von 0,16, also keine besonders große räumliche Autokorrelation. Das OLS-Modell ohne Exposition und HOEHEW2000 wird daher trotz des schlechten RMSE Werts als brauchbarer Ausgangspunkt für GWR angesehen, wobei auf die „Mitnahme“ der Variablen Länge und Breite verzichtet wird, da diese durch das lokale Regressionsmodell GWR ohnehin und besser berücksichtigt werden. Es bleiben also als Prädiktoren für GWR

- Höhe
- Hangneigung und
- HOEHENW2000.

Das Ergebnis der GWR ist aber enttäuschend. R^2 Adjusted ist nur noch bei 0,36. Die räumliche Verteilung der Koeffizienten ist interessant: Im Nordosten erhält die Höhe ein um gut 6% stärkeres Gewicht als im Südwesten. Hangneigung und HOEHENW2000 erhalten umgekehrt im Südwesten leicht erhöhte Bedeutung.²⁸ Eine Veränderung der Bandbreitenmethode von „Akaike Information Criterion“ zu „Cross Validation“ erbringt keine Verbesserung des R^2 Adjusted Wertes. Erlaubt man jedoch dem Kernel, in der Ausdehnung zu variieren (*Kernel type* „ADAPTIVE“ statt „FIXED“), erzielt man wenigstens einen Wert von 0,42.

Wie gut ist dieses Modell nun in der Vorhersage der abhängigen Variable an den Orten mit den Messstationen? Dafür wird die GWR mit erweiterten Parametern durchgeführt. Für *Prediction locations* wird die Feature-Klasse mit den Messstationen angegeben, nachdem diese mit der Funktion *Extract Multi Values to Points* um die Werte für Höhe, Hangneigung und HOEHENW2000 ergänzt worden war. In der nach dieser GWR ausge-

²⁸ Ein Gegentest, doch auch Länge und Breite zu inkludieren, verläuft negativ. ArcGIS meldet „severe model design problems“, die auf lokale Multikollinearität zurückzuführen zu sein scheinen, denn der in der Hilfe empfohlene OLS Test auf globale Multikollinearität zeigt zwar erhöhte VIF Werte für Breite und Höhe, aber auch wenn daraufhin die Breite bei der GWR weggelassen wird, erscheint dieselbe Fehlermeldung, ebenso wenn nur die Länge als erklärende Variable angegeben wird. Wahrscheinlich kommen die GWR-Algorithmen nicht damit zurecht, dass die in einer „Spalte“ liegenden Punkte alle einen ähnlichen Wert für die Länge aufweisen.

gebenen *Output prediction feature class* gibt es ein Feld *Prediction*, das die abhängige Variable für jeden Punkt vorhersagt. Mit Hilfe von Excel werden diese Ergebnisse mit den gemessenen Werten verglichen und der RMSE berechnet. Das Ergebnis von 14,3 ist immerhin deutlich besser als bei OLS. Doch auch die GWR erweist sich hier als stark abhängig von ausreichend erklärenden unabhängigen Variablen. Sind diese nicht gefunden, bleiben die GWR Ergebnisse hinter den Erwartungen zurück. Sollen also mit OLS oder GWR bessere Ergebnisse erzielt werden, müssten zunächst Variablen gefunden werden, die die abhängige Variable besser erklären können. Weitere Versuche in dieser Richtung würden aber den Rahmen dieser Arbeit sprengen, so dass darauf verzichtet werden muss.

5.4 FEHLERKORREKTUR DES RCM OUTPUTS

An dieser Stelle wäre nun ein Vergleich der Ergebnisse der geostatistischen Methoden mit den Ergebnissen einer oder mehrerer statistischer Methoden angebracht. Dies scheitert aber entweder

- an mangelnder Verfügbarkeit meteorologischer Spezialdaten, die für die Umsetzung von statistischen Analogmethoden unerlässlich wären. Analogmethoden versuchen, einen bestimmten Prädiktanden wie Niederschlag vorherzusagen, indem sie wichtige meteorologische Basisparameter des gesuchten Tages vergleichen mit allen aus der Vergangenheit zur Verfügung stehenden Tagesdaten. Es wird der Tag ausgesucht, der dem gesuchten Tag am „ähnlichsten“ scheint, und seine Niederschlagswerte werden als Vorhersage übernommen. Es ist evident, dass zur Anwendung solcher Methoden die Verfügbarkeit täglicher meteorologischer Basisparameter über mehrere Jahrzehnte hinweg Voraussetzung ist. Dies war aber für diese Arbeit nicht gegeben.
- Oder es scheitert an der Unausgewogenheit eines solchen Vergleichs, da sämtliche in den aktuell zum Thema „Downscaling von regionalen Modellen“ vorliegenden Arbeiten (Leander u. Buishand 2007, Schipper u. a. 2011, Themeßl, Gobiet u. Leuprecht 2011) empfohlenen Vorgehensweisen eine **Fehlerkorrektur** des RCM Outputs als Basis für jedes weitere Vorgehen empfehlen, diese Fehlerkorrektur aber bei den hier angewendeten geostatistischen Methoden bis hier noch nicht versucht wurde. Anders ausgedrückt: Es wäre ein Vergleich zwischen Methoden, von denen verlangt würde, bestimmte Punktwerte mehr oder

weniger „blind“ ohne Kenntnis der realen Verhältnisse an der Messstation zu schätzen, mit solchen Methoden, denen die Verhältnisse an den Messstationen bekannt gemacht würden. Ein klarer Vorteil der statistischen Methoden wäre so zu erwarten.

Daher soll die restliche für diese Arbeit zur Verfügung stehende Zeit und Energie nicht in einen Vergleich mit statistischen Methoden investiert werden, sondern in den Versuch, eine einfache Fehlerkorrektur für das beste geostatistische Modell zu entwickeln und durchzuführen und zu prüfen, ob damit Verbesserungen erzielt werden können.

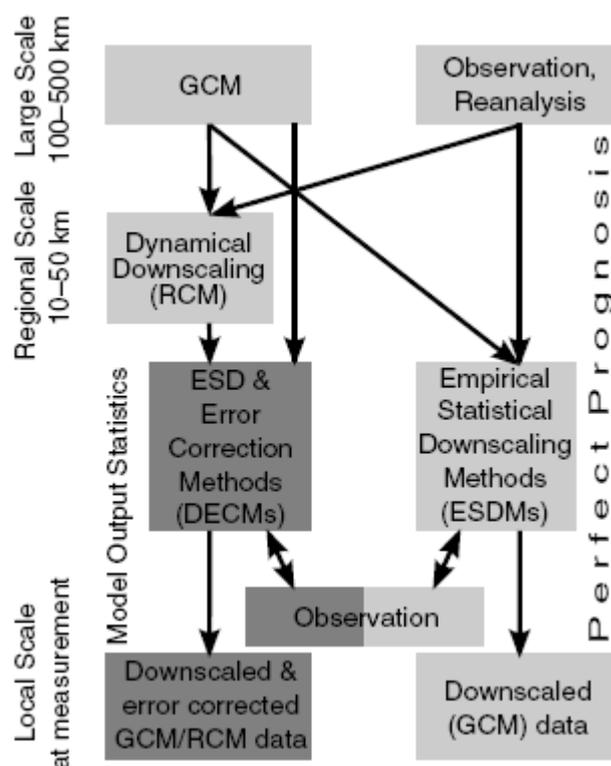


Abbildung 15: Schema unterschiedlicher Downscaling Ansätze (aus Themeßl, Gobiet u. Leuprecht 2011). Herkömmliches empirisch-statistisches Downscaling (rechte Spalte) kalibriert die statistische Transfer-Funktion zwischen großräumigen Beobachtungs-/Reanalyse-Daten und kleinräumigen Beobachtungen. Diese empirisch-statistischen Beziehungen können für das Downscaling jedes GCMs verwendet werden. DECMs (linke Spalte) werden nach RCM oder GCM Daten und lokalen Beobachtungen kalibriert, berücksichtigen sowohl Downscaling- als auch Modell-Fehler, können aber nur auf das Modell angewendet werden, für das sie kalibriert sind. (Dunkelgrau sind die Bereiche, die von Themeßl, Gobiet u. Leuprecht angewendet wurden.)

Egal welche geostatistische Methode bis hier angewendet wurde, die Ergebnisse waren nicht befriedigend. Dies liegt daran, dass aus den unzureichenden Ausgangsdaten aus dem RCM auch mit ausgefeilten Methoden keine perfekte Schätzung zu generieren ist.

Der Schlüssel liegt also in einer geeigneten Korrektur der Ausgangsdaten vor Durchführung der Schätzung. Dazu kann beispielsweise ein gewisser Zeitraum als Lern-Zeitraum definiert werden. Mit den Daten der Messstationen aus diesem Lern-Zeitraum wird eine Korrekturmaske für den RCM Output generiert, so dass die geschätzten Daten sehr nahe an den Messdaten des Lern-Zeitraums liegen oder mit diesen identisch sind. Diese Korrekturmaske würde dann unverändert auch auf den RCM Output eines Verifizierungs-Zeitraums angewendet, in der Hoffnung, auch hier deutlich verbesserte Ergebnisse zu erzielen. Allerdings setzt dies zeitliche Stationarität der Beziehungen zwischen der abhängigen und den unabhängigen Variablen voraus, eine Annahme, die in Zeiten deutlichen Klimawandels wohl nur eingeschränkt getroffen werden kann. Eine Darstellung des Prozesses mit Kalibrierung des RCM Outputs findet sich bei Themeßl, Gobiet u. Leuprecht (2011) (die linke „Spalte“ der Abb. 15).

Für die hier vorliegende Arbeit soll der Lernzeitraum die ersten zehn der zur Verfügung stehenden dreißig Winter sein, also 1971-1981. Validiert werden soll dann gegen den restlichen Zeitraum 1981-2001. Zunächst werden also die RCM Werte nur für die 10 Winter 1971 bis 1981 berechnet. Die neuen Werte werden in ArcGIS eingegeben, und mit Universal Kriging (nicht optimiertes Detrending zweiter Ordnung, gleichmäßige Suchnachbarschaft) wird eine Oberfläche daraus geschätzt (Abb. 16, Tab. 6).

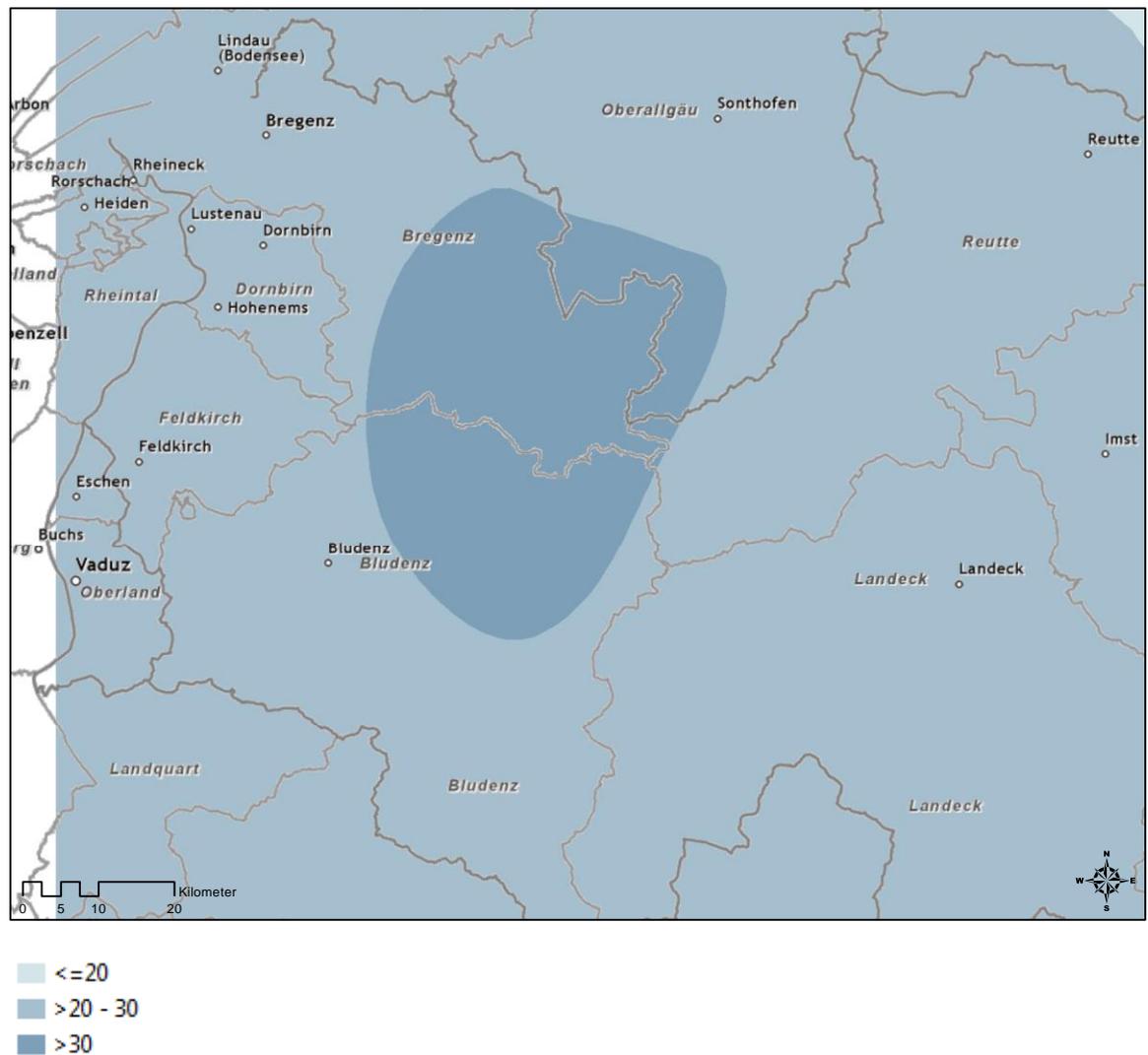


Abbildung 16: Universal Kriging Oberfläche aus den RCM Werten für 1971-81

Modell	ME	RMSE	ASE	MSE
UK m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh. (RCM 71-81)	0,92	5,0	5,4	0,2

Tabelle 6: Fehlerwerte der UK Oberfläche aus den RCM Werten 1971-81

Es soll ein Korrekturlayer erstellt werden aus der Differenz dieser RCM-Oberfläche zu einer Oberfläche, die aus den Stationsdaten für denselben Zeitraum geschätzt wurde. Also werden als nächstes die Stationsdaten für 1971-81 berechnet und in ArcGIS eingegeben. Aus diesen Daten wird mit denselben Einstellungen mit Universal Kriging eine Oberfläche der Stationswerte geschätzt (Abb. 17, Tab. 7).

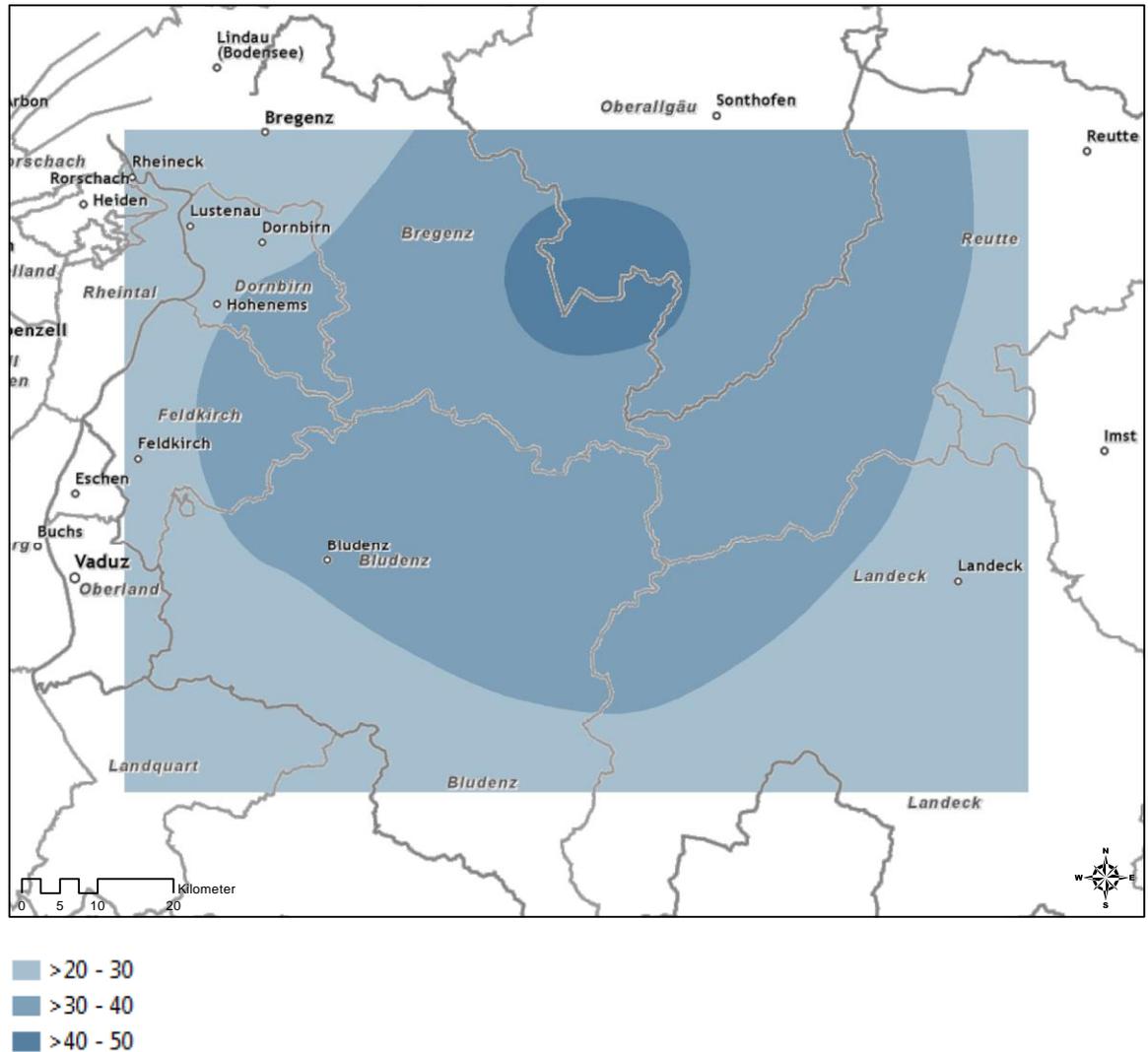


Abbildung 17: Universal Kriging Oberfläche aus den Stationswerten für 1971-81

Modell	ME	RMSE	ASE	MSE
UK m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh. (Stationswerte 71-81)	-0,66	6,2	5,1	-0,07

Tabelle 7: Fehlerwerte der UK Oberfläche aus den Stationswerten 1971-81

Nun wird die RCM-Oberfläche von der Stationsoberfläche abgezogen. Um diese mathematische Operation durchführbar zu machen, werden beide geostatistische Layer in Raster (mit der Zellgröße des SRTM-Layers²⁹) umgewandelt. Anschließend erfolgt die Subtraktion: Die Werte der RCM-Zellen werden von denen der Stationswert-Zellen mit dem Minus Tool (*Spatial Analyst*) abgezogen. Heraus kommt ein Korrekturraster.

²⁹ also 90 m, ein willkürlich gewählter Wert

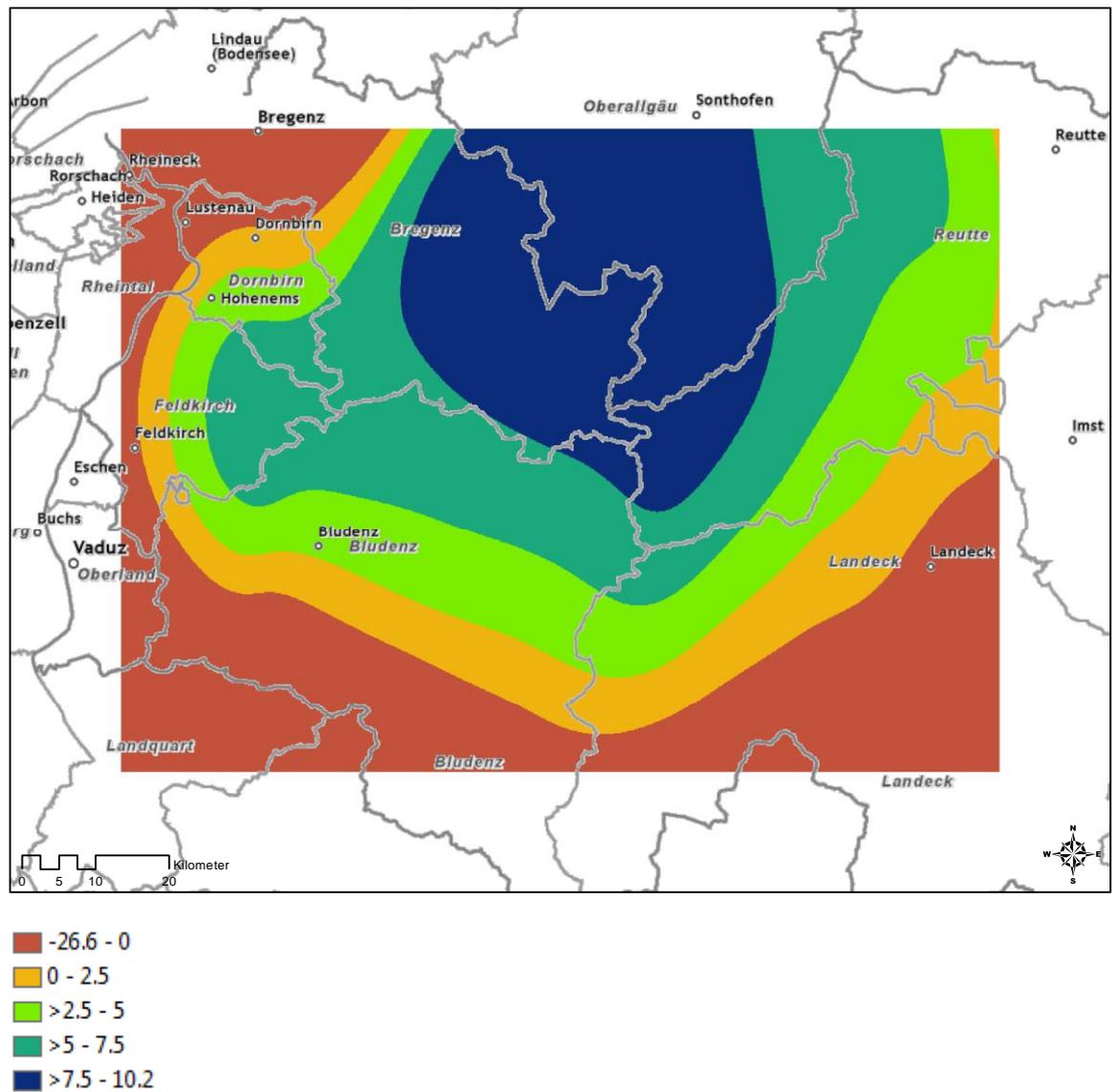


Abbildung 18: Korrekturraster: Differenz aus Stations- und RCM-Werten für 1971-1981

Um dieses Korrekturraster nun einsetzen zu können, wird jetzt aus den RCM Werten für die Winter 1981-2001 erneut mit Universal Kriging eine Oberfläche geschätzt.

Modell	ME	RMSE	ASE	MSE
UK m. Detr. 2. Ordn. n. opt. Sm. Nh. (RCM 1981-2001)	0,85	5,3	5,9	0,19

Tabelle 8: Fehlerwerte der UK Oberfläche aus den RCM Werten 1981-2001

Diese Oberfläche wird wieder in ein Raster umgewandelt. Anschließend erfolgt die Addition dieses Rasters und des Korrekturrasters. Ergebnis ist ein Raster mit korrigierten RCM-Werten für 1981-2001.

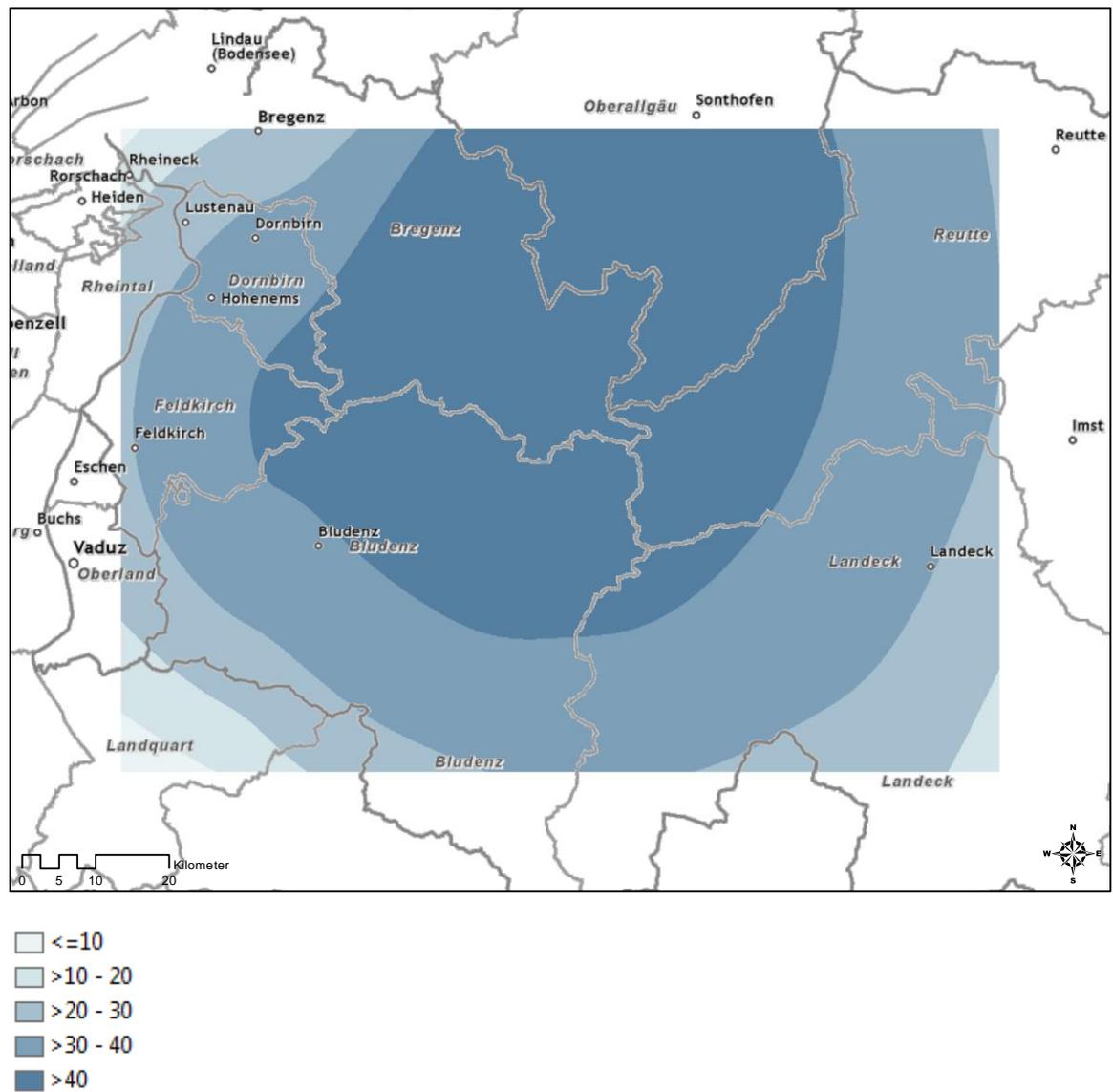


Abbildung 19: Universal Kriging Oberfläche aus den RCM Werten für 1981-2001, korrigiert mit dem aus dem Lernzeitraum 1971-81 gewonnenen Korrekturraster

Dieses Raster wird nun validiert mit den Stationswerten für die Winter 1981-2001. Dazu werden diese Stationswerte kalkuliert und in Excel mit den aus ArcGIS exportierten Werten aus der korrigierten RCM Oberfläche an den Stationspunkten (Funktion *Extract Multi Values to Points*) verglichen. Der resultierende RMSE ist 7,0, was 0,74 Standardabweichungen entspricht und immerhin eine Verbesserung von mehr als 20% gegenüber dem Wert 8,9 aus dem unkorrigierten UK bedeutet. Der ME ist -3,2. Das Ausmaß der Fehlerwerte schwankt zwischen -16,7 für Damüls und perfekten -0,1 in Spiss. Bei 11 der 25 Stationen liegt der Fehler bei maximal 5% des echten Wertes, bei weiteren 2 innerhalb 10%. Als Fazit kann man festhalten, dass es sich unter den hier gegebenen Bedingungen gelohnt hat, mit einer Korrekturmaske zu arbeiten.

6 ZUSAMMENFASSUNG, DISKUSSION, AUSBLICK

Ziel dieser Arbeit war es zunächst, eine Übersicht über den aktuellen Forschungsstand zum Thema Downscaling von Extremniederschlagsdaten zu gewinnen. Gebirge wurden als anspruchsvolle Testgebiete für dieses Thema identifiziert, auch wegen der niederschlagsbedingten Schäden, die dort vermehrt auftreten. Da in den Alpen besonders im Nordwesten und im Winter die Niederschläge durch den Klimawandel zunehmen könnten, wurde ein Gebiet aus diesem Bereich als Testgebiet festgelegt. Aufgrund der Datenverfügbarkeit fiel die Wahl auf den Westen Österreichs mit Teilen Vorarlbergs und Tirols.

Das Downscaling globaler dynamischer Modelle wird heute am besten durch ebenso dynamische regionale Modelle erreicht. Erst eine Ebene tiefer könnte auch der Einsatz von geostatistischen Methoden neben den bisher vorherrschenden statistischen Methoden sinnvoll sein. Dies aber wohl nur temporär, denn die Auflösung der dynamischen regionalen Modelle wird mit zunehmender Rechenleistung immer feiner, so dass schon bald die Notwendigkeit des Downscalings dieser Ergebnisse entfallen könnte. Unter den geostatistischen Methoden eignen sich *Detrended* Universal Kriging und Cokriging besonders für die Interpolation von Niederschlagsdaten, so dass sich ein Einsatz dieser Methoden auch für das Downscaling anbietet. Auch Geographically Weighted Regression könnte wegen der Nicht-Stationarität der Niederschlagsdaten gute Ergebnisse erzielen.

Das Downscaling von Extremniederschlagsdaten ist noch anspruchsvoller als das Downscaling etwa von Monats- oder Jahreswerten. Als vergleichsweise einfach zu berechnende Größe wird der durchschnittliche höchste Tageswert des Winterniederschlags als Variable festgelegt, die geschätzt werden soll, also die Intensität winterlicher Niederschläge mit einer Wiederkehrzeit von einem Jahr.

Als potenziell interessante Covariablen konnten Höhe, Hangneigung und Lage in Bezug auf ein Gebirge und die niederschlagsbringende Windrichtung (für das Untersuchungsgebiet: West bis Nordwest) identifiziert werden.

In einem zweiten Schritt sollten diese Erkenntnisse in die Praxis umgesetzt werden. Dabei konnte eine Verbesserung der Fehlerwerte der Schätzung vom ungefilterten RCM-Output (RMSE 11,4 mm) über IDW (11,1), Ordinary (10,0) und Simple Kriging (9,7) bis zu Universal Kriging (8,9) beobachtet werden. Grund für diese insgesamt rela-

tiv geringen Verbesserungen dürfte unter anderem sein, dass der RCM Output als Raster vorliegt und somit gleichmäßig verteilt ist. Dies ist eine ungünstige Voraussetzung für die Anwendung geostatistischer Methoden, die mit zufallsverteilten Daten im Regelfall bessere Ergebnisse erzielen können.

Zahlreiche Versuche mit Cokriging brachten keine weitere Verbesserung. Dies kann so interpretiert werden, dass zumindest in diesem speziellen Fall (Nutzung des RCM *CNRM-Aladin*) die Fehlercharakteristik des RCM Outputs jegliche Einflüsse potenzieller Covariablen überdeckt hat. Anders ausgedrückt: Im Ergebnis jedes Downscalings ohne RCM Fehlerkorrektur wurden jeweils nur die RCM Fehler sichtbar und keine weiteren Einflüsse, was aber nicht bedeuten muss, dass solche Einflüsse nicht vorhanden wären. Letztlich bleibt aber festzuhalten, dass Covariablen, die die Downscaling-Ergebnisse verbessern können, in dieser Arbeit nicht gefunden werden konnten.

Auch der Einsatz von GWR (RMSE 14,3) brachte keine zufriedenstellenden Ergebnisse, wohl da keine Covariablen eingesetzt wurden, die mit der Intensität winterlicher Extremniederschläge ausreichend korrelieren.

Erst der Einsatz eines aus Daten von 1971-1981 gewonnenen Korrekturrasters, mit dem die Ergebnisse des RCM korrigiert wurden, brachte eine weitere Verbesserung auf einen akzeptablen RMSE-Wert von 7,0 für Werte aus dem Zeitraum 1981-2001. Dieses Vorgehen kann also empfohlen werden.

Als Fortsetzung der hier durchgeführten Arbeit würde es sich anbieten zu prüfen, inwieweit die geostatistischen Methoden (einschließlich Fehlerkorrektur) unter den schwierigen Bedingungen (Gebirge, Extremniederschlag) mit den statistischen Methoden wie etwa Quantil Mapping mithalten oder diese gar übertreffen können.

7 LITERATURVERZEICHNIS

- Akinyemi, F.O. & Adejuwon, J.O., 2008. A GIS-Based Procedure for Downscaling Climate Data for West Africa. *Transactions in GIS*, 12(5), S.613–631.
- Arnold, J. u. a., 2009. Detailed study of heavy precipitation events in the Alpine region using ERA40 driven RCMs. Verfügbar unter: http://ensembles-eu.metoffice.com/project_reporting/year5reporting/D5.32_heavy_precip_Alpine_region.pdf [Zugegriffen 17. Februar 2011].
- Ashiq, M.W. u. a., 2010. GIS-based high-resolution spatial interpolation of precipitation in mountain–plain areas of Upper Pakistan for regional climate change impact studies. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(3-4), S.239-253.
- Atkinson, P.M., Webster, R. & Curran, P.J., 1994. Cokriging with Airborne MSS Imagery. *Remote Sensing of Environment*, 50, S.335-345.
- Auer, I. u. a., 2007. HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1), S.17-46.
- Basist, A., Bell, G.D. & Meentemeyer, V., 1994. Statistical Relationships between Topography and Precipitation Patterns. *Journal of Climate*, 7, S. 1305-1315.
- Becker, P., 2011. Gefahren durch extreme Niederschläge werden ab Mitte des Jahrhunderts deutlich zunehmen. Verfügbar unter: http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?nfpb=true&pageLabel=dwdwww_menu2_presse&T98029gsbDocumentPath=Content%2FPresse%2FPressekonferenzen%2F2011%2FFPK_15_02_11%2FPressekonferenz.html [Zugegriffen 16. Februar 2011].
- Beguería, S. & Vicente-Serrano, S.M., 2006. Mapping the hazard of extreme rainfall by peaks over threshold extreme value analysis and spatial regression techniques. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, S.108-124.
- Beguería, S. u. a., 2009. Annual and seasonal mapping of peak intensity, magnitude and duration of extreme precipitation events across a climatic gradient, northeast Spain. *International Journal of Climatology*, 29(12), S.1759–1779.
- Beniston, M. u. a., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81(S1), S.71-95.
- Biau, G. u. a., 1999. Estimation of Precipitation by Kriging in the EOF Space of the Sea Level Pressure Field. *Journal of Climate*, 12(4), S.1070–1085.
- Blumer, F.P., 1994. *Höhenabhängigkeit des Niederschlages im Alpenraum*. ETH Zürich. Abstract: <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/eserv/eth:39557/eth-39557-01.pdf> [Zugegriffen 3. Dezember 2010].
- Böhm, R. u. a., 2009. Eine neue Website mit instrumentellen Qualitäts-Klimadaten für den Großraum Alpen zurück bis 1760. *Wiener Mitteilungen*, 216, S.7-20.
- Boer, E.P.J., De Beurs, K.M. & Hartkamp, A.D., 2001. Kriging and thin plate splines for mapping climate variables. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 3(2), S.146-154.
- Booij, M.J., 2002. Extreme daily precipitation in Western Europe with climate change at appropriate spatial scales. *International Journal of Climatology*, 22(1), S.69–85.
- Casas, M.C. u. a., 2007. Analysis and objective mapping of extreme daily rainfall in Catalonia. *International Journal of Climatology*, 27(3), S.399–409.
- Cebon, P. u. a. Hrsg., 1998. *Views from the Alps: Regional Perspectives on Climate Change*, Cambridge, MA u. London: The MIT Press.

- Chiu, C., Lin, P. & Lu, K., 2009. GIS-based Tests for Quality Control of Meteorological Data and Spatial Interpolation of Climate Data. *Mountain Research and Development*, 29(4), S.339-349.
- Christensen, J.H. & Christensen, O.B., 2007. A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81, S.7–30.
- Clark, M.P. & Slater, A.G., 2006. Probabilistic quantitative precipitation estimation in complex terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), S.3–22.
- Daly, C., Neilson, R.P. & Phillips, D.L., 1994. A Statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33(2), S. 140-158.
- Daly, C. u. a., 2002. A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Research*, 22(2), S.99–113.
- Diodato, N., 2005. The Influence of Topographic Co-Variables on the Spatial Variability of Precipitation over Small Regions of Complex Terrain. *International Journal of Climatology*, 25, S.351-363.
- Diodato, N., 2005b. Geostatistical uncertainty modelling for the environmental hazard assessment during single erosive rainstorm events. *Environmental monitoring and assessment*, 105(1), S.25–42.
- Dirks, K.N. u. a., 1998. High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island: Part II: Interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology*, 208(3-4), S.187–193.
- Droge, G. u. a., 2002. A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *International Journal of Climatology*, 22(5), S.599-613.
- Dungan, J., 1998. Spatial prediction of vegetation quantities using ground and image data. *International Journal of Remote Sensing*, 19(2), 267-285.
- Fotheringham, A.S., Charlton, M.E. & Brunson, C., 1996. The geography of parameter space: an investigation of spatial nonstationarity. *International Journal of Geographical Information Science*, 10(5), S.605-627.
- Fotheringham, A.S., Charlton, M.E. & Brunson, C., 1998. Geographically weighted regression: a natural evolution of the expansion method for spatial data analysis. *Environment and Planning A*, 30, S.1905-1927.
- Frei, C. u. a., 2003. Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 108(D3), 4124.
- Frei, C. u. a., 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research*, 111(D6), D06105.
- Frei, C. & Schär, C., 1998. A Precipitation Climatology of the Alps from High-Resolution Rain-Gauge Observations. *International Journal of Climatology*, 18, S.873-900.
- Frei, C. & Schär, C., 2001. Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *Journal of Climate*, 14, S.1568-1584.
- Frei, C. & Schmidli, J., 2006. Das Niederschlagsklima der Alpen: Wo sich Extreme nahekommen. *promet*, 32, S.61-67.
- Frich, P. u. a., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, 19(3), S.193–212.

- Germann, U. & Joss, J., 2001. Variograms of radar reflectivity to describe the spatial continuity of Alpine precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 40(6), S.1042–1059.
- Giorgi, F., Jones, C. & Asrar, G., 2009. Addressing climate information needs at the regional level: The CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58(3), S.175.
- Gobiet, A., Truhetz, H. & Riegler, A., 2006. A climate scenario for the Alpine region: reclip:more project year 3 - WegCenter progress report. Verfügbar unter: http://www.uni-graz.at/igam7www_agobietetal_wegcscireportfarc-reclippj3_2006.pdf [Zugegriffen 19. Oktober 2010].
- Goodale, C.L., Aber, J.D. & Ollinger, S.V., 1998. Mapping monthly precipitation, temperature, and solar radiation for Ireland with polynomial regression and a digital elevation model. *Climate Research*, 10, S.35–49.
- Goovaerts, P., 1999. Performance comparison of geostatistical algorithms for incorporating elevation into the mapping of precipitation. Verfügbar unter: http://www.geovista.psu.edu/sites/geocomp99/Gc99/023/gc_023.htm [Zugegriffen 21. April 2011].
- Goovaerts, P., 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228(1-2), S.113–129.
- Guan, H., Wilson, J.L. & Makhnin, O., 2005. Geostatistical mapping of mountain precipitation incorporating autosearched effects of terrain and climatic characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 6(6), S.1018–1031.
- Gyalistras, D. u. a., 1994. Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models: case studies of statistical downscaling in the Alps. *Climate Research*, 4(15), S.167–190.
- Haining, R.P., Kerry, R. & Oliver, M.A., 2010. Geography, Spatial Data Analysis, and Geostatistics: An Overview. *Geographical Analysis*, 42, S.7-31.
- Hanel, M. & Buishand, T.A., 2010. Analysis of precipitation extremes in an ensemble of transient regional climate model simulations for the Rhine basin. *Climate Dynamics*, 36(5-6), S.1135–1153.
- Haylock, M.R. & Goodess, C.M., 2004. Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation. *International Journal of Climatology*, 24(6), S.759–776.
- Haylock, M.R. u. a., 2006. Downscaling Heavy Precipitation over the United Kingdom: A Comparison of Dynamical and Statistical Methods and Their Future Scenarios. *International Journal of Climatology*, 26, S.1397-1415.
- Haylock, M.R. u. a., 2008. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20), D20119.
- Herrera, S. u. a., 2011. Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.2256.
- Herrmann, S., 2011. Der Berg rutscht. *Süddeutsche Zeitung* 101 (3.5.2011), S.16.
- Hessami, M. u. a., 2008. Automated regression-based statistical downscaling tool. *Environmental Modelling & Software*, 23, S.813-834.
- Hulme, M. u. a., 1995. Construction of a 1961-1990 European climatology for climate change modelling and impact applications. *International Journal of Climatology*, 15(12), S.1333–1363.
- Hundecha, Y. & Bárdossy, A., 2005. Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. *International Journal of Climatology*, 25(9), S.1189–1202.

- Johansson, B. & Chen, D., 2003. The influence of wind and topography on precipitation distribution in Sweden: statistical analysis and modelling. *International Journal of Climatology*, 23(12), S.1523–1535.
- Jonas, M., Staeger, T. & Schönwiese, C.-D., 2005. Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen - Schwerpunkt Deutschland. Verfügbar unter: <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/2946.pdf> [Zugegriffen 20. Februar 2011].
- Kendon, E.J. u. a., 2008. Robustness of Future Changes in Local Precipitation Extremes. *Journal of Climate*, 21(17), S.4280-4297.
- Kim, J.W. u. a., 1984. The Statistical Problem of Climate Inversion: Determination of the Relationship between Local and Large-Scale Climate. *Monthly Weather Review*, 112, S.2069-2077.
- Klein Tank, A.M.G. & Können, G.P., 2003. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. *Journal of Climate*, 16(22), S.3665–3680.
- Kottmeier, C., 2010. Auswirkungen extremer Wetterereignisse in Süddeutschland im Kontext des Klimawandels. 2. UBA Anpassungskonferenz. Verfügbar unter: http://www.anpassung.net/DE/Anpassungsstrategie/Veranstaltungen/100902-03_20Forschungskonferenz_UBA_DWD/5_Kottmeier_KIT_Extremwetter_S_C3_BCddeutschland,templateId=raw.property=publicationFile.pdf/5_Kottmeier_KIT_Extremwetter_Süddeutschland.pdf [Zugegriffen 20. Februar 2011].
- Kravchenko, A., Zhang, R. & Tung, Y.-K., 1996. Estimation of mean annual precipitation in Wyoming using geostatistical analysis. Proceedings of American Geophysical Union 16th Annual Hydrology Days, April 15-18, 1996, Fort Collins, Colorado. Verfügbar unter: <http://library.wrds.uwyo.edu/wrp/96-04/96-04.pdf> [Zugegriffen 24. November 2010].
- Kromp-Kolb, H., 2003. Startprojekt Klimaschutz (StartClim). Erste Analysen extremer Wetterereignisse und ihrer Auswirkungen in Österreich. Endbericht. Verfügbar unter: http://www.boku.ac.at/austroclim/startclim/bericht2003/StCl_end_Auflage2.pdf [Zugegriffen 25. Oktober 2010].
- Kyriakidis, P.C., Kim, J. & Miller, N.L., 2001. Geostatistical mapping of precipitation from rain gauge data using atmospheric and terrain characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 40, S.1855-1877.
- Lanza, L.G., Ramírez, J.A. & Todini, E., 2001. Stochastic rainfall interpolation and downscaling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(2), S.139–143.
- Leander, R. & Buishand, T.A., 2007. Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *Journal of Hydrology*, 332(3-4), S.487–496.
- Lenderink, G. & van Meijgaard, E., 2008. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, 1(8), S.511-514.
- Lloyd, C.D., 2007. *Local Models for Spatial Analysis*. Boca Raton: CRC Press.
- Maraun, D. u. a., 2010. Precipitation downscaling under climate change. Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3). Verfügbar unter: http://www2.meteo.uni-bonn.de/mitarbeiter/venema/articles/2010/2010_downscaling_precipitation_review.pdf [Zugegriffen 20. Oktober 2010].

- Marquínez, J., Lastra, J. & García, P., 2003. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *Journal of Hydrology*, 270(1-2), S.1–11.
- Martinez-Cob, A., 1996. Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. *Journal of Hydrology*, 174(1-2), S.19–35.
- Maurer, E.P. & Hidalgo, H.G., 2008. Utility of daily vs. monthly large-scale climate data: an intercomparison of two statistical downscaling methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, S.551-563.
- Meteo Schweiz, 2006. *Starkniederschlagsereignis August 2005*. Arbeitsberichte der Meteo Schweiz 211, 63 S.
- Moral, F.J., 2010. Comparison of different geostatistical approaches to map climate variables: application to precipitation. *International Journal of Climatology*, 30, S.620-631.
- Ninyerola, M., Pons, X. & Roure, J.M., 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology*, 20(14), S.1823–1841.
- Nobilis, F., Haiden, T. & Kerschbaum, M., 1991. Statistical considerations concerning probable maximum precipitation (PMP) in the Alpine country of Austria. *Theoretical and Applied Climatology*, 44(2), S.89–94.
- Oke, A.M.C., Frost, A.J. & Beesley, C.A., 2009. The use of TRMM satellite data as a predictor in the spatial interpolation of daily precipitation over Australia. In *18th World IMACS/MODSIM Congress. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation, Cairns, Australia*. S. 3726–3732.
- Pardo-Igúzquiza, E., 1998. Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall mean using data on precipitation and topography. *International Journal of Climatology*, 18(9), S.1031–1047.
- Phillips, D.L., Dolph, J. & Marks, D., 1992. A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58(1-2), S.119–141.
- Portalés, C. u. a., 2010. Seasonal precipitation interpolation at the Valencia region with multivariate methods using geographic and topographic information. *International Journal of Climatology*, 30, S.1547-1563.
- Prudhomme, C. & Reed, D.W., 1999. Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland. *International Journal of Climatology*, 19(12), S.1337–1356.
- Rickenmann, D. & Egon, G., 2003. Extremereignisse: Ereignisbezogene Dokumentation – Prozesse, Bergstürze, Hochwasser, Muren, Rutschungen und Lawinen (StartClim.3a). Verfügbar unter: <http://www.boku.ac.at/austroclim/startclim/bericht2003/StCl03a.pdf> [Zugegriffen 25. Oktober 2010].
- Roth, C., 1998. Is Lognormal Kriging Suitable for Local Estimation? *Mathematical Geology*, 30(8), S.999–1009.
- Rudolf, B. u. a., 2006. Das Hochwasser in Südbayern im August 2005: Niederschlagsvorhersage, Warnung und klimatologische Bewertung des DWD. *Hochwasserschutz und Katastrophenmanagement, Ernst & Sohn Special*, 1(06), S.4–13.
- Schipper, J.W. u. a., 2011. Wind direction-dependent statistical downscaling of precipitation applied to the Upper Danube catchment. *International Journal of Climatology*, 31, S.578-591.

- Schmidli, J. & Frei, C., 2005. Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 25(6), S.753–771.
- Schmidli, J. u. a., 2002. Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 22(9), S.1049-1074.
- Schmidli, J. u. a., 2007. Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps. *J. Geophys. Res.*, 112, D04105.
- Seo, D.J., 1998. Real-time estimation of rainfall fields using rain gage data under fractional coverage conditions. *Journal of Hydrology*, 208(1-2), S.25–36.
- Sevruk, B., Matokova-Sadlonova, K. & Toskano, L., 1998. Topography effects on small-scale precipitation variability in the Swiss pre-Alps. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 248, S.51–58.
- Singh, P. & Kumar, N., 1997. Effect of orography on precipitation in the western Himalayan region. *Journal of Hydrology*, 199(1-2), S.183–206.
- Solomon, S. u. a. (Hrsg.), 2007, IPCC Fourth Assessment Report: Working Group I Report "The Physical Science Basis". Verfügbar unter: <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm> [Zugegriffen 19. Dezember 2010].
- STARDEX: downscaling climate extremes. Verfügbar unter: http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/reports/STARDEX_FINAL_REPORT.pdf [Zugegriffen 22. Oktober 2010].
- Suklitsch, M. u. a., 2008. High Resolution Sensitivity Studies with the Regional Climate Model CCLM in the Alpine Region. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4), S.467-476.
- Themeßl, M.J., Gobiet, A. & Leuprecht, A., 2011. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *International Journal of Climatology*, 31, S.1530-1544.
- Tiberiu, A., 2009. Research Activity on Statistical Downscaling for Precipitation. CMCC Research Paper No. 57. Verfügbar unter: http://papers.ssrn.com/sol3/papers.cfm?abstract_id=1370912 [Zugegriffen 13. Dezember 2010].
- Tolika, K. u. a., 2008. Simulation of future changes in extreme rainfall and temperature conditions over the Greek area: A comparison of two statistical downscaling approaches. *Global and Planetary Change*, 63, S.132-151.
- Tryhorn, L. & DeGaetano, A., 2011. A comparison of techniques for downscaling extreme precipitation over the Northeastern United States. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.2208.
- van der Linden, P. & Mitchell, J.F.B. Hrsg., 2009. *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Exeter, UK: Met Office Hadley Centre.
- Vicente-Serrano, S.M. u. a., 2009. Daily atmospheric circulation events and extreme precipitation risk in northeast Spain: Role of the North Atlantic Oscillation, the Western Mediterranean Oscillation, and the Mediterranean Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 114(D8), D08106.
- von Storch, H., Zorita, E. & Cubasch, U., 1993. Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. *Journal of Climate*, 6, S.1161-1171.
- Vrac, M. & Naveau, P., 2007. Stochastic downscaling of precipitation: From dry events to heavy rainfalls. *Water Resources Research*, 43, W07402.

- Wang, J. & Zhang, X., 2008. Downscaling and Projection of Winter Extreme Daily Precipitation over North America. *Journal of Climate*, 21, S.923-937.
- Wehner, M.F., 2004. Predicted twenty-first-century changes in seasonal extreme precipitation events in the parallel climate model. *Journal of Climate*, 17(21), S.4281–4290.
- Weisse, A.K. & Bois, P., 2001. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4), S.720–740.
- Widmann, M. & Schär, C., 1997. A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. *International Journal of Climatology*, 17(12), S.1333–1356.
- Wilby, R.L., Dawson, C.W. & Barrow, E.M., 2002. SDSM — a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software*, 17, S.147-159.
- Wilby, R.L. u. a., 2004. Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. Verfügbar unter: http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf [Zugegriffen 6. September 2010].

8 ANHANG

8.1 WEITERE ZUSAMMENFASSUNGEN VON FACHARTIKELN

Diese restlichen verwendeten Fachartikel wurden aus dem Hauptteil entfernt, um diesen übersichtlicher und gewinnbringender zu gestalten.

VICENTE-SERRANO U. A. 2009

Es wird nach Beziehungen zwischen extremen Niederschlagsereignissen in Spanien und Zuständen von drei großräumigen Oszillationen (Nordatlantik (NAO, Druckunterschied Island - SW-Spanien), Mittelmeer (MO, Gibraltar - Israel) und westliches Mittelmeer (WeMO, Azoren - Padua)) gesucht. Es werden nur Winter-Daten (Oktober bis März) verwendet. Für das Untersuchungsgebiet werden deutliche Zusammenhänge insbesondere zwischen sog. WeMO- Events und Starkniederschlägen gefunden (Wahrscheinlichkeit in Barcelona für Niederschläge > 50 mm bei 22%; auch Maximalwerte bis 350 mm sind mit WeMO- Events assoziiert). In Nordspanien sind es dagegen die WeMO+ Events, die mit hohen Wahrscheinlichkeiten für Starkregen einhergehen. Die Größenordnung von Gesamt ereignissen („Magnitude“) zeigt dagegen bei NAO- Ereignissen die höchsten Werte in einigen Gebirgsgebieten.

ARNOLD U. A. 2009

Es werden Extremniederschlagsereignisse aufgezählt: "Valtellina / ValPoschiavo / Uri (1987), Vaucluse (1992), Upper Valais (1993), Piedmont (1994), Switzerland / Eastern Austria (1999), Valais / Ticino/ Aosta Valley (2000), Central Switzerland / Vorarlberg/ Bavaria (2005)." Das letzte Ereignis von 2005 war extrem ungewöhnlich, sowohl in Intensität (bis über 300 mm in 72 Stunden) als auch räumlicher Ausdehnung (vom Wallis bis ins Allgäu und nach Tirol; vgl. Meteo Schweiz 2006, Rudolf u. a. 2006). Für solche Sommerniederschlagsereignisse ist die alpine Orographie ausschlaggebend.

HUNDECHA U. A. 2008

unterscheiden nach der zeitlichen Dimension, die zu modellieren ist: Wenn es um jahreszeitliche oder monatliche Zahlen geht, reicht ein Modell, das auf Regression basiert, aus. Geht es aber um tägliche Zeitreihen, so wie es hier für das Tracing von Extremereignissen notwendig scheint, so sind elaboriertere Techniken gefragt. Zu diesen werden Wettergeneratoren gezählt.

Ein multivariates autoregressives Modell (MAR, nach Stehlik und Bardossy (2002)) erzeugt Tagesreihen und bewahrt die räumliche Kovarianz-Struktur. Es scheint deshalb gut geeignet für die Modellierung von Extremwerten. Als Prädiktoren-Muster für Niederschlag werden 12 unterschiedliche Klassen der Verteilung des Luftdrucks auf Meereshöhe verwendet. Dazu werden die Daten aus der NCEP/NCAR Reanalysis verwendet. Für eine Vorhersage von Änderungen im Zusammenhang mit dem Klimawandel ist aber eine zusätzliche Aufnahme von Feuchtigkeitsparametern sinnvoll. Besonders der Feuchtigkeits-Flux Richtung Osten (Produkt aus spezifischer Feuchte mit Windgeschwindigkeit Richtung Osten) hat Einfluss auf die Niederschlagshöhen (im Untersuchungsgebiet, hier: Rheineinzugsgebiet). Dieser Flux Wert wird von dem NCEP Gitterpunkt genommen, der die größte Korrelation mit dem zu untersuchenden Punkt hat.

Weder MAR noch ein zweites Modell (MLR) können aber bei der Nachbildung saisonaler Indizes überzeugen, zumindest nicht, was Extrem-Indizes wie maximaler 5-Tages-Niederschlag angeht. Besonders im Sommer sind die Ergebnisse schlecht, da die Sommerniederschläge weniger aus der globalen Zirkulation zu erklären sind. Beim Nachbilden von Indizes für Räume sind die Korrelationen etwas besser. Aber z.B. für den Index max. 5-Tages-Niederschlag im Winter ist der Korrelationskoeffizient bei Verwendung von MAR nur für die beiden Gebiete Nahe und Mosel über 0,5, mit MLR nirgends.

HESSAMI U. A. 2008

stellen ein automatisiertes statistisches Downscaling-Tool vor, das auf Regression basiert, inspiriert durch SDSM (Wilby, Dawson u. Barrow (2002)). Ausgangspunkt sind GCM-Daten. Tests in Ost-Kanada verlaufen für die Variable Niederschlag aber nicht besonders vielversprechend.

MAURER U. HIDALGO 2008

Aus NCEP/NCAR Reanalyse Daten (als Ersatz für ein GCM) wird mit 2 statistischen Methoden (*Constructed Analogues* und *Bias Correction and Spatial Downscaling*) ein kontinuierliches Raster von monatlichen und täglichen Temperatur- und Niederschlagsdaten mit 140 km Auflösung berechnet. Für den täglichen Niederschlag sind die Ergebnisse mit keiner der beiden Methoden überzeugend.

TOLIKA U. A. 2008

Für Griechenland wird mit zwei statistischen Downscaling-Methoden versucht, vom GCM Output auf mögliche Veränderungen extremer Niederschlagswerte in der Zukunft zu schließen. Die Ergebnisse sind aber räumlich inkohärent.

WANG U. ZHANG 2008

Für Nordamerika wird mit Hilfe der generalisierten Extremwertverteilung versucht, vom GCM Output auf mögliche Veränderungen extremer Winterniederschlagswerte in der Zukunft zu schließen. Danach soll das Risiko von Extremniederschlägen in den südlichen und zentralen USA steigen, während es über der kanadischen Prärie sinken soll.

HAYLOCK U. A. 2006

Downscaling vom GCM HadAM3P von sieben saisonalen Starkniederschlags-Indizes für Nordwest- und Südost-England wurde mit 6 statistischen und 2 dynamischen Methoden durchgeführt. Die Ergebnisse waren gut für die Indizes und Jahreszeiten, die eine größere räumliche Kohärenz aufwiesen, also z.B. im Winter. Intensität wurde schlechter modelliert als Frequenz. Die Unterschiede zwischen den Modell-Outputs waren zum Teil genau so groß wie die Unterschiede zwischen den zwei verwendeten SRES Szenarios. Deshalb sollten am besten immer mehrere Downscaling-Modelle zugleich verwendet werden.

TRYHORN UND DEGAETANO 2011

gruppieren Stationsdaten (Untersuchungsgebiet: nordöstliche USA) zu 5 Gruppen zusammen. Sie gehen von 26 (!) potenziellen Prädiktor Variablen aus, und es gibt nur eine einzige davon (850 hPa Vorticity), die sie in allen 5 Gruppen verwenden. Niederschlag wurde als "konditioneller Prozess" modelliert, der nicht direkt von regional skalierten Prädiktoren wie Druck oder Feuchtigkeit abhängt, sondern von der Zahl der Niederschlagstage, die wiederum von Druck/Feuchtigkeit abhängen.

Tryhorn und DeGaetano scheitern mit Experimenten, Tage unter 5 Zoll Niederschlag zu ignorieren ("no rain days", S. 6/15) und sich so auf die Starkniederschlagstage zu fokussieren. Die für die Extreme verantwortlichen Mechanismen konnten nicht mit den Tagen mit Starkniederschlägen in Zusammenhang gebracht werden.

Die Validierung ist zeitbasiert. 1961-1970 ist der Ausgangszeitraum, validiert wird mit 1971-1980. Methoden im Vergleich sind SDSM und das RCM HadRM3 von

NARCCAP. Schließlich werden noch statistische Analysen des Statistik-Programms *R* angewendet, um Verteilungen von Extremwerten zu simulieren. Bei der Wiedergabe der Jährlichkeiten schneidet SDSM etwas besser ab als die anderen Modelle.

TIBERIU 2009

8 verschiedene ArcGIS Interpolationsmethoden wurden untersucht, darunter 4 verschiedene Kriging Techniken, allerdings kein Cokriging. Das verwendete Ausgangs-Modell COSMO LM hat bereits eine Auflösung von nur 2,8 km. Es werden insgesamt nur geringe Unterschiede zwischen den Methoden gefunden. Allerdings stehen auch nur drei Stationen zur Evaluation zur Verfügung. Als Zeitrahmen wird nur ein einziger Tag im März 2005 untersucht. Allerdings gab es an diesem Tag einen Erdbeben in der Nähe der drei Stationen. *Radial Basis Function (Inverse multiquadric)* geht mit knappem Vorsprung als Gewinner durchs Ziel.

ATKINSON, WEBSTER U. CURRAN 1994

Mit diesem Beispiel für den erfolgreichen Einsatz von Cokriging wird das lineare Modell der Coregionalisation erläutert und dessen Überlegenheit gegenüber einfacher Regression dargelegt. Strahlung, gemessen vom Flugzeug aus mit einem multispektralen Scanner, wird als Covariable zur Schätzung des Green Leaf Area Index und der Biomasse von Futtergras eingesetzt.

DIRKS U. A. 1998

Grundlage für die Untersuchung bilden 13 Stationen auf einem Gebiet von nur 35 km², der Insel Norfolk im Südpazifik. Es geht um sehr kurze Zeiträume von z.B. einer Stunde. Kriging bot hier keinerlei Vorteil gegenüber den anderen Methoden, IDW, Thiessen oder "areal-mean". IDW wird für dichte Stationsnetzwerke empfohlen. Ältere hier zitierte Studien (Tabios und Salas 1985, Boussières und Hogg 1989 und Creutin und Obled 1982) kommen für weniger dichte Netzwerke zu anderen Ergebnissen. Hier schneidet Kriging meistens am besten ab.

SEVRUK, MATOKOVA-SADLONOVA U. TOSKANO 1998

Die drei Autoren untersuchen die Auswirkungen der Topographie auf die kleinräumige Niederschlagsvariabilität in einem Talkessel oberhalb von Montreux in den Schweizer Voralpen. Als Prädiktoren wurden Höhe, Längen- und Breitengrad untersucht. Von diesen schnitt die Höhe am besten ab ($R^2 = 0,67$).

OKE, FROST U. BEESLEY 2009

Für Australien wird untersucht, inwiefern die zusätzliche Aufnahme von Satellitendaten aus der Tropical Rainfall Measuring Mission eine Verbesserung bei der Interpolation von Niederschlägen gegenüber der reinen Verwendung von Stationsmessdaten bringt. Eine Verbesserung lässt sich aber nur für Gebiete mit spärlichen Stationsdaten nachweisen, unter anderem auch deshalb, weil Stations- und Satellitendaten teilweise deutlich voneinander abweichen, besonders an Küsten und im Bergland. Als Interpolationsmethoden wurden Ordinary Kriging für die Interpolation der Stationsdaten alleine und Cokriging sowie Simple Kriging mit lokal variierenden Mittelwerten für die Interpolation unter Einbeziehung der Satellitendaten verwendet.

8.2 DATEN UND AUSGANGSMATERIAL

	Länge (Grad, Min, Sek):	Breite (Grad, Min, Sek):	Höhe [m ü. A.]:
Meiningen	09 34 49	47 18 09	423
Meschach	09 41 06	47 20 09	850
Brand	09 44 17	47 06 12	1005
Innerlaterns	09 44 32	47 15 26	1040
Thüringen	09 46 06	47 11 47	550
Blons	09 50 27	47 13 31	900
Damüls	09 53 18	47 17 11	1365
Fontanella	09 54 33	47 14 53	1140
Tschagguns	09 54 56	47 04 02	680
Bizau	09 55 28	47 22 13	673
Au	09 58 38	47 19 23	800
Silbertal	09 58 58	47 05 44	897
Dalaas	09 59 37	47 07 35	920
Schönenbach	10 01 42	47 22 24	1040
Lech	10 08 39	47 12 40	1450
Zürs	10 09 51	47 10 11	1720
Spiss	10 26 00	46 58 00	1630
Hinterhornbach	10 27 17	47 21 33	1100
See im Paznaun	10 27 53	47 05 03	1040
Tannheim-Untergschw.	10 29 52	47 30 16	1090
Gramais	10 32 08	47 16 08	1320
Vorderhornbach	10 32 34	47 22 11	960
Forchach	10 35 05	47 25 11	905
Boden	10 36 30	47 17 00	1360
Namlos	10 39 00	47 21 00	1260

Tabelle 1: Stationen für die Validierung mit Angabe von Längen- und Breitengrad sowie Höhe über NN

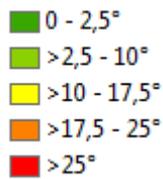
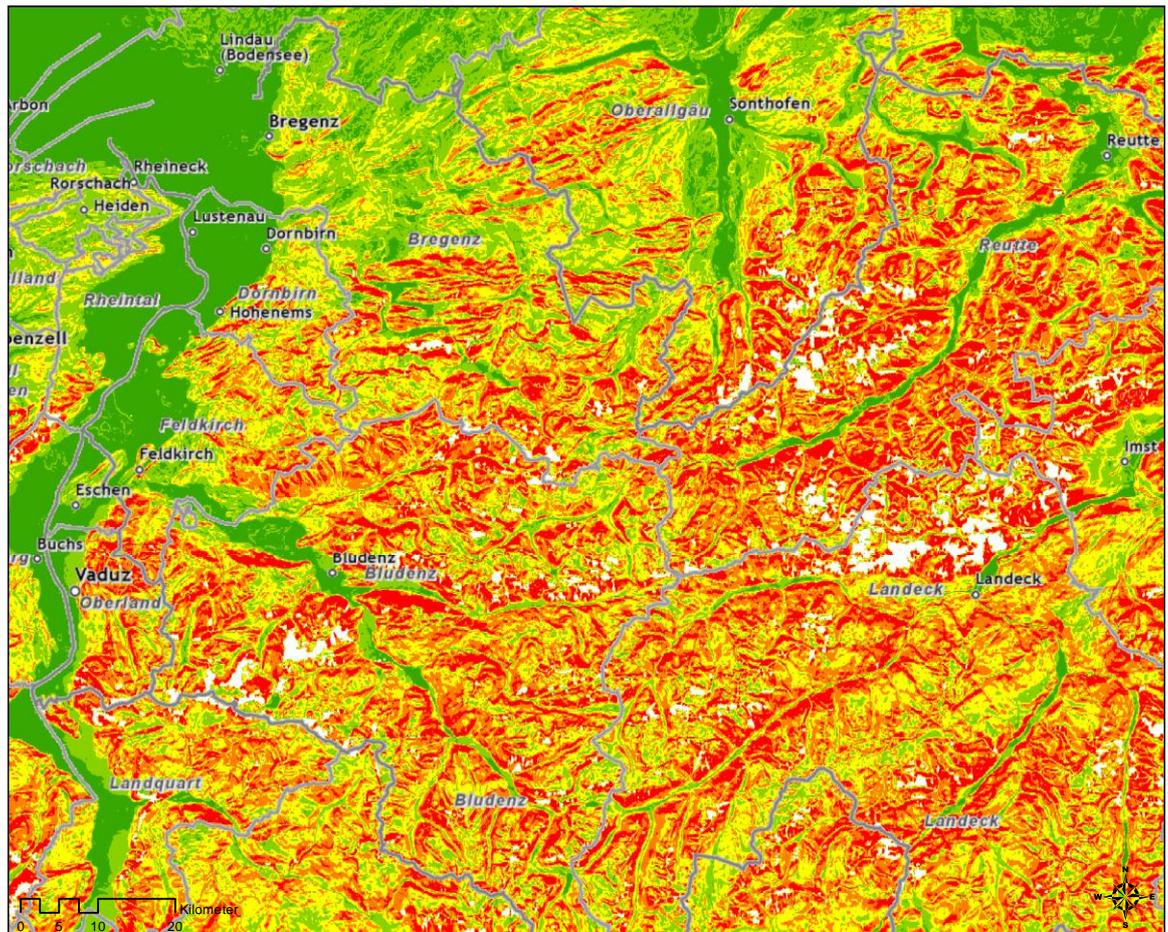
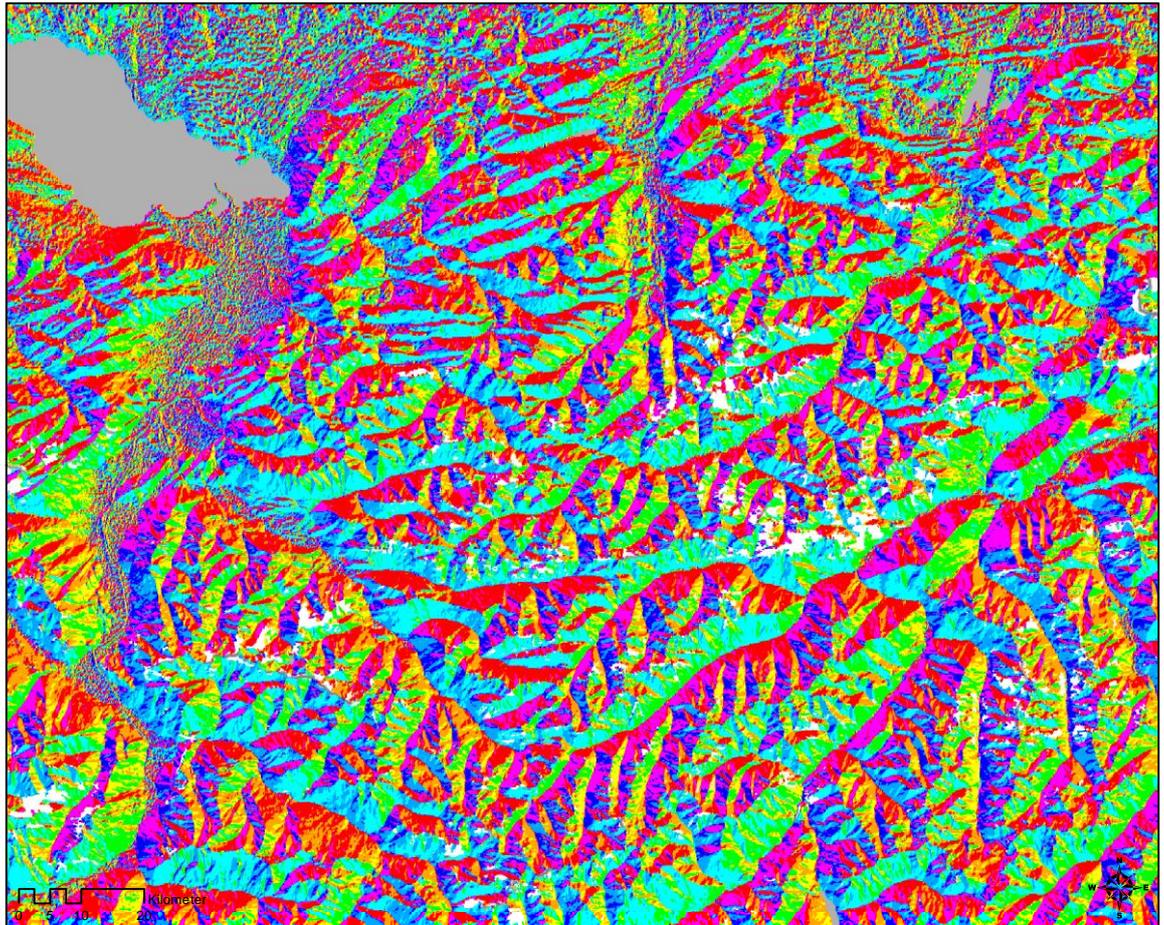


Abbildung 1: Hangneigung (*Slope*) in Grad im Untersuchungsgebiet³⁰. Für die weißen Flecken liegen keine Daten vor.

³⁰ Berechnet mit einem Z-Faktor von 0,000007415482, da die Maßeinheit des SRTM-Rasters in der X-Y-Ebene Grad ist und 1 Grad hier in X-Richtung etwa 111.353 m und in Y-Richtung 163.311,5 m breit ist. Das geometrische Mittel dieser beiden Werte ist 134853 m, der Kehrwert daraus wird zum Z-Faktor.



- Flach (-1)
- Nord (0-22.5)
- Nordost (22.5-67.5)
- Ost (67.5-112.5)
- Südost (112.5-157.5)
- Süd (157.5-202.5)
- Südwest (202.5-247.5)
- West (247.5-292.5)
- Nordwest (292.5-337.5)
- Nord (337.5-360)

Abbildung 2: Exposition (*Aspect*) im Untersuchungsgebiet. Für die weißen Flecken liegen keine Daten vor.

8.3 DOKUMENTATION VON GIS EINSTELLUNGEN

8.3.1 ORDINARY KRIGING

Order of Trend Removal: Second

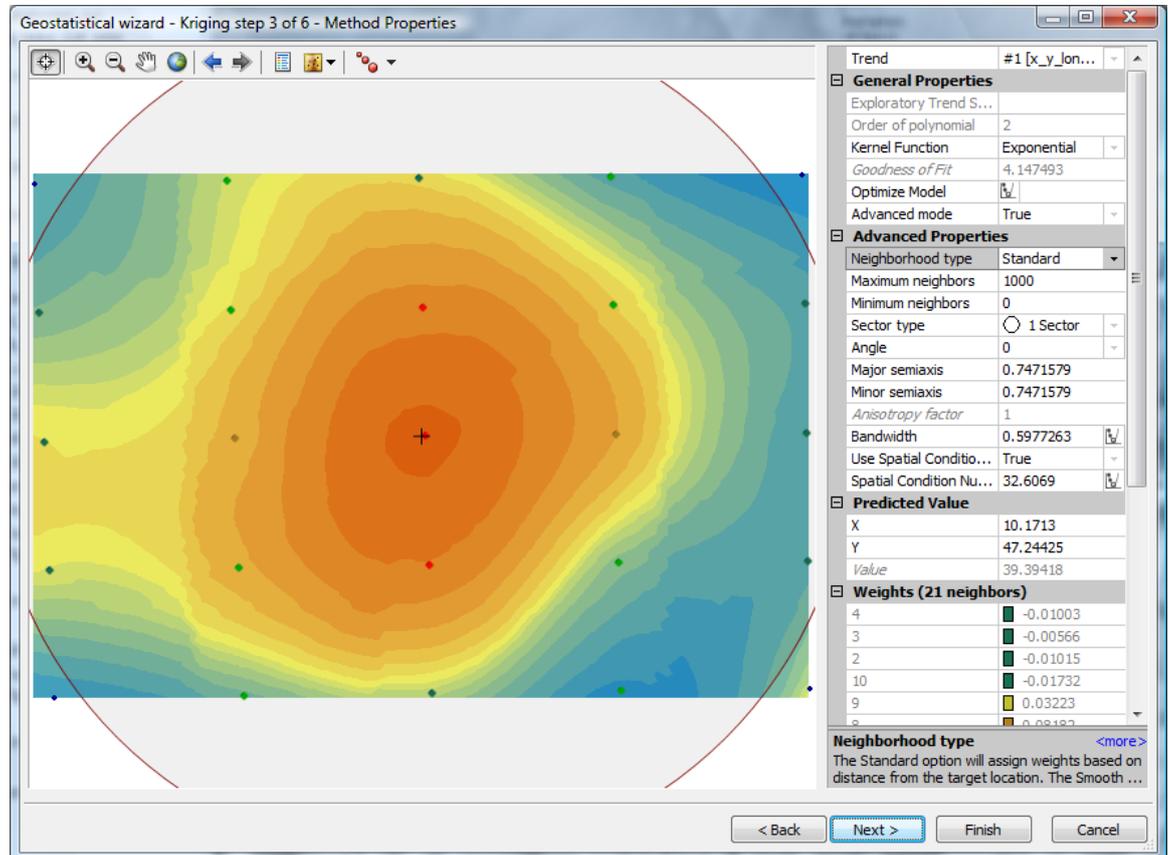


Abbildung 3: OK, Einstellungen des Geostatistical Wizard, Methodeigenschaften

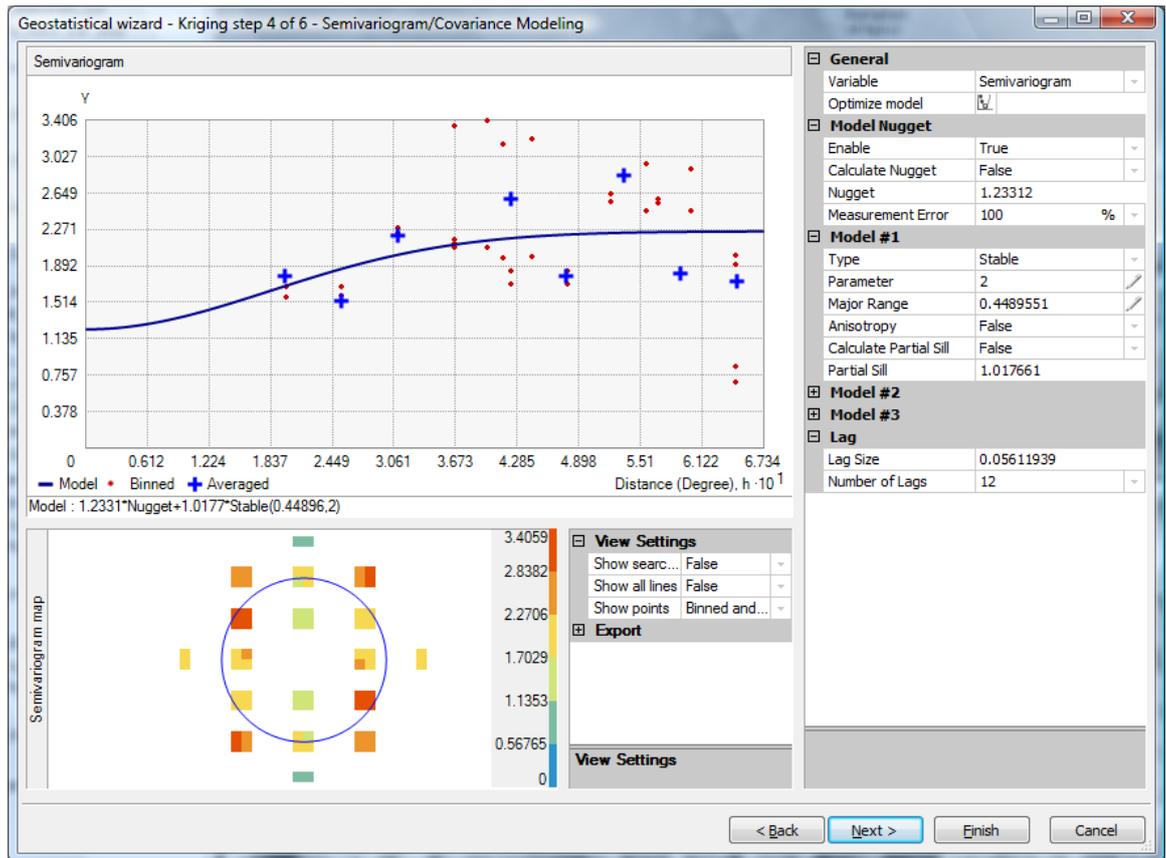


Abbildung 4: OK, Einstellungen des *Geostatistical Wizard*, Modellierung des Semivariogramms

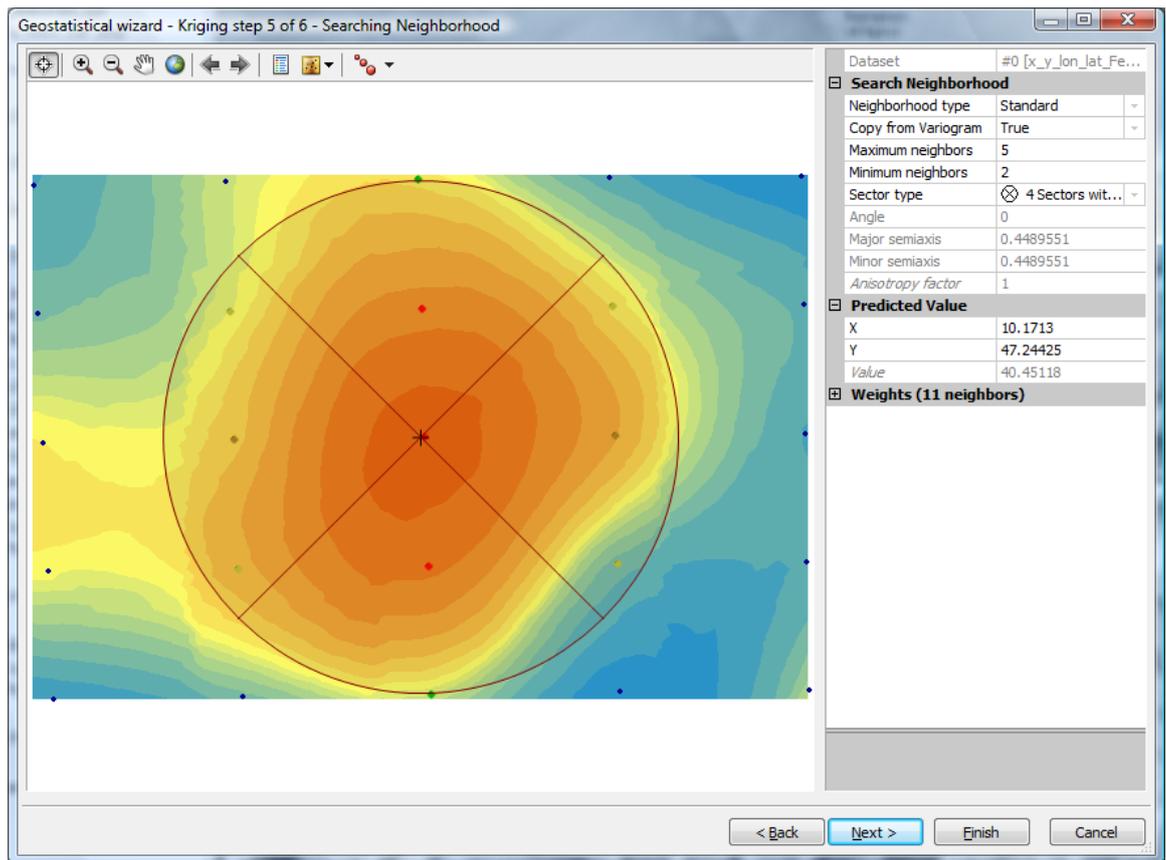


Abbildung 5: OK, Einstellungen des *Geostatistical Wizard*, Suchnachbarschaft

8.3.2 UNIVERSAL KRIGING

Order of Trend Removal: Second

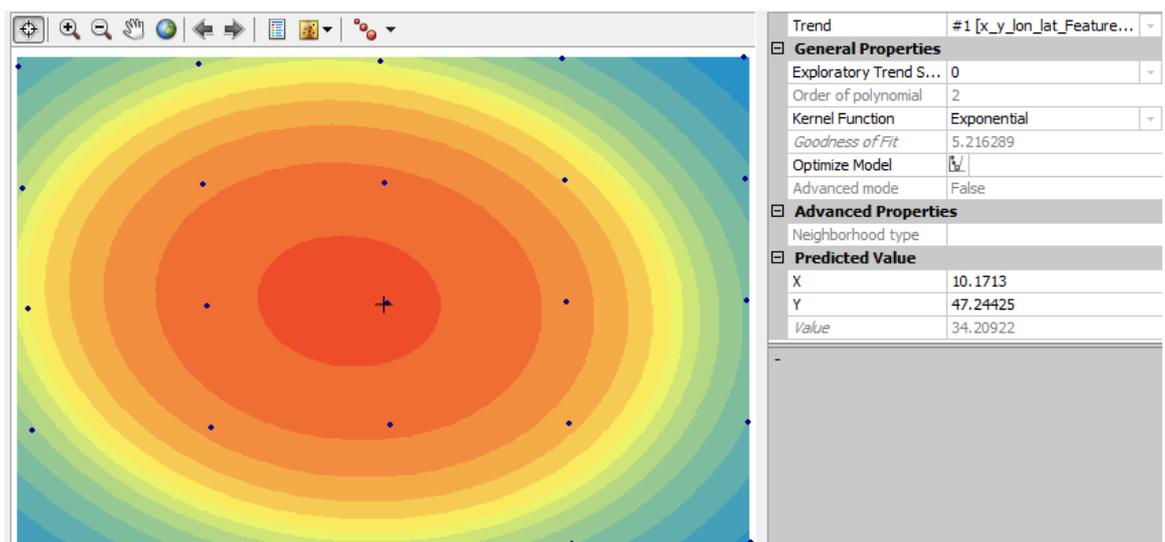


Abbildung 6: UK, Einstellungen des *Geostatistical Wizard*, Methodeneigenschaften

General		
Optimize model		
Variable	Semivariogram	▼
Model Nugget		
Enable	True	▼
Calculate Nugget	False	▼
Nugget	15.42529	
Measurement Error	100	% ▼
Model #1		
Type	Stable	▼
Parameter	0.2	
Major Range	0.7424797	
Anisotropy	False	▼
Calculate Partial Sill	False	▼
Partial Sill	0	
Model #2		
Model #3		
Lag		
Lag Size	0.09280997	
Number of Lags	12	▼

Abbildung 7: UK, Einstellungen des *Geostatistical Wizard*, Modellierung des Semivariogramms

Search Neighborhood		
Neighborhood type	Smooth	▼
Copy from Variogram	False	▼
Smoothing factor	0.2	▼
Angle	0	▼
Major semiaxis	0.7424797	
Minor semiaxis	0.7424797	
<i>Anisotropy factor</i>	1	

Abbildung 8: UK, Einstellungen des *Geostatistical Wizard*, Suchnachbarschaft

8.4 ERGEBNISDETAILS

	N_MAX_DJF_MW	Thiessen
Meiningen	28	29.4
Meschach	27.5	29.1
Brand	30.3	31.6
Innerlaterns	38.9	29.1
Thüringen	29.9	29.1
Blons	52.1	29.1
Damüls	52.9	29.1
Fontanella	53.3	29.1
Tschagguns	32.6	31.6
Bizau	41.4	27.4
Au	44.9	29.1
Silbertal	39.1	31.6
Dalaas	44.4	31.6
Schönenbach	47.6	34.1
Lech	40.4	42.2
Zürs	38.8	42.2
Spiss	25.2	22.7
Hinterhornbach	45.5	33.7
See im Paznaun	33.8	22.7
Tannheim-Untergschw.	43.8	28.6
Gramais	34.1	33.7
Vorderhornbach	38.2	28.6
Forchach	30.6	28.6
Boden	32.8	33.7
Namlos	34.6	33.7

Tabelle 2: Stationen für die Validierung mit durchschnittlichem maximalem Tagesniederschlagswert im Winter (DJF) und dem entsprechenden Wert des nächstgelegenen RCM-Punkts

Ort	N_MAX_DJF_MW	PREDICTED	Error	Error ²	Error/N_MAX_DJF
Bizau	42.6	44.6	2.0	4.1	5%
Schönenbach	53.1	47.0	-6.1	37.6	-12%
Au	47.8	46.1	-1.7	2.9	-4%
Namlos	38.1	30.3	-7.8	61.5	-21%
Boden	35.7	32.5	-3.2	10.2	-9%
Spiss	26.9	27.0	0.1	0.0	0%
See im Paznaun	36.6	32.7	-3.9	15.0	-11%
Tannheim-Untergschw.	47.7	38.9	-8.8	76.7	-18%
Forchach	34.4	35.5	1.1	1.2	3%
Vorderhornbach	39.9	37.1	-2.8	8.0	-7%
Hinterhornbach	50.4	40.1	-10.3	105.6	-20%
Gramais	36.4	35.9	-0.5	0.2	-1%
Meschach	29.3	35.2	5.9	34.2	20%
Meiningen	27.8	28.1	0.3	0.1	1%
Damüls	60.5	43.8	-16.7	278.8	-28%
Innerlaterns	42.4	40.3	-2.1	4.5	-5%
Fontanella	59.0	43.8	-15.2	230.5	-26%
Blons	56.5	42.1	-14.4	207.8	-26%
Thüringen	30.9	39.6	8.7	75.8	28%
Lech	45.3	45.6	0.3	0.1	1%
Zürs	39.7	44.2	4.5	20.3	11%
Dalaas	47.8	41.8	-6.0	36.3	-13%
Brand	31.7	31.6	-0.1	0.0	0%
Silbertal	42.1	40.1	-2.0	3.9	-5%
Tschagguns	37.2	36.4	-0.8	0.7	-2%
Standardabw.					
	9.5	5.8	RMSE	7.0	
			ME	-3.2	

Tabelle 3: Ergebnisse für 1981-2001: Messwerte im Vergleich zur mit Hilfe der Messwerte von 1971-81 korrigierten Schätzung

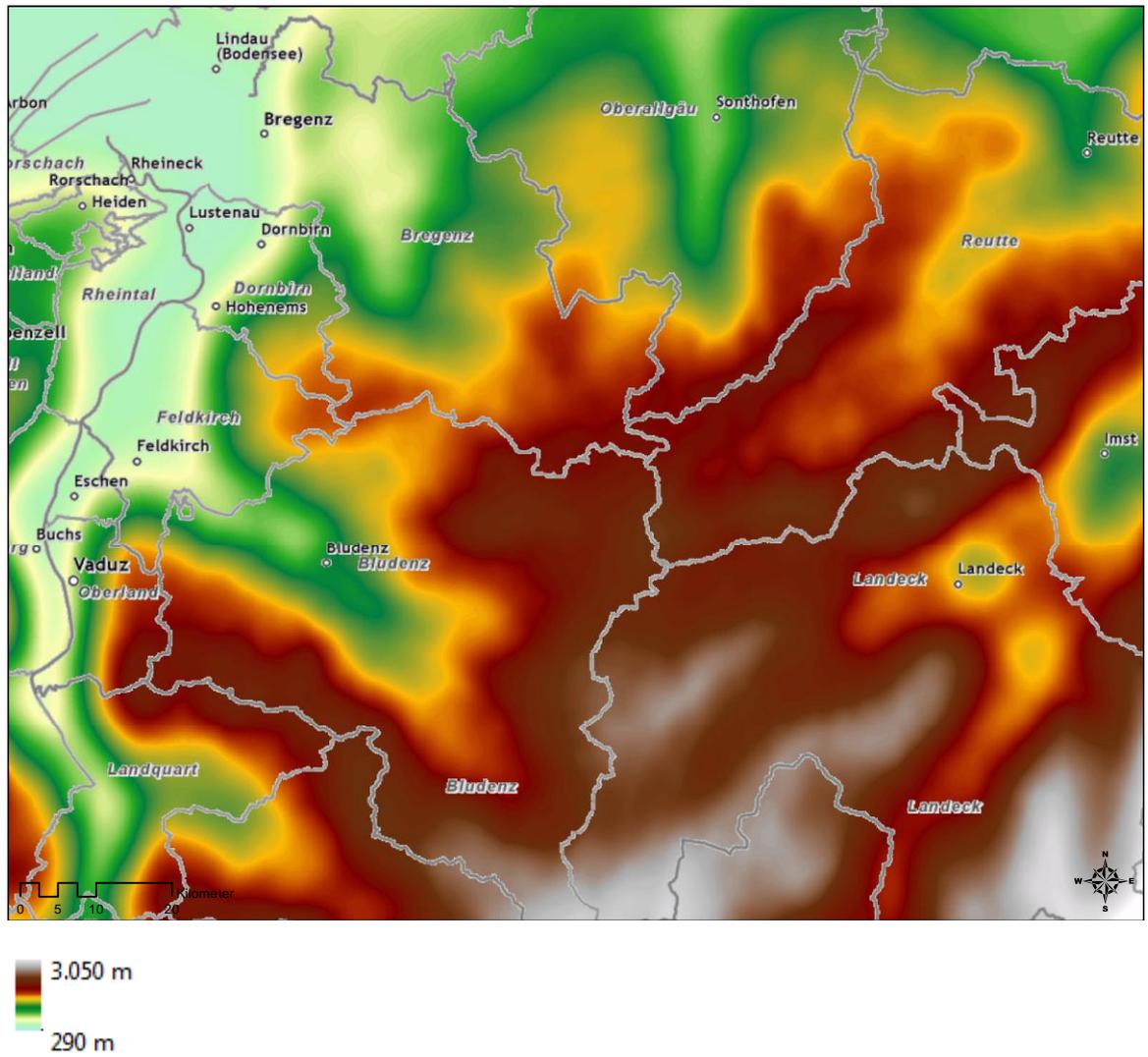


Abbildung 9: HÖHE5: Mittelwert der Höhe für einen Kreis mit Radius 56 Zellen = 5.040 m (Funktion *Focal Statistics* des *Spatial Analyst*)

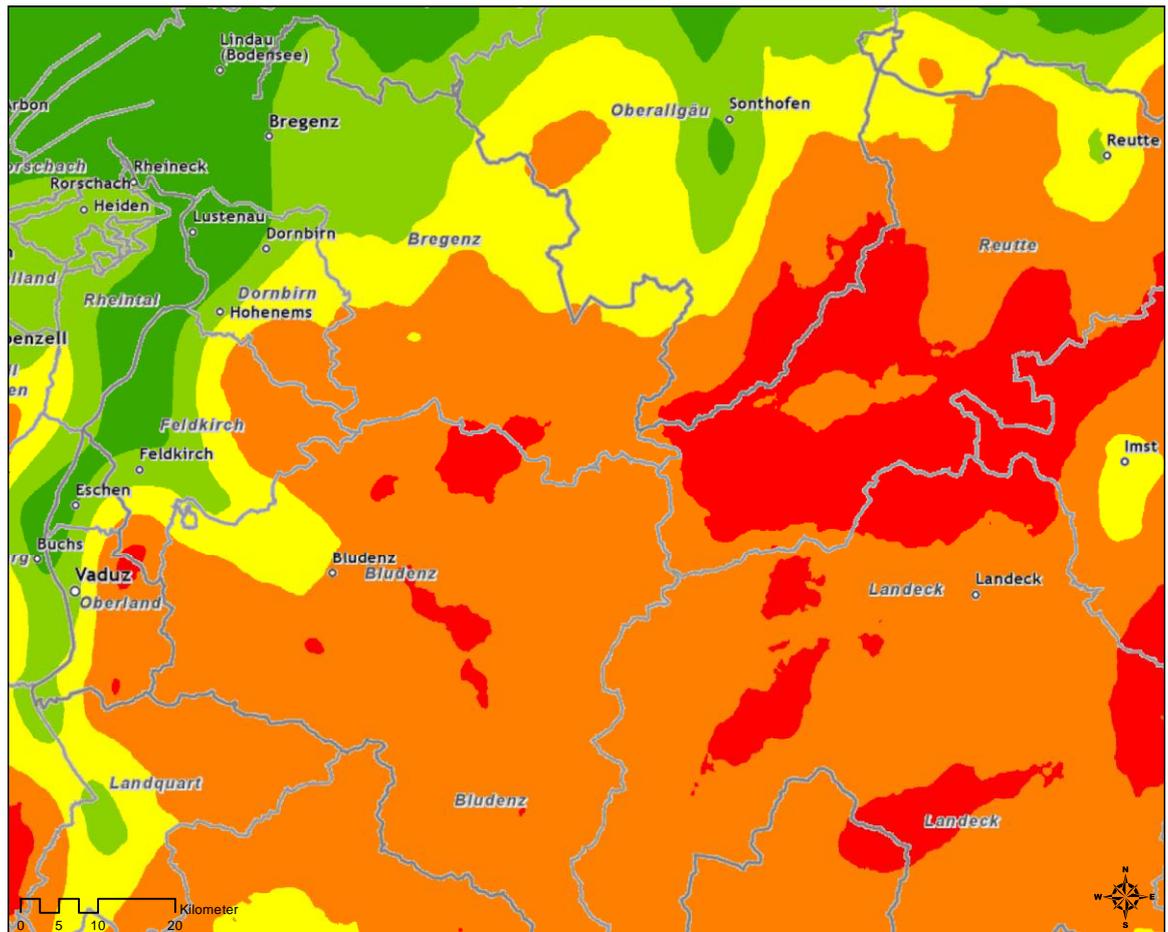


Abbildung 10: SLOPE5: Mittelwert der Hangneigung für einen Kreis mit Radius 56 Zellen = 5.040 m (Funktion *Focal Statistics* des *Spatial Analyst*)