## Hochauflösende regionale Simulationen künftiger Starkniederschlagsereignisse in Baden-Württemberg (ReSiPrec)

## innerhalb des Forschungsprogramms Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg

Hendrik Feldmann, Barbara Früh, Christoph Kottmeier, Hans-Jürgen Panitz, Gerd Schädler

Institut für Meteorologie und Klimaforschung Karlsruher Institut für Technologie

2010

## Inhaltsverzeichnis

\_\_\_\_\_

1	Ziels	etzung und verwandte Projekte	3				
	1.1	Zielsetzung	3				
	1.2	Verwandte Projekte	5				
2.	Verv	vendete regionale Klimasimulationen	8				
	2.1	CLM-Konsortialläufe	9				
	2.2	REMO-UBA-Simulationen	.11				
	2.3	Hoch aufgelöste COSMO-CLM Simulationen des IMK	.12				
	2.4	Globale Antriebsdaten der regionalen Klimamodelle	.14				
	2.5	Daten der in ENSEMBLES verwendeten Modelle	.15				
3	Meth	noden zur Beschreibung von Starkniederschlägen	.16				
	3.1	Definition des im Projekt verwendeten Begriffs "Starkniederschlag"	.16				
	3.2	Statistische Beschreibung von Starkniederschlägen	.16				
	3.3	Peak-over-Threshold-Methode	.19				
	3.4	L-Momenten-Methode	.20				
	3.5	Wiederkehrwerte	.20				
4	Ense	mble-Betrachtungen	.22				
	4.1	Grundsätzliches zu Ensembles	.22				
	4.2	Bezeichnung der Ensembles	.27				
5	Valio	lierung hoch aufgelöster RCM-Simulationen für Baden-Württemberg	.27				
	5.1	Mittlerer Niederschlag	.29				
	5.1.1	Jahresgang des Niederschlags	.30				
	5.1.2	Abhängigkeit der RCM-Ergebnisse von den Antriebsdaten	.31				
	5.1.3	Die regionale Verteilung der Niederschläge	.33				
	5.1.4	Die Häufigkeitsverteilung der Niederschläge	.37				
	5.2	Starkniederschläge	.37				
	5.2.1	Vergleich mit den Ergebnissen des KOSTRA-Projektes	.42				
	5.3	Zusammenfasung Validierung	.43				
6	Entv	vicklung des Niederschlags in den kommenden Jahrzehnten	.43				
	6.1	Projektionen globaler Modelle	.46				
	6.2	Änderungssignale beim mittleren Niederschlag	.49				
	6.3	Änderung des Schwankungsbereichs zukünftiger Niederschlagsvariabilität im Verglei	ich				
	zur Ge	genwart	.53				
	6.4	Änderungssignale der Starkniederschläge Kontrollzeitraum und Zukunftsszenario	.55				
	6.5	Trockenperioden	.59				
	6.5.1	Zukünftige Änderungen bei Trockenperioden	.60				
7	Zusa	mmenfassung, Bewertung und Ausblick	.62				
Li	teratur .		.65				
А	Anhang						

#### 3

## 1 Zielsetzung und verwandte Projekte

## 1.1 Zielsetzung

Starkniederschläge stellen für Regionen mit ausgeprägter Orographie ein hohes Gefährdungspotential dar. So zeigt zum Beispiel die Erfahrung, dass die Täler kleinerer Flüsse in Mittelgebirgsräumen anfällig für schnell auftretende Hochwässer ("flash floods") nach Starkniederschlägen sind. Die Täler sind oft dicht besiedelt, so dass solche Hochwässer erhebliche Schäden anrichten können. Weiterhin tragen Starkniederschläge erheblich zur Bodenerosion vor allem auf landwirtschaftlich genutzten Flächen bei. Auch das Land Baden-Württemberg mit seinen stark orographisch gegliederten Räumen ist von solchen Ereignissen betroffen. Dabei spielen kurzzeitige intensive und relativ lokale Niederschläge (konvektive Niederschläge), wie sie bevorzugt im Sommer auftreten, eine besondere Rolle. Im Zusammenhang mit dem Klimawandel stellt sich die Frage, wie sich solche Starkniederschläge in ihrer Häufigkeit und Intensität künftig entwickeln, um entsprechende Anpassungsmaßnahmen frühzeitig planen zu können.

Die Beantwortung dieser Frage stellt aus zwei Gründen eine große Herausforderung dar: Einerseits weisen die "regionalen" Klimaprojektionen, wie sie im vierten IPCC-Bericht dargestellt sind, bereits beim mittleren Niederschlag – und erst recht bei Starkniederschlägen – einen hohen Grad an Unsicherheit auf. Dies ist bedingt durch die Lage Mitteleuropas im Übergangbereich zwischen den relativ gut abgesicherten Aussagen einer Abnahme des Niederschlags in Südeuropa und einer Zunahme in Nordeuropa. Andererseits können durch die groben Auflösungen der verwendeten Globalmodelle, die verursachenden kleinskaligen Prozesse nicht oder nur unzureichend erfasst werden. Um hier zu genaueren Aussagen zu gelangen, müssen Regionalmodelle mit einer wesentlich höheren räumlichen Auflösung verwendet werden.

In dem hier vorgestellten Projekt "Hochauflösende regionale Simulationen künftiger Starkniederschlagsereignisse in Baden-Württemberg" werden die zu erwartenden Änderungen der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen als Folge des Klimawandels in Baden-Württemberg mit Hilfe regionaler Klimamodelle untersucht. Starkniederschläge werden dabei durch Wiederkehrwerte charakterisiert (hauptsächlich der 10-jährliche Wiederkehrwert RV<sub>10</sub>). Die Beantwortung der inhaltlichen Hauptfrage, welche Änderungen der Eintrittswahrscheinlichkeiten und Intensitäten von Starkniederschlägen gegenüber der Jetztzeit zu erwarten sind, erfordert die Bearbeitung der folgenden methodischen Fragen:

- Wie gut können regionale Klimamodelle das Jetztzeitklima wiedergeben? (Modell-Validierung).
- Welchen Gewinn bringt eine hohe Auflösung?
- Wie können Aussagen zur künftigen Entwicklung auf eine besser abgesicherte Grundlage gestellt werden und mit welcher Unsicherheit der Ergebnisse ist zu rechnen?

Es erscheint plausibel, von der Erhöhung der Modellauflösung eine Verbesserung der Ergebnisse zu erwarten, da viele klimarelevante Prozesse, also Prozesse, die persistent sind oder periodisch auftreten, von kleinskaligen Details der Orographie und der Landnutzung bestimmt werden. Ein Beispiel ist die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur: wird aufgrund zu grober Auflösung die Geländehöhe nicht korrekt erfasst, so kann die Lufttemperatur nicht korrekt modelliert werden. Ähnliches gilt für regionale und lokale Windsysteme (z. B. Kanalisierung von Luftmassen im Rheintal und Kaltluftsysteme), als auch für Niederschläge, insbesondere konvektive Sommerniederschläge und Hebungsniederschläge. Diese können nicht oder ungenügend dargestellt werden, wenn Gelände und Landnutzung im Modell nicht hinreichend fein aufgelöst sind. Neben diesen physikalisch begründeten Argumenten für eine hohe Auflösung besteht auch von Seiten der Impakt-Modellierung (z. B. Hydrologie, Bodenerosion, Regionalplanung), die sich meist auf der regionalen bis lokalen Skala bewegt, sehr häufig der Wunsch nach einer möglichst hohen Auflösung. Erst durch die Verfügbarkeit von Höchstleistungsrechnern wurde es allerdings möglich, wie in diesem Projekt mit Auflösungen deutlich unter 10 km zu arbeiten.

Zur Bearbeitung der genannten Fragen werden neben den Ergebnissen bereits andernorts durchgeführter Klimasimulationen vor allem die Ergebnisse von eigens für dieses Projekt durchgeführten regionalen Klimasimulationen mit dem regionalen Klimamodell (RCM) COSMO-CLM (im Folgenden mit CCLM bezeichnet) verwendet. Kontroll- und Validierungszeitraum sind die drei Dekaden 1971-2000, Projektionszeitraum sind die Jahre 2011-2040. Obwohl natürlich für diesen Zeithorizont die zu erwartende Änderung des Klimasignals schwächer als gegen Ende des Jahrhunderts ist, wurde die nahe Zukunft aufgrund ihrer Planungsrelevanz gewählt, da der Zeithorizont vieler Planungen nicht über die Mitte dieses Jahrhunderts hinausgeht. Ein weiterer Grund ist die Unsicherheit, die durch die großen Unterschiede der Emissionsszenarios in Aussagen getragen wird, welche auf das Ende dieses Jahrhunderts abzielen; diese Unterschiede sind bis zur Mitte des Jahrhunderts deutlich geringer, wodurch dieser Unsicherheitsfaktor reduziert werden kann (s. Abb. 1). Ergänzend wurden jedoch auch einige Analysen für die Zeiträume 2041-2070 und 2071-2100 durchgeführt.

Als globaler Antrieb für die regionalen Simulationen mit CCLM wurden primär verschiedene Klimarealisierungen mit ECHAM5 verwendet. Den Zukunftsszenarios lagen die SRES-Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 zugrunde. Aus Gründen der Konsistenz, aber auch der Rechenzeitökonomie wurden die Ergebnisse der innerhalb dieses Projektes durchgeführten Simulationen auch für die Projekte PArK und RESTER verwendet.

Es soll bereits hier betont werden, dass die vorgestellten Ergebnisse auf einem relativ kleinen Ensemble beruhen. Im Folgenden wird dargelegt, dass dennoch wesentliche Entwicklungen zu erkennen sind.



**Abb. 1:** Modellzeiträume und Änderung der globalen Mitteltemperatur zwischen 1900 und 2100 gemäß den SRES-Emissionsszenarios (nach IPCC, 2007, verändert).

## 1.2 Verwandte Projekte

Es soll nun kurz auf einige neuere Projekte eingegangen werden, die sich mit einer ähnlichen Thematik wie das hier vorgestellte Projekt (Änderung von Niederschlägen und Starkniederschlägen, Ensemblemethoden) befassen.

#### Vierter Sachstandsbericht IPCC

Der vierte IPCC-Bericht (IPCC 2007) enthält Informationen über die mögliche regionale Klimaentwicklung auf der Basis globaler Modelle. Obwohl die dort betrachteten Regionen für den Zweck des vorliegenden Projekts viel zu grob aufgelöst sind, liefert der Bericht erste Hinweise auf die zu erwartenden Ergebnisse und das Verhalten der Modelle; insbesondere letzteres ist wichtig, da die Erfahrung zeigt, dass die von den globalen Modellen gelieferte Information die Ergebnisse der regionalen Simulationen mit am stärksten beeinflussen. Weiterhin finden sich in diesem Bericht auch Darstellungen, die mit Ensembles globaler Modelle gewonnen wurden; ein der dort verwendeten Methodik der Ensemblesimulationen ähnliches Verfahren wird auch in diesem Projekt angewendet. Ein wichtiges Resultat ist, dass die klimabedingten Änderungen von Temperatur und Niederschlag auf der Skala der Globalmodelle (i. A. mehrere 100 km) in unseren Breiten mit großen Unsicherheiten behaftet sind (s. Abb. 24) und schon aus diesem Grund einer vertieften Untersuchung bedürfen; dabei ist die Erwartung, dass mit der Kombination "hohe Auflösung + Ensembles" diese Unsicherheiten wesentlich reduziert und die verbleibende Restunsicherheit quantifiziert werden können.

### KLIWA

Ein Projekt, das sich sehr detailliert mit der Beschreibung des Klimas der Gegenwart und der jüngeren Vergangenheit vor allem im Hinblick auf Temperatur, Wasserhaushaltskomponenten (Niederschlag, Verdunstung, Schnee) und Hydrologie befasst, ist das Projekt KLIWA (www.kliwa.de). Grundlage ist die statistische Analyse langer Beobachtungszeitreihen aus Baden-Württemberg und Bayern, inzwischen auch aus Rheinland-Pfalz. Von besonderem Interesse im Zusammenhang mit dem vorliegenden Projekt sind Heft 7 "Langzeitverhalten der Gebietsniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern" und Heft 8 "Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern". Die Ergebnisse werden differenziert nach den Zeiträumen hydrologisches Jahr (November-Oktober), hydrologisches Sommerhalbjahr (Mai-Oktober) und hydrologisches Winterhalbjahr (November-April) dargestellt. Im Unterschied zum hier vorgestellten Projekt werden Starkniederschläge als die jeweiligen jährlichen bzw. halbjährlichen Höchstwerte der eintägigen Niederschlagssummen definiert (vgl. Kap 3). Untersucht werden u. a. Trends (einschließlich Bruchpunktanalyse), Überschreitungshäufigkeiten von Schwellenwerten sowie extreme Nass- und Trockenperioden. Ein wichtiger und bei Klimauntersuchungen oft vernachlässigter Aspekt ist die kontinuierliche Fortführung des KLIWA-Projekts, wodurch erst die langfristige Verfolgung von Klimaentwicklungen möglich wird. Aktuell Überblicke geben die KLIWA-Monitoringberichte; aus der Zusammenfassung (http://www.kliwa.de/download/ KLIWA\_Monitoringbericht\_08.pdf) des Monitoringberichts 2008 stammt folgendes Zitat zur Entwicklung des Niederschlags in Baden-Württemberg:

#### Beginn Zitat:

"Gebietsniederschlag:

- Der mittlere Niederschlag im Winterhalbjahr zeigt für alle Untersuchungsgebiete zwischen den Jahren 1931-2005 einen stark positiven Trend mit hoher Signifikanz; es sind Zunahmen von bis zu 30 % insbesondere im Rheintal, am Oberen Main sowie in den Gebieten zwischen Iller und Lech festzustellen. In den Jahren 2001-2005 ist im Südwesten Baden-Württembergs und den alpennahen bayerischen Gebieten keine weitere Zunahme der starken Trends mehr zu beobachten, während in der nördlichen Hälfte von Baden-Württemberg und Bayern eine Verstärkung der Trends zu verzeichnen ist.
- Im Sommerhalbjahr sind die Trends des mittleren Gebietsniederschlags überwiegend schwach negativ, die Sommerniederschläge sind also rückläufig. Alle Trends sind aber nicht signifikant. Den größten negativen Trend mit 13 % findet man im unteren Maingebiet. Im Vergleich der Zeitperioden 1931-2000 und 1931-2005 treten nur geringe Veränderungen auf.

Der mittlere Jahresniederschlag weist in einer Gesamtschau in den betrachteten Untersuchungsgebieten im Zeitraum 1931-2005 lediglich einen geringen Zuwachs auf. Allerdings fand eine deutliche Verschiebung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung vom Sommerhalbjahr in das Winterhalbjahr statt. Die Ergebnisse untermauern die Aussagen, dass die Wintermonate überwiegend deutlich feuchter werden, während in den Sommermonaten ein leichter Rückgang des Niederschlags festzustellen ist. Damit verbunden ist möglicherweise eine Zunahme von niederschlagsarmen Perioden. Starkniederschlag

- Im Winterhalbjahr zeigen die Zeitreihen der j\u00e4hrlichen Tagesh\u00f6chstwerte (Starkniederschl\u00e4ge) von 1931-2005 \u00fcberall ausgepr\u00e4gte positive Trendwerte in einem Bereich von 5 % bis zu 40 % im Nordosten Bayerns; deren Signifikanz ist allerdings unterschiedlich und variiert r\u00e4umlich sehr stark. Die Jahre 2001-2005 brachten \u00fcberachten \u00e4berwiegend keine weitere Verst\u00e4rkung der bisher beobachteten Trends.
- Im Sommerhalbjahr haben im gesamten südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes die eintägigen Starkniederschläge bis zu 20 % zugenommen. Stärkere Abnahmen findet man im unteren Maingebiet (-24 %) und im Südosten von Bayern (bis zu -20 %). Allerdings sind die Trends überwiegend nicht signifikant. Im Vergleich zu der Auswertung bis 2000 zeigt sich, dass die positiven Trends im Südwesten durchweg geringer geworden sind. Die negativen Trends im Maingebiet haben sich kaum verändert.
- Die detektierte Zunahme der winterlichen Starkniederschläge blieb zwischen 2001 und 2005 auf dem bisher festgestellten überwiegend hohen Niveau; dies ist eine Voraussetzung für die Zunahme von Hochwassern im Winterhalbjahr. Die erwartete Zunahme von kleinräumigen und kurzzeitigen Starkniederschlägen hoher Intensität ist in den Auswertungen auf der Basis von Tages-Niederschlagshöhen noch nicht zu erkennen."

Ende Zitat.

Aus diesem Zitat ist unter anderem zu ersehen, dass sich mittlere Niederschläge und Starkniederschläge in ihrem Verhalten deutlich unterscheiden und dass die kleinräumige Variation groß ist.

### KOSTRA

KOSTRA (Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen) ist ein Projekt des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Die neuere Version KOSTRA-DWD-2000 stellt in Form von Karten sowie eines PC-Programms Starkniederschlagshöhen verschiedener Dauerstufen (5 min bis 72 h) und Jährlichkeiten (0.5 a bis 100 a) für Deutschland auf einem Raster von ca. 8 km Maschenweite für die Zeiträume Jahr, Sommer (Mai-September) und Winter (Oktober-April) dar. Diese Starkniederschlagshöhen wurden aus Stationszeitreihen (1951-2000) extremwertstatistisch ermittelt und regionalisiert. Die Verfahren und einige Ergebnisse sind im Grundlagenbericht sowie im Fortschreibungsbericht (KOSTRA 2006 a) und b)) zu finden. Ein Vergleich von KOSTRA-Daten mit Modellergebnissen ist in Kapitel 5 beschrieben.

ENSEMBLES(Providing ensemble-based predictions of climate changes and their impacts)

In diesem EU-FP6-Projekt sollte ein Ensemble-Vorhersagesystem für verschiedene zeitliche (saisonal, dekadisch und länger) und räumliche Skalen (global, regional und lokal) entwickelt werden. Mit dem Ensemble sollte die Unsicherheit der Simulationen abgeschätzt und möglichst auch reduziert werden. Daher war die Validierung des Ensemble-Vorhersagesystems unter Verwendung von qualitätsgesicherten, hoch aufgelösten, gerasterten Klima Beobachtungen ein wichtiger Aspekt und schließlich sollten die Ergebnisse auch für Impaktbetrachtungen verwendet werden. 15 europäische Institutionen führten regionale Klimasimulationen mit den Regionalmodellen RCA3, Aladin, HIRHAM, CLM, HadRM, RegCM, RACMO, REMO und PROMES mit einer Auflösung von 25 km durch. Antrieb für diese Modelle waren die 5 Globalmodelle ARPEGE, IFS, ECHAM5, ORCA und HadCM3 (siehe auch Tabelle 3). Inhalt des Projekts waren auch methodische Fragen, wie z. B. Aufbau der Ensembles (multimodel, perturbed physics, stochastic physics ensembles), Gewichtung der Ensembles und Validierung, behandelt. Die verwendeten regionalen Klimamodelle simulierten den Zeitraum 1951-2100, Vergleiche mit der Gegenwart (oft 1961-1990) wurden u.a. für die Zeiträume 2021-2050 und 2080-2099 durchgeführt. Für die Projektionen wurden die SRES Szenarien A2, A1B und B1 (Nakicenovic and Swart, 2000) verwendet. Die wesentlichen Ergebnisse der Projektionen für das Ende des 21. Jahrhunderts lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Der Sommer- und Herbstniederschlag in Mittel- und Südeuropa wird deutlich niedriger sein als heute.
- Der Winter- und Frühlingsniederschlag dagegen wird ansteigen. Starkniederschlagsereignisse und längere Trockenperioden werden häufiger auftreten.
- Die höchste zukünftige Erwärmung wird in Nordeuropa im Winter und in Südeuropa im Sommer stattfinden.

Im Zusammenhang mit ENSEMBLES wären einige weitere EU-Projekte wie PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining EuropeaN Climate change risks and Effects), STARDEX (Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European Regions), MICE (Modelling the Impact of Climate Extremes) und DEMETER (Development of an European Multi-Model Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction) zu nennen. Auf diese Projekte soll aber nicht näher eingegangen werden, da sie sich zwar mit Ensembles (DEMETER, PRUDENCE) und/oder Extremereignissen (STARDEX) befassen, aber entweder unter dem Aspekt der Wettervorhersage oder aber für große Regionen mit grober räumlicher Auflösung (ca. 50 km) und im Hinblick auf die Entwicklung zum Ende dieses Jahrhunderts. Bei MICE kommt neben den Schwerpunkten Validierung und Extreme noch der Schwerpunkt Impaktmodellierung hinzu. Eine ausführliche Beschreibung des Projekts ist in van der Linden und Mitchell (2009) zu finden.

## 2. Verwendete regionale Klimasimulationen

Eine wesentliche Aufgabe des Projektes ReSiPrec bestand darin, zu untersuchen, in wie weit regionale Klimamodelle in der Lage sind, Details der regionalen Verteilung klimarelevanter Größen wiederzugeben. Um wichtige geographische Strukturen, wie z. B. Schwarzwald, Schwäbische Alb, oder die Täler von Rhein, Neckar und Donau erfassen zu können, müssen die Modelle eine Mindestauflösung aufweisen. Globale Modelle, wie sie im 4. Sachstandsbericht des IPCC verwendet werden, haben eine Auflösung im Bereich von 200 km. Damit lassen sich selbst größere geographische Strukturen wie die Alpen, die Nord- und Ostsee oder die Adria, geschweige denn Mittelgebirge, nur unzureichend erfassen. Zu Beginn des Projekts hatten typische Simulationen mir regionalen Modellen eine Gitterweite von 50 km (z. B. im PRUDENCE-Projekt; Christensen, 2005). Auch dies reicht nicht aus, um die Fragestellungen im Forschungsprogramm "Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg" angemessen bearbeiten zu können. In der Anfangsphase des Projekts lagen für Mitteleuropa nur 2 Modellstudien vor, die sowohl die notwendigen klimatologischen Zeitskalen abdecken als auch Gitterweiten unter 20 km aufweisen:

- Die CLM-Konsortialläufe mit einer Gitterweite von 18 km
- Die REMO-UBA-Simulationen auf einem 10 km-Gitter

Die Daten dieser beiden weithin verwendeten Studien bildeten die Basis, auf der in der ersten Phase des Projektes die Entwicklung der Methoden begonnen wurde. Später standen dann mit dem vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) im Rahmen von "Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg" erzeugten Ensemble der CCLM-Simulationen zur Verfügung, die eine noch genauere Regionalisierung erlauben und zur Zeit die am höchsten aufgelösten Klimasimulationen sind, welche Mitteleuropa überdecken.

Da für die Untersuchung von Klima-Ensembles eine möglichst große Zahl von unterschiedlichen Ensemblemitgliedern benötigt wird, wurden zusätzlich zu den IMK-Simulationen auch REMO-UBA und CLM-Konsortialläufe mit einbezogen. Dazu kommen noch regionale Simulationen aus dem ENSEMBLES-Projekt (van der Linden and Mitchell, 2009), die aber mit 25 km eine gröbere Gitterweite haben.

Im Folgenden wird eine Übersicht über die im Projekt ReSiPrec verwendeten Simulationen gegeben.

## 2.1 CLM-Konsortialläufe

Die so genannten CLM-Konsortialläufe - im Weiteren als CLM-CR bezeichnet – wurden unter Koordination der BTU Cottbus und der Verantwortung der Gruppe Modelle und Daten (M&D) am DKRZ Hamburg durchgeführt. Folgende Simulationen stehen zur Verfügung:

- 1. Validierungs-Experiment ERA40, Antrieb im Zeitraum 1979-1998
- 2. Simulationen, Referenzzeitraum 1961-2000 (hier verwendet 1971-2000)
  - a. Antrieb ECHAM5, anthropogenes Forcing, Realisierung 1
  - b. Antrieb ECHAM5, anthropogenes Forcing, Realisierung 2
  - c. Antrieb ECHAM5, anthropogenes Forcing, Realisierung 3
- 3. Simulationen, Zukunfts-Periode 2001-2100 (hier verwendet 2001-2049)
  - a. Antrieb ECHAM5, Szenario A1B, Realisierung 1
  - b. Antrieb ECHAM5, Szenario A1B, Realisierung 2
  - c. Antrieb ECHAM5, Szenario B1, Realisierung 1
  - d. Antrieb ECHAM5, Szenario B1, Realisierung 2

Das Modellgitter verwendet eine polar-stereographische Projektion mit einem rotierten Pol (s. Abb. 2). Tabelle 1 enthält weitere Angaben zur Konfiguration der Konsortial-Läufe.

Model	CLM	REMO			
Referenz	Doms and Schättler , 2002; Doms et al., 2007; Böhm et al., 2006	Jacob (2001)			
Herkunft	Lokal Model LM (nicht- hydrostatisch)	Europa-Modell (hydrostatisch) und Physik aus ECHAM4			
Experiment	Konsortial-Läufe (CLM-CR)	UBA-Simulationen (REMO-UBA)			
Zeitraum	1960-2100	1950-2100			
Auflösung	$0.165^{\circ}$ (~18km)	0.088° (≈10km)			
Tullosung	0.103 (~10km)	0.44° (≈50km) Nest 1			
Gitter	257 x 271	109 x 121			
Vertikale	32	27			
Schichten	11 Schichten unterhalb 2000m	8 Schichten unterhalb 2000m			
Modellgebiet	Rotierter Pol bei 162°W, 39.25°N	Rotierter Pol bei: 162°W, 39.25°N			
Eckpunkte		Nest1:			
	links unten 7.46°W, 24.24°N	links unten 7.53°W, 19.82°N			
	links oben 40.97°W, 62.81°N	links oben 50.51°W, 64.22°N			
	rechts unten 35.81°E, 26.49°N	rechts unten 37.87°E, 21.69°N			
	rechts oben 63.95°E, 67.65°N	rechts oben 77.70°E, 68.58°N			
		Nest 2:			
		links unten 4.87°E, 44.93°N			
		links oben 1.61°E, 55.29°N			
		rechts unten 18.31°E, 45.76°N			
		rechts oben 18.38°E, 56.32°N			
Berichte	Hollweg et al. (2008)	Jacob et al. (2008)			

Tab. 1: Angaben zur Konfiguration der CLM-Konsortialläufe und der REMO-UBA-Simulationen.



**Abb. 2:** Modellgebiet der CLM-Konsortialläufe. Der äußere rote Rahmen trennt die Relaxationszone vom eigentlichen Auswertegebiet; innerer roter Rahmen hat nur technische Bedeutung.

## 2.2 **REMO-UBA-Simulationen**

Die hier verwendeten Simulationen mit dem Modell REMO (Jacob, 2001) wurden für das Umweltbundesamt (UBA) im Rahmen des Projekts: "Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland" (Jacob et al., 2008) durchgeführt. Sie werden im Folgenden mit REMO-UBA bezeichnet.

Die Simulationen decken sowohl den historischen Zeitraum 1950-2000 als auch Projektionen mit den drei SRES Szenarien A2, A1B und B1 (Nakicenovic and Swart, 2000) für den Zeitraum 2001-2100 ab. Die horizontale Auflösung des regionalen Modells REMO beträgt 0.088° (ca. 10 km). Das innere Modellgebiet (Nest 2) umfasst Deutschland von 5.2°O, 45.2°N bis 17.8°O, 56.0°N (s. Tab. 1) das äußere (Nest 1) hat eine Auflösung von 0.44° (ca. 50 km) und deckt ein vergleichbares Gebiet wie CLM-CR und CCLM-IMK Nest 1 ab. Die Ergebnisse werden wie bei den anderen Simulationen stündlich ausgegeben. Der globale Antrieb, der für diese Läufe verwendet wurde, stammt aus den ECHAM5-Läufen (Röckner et al., 2003) für den 4. IPCC-Sachstandsbericht (IPCC, 2007). Insgesamt fließen in die Auswertungen also folgende REMO-UBA-Simulationen des MPI ein:

- 1. Validierungs-Lauf mit ERA15/ECMWF Analyse-Antrieb Zeitraum 1979-1998
- 2. Simulation, Referenz-Zeitraum 1950-2000 (hier verwendet 1971-2000)
  - a. Antrieb ECHAM5 anthropogenes Forcing C20, Realisierung 1
- 3. Simulationen, Zukunfts-Zeitraum 2001-2100 (hier verwendet 2011-2040)
  - a. Antrieb ECHAM5, Szenario A1B, Realisierung 1
  - b. Antrieb ECHAM5, Szenario A2, Realisierung 1
  - c. Antrieb ECHAM5, Szenario B,1 Realisierung 1

## 2.3 Hoch aufgelöste COSMO-CLM Simulationen des IMK

Im Rahmen des Forschungsprogramms "Herausforderung Klimawandel BW" wurden vom IMK hochaufgelöste regionale Klimasimulationen durchgeführt, welche von den Projekten PArK, Rester und ReSiPrec gemeinsam verwendet wurden – diese werden im weiteren als CCLM-IMK bezeichnet. Diese Rechnungen wurden mit dem Modell CCLM 4.2 durchgeführt. Gegenüber der bei den CLM-Konsortialrechnungen verwendeten Modellversion wurden verschiedene wesent-liche Weiterentwicklungen berücksichtigt, insbesondere die Advektion des Niederschlags.

Die Simulationen wurden jeweils für 2 Zeiträume durchgeführt:

- 1971-2000 (Validierungs- und Kontroll- bzw. Referenzzeitraum,
- 2011-2040 (Projektions- bzw. Zukunftszeitraum)

Die Simulationen wurden mit zweifachem Nesting durchgeführt, das heißt: in einem ersten Schritt wurden mit den globalen Antriebsdaten CCLM-Simulationen mit einer Gitterauflösung von 50 km durchgeführt; diese wurden dann verwendet, um in einem zweiten Schritt CCLM-Simulationen mit 7 km Gitterweite durchzuführen. Die jeweiligen Gebiete sind in Abbildung 3 dargestellt. Zum Einschwingen des Modellsystems (insbesondere der trägen Komponenten wie dem Boden) wurden die Rechnungen in den Jahren 1968 bzw. 2007 begonnen, aber nur die genannten Zeiträume ausgewertet.

Insgesamt fließen in die Auswertungen folgende CCLM Simulationen des IMK ein:

- 1. Validierungs-Lauf mit ERA40-Antrieb Zeitraum 1968-2001, verwendet 1971-2000
- 2. Simulationen, Referenz-Zeitraum 1968-2000 (hier verwendet 1971-2000)
  - a. Antrieb ECHAM5, Full Forcing, Realisierung 1
  - b. Antrieb ECHAM5, Full Forcing, Realisierung 3
  - c. Antrieb HadCM3, Experiment Q0
- 3. Simulationen, Zukunfts-Zeitraum 2007-2040 (hier verwendet 2011-2040)
  - a. Antrieb ECHAM5, Szenario A1B, Realisierung 1
  - b. Antrieb ECHAM5, Szenario A1B, Realisierung 3
  - c. Antrieb HadCM3, Szenario A1B, Experiment Q0



- **Abb. 3:** Modellgebiet der CCLM-Simulationen des IMK: links erste Nesting-Stufe mit einer Auflösung von 0,44° (ca. 50 km), rechts zweite Nesting-Stufe mit einer Auflösung von 0,0625° (ca. 7 km) mit Lage des Hauptuntersuchungsgebietes (blaues Rechteck).
- **Tab. 2:** Übersicht über die Antriebsdaten der CCLM-IMK-Simulationen mit dem Modell COSMO-CLM 4.2 und COSMO-CLM 4.6 (HadCM-Antrieb).

	Auflösung					
Name	Raum (km)	Zeit (h)	Zeitabschnitt	Тур	Referenz	
ERA40	≈ 125	6	1968-2001	Reanalysen	Uppala et al., 2005	
ECHAM5_20C_full_1	<b>≈</b> 180	6	1968-2000	Klimasimulation Gegenwart	Röckner, 2005	
ECHAM5_20C_full_2	<b>≈</b> 180	6	1968-2000	Klimasimulation Gegenwart	Röckner, 2005	
ECHAM5_A1B_1	<b>≈</b> 180	6	2007-2040	Klimasimulation Zukunft	Röckner et al., 2006	
ECHAM5_A1B_2	<b>≈</b> 180	6	2007-2040	Klimasimulation Zukunft	Röckner et al., 2006	
HadCM3Q0_C20	≈ 375	6	1968-2000	Klimasimulation Gegenwart	Collins et al., 2006	
HadCM3Q0_A1B	≈ 375	6	2007-2040	Klimasimulation Zukunft	Collins et al., 2006	

## 2.4 Globale Antriebsdaten der regionalen Klimamodelle

## ECHAM5

Die überwiegende Zahl der im Projekt ReSiPrec verwendeten RCM-Simulationen wurde mit Daten des globalen Klima-Modells ECHAM5 (Röckner et al, 2003) angetrieben. Dabei handelt es sich um die fünfte Generation von ECHAM, das ursprünglich vom spektralen Wettervorhesage-Modell des ECMWF (Simmons et al., 1989) abgeleitet wurde. Die ECHAM5-Simulationen für den 4. IPCC-Sachstandsbericht wurden als gekoppelte Ozean-Atmosphären-Simulationen durchgeführt (Jungclaus et al., 2006). Als Ozean-Komponente des Modellsystems dient das MPI-OM (Marsland et al., 2003). Die ECHAM5-Simulationen wurden mit einer Auflösung von 1.875° (T63) – dies entspricht am Äquator etwa 200 km – und 31 Schichten durchgeführt. Die Auflösung des Ozean-Modells beträgt 1.5°. Zur Initialisierung der Klima-Simulationen wurde vom MPI ein Lauf über mehrere Jahrhunderte mit präindustriellen Treibhausgaskonzentrationen durchgeführt. Drei willkürliche Zeitpunkte im Abstand von 25 Jahren wurden als Startpunkt "Jahr 1860" der je 3 Realisierungen der Klimas des 20. Jahrhunderts (C20) genommen. Für die C20-Simulationen zwischen 1860 und 2000 wurden verschiedene Treibhausgas-Antriebe (sogenannte Forcings) vorgegeben:

- Anthropogenes Forcing: Es wird der beobachtete Verlauf der Treibhausgas-Konzentrationen von CO2, CH4, N2O, CFCs, O3, und Sulfat vorgegeben
- Full Forcing: Hierbei wird zusätzlich noch die beobachtete Variation der solaren Aktivität und der vulkanischen Emissionen vorgegeben
- Natürliches Forcing: Bei diesen Simulationen werden die anthropogenen Emissionen nicht berücksichtigt.

Die C20-Simulationen von CLM-CR und REMO-UBA wurden mit den ECHAM5-Simulationen mit anthropogenem Forcing angetrieben, die CCLM-IMK Simulationen mit den Full-Forcing-Daten. Full-Forcing bewirkt, dass die Phasen der langjährigen Klimavariabilität näher an den Beobachtungen liegen. Die Niederschlagsverteilungen im Kontrollzeitraum unterscheiden sich im Untersuchungsgebiet nicht signifikant zwischen den Simulationen mit dem unterschiedlichen Forcing. Als Zukunfts-Szenarien wurden hier die IPCC-SRES Szenarien (Nakicenovic and Swart, 2000) A1B (CCLM-IMK, CLM-CR, REMO-UBA), A2 (REMO-UBA) und B1 (CLM-CR, RE-MOUBA) verwendet.

## Hadley-Centre-Modell HadCM3

Das globale gekoppelte Ozean-Atmosphären-Modell HadCM3 (Gordon et al., 2000) wurde am UK Met Office/Hadley Centre aus dem UKMO-Modell entwickelt. Es wurde ebenfalls im Rahmen des IPCC AR4 eingesetzt. Die HadCM3-Simulationen sind mit 2.5° x 3.75° gröber aufgelöst als die ECHAM5-Simulationen. Zur Generierung von Klima-Ensembles werden bei HadCM3 nicht die Startwerte variiert (Anfangswert-Ensemble, Realisierungen), sondern Eigenschaften der physikalischen Parametrisierungen des Modells in einem sogenannten "perturbed physics ensemble" (Collins et al., 2006). Mit dem Antrieb des HadCM3 Simulation Q0 wurde auf beiden Nesting-Stufen jeweils eine Simulation des Referenz-Zeitraums sowie des Szenario-Zeitraums durchgeführt.

## 2.5 Daten der in ENSEMBLES verwendeten Modelle

Im Rahmen des EU-FP6 Projekt ENSEMBLES (van der Linden and Mitchell, 2009), welches Ende 2009 abgeschlossen wurde, wurden für Europa erstmals mit einer größeren Zahl von RCMs und unterschiedlichen GCMs Simulationen zum regionalen Klimawandel durchgeführt. Die Auflösung der RCMs lag bei 25 km bzw. 50 km. Sie liegt damit niedriger als bei den anderen in diesem Projekt betrachteten RCMs. Das Hauptinteresse für ReSiPrec liegt darin, die im Wesentlichen auf Simulationen mit ECHAM5-Antrieb basierenden Ergebnisse in einigen Aspekten mit alternativen Daten vergleichen zu können. In Tabelle 3 findet sich eine Übersicht über die in ENSEMBLES verwendeten RCM-Simulationen und ihren GCMAntrieb.

Global model Regional inst.	METO- HC Stand.	METO- HC Low sens.	METO -HC Hi sens.	MPIMET Standard	MPIMET ENS.m 1	MPIMET ENS.m 2	IPSL	CNRM	NERSC	MIROC	CGCM3	Total number
METO-HC	2100	2100*	2100*	2100 (late 2010)								4
MPIMET				2100			2050*					2
CNRM								2100				1
DMI				2100*				2100	2100* (04/2010)			3
ETH	2100											1
KNMI				<u>2100*</u> 2100	<u>2100*</u>	<u>2100*</u>				<u>2100*</u>		1+4
ICTP				2100								1
SMHI		2100*		<u>2100*</u> 2100					2100			3+1
UCLM	2050					2050 (A2)*						1
C41			2100*									2
GKSS							2050*					1
METNO	2050*								2050*			1
СНМІ								2050* (12/ 2009)				1
OURANOS**											2050*	1
VMGO**	2050*											1
Total (1951- 2050)	5	2	2	7+2	0+1	0+1	2	3	3	0+1	1	25+5

Tab. 3: Matrix der ENSEMBLES RCM-Simulationen (Spalten) und ihrer Antriebsdaten (Zeilen).

RED: online now; \*: non-contractual runs; \*\*: affiliated partners without obligations; underscore: 50 km resolution; (in paratheses): .Expected date. For partner acronym explanations, see the participant list. NOTE that all partners also did an ERA-40 driven analysis 1951 (1961)-2000.

## 3 Methoden zur Beschreibung von Starkniederschlägen

## 3.1 Definition des im Projekt verwendeten Begriffs "Starkniederschlag"

Der Begriff "Starkniederschlag" lässt sich auf unterschiedliche Weise definieren, etwa als Niederschlagsmenge oberhalb eines festen Schwellwertes (z. B. 30 mm/Tag), als Perzentilwert der Niederschlagsverteilung (das 95. Perzentil der Niederschlagsverteilung ist z. B. der Wert, der in 5 % des der Verteilung zugrunde liegenden Zeitraums überschritten wird) oder als Wiederkehrwert zu einer bestimmten Wiederkehrperiode – also die Niederschlagsmenge, welche im Mittel einmal in diesem Zeitraum auftritt. Dabei spielt auch der Zeitbezug eine Rolle (z. B. Stundenwerte oder Tageswerte). Alle Niederschlagsmengen in diesem Bericht sind Tageswerte.

Im Projekt ReSiPrec werden Starkniederschläge auf der Basis von Wiederkehrwerten definiert, d.h. Werten, die im Mittel einmal während einer gewählten Wiederkehrperiode auftreten. Häufig werden Wiederkehrperioden von 1, 10 oder 100 Jahren betrachtet, um die Risiken von seltenen und gravierenden Ereignissen erfassen zu können. Da die in diesem Projekt durchgeführten Untersuchungen jeweils über einen Zeitraum von 30 Jahren Dauer erfolgen – was einen Kompromiss zwischen einer statistisch genügend langen Zeitreihe und der Zeitskala, in der die Klimatrends eine Rolle spielen, darstellt –, führen lange Wiederkehrperioden mit entsprechend wenigen Ereignissen zu hohen statistischen Unsicherheiten. Für die Auswertungen in Kapitel 5 und 6 wurde daher der 10-jährliche Wiederkehrwert (im Weiteren als RV<sub>10</sub> bezeichnet), für welchen bei 30-jährigen Zeitreihen noch eine statistisch belastbare Bestimmung erwartet werden kann (vgl. Abb. 8), als repräsentativ für Starkniederschläge verwendet.

## 3.2 Statistische Beschreibung von Starkniederschlägen

Um die Aufgabenstellung des Projekts ReSiPrec angemessen erfüllen zu können, war es notwendig, geeignete Verfahren zur statistischen Beschreibung von Starkniederschlägen zu entwickeln. Details zu der hier vorgestellten Methodik (besonders die Kapitel 3.3 bis 3.5) sind in Früh et al. (2010) publiziert.

Für die Analyse von Extremwerten ist es notwendig, statistische Verteilungsfunktionen anzupassen, welche die Zeitreihen des klimatologischen Parameters insbesondere in den Ausläufern der Verteilungsfunktion gut wiedergeben. Zur Bestimmung solcher Verteilungen gibt es im Wesentlichen zwei Methoden: zum einen die Blockmethode der klassischen Extremwerttheorie, welche die Verteilung der Maxima eines Datenblocks (z. B. Jahr oder Jahreszeit) untersucht. Es läßt sich zeigen (Kharin und Zwiers, 2000, Wilks, 2006, Coles, 2007), daß bei dieser Methode bei wachsender Blockgöße als asymptotische Verteilungen nur die Gumbel-, Fréchet- oder Weibull-Verteilungen als Spezialfälle der Verallgemeinerten Extremwertverteilung (GEV) in Frage kommen. Die zweite Methode ist die sogenannte Peak-over-Threshold Methode, welche in vielen Fällen besser geeignet ist als die Blockmethode, da sie mehr "wichtige" Ereignisse erfasst. Bei dieser Methode werden lediglich Ereignisse oberhalb eines ausreichend hohen Schwellenwertes untersucht. Auch für diese Methode lässt sich zeigen (Coles, 2007), daß eine asymptotische Verteilung existiert, nämlich die Verallgemeinerte Pareto-Verteilung (GPD).

Diese Verteilungen besitzen eine Reihe von Parametern, welche die Lage, die Skala und evtl. die Form sowie höhere Momente bestimmen. Obwohl für die weiteren Auswertungen in diesem Projekt die Peak-over-Threshold-Methode benutzt wird, soll hier am Beispiel der Gumbel-Verteilung, welche zu der in der Anfangsphase des Projekts benutzten Blockmethode gehört, die Bedeutung der Verteilungsparameter erläutert werden.

Die zweiparametrige Gumbel-Verteilung hat die Form

$$f_G(x) = \left(\frac{1}{\beta}\right) \left[ \exp\left\{-\left(\frac{x-\alpha}{\beta}\right)\right\} \exp\left\{-\exp\left\{-\left(\frac{x-\alpha}{\beta}\right)\right\}\right\} \right], \beta > 0$$

Die freien Parameter (hier Lageparameter  $\alpha$  und Streuungsparameter  $\beta$ ) werden mit der Momenten-Methode (s. Kap. 3.3) bestimmt. Dazu werden aus der Stichprobe die Momente entsprechend der Anzahl der freien Parameter näherungsweise bestimmt und mit den Momenten der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen gleich gesetzt.

Abbildung 4 zeigt die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Gumbel-Verteilung für drei verschiedene, willkürlich gewählte Parameter-Kombinationen. Es zeigt sich deutlich, dass eine Erhöhung des Lageparameters α zu einer Verschiebung des Maximums der Verteilung zu größeren x-Werten führt. Eine Erhöhung des Streuungsparameters β dagegen führt zu einer Verringerung des Maximums und zu einer Verbreiterung der Verteilung. Das 99. Perzentil wird durch diese Veränderungen ebenfalls erhöht. Im Fall von Niederschlagsereignissen lässt sich die Erhöhung der Streuungs- oder Lageparameter als eine Verstärkung der Starkniederschlagsereignisse interpretieren.

Abbildung 5 verdeutlicht, dass die Erhöhung der Parameter im Fall von Starkniederschlags-Ereignisse auch als eine Erhöhung der Häufigkeit im Vergleich zu den ursprünglichen Werten interpretiert werden kann. Liegen bei der ursprünglichen Verteilung lediglich 1 % aller Niederschlagsereignisse oberhalb von 14,2 mm/Tag so sind es bei den Verteilungen mit erhöhtem Parameter bereits 2,7 % bzw. 15,5 %.

Neben der Bestimmung der Signifikanz der Übereinstimmung zwischen beobachteter Häufigkeit und angepasster Verteilungsfunktion liefert der  $\chi^2$ -Test und der Kolmogoroff-Smirnoff-Test Möglichkeiten zu entscheiden, welche der Verteilungsfunktionen am besten zu den Beobachtungen passt.



**Abb. 4:** Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Gumbel-Verteilung für drei unterschiedliche Parameterpaare mit Angabe des 99. Perzentils



Abb. 5: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Gumbel-Verteilung für verschiedene Parameter.

#### 3.3 Peak-over-Threshold-Methode

Wie bereits erwähnt, ist zur Analyse von Starkniederschlags-Ereignissen die Peak-over-Threshold-Methode in Kombination mit der Verallgemeinerten Pareto-Verteilung (GPD) besonders geeignet (Hosking und Wallis, 1987). Deren kumulative Verteilungsfunktion für die Stichprobe x ist gegeben durch:

$$F_{GPD}(x) = 1 - \left(1 - \frac{k_{GPD}(x - \xi_{GPD})}{\alpha_{GPD}}\right)^{1/k_{GPD}}$$
(1)

Die dazu gehörige Quantilfunktion  $x_{GPD}(F)$  (Inverse von  $F_{GPD}(x)$ ) lautet:

$$x_{GPD}(F) = \xi_{GPD} + \alpha_{GPD} \frac{1 - (1 - F_{GPD})^{k_{GPD}}}{k_{GPD}}$$
(2)

Die drei Parameter der GPD beschreiben die Lage ( $\xi_{GPD}$ ), welche mit dem gewählten Schwellenwert übereinstimmt, die Streuung ( $\alpha_{GPD}$ ) und die Form ( $k_{GPD}$ ).

Die GPD kann als Spezialfall der vierparametrigen Kappa-Verteilung (KD) (Hosking, 1994) betrachtet werden. Die kumulative Verteilungsfunktion der KD ist gegeben durch:

$$F_{KD}(x) = \left[1 - h_{KD} \left(1 - \frac{k_{KD}(x - \xi_{KD})}{\alpha_{KD}}\right)^{1/k_{KD}}\right]^{1/k_{KD}}$$
(3)

mit der Quantilfunktion  $x_{KD}(F)$ 

$$x_{KD}(F) = \xi_{KD} + \frac{\alpha_{KD}}{k_{KD}} \left[ 1 - \left(\frac{1 - F^{h_{KD}}}{h_{KD}}\right)^{k_{KD}} \right]$$

$$\tag{4}$$

Die KD ist mit vier Parametern charakterisiert.  $\xi_{KD}$  und  $\alpha_{KD}$  beschreiben wiederum die Lage und die Streuung. Für die Form der Verteilungsfunktion sind die beiden Parameter  $k_{KD}$  und  $h_{KD}$  verantwortlich. Für  $h_{KD} = 1$  geht KD in GPD über. Eine detaillierte Diskussion der Eigenschaften von GPD und KD kann in Hosking (1994) nachgelesen werden.

Zur Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Schwellenwerte auf die Wiederkehrwerte (RV) wurden nacheinander Niederschlagsereignisse extrahiert, welche das 83., 85., 90., 95. und 97. Perzentil überschreiten. Die daraus entstehenden unterschiedlichen Stichproben wurden  $P_{thr}$  (P83, P85, P90, P95, und P97) genannt. Der Stichprobenumfang berechnet sich aus der Anzahl an Jahren multipliziert mit der Anzahl an Tagen pro Saison mal dem extrahierten Anteil (d. h. N = 459, 405, 270, 135, oder 81 im Winter (Dezember bis Februar) und N = 469, 414, 276, 138, oder 83 im Sommer (Juni bis August). Um sicher zustellen, dass die so ausgewählten Ereignisse unabhängig sind, d.h. dass sie nicht zum gleichen Niederschlagsereignis gehören, wurde festgelegt, dass die Niederschlagsereignisse durch mindestens zwei trockene Tage unterbrochen sind. Aus allen Niederschlagsereignissen, die diese Forderung erfüllen, werden die *N* stärksten Niederschlagsereignisse für jedes  $P_{thr}$  ausgewählt.

## 3.4 L-Momenten-Methode

Normalerweise wird die Momenten-Statistik verwendet, um die beobachtete Stichprobe an eine vorgegebene Verteilung anzupassen. Die Nachteile dieser Momenten-Statistik sind zum einen, dass sie beschränkt ist (Beschränktheit abhängig vom Stichprobenumfang) und zum anderen, dass in kleinen oder mittleren Stichproben die Schiefheit und Kurtosis nur selten realistische Werte annehmen (Hosking und Wallis, 1987). Daher sind die Verteilungsparameter, welche mit dieser Methode geschätzt wurden oft deutlich ungenauer als jene, welche mit anderen Methoden, wie beispielsweise der Maximum-Likelihood-Methode abgeleitet wurden (Hosking, 1990).

Es wurde daher die L-Momenten-Methode (Hosking und Wallis, 1987). Der wesentliche Vorteil der L-Momenten-Methode ist, dass sie nur sehr wenig durch Ausreisser beeinflusst ist. Außerdem ist der Rechenaufwand verglichen mit anderen Methoden geringer. Des Weiteren spiegeln die L-Momente die Eigenschaften der Stichproben besser wieder als die Maximum-Likelihood-Methode oder die traditionelle Momenten-Methode (Zwiers und Kharin, 1998). Hosking und Wallis (1987) zeigten, dass mit der L-Momenten-Methode die Parameter einer breiten Anzahl an Verteilungsfunktionen auch für kleinere Stichproben sehr effizient geschätzt werden können.

Die L-Momente sind den zentralen Momenten einer Verteilung sehr ähnlich. Sie beschreiben das Mittel, die Varianz, die Schiefheit und die Kurtosis einer statistischen Verteilung. Die Schätzung der L-Momente basiert auf der aufsteigend sortierten Stichprobe des Umfangs N:  $x_{1:N} \le x_{2:N} \le ... \le x_{N:N}$ . Die auf der Stichprobe basierende Abschätzung für das wahrscheinlichkeitsgewichtete Moment lautet dann

$$b_r = N^{-1} \sum_{j=r+1}^{N} \frac{(j-1)(j-2)...(j-r)}{(N-1)(N-2)...(N-r)} x_j$$
(5)

Die L-Momente der Stichprobe können berechnet werden über:

$$\ell_{1} = b_{0}$$

$$\ell_{2} = 2b_{1} - b_{0}$$

$$\ell_{3} = 6b_{2} - 6b_{1} + b_{0}$$

$$\ell_{4} = 20b_{3} - 30b_{2} + 12b_{1} - b_{0}$$
(6)

Die Parameter der Verteilungsfunktion erhält man durch Gleichsetzen der ersten p L-Momente mit den entsprechenden Verteilungsgrößen. Diese Ausdrücke wurden bereits für viele Standard-Verteilung (Hosking and Wallis, 1987) inklusive der GPD und KD abgeleitet.

### 3.5 Wiederkehrwerte

Zur Bestimmung der Wiederkehrwerte (RV) der Stichprobe (x) in Abhängigkeit von der Verteilungsfunktion (F(x)) in Gl. (1) oder Gl. (3) für die Wiederkehrperiode (T) wurde zunächst die Überschreitungswahrscheinlickeit ( $\lambda$ ) als die erwartete Anzahl an Ereignissen, welche den Schwellenwert pro Jahr oder Saison überschreitet, bestimmt (Brabson and Palutikof, 2000):

$$\lambda = \frac{N}{n_{years}} \tag{7}$$

Die Anzahl an Überschreitungen in t Jahren kann damit berechnet werden als:

$$\lambda = \lambda t (1 - F(x)) \tag{8}$$

Der RV ist definiert als die Niederschlagsintensität, welche durch ein jährliches oder saisonales Ereignis mit der Wahrscheinlichkeit 1/T überschritten wird. Daher kann  $\lambda$  in Gl. (8) auf eins, x auf RV und t auf T gesetzt werden:

$$1 - F(RV) = \frac{1}{\lambda T} \tag{9}$$

Setzt man Gl. (9) in Gl. (2) ein, dann ergibt sich die Quantilfunktion der GPD wie folgt:

$$RV_{GPD} = \xi_{GPD} + \alpha GPD \frac{1 - (\lambda T)^{-k_{GPD}}}{k_{GPD}}$$
(10)

und für die KD:

$$RV_{KD} = \xi + \frac{\alpha_{KD}}{k_{KD}} \left\{ 1 - \left[ \frac{1 - \left(1 - \frac{1}{\lambda T}\right)^{h_{KD}}}{h_{KD}} \right]^{k_{KD}} \right\}$$
(11)

Die berechneten Wiederkehrperioden für die Stichprobe P90 sind in Tabelle 3 aufgelistet. Aus der Definition der Wiederkehrperiode für T Jahre lässt sich die Wahrscheinlichkeit des Auftretens innerhalb eines bestimmten Zeitraumes (Jahr, Saison, Monat) als  $P = 1/\lambda(T) = 1$ -F(RV) abschätzen. Da die Anzahl an Überschreitungen  $\lambda$  für den Sommer höher ist als für den Winter sind auch die Perzentile entsprechend höher.

**Tab. 3:** Wiederkehrperioden (T) und dazugehörige Perzentile (F(x)) für P90 im Sommer und im Winter.

F(x), %	Т,	
Sommer (Jun-Aug) / Winter (Dez-Feb)	Jahre	
72,83 / 72,22	0,4	
78,26 / 77,78	0,5	
89,13 / 88,89	1	
94,57 / 94,44	2	
97,83 / 97,78	5	
98,91 / 98,89	10	
99,46 / 99,44	20	
99,78 / 99,78	50	
99,89 / 99,89	100	

Eine Abschätzung für F(x) findet man mit Hilfe der beobachteten Niederschlagszeitreihen  $(x_k)$ . Dazu werden diese zunächst aufsteigend vom kleinsten  $(x_1)$  bis zum größten  $(x_N)$  Wert sortiert. Aus dem Rang von  $x_k$  wird dann ein empirischer Wert für  $F(x_k)$  berechnet (Palutikof et al., 1999). Diese empirischen  $F(x_k)$  sind als Plotting-Positions bekannt. Die Wahl der empirischen Formel für die Plotting-Position ist nicht ganz einfach, da es in der Literatur mindestens zehn verschiedene Ansätze (Guo, 1990) gibt. In diesem Projekt wurde, wie auch eine Anzahl anderer Studien, die Gleichung:

$$F(x_k) = \frac{Rang(x_k)}{N+1}$$
(12)

verwendet.

Da die Reihe aufsteigend sortiert ist, gilt Rang (x<sub>k</sub>) = k. Die dazu gehörende Wiederkehrperiode  $\hat{T}_k$  kann dann über

$$\widehat{T}_{k} == \frac{1}{1 - F(x_{k})} = \frac{N + 1}{N + 1 - k}$$
(13)

bestimmt werden.

Zur Bestimmung der Unsicherheiten der RV wurde ein pragmatischer Ansatz unter Verwendung eines parametrischen Bootstrapverfahrens (Zwiers and Kharin, 1998) mit 500 synthetischen Stichproben gewählt. Das jeweils 5. und 95. Perzentil der resultierenden RV-Sammlung wird als untere bzw. obere Begrenzung des 90 %- Konfidenzintervall für die tatsächlichen RV verwendet.

## 4 Ensemble-Betrachtungen

## 4.1 Grundsätzliches zu Ensembles

Führen verschiedene Personen, eventuell auch mit verschiedenen Instrumenten, die gleiche Messung (z. B. eine Längenmessung) durch, so werden sie auch bei größter Sorgfalt verschiedene Ergebnisse erhalten. Dieser alltäglichen Erfahrung versucht man in der Messtechnik dadurch Rechnung zu tragen, dass man nicht nur eine, sondern möglichst viele Messungen durchführt und dann einen Mittelwert und eine Streuung angibt. Dadurch kennt man näherungsweise den wahrscheinlichsten Wert (den Mittelwert) und hat mit der Streuung eine Abschätzung der Unsicherheit dieses Wertes.

Diese Idee lässt sich als sog. Ensemblemethode auf Klimasimulationen übertragen. Wendet man verschiedene Modelle, oder sogar das gleiche Modell in verschiedenen Konfigurationen auf die gleiche Aufgabenstellung (z. B. die Simulation des Klimas in Mitteleuropa für den Zeitraum 1971 bis 2000) an, so werden sich die Ergebnisse mehr oder minder stark voneinander unterscheiden. Wie groß diese Unterschiede sind, hängt unter anderem von der betrachteten Variablen (Temperatur, Wind, Niederschlag), der Jahreszeit, der interessierenden Statistik (Mittelwerte oder Extreme) und weiteren Einflussgrößen ab. Dies ist prinzipiell nicht vermeidbar und hat seine Ursache in unserer unzureichenden Kenntnis des betrachteten Systems und der daraus resultierenden sog. epistemischen Unsicherheit. Beispiele sind verwendete Parametrisierungen für Prozesse in der Atmosphäre, an der Grenzfläche zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre sowie im Boden selbst. Hinzu kommen Unsicherheiten in den verwendeten Eingangsdaten, wie z. B. Landnutzung oder Bodenarten und die Unsicherheit der Initialisierungsdaten (Atmosphäre, Boden

und Wasserflächen). Unsicherheiten in den Anfangswerten können bei einem chaotischen System wie dem Klimasystem zu verschiedenen Wetterabläufen und damit anderen Klimastatistiken führen. Diese zweite Art der Unsicherheit, die sog. aleatorische Unsicherheit hat einen statistischen Charakter und ist eine Eigenschaft komplexer gekoppelter nichtlinearer und damit chaotischer Systeme; sie kann, anders als die epistemische Unsicherheit, nicht beliebig reduziert werden. Durch die Verwendung von Ensembles von Simulationen können aber wahrscheinlichste Werte ermittelt und Unsicherheiten quantifiziert werden. Natürlich gibt es auf diesem Gebiet noch eine Reihe offener Fragen, z. B. nach welchen Kriterien Simulationen zuzulassen oder auszuschließen sind, und wie die statistische Kombination der Einzelergebnisse vorzunehmen ist. Überlegungen hierzu und genauere Darstellungen zum Ensemble-Konzept sind z. B. in Collins (2007), Hagedorn et al. (2005) und Weigel et al. (2008) zu finden.

Zur Erzeugung von Ensembles werden verschiedene Ansätze verwendet:

- Multi-Modell-Ensembles: Dabei werden Simulationen verschiedener Modelle verwendet
- Anfangswert-Ensemble: Hier werden die Modelle zu verschiedenen Startzeitpunkten initialisiert. Die einzelnen Modellrechnungen können sich daher in verschiedenen Phasen der natürlichen Klimavariabilität befinden.
- Randwert-Ensemble: Bei regionalen Klimasimulationen heißt das, verschiedene globale Modelle als Antrieb zu verwenden.
- "Perturbed-Physics-Ensemble": Hierbei werden zum Beispiel verschiedene Modell-Parametrisierungen verwendet.

Durch die Verwendung eigener und anderweitig verfügbarer Simulationen kamen alle der oben genannten Ensemble-Typen außer dem letzten zum Einsatz.

Mit Hilfe des Ensembles an verfügbaren, hoch aufgelösten regionalen Klimasimulationen wurde im Projekt ReSiPrec versucht, Abschätzungen für das Klimasignal beim Niederschlag für die kommenden Jahrzehnte zu geben. Für diese Untersuchungen wurden neben den Klimasimulationen des IMK, die im Laufe des Projekts erzeugt wurden, auch die CLM-CLM-Konsortialrechnungen, die REMO-UBA-Simulationen intensiver untersucht (Abb. 6).



Abb. 6: Struktur des hoch aufgelösten RCM-Ensembles mit Anzahl der verfügbaren Simulationen.

Für bestimmte Fragestellungen wurden auch Ergebnisse von Simulationen aus dem EN-SEMBLES-Projekt, welche aber mit 25 km Gitterweite gröber aufgelöst sind, verwendet. Die aus den Daten berechneten Klimasignale mit den Änderungen zwischen den Zeiträumen 2011-2040 gegenüber 1971-2000 wurden wie folgt gruppiert:

- Realisierungen auf der Basis desselben Emissionsszenarios, aber mit unterschiedlichen Anfangsbedingungen zur Abschätzung des Einflusses der natürlichen Variabilität
- Verschiedene Emissionsszenarien zur Abschätzung des Einflusses der zukünftigen Emissionen

Zu einer vollständigen Erfassung des Raums der möglichen Klimaentwicklungen reichen die verfügbaren Simulationen sicher nicht aus (s. Kap. 6). Allerdings geben sie bereits eine Menge wichtiger Informationen zu wichtigen Fragestellungen:

# Wirkt sich die Wahl des Emissionsszenarios bis Mitte des 21. Jahrhunderts signifikant auf die Niederschlagsentwicklung aus?

In den hier untersuchten Simulationen lässt sich kein eindeutiger Zusammenhang feststellen (s. z. B. Abb. 28). Erst gegen Ende des 21. Jahrhunderts treten Unterschiede auf, die aber beim Niederschlag weniger deutlich ausgeprägt sind als bei der Temperatur. Dies ermöglicht es im Rahmen der Zielsetzung des Projektes ReSiPrec, Simulationen auf der Basis unterschiedlicher Emissions-Szenarios als unabhängige, gleichberechtigte Realisierungen der zukünftigen Klimaentwicklung zu betrachten.

## Welchen Einfluss hat die Wahl des RCM?

Simulationen mit unterschiedlichen Auflösung, Modell-Konfiguration (CCLM-IMK und CLM-CR) oder sogar mit unterschiedlichen RCM (CLM-CR und REMO-UBA) weisen unterschiedliche Charakteristika der Niederschlagsverteilung auf. Die Eigenschaften der Modelle hinsichtlich der regionalen Strukturen, des Jahresgangs und der Gesamtmengen müssen bekannt sein, um sie bei der Bewertung der Ergebnisse berücksichtigen zu können (zum Beispiel der Luv-/Lee-Effekt). Auf die Charakterisierungen der Modelle wird im Kapitel Validierung näher eingegangen. Die Unterschiede erlauben es nicht, Klimaänderungs-Signale beispielsweise von Modell 1 (Gegenwart) zu Modell 2 (Zukunft) zu berechnen. Sie müssen daher im Ensemble getrennt betrachtet werden, d. h. die Änderungssignale werden jeweils für Simulationen mit dem gleichen Modell berechnet.

Als Beispiel ist die Standardabweichung eines Ensembles aus REMO, CLM-CR und CCLM-IMK Rechnungen für den Kontroll-Zeitraum genannt. Es zeigt sich, dass die Unterschiede zwischen den Regionen meist relativ gering ist (<15 %), dass es aber auch Bereiche mit systematischen Unterschieden gibt. Diese lassen sich auf die Berücksichtigung bzw. Nicht-Berücksichtigung der Niederschlagsadvektion zurückführen und resultieren in einem Luv-/Lee-Effekt, der besonders im Rheintal und an den Flanken des Schwarzwalds ausgeprägt ist.

## Welchen Einfluss haben die unterschiedlichen Realisierungen?

Die unterschiedlichen Realisierungen stellen wichtige Informationen über den Einfluss der natürlichen Klimavariabilität dar. Realisierungen verwenden dieselbe Modell-Konfiguration und dasselbe Emissionsszenario. Der einzige Unterschied besteht in der Wahl der Anfangswerte. GCMs erzeugen ihre eigenen Klimaabläufe, welche im Allgemeinen nicht mit dem Verlauf des beobachteten Klimas übereinstimmen. Daher können sich die kurz- und mittelfristigen Schwankungen der einzelnen Realisierungen deutlich voneinander unterscheiden. Diese Unterschiede verschwinden auch nicht im Laufe der Zeit. Eine derartige Variabilität ist im Klima-System immanent. Sie darf daher nicht als Unsicherheit im Sinne von "fehlerhafter Wiedergabe" des Klimas interpretiert werden, sondern als Ausdruck natürlicher Schwankungen. Diese Eigenschaft des Klimasystems begründet die Bedeutung von Anfangswert-Ensembles. Einzelne Simulationen sind nur sehr begrenzt interpretierbar, da sich natürliche Schwankungen und anthropogener Einfluss nicht trennen lassen. Beide Faktoren können zeitweise in Phase sein und ein verstärktes Änderungssignal vorspiegeln. Sie können aber auch in Gegenphase sein und die Klimaänderung zeitweise verlangsamen. In einer solchen Phase könnte sich die Welt in den letzten Jahren befunden zu haben. Langfristig ist dagegen zu erwarten, dass sich das anthropogene Klimasignal durchsetzt.

In ReSiPrec wurden die verfügbaren Realisierungen bei den CCLM-Simulationen auf verschiedene Weise analysiert. In einem ersten Schritt wurde untersucht, ob sich die Niederschlagssummen und die Häufigkeitsverteilungen der Realisierungen signifikant unterscheiden. Dies war in den untersuchten Fällen nicht der Fall. Die Jahresniederschläge der 3 CLM-CR Gegenwarts-Simulationen für den Zeitraum 1971-2000 unterscheiden sich im Flächenmittel über Baden-Württemberg um weniger als 4 %. Die lokalen Abweichungen der Simulationen sind kleiner als 11 %. Auch der mittlere Jahresgang (Abb. 7) und die Häufigkeitsverteilungen des Niederschlags unterscheiden sich nicht wesentlich.



**Abb. 7:** Jahresgang der Monatssummen des Niederschlags in den CLM-Konsortialrechnungen, Realisierungen C20\_1 bis C20\_3 im Vergleich zur Beobachtung.

Die Modellvalidierung (Kapitel 5 wird daher am Beispiel einzelner Ensemble-Mitglieder (mit vergleichbaren Antriebsdaten) dargestellt. Die Ergebnisse des Vergleichs mit den Messungen lassen sich auf die anderen Realisierungen des Anfangswert-Ensembles übertragen.

Dies ist eine wichtige Voraussetzung für eine weitere sinnvolle Einsatzmöglichkeit eines Ensembles von mehreren gleichwertigen Realisierungen: Extremereignisse sind naturgemäß seltene Ereignisse und es ist schwierig, statistisch belastbare Aussagen zu erzielen. Um eine annähernde Stationarität der Zeitreihe zu gewährleisten, darf andererseits der gewählte Zeitraum der Untersuchung unter den Bedingungen des Klimawandels nicht zu lang sein, daher werden nur wenige extreme Ereignisse erfasst. Mit Hilfe des Ensembles ist es dagegen möglich, den gewünschten Zeitraum mehrfach abzudecken und so die statistische Datengrundlage zu erweitern. Dies wird in Abbildung 8 anhand des Signal-zu-Rauschen Verhältnisses der Wiederkehrwerte des Sommerniederschlags erläutert.

Das Signal-zu-Rauschen Verhältnis (SRV) wird aus dem Wiederkehrwert (Signal) und der Breite des 90 %-Konfidenzintervalls (Rauschen) berechnet. Die blaue Kurve in Abbildung 8 zeigt den berechneten SRV für den Konsortiallauf C20\_1 (Zeitraum 30 Jahre) an, die rote Kurve basiert auf allen drei C20-Simulationen der CLM-Konsortialläufe. Die beiden grünen Balken in Abbildung 8 zeigen die Wiederkehrperiode an, bei der die Daten ein Signal-zu-Rauschen Verhältnis von 3 (gepunktete Linie) unterschreiten (das SRV von 3 wurde willkürlich als Signifikanzgrenze festgelegt). Diese Unterschreitung findet bei der Verwendung nur einer Simulation bei einer Wiederkehrperiode von etwa 8 Jahren statt. Bei Verwendung eines Ensembles von drei Simulationen kann der Zeitraum auf etwa 30 Jahre erhöht werden.



**Abb. 8:** Signal-zu-Rauschen-Verhältnis bei der Bestimmung des Wiederkehrwertes von Starkniederschlägen (Juni bis August) für Perioden von einigen Monaten bis 100 Jahren.

Es wäre wünschenswert, eine größere Anzahl von Realisierungen zur Verfügung zu haben, um die statistische Signifikanz der Aussagen zu erhöhen, aber aufgrund des hohen Aufwandes stehen in der Regel nur wenige Realisierungen als Antrieb zur Verfügung. Bei den IPPC-AR4-Rechnungen mit ECHAM5 waren es beispielsweise nur die drei auch hier verwendeten.

#### Welchen Einfluss hat die Wahl des antreibenden Modells?

Die meisten hier verfügbaren Simulationen wurden auf der Basis von ECHAM5-Antrieb durchgeführt. Dies hatte den Vorteil, dass zur Validierung der Regionalmodelle Simulationen mit vergleichbarem globalen Antrieb genutzt werden konnten. Um auch einen alternativen GCM-Antrieb nutzen zu können, wurde vom IMK auch noch je eine Simulation für Kontroll- und Zukunftszeitraum mit Antriebsdaten des Hadley Centre-Klimamodells durchgeführt.

Damit standen für den Gegenwarts-Zeitraum Simulationen mit drei verschiedenen Antriebsdaten zur Verfügung, wenn man die Reanalysen noch hinzunimmt. Damit lassen sich schon einige wesentliche Aussagen treffen (vgl. Feldmann et al., 2008):

- Die regionalen Strukturen der Niederschlagsverteilungen werden besonders im Sommer überwiegend durch das Regional-Modell (Modell, Auflösung, Konfiguration) bestimmt, so dass die Strukturen auch bei Antrieb mit verschiedenen GCMs erhalten bleiben.
- Der zeitliche Verlauf und das Ausmaß der Abweichungen besonders im Winter werden stark durch den großräumigen Antrieb verursacht.

In der Frage der Bedeutung der globalen Modelle im Bezug auf die regionalen Klimaänderungssignale, sowie für die Erstellung eines breiter aufgestellten Ensembles, wäre noch eine Zahl weiterer Simulationen mit verschiedenem Antrieb notwendig. Die genauere Klärung bleibt daher zukünftigen Projekten vorbehalten.

## 4.2 Bezeichnung der Ensembles

In diesem Bericht werden an verschiedenen Stellen Ensembles verwendet. Dabei kann sich die Zusammensetzung der Ensembles je nach Fragestellung unterscheiden. An den entsprechenden Stellen wird die Zusammensetzung des Ensembles angegeben.

Folgende Bezeichnungen werden dafür im Bericht verwendet:

- **3M-RCM-Ensemble**: Dieses Ensemble enthält die Simulationen der 3 Modelle CCLM-IMK, der CLM-Konsortialläufe und der REMO-UBA-Simulationen.
- **CLM-CR-Ensemble**: Dieses Ensemble enthält die CLM-Konsortialläufe
- **CCLM-Ensemble**: Hier werden sowohl die CCLM-IMK als auch die CLM-CR-Simulationen berücksichtigt.
- **CCLM-IMK-Ensemble**: Es besteht aus den hoch aufgelösten im Rahmen des Projektes durchgeführten Simulationen.

## 5 Validierung hoch aufgelöster RCM-Simulationen für Baden-Württemberg

Die Validierung des Niederschlags in regionalen Klimasimulationen ist ein wichtiger und notwendiger Aufgabenbereich des Projekts ReSiPrec. Die Validierung vergleicht die von den Modellen erzeugten Niederschlagsverteilungen mit Beobachtungen, um eine angemessene Bewertung der Ergebnisse durchführen zu können. Dieser Vergleich umfasst dabei alle relevanten Aspekte sowohl hinsichtlich der Niederschlagssummen als auch der Starkniederschlägen:

- die Mengen,
- den Jahresgang,
- die räumliche Verteilung,

• und die Häufigkeitsverteilung (insbesondere für die Extreme).

Wenn möglich wurde versucht, Ursachen für Abweichungen zu finden, die bei der Bewertung der Ergebnisse wichtig sind. Da das Hauptziel des Forschungsprogramms die Bestimmung von Klima-Änderungssignalen ist, war die Validierung auf das System RCM+GCM ausgelegt und weniger auf das Regional-Modell allein. Es wurden aber auch Simulationen herangezogen, die mit Reanalysen angetrieben werden.

Zwei Publikationen aus dem Projekt befassen sich mit den hier beschriebenen verschiedenen Aspekten der Validierung:

- Feldmann et al. (2008) behandeln die Validierung und Charakterisierung des mittleren Niederschlags bei REMO-UBA und CLM-CR.
- Früh et al. (2010) befassen sich unter anderem mit der Validierung der von den Modellen simulierten Starkniederschläge.

Auf diese beiden Arbeiten wird im Folgenden hauptsächlich Bezug genommen. Da diese Arbeiten frühe Arbeitsschritte innerhalb von ReSiPrec repräsentieren, befassen sie sich hauptsächlich mit den zu dieser Zeit bereits vorhandenen Simulationen. Die CCLM-IMK Simulationen werden einbezogen bei Aspekten für die sich wesentliche Änderungen zu den Ergebnissen der anderen Modelle ergeben.

Des Weiteren werden in diesem Abschnitt Ergebnisse nur für je eine Simulation der einzelnen Modelle dargestellt (Antrieb: ECHAM5 C20, Realisierung 1). Wie in Kapitel 2.4 dargelegt, unterscheiden sich verschiedene Realisierungen eines Modells (Anfangswert-Ensemble) im statistischen Sinn nicht signifikant (vgl. Abb. 7). Die Folgerungen, die anhand einer der Realisierungen getroffen wurden sind daher auf die anderen Mitglieder des Ensembles übertragbar.

Für Vergleiche werden hoch aufgelöste Beobachtungsdaten benötigt. Um das Problem des Vergleichs zwischen Punktmessungen und den von den Modellen erzeugten Flächenmitteln zu vermeiden und für die verschiedenen Auflösungen der Modelle adäquate Vergleichsdatensätze zur Verfügung zu haben, wurden im Rahmen des Projekts mit Hilfe der verfügbaren Beobachtungs-Daten die Verteilung des Niederschlags auf den Modellen angepassten Gittern für den Bereich Baden-Württemberg (s. Abb. 9 ermittelt.



Abb. 9: Modellvalidierungsgebiet (Quelle Google Earth)

Der mittlere Niederschlag des Untersuchungsgebietes für den Zeitraum 1971-2000 wurde aus der Verknüpfung zwischen der DWD-Klimatologie der Jahre 1961-1990 (DWD; Müller-Westermeier, 1995) für ganz Deutschland und einer Klimatologie der ETH Zürich (Frei and Schär, 1998; Schwarb, 2001; Schwarb et al., 2001) der Jahre 1971-1990 für den gesamten Alpenraum erstellt. Die Verknüpfung der verschiedenen Zeiträume wurde entsprechend der in Früh et al. (2006) beschriebenen Methode durchgeführt.

Die Beobachtungs-Klimatologien wurden nicht um die systematische Unterschätzung der Regen-Messgeräte (Sevruk, 1985), der besonders im Winter und in höheren Lagen auftritt, korrigiert. Diese Unterschätzung ist schwer zu quantifizieren: Frei et al. (2003) schätzen sie im Mittel auf etwa 16 % für den Alpenraum. Im Hydrologischen Atlas des BMU (2000) beträgt die Niederschlagskorrektur etwa 150 mm/Jahr für den Schwarzwald und ca. 100 mm/Jahr für die Schwäbische Alb. Bei der Interpretation des Vergleichs muss dieser Aspekt beachtet werden.

## 5.1 Mittlerer Niederschlag

In der Arbeit von Feldmann et al. (2008) werden die wesentlichen Aspekte der Validierung des mittleren Niederschlags in den CLM-Konsortialrechnungen (CLM-CR) und die REMO-UBA-Simulationen zusammengefasst. Betrachtet wurden dabei die Simulationen mit Antrieb durch ECHAM5-Simulation C20, Realisierung 1 (C20\_1). Für REMO-UBA war dies die einzige Gegenwarts-Simulation mit Klimaantrieb. Für CLM-CR wurden separat auch die Unterschiede zwischen den 3 verfügbaren Realisierungen des Kontroll-Zeitraums untersucht (s. Kap. 3). Weiterhin wurden Simulationen herangezogen, die mit ERA40 Reanalysen (CLM-CR) bzw. mit ERA15 Reanalysen plus ECMWF Analysen (REMO-UBA) angetrieben wurden.

## 5.1.1 Jahresgang des Niederschlags

Abbildung 10 zeigt den Verlauf des mittleren Jahresgangs des Niederschlags der beiden RCMs CLM-CR und REMO-UBA sowie des antreibenden Modells ECHAM5 im Vergleich mit der Beobachtungsklimatologie. Die Beobachtungen zeigen einen für die atlantisch geprägten mittleren Breiten der Nordhalbkugel typischen Verlauf mit einem Niederschlagsmaximum im Sommer, trockeneren Übergangsjahreszeiten und einem nur schwach ausgeprägten Anstieg der Niederschläge im Winter. Die Modelle zeigen dagegen einen Jahresgang mit Niederschlagsmaxima sowohl im Sommer wie im Winter. Die Winterniederschläge werden von den Modellen daher deutlich überschätzt. Die deutlichste Überschätzung ist beim globalen Modell ECHAM5 zu verzeichnen. Diese Abweichung reduziert sich zwar, wenn man die Unterschätzung der Niederschläge in den Beobachtungen von ca. 10 % bis 15 % berücksichtigt. Allerdings lassen sich die Abweichungen dadurch allein nicht erklären. Hingegen werden die Niederschlagssummen des Sommers von ECHAM5 deutlich unterschätzt, während die Übereinstimmung bei den RCMs besser ist. Beide RCMs geben in Übereinstimmung mit den Beobachtungen den Juni als Monat mit den höchsten Sommerniederschlägen wieder. Auch die Monatssummen stimmen gut mit den Beobachtungen überein.



Abb. 10: Mittlerer Jahresgang des Niederschlags 1971-2000 (Gebietsmittel über Baden-Württemberg).

Abbildung 11 zeigt den Jahresgang der RCMs bei Antrieb durch ERA-Reanalysen. Zum Vergleich wird auch der Niederschlag aus Kurzfrist-Prognosen auf der Basis der ERA40-Reanalysen dargestellt, da der Niederschlag selbst kein Parameter der Reanalysen ist. Die Schwankungsbreite der Niederschläge im Jahresverlauf wird in den ERA-Daten deutlich unterschätzt. Dies ergibt in den Reanalysen für Baden-Württemberg zu trockene Sommer- und Herbstmonate im Vergleich zu den Beobachtungen. Im Winter stimmen die Beobachtungen und die Niederschlagssummen der ERA-basierten Daten gut überein. Ähnliches lässt sich auch für die RCM-Simulationen mit Reanalyse-Antrieb sagen. Der Jahresgang wird im Mittel besser wiedergegeben als beim Klimaantrieb durch das globale Modell ECHAM5, allerdings werden die Sommerniederschläge in den CLM-CR-Simulationen deutlich unterschätzt. Insgesamt ist aber auch hier eine Verbesserung gegenüber den Antriebsdaten festzustellen.



Abb. 11: Mittlerer Jahresgang des Niederschlags 1971-2000 (Gebietsmittel über Baden-Württemberg).

#### 5.1.2 Abhängigkeit der RCM-Ergebnisse von den Antriebsdaten

Eine wichtige Fragestellung zur Bewertung regionaler Klimastudien ist die Bestimmung des Mehrwerts, d. h. inwieweit können die RCMs das regionale Klima durch höhere räumliche Auflösung und eine detailliertere Beschreibung von Prozessen besser wiedergeben, beziehungsweise wann dominiert der Einfluss des antreibenden Modells. Diese Informationen sind auch für die Weiterentwicklung der Modelle von Bedeutung.

In Abbildung 12 wird die zeitliche Korrelation der Regional-Modelle mit den globalen Antrieb dargestellt. Es ist zu erkennen, dass im Winter die Korrelation zwischen den RCMs und ECHAM5 sehr hoch ist. Der Grund hierfür liegt darin, dass zu dieser Jahreszeit der Niederschlag durch großräumige synoptische Vorgänge bestimmt wird, also durch die Entwicklung von Tiefdruckgebieten und der zugehörigen frontalen Niederschläge. Dies hat zur Folge, dass die Niederschlagsentwicklung im Wesentlichen vom großskaligen Modell bestimmt wird. Abweichungen der globalen Antriebsdaten wirken sich unmittelbar aus. Für eine Verbesserung der Ergebnisse müsste man bei den GCMs ansetzen. Eine realistischere Beschreibung der Niederschläge kann daher nur die regionale Verteilung der Niederschläge sowie die bessere Unterscheidung in Regen oder Schnee betreffen.

Im Sommer sieht die Situation dagegen anders aus: Die Korrelation der RCMs zu den Antriebsdaten ist gering. Kleinräumige Strukturen, die das großskalige Modell gar nicht "sieht", spielen eine wichtige Rolle. Die Niederschläge werden zu einem hohen Anteil durch konvektive Prozesse verursacht. Die Stärken der RCMs – wie die bessere Wiedergabe geographischer Strukturen und die genauere Beschreibung konvektiver Wolken – kommen daher vor allem im Sommer zum Tragen.



**Abb. 11:** Spearman-Rang-Korrelationskoeffizient der monatlichen Niederschlagsklimatologie für den Zeitraum 1971-2000 zwischen CLM-CR und ECHAM5 (links) und REMO-UBA und ECHAM5 (rechts) (nach Feldmann, 2008, verändert).

## 5.1.3 Die regionale Verteilung der Niederschläge

Der Vergleich der simulierten regionalen Niederschlags-Verteilung mit den Beobachtungsdaten in der Auflösung der jeweiligen Modelle (Abb. 13) zeigt, dass die RCMs in der Lage sind, die wesentlichen Strukturen gut wiederzugeben. Sieht man von einer Überschätzung der Jahresniederschläge in den Simulationen mit Klimamodell-Antrieb ab, sind die Verteilungen bei Verwendung ECHAM5 bzw. ERA als Antrieb sehr ähnlich. Dies zeigt, dass die Wiedergabe dieser räumlichen Strukturen mehr vom Regional-Modell und seiner Auflösung als vom Antrieb abhängt.

Die Abweichung zu den Beobachtungen (Abb. 14) ist regional unterschiedlich verteilt. REMO-UBA und CLM-CR haben die Tendenz, die Niederschläge in der Hauptanströmrichtung von topographischen Erhebungen zu überschätzen. Dieser Effekt ist bei REMO stärker ausgeprägt als bei CLM-CR. Bei REMO-UBA kommt noch eine deutliche Unterschätzung der Niederschläge auf der Lee-Seite der Berge hinzu. Auch in diesem Punkt konnte eine Zuordnung der Ursachen erzielt werden. Die Verdriftung von Niederschlagswasser auf dem Weg zum Boden wird bei REMO-UBA und der für die Konsortialläufe verwendeten älteren Version des CLM-CR nicht berücksichtigt. Dies führt zu einer Verschiebung der Niederschläge gegen die Anströmrichtung. Ab der Version 4 von CCLM wird die Advektion des Niederschlagswassers mit berücksichtigt. Dies führt zu einer deutlich realistischeren räumlichen Verteilung in den vom IMK-TRO durchgeführten Simulationen (Abb. 15).

Der Übergang von CLM-Version 3, mit denen die Konsortialläufe durchgeführt wurden, zu Version 4 im Jahr 2008, bei der Wettervorhersagemodell und Klima-Version zum COSMO-Modell wieder zusammengeführt wurden, brachte wesentliche Verbesserungen mit sich. Auf der anderen Seite ergaben sich bei Klima-Simulationen größere Abweichungen zur alten Version und zu den Beobachtungen (sogenanntes "Cold-Bias-Problem"; siehe Bericht PArK bzw. Jaeger et al., 2008; Suklitsch et al. 2008) aufgrund numerischer Probleme.

Davon betroffen waren auch die ersten CCLM-Simulationen für das Forschungsprogramm Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg. Im Zuge der intensiven Untersuchung des Modells konnten mittlerweile deutliche Verbesserungen erzielt werden (vgl. Tab. 4). Die Abweichungen betreffen vor allem die Gesamtmengen des Niederschlags und weniger die räumliche und zeitliche Verteilung. Um die Simulationen besser vergleichen zu können wurde daher eine einfache Form der Bias-Korrektur eingeführt, bei der die Niederschlagsverteilung der Modelle um die Abweichung der Gebietsmittel korrigiert wurde (s. Abb. 10). Diese korrigierten Daten wurden auch in einer Validierungsstudie der Firma HYDRON (2009) für das LUBW verwendet. Im Rahmen des CEDIM-Projekts "Hochwassergefahr durch Klimawandel" wird beim IMK derzeit ein einer erweiterten Methode der Bias-Korrektur (Piani et al., 2010) gearbeitet.



**Abb. 13:** Mittlerer Jahresniederschlag im Zeitraum 1971-2000 bzw. 1979-2000 für ERA-angetriebene Simulationen (nach Feldmann, 2008).



**Abb. 14:** Relative Abweichungen des Niederschlags im Sommer und Winter der REMO-UBA- und CLM-CR-Simulationen gegenüber der Beobachtungsklimatologie im Zeitraum 1971-2000.

Abbildung 15 zeigt die Übereinstimmung der regionalen Verteilungen der 3 Modelle bzw. Modell-Versionen bei Verwendung der einfachen Bias-Korrektur mit der aus Beobachtungen abgeleiteten Verteilung. Deutlich sind die Effekte der fehlenden Niederschlagsadvektion besonders bei REMO zu erkennen. Dies führt zu einer drastischen Überschätzung der Luv/Lee-Unterschiedes im Niederschlag am Schwarzwald und anderen bergigen Regionen. Bei den Konsortialläufen ist dieser Effekt, wenn auch in geringerem Maße auch zu erkennen. Bei den CCLM-Simulationen des IMK wird aufgrund der Verbesserten Beschreibung und der höheren Auflösung die regionale Struktur deutlich besser wiedergegeben. Dies lässt sich mit zahlreichen statistischen Tests belegen (Tab. 4).



**Abb. 15:** Relative Abweichungen des Jahresniederschlags der REMO-UBA-, CLM-CR- und CCLM-IMK-Simulationen mit normalisierten Modelldaten (Bias-Korrektur) gegenüber der Beobachtungsklimatologie im Zeitraum 1971-2000.

Der RMSE gibt den mittleren quadratischen Fehler der Werte an den Gitterpunkten an. Je kleiner der Wert, desto geringer die Abweichung. Bei rSp und handelt es sich um Rang-Korrelations-Koeffizienten nach Spearman ( $r_{sp}$ ) bzw. Kendall ( $\tau$ ). Bei beiden bedeutet 1 eine optimale und 0 keinerlei Übereinstimmung.

Die Korrelation ist bei REMO am geringsten und RMSE hoch. Dies gibt den großen Fehler in der vom Modell produzierten räumlichen Verteilung der Niederschläge wieder. Die Abweichungen sind etwas geringer bei CLM-CR. Die beste Übereinstimmung erhält man mit dem CCLM 4.x wobei besonders beim RMSE noch einmal eine Verbesserung der neueren Modell-Version (4.6) gegenüber der älteren (4.2) auftritt. Wegen des hohen Aufwandes für Rechnungen und Auswertungen konnten letztere in diesem Projekt nicht berücksichtigt werden.
Modell	RMSE [mm]	Spearman rsp	Kendall's T
REMO-UBA	300	0,52	0,37
CLM-CR	188	0,72	0,53
CCLM-IMK V4.2	162	0,87	0,69
CCLM-IMK V4.6	120	0,88	0,71

**Tab. 4:** Statistische Übereinstimmung der regionalen Verteilung des Jahresniederschlags der Modelle gegenüber der Beobachtungsklimatologie

#### 5.1.4 Die Häufigkeitsverteilung der Niederschläge

Die Häufigkeitsverteilung der Niederschlags-Intensität ist ein weiterer wichtiger Aspekt bei der Charakterisierung der Modell-Ergebnisse. In Abbildung 16 wird der Beitrag der verschiedenen Intensitätsklassen der täglichen Niederschlagsmengen zu den jeweiligen Jahressummen der 3 Modelle mit den Beobachtungen verglichen. Es handelt sich also um eine normalisierte Darstellung bei der Abweichungen in den Gesamt-Mengen keine Rolle spielen.



Abb. 16: Anteil von Intensitätsklassen des 24-stündigen Niederschlags der Jahresniederschläge.

Alle Modelle geben die Verteilung weitgehend gut wieder. Allerdings tritt in allen Simulationen eine Unterschätzung des Beitrags niedriger und mittlerer Intensitäten auf. Bei den hohen Intensitäten kommt es dagegen zu einer Überschätzung. Diese ist besonders bei REMO-UBA stark ausgeprägt. Feldmann et al. (2008) zeigen, dass dies nicht allein ein Effekt der unterschiedlichen Auflösung ist, sondern vor allem auf Unterschieden zwischen den Modellen beruht.

#### 5.2 Starkniederschläge

Die Arbeit von Früh et al. (2010) enthält neben der Beschreibung und Optimierung eines Verfahrens zu Beschreibung von Starkniederschlägen auch ein Kapitel, welches sich mit der Validierung der Starkniederschläge insbesondere des 10-jährlichen Wiederkehrwertes RV<sub>10</sub> aus den REMO-UBA- und CLM-CR-Simulationen.

Viele der beschriebenen Aspekte sind vergleichbar mit den beim mittleren Niederschlag gefundenen Ergebnissen. In den Abbildungen 17 und 18 werden die RV<sub>10</sub>-Werte für die REMO-UBA bzw. CLM-CR-Simulationen mit den Wiederkehrwerten der Beobachtungs-Klimatologie auf den entsprechenden Gittern verglichen. Die hauptsächlich durch die Topographie verursachten Variationen werden von den Modellen prinzipiell wiedergegeben. Allerdings zeigt sich im Mittel eine Tendenz zur Überschätzung der 10-jährlichen Wiederkehrwerte. Die Abweichungen sind im Sommer geringer als im Winter (Abb. 19). Bei beiden Modellen ist eine Verschiebung der Maxima über dem Schwarzwald nach Westen zu erkennen, der wiederum auf der fehlenden Berücksichtigung des Transports von Niederschlagswasser beruht.



**Abb. 17:** Regionale Verteilung des 10-jährlichen Wiederkehrwertes (RV<sub>10</sub>) des Niederschlags in Baden-Württemberg im Zeitraum 1971-2000 (links: Beobachtungen, rechts: REMO-UBA).



**Abb. 18:** Regionale Verteilung des 10-jährlichen Wiederkehrwertes (RV<sub>10</sub>) des Niederschlags in Baden-Württemberg im Zeitraum 1971-2000 (links: Beobachtungen, rechts: CLM-CR).



**Abb. 19:** Relative Abweichung des 10-jährlichen Wiederkehrwerts (RV<sub>10</sub>) des Niederschlags der regionalen Klimamodelle REMO-UBA und CLM-CR von der Beobachtungsklimatologie.

Die relative Abweichung der RV<sub>10</sub>-Werte in Baden-Württemberg und in den KLIWA-Regionen Hoch- und Oberrhein, Neckar sowie Donau und Bodensee ist in Abbildung 20 dargestellt. In fast allen Regionen und zu fast allen Jahreszeiten sind die Abweichungen bei CLM-CR geringer als bei den REMO-UBA Rechnungen. Ursache der hohen Abweichungen im Rheintal ist wieder die nach Westen verschobene Darstellung des Anstiegs der Wiederkehrwerte zum Schwarzwald hin.

Dies wird in Abbildung 21 mit West-Ost-Schnitten, südlich von Stuttgart, vom Rheintal, über den Schwarzwald, Neckartal und die Schwäbische Alb noch einmal genauer dargestellt. Besonders bei REMO tritt ein zu großer Unterschied zwischen West- und Ost-Seite des Schwarzwalds auf.



**Abb. 20:** Relative Abweichung von RV<sub>10</sub> Beobachtung/RCM in verschiedenen KLIWA-Regionen – links oben: Gesamtgebiet von Baden-Württemberg; rechts oben: Hoch- und Oberrhein; links Mitte; Donau und Bodensee; rechts Mitte Neckar; unten: Lage der KLIWA-Regionen.



**Abb. 21:** Vergleich RV10 Beobachtung/RCM – Schnitt durch Baden-Württemberg bei 48.5°N (südlich von Stuttgart) – Die Geländehöhe in den Modellen ist grau unterlegt.

In Abbildung 22 ist das mittlere Verhalten der Wiederkehrwerte des Niederschlags über eine weite Spanne von Wiederkehrperioden dargestellt. Die linke Grafik zeigt das Verhalten sowohl der Modelldaten von REMO-UBA und CLM-CR aber auch der Beobachtungsdaten. Für Sommer (Juni bis August) und Winter (Dezember bis Februar). In der rechten Grafik sind die relativen Abweichungen der beiden Modelle von den Beobachtungen dargestellt. Sie sind bei CLM-CR für die meisten Wiederkehrperioden geringer als bei REMO-UBA. Im Sommer steigen die Abweichungen mit der Länge der Widerkehrperiode an. Im Winter nehmen sie zumindest in den CLM-CR Daten sogar mit längerer Wiederkehrperiode ab.



Abb. 22: Vergleich der Wiederkehrwerte des Niederschlags zwischen 0,5 und 100 Jahren Beobachtung/RCM – schwarz: Beobachtungen; blau: REMO-UBA; rot: CLM-CR – links: Wiederkehrwerte [mm]; rechts: relative Abweichungen der RCMs.

#### 5.2.1 Vergleich mit den Ergebnissen des KOSTRA-Projektes

Im KOSTRA Projekt wurde zur Bestimmung der RV<sub>10</sub> eine Gumbel Verteilung an die Beobachtungen angepasst. Die eigenen Ergebnisse wurden mit der in Kapitel 3 beschriebenen Methode (Peak-over-Threshold 90 %, Kappa-Verteilung) ermittelt. Die Regionale Verteilung wird in beiden Datensätzen sehr ähnlich wiedergegeben. Die höchsten Jahreswerte im Untersuchungsgebiet treten östlich des Bodenssees an der Alpennordseite auf Dort erreicht KOSTRA-DWD Werte bis zu 160 mm/Tag. In den IMK-CLM Daten finden sich an gleicher Stelle maximal 169 mm/Tag. Ein weiterer Bereich mit extrem hohen Wiederkehrwerten ist der Nord-Schwarzwald (KOSTRA: max. 120-140 mm/h; CCLM-IMK: max. 150 mm/Tag). In niedrigen Lagen Liegen die Werte in beiden Datensätzen zwischen 50 und 70 mm/Tag. Im Bereich der Schwäbische Alb reichen sie bis ca. 100 mm/Tag.

#### 5.3 Zusammenfasung Validierung

Die hier untersuchten hochaufgelösten RCM-Simulationen ermöglichen eine Analyse der regionalen Niederschlagsverteilungen die bis dahin in dieser Qualität auf mittleren Zeitskalen nicht möglich war. Die Arbeiten dokumentieren aber auch den raschen Fortschritt bei der Entwicklung von RCM-Simulationen während der Laufzeit des Projekts. Diese umfassende Validierung der simulierten Niederschläge erlaubt nun eine wesentlich genauere Bewertung der Ergebnisse. Viele Ursachen für Abweichungen wurden identifiziert und wenn möglich korrigiert (Advektion des Niederschlagswassers, Bias-Korrektur).

Die Abweichungen der verschiedenen Modelle von den Beobachtungen zeigen einen systematischen Jahresgang. Die hohen Abweichungen im Winter konnten zwei Haupt-Faktoren zugeordnet werden: Die Beobachtungen sind im Winter systematisch zu niedrig. Abschätzungen dieses Effekts liefern Werte die im Mittel über das Untersuchungsgebiet bei 10 % bis 15 % liegen dürften. Der wesentliche Faktor liegt aber darin begründet, dass die Ergebnisse im Winter sehr stark vom antreibenden GCM abhängen, da großräumige synoptische Systeme die Niederschläge im Wesentlichen verursachen. Die frontalen Niederschläge im Winter werden aber vom hier hauptsächlich verwendeten Modell ECHAM5 überschätzt. Eine Verbesserung der Ergebnisse müsste also bei den GCMs ansetzen. Im Sommer zeigt sich der Mehrwert der regionalen Modelle deutlich, der durch eine höhere räumliche und zeitliche Auflösung sowie eine detailliertere Beschreibung der Prozesse bewirkt wird. Die gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen resultiert aus diesen Stärken der RCMs und nicht so sehr aus den Antriebsdaten.

Bei Nutzung der Simulations-Daten für nachgelagerte Impakt-Studien sollte eine Bias-Korrektur der Niederschläge durchgeführt werden, um die hier beschriebenen systematischen Abweichungen zu beseitigen. An einem geeigneten Verfahren wird zurzeit in einem anderen Projekt im IMK gearbeitet. Für die Bestimmung der Effekte des Klimawandels ist diese Korrektur allerdings von geringerer Bedeutung, da es dabei vor allem auf die Änderungen ankommt.

Die CCLM-IMK Simulationen mit 7 km Auflösung sind besser geeignet die Fragestellungen des Projekts zu beantworten als die älteren REMO-UBA- und CLM-CR-Simulationen. Besonders die Lage der regionalen Verteilungen wird deutlich genauer wieder gegeben.

Als Folgerung aus den Ergebnissen der Validierung wurde bei der Bestimmung der Klima-Änderungssignale vor allem auf die verschiedenen CLM-Simulationen und wegen der größeren systematischen Abweichungen weniger auf die REMO-UBA Simulationen zurückgegriffen.

#### 6 Entwicklung des Niederschlags in den kommenden Jahrzehnten

Die Veränderungen des Niederschlags in der näheren Zukunft wurden im Projekt ReSiPrec in Form des relativen und absoluten Änderungssignals zwischen zwei Zeiträumen, von denen einer die jüngste Vergangenheit (1971-2000) abdeckt und der andere in der Zukunft (2011-2040) liegt, untersucht. Die Verwendung solch langer, klimatologischer Zeitspannen soll es ermöglichen, die

Niederschläge innerhalb dieses Zeitraums statistisch hinreichend beschreiben zu können. Dies ist besonders für die Untersuchung von Extremwerten nötig (vergleiche Kapitel 2.3 und 2.4). Die Perioden von jeweils 30 Jahren stellen somit einen Kompromiss dar: Einerseits besteht der Bedarf an langen Zeitreihen für die Untersuchung, andererseits sollen aber mögliche Schwankungen innerhalb der Zeiträume nur von untergeordneter Bedeutung sein. Will man die längerfristigen Trends ermitteln, muss man sie von den kurzfristigen Schwankungen, die sich auf Zeitskalen bis zu einigen Jahrzehnten abspielen, trennen. Dazu dienen zum einen die langen Untersuchungszeiträume und zum anderen die Verwendung von Ensembles von Simulationen.

Bei den Temperaturen ist zu erwarten, dass der Erwärmungstrend die natürliche Variabilität – aufgrund des Sonnenflecken-Zyklus, von Vulkanausbrüchen oder Schwankungen der ozeanischen Strömungen – im Verlauf des 21. Jahrhunderts übersteigt (s. Abb. 28). Dagegen sind die natürlichen Schwankungen der Niederschläge auf der dekadischen Skala regional deutlich ausgeprägter. Das Ausmaß der Änderungssignale ist daher stark von der Wahl des Projektions- und der Referenzzeitraums abhängig (s. Abb. 29). Dies gilt für globale ebenso wie für regionale Klimaszenarien. Bei regionalen Klimaszenarien, welche durch statistisches oder dynamisches Downscaling globaler Szenarien erzeugt werden, tragen noch folgende Punkte zu den prinzipiellen Grenzen bei:

- 1. Die Abhängigkeit von globalen Antrieb:
- Kleine systematische Abweichungen in der Lage großräumiger Wettersysteme, die bei der groben Auflösung der GCMs nicht vermieden werden können, können sich stark auf die regionalen Prognosen auswirken (Schlüter & Schädler, 2010).
- Der Einfluss klimarelevanter topgraphischer Strukturen auf die Atmosphäre und damit auf das regionale Klima wird von den globalen Modellen oft unzureichend erfasst. Dazu gehören in Europa beispielsweise die Alpen und die umgebenden Meeresgebiete wie Nord- und Ostsee sowie das Mittelmeer. Dadurch entstehen systematische Abweichungen zu den tatsächlichen klimatologischen Strömungsmustern.
- 2. Die Unsicherheiten der regionalen Modelle:
- Hier ist vor allem die Beschreibung verschiedener Prozesse, wie die Konvektion und die Niederschlagsbildung oder die Kopplung zwischen dem Boden und der Atmosphäre, zu nennen.

Das Projekt ReSiPrec hat zusammen mit den Projekten PArK und RESTER daran gearbeitet diese Unsicherheiten besser zu charakterisieren und zu quantifizieren. Es wurden Methoden untersucht, wie der Einfluss der genannten Faktoren auf die Modellierung reduziert werden kann, um regionale Klimamodelle zu verbessern und ihre Anwendung zu optimieren. Dabei wurde herausgearbeitet, welche regionalen Klimasignale beim Niederschlag robust erscheinen, um die Unsicherheit der Aussagen besser abschätzen zu können.

Ziel von ReSiPrec war es, Aussagen zu treffen ob und wenn ja in welchem Maße sich die Starkniederschläge in den nächsten Jahrzehnten verändern werden. Extremereignisse werden von den Enden der Häufigkeitsverteilung (PDF, probability density function) wiedergegeben. Die Häufigkeit der Überschreitung bestimmter Schwellwerte kann durch Änderung verschiedener Parameter der PDF hervorgerufen werden. Schematisch ist dies für die Temperatur in Abbildung 23 dargestellt. Eine Änderung der Anzahl von Schwellwertüberschreitungen in einem Zeitraum kann demnach (a) über eine Erhöhung der Mittelwerte und (b) über eine Verbreiterung der Verteilung oder (c) durch Kombination beider Effekte erreicht werden (vgl. Kap. 2.3). Es wurde daher sowohl die Änderung des mittleren Niederschlags (Kap. 2.6.2) als auch die Änderung der zeitlichen Variabilität (Kap. 2.6.3) untersucht.



**Abb. 23:** Einfluss einer veränderten Häufigkeitsverteilung auf den Anteil von Temperatur-Extremwerten (nach IPCC 2001, verändert).

#### 6.1 Projektionen globaler Modelle

Mit globalen Modellen lassen sich weitgehend nur Aussagen für großräumige Gebiete im kontinentalen Maßstab treffen. Belastbare Abschätzungen der regionalen Entwicklung von Starkniederschlägen sind dagegen in der Regel nicht möglich, wenn man unter "regional" wie im allgemeinen Sprachgebrauch Gebiete der Größe Süddeutschlands oder Baden-Württembergs versteht. In Kapitel 11 ("Regional Climate Projections") des vierten IPCC Sachstandsberichts von 2007 ist im Abschnitt über Europa eine Projektion der Niederschlags-Entwicklung bis 2100 auf der Basis eines GCM-Ensembles (Christensen et al., 2007) enthalten. Unter Regionen werden dort Gebiete wie Nord- oder Südeuropa verstanden. In den Abbildungen 24 bis 26 sind die Ergebnisse dieses Ensembles dargestellt.



Abb 24: Entwicklung des über 20 Jahre gemittelten Jahresniederschlags in Europa. Differenz zwischen 2080-2099 und 1980-1999 auf der Basis eines Ensembles von 21 GCMs und dem Szenario A1B. Dargestellt ist die Anzahl der Modelle, die einen Anstieg des Niederschlags zeigen. Grüne Farben bedeuten, dass die Modelle überwiegend einen Anstieg zeigen, braune Farben, dass sie überwiegend keine Zunahme zeigen. Der Übergangsbereich ist weiß markiert; hier zeigt die Gesamtheit der Modelle keinen klaren Trend an. Der rote Rahmen zeigt das Untersuchungsgebiet von ReSiPrec an, im blauen Rahmen liegt Baden-Württemberg (nach IPCC 2007, verändert).



Abb. 25: Wie Abbildung 24 jedoch für die Sommermonate Juni bis August (nach IPCC 2007, verändert).



Abb. 26: Wie Abbildung 24 jedoch für die Wintermonate Dezember bis Februar (nach IPCC 2007, verändert).

Den Abbildungen 24 bis 26 ist zu entnehmen, dass sich der Untersuchungsraum deutlich im Übergangsbereich der Ensemble-Simulation zwischen Nord- und Südeuropa befindet. Für die einzelnen Jahreszeiten zeichnen sich aber gewisse Tendenzen ab. So deutet sich für Baden-Württemberg im Sommer eher eine dem Mittelmeerraum entsprechende Tendenz an, während die Region im Winter eher der Entwicklung in Skandinavien folgt.

Für den in diesem Projekt betrachteten Zeitraum der kommenden Jahrzehnte (Zeitraum 2011-2040) ist bei globalen Szenarios mit noch schwächeren Änderungen zu rechnen. Abbildung 27 zeigt am Beispiel einer Klimaprojektion mit ECHAM5 (Szenario A1B, Realisierung 1), dass der erwartete Anstieg der Temperatur für den Bereich Baden-Württemberg zwischen dem Projektions- und dem Referenz-Zeitraum weniger als 1°C beträgt, was noch im Bereich der natürlichen Variabilität liegt.



**Abb. 27:** Entwicklung der Jahresmitteltemperatur in Baden-Württemberg im 20. und 21. Jahrhundert auf der Basis der ECHAM5-Simulation. Der orange unterlegte Bereich gibt die vom Modell berechnete Temperaturerhöhung in diesem Zeitraum an. Die Schwankungen der Zeitreihe spiegeln die Entwicklung im Modell aber in der Regel nicht die beobachteten Jahresmitteltemperaturen wider.

Die Abbildung 28 zeigt, dass der simulierte Temperaturanstieg nicht gleichförmig, sondern teilweise in Schüben verläuft. Für die Mitte des 20. Jahrhunderts wurde sogar eine leichte Abnahme des 30-jährigen Mittels der Temperatur ermittelt. Obwohl die ECHAM5-Rechnungen klimatologische Experimente darstellen und daher nicht das reale Wetter des Zeitraumes darstellen, ergibt sich ein vergleichbares Verhalten auch aus den Beobachtungen (IPCC, 2001). Gegen Ende des 20. Jahrhunderts kommt es zu einer Erhöhung, welche sich im 21. Jahrhundert fortsetzt und zu einer Gesamt-Temperaturänderung von etwa 4,5°C zwischen 1900 und 2100 führt.



**Abb. 28:** Entwicklung der Jahresniederschlags in Baden-Württemberg im 20. und 21. Jahrhundert auf der Basis der ECHAM5-Simulation. Die Schwankungen der Zeitreihe spiegeln die Entwicklung im Modell aber in der Regel nicht die beobachteten Jahresniederschläge wider.

Bei den Jahressummen des Niederschlags in Baden-Württemberg (Abb. 29) sind dagegen keine Trends von derartiger Signifikanz auszumachen. Erst gegen Ende des 21. Jahrhunderts scheint sich eine Abnahme der Niederschlagsmengen durchzusetzen. Während des gesamten Zeitraumes gibt es aber immer wieder feuchtere oder trockenere Episoden. Die Phasen der langfristigen Variationen unterscheiden sich deutlich zwischen verschiedenen Realisierungen desselben Klimamodells, die sich nur im Anfangszustand des Modells (Start der ECHAM5-Simulationen im virtuellen Jahr 1860), aber nicht im zeitlichen Verlauf der Treibhausgas-Konzentrationen unterscheiden. Diese Variationen entstammen aus der Überlagerung aller Schwankungen im System Ozean-Atmosphäre. Sie repräsentieren die natürliche (aleatorische) Variabilität des Niederschlags und sind daher systemimmanent und keine Modellfehler. Abbildung 29 stellt dies am Beispiel der mit ECHAM5 angetriebenen CLM-Konsortialläufe dar.

Man erkennt, dass sich die einzelnen Realisierungen und Szenarien für einen gegebenen Zeitraum in unterschiedlichen Zuständen befinden können, die auch bei Mittelung über klimatologische Zeiträume von 30 Jahren nicht verschwinden. Diese natürliche Variabilität übersteigt den Einfluss des Klimasignals in der Untersuchungsregion. Die Wahl des Emissionsszenarios (hier: A1B oder B1) spielt mindestens bis Mitte des 21. Jahrhunderts für den Niederschlag eine untergeordnete Rolle. Die Zukunftsszenarien für den Zeitraum 2011-2040 können daher als unabhängige Realisierungen des Klimasignals betrachtet werden. Dieses Beispiel verdeutlicht die Bedeutung von Ensembles bei der Untersuchung von Klimaänderungen, da bei einzelnen Simulationen keine Aussage über den Einfluss der natürlichen Variabilität gemacht werden kann. Erst auf der Basis größerer Ensembles scheinen regionale Aussagen für die nähere Zukunft in der gewählten Untersuchungsregion möglich.



**Abb. 29:** Zeitreihen der Gebietsmittel für die Mitteleuropa-Region CE des Niederschlags 1970-2040 in den CLM-CR Simulationen. Die Zeitreihen stellen die gleitenden 20-Jahres Mittelwerte des Niederschlags dar, die waagerechten Balken die klimatologischen Mittel des Kontroll- (1971-2000) und des Projektionszeitraums (2011-2040).

#### 6.2 Anderungssignale beim mittleren Niederschlag

Wie in Kapitel 6.1 dargelegt, lassen die verfügbaren globalen Klimaprojektionen für Europa eine unterschiedliche Entwicklung des Niederschlags-Klimas erwarten mit trockeneren Sommern im Mittelmeerraum und feuchteren Wintern in Nordeuropa. Da das im Rahmen von Herausforderung Klimawandel Baden-Württemberg untersuchte Gebiet im Übergangsbereich der beiden Bereiche liegt, sind Aussagen zur zukünftigen Entwicklung, die nur aus globalen Projektionen abgeleitet sind, mit großen Unsicherheiten behaftet und können sensitiv auf relativ geringe Verschiebungen der Lage der beiden Bereiche reagieren. Dieses Problem lässt sich mit regionalen Modellen, die auf den Antrieb durch die groben Globalmodelle angewiesen sind, zwar nicht vermeiden, aber durch die höhere Auflösung und die Verwendung von Ensembles reduzieren. Wie die Validierung der Ergebnisse zeigt, sind die hoch aufgelösten Regionalmodelle in der Lage, die mesoskaligen Strömungen in der Atmosphäre im Bereich der Alpen und der Mittelgebirge sowie kleinskalige Prozesse wie Konvektion deutlich realistischer wiederzugeben. Über klimatologische Zeiträume werden die Strukturen der Niederschlagsverteilung gut wiedergegeben. Die regionalen Strukturen wichen trotz einem Bias in den absoluten Mengen und einer Verschiebung der Niederschlagsverteilung auf die Luv-Seite der Gebirge im Modell REMO-UBA und der älteren CLM-Version, nicht wesentlich von einander ab und waren auch nicht sehr sensitiv auf die Wahl des Antriebs (ERA40, ECHAM5-Realisierungen, Hadley-Modell). Dies zeigt, dass auch für die zukünftigen Änderungen in den nächsten Jahrzehnten belastbarere Aussagen zur regionalen Entwicklung der Niederschläge gemacht werden können.

Die verwendeten Simulationen stellen derzeit die am höchsten aufgelösten Klimasimulationen für den Süden Deutschlands dar und ermöglichen es, erstmals auch einen gewissen Einblick in mögliche Variationen der Niederschlagsänderungen auf der Skala einzelner Regionen, geographische Einheiten wie etwa der Flusstäler von Rhein, Donau und Neckar, aber auch dem Schwarzwald, der Schwäbischen Alb oder dem Kraichgau, zu bekommen. Dabei muss aber immer berücksichtigt werden, dass sich diese Variationen grundsätzlich aus verschiedenen Faktoren zusammensetzen. Bei den großskaligen Faktoren ist man weiterhin auf realistische Beschreibung durch die Globalmodelle angewiesen. Je feiner die Skala der Untersuchungen wird, desto gravierender wirken sich auch geringe Abweichungen in der mittleren Lage der synoptischen Systeme aus. Auf der anderen Seite stehen die regionalen Faktoren wie die Topographie und die Eigenschaften der Oberfläche wie Landnutzung, Vegetation und Bodentypen. Den Einfluss dieser Faktoren können die hoch aufgelösten Regionalmodelle besser erfassen. Die Abgrenzung der verschiedenen Einzel-Skalen ist eine schwierige Aufgabe. Die Verwendung von Simulations-Ensembles ist dafür notwendig.

Die für die nähere Zukunft bis Mitte des 21. Jahrhunderts erwarteten klimabedingten Änderungen sind noch relativ gering und werden von der natürlichen Variabilität überlagert. Im weiteren Verlauf des 21. Jahrhunderts dürften sich bestimmte Entwicklungen verstärken oder verändern. Abbildung 30 zeigt die Änderung des klimatologischen Niederschlags in Baden-Württemberg für die einzelnen Jahreszeiten auf der Basis des Ensembles der CLM Konsortialrechnungen für die 30-jährigen Zeitabschnitte 1971-2000, 2011-2040, 2041-2070 und 2071-2100. Die Spannbreite der Ergebnisse zwischen den Ensemble-Mitgliedern ist ebenfalls angegeben.



**Abb. 30:** Entwicklung des klimatologischen jahreszeitlichen Niederschlags zwischen 1971 und 2100. Mittelwerte und Spannbreiten des CLM-CR-Ensenbles.

Die Entwicklung in den einzelnen Jahreszeiten verläuft deutlich unterschiedlich. Die Sommer-Monate werden mit der Zeit immer trockener. Dieser Trend dürfte in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhundert stärker sein als in der ersten Hälfte. Bei den Winterniederschlägen ist dagegen mit einem Anstieg zu rechnen der aber bereits in den nächsten Jahrzehnten wirksam wird. Im Frühling und Herbst sind die Trends weniger klar. Eine Tendenz zu einem leichten Anstieg der Niederschläge und einer eventuellen leichten Abnahme gegen Ende des 21. Jahrhunderts deutet sich an. Insgesamt lässt sich daraus schließen, dass Baden- Württemberg bezüglich des Niederschlags in der nahen Zukunft sowohl von der nordeuropäischen Entwicklung – vor allem im Winter – betroffen ist, aber auch zunächst, in geringeren Maße, im Sommer auch von der mediterranen Klimaentwicklung. Gegen Ende des 21. Jahrhunderts dürfte sich die "mediterrane Zone" weiter nach Norden ausweiten und auch Baden-Württemberg stärker betreffen.

Die geographische Verteilung der Änderungen in der Periode 2011-2040 im Vergleich zur Periode 1971-2000 (Abb. 31) ist in den Jahreszeiten ebenfalls unterschiedlich. Während für die Wintermonate Dezember bis Februar flächendeckend ein Anstieg der Niederschläge zu erwarten ist, werden im Herbst (September bis November) eher die westlich gelegenen Landesteile von zumindest leicht erhöhten Niederschlagsraten betroffen sein. Im Frühjahr (März bis Mai) werden keine bemerkbaren Veränderungen der Niederschlagsverhältnisse vorausgesagt. In den Sommermonaten ist mit einer Abnahme der Niederschläge um maximal 5 % in einigen Regionen des Landes zu rechnen.

Eine Überprüfung der Resultate von Zukunfts-Projektionen anhand von Messungen ist natürlich nicht möglich. Die Stabilität der gewonnenen Aussagen gegenüber einer Variation der Bedingungen innerhalb ihres Unsicherheitsbereichs lässt sich mit Ensembles überprüfen (Räisanen, 2007). Stimmen die Modelle trotz der Variation im Wesentlichen überein erhöht dieses das Vertrauen in die Verlässlichkeit der Ergebnisse. Dieses Konzept der Ensemblekonsistenz wurde auch auf die räumliche Verteilung der Niederschläge angewendet. Dazu wurde die Anzahl der Simulationen ermittelt bei denen das Änderungssignal an einem Gitterpunkt einen Schwellwert überschreitet. Als Schwellwert wurde eine Änderung von 10 % festgelegt, um keinen Beitrag von schwachen Änderungen zu bekommen. Für jeden Gitterpunkt wurde die Differenz der Anzahl der Simulationen mit einem Anstieg des Wiederkehrwerts oberhalb des Schwellwerts und der Anzahl der Simulationen mit einer Abnahme des Niederschlags größer als der Schwellwert gebildet. Bereiche, bei denen die überwiegende Anzahl der Simulationen einen Anstieg um mehr als 10 % zeigen, erscheinen in der Darstellung rot, eine Abnahme der Niederschläge ist blau gekennzeichnet. Weiße Bereiche deuten auf Zonen hin, in denen nur geringe Änderungen erwartet werden oder sich die Simulationen nicht einig sind. Auf diese Weise erhält man eine Abschätzung der Unsicherheit des lokalen Änderungssignals. Bereiche mit hoher Konsistenz des Ensembles deuten auf stabile Aussagen mit statistischer Signifikanz zu den erwarteten Änderungen hin. Die in zur Verfügung stehenden Daten können allerdings den Raum der möglichen Entwicklungen nur zum Teil abdecken. So stammt der Antrieb der meisten Simulationen von ECHAM5 (bis auf je eine Gegenwarts- und eine Zukunfts-Simulation mit dem CCLM-IMK auf der Basis des Hadley-Center-Modells). Die Verwendung weiterer globaler Klimamodelle als Antrieb wäre sinnvoll, um die Spannbreite oder Dispersivität der Klimaentwicklung besser erfassen zu können.



**Abb. 31:** Änderung des saisonalen klimatologischen Niederschlags zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040. Mittelwerte des CCLM-IMK-Ensembles.

Ein Vergleich der Abbildungen 31 und 32 zeigt, dass für die Regionen, in denen eine deutliche Änderung des Ensemble-Mittelwerts auftritt, im Allgemeinen auch die Ensemble-Konsistenz des Signals hoch ist. Besonders hervorzuheben ist, dass auch das relativ kleinräumige Muster des Sommers zu einem Großteil als modell-konsistent angesehen werden kann. An dieser Stelle zeigt sich deutlich, dass mit der Ensemblemethode in Verbindung mit hoher Auflösung ein Zugewinn an Information erreicht werden kann.



**Abb. 32:** Konsistenz des lokalen Änderungssignals (>10 %) des saisonalen klimatologischen Niederschlags des CCLM-IMK-Ensembles zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040.

#### 6.3 Änderung des Schwankungsbereichs zukünftiger Niederschlagsvariabilität im Vergleich zur Gegenwart

Wie anfangs des Kapitels bereits dargelegt wurde, spielt für die Wahrscheinlichkeit der Extreme nicht nur die Änderung der Mittelwerte eine Rolle sondern auch die Änderung der zeitlichen Streuung der Niederschlags-Verteilung. Daher wurde im Projekt ReSiPrec die Streuung der Niederschlagssummen von Jahr zu Jahr zusätzlich untersucht.

In Abbildung 33 sind die unterschiedlichen Entwicklungen der Jahreszeiten in Mitteleuropa dargestellt: Im Sommer und Herbst steigt die "Jahr-zu-Jahr"-Streuung des Niederschlags in der überwiegenden Zahl der Simulationen an. Dieses Ergebnis gilt nicht nur für die hier verwendeten, mit ECHAM5 angetriebenen Simulationen, sondern auch für Simulationen aus dem ENSEMBLES-Projekt, welche teilweise andere globale und regionale Modelle verwenden. Dieser Effekt ist daher als relativ robust gegenüber Änderungen von Modell, Auflösung, Szenario oder Realisierung einzuschätzen.



Abb. 33: Änderung der "Jahr-zu-Jahr"-Variablität des Niederschlags zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040.

Eine Spreizung der Streubreite hat ein extremeres Klima zur Folge. Sehr trockene als auch sehr feuchte Sommer auf Kosten von durchschnittlichen Sommern werden wahrscheinlicher. Im Frühjahr und Winter ändert sich die zeitliche Variabilität dagegen nicht wesentlich zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum. Sie liefert daher keinen wichtigen Beitrag zur Änderung von Extremwerten. Eine Erhöhung des Gesamtniederschlags besonders im Winter kann dennoch zu einer Erhöhung der Wiederkehrwerte von Starkniederschlägen führen.

Der sommerliche Anstieg der zeitlichen Streubreite im Untersuchungsgebiet tritt in den Simulationen der verschiedenen Modelle und Modell-Konfigurationen nicht flächendeckend auf. Allerdings überwiegt der Anteil der Regionen, die einen Anstieg der Variabilität im Untersuchungsgebiet zeigen, in der Regel deutlich, wie man in Abbildung 34 am Beispiel des Sommerniederschlags (Juni bis August) für die CLM-CR und die CCLM-IMK Simulationen sehen kann.

Auch andere Studien lassen einen Anstieg der Klimavariabilität vermuten. Schär et al. (2004) zeigen, dass eine erhöhte zeitliche Variabilität der Temperatur-Verteilung die beste Erklärung für das Auftreten der sommerlichen Hitze-Welle 2003 in Europa ist. Auch im PRUDENCE-Projekt wurde auf der Basis regionaler Klima-Simulationen eine erhöhte zeitliche Streubreite der Temperatur gefunden (Vidale et al., 2007; Fischer and Schär, 2008). Für den Niederschlag zeigen Giorgi und Bi (2005) anhand eines Ensembles von 18 gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen einen Anstieg der "Jahr-zu-Jahr"-Variabilität für die meisten kontinentalen Regionen der Welt. Die Ergebnisse des Projektes ReSiPrec lassen sich daher gut mit dem aktuellen Stand des Wissens vereinbaren.



**Abb. 34:** Regionale Verteilung der Änderung der zeitlichen Streubreite - dargestellt als Verhältnis von Standardabweichung zu Mittelwert - des Sommerniederschlags zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040.

# 6.4 Änderungssignale der Starkniederschläge Kontrollzeitraum und Zukunftsszenario

Die Änderung der Starkniederschläge zwischen dem Zukunftsszenario (2011-2040) und der Gegenwart (1971-2000) wird auf der Basis des 10-jährlichen Wiederkehrwerts des Niederschlags diskutiert. Bei der Berechnung der Änderungs-Signale wurde das Ensemble aus den hoch aufgelösten CCLM-IMK Simulationen zusammen mit den CLM-Konsortialläufen gebildet (CCLM-Ensemble), um die Belastbarkeit der Aussagen zu erhöhen. Die Berechnungen wurden also mit den Wiederkehrwerten von 3 Gegenwarts- und 3 Zukunftssimulationen von CCLM-IMK plus 3 x 4 Simulationen von CLM-CR durchgeführt. Um den Luv-Lee-Effekt der Konsortialläufe zu korrigieren wurden die CLM-CR Daten entsprechend ostwärts verschoben.

Abbildung 35 stellt die prozentuale Änderung und die Spanne der Änderungen im Untersuchungsgebiet dar. In allen Jahreszeiten ergibt sich ein Anstieg der Intensität von Starkniederschlägen. Im Frühjahr ist dieser Anstieg am schwächsten ausgeprägt und im Herbst am stärksten. Die Spanne der Änderungen ist im Sommer am Größten.



Abb. 35: Änderung des 10-jährlichen Wiederkehrwerts des Niederschlags in Mitteleuropa zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040 auf der Basis des CCLM-Ensembles.

Wie in den letzten Abschnitten gezeigt wurde, sind die Ursachen des Anstiegs in den verschiedenen Jahreszeiten unterschiedlich:

- Im Winter dominiert der Anstieg des klimatologischen Niederschlags.
- Im Sommer (und Herbst) dagegen überwiegt der Einfluss der erhöhten Variabilität die moderate Abnahme des klimatologischen Niederschlags.

Auch die räumliche Heterogenität der Signale unterscheidet sich zwischen den Jahreszeiten (Abb. 36). Während im Winter klimatologischer und Starkniederschlag weitgehend flächendeckend ansteigen, erkennt man im Sommer eine große räumliche Heterogenität der Änderungssignale. In einigen Regionen zeigt sich ein deutlicher Anstieg (z. B. entlang des Oberrheingrabens). In anderen Regionen nehmen die Starkniederschläge hingegen ab (z. B. im Hegau und in der Baar).

Eine wesentliche Frage für die Bewertung der aus den Modell-Simulationen abgeleiteten Klimasignale ist die Robustheit der Ergebnisse innerhalb der zur Verfügung stehenden Simulationen. Die Bewertung der Robustheit regionaler Klimasignale ist eine offene Diskussion in der Klimaforschung. Die Belastbarkeit der Aussagen ist stark von der Untersuchungsregion und dem zu untersuchenden Klimaparameter abhängig. Die Niederschläge und besonders die Starkniederschläge gehören aufgrund der großen natürlichen Variabilität und dem indirekten Zusammenhang mit den steigenden Treibhausgasemissionen dabei zu den schwierigsten Größen. Auch die Untersuchungsregion stellt dabei, wie in Kapitel 6.1 dargelegt, eine besondere Herausforderung dar.



**Abb. 36:** Änderung des 10-jährigen Wiederkehrwerts des Niederschlags zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040. Mittelwerte des CCLM-IMK-Ensembles.

Im Projekt ReSiPrec wurden hauptsächlich zwei Wege beschritten, um die Stabilität der Änderungssignale abzuschätzen:

- Ist die gefundene räumliche Heterogenität plausibel?
- Wie konsistent sind die Signale über die verschiedenen Simulationen mit verschiedener Auflösung sowie verschiedenen GCMs, Realisierungen und Emissions-Szenarien?

Zu Beantwortung der ersten Frage wurden die für die Zukunft gefundenen Änderungen der sommerlichen Starkniederschläge mit den im KLIWA-Projekt untersuchten, beobachteten Trends des 20. Jahrhunderts verglichen.

Es kann keine exakte Fortsetzung der Trends der Vergangenheit erwartet werden, da sich die Muster im Zuge der Veränderungen der Landschaften aufgrund der menschlichen Aktivitäten aber auch der Klimaänderungen langfristig ändern können. Allerdings sollten die Größenordnungen und Strukturen prinzipiell mit den Beobachtungen der Vergangenheit in Einklang sein. Abbildung 37 zeigt die im Projekt KLIWA ermittelten Änderungen von Starkniederschlägen für das hydrologische Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) in Baden-Württemberg und Bayern zwischen 1931 und 2000 auf der Basis der Jahresmaxima. Auch hier zeigen sich zusammenhängende Regionen mit signifikanten Zu- oder Abnahmen und eine große räumliche Heterogenität.



**Abb. 37:** Zu- und Abnahme der Starkniederschläge in Prozent des Mittelwerts zwischen 1931 und 2000 auf der Basis von 415 Stationen; hydrologisches Sommerhalbjahr, Dauerstufe D = 24h (nach KLIWA 2006, verändert).

Trotz der Unterschiede in den betrachteten Zeiträumen und der verwendeten Methodik (Definition Starkniederschlag, Wiederkehrperiode, Modellergebnisse statt Stationsdaten) stimmen in vielen Gebieten die Richtungen der Änderungen überein. Dies gilt insbesondere für Regionen in denen mehrere Stationen eine signifikante Zunahme zeigen (Schwarzwald, Schwäbische Alb, Allgäu) und andere Bereiche die eine signifikante Abnahme zeigen, wie im nördlichsten Bereich von Baden-Württemberg, obwohl sich dieser Bereich in den Stationsdaten weiter nach Süden erstreckt. Insgesamt erscheinen die für die Zukunft gefundenen Änderungsmuster prinzipiell plausibel, so dass davon ausgegangen werden kann, dass sich in vielen Regionen des Landes die Trends des 20. Jahrhunderts in den nächsten Jahrzehnten in ähnlicher Weise fortsetzen werden.

Abbildung 38 zeigt, dass die Konsistenz des Ensembles in Winter und Herbst recht hoch ist, während im Frühjahr nur wenige signifikante Bereiche zu finden sind. Dies liegt an der geringen Änderung während dieser Jahreszeit begründet. Im Sommer zeigt sich, dass die Gebiete für die eine starke Änderung der Starkniederschläge ermittelt wurde auch eine hohe Ensemble-Konsistenz aufweisen. Dies deutet auf ein räumlich robustes Signal hin, dass durch die regionale Geographie deutlich beeinflusst wird.



**Abb. 38:** Konsistenz des lokalen Änderungssignals (>10 %) des saisonalen klimatologischen Niederschlags des CCLM-IMK-Ensembles zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040.

#### 6.5 Trockenperioden

Am anderen Ende der Häufigkeitsverteilung des Niederschlags steht die Trockenheit. Auch diese sind von großem Interesse, da lange Trockenperioden ebenfalls negative Auswirkungen haben, etwa in der Landwirtschaft, der Flussschifffahrt oder eventuell auch der Trinkwasserversorgung einiger Regionen. Als Teilaspekt im Projekt ReSiPrec wurden daher auch die Wiedergabe und die zukünftigen Änderungen von Trockenperioden untersucht. Untersuchungsgröße ist die Länge von Episoden von Tagen mit Niederschlag kleiner 1 mm/24h.

Für Baden-Württemberg wurde eine Häufigkeitsverteilung dieser Trockenperioden auf der Basis der Beobachtungs-Klimatologie und der CLM-Konsortialläufe (Abb. 39). Die Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung ist gut mit Ausnahme der sehr kurzen Trockenperioden, welche aber für Impakt-Untersuchungen keine Bedeutung haben. Bei extrem seltenen Ereignissen

mit einer Eintrittswahrscheinlichkeiten von weniger als einmal in 30 Jahren ist ein Vergleich nicht mehr möglich.



Abb. 39: Häufigkeitsverteilung der Länge von Trockenperioden (Anzahl der aufeinander folgenden Tage mit weniger als 1 mm/24h) aus Beobachtungen und Simulations-Rechnungen mit CLM-CR für Baden-Württemberg zwischen 1971 und 2000.

#### 6.5.1 Zukünftige Änderungen bei Trockenperioden

Wie bereits in Kapitel 6.3 dargelegt, hat die Erhöhung der zeitlichen Variabilität der Niederschläge einen Einfluss an beiden Enden der Häufigkeitsverteilung. Abbildung 40 zeigt die Änderung des 5. Perzentils des Niederschlags im Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober). In Südwestdeutschland zeigt das CLM-CR Ensemble eine deutliche Abnahme, was auf eine erhöhte Wahrscheinlichkeit von Trockenperioden hinweist. Dabei ändert sich bis 2040 die Anzahl der Regentage insgesamt nur wenig (Abb. 41). Es tritt ein leichter Südost-Nordwest-Gradient in Baden-Württemberg auf. Während in den meisten Gebieten Baden-Württembergs und Bayerns eine leicht Zunahme der trockenen Tage von ca. 1 % bis 4 % erwartet wird, nimmt im Nordwesten des Landes diese Tendenz immer stärker ab. Für das Ende des 21. Jahrhunderts zeigen die Modell-Ergebnisse dagegen flächendeckend einen deutlichen Anstieg der trockenen Sommertage (Abb. 42).



**Abb. 40:** Änderung des 5. Perzentils des Niederschlags im Sommerhalbjahr zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040; CLM-CR-Ensemble.









Die in den Simulationen auftretende höhere Wahrscheinlichkeit besonders trockener Sommer bei gleichzeitig nur geringer Änderung der trockenen Tage für die kommenden Jahrzehnte führt zu Veränderung in der Häufigkeitsverteilung der Länge von Trockenperioden. Während relativ kurze Episoden von 1-5 Tagen (Abb. 43) etwas seltener auftreten, sind mehr lange Trockenperioden (größer 15 Tage) zu erwarten (Abb. 44). Die Konsistenz innerhalb des Ensembles bezüglich dieser Entwicklung ist dabei im Südosten von Baden-Württemberg deutlich erhöht. Auch bei diesen Ergebnissen ist wieder anzumerken, dass sie auf Modellrechnungen mit nur einem Globalmodell als Antrieb basieren. Allerdings lassen auch andere regionale Klimaprojektionen eine Abnahme der sommerlichen Niederschläge in Mitteleuropa erwarten.



Abb. 43: Ensemble-Konsistenz des CLM-CR-Ensembles bezüglich der Änderung der Häufigkeit von kürzeren Trockenperioden über 1-5 Tage im Sommerhalbjahr zwischen den Perioden 1971-2000 und 2011-2040.





#### 7 Zusammenfassung, Bewertung und Ausblick

Im Projekt ReSiPrec wurde eine große Spanne von Fragestellungen im Bezug auf die Niederschlagsentwicklung in Baden-Württemberg untersucht, um zum einen fundierte Aussagen über die in den kommenden Jahrzehnten erwartete Entwicklung von Starkniederschlags-Ereignissen treffen zu können, zum anderen aber auch, um die Verlässlichkeit diesbezüglicher Aussagen besser abschätzen zu können. Ferner sollten Methoden aufgezeigt werden, mit denen die Belastbarkeit der Ergebnisse weiter erhöht werden kann.

Die Forschung zu Fragen der regionalen Klimaentwicklung hat seit Beginn des Projektes deutliche Fortschritte gemacht. So enthielt im 4. IPCC Sachstandsbericht (IPCC, 2007) das Kapitel über regionale Klimaänderungen (Christensen et al., 2007) praktisch noch keine Ergebnisse regionaler Klimamodelle. Im IPCC-Bericht bedeutete "regional" eine kontinentale Sichtweise, die bestenfalls zwischen Nord-Europa und dem Mittelmeerraum unterschied. Vor 2007 waren typische RCM-Simulationen entweder zu grob (Skala 50 km Gitterweite) für regionale Anwendungen im Sinne von "Herausforderung Klimawandel BW" oder es konnten aufgrund des hohen Rechenaufwandes nicht die für klimatologische Aussagen notwendigen Zeiträume simuliert werden. Trotz der Fortschritte besteht weiterhin großer Forschungsbedarf, zum Beispiel bezüglich der weiteren Erhöhung der Auflösung, der Validierung und der Auswertung von Ensembles.

Die CCLM-IMK Simulationen (Kap. 2) gehören derzeit zu den am höchsten aufgelösten regionalen Klima-Experimenten auf der klimatologischen Zeitskala. Zusammen mit den CLM-Konsortialläufen und den REMO-UBA-Simulationen stellen sie ein Ensemble dar, das es ermöglicht, genauer als bisher die regionale Verteilung von Niederschlägen zu untersuchen. Eine notwendige Bedingung für eine angemessene Anwendung der Klima-Modelle ist die umfassende Validierung der einzelnen Modelle, ihrer Konfiguration und ihrer Antriebsdaten (Kap. 5). Eine systematische Bias-Korrektur der regionalen Simulationen wird in absehbarer Zeit verfügbar sein. Dies nützt besonders bei der Nutzung der Klimasimulationen für Impakt-Studien. Die Güte dieser Bias-Korrektur hängt entscheidend von der Verfügbarkeit qualitätsgesicherter Beobachtungsdaten aus einem dichten, über lange Zeit arbeitenden Messnetzes ab.

Die Belastbarkeit der Ergebnisse könnte wesentlich durch Vergrößern des zugrunde liegenden Ensembles erhöht werden. Dabei wäre es besonders wichtig, Simulationen von mehreren globalen Klimamodellen zu verwenden. Weiterhin werden verschiedene Realisierungen für alle antreibenden Modelle gebraucht.

Eine andere viel versprechende Entwicklung geht dahin Klimamodelle, für langfristige Prognosen auf der dekadischen Zeitskala zu nutzen. Während Projektionen nur ein typisches Klimaverhalten nachbilden können, müssen Prognosen auf der Basis einer möglichst genauen Kenntnis des Zustandes zu Beginn des Untersuchungszeitraums durchgeführt werden. Derartige dekadische Klimaprognosen könnten dann Wahrscheinlichkeitsaussagen zum Verhalten des Klimas in den folgenden Jahren liefern. Auf diese Weise könnten wertvolle Hinweise für mittelfristige Planungen in vielen Bereichen gewonnen werden.

#### Kernaussagen zum Klimawandel in Baden-Württemberg:

- Baden-Württemberg liegt im Übergangsbereich zwischen der nordeuropäischen (deutlich feuchtere und wärmere Winter) und der mediterranen (deutlich trockenere Sommer) Klimazone. Im Zuge der weiteren Klima-Erwärmung ist zu erwarten, dass sich gegen Ende des 21. Jahrhunderts die Zone mit trockenen Sommern weiter nach Norden erstreckt und dann auch Baden-Württemberg stärker beeinflusst. Auf Sicht der nächsten Jahrzehnte ist dieser Trend aber noch schwach ausgeprägt. Es dürfte zu einem Anstieg der Winterniederschläge in den nächsten Jahrzehnten kommen.
- Die genannten Änderungen der mittleren Niederschläge durch den anthropogen verursachten Klimawandel dürften bis Mitte des Jahrhunderts moderat ausfallen.
- Die Veränderungen im Jahresgang des Niederschlags vom Sommer zum Winter hin und die erwartete Abnahme der Schneebedeckung in den Hochlagen könnten dennoch größere Auswirkungen auf die Hydrologie in der Region haben.

- Die natürliche zeitliche Streuung ist beim Niederschlag von größerer Bedeutung als bei der Temperatur und überlagert, insbesondere im Sommer das Klima-Signal. Dies bestätigen die Ensemble-Simulationen mit ihren verschiedenen Realisierungen (Kap. 6). Über die Ensemble-Konsistenz lassen sich jedoch Regionen in Baden-Württemberg mit einem deutlichen Änderungssignal (sowohl Zu- als auch Abnahmen) identifizieren. Dabei lässt sich eine große räumliche Variabilität feststellen.
- Die Änderungen bei den Starkniederschlägen dürften deutlicher ausfallen als die der mittleren Niederschläge (siehe auch Hegerl et al., 2004), da die Enden der Häufigkeitsverteilung sensitiver reagieren als die Mittelwerte.
- Die im Rahmen des Projektes ReSiPrec untersuchten Änderungssignale in den Klimamodellen deuten auf einen Anstieg der zeitlichen Streubreite des Niederschlags – besonders im Sommer hin. Dies ist konsistent mit verschiedenen anderen Studien (Schär et al., 2004; Vidale et al., 2007; Fischer und Schär, 2008; Giorgi und Bi, 2005). Ein solches Verhalten führt zu einem extremeren Niederschlagsklima, trotz leicht abnehmender mittlerer Niederschlagssummen. Das heißt, dass sowohl längere sommerliche Trockenphasen zunehmen dürfte als auch die Intensität von Starkniederschlags-Ereignissen.
- Die Anzahl längerer Trockenperioden im Sommerhalbjahr dürfte bis Mitte des 21. Jahrhunderts zunehmen. Da sich die Zahl der trockenen Tage aber nur leicht ändert, nimmt die Anzahl der kurzen Trockenperioden ab.
- Die im Projekt untersuchten Klima-Projektionen lassen erwarten, dass die in den letzten Jahrzehnten beobachteten Trends bei den Starkniederschlägen (KLIWA-Bericht Nr. 8, Arbeitskreis KLIWA, 2006, Kunz et al., 2009) sich auch in der näheren Zukunft im Wesentlichen weiter fortsetzen dürften.
- Die Heterogenität der Prozesse führt dazu, dass sich die Änderungen bei Starkniederschlägen nicht gleichmäßig verteilen, sondern es große räumliche Variationen gibt. Das heißt, dass es Gebiete mit einer Zunahme der Wiederkehrwerte geben wird, während sie in anderen Regionen eher abnehmen.
- Die aus den Simulationen abgeleiteten Änderungen der 10-jährlichen Wiederkehrwerte des täglichen Niederschlags bleiben moderat. Sie liegen im Mittel über Baden-Württemberg im Sommer und Herbst bei einer Zunahme zwischen 5 %-10 % (3-4 mm) mit einer Spanne zwischen ca. -20 % und +40 % in der regionalen Verteilung. Dies bedeutet absolute Änderungen die zwischen etwa -10 mm und +17 mm variieren.

#### Einordnung der ReSiPrec-Ergebnisse in den derzeitigen Stand der Forschung

Die regionalen Variationen der Änderungssignale sind im Winter recht gering. Dies liegt an den zu Grunde liegenden Prozessen, die großräumiger Natur sind. Die Erwärmung ermöglicht gemäß der Clausius-Clapeyron-Gleichung einen höheren Feuchtegehalt der Atmosphäre (Trenberth et al., 2003). Dieser schlägt sich in höheren Niederschlagsmengen nieder. Ein derartiger Anstieg der Niederschläge mit der Temperatur um der erwarteten Wert von ca. 7 % K<sup>-1</sup> wird im Winter in der Tat beobachtet (Berg et al., 2009). Mit dieser Beziehung lässt sich die Entwicklung der Niederschläge in mittleren Breiten im Winter recht gut erklären, da die Fähigkeit der Atmosphäre,

Wasser aufzunehmen, dann der wichtigste Faktor für die zu erwartenden Niederschlagsmengen ist.

Im Sommer ist die Lage deutlich komplexer (Haerter und Berg, 2009). Zwar steigt auch im Sommer die Sättigung der Luft mit steigender Temperatur an, dies ist aber nicht unbedingt der dominante Faktor. Die Verfügbarkeit von Feuchte ist dann der limitierende Faktor (Berg et al., 2009), und kleinräumige Konvektion spielt eine deutlich größere Rolle. Daher ist besonders bei Starkniederschlagsereignissen die räumliche und zeitliche Verteilung heterogener. Klimaänderungen können sich auf verschiedene Weisen auswirken:

- Die Anzahl von Wetterlagen mit hoch reichender Konvektion und Gewitter- und Hagelstürmen könnte sich ändern.
- Auslösende Faktoren wie etwa bodennahe Temperatur- und Feuchteprofile werden beeinflusst.

Tatsächlich fanden Kunz et al. (2009) einen Anstieg von schweren Konvektions-Ereignissen mit Schadenswirkungen in Südwestdeutschland zwischen 1974 und 2003 und führen dieses auf eine Kombination positiver Trends bei den beiden oben genannten Faktoren zurück.

Die Änderung der Häufigkeit von Wetterlagen ist ein großräumiger Einfluss, der von einer guten Beschreibung der Wetterlagen-Verteilung in den globalen Klima-Modellen abhängt. Daher ist es wichtig, Daten mehrerer GCMs als Antrieb zu verwenden.

Der Einfluss des Bodens auf die Temperatur- und Feuchteverteilung ist dagegen ein regionaler Aspekt, der von einer guten Beschreibung der relevanten Prozesse in den regionalen Modellen abhängt. Diese Prozesse – wie sie beispielsweise im Forschungs-Programm COPS untersucht werden – sind jedoch äußerst komplex (Kottmeier et al., 2008) und noch nicht vollständig verstanden.

Abschließend soll erwähnt werden, dass die im Rahmen des Projekts entstandenen umfangreichen und physikalisch konsistenten Datensätze für weitere Auswertungen und Anwendungen zur Verfügung stehen.

### Literatur

Bartels, H., G. Malitz, S. Asmus, F. M. Albrecht, B. Dietzer, T. Günther, H. Ertel, 1997: Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA. Deutscher Wetterdienst –Hydrometeorologie, Offenbach, Selbstverlag

Bartels, H., B. Dietzer, G. Malitz, F. M. Albrecht, J. Guttenberger, 2005: Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA-DWD-2000. Fortschreibungsbericht. Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach.

Berg, P., Haerter, J.O., Thejll, P., Piani, S., Hagemann, S., Christensen, J.H., 2009: Seasonal characteristics of the relationship between daily precipitation intensity and surface temperature. J. Geophys. Res., 114, DOI: 10.1029/2009JD012008.

**BMU, 2000:** Hydrologischer Atlas von Deutschland. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Bonn.

Böhm, U., Kücken, M., Ahrens, W., Block, A., Hauffe, D., Keuler, K., Rockel, B., Will., A., 2006: CLM- The climate version of LM: Brief description and long-term application. COSMO Newsletter, No. 6, 225-235.

Brabson, B.B. and J.P. Palutikof, 2000: Tests of the generalized Pareto distribution for predicting extreme wind speeds. J. Appl. Met., 39, 1627-1640.

**Christensen J.H., 2005:** Prediction of regional scenarios and uncertainties for defining European climate change risks and effects, PRUDENCE Final Report, 269 pp.

Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J.

**Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, P. Whetton, 2007:** Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

**Coles, S., 2007:** An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. Springer-Verlag London, 208 pp.

Collins, M., Booth, B. B. B., Harris, G. R., Murphy, J. M., Sexton, D. M. H., and Webb, M. J., 2006: Towards quantifying uncertainty in transient climate change. Climate Dynamics, 27, 127-147, DOI: 10.1007/s00382-006-0121-0.

**Collins, M., 2007:** Ensembles and probabilities: a new era in the prediction of climate change. Phil. Trans. R. Soc. A 365, 1957-1970.

**Doms, G., and Schättler, U., 2002:** A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part I: Dynamics and Numerics. Deutscher Wetterdienst, Offenbach/Main, 134 pp. http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm#p1.

Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H.-J., Raschendorfer, M., Reinhardt, T., Ritter, B., Schrodin, R., Schulz J.-P., and Vogel, G., 2007: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part II: Physical parameterization. Deutscher Wetterdienst, Offenbach/Main, 139 pp. Links hierzu:

http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm#p1, http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf

Feldmann, H. B. Früh, G. Schädler, H.-J. Panitz, K. Keuler, D. Jacob, Ph. Lorenz, 2008: Evaluation of the Precipitation for South-western Germany from High Resolution Simulations with Regional Climate Models. Meteorol. Z., 17, 455-465.

Fischer, E.M., Schär, C., 2008: Future changes in daily summer temperature variability: driving processes and role for temperature extremes. Clim Dyn DOI 10.1007/s00382-008-0473-8. Frei, C., C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution raingauge observations. Int. J. Climatol. 18, 873-900.

Frei, C., J.H. Christensen, M. Déque, D. Jacob, R.G. Jones, P.L. Vidale, 2003: Daily Precipitation Statistics in Regional Climate Models: Evaluation and Intercomparison for the European Alps, J. Geophys. Res., 108, D3 4124.

Früh, B., J. W. Schipper, A. Pfeiffer, V. Wirth, 2006: A pragmatic approach for downscaling precipitation in Alpine Scale Complex Terrain. Meteorol. Z. 15, 631-646.

Früh, B., J. Bendix, T. Nauss, M. Paulat, A. Pfeiffer, J. W. Schipper, B. Thies, H. Wernli, 2007: Verification of precipitation from regional climate simulations and remote-sensing observations with respect to ground-based observations in the upper Danube catchment. Meteorol. Z. 16, 275-293.

Früh, B., H. Feldmann, H.-J. Panitz, G. Schädler, D. Jacob, Ph. Lorenz, K. Keuler, 2010: Determination of Precipitation Return Values in Complex Terrain and their Evaluation. J. of Climate, Vol. 23, No. 9, pp. 2257-2274.

**Giorgi, F., Bi X., 2005:** Regional changes in surface climate interannual variability for the 21st century from ensembles of global model simulations. Geophys Res Lett 32. doi:10.1029/2005GL023002.

Gordon, C., C. Cooper, C. A. Senior, H. Banks, J. M. Gregory, T. C. Johns, J. F. B.

Mitchell and R. A. Wood, 2000: The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. Climate Dynamics, 16, Numbers 2-3, 147-168, DOI: 10.1007/s003820050010.

Guo, S. L., 1990: A discussion on unbiased plotting positions for the general extreme value distribution. *J. Hydrol.*, 121, 33-44.

Haerter, J.O., Berg, P., 2009: Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? Nature Geoscience, 2, 372-373

Hagedorn, R., Doblas-Reyes, F.J., Palmer, T.N., 2005: The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting I. Basic concept. Tellus 57A, 219-233.

Hegerl, G.C. F.W. Zwiers, P.A. Scott, V.V. Kharin, 2004: Detectability of Anthropogenic Changes in Annual Temperature and Precipitation Extremes. J. Clim., 17, 3683-3700, doi:10.1175/1520-0442(2004).

Hollweg, H.-D., Böhm, U., Fast. I., Hennemuth, B., Keuler, K., Keup-Thiel, E., Lautenschlager, M., Legutke, S., Radtke, K., Rockel, B., Schubert, M., Will, A., Woldt, M.,

Wunram, C., 2008: Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. Model and Data group, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Technical Report No. 3, pp. 150, ISSN 1619-2257.

Hosking, J.R.M., 1990: L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. J. R. Statist. Soc. B, 52, 105-124.

Hosking, J.R.M., 1994: The four parameter kappa distribution. IBM J. Res Develop., 38, 251-258.

Hosking, J.R.M. and J.R. Wallis, 1987: Parameter and quantiles estimation for the generalized Pareto distribution. Technometrics, 29, 339-349.

**IPCC, 2001:** Climate change - the scientific basis, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 944 pp.

**IPCC, 2007:** Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.)].

Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp. **Jacob, D, 2001:** A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. Meteorol. Atmos. Phys. 77, 61-73.

Jacob, D., Göttel, H., Kotlarski, S., Lorenz, P., und Sieck, K., 2008: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Tech. Rep. Abschlussbericht zum UFOPLAN-Vorhaben 204 41 138, 11, 154 pp, UBA-Reihe Climate Change, Dessau.

Jaeger, E.B., Anders, I., Lüthi, D., Rockel, B., Schär, Ch., and Seneviratne, I., 2008: Analysis of ERA40-driven CLM simulations for Europe. Meteorol. Z., 17, 349-367.

Jungclaus J.H., Keenlyside N., Botzet, M., et al., 2006: Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM. J. of Climate 19 (16): 3952-3972.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., and Joseph, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470.

Kharin, V. V. and F. W. Zwiers, 2000: Changes in the extremes in an emsemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM. *J. Climate*, 13, 3760-3788.

**KLIWA, 2006:** Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA Heft 8, 99 pp.

**KLIWA, 2010:** Tagungsband 4. KLIWA-Symposium am 3./4.12.2009 in Mainz. KLIWA Heft 15.

**KOSTRA, 2006a**: KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000) – Grundlagenbericht –. Deutscher Wetterdienst, Offenbach

**KOSTRA, 2006b:** KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951-2000) – Fortschreibungsbericht –. Deutscher Wetterdienst, Offenbach

Kottmeier, Ch., Kalthoff, N., Barthlott, Ch., Corsmeier, U., et. al., 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. Meteorol. Z., 17 (6), 931-948

Kunz, M., Sander, J., Kottmeier, Ch.; 2009: Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. Int. J. Climatol, 29, 2283-2297.

Marsland SJ, Haak H, Jungclaus JH, et al., 2003: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. Ocean Modelling 5 (2): 91-127.

Müller-Westermeier, G., 1995: Numerisches Verfahren zur Erstellung klimatologischer Karten. – Berichte des Deutschen Wetterdienstes 193.

Nakicenovic, N., and Swart, R. (Eds.), 2000: Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599 pp. http://www.grida.no/climate/ipcc/-emission/index.htm

Palutikof, J. P., B. B. Brabson, D. H. Lister, and S. T. Adcock, 1999: A review of methods to calculate extreme wind speeds. *Meteorol. App*, 6, 119-132.

**Panofsky, H.A., and G.W. Brier, 1958:** Some Applications of Statistics to Meteorology. The Pennsylvania State University Press, 224 pp.

Piani, C., J.O. Haerter, E. Coppola, 2010: Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. Theo. Appl. Climatol. 99, 187-192.

Räisanen, J., 2007: How reliable are climate models? Tellus, 59A, 2-29.

Roeckner E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblueh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., and Tomkins, A., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, MPI-Report 349, 127 pp., ISSN 0937-1060.

Schär, C, Vidale, P.L., Lüthi, D, Frei, C, Häberli, C, Liniger, M.A, Appenzeller, C., 2004: The role of increasing temperature variability for European summer heat waves. Nature 427: 332-336, doi: 10.1038/nature02300.

Schlüter, I., Schädler, G., 2010: Simulation of Extreme Precipitation Events and Evaluation of their Variability for the Flood Risk Management. J. Hydrometeor., accepted.

Schwarb, M., 2001: The alpine precipitation climate evaluation of a high-resolution analysis scheme using comprehensive rain-gauge data. - Diss. ETH No. 13911. Swiss Federal Institute of Technology. Zürich, Switzerland.

Schwarb, M., C. Daly, C. Frei, C. Schär, 2001: Mean annual and seasonal precipitation in the European Alps 1971–1990. – In: Hydrological Atlas of Switzerland. Plates 2.6 and 2.7, Federal Office for Water and Geology, Bern, Switzerland.

Sevruk, B., 1985: Systematischer Niederschlagsmessfehler in der Schweiz – In: Servuk, B. (Ed.): Der Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie Nr. 31, 65-75. Simmons, A. J. et al., 1989: The ECMWF medium-range prediction model: Development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. Meteorol. Atmos. Phys., 40, 28-60.

Suklitsch, M., Gobiet, A., Leuprecht, A., and Frei, Ch.: 2008: High resolution sensitivity studies with the regional climate model CCLM in the Alpine region. Meteorol. Z., 17, 467-476. Trenberth K.E., Dai A., Rasmussen R.M., Parsons D.B., 2003: The changing character of precipitation. Bull Am Meteor Soc, 84, 1205–1217.

van der Linden P., and J.F.B. Mitchell, 2009: ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160 pp.

Vidale, P.L., Lüthi, D., Wegmann, R., Schär, C., 2007: European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. Clim Change 81, 209-232.

Weigel, A.P., Liniger, M.A., Appenzeller, C., 2008: Can multi-model combination really enhance the prediction skill of probabilistic ensemble forecasts? Q.J.R. Meteorol. Soc. 134, 241-260.

**Wilks, D.S., 2006:** Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Elsevier, 627 pp. Zwiers, F.W. and V.V. Kharin, 1998: Changes in the extremes of the climate simulated by CCC GCM2 under CO2 doubling. J. Climate, 11, 2200-2222.

### Anhang

## A1 Referenzen und Links zu den im Projekt verwendeten Klima-Simulationen (soweit vorhanden) ECHAM5 Datensätze:

**C20\_1 Anthropogenic Forcing:** Röckner, Erich; Lautenschlager, Michael; Schneider, Heiko 2006; IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 20C3M run no.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_20C\_1\_6H]

**C20\_2** Anthropogenic Forcing: Röckner, 2004: IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPIOM\_GR1.5L40 20C3M run no.2: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. CERA-DB "EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_20C\_2\_6H" http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=EH5-T63L31\_OMGR1.5L40\_20C\_2\_6H

**C20\_3 Anthropogenic Forcing:** Röckner, Erich; Lautenschlager, Michael; Esch, Monika 2006; IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 20C3M run no.3: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_20C\_3\_6H]

C20\_1 Anthropogenic and Natural Forcing: Röckner, E. 2005a: IPCC

MPIECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 20C3M\_all run no.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. CERA-DB "EH5-

T63L31\_OM\_20C3M\_1\_6H" http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=-EH5-T63L31\_OM\_20C3M\_1\_6H

**C20\_3 Anthropogenic and Natural Forcing:** Röckner, 2005b: IPCC MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 20C3M\_all run no.3: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. CERA-DB "EH5-T63L31\_OM\_20C3M\_3\_6H" http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=EH5-T63L31\_OM\_20C3M\_3\_6H

A1B\_1: Röckner, E., Lautenschlager, and M., Schneider, H., 2006a: IPCC-AR4 MPIECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESA1B run no.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_A1B\_1\_6H]

**A1B\_2:** Röckner, 2004: IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESA1B run no.2: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for 85 Climate. CERA-DB "EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_A1B\_2\_6H"

## http://cerawww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_A1B\_2\_6H

A1B\_3: Röckner, E., Lautenschlager, M., and Schneider, H., 2006b: IPCC-AR4 MPIECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESA1B run no.3: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_A1B\_3\_6H]

**B1\_1:** Röckner, Erich; Lautenschlager, Michael; Schneider, Heiko 2006; IPCC-AR4 MPIECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESB1 run no.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_B1\_1\_6H]

**B1\_2:** Röckner, 2004: IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESB1 run no.2: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. CERA-DB "EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_B1\_2\_6H" http://cera-www.dkrz.de/-WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_B1\_2\_6H

#### CLM-CR Konsortialläufe

**C20\_1:** Lautenschlager, Michael; Keuler, Klaus; Wunram, Claudia; Keup-Thiel, Elke; Schubert, Martina; Will, Andreas; Rockel, Burkhardt; Boehm, Uwe 2009; Climate Simulation with CLM, Climate of the 20th Century run no.1, Data Stream 2: European region MPIM/MaD. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/CLM\_C20\_1\_D2]

**C20\_2:** Keuler, Klaus; Lautenschlager, Michael; Wunram, Claudia; Keup-Thiel, Elke; Schubert, Martina; Will,Andreas; Rockel,Burkhardt; Boehm,Uwe 2009; Climate Simulation with CLM, Climate of the 20th Century run no.2, Data Stream 2: European region MPI-M/MaD. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/CLM\_C20\_2\_D2]

**C20\_3:** Keuler, Klaus; Lautenschlager, Michael; Wunram, Claudia; Keup-Thiel, Elke; Schubert, Martina; Will, Andreas; Rockel, Burkhardt; Boehm, Uwe 2009; Climate Simulation with CLM, Climate of the 20th Century run no.3, Data Stream 2: European region MPIM/MaD. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/CLM\_C20\_3\_D2]

A1B\_1: Keuler, Klaus; Lautenschlager, Michael; Wunram, Claudia; Keup-Thiel, Elke; Schubert, Martina; Will, Andreas; Rockel, Burkhardt; Boehm, Uwe 2009; Climate Simulation with CLM, Scenario A1B run no.1, Data Stream 2: European region MPI-M/MaD. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/CLM\_A1B\_1\_D2]

A1B\_2: Keuler, Klaus; Lautenschlager, Michael; Wunram, Claudia; Keup-Thiel, Elke; Schubert, Martina; Will, Andreas; Rockel, Burkhardt; Boehm, Uwe 2009; Climate Simulation with CLM, Scenario A1B run no.2, Data Stream 2: European region MPI-M/MaD. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/CLM\_A1B\_2\_D2]

**B1\_1:** Keuler, Klaus; Lautenschlager, Michael; Wunram, Claudia; Keup-Thiel, Elke; Schubert, Martina; Will, Andreas; Rockel, Burkhardt; Boehm, Uwe 2009; Climate Simulation with CLM, Scenario B1 run no.1, Data Stream 2: European region MPI-M/MaD. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/CLM\_B1\_1\_D2]

**B1\_2:** Keuler, Klaus; Lautenschlager, Michael; Wunram, Claudia; Keup-Thiel, Elke; Schubert, Martina; Will, Andreas; Rockel, Burkhardt; Boehm, Uwe 2009; Climate Simulation with CLM, Scenario B1 run no.2, Data Stream 2: European region MPI-M/MaD. World Data Center for Climate. [doi: 10.1594/WDCC/CLM\_B1\_2\_D2]

#### **REMO-UBA Simulationen**

**C20** (\_1): Jacob, 2005: REMO CLIMATE OF THE 20th CENTURY RUN, UBA PROJECT, 0.088 DEGREE RESOLUTION, RUN NO. 006210, 1H DATA. World Data Center for Climate. CERA-DB "REMO\_UBA\_C20\_1\_R006210\_1H" http://cera-www.dkrz.de/WDCC-/ui/Compact.jsp?acronym=REMO\_UBA\_C20\_1\_R006210\_1H

A1B (\_1): Jacob, 2005: REMO A1B SCENARIO RUN, UBA PROJECT, 0.088 DEGREE RESOLUTION, RUN NO. 006211, 1H DATA. World Data Center for Climate. CERA-DB

"REMO\_UBA\_A1B\_1\_R006211\_1H" http://cera-www.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO\_UBA\_A1B\_1\_R006211\_1H

A2 (\_1): Jacob, 2005: REMO A2 SCENARIO RUN, UBA PROJECT, 0.088 DEGREE RESOLUTION, RUN NO. 006213, 1H DATA. World Data Center for Climate. CERA-DB "REMO\_UBA\_A2\_1\_R006213\_1H" http://cera-

ww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO\_UBA\_A2\_1\_R006213\_1H B1 (\_1): Jacob, 2005: REMO B1 SCENARIO RUN, UBA PROJECT , 0.088 DEGREE RESOLUTION, RUN NO. 006212, 1H DATA. World Data Center for Climate. CERA-DB "REMO\_UBA\_B1\_1\_R006212\_1H" http://ceraww.dkrz.de/WDCC/ui/Compact.jsp?acronym=REMO\_UBA\_B1\_1\_R006212\_1H

## A2 Publikationen und Tagungsbeiträge im Zusammenhang mit ReSiPrec Publikationen (Peer Reviewed):

Feldmann, H. B. Früh, G. Schädler, H.-J. Panitz, K. Keuler, D. Jacob, Ph. Lorenz, 2008: Evaluation of the Precipitation for South-western Germany from High Resolution Simulations with Regional Climate Models. Meteorol. Z., 17, 455-465.

Früh, B., H. Feldmann, H.-J. Panitz, G. Schädler, D. Jacob, Ph. Lorenz, K. Keuler, 2010: Determination of Precipitation Return Values in Complex Terrain and their Evaluation. J. of Climate, Vol. 23, No. 9, pp. 2257-2274.

Meißner, C., Schädler, G., Panitz, H.-J., Feldmann, H., Kottmeier, Ch., 2009: High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. Meteorol. Z., 18 (5), 543-557.

#### Diplom- und Seminararbeiten

Lucas Fischer: Vergleich von aus REMO- und CLM-Daten berechneten Statistiken der bodennahen Temperatur mit Beobachtungen. Seminararbeit am IMK Karlsruhe, 2008.

**Jennifer Bückle:** Vergleich des Niederschlags aus NCEP- und Era-40-Reanalysen sowie CRUund VASClimO-Beobachtungsdaten für den Bereich 5°-10° E, 47°-50° N im Zeitraum 1971-2000, Seminararbeit am IMK Karlsruhe, 2008.

#### Tagungsbeiträge (chronologisch):

Früh, B., Feldmann, H., Schädler, G., Panitz, H.-J.: Vergleich regionaler Klimasimulationen in Bezug auf Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen. Abstract-Band DACH Meteorologen-Tagung, Hamburg, 10.09.-14.09.2007

Früh, B., Feldmann, H., Panitz, H.-J., Schädler, G.: Future change of the frequency and intensity of heavy precipitation events. 8. Forum Katastrophenvorsorge, Karlsruhe, 15.10.-16.10.2007.

**Früh, B.:** Warum ändert sich das Klima? Evangelische Akademie der Pfalz & Ada-Lovelace Projekt der TU und FH Kaiserlautern: Energiekrise und Klimawandel - Modelle einer zukunftsfähigen Energieversorgung, Enkenbach, 08.02.-10.02.2008.

Feldmann, H., Früh, B., Panitz, H.-J., Schädler, G.: Evaluation of precipitation from regional climate simulations for south-west Germany CLM-Assembly, Langen, 05.03.2008. Früh, B., Feldmann, H., Schädler, G., Panitz, H.-J.: Evaluation of heavy precipition from regional climate simulations for south-west Germany European Geosciences Union, (EGU), General assembly 2008, Wien, 13.04.-18.04.2008.

Feldmann, H., Früh, B., Panitz, H.-J., Schädler, G.: Evaluation of the precipitation for southwest Germany from high resolution simulations with regional climate models European Geosciences Union, (EGU), General assembly 2008, Wien, 14.04.2008.

Feldmann, H.: Was bedeutet der Klimawandel für Karlsruhe? Fakten und Maßnahmen BÜGA e.V. Mitgliederversammlung, Karlsruhe, 03.06.2008.

Früh, B.: Wie lässt sich das Klima der Zukunft berechnen? Lehrerfortbildung, Fakultät für Physik, Uni Karlsruhe, 11.06.2008.

Schädler, G., Früh, B., Feldmann, H.: Present and future return values of heavy precipitation in complex terrain – the Black Forest region in Germany as an example. AMS Conference on Applied Climatology, Whistler, Canada 11.08.-15 08.2008.

Feldmann, H.: Warum ändert sich das Klima? ....globale Ursachen und lokale Wirkungen., ENBW Klimatage, Sigmaringen, 15.09.2008.

Feldmann, H., Panitz, H.-J., Früh, B., Schädler, G., Kohlhepp, R.: Untersuchung des Niederschlags in hoch aufgelösten regionalen Klimasimulationen. Workshop: "Klimawandel in Europa im 21. Jh.". Cottbus, 11.12.-12.12.2008.

Panitz, H.-J., Schädler, G., Feldmann, H.: Modelling Regional Climate Changes in Southwest Germany. HLRS-Workshop, Stuttgart, 08.10.-09.10.2009.

Feldmann, H., Schädler, G., Panitz, H.-J.: Changes in precipitation patterns derived from an ensemble of high resolution RCM simulations. European Geosciences Union, (EGU), General assembly 2009, Wien, 20.04.-24.04.2009.

Feldmann, H., Schädler, G., Panitz, H.-J.: Will there be more dry spells in the future? Results from regional climate models for Central Europe. European Geosciences Union, (EGU), General assembly 2009, Wien, 20.04.-24.04.2009.

Schädler, G., Feldmann, H., Panitz, H.-J: Analysis of precipitation changes in Central Europe within the next decades based on simulations with a high resolution RCM ensemble. Workshop on Regional Climate Modelling 2009, Lund, Sweden, 04.05.2009 - 08.05.2009.

**Feldmann, H.:** Climate change-signals for precipitation over the next decades – results from high-resolution RCM-ensembles. 8. Deutsche Klimatagung, Bonn, 05.10.-08.10.2009.

Schädler, G., 2009: Dynamisches Regionalmodell COSMO-CLM, 4. KLIWA-Symposium, Mainz, 03.12.-04.12.2009.

**Feldmann, H., Schädler, G., Panitz, H.-J.:** Are regional scale climate change signals for precipitation detectable with a high resolution RCM ensemble over the next decades? European Geosciences Union, (EGU), General assembly 2010, Wien, 03.05.-07.05.2010.

Feldmann, H., Berg, P., Schädler, G., Panitz, H.-J.: Impact of resolution and uncertainties on the determination of return values for extreme precipitation from observations and models. European Geosciences Union, (EGU), General assembly 2010, Wien, 03.05.-07.05.2010.