

Hochschule RheinMain
University of Applied Sciences
FACHBEREICH INGENIEURWISSENSCHAFTEN
STUDIENGANG BIO- UND UMWELTVERFAHRENSTECHNIK

M A S T E R – T H E S I S

Benno Felix STOFFELS

**Simulation von Niederschlagskennwerten zu
Hoch- und Niedrigwasser in CCLM:
Evaluierung und Projektion für ausgesuchte
Flusseinzugsgebiete in Hessen**

Erstellt am Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie

Februar 2012

Referent: Prof. Dr. Matthias GÖTZ – Hochschule RheinMain
Koreferenten: Dr. Gerhard BRAHMER – HLUG
Dr. Heike HÜBENER – HLUG
Dr. Thomas SCHMID – HLUG

Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Master-These selbstständig verfasst, keine anderen als die angegebenen Quellen als Hilfsmittel benutzt, sowie alle wörtlich und sinngemäß übernommene Stellen als solche gekennzeichnet habe. Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner anderen Prüfungskommission vorgelegen.

Wiesbaden, 29. Februar 2012

Simulation von Niederschlagskennwerten zu Hoch- und Niedrigwasser in CCLM: Evaluierung und Projektion für ausgesuchte Flusseinzugsgebiete in Hessen

B.F. STOFFELS

Fachzentrum Klimawandel, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Zusammenfassung: Niederschlagskennwerte einer Simulation mit dem regionalen Klimamodell CCLM4.8 (Antrieb durch ECHAM5) für die Periode von 1971 bis 2000 wurde für vier Untersuchungsgebiete in Hessen plus näherer Umgebung für das hydrologische Sommer- und Winterhalbjahr hin als Teil des KLIWAS-Programms validiert. Neben den entsprechenden Mittelwerten lag der Fokus dieser Arbeit vor allem auf Extremen und der Variabilität der Niederschlagsverteilungen und auf der Validierung von für die Bildung von Hoch- und Niedrigwasser relevanten Niederschlagskennwerten (minimale und maximale Niederschlagssummen in zusammenhängenden Zeiträumen von 1 bis 21 bzw. 30 bis 120 Tagen, maximale Länge von Trocken- und Nassperioden, maximale Regenmenge pro Nassperiode). Im Vergleich mit den Beobachtungsdaten liefern die unkorrigierten Modelldaten nahezu durchgängig zu hohe Kennwerte (größtenteils um 10–50%). Aus den korrigierten Daten abgeleitete Kennwerte weisen eine deutlich höhere Übereinstimmung mit den beobachteten Werten auf, bezüglich ihrer Streuung sind jedoch viele der korrigierten Werte zu niedrig. Dies resultiert in einer Unterschätzung von Extremen in beide Richtungen. Zusätzlich wird eine Projektion des Zeitraums für 2011 bis 2050 ausgewertet. Diese zeigt einen Anstieg von minimalen und maximalen Niederschlagssummen und der Länge von Trocken- und Nassperioden im hydrologischen Winterhalbjahr und ein Absinken dieser Kennwerte im Sommerhalbjahr. Obwohl für einige dieser Werte ein Trend erkennbar ist, sind die meisten Änderungen wohl wegen des verhältnismäßig kurzen Projektionszeitraums in Verbindung mit der hohen Variabilität von Niederschlagsereignissen nicht signifikant.

Abstract: Precipitation indices calculated from a simulation of the regional climate model CCLM4.8 (driven by ECHAM5) for the period from 1971 to 2000 are validated both for the hydrological summer- and winter-half-year for four river catchment regions in Hessen in the framework of KLIWAS. Besides the mean values, the main focus here is on the extremes and the variability of the rainfall distribution and on several indices used in hydrological assessment of flood and low-flow risks i.e. maximum rainfall of 1 or more consecutive days (up to 21 days), minimum rainfall of consecutive days (30 – 120), maximum numbers of consecutive dry or wet days and maximum rainfall of consecutive wet days. When compared to observed data, the uncorrected simulation results in general show too high values (mostly 10–50%) for the greater part of the characteristic values. Values calculated from the bias corrected data reproduce the mean values for all those quantities much better. However, even in the bias corrected data the variability is often underestimated, resulting in an underestimation of extremes for the dry as well as for the wet end of the distribution in certain areas. In addition to the reference period, a projection for 2011 to 2050 is analyzed. The results show an increase of both minimal and maximal accumulated precipitation as well as increased lengths of dry and wet spells during the winter half-year and a decrease of those indices in the summer half-year. However, while there is a trend visible for certain characteristic values, most of the changes are insignificant probably due to the short projection period in combination with the high variability of precipitation events.

„Remember that all models are wrong; the practical question is how wrong do they have to be to not be useful“

— George E. P. Cox

Inhaltsverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis	xiii
1 Einleitung	1
2 Grundlagen	5
2.1 Klimamodelle	5
2.2 Das COSMO-CLM	8
2.3 Hoch- und Niedrigwassergefahren	8
2.4 Untersuchungsgebiete	10
2.5 Bias-Korrektur	12
3 Daten und Methoden	17
3.1 Verwendete Daten	17
3.2 Statistische Größen	18
3.3 Untersuchte Kenngrößen	19
3.4 Datenaufbereitung	20
3.4.1 Maximale und minimale Gebietsniederschläge	21
3.4.2 Gesamtniederschlag	21
3.4.3 Trocken- und Nassperioden	22
3.5 Vergleich von Beobachtungs- und Modellwerten	22
3.5.1 Kolmogorov-Smirnov Test	23
3.5.2 Boxplots	24
3.5.3 Unterschreitungsdauerlinien	25
3.5.4 Quantil-Quantil-Plots	25
4 Auswertung der Referenzperiode	27
4.1 Stationsdaten und REGNIE-Werte	27
4.2 Verteilung der Niederschlagswerte	28
4.3 Auswirkung der Biaskorrektur	33
4.4 Nachvollziehbarkeit der Referenzperiode	36
4.4.1 Gesamtniederschläge	37
4.4.2 Maximale Niederschlagssummen	37
4.4.3 Minimale Niederschlagssummen	44
4.4.4 Trocken- und Nassperioden	46

5	Auswertung der Projektion	53
5.1	Gesamtniederschlag	53
5.2	Maximale und minimale Niederschlagssummen	54
5.3	Trocken- und Nassperioden	60
5.4	Anzahl an Starkniederschlagsereignissen (R10mm)	64
6	Diskussion	67
	Literaturverzeichnis	76
A	Tabellen	83
A.1	Stationsübersicht	83
A.2	Projizierte Änderungen von Niederschlagskennwerten	88
B	Weitere Abbildungen	91
B.1	Unterschreitungsdauerlinien	91
B.2	Räumliche Niederschlagsverteilung (modelliert/beobachtet)	100

Abbildungsverzeichnis

2.1	Untersuchungsgebiete und Stationen in Hessen	11
2.2	Topografische Karten der Untersuchungsgebiete	13
2.3	Beispiel für eine QM-Biaskorrektur	15
3.1	Beispiel eines Boxplots	24
3.2	Beispielunterschreitungsdauerlinie	25
4.1	Rasterverschiebung von CCLM (7 km) und REGNIE (1 km) und die daraus resultierende Flächenänderung beim Vergleich von Niederschlagsdaten	28
4.2	Q-Q-Plots der Niederschläge bei Anwendung von Linear Scaling bzw. Quantile Mapping	29
4.3	Vergleich von Linear Scaling und Quantile Mapping für Rx1d im Odenwaldgebiet	31
4.4	QQ-Plot der unkorrigierten sowie der QM-korrigierten modellierten Tagesniederschläge	33
4.5	Vergrößerung des QQ-Plots der unkorrigierten modellierten Tagesniederschläge aus Abbildung 4.4	34
4.6	Einfluss der Biaskorrektur auf Niederschlagskennwerte in Bezug auf Durchschnitt und Interquartilsabstand im Lahnggebiet (hydrologisches Sommer und Winterhalbjahr)	35
4.7	Niederschlagsverteilung des Tagesdurchschnitts (mm/d) im Januar und Juli der unkorrigierten und QM-korrigierten CLM-Daten sowie des REGNIE-Daten	36
4.8	Boxplots für die halbjährlichen und jährlichen Gesamtniederschläge in den Untersuchungsgebieten	38
4.9	Prozentuale Abweichung der Mittelwerte von Rx1d, Rx3d, Rx6d, Rx10d, Rx14d und Rx21d des Modells von den Beobachtungsdaten im hydrologischen Jahr, SHJ und WHJ	39
4.10	Boxplots für Rx1d, Rx6d und Rx14d	39
4.11	Taylordiagramme für die max. Niederschlagssummen	40
4.12	Unterschreitungsdauerlinien für das Odenwaldgebiet (Rx14d)	42
4.13	Monatlicher Verlauf von R10mm für die Untersuchungsgebiete	43
4.14	Abweichung der Rm-Mittelwerte	44
4.15	Boxplots für Rm30d, Rm60d und Rm90d	45
4.16	Taylordiagramme für die minimalen Niederschlagssummen	46
4.17	durchschnittliche maximale Länge von Trockenperioden, Nassperioden und Niederschlagsmengen der Nassperioden pro hydrologischem Sommer bzw. Winterhalbjahr	47

4.18	Abweichungen des modellierten IQR von CDD, CWD und RCWD vom beobachteten	49
4.19	Prozentuale Abweichungen der Rx-/Rm-Kennwerte	50
5.1	Änderung der Gesamtniederschläge (PRCPTOT) über die drei untersuchten Perioden	54
5.2	Änderung der Hoch- und Niedrigwasserkennwerte im hydrologischen Sommerhalbjahr	56
5.3	Änderung der Interquartilsabstände der projizierten Kennwerte in den beiden Projektionsperioden (P1, P2) im Vergleich zu den modellierten IQR des Kontrollzeitraums (WHJ)	57
5.4	Änderung der Hoch- und Niedrigwasserkennwerte im hydrologischen Winterhalbjahr	59
5.5	Änderung der Interquartilsabstände der projizierten Kennwerte in den beiden Projektionsperioden (P1, P2) im Vergleich zu den modellierten IQR des Kontrollzeitraums (WHJ)	60
5.6	Projizierte maximale Längen von Trockenperioden	61
5.7	Änderung der Interquartilsabstände (IQR) der projizierten maximalen Länge von Nassperioden, von Trockenperioden und des höchsten Niederschlags pro Nassperiode in den beiden Projektionsperioden im Vergleich zu den modellierten IQR des Kontrollzeitraums	62
5.8	Projizierte Änderung von Nassperioden	62
5.9	Projizierter höchster Niederschlag pro Nassperiode	63
5.10	Änderung des Kennwertes R10mm in der Projektionsperiode 1 und Projektionsphase 2	64
5.11	Prozentuale Änderung des Kennwertes R10mm in der Projektionsperiode 2 (Ringdiagramme)	66
6.1	Wachstum der Kohlenstoffdioxidemissionen pro Jahr über den Zeitraum 2000 bis 2010 im Vergleich mit den SRES-Szenarien durch die Verbrennung von fossilen Energieträgern	72
B.1	Unterschreitungsdauerlinien für das Diemelgebiet	91
B.2	Unterschreitungsdauerlinien für das Fuldagebiet	93
B.3	Unterschreitungsdauerlinien für das Lahnggebiet	95
B.4	Unterschreitungsdauerlinien für das Odenwaldgebiet	98
B.5	modellierte Niederschlagsverteilungen unkorrigiert, QM-korrigiert und REGNIE	100

Tabellenverzeichnis

2.1	SRES-Szenarien des IPCC, nach Nakicenovic et al. (2000)	6
3.1	Übersicht über untersuchte Kenngrößen	20
4.1	Vergleich der mittleren beobachteten Jahressummen mit denen des REGNIE-Datensatzes	27
4.2	RMSE [mm] der nach Größe sortierten Tagesniederschlagssummen der Biaskorrekturen	30
4.3	Abweichungen von QM und LS im Fuldagebiet	32
4.4	Korrelationskoeffizienten und mittlere quadratische Abweichungen für R10mm	44
5.1	Korrelationskoeffizienten und mittlere quadratische Abweichungen für R10mm der Projektionsperioden	65
6.1	Charakteristische Zeitskalen von ausgewählten Prozessen des Klimasys- tems. Nach Abbildung 5-1 aus IPCC (2001). Zeitskala ist definiert als der Zeitraum, ab dem mindestens die Hälfte der endgültigen Effekte eingetreten sind.	73
A.1	Stationen im Diemelgebiet	83
A.2	Stationen im Fuldagebiet	85
A.3	Stationen im Lahngebiet	86
A.4	Stationen im Odenwaldgebiet	87
A.5	Änderungen der projizierten Rx-Kennwerte	88
A.6	Änderungen der projizierten Rm-Kennwerte	89
A.7	Änderungen der projizierten Kennwerte CWD, RCWD und CDD	90

Abkürzungsverzeichnis

ASCII	American Standard Code for Information Interchange
CCLM	COSMO Model in Climate Mode
CDD	consecutive number of dry days, Anzahl an aufeinanderfolgenden Tagen, die die Definition eines trockenen Tags erfüllen
COSMO	Consortium for Small-scale Modelling
CSV	Comma Separated Values, kommasetrennte Werte
CWD	consecutive number of wet days, Anzahl an aufeinanderfolgenden Tagen, die die Definition eines nassen Tags erfüllen
DIE	Diemelgebiet
FUL	Fuldagebiet
GCM	General Circulation Model, globales Klimamodell
HJ	hydrologisches Jahr (1. November bis 31. Oktober)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change, Weltklimarat
IQR	Interquartilsabstand (Inter Quartile Range)
KIT	Karlsruher Institut für Technologie
KS-Test	Kolmogorov-Smirnov-Test
LAH	Lahngebiet
LS	Linear Scaling
OBS	Beobachtungsdaten (Observation)
ODW	Odenwaldgebiet
P1	Projektionsperiode 1, 2011 – 2040
P2	Projektionsperiode 2, 2021 – 2050
PRCPTOT	...	Gesamtniederschlag (Total Precipitation)
Q-Q-Plot	Quantil-Quantil-Plot
QM	Quantile Mapping
R	Referenzperiode, 1971 – 2000
R10mm	Tage mit einem Niederschlag > 10 mm
RCM	Regional Climate Model, regionales Klimamodell
REGNIE	Regionalisierte Niederschlagshöhen
Rmnd	minimale Regenmenge in n Tagen
RR n	Rain Rate, Regenmenge in einem bestimmten Zeitraum n
Rxnd	Maximale Regenmenge in n Tagen
SHJ	hydrologisches Sommerhalbjahr (1. Mai bis 31. Oktober)
WHJ	hydrologisches Winterhalbjahr (1. November bis 30. April)

Einleitung

Das Klima der Erde befindet sich seit Urzeiten im Wandel. Schon seit Entstehen des Planeten wirken sich Faktoren wie die Sonnenaktivität bzw. -einstrahlung, das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche und die Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre auf die Temperatur und in dessen Folge auch andere wetter- und klimabestimmende Größen aus.

In letzter Zeit ist aber vor allem die Menschheit für den Wandel des Klimas verantwortlich. Mit dem Einsetzen der Industrialisierung im späten 18. Jahrhundert, die es langfristig ermöglichte, die Lebensqualität deutlich zu steigern, begannen wir, nicht unerhebliche Mengen an Treibhausgasen wie Kohlenstoffdioxid, Methan und Distickstoffmonoxid in die Atmosphäre zu leiten, ersteres aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe, letztere vor allem aus der Landwirtschaft. So sind die Konzentrationen der Treibhausgase in der Atmosphäre deutlich höher als in vorindustrieller Zeit, die Konzentrationen von CH_4 und CO_2 laut des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (Intergovernmental Panel on Climate Change) IPCC (2007a) mittlerweile sogar höher als in den letzten 650 000 Jahren. Die Konsequenz ist eine Verstärkung des Treibhauseffekts, also der Absorption von Infrarotstrahlung und daraus folgend eine Erwärmung der Atmosphäre. Es spielen auch natürliche Faktoren bei der Erwärmung des Klimas eine Rolle (IPCC, 2007b,a), wir sind also nicht alleine verantwortlich, müssen aber insgesamt mit den Konsequenzen zurecht kommen.

Der Klimawandel wird aller Voraussicht nach weitreichende Folgen in den verschiedensten Bereichen haben. Ein Temperaturanstieg hat zur Folge, dass der Wasserkreislauf (also Verdunstung, in deren Folge Wolkenbildung und Niederschlag) beschleunigt wird (Hennegriff et al., 2006). Über das letzte Jahrzehnt hat die Hochwassergefahr in Europa bereits zugenommen (Fowler und Wilby, 2010) und Wetterextreme werden voraussichtlich zunehmen (IPCC, 2007a); deshalb steigt sowohl die Gefahr von starken Hochwassern als auch die Dürref Gefahr (Schuchardt et al., 2008), was Auswirkungen auf Landwirtschaft, Industrie, Tourismus, Versicherungen etc. hat. Dass der Hochwasserschutz teuer ist, zeigt der *Aktionsplan Hochwasser* der Internationalen Kommission zum Schutz des Rheins

(IKSR), der im Programm *Rhein 2020* eingegliedert ist (IKSR, 2010). Innerhalb von gut 20 Jahren sollen zwölf Milliarden Euro allein für den Schutz vor Rheinhochwasser investiert werden. Sollten also im Laufe dieses Jahrhunderts Hochwasserereignisse häufiger auftreten, wird man nicht nur noch mehr Geld in den Hochwasserschutz investieren, sondern sich auch genau überlegen müssen, wo es am besten einzusetzen ist.

Um Risiken wie diese besser einschätzen zu können, werden mithilfe von Computermodellen Klimavorgänge simuliert. Das Ziel dieser Simulationen ist, das Klima der Zukunft zu berechnen – das heißt nicht, dass beispielsweise der berechnete Niederschlag am 22. Januar 2044 genau so einzutreten hat, sondern vielmehr, dass die Statistik und damit Kennwerte wie Mittelwert, Variabilität und Extrema der simulierten Daten über einen längeren Zeitraum möglichst ähnlich den tatsächlich zu erwarteten Werten sind.

Risiken wie die Hochwassergefahr hängen von der Orographie ab und sind deshalb je nach Region unterschiedlich hoch. Daher ist es nicht sinnvoll, diese in großen räumlichen Maßstäben zu untersuchen; vielmehr ist es wichtig, die Modelldaten auch für Gebiete im regionalen Maßstab zu validieren. Aufgrund der Rechenintensität von Klimamodellierungen rechnen globale Klimamodelle (GCM) in sehr großen Rastern. Bei einem GCM, das beispielsweise mit einer Auflösung von $100 \cdot 100 \text{ km}^2$ rechnet, wäre eine Gitterbox größer als jedes der hier untersuchten Flusseinzugsgebieten in Hessen, also viel zu groß, um Aussagen über lokale Ereignisse zu treffen. Hier helfen regionale Klimamodelle, die für räumlich begrenzte Ausschnitte in höheren Auflösungen rechnen.

Egal ob man die Simulationen eines globalen oder regionalen Klimamodells betrachtet: ob es das tatsächliche zukünftige Klima korrekt berechnet, kann zum heutigen Zeitpunkt niemand direkt überprüfen. Die einzige Möglichkeit, die Vorhersagen auf ihre Richtigkeit hin zu überprüfen, besteht darin, bis zu dem gefragten Zeitpunkt abzuwarten. Stattdessen kann man jedoch bereits vergangene Zeiträume modellieren und mit beobachteten Werten vergleichen, was zumindest Aussagen darüber ermöglicht, wie gut das betreffende Modell das vergangene Klima nachvollziehen kann.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die hochauflösenden Simulations-Daten des COSMO-CLM-Modells in Version 4.8 zu analysieren und mit Kennwerten für vier Untersuchungsgebiete in Hessen mithilfe von Beobachtungsdaten zu validieren. Mit den daraus gewonnenen Erkenntnissen sollen anschließend Aussagen über die Anwendbarkeit von Klimaprojektionen hinsichtlich der Einschätzung hydrologischer Hoch- und Niedrigwassersituationen für die betroffenen Gebiete

und deren Belastbarkeit getroffen werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit sollen insbesondere eine Bewertung für die geplante Anwendung der CCLM-Daten bei Wasserhaushaltssimulationen für hessische Gewässer liefern.

Folgende Fragen sind dabei von Bedeutung:

- Wie gut ist das COSMO-CLM in der Lage, das Klima (hier bezogen auf Niederschlagskennwerte) des Referenzzeitraums (1971–2000) zu simulieren?
- Inwiefern werden bestimmte Niederschlagsparameter wie Niederschlagssummen über bestimmte Zeiträume oder die Dauer von Trockenperioden richtig simuliert?
- Welches Verfahren ist für die Biaskorrektur (Verfahren zur Korrektur von systematischen Modellfehlern; siehe Kapitel 2.5) in den untersuchten Gebieten am besten geeignet?
- Was sagt die Projektion für künftige Zeiträume in Bezug auf Niederschlagsereignisse?

Dabei ist es wichtig, nicht nur mittlere Werte von Simulation und Beobachtung zu vergleichen, sondern auch die jeweiligen Extrema, da beispielsweise seltenere, dafür extremere Niederschlagsereignisse viel stärkere Auswirkungen haben als eine Änderung des Mittelwerts um einige Prozent.

Dieser Arbeit geht eine Bachelor-Thesis von [Solle \(2011\)](#) voraus, in der maximale und minimale Niederschlagssummen im Zeitraum von 1971–2000 für das Lahnggebiet untersucht und mit Beobachtungsdaten verglichen wurden.

Grundlagen

2.1 Klimamodelle

Klimamodelle sollen in der Lage sein, aus bestimmten Eingangsgrößen wie der Konzentration von CO₂ und weiteren Treibhausgasen in der Atmosphäre, sowie der Topographie des Landes das dort herrschende Klima zu simulieren. Dabei werden folgende physikalische Grundgleichungen eingesetzt (McGuffie und Henderson-Sellers, 2001):

- Erster Hauptsatz der Thermodynamik (Energierhaltung)
- Newton'sche Bewegungsgleichung (Impulserhaltung)
- Kontinuitätsgleichung (Massenerhaltung)
- Ideales Gasgesetz (Zusammenhang von Temperatur, Volumen und Druck)

Ob eine Variable durch die physikalischen Gleichungen berechnet wird oder über Parametrisierungen (also beschreibende Gleichungen), hängt davon ab, ob der Prozess skalig oder subskalig ist – also in welchem Verhältnis seine räumliche Ausdehnung zu der Auflösung des Modells steht. So müssen beispielsweise kleinskalige – also räumlich eng begrenzt auftretende – konvektive Niederschlagsereignisse, oft über Parametrisierungen beschrieben werden. (Bachner, 2008; Maraun et al., 2010) Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass durch Parametrisierungen Fehler in das Modell gebracht werden, da diese Vereinfachungen beziehungsweise empirisch ermittelte Zusammenhänge darstellen (Schättler, 2009; McGuffie und Henderson-Sellers, 2001), von denen nicht ausgeschlossen werden kann, dass sie sich über längere Zeiträume ändern können (Wilby et al., 2004).

Die Hauptursache des Klimawandels wird dem erhöhten Kohlenstoffdioxidgehalt in der Atmosphäre zugeschrieben. Da dieser in Zukunft weiter ansteigen wird, benötigt ein Klimamodell die CO₂-Konzentration als Input. Wie genau diese sich verhält, ist nicht bekannt; stattdessen wird auf Basis von Emissionsszenarien der zukünftige Verlauf abgeschätzt. Zu diesem Zweck wurden die SRES-Szenarien

(für *Special Report on Emissions Scenarios*) vom IPCC (Nakicenovic et al., 2000) entwickelt, die auf Grundlage von Annahmen über Bevölkerungsentwicklung, Technologiefortschritt etc. Prognosen für den CO₂-Verlauf abgeben. In dem in dieser Arbeit verwendeten A1B-Szenario wird ein hohes Wirtschaftswachstum und eine schnelle Einführung von effizienteren Technologien unter Annahme einer globalisierten Welt beschrieben. Die Bevölkerung wird in der Mitte des Jahrhunderts auf ein Maximum von 9 Milliarden steigen und anschließend in Folge des wachsenden Wohlstands und damit zusammenhängend den zurückgehenden Fertilitätsraten wieder auf etwa 7 Milliarden im Jahr 2100 sinken. Innerhalb des A1-Szenarios wird noch einmal zwischen der Nutzung hauptsächlich fossiler Energieträger (A1FI), hauptsächlich nicht-fossiler Energieträger (A1T) sowie einem Zwischenweg (A1B) unterschieden (IPCC, 2007a).

Tabelle 2.1: SRES-Szenarien des IPCC, nach Nakicenovic et al. (2000)

	ökonomisch	ökologisch
global	A1 – Wirtschaftsorientiert; hohes Wirtschaftswachstum, Population steigt bis Mitte des Jahrhunderts und sinkt ab da wieder. Starke Angleichung von einzelnen Regionen, Entwicklung von effizienten Technologien	B1 – Populationsentwicklung wie in A1, Entwicklung zur Dienstleistungsgesellschaft und schnellere Einführung von sauberen und ressourcensparenden Technologien. Globale Lösungen für ökologische, soziale und ökonomische Nachhaltigkeit
regional	A2 – heterogene Welt, hohe Eigenständigkeit und Bewahrung von Werten einzelner Regionen, stetig steigende Population und Angleichung von Regionen deutlich langsamer	B2 – Schwerpunkt auf lokalen Lösungen für ökologische, soziale und ökonomische Nachhaltigkeit, stetig steigende Population, aber langsamer als bei A2

Interessiert man sich für das Klima einzelner Regionen, sind globale Klimamodelle oft zu ungenau; da die Auflösung in der Regel deutlich über 100 km liegt, würde beispielsweise jedes der Untersuchungsgebiete dieser Arbeit in einem einzelnen Rasterpunkt zusammengefasst werden. Aus diesem Grund werden regionale Klimamodelle (RCM) verwendet, die mit einer höheren Auflösung rechnen,

aufgrund des höheren Rechenbedarfs aber nur räumlich eingeschränkte Gebiete simulieren können. Da Phänomene auf der ganzen Welt das Klima in einzelnen Regionen beeinflussen können, muss das lokale Klimamodell Informationen dazu von einem globalen Modell (GCM) bekommen. An den Grenzen zwischen dem groß- und dem kleinskaligen Modell werden zum jeweiligen Zeitpunkt Parameter wie Luftdruck, Wind, Temperatur und Feuchtigkeit als Antriebsdaten weitergegeben, die dann vom regionalen Modell als Input verwendet werden (Maraun et al., 2010). Dieses Verfahren bezeichnet man als *Downscaling*, wobei man zwischen statistischem und dynamischem Downscaling sowie einer Kombination aus beiden Verfahren unterscheiden kann.

Beim statistischen Downscaling wird aus beobachteten Daten von Klimastationen ein Zusammenhang zwischen großräumigen Klimavariablen (*predictors*) und regionalen bzw. lokalen Variablen (*predictands*) hergestellt. Anschließend wird aus den Ergebnissen eines GCM mit Hilfe dieser Zusammenhänge unter Annahme, dass diese zeitlich konstant sind, auf das zukünftige Klima geschlossen (Gutjahr, 2010; Wilby et al., 2004). Der Vorteil vom statistischen Downscaling ist, dass die Berechnung relativ unkompliziert ist und daher weniger rechenaufwändig (Bachner, 2008), außerdem können stationsspezifische – also auf einen bestimmten Ort bezogene – Prognosen getroffen werden (Wilby et al., 2004). Ein Nachteil liegt darin, dass nicht klar ist, ob die statistischen Zusammenhänge, die heute ermittelt wurden auch für die Zukunft gelten (Wilby et al., 2004).

Dynamisches Downscaling bedeutet, dass in ein GCM ein dynamisches regionales Klimamodell „genestet“, also verschachtelt wird, das vom Prinzip her wie ein dynamisches GCM rechnet, aber mit einer höheren Auflösung (Maraun et al., 2010). Für hoch aufgelöste RCM können auch mehrere Verschachtelungen durchgeführt werden, um den Unterschied der Gitterboxgrößen pro Schritt zu verkleinern (Knote et al., 2010). Dynamisches Downscaling ist deutlich rechenintensiver als statistisches, kann dafür aber auch Gebiete simulieren, für die keine Beobachtungsdaten vorliegen (Arritt, 2009). Außerdem können auch Klimazustände simuliert werden, für die keine Beobachtungsdaten existieren.

Jedes Klimamodell hat einen als *Bias* bezeichneten systematischen Fehler, der aus der unvermeidbaren Vereinfachung des Modells gegenüber der Realität und daraus resultierenden Ungenauigkeiten bei der Simulation stammt. Mithilfe der Bias-Korrektur wird unter Annahme der zeitlichen Konstanz der Abweichungen versucht, diesen Fehler zu minimieren (Mudelsee et al., 2010). Wenn beispielsweise das Modell in der Referenzperiode die Anzahl an trockenen Tagen zu gering simuliert, wird angenommen, dass diese Unterschätzung auch im Projektionszeitraum

stattfindet. Zwei Methoden zur Bias-Korrektur sind in Kapitel 2.5 dargestellt. Zu beachten ist, dass sich bei einem Nesting der Bias des innersten Modells zusätzlich zu den eigenen Fehlern auch aus denen der äußeren Klimamodelle zusammensetzt. Wenn es darum geht, das RCM als solches zu untersuchen, können statt eines GCM auch Beobachtungsdaten als Antrieb eingesetzt werden (z. B. in [Bachner et al. \(2008\)](#); [Brockhaus et al. \(2008\)](#)).

2.2 Das COSMO-CLM

Das COSMO-CLM ([Böhm et al., 2006](#)) (kurz CCLM, COSMO Model in Climate Mode) ist ein dynamisches, nicht-hydrostatisches (also in der Lage, auch vertikale Luftbewegung zu simulierendes) Klimamodell mit einer hohen Auflösung von einigen Kilometern (z. B. 5 km ([Gutjahr, 2010](#)), 7 km, 2,8 km ([Schättler, 2009](#))). Es wurde ursprünglich als Wettermodell unter dem Namen LM (Lokalmodell) vom Deutschen Wetterdienst (DWD) entwickelt, um die Wettervorhersage zu verbessern. Die Entwicklung begann in den 90er Jahren des letzten Jahrhunderts; 1999 löste es das damalige Vorhersagemodell des DWD ab. Kurz darauf begannen auch Klimaforscher, sich für das Modell zu interessieren. So wurde das Modell zunächst vom Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, kurz darauf auch vom GKSS-Forschungszentrum und der TU Bochum so modifiziert, dass es unter dem Namen CLM als Klimamodell gute Ergebnisse erzielte.

Im Jahr 2007 wurden die Entwicklungen für Wetter- und Klimamodell zusammengelegt und das Modell in COSMO umbenannt, das je nach Anwendungsgebiet mit verschiedenen Einstellungen läuft ([Rockel et al., 2008](#)).

2.3 Hoch- und Niedrigwassergefahren

Bei Fließgewässern unterscheidet man je nach ihrem Abfluss zwischen Niedrig-, Mittel- und Hochwasser. Um die Entstehung von Hochwasser besser zu verstehen, hilft es, die Wasserhaushaltsgleichung näher zu betrachten ([Patt, 2001](#); [Maniak, 2010](#)):

$$N = V + A + (R - B) \quad (2.1)$$

Dabei stellt N den Niederschlag dar, V die Verdunstung von Wasser von Oberflächen, A den Abfluss aus dem Gebiet, R die Rücklage (also die Speicherkapazität) und B den Verbrauch (also das Abfließen aus dem Speicher) dar. Stellt

man die Gleichung nach A um, so wird deutlich, welche Größen den Abfluss erhöhen bzw. senken.

Von hoher Bedeutung ist die Niederschlagsmenge und -rate, also das Regenvolumen pro Zeit (Bäcker und Ender, 2007). Wenn das entsprechende Gebiet keine Speichermöglichkeiten aufweisen kann, sind Niederschlags- und Abflussmenge etwa gleich, da die Verdunstung über die Zeiträume und Flächen von Niederschlagsereignissen relativ gering ist (Patt, 2001). Verzögernd auf den Abfluss wirken sich Pflanzen, der Boden, sowie das Gelände selbst aus. Pflanzen halten über ihre Blätter kurzfristig Wasser ab (Interzeption) und geben es zeitlich verzögert an den Boden ab, der Boden kann aufgrund seiner Porosität eine bestimmte Menge an Wasser in seinen Poren aufnehmen (Infiltration). Wenn der Boden bereits gesättigt ist, hängt es vom Gelände ab, wie viel Wasser noch gespeichert werden kann; am meisten wird im Flachland zurückgehalten, bei steigendem Gefälle sinkt die Speichermöglichkeit. Falls die Niederschlagsmenge die Summe der Kapazitäten der vorhandenen Speicher übersteigt, kommt es zu Oberflächenabfluss, was die Gefahr von Hochwasser in nahe gelegenen Fließgewässern erhöht (Patt, 2001).

Besonders viel Wasser kann durch das Gelände zurückgehalten werden, wenn der Niederschlag in Form von Schnee fällt. Problematisch werden diese Mengen zu dem Zeitpunkt, wenn der Schnee abtaut – vor allem, wenn gleichzeitig Niederschläge in flüssiger Form auftreten. In diesem Fall wird zusätzlich Wärmeenergie an den Schnee abgegeben, was die Schmelze noch verstärkt und den Abfluss erhöht (Stahr und Hartmann, 1999).

Die Speicherkapazität hängt stark von der Nutzung einer Fläche ab und ist vom Menschen beeinflussbar. Werden zum Beispiel die Bäume eines Gebietes gefällt und die Fläche versiegelt, sinkt die Kapazität deutlich. Auch Flussbegradigungen und der Wegfall von Rückhalteflächen (sog. Retentionsflächen) rund um Fließgewässer durch Bebauung erhöhen die Hochwassergefahr. Gefahren ergeben sich aber auch aus Bodenfrost, der ähnlich wie eine Flächenversiegelung wirkt und die Speicherkapazität verringert (Patt, 2001).

Niedrigwasser, also Abflüsse deutlich unter denen von Mittelwasser, haben verschiedene Gründe. Im Sommer sind sie in der Regel eine Kombination aus hoher Temperatur und damit Verdunstung und ausbleibendem Regen zusammen mit einem kontinuierlich leerlaufenden Grundwasserspeicher, im Winter kann durch die Speicherung von Niederschlag als Schnee der Abfluss sinken (Maniak, 2010). Nachteile ergeben sich, wenn Wasserpegel so stark sinken, dass Fließgewässer nicht mehr befahrbar sind und somit der Schiffsverkehr zum Erliegen kommt. Außerdem kommt es zu Problemen, da viele Fabriken und Kraftwerke aus Fließgewässern

ihr Kühlwasser beziehen. Es gibt Bestimmungen (beispielsweise die EU-Richtlinie 2006/44/EG), wie hoch die Temperaturerhöhung durch ein solches Kühlsystem sein darf. Wenn durch Niedrigwasser der Wasserstrom sinkt, der Kühlwasserbedarf allerdings gleich bleibt, besteht die Gefahr, die Grenzwerte zu überschreiten.

2.4 Untersuchungsgebiete

Die Untersuchungsgebiete wurden so gewählt, dass sie grob mit den Einzugsgebieten der Flüsse Diemel, Fulda und Lahn, sowie Gersprenz und Mümling übereinstimmen. Es sei angemerkt, dass die Einzugsgebiete der Flüsse in der Realität nicht rechteckig sind, deshalb werden auch Niederschläge berücksichtigt, die nicht über diese Flüsse abfließen. Es ist daher nicht möglich, aus den Niederschlagswerten konkrete Abflüsse für einzelne Fließgewässer zu berechnen; der Vergleich von zwei rechteckigen Ausschnitten (also Modell- und Beobachtungsdaten) ist dennoch möglich.

Diemelgebiet (DIE) Das Diemelgebiet liegt im Norden von Hessen. Das Gebiet erstreckt sich 70 km in Ost-West-Richtung und 49 km in Nord-Süd-Richtung und reicht bis Nordrhein-Westfalen. Die Diemel bildet teilweise die Grenze zwischen den beiden Ländern. Sie entspringt im Rothaargebirge in etwa 680 m Höhe und fließt Richtung Nordosten (StAfUA, 2011). Das simulierte Gebiet im CCLM ist 3430 km² groß.

Fuldagebiet (FUL) Das Gebiet umfasst etwa die obere Hälfte des Einzugsgebietes der Fulda und ist in Ost-West-Richtung 42 km lang und in Nord-Süd-Richtung 49 km. Diese entspringt in der Rhön an der Wasserkuppe — dem höchsten Berg der Rhön — und ist insgesamt 218 km lang (WSV, 2011). Das simulierte Gebiet in CCLM ist 2058 km² groß.

Odenwaldgebiet (ODW) Das Untersuchungsgebiet ist in Ost-West-Richtung 28 km breit und in Nord-Süd-Richtung 42 km lang. In der südlichen Hälfte des Gebiets ist die Landschaft deutlich unregelmäßiger und höher (bis etwa 600 m (HLUG, 1999)) als im nördlichen Teil, wo sie auf unter 200 m absinkt. Im Untersuchungsgebiet befinden sich die Flüsse Mümling und Gersprenz, die beide über den Main abfließen. Das simulierte Gebiet in CCLM ist 1176 km² groß.

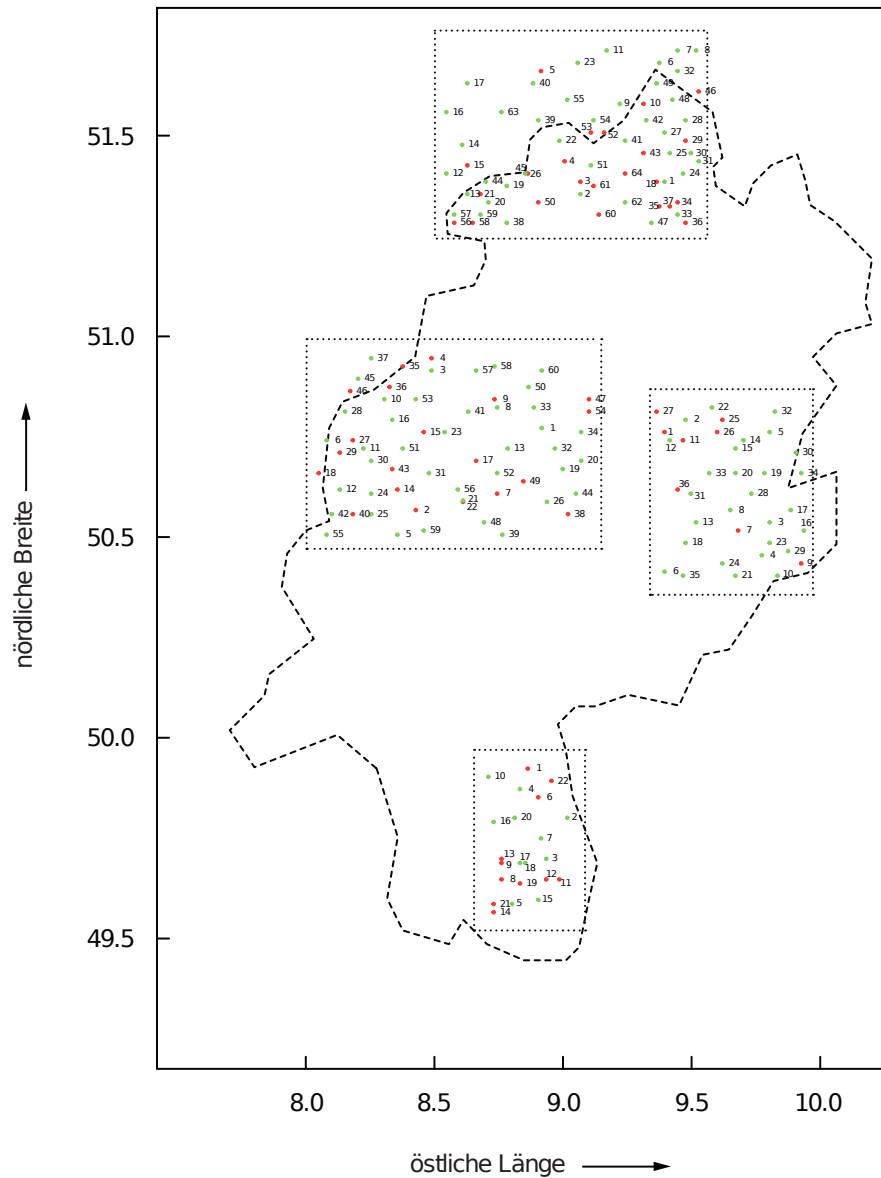


Abbildung 2.1: Übersicht über die Untersuchungsgebiete in Hessen (oben: Diemelgebiet, links: Lahngebiet, rechts: Fuldagebiet, unten: Odenwaldgebiet) und den in den jeweiligen Gebieten vorhandenen Messstationen. Die Zahlen entsprechen den Stationsnummern in Anhang A. Stationen mit grüner Markierung (●) wurden für die Berechnungen verwendet, Stationen mit roter Markierung (●) hatten zu viele Fehlwerte.

Lahngebiet (LAH) Die Lahn entspringt in etwa 600 m Höhe und fließt über den Rhein ab in die Nordsee. Das simulierte Gebiet in CCLM erstreckt sich 77 km in O-W-Richtung und 49 km in N-S-Richtung und ist 3773 km² groß. Eine genauere Beschreibung des Gebietes findet sich in [Solle \(2011\)](#).

In [Abbildung 2.2](#) sind die Geländehöhen der Modells (Auflösung 7 km) und einem digitalen Höhenmodell mit 20 m Auflösung gegenübergestellt. Es wird deutlich, wie sich die geringere Auflösung und damit einhergehende Mittlung der einzelnen Höhenwerte auf die Modellhöhe auswirkt. So befinden sich beispielsweise im Süd-Westen des Diemelgebiets einige Berge, die sich bis etwas über 800 m Höhe erheben. Das Geländemaximum von CCLM hingegen befindet sich auf 581 m, so dass sich zum Teil deutliche Abweichungen zwischen Modell- und realer Höhe ergeben. Die Erhebungen im Süd-Osten des Gebiets werden wegen ihrer geringen Ausdehnung im Modell nicht berücksichtigt. In den anderen Gebieten treten diese Effekte ebenfalls auf – allgemein werden durch die geringe Auflösung sehr hohe Gebiete vom Modell in ihrer Höhe eher zu tief und sehr tiefe Gebiete eher zu hoch angenommen.

2.5 Bias-Korrektur

Um die systematische Abweichung aus den Klima-Simulationsdaten zu korrigieren, werden verschiedene Techniken eingesetzt, von denen zwei im Folgenden aufgeführt werden. Diese unterscheiden sich in ihrer „Komplexität und dem Grad der Anpassung“ ([Nilson et al., 2010](#)) von Modell- und Beobachtungswerten. Für die Korrektur der in dieser Arbeit verwendeten Daten wurden für jeden Gitterpunkt und für jeden Monat spezifische Korrekturfaktoren errechnet ([Panitz et al., 2011](#)).

Die verwendeten Daten wurden vom Karlsruher Institut für Technologie (KIT) in einem zweistufigen Verfahren Bias-korrigiert. Der erste Schritt ist die Anpassung der Trockentage von Modell und Beobachtung. Es ist bekannt, dass das CCLM in der Regel die Anzahl an Regentagen überschätzt; dieses Phänomen wird „permanent drizzle“ genannt, da das Modell über lange Zeiträume einen geringen dauerhaften Niederschlag (drizzle, engl. Nieselregen) simuliert. Daher wird zunächst für jeden Monat im Zeitraum von 1971 bis 2000 die mittlere Anzahl an Tagen mit einer Niederschlagsmenge von weniger als 1 mm in den Daten des Raster-Referenz-Datensatzes HYRAS (im Rahmen des KLIWAS*-Projekts aus

* *Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt in Deutschland*, ein Forschungsprogramm des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung

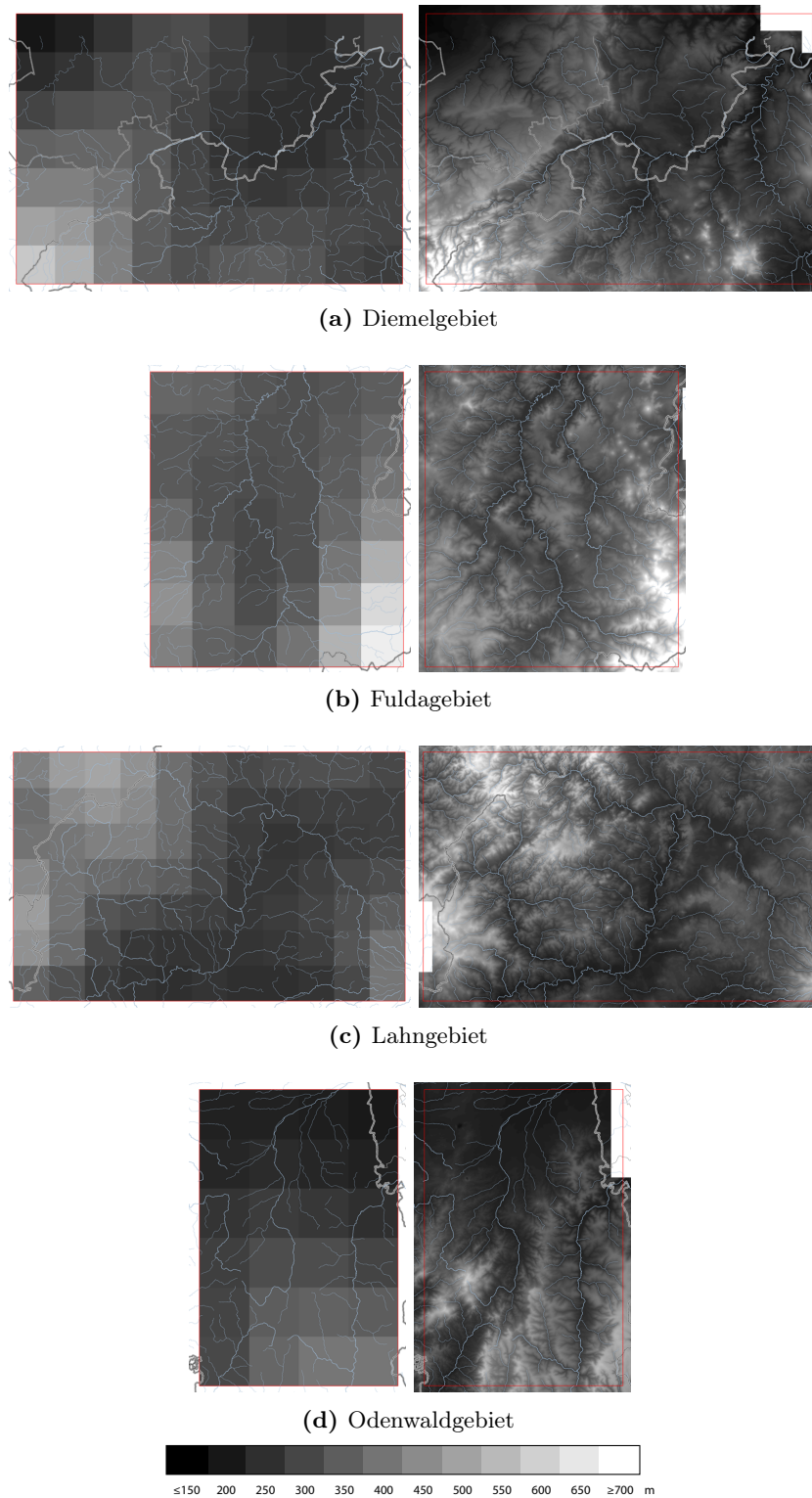


Abbildung 2.2: Topografische Karten der vier Untersuchungsgebiete mit einer Auflösung von $20 \cdot 20 \text{ m}^2$ pro Pixel im Vergleich mit den Höhenwerten des Modells mit einer Auflösung von $7 \cdot 7 \text{ km}^2$. Die roten Rechtecke kennzeichnen das Untersuchungsgebiet.

Beobachtungsdaten regionalisierte Rasterdaten) berechnet. Anschließend wird in den Modelldaten ein Grenzwert gebildet, der — wenn er von den Modelldaten abgezogen wird — zu einer gleichen Anzahl an trockenen Tagen von Modell und HYRAS-Daten führt. Dieser wird dann von den Modelldaten abgezogen, negativ werdende Niederschlagsdaten werden dabei auf Null gesetzt (Panitz et al., 2011; Berg et al., 2011):

Durch diese Anpassung verliert das Problem der Unterschätzung von Trockentagen an Bedeutung. Die Daten haben allerdings immer noch einen Bias, der im nächsten Schritt korrigiert wird.

Lineare Bias-Korrektur (LS)

Die angepassten Tageswerte werden über den Monat gemittelt und mit den Monatsmitteln der HYRAS-Werte verglichen. Der Quotient aus den beiden Mittelwerten ist der Korrekturfaktor, mit dem die Modelldaten multipliziert werden (Panitz et al., 2011).

$$Pr_{BC} = Pr_{mod} \cdot \frac{\overline{Pr_{Hy}}}{\overline{Pr_{mod}^*}} \quad (2.2)$$

mit

Pr_{mod}	modellierte Tagessummen
Pr_{BC}	biaskorrigierte Niederschlagsmengen
$\overline{Pr_{Hy}}$	mittlere beobachtete Monatssummen (HYRAS)
$\overline{Pr_{mod}^*}$	mittlere modellierte Monatssummen

Quantile Mapping (QM)

Beim Quantile Mapping werden zunächst die Quantile (siehe Abschnitt 3.2) der modellierten Werte gegen die der beobachteten Werte in einem Q-Q-Plot aufgetragen. Mithilfe dieser Kurve wird eine Transferfunktion gebildet, die es ermöglicht, die Wertepaare der 1:1-Gerade anzunähern (s. Abbildung 2.3, gestrichelte Linie), so dass der größte (zweitgrößte, ...) Wert der Modelldaten dem größten (zweitgrößten, ...) Wert der Beobachtungsdaten möglichst ähnlich ist (Maraun et al., 2010; Panitz et al., 2011).

Während beim Linear Scaling also nur ein Faktor bestimmt wird, mit dem die ganze Zeitreihe multipliziert wird, werden beim aufwändigeren Quantile Mapping deutlich mehr Faktoren berechnet, die jeweils auf einen bestimmten Teil der Niederschlagsverteilung der Zeitreihe angewendet werden.

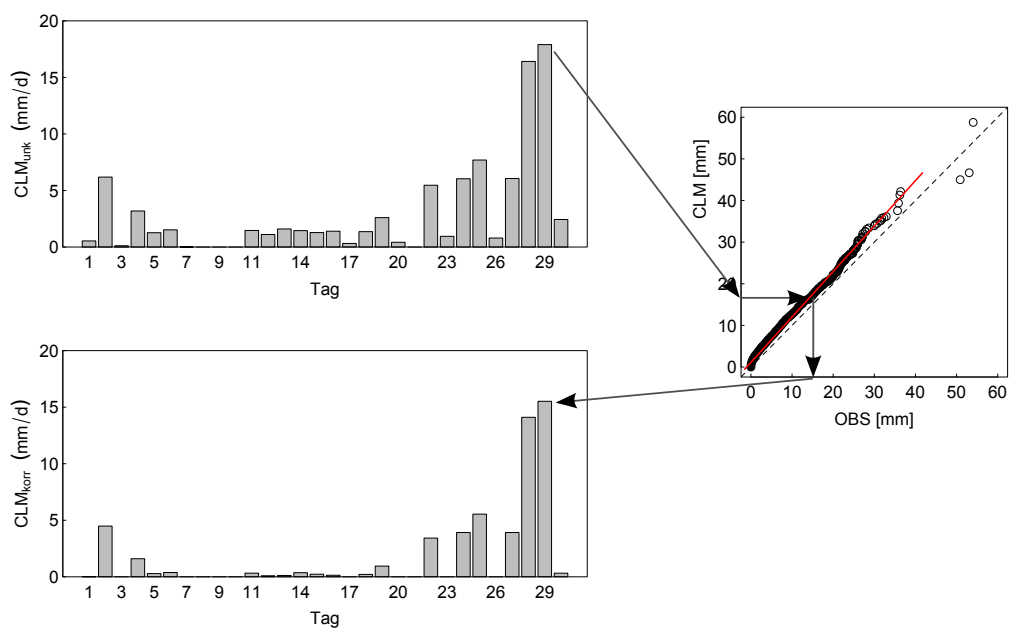


Abbildung 2.3: Beispiel für eine QM-Biaskorrektur. Die unkorrigierten Tagessummen (OBEN) werden über ein Transferfunktion (RECHTS, rote Linie), die aus dem Vergleich von unkorrigierten und beobachteten Tagessummen gebildet wird, angepasst (UNTEN). Nach [Mudelsee et al. \(2010\)](#).

Daten und Methoden

3.1 Verwendete Daten

Die in dieser Arbeit verwendeten Simulationsdaten stammen aus einem COSMO-CLM-Modelllauf (Realisierung 1, Version 4.8) mit einer horizontalen Auflösung von $0,0625^\circ$ (etwa 7 km) und dem globalen Klimamodell ECHAM5 (Roeckner et al., 2003) als Antrieb (Panitz et al., 2011). Die Daten wurden von der Bundesanstalt für Gewässerkunde im Rahmen des KLIWAS-Programms (4.01, „Wasserhaushalt, Wasserstand, Transportkapazität“) zur Verfügung gestellt. Für folgende Zeiträume lagen jeweils Tagesdaten vor:

- Modelldaten vom 1. Januar 1971 bis 31. Dezember 2000, UNKORRIGIERT UND biaskorrigiert (LS und QM)
- Modelldaten vom 1. Januar 2011 bis 31. Dezember 2050, simuliert unter Annahme des A1B-Szenarios, biaskorrigiert (LS und QM). Die Simulation wurde mit den in der Referenzperiode ermittelten Korrekturfaktoren ermittelt. Die Voraussetzung für die Biaskorrektur von Zukunftssimulationen ist, dass davon ausgegangen wird, dass die systematischen Fehler über längere Zeiträume konstant sind, also beispielsweise eine Unterschätzung von Regenextrema in der Referenzperiode auch in der Projektion auftritt.

Für die Validierung der Modelldaten wurden Stationsdaten von Niederschlags- und Klimastationen für den Zeitraum 1. Januar 1971 bis 31. Dezember 2000 in den Untersuchungsgebieten des Deutschen Wetterdienstes (Berendt et al., 2010) herangezogen. Die Stationen wurden anhand der Rastergrenzen der CCLM-Daten ausgewählt und auf Vollständigkeit der Aufzeichnung hin überprüft (Abbildung 2.1). Eine vollständige Liste der Stationen in den Untersuchungsgebieten findet sich in Anhang A.

3.2 Statistische Größen

Arithmetischer Mittelwert

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \frac{1}{n} \cdot (x_1 + x_2 + \cdots + x_n) \quad (3.1)$$

Quantile, Quartile und der Median

Quantile sind Lageparameter, die beschreiben, bei welchem Wert ein bestimmter Anteil der Verteilung darüber bzw. darunter liegt. So ist z. B. das 0,9-Quantil der Wert, unter dem 90 % und über dem 10 % der Werte liegen, das 0,05-Quantil entsprechend der Wert, unter dem 5 % liegen.

Quartile sind Maßzahlen, die im Gegensatz zu dem arithmetischen Mittelwert relativ unempfindlich gegenüber Ausreißern (also stark vom Mittel abweichenden Werten) sind. Sie sind eine Sonderform der Quantile und werden beispielsweise im Boxplot (siehe unten) verwendet. Für die Berechnung ist es notwendig, die Werte nach ihrer Größe zu sortieren, dann ist das erste Quartil der Wert, unter dem 25 % der Werte und 75 % darüber liegen. Das zweite Quartil wird Median (\tilde{x}) genannt, es ist der Wert, unter und über dem sich jeweils die Hälfte der Werte befinden. Da beim Median die Rangfolge der Zahlen betrachtet wird und nicht wie beim arithmetischen Mittelwert die tatsächlichen Werte, können sich die zwei Maßzahlen teilweise deutlich voneinander unterscheiden, vor allem dann, wenn sich in einer Verteilung starke Ausreißer befinden. Die Quartile werden folgendermaßen berechnet:

$$\begin{aligned} Q_1 &= x_{(k)} \text{ mit } k = \lfloor (n+1) \cdot 0.25 \rfloor \\ Q_2 &= \tilde{x} = x_{(l)} \text{ mit } l = \lfloor (n+1) \cdot 0.50 \rfloor \\ Q_3 &= x_{(m)} \text{ mit } m = \lfloor (n+1) \cdot 0.75 \rfloor \end{aligned} \quad (3.2)$$

wobei n die Anzahl der Werte darstellt und $\lfloor \]$ „die größte ganze Zahl bezeichnet, die nicht größer ist als das Ergebnis der Multiplikation“ (Sachs und Hedderich, 2009), also dem Umwandeln einer Gleitkommazahl in eine Ganzzahl entspricht.

Interquartilsabstand und Standardabweichung

Der Interquartilsabstand (interquartile range, IQR) kommt ebenfalls im Boxplot zum Einsatz. Es ist ein Maß für die Streuung im mittleren Bereich der Werte und ist definiert als die Differenz aus dem ersten und dem dritten Quartil (Formel

3.3). Er wird in dieser Arbeit als Streuungsmaß anstatt der Standardabweichung (Formel 3.4) verwendet, da die Standardabweichung von normalverteilten Daten ausgeht. Niederschlagshöhen sind allerdings nicht normalverteilt, sondern stark rechtsschief mit einem Modalwert (also dem häufigsten Wert) von 0. Der Interquartilsabstand bietet sich hier als eine Alternative an, da er unabhängig von der Art der Verteilung ist. Während die Standardabweichung (σ) eine Aussage über die gesamte Verteilung trifft (86,3 % der Werte liegen im Bereich $\bar{x} \pm \sigma$, 95,4 % im Bereich $\bar{x} \pm 2\sigma, \dots$), erhält man durch den Interquartilsabstand nur Aussagen über die Streuung der mittleren 50 % der Werte, die restliche Verteilung charakterisiert er nicht.

$$IQR = Q_{0,75} - Q_{0,25} \quad (3.3)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (3.4)$$

(nach Sachs und Hedderich (2009))

RMSE

Der RMSE (Root Mean Square Error, mittlere quadratische Abweichung) ist ein Maß für die Abweichung von zwei verschiedenen Werteverteilungen – hier modelliert und beobachtet – die sich aus der Wurzel der gemittelten quadratischen Differenz der Verteilungen zusammensetzt:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (OBS_i - MOD_i)^2} \quad (3.5)$$

mit

n	Anzahl der Werte
OBS	Beobachtete Werte
MOD	Modellierte Werte

3.3 Untersuchte Kenngrößen

Die von COSMO-CLM modellierten Werte werden mithilfe von in Tabelle 3.1 aufgelisteten Kenngrößen mit denen von Beobachtungsdaten verglichen. Die Berechnung der Kenngrößen wird – wo nötig – in den folgenden Abschnitten dargelegt.

Tabelle 3.1: Übersicht über untersuchte Kenngrößen

Kenngröße	Kurzbeschreibung
R _{xnd}	maximaler Niederschlag in n aufeinanderfolgenden Tagen im hydrologischen Jahr bzw. hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahr
R _{mnd}	minimaler Niederschlag in n aufeinanderfolgenden Tagen im hydrologischen Jahr bzw. hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahr
R10mm	Anzahl der Tage mit einer mittleren Niederschlagshöhe von über 10 mm
PRCPTOT	Gesamtniederschlag pro hydrologischem Halbjahr (<i>total precipitation</i>)
CWD	längste Nassperiode pro hydrologischem Halbjahr (<i>consecutive number of wet days</i>)
RCWD	größte Regenmenge einer Nassperiode pro hydrologischem Halbjahr (<i>rainfall of CWD</i>)
CDD	längste Trockenperiode pro hydrologischem Halbjahr (<i>consecutive number of dry days</i>)

3.4 Datenaufbereitung

Die täglichen Niederschlags-Daten des CCLM-Modells lagen im ascii-Format vor und konnten direkt verarbeitet werden. Aus den Niederschlags-Daten der Klima- und Niederschlagsstationen wurde zunächst das flächenarithmetische Mittel je Untersuchungsgebiet gebildet. In einem Fall (bei den Stationen Reichelsheim-ODW und Reichelsheim-Beerfur im Odenwaldgebiet) wurde zunächst der Mittelwert aus zwei Stationen gebildet, da diese räumlich sehr dicht beieinander stehen. Anschließend wurde das Mittel dieser Stationen in die Mittelwertberechnung mit den anderen Stationsdaten gegeben. Die Verarbeitung der Daten erfolgte mit *Processing** und R[†] (R Development Core Team, 2011).

*Eine auf Java aufbauende Programmiersprache und IDE; siehe www.processing.org/about

†Eine Statistikprogrammiersprache; siehe www.r-project.org/about.html

3.4.1 Maximale und minimale Gebietsniederschläge

Die größten bzw. kleinsten Niederschlagsereignisse sind wichtig, um die Hoch- bzw. Niedrigwassergefahr bestimmen zu können. Es wurden die größten Niederschlagssummen über einem zusammenhängen Zeitraum von einem, drei, sechs, zehn, 14 und 21 Tagen, sowie die kleinsten Niederschlagssummen über einen zusammenhängenden Zeitraum von 30, 60, 90 und 120 Tagen jeweils für das hydrologische Jahr und das hydrologische Winter- und Sommerhalbjahr gebildet.

Für $Rxn d$ bzw. $Rm n d$ gilt folgende Formel:

$$Rxn d = \max \left[\left(\sum_{i=1}^n RR_i \right), \left(\sum_{i=2}^{n+1} RR_i \right), \dots, \left(\sum_{i=k}^{n+k-1} RR_i \right) \right] \quad (3.6)$$

und

$$Rm n d = \min \left[\left(\sum_{i=1}^n RR_i \right), \left(\sum_{i=2}^{n+1} RR_i \right), \dots, \left(\sum_{i=k}^{n+k-1} RR_i \right) \right] \quad (3.7)$$

RR_i steht für die Regenmenge des jeweiligen Tages, k ist der letzte Starttag einer Periode und n die Länge der zu überprüfenden Periode (z. B. $Rx3d$ mit $n = 3$ für die maximale Niederschlagsmenge über einen Zeitraum von drei Tagen). Wenn also der maximale Niederschlag über einen Zeitraum von drei Tagen im hydrologischen Jahr bestimmt werden soll, ist die erste zu berechnende Periode die Niederschlagssumme vom ersten bis zum dritten Tag, die zweite entsprechend vom zweiten bis zum vierten Tag. Die letzte Periode fängt am drittletzten Tag ($k = 363$) an und endet am letzten ($n + k - 1 = 363 + 3 - 1 = 365$). Von den so berechneten Werten wird schließlich je nach gesuchter Größe der Maximal- bzw. Minimalwert bestimmt.

3.4.2 Gesamtniederschlag

Über den Gesamtniederschlag lässt sich vergleichen, ob ein Jahr oder eine Periode im Vergleich zum langjährigen Mittel zu trocken oder zu nass war. Er wird über die folgende Formel berechnet:

$$PRCPTOT = \sum_{i=1}^n RR_i \quad (3.8)$$

mit n als Anzahl der Tage der jeweiligen Periode:

hydrologisches Jahr (1. November bis 31. Oktober):	365 d
hydrologisches Sommerhalbjahr (1. Mai bis 31. Oktober):	184 d
hydrologisches Winterhalbjahr (1. November bis 30. April):	181 d

In einem Schaltjahr ändert sich die Länge des hydrologischen Jahres bzw. Winterhalbjahres um jeweils +1 Tag.

3.4.3 Trocken- und Nassperioden

Um besonders feuchte oder besonders trockene Zeiträume zu charakterisieren, werden die Zeitreihen auf Trocken- und Nassperioden hin untersucht.

Nassperiode (CWD) Eine Nassperiode setzt sich aus mindestens acht nassen Tagen zusammen und darf maximal einen nicht-nassen Tag enthalten. Die Definition, ob ein Tag als nass anzusehen ist, hängt vom Datum und den sechs vorangegangenen Tagen ab: zunächst wird der linear gewichtete Mittelwert aus dem zu überprüfenden Tag (mit der Gewichtung 1,0) und den sechs vorangegangenen Tagen (mit den Gewichtungen 0,85, 0,70, . . . , 0,10) gebildet. Dieser wird dann mit dem Grenzwert verglichen, der einen sinusförmigen Verlauf mit dem Maximum von 5 mm am 7. Juli und dem Minimum von 1 mm am 7. Januar hat (Dietzer et al., 2001).

Die Regenmenge pro Regenperiode (RCWD) wird analog zu Formel 3.8 mit i als Starttag und n als Dauer der jeweiligen Regenperiode berechnet.

Trockenperiode (CDD) Eine Trockenperiode besteht aus mindestens elf aufeinander folgenden Tagen, mit einer Niederschlagshöhe von kleiner oder gleich 1,0 mm (Dietzer et al., 2001)

Es gibt verschiedene Definitionen, ab wann ein Tag als *nass* anzusehen ist, in dieser Arbeit wird die Definition von Dietzer et al. (2001) und Albrecht und Dietzer (2006) verwendet. Eine weitere Definition, wie sie beispielsweise in Bachner (2008) angewendet wird, ist $RR > 1 \text{ mm d}^{-1}$. Anzumerken sei an dieser Stelle, dass es sich bei den Werten in dieser Untersuchung um Flächenkennwerte handelt, die nicht ohne weiteres mit Nass- oder Trockentag-Werten von Stationsdaten vergleichbar sind.

3.5 Vergleich von Beobachtungs- und Modellwerten

Der Vergleich von Verteilungen von modellierten und beobachteten Werten geschieht sowohl grafisch als auch statistisch:

3.5.1 Kolmogorov-Smirnov Test

Der Kolmogorov-Smirnov-Test (KS-Test) wird dazu verwendet, um zu testen, ob sich zwei zu prüfende Verteilungen unterscheiden und „gilt als schärfster Homogenitätstest“ (Sachs und Hedderich, 2009). Das Verfahren beruht auf dem Maximum der absoluten Abweichungen zwischen den beiden Verteilungen \hat{F}_1 und \hat{F}_2 . Zunächst werden die Werte der Größe nach geordnet und als kumulative Verteilungsfunktion aufgetragen, die Prüfgröße D berechnet sich dann als (Panneerselvam, 2004; Sachs und Hedderich, 2009):

$$\hat{D} = \max \left| \left(\hat{F}_1 - \hat{F}_2 \right) \right| \quad (3.9)$$

Bei einem statistischen Test wird die eigentliche Hypothese (Arbeitshypothese, H_A) in der Regel nicht direkt überprüft, sondern man formuliert eine Gegenthese (Nullhypothese, H_0) und prüft diese. Wenn die Wahrscheinlichkeit für das Zutreffen der Nullhypothese zu gering wird, verwirft man sie und akzeptiert die eigentliche Hypothese (Sachs und Hedderich, 2009).

Die in dem Test verwendeten Hypothesen lauten:

H_A : Die Werte folgen unterschiedlichen Verteilungen

H_0 : Die Werte folgen der gleichen Verteilung

Für jede Werteanzahl n und jede Irrtumswahrscheinlichkeit α existiert ein kritischer Wert $D_{n,\alpha}$, ab dessen Erreichen bzw. Überschreiten ein signifikanter Unterschied vorliegt und die Nullhypothese abgelehnt wird (Sachs und Hedderich, 2009).

Die Prüfung auf statistisch signifikante Überprüfungen wurde in R (`ks.test()`) durchgeführt, das neben D auch einen P -Wert ausgibt, der definiert ist als die Wahrscheinlichkeit, mit der „eine ebenso große und größere Prüfgröße, wie die berechnete, erwartet werden kann, wenn die Nullhypothese richtig ist“ (Sachs und Hedderich, 2009). Für diesen gilt:

$p > \alpha$ Die Nullhypothese wird angenommen, die Werte unterscheiden sich nicht signifikant

$p < \alpha$ Die Nullhypothese wird verworfen, die Werte unterscheiden sich signifikant mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von α

In dieser Arbeit wird ein Signifikanzniveau von 5 % verwendet ($\alpha = 0,05$), das bedeutet, dass bei Zutreffen der Nullhypothese die Wahrscheinlichkeit für eine Bestätigung mindestens 95 % beträgt. Im Durchschnitt wird also in 100 Tests fünf Mal fälschlicherweise die Nullhypothese abgelehnt.

Der Test soll an folgendem Beispiel mit Zufallswerten erläutert werden:

Es soll für zwei Verteilungen mit $n = 20$ geprüft werden, ob diese sich signifikant unterscheiden. Der kritische D-Wert für ein Signifikanzniveau von 5 % und 20 Werte beträgt $D_{20;0,05} = 0,4$. Die Arbeitshypothese H_A lautet „Die Werte folgen unterschiedlichen Verteilungen“. Es wird die Nullhypothese H_0 gebildet: „Die Werte folgen der gleichen Verteilung“. \hat{D} wurde zu 0,45 berechnet, und liegt damit über $D_{20;0,05}$; das bedeutet, dass die Nullhypothese auf dem 5 %-Niveau abgelehnt werden muss und die Verteilungen sich signifikant unterscheiden. Dies wird auch durch den P -Wert deutlich, der mit 3,4 % unter dem Signifikanzniveau von 5 % liegt.

3.5.2 Boxplots

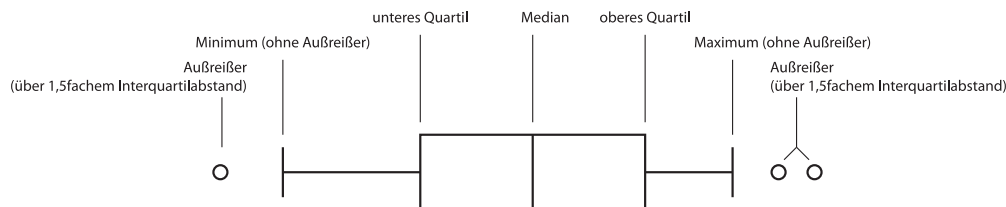


Abbildung 3.1: Beispiel eines Boxplots

Boxplots (auch Box-Whisker-Plot) sind eine zusammenfassende Darstellung statistischer Größen, wodurch der Vergleich verschiedener Verteilungen relativ schnell möglich ist. Die zu untersuchende Verteilung wird in Quartile aufgeteilt, die zwei mittleren werden als Box dargestellt und durch einen Strich getrennt, der den Median darstellt. Die jeweils äußeren werden als *whisker* gezeichnet, deren maximale Länge der 1,5-fache Interquartilsabstand (also der Abstand zwischen dem 25. und dem 75. Perzentil) ist (Abbildung 3.1). Werte, die weiter entfernt sind, gelten als Ausreißer und werden durch Punkte dargestellt.

3.5.3 Unterschreitungsdauerlinien

Für Unterschreitungsdauerlinien werden die zu untersuchenden Werte nach ihrer Größe geordnet und über den Zeitraum aufgetragen. So lässt sich die Verteilung der Niederschläge gut beobachten und mit Modellsimulationen vergleichen. In Abbildung 3.2 ist beispielsweise zu erkennen, dass der maximale Eintages-Niederschlag in 19 von 29 Jahren unter 30 mm lag und dass die Verteilung nicht linear steigt, sondern in den sehr hohen bzw. niedrigen Bereichen stärker ansteigt bzw. absinkt.

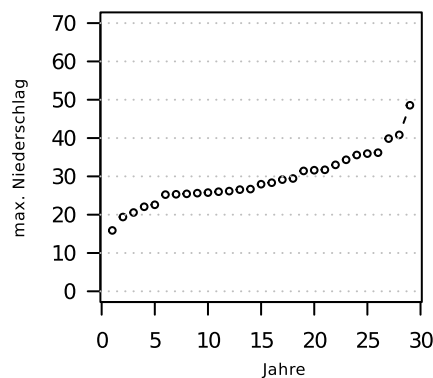


Abbildung 3.2: Beispiel einer Unterschreitungsdauerlinie für den maximalen Eintägigen Niederschlag

3.5.4 Quantil-Quantil-Plots

Mit Quantil-Quantil-Plots (Q-Q-Plots) werden sämtliche Werte einer Zeitreihe mit denen einer anderen verglichen. Voraussetzung dafür ist, dass die Zeitreihen gleich lang sind. Die Werte werden ihrer Größe nach sortiert und gegeneinander aufgetragen (siehe z. B. Abbildung 2.3). Die Verteilungen sind gleich, wenn sie auf der 1:1-Linie liegen. Im Beispiel aus Zufallswerten in Abbildung 2.3 sind die Modelldaten auf der Ordinate aufgetragen, die Beobachtungsdaten auf der Abszisse. Die Werte liegen fast vollständig unterhalb der 1:1-Linie (gestrichelte Gerade) und weichen bei höheren Niederschlägen immer mehr ab; das bedeutet, dass das Modell Niederschläge generell als zu niedrig einschätzt.

Auswertung der Referenzperiode

4.1 Stationsdaten und REGNIE-Werte

Bei der Bestimmung des Gebietsmittels über eine arithmetische Mittelwertbildung ergeben sich zwangsläufig Fehler. Um einen Anhaltspunkt für die Größe des Fehlers zu erhalten, wurden die Daten mit denen einer aufwändigeren Interpolationsmethode verglichen. Verwendet wurde der REGNIE-Datensatz des Deutschen Wetterdienstes, wobei jeweils die Mittelwerte der dreißig Stationsjahressummen mit denen der REGNIE-Rasterdaten von 1971 bis 2000 verglichen wurden (Tabelle 4.1). Der REGNIE-Datensatz (für *Regionalisierung von Niederschlagshöhen*) wurde vom DWD entwickelt und berechnet aus den Niederschlagswerten der Messstationen mit Hilfe von Höhe, geografische Länge und Breite etc. Rasterdaten (DWD, 2009). Die beste Übereinstimmung findet sich im Odenwaldgebiet mit einer Abweichung von 1,3%; auch die anderen Werte haben mit 1,8% bis 4,5% eine hinreichend kleine Abweichung, um sie als flächenrepräsentativ anzusehen.

Tabelle 4.1: Vergleich der mittleren beobachteten Jahressummen (1971 - 2000) mit denen des REGNIE-Datensatzes und deren prozentuale Abweichung voneinander (100% = REGNIE)

	DIE	FUL	LAH	ODW
Stationsmittel [mm]	796.1	763.1	796.6	863.9
REGNIE-Mittel [mm]	810.7	790.5	834.4	875.4
Abweichung [%]	-1.8	-3.5	-4.5	-1.3

An dieser Stelle sei auf eine Fehlerquelle beim Vergleich von Stationsmitteln und REGNIE-Werten hingewiesen: Als Begrenzungsrahmen wurden die Ränder des CCLM-Datensatzes verwendet und mit diesem die Rasterdaten von REGNIE ausgewählt, woraus sich folgende Probleme ergeben:

- Das verwendete Koordinatensystem bei CCLM-Modell und REGNIE-Datensatz ist unterschiedlich. CCLM verwendet das WGS84-System, während bei REGNIE das Gauss-Krüger-Koordinatensystem eingesetzt wird. Man kann die Werte ineinander umrechnen, doch die Rasterpunkte laufen langsam auseinander, da keine Äquidistanz gegeben ist (also die Länge eines Grades in Kilometer vom Ort abhängig ist)
- Die Rasterkanten liegen nicht genau aufeinander. Daraus ergibt sich zwangsläufig ein Versatz, der im ungünstigsten Fall 500 m auf jeder Seite beträgt (s. Beispiel in Abbildung 4.1). Zum Beispiel ist die Fläche im Odenwaldgebiet, mit der der REGNIE-Durchschnitt bestimmt wurde, 1204 km^2 groß, während sie im CCLM-Modell 1176 km^2 beträgt (Bastian, 2011, pers. Mitteilung).

Durch die angesprochenen Fehlerquellen können sich Flächenabweichungen von maximal einigen Prozent ergeben.

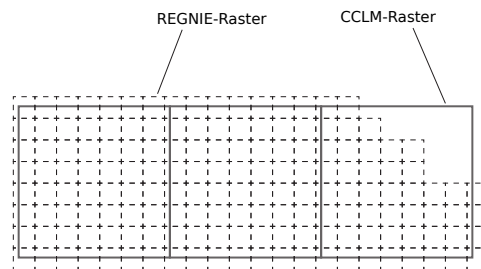


Abbildung 4.1: Beispielhafte Darstellung der Verschiebung des $7 \cdot 7 \text{ km}^2$ -Rasters von COSMO-CLM und des $1 \cdot 1 \text{ km}^2$ -Rasters von REGNIE und die daraus resultierende Flächenänderung

4.2 Verteilung der Niederschlagswerte

Um zu ermitteln, wie sich welche Bias-Korrektur auf die Niederschlagswerte auswirkt, wurden diese zunächst in einem Q-Q-Plot gegen die Stationswerte aufgetragen (s. Abbildung 4.2 (a) - (d)). Im Bereich der geringen und mittleren Niederschläge sind keine Unterschiede zwischen den beiden Verfahren zu erkennen; beide liefern zufriedenstellende Ergebnisse. Im Allgemeinen lässt sich folgendes Verhalten feststellen: Bis zum etwa 40. Perzentil ist der Unterschied zwischen Linear Scaling (LS) und Quantile Mapping (QM) sehr gering. Es folgt ein Bereich, in dem QM den kleineren mittleren quadratischen Fehler (RMSE, root mean square error) liefert, dann ein Bereich, in dem mit LS der kleinere RMSE erreicht

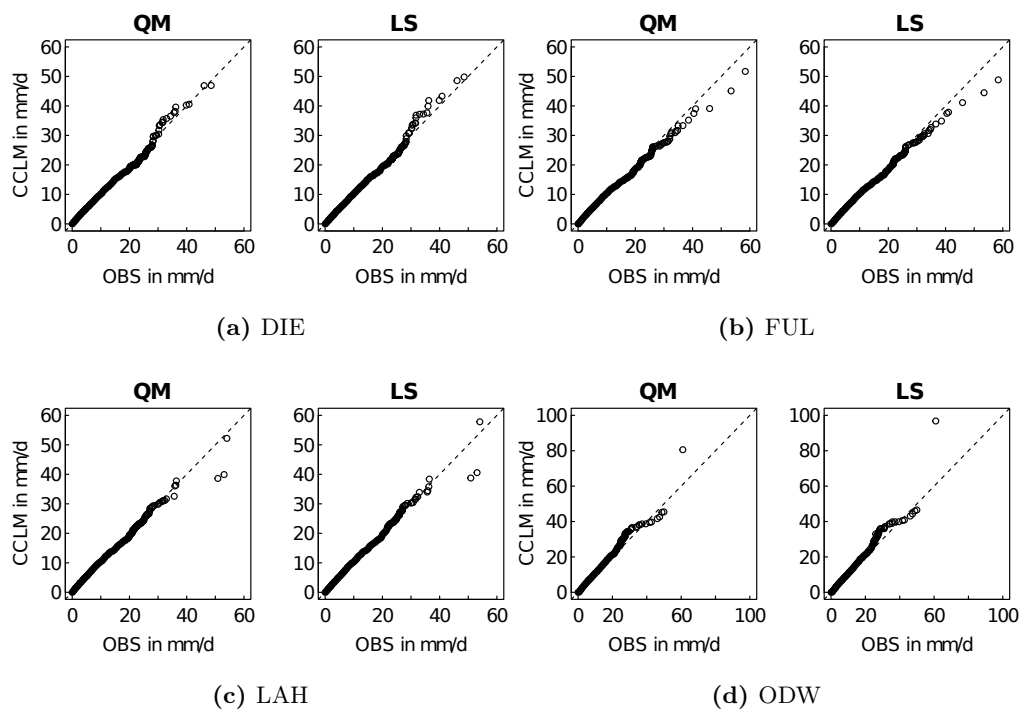


Abbildung 4.2: Q-Q-Plots der Niederschläge von LS- bzw. QM-Methode gegenüber den Beobachtungsdaten für die vier Untersuchungsgebiete (Achsenskalierung bei ODW beachten)

wird. Die höchsten Niederschläge (etwa die oberen 20 bis 60 Werte) werden wieder durch Quantile Mapping besser dargestellt, vor allem im Odenwaldgebiet verringert sich der RMSE durch die Anwendung von QM deutlich (RSME der Werte über dem 99. Perzentil: 3,6 bei QM und 4,8 bei LS). Sichtbar wird dies vor allem in (Abbildung 4.2 (d)), wo der maximale Niederschlag von fast 100 mm bei LS auf etwa 80 mm bei QM herabgesenkt wird (gegenüber einem maximalen beobachteten Wert von 61 mm). Dieses Verhalten der Korrektur zeigt sich auch, wenn man die größten jährlichen Niederschläge (*Rx1d*) für das Odenwaldgebiet in Unterschreitungsdauerlinien aufträgt (Abbildung 4.3). So unterscheiden sich bei Linear Scaling die höchsten 20 % der Werte um 7,6 %, bei Quantile Mapping beträgt die Abweichung nur 0,5 %. Die Abweichung über sämtliche Werte beträgt bei LS 14,4 %, bei QM sinkt sie auf 9,3 %. Nicht in allen Fällen allerdings liefert das Quantile Mapping bessere Werte; bei manchen Werten ist die Abweichung einige Prozentpunkte größer als beim Linear Scaling.

Durchschnittlich – also über die komplette Verteilung der Niederschläge – ist der RMSE bei LS in den Gebieten Diemel, Fulda und Lahn etwas kleiner, im Odenwald etwas größer (Tabelle 4.2).

Tabelle 4.2: RMSE [mm] der nach Größe sortierten Tagesniederschlagssummen der Biaskorrekturen

Gebiet	QM	LS
DIE	0,23	0,20
FUL	0,31	0,28
LAH	0,31	0,27
ODW	0,51	0,59

Im Diemelgebiet fällt der Fehler zwischen simulierten und beobachteten Tagessummen am geringsten aus. Es folgt das Lahnggebiet, bei dem von wenigen Ausnahmen abgesehen die Werte sehr dicht an der 1:1-Linie liegen. Im Fuldagebiet ist der Fehler etwa so hoch wie im Lahnggebiet, hier werden sehr hohe Niederschläge zu schwach simuliert. Im Odenwald schließlich ist die Abweichung deutlich höher als in den anderen Gebieten, es zeigen sich vor allem Abweichungen bei Niederschlägen im Bereich von 20 mm bis ungefähr 40 mm.

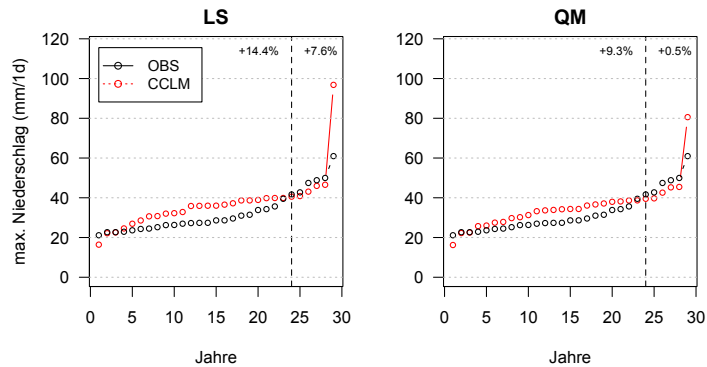


Abbildung 4.3: Vergleich von LS und QM mittels Unterschreitungsdauerlinien von R_{x1d} für das Odenwaldgebiet (hydrologisches Jahr). Die prozentualen Abweichungen der oberen 20 % sind rechts der vertikalen Linie dargestellt, die durchschnittliche Abweichung aller Werte links (100 % = OBS).

In Tabelle 4.3 ist beispielhaft für das Fuldagebiet dargestellt, welches Biaskorrekturverfahren die kleinere Abweichung für verschiedene Niederschlagsindizes von den beobachteten Werten liefert. Es wurde jeweils für den Median (\tilde{x}) als Lageparameter und den Interquartilsabstand (IQR) als Streuungsmaß bestimmt, mit welchem Verfahren eine kleinere prozentuale absolute Abweichung vom Beobachtungswert erreicht wird. Beim Betrachten der Werte fallen folgende Dinge auf:

- Die Kennwerte der maximalen Niederschlagssummen (R_{xnd}) werden beim Anwenden vom Quantile Mapping geringfügig besser getroffen. Der Median bei QM wird über alle Gebiete in 63 % der Fälle besser getroffen als bei LS, der Interquartilsabstand in 56 % der Werte.
- Die Kennwerte der minimalen Niederschlagssummen (R_{mnd}) werden von beiden Korrekturverfahren etwa gleich gut getroffen. Median und Interquartilsabstand werden von QM nur in jeweils 44 % der Werte besser getroffen als bei LS.
- Im Winterhalbjahr hat QM beim Median deutlich öfter die geringere Abweichung als im Sommerhalbjahr (auch in anderen Gebieten).
- Allgemein ist festzustellen, dass die Unterschiede der Ergebnisse zwischen den beiden Korrekturverfahren relativ gering sind und **kein klarer „Sieger“ auszumachen ist**.

Dass die $Rxnd$ -Kennwerte tendenziell besser getroffen werden als die $Rmnd$ -Werte, lässt sich dadurch erklären, dass das Quantile Mapping vor allem die Bereiche der hohen Niederschläge besser an die realen Werte anpassen kann als Linear Scaling. Bei den maximalen Niederschlagssummen innerhalb n Tage werden also eher die Werte berücksichtigt, welche im Vergleich zu LS von der QM-Korrektur „profitieren“, während die minimalen Summen in erster Linie mit Werten berechnet werden, die durch LS und QM gleichermaßen beeinflusst werden.

Tabelle 4.3: Übersicht über die Abweichungen der Ergebnisse (Median \tilde{x} und Interquartilsabstand IQR der Verteilungen) der beiden Biaskorrekturverfahren für verschiedene Niederschlagsindizes im Fuldagebiet. **Q** bedeutet, dass Quantile Mapping die geringere Abweichung vom Beobachtungswert liefert, **L**, dass Linear Scaling geringere Abweichungen liefert.

Index	SHJ		WHJ		$\sum Q$
	\tilde{x}	IQR	\tilde{x}	IQR	
Rx1	Q	L	Q	Q	3
Rx3	Q	Q	Q	Q	4
Rx6	L	Q	Q	L	2
Rx10	L	L	Q	L	1
Rx14	Q	Q	Q	Q	4
Rx21	L	Q	L	Q	2
Rm30	Q	Q	L	Q	3
Rm60	L	L	Q	L	1
Rm90	Q	L	L	L	1
Rm120	Q	L	Q	L	2
PRCPTOT	L	Q	Q	L	2
$\sum Q$	6	6	8	5	25

Im weiteren Verlauf der Arbeit wird mit den QM-korrigierten Daten gearbeitet. Diese liefern tendenziell eine etwas bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungswerten. Die Unterschiede der Ergebnisse beider Methoden sind allerdings nicht besonders stark, so dass auch die deutlich weniger komplexe Linear-Scaling-Methode keineswegs ungeeignet ist, um Daten auch für kleinere Gebiete zu korrigieren.

4.3 Auswirkung der Biaskorrektur

Um einen Überblick darüber zu bekommen, in welchem Ausmaß sich die Biaskorrektur auf die Niederschlagshöhen beziehungsweise die einzelnen Kennwerte auswirkt, wurden diese beispielhaft für das Lahnggebiet zusätzlich für die unkorrigierten Rohdaten berechnet und mit den korrigierten und den beobachteten Werten verglichen.

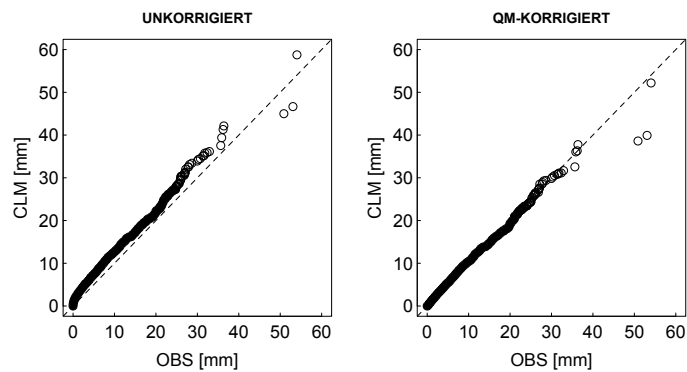


Abbildung 4.4: QQ-Plot der unkorrigierten (LINKS) sowie der QM-korrigierten (RECHTS) modellierten Tagesniederschläge

Abbildung 4.4 zeigt QQ-Plots der unkorrigierten und der QM-korrigierten Tagessummen jeweils im Vergleich mit den beobachteten Daten. Man erkennt, dass die unkorrigierten Werte bereits recht nahe der 1:1-Linie liegen, jedoch fast durchgängig die Niederschlagshöhe etwas überschätzt wird. Die durchschnittliche Niederschlagshöhe der unkorrigierten Daten liegt bei 3,35 mm/d, die korrigierten Werte haben einen Durchschnitt von 2,29 mm/d. Der in dem Kontrollzeitraum gemessene Durchschnitt liegt bei 2,18 mm/d, wird also vom Modell ohne Korrektur um über 50 % überschätzt, nach der Korrektur nur noch um 5 %.

Die größte prozentuale Abweichung entsteht in den sehr niedrigen Niederschlagsbereichen. Das in Abschnitt 2.5 angesprochene Problem des *permanent drizzle* wird in der Vergrößerung von Abbildung 4.4 (Abbildung 4.5) deutlich, in der sich zeigt, dass in dem Bereich, in dem in den Beobachtungsdaten der Niederschlag noch null ist, im Modell bereits Niederschlag fällt. So ist die Anzahl der Tage mit einer Niederschlagssumme zwischen 0 und 1 mm (dem Grenzwert für die Anpassung der Anzahl trockener Tage bei der Biaskorrektur) in den Beobachtungsdaten 6745, während es im Modell lediglich 4823 Tage sind. Durch die Biaskorrektur wird diese Anzahl dann auf 6621 angehoben.

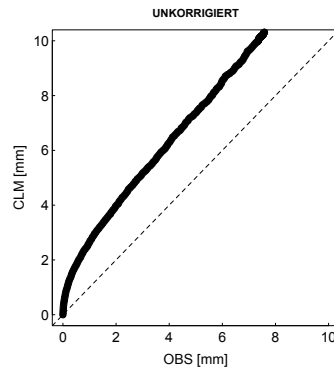


Abbildung 4.5: Vergrößerung des QQ-Plots der unkorrigierten modellierten Tagesniederschläge aus Abbildung 4.4

In den korrigierten Tagesniederschlägen fallen zwei Werte auf, die durch die Bias-Korrektur verschlechtert werden (der zweit- und drittgrößte Niederschlag bei etwa 45 bis 55 mm). Dies liegt daran, dass bis auf diese beiden Werte insofern eine Ausnahme bei der Verteilung darstellen, als dass sie im Gegensatz zu den anderen Werten zu niedrig sind. Die Transferfunktion liegt durch die zu hohen Niederschläge beim Rest der Verteilung über der 1:1-Linie, so dass bei der Korrektur die Niederschläge abgesenkt werden. Während nun nahezu die gesamte Verteilung näher an der Realität liegt, werden diese beiden Werte in die falsche Richtung korrigiert und weichen mehr ab. Für einzelne Niederschlagsereignisse kann die Korrektur also auch Verschlechterungen bringen.

In Abbildung 4.6 ist zu erkennen, wie die Biaskorrektur sich auf die verschiedenen Kennwerte auswirkt. Auf der Abszisse ist das Verhältnis vom modellierten Durchschnitt des jeweiligen Kennwerts zu dem Durchschnitt der beobachteten Werte aufgetragen, auf der Ordinate das gleiche Verhältnis für den Interquartilsabstand. Ein Wert, dessen Durchschnitt im Modell und in den Beobachtungsdaten gleich groß ist, läge also auf der Linie $x = 1$, ein Wert mit der selben Streuung auf der Linie $y = 1$. Es ist zu erkennen, dass die unkorrigierten Werte im Mittel fast alle zu hoch sind, unabhängig vom hydrologischen Halbjahr. Einzelne Werte wie die maximale Nassperiodenlänge im SHJ und die minimale Niederschlagssumme innerhalb von 30 Tagen im WHJ sind um den Faktor zwei zu hoch. Die Kennwerte werden dann in beiden Halbjahren durch die Korrektur bezüglich ihres Mittelwerts gut korrigiert (Annäherung der Punkte an $x = 1$): Die Spannweite der Werte im hydrologischen Sommerhalbjahr beträgt bei den unkorrigierten Werten 0,64 bis 2,00 des beobachteten Mittels, bei den korrigierten Daten liegt diese im

Bereich von 0,90 bis 1,14. Im Winterhalbjahr ist die Korrektur mit 0,57 – 2,12 (unkorrigiert) gegenüber 0,81 – 1,16 (korrigiert) ähnlich gut.

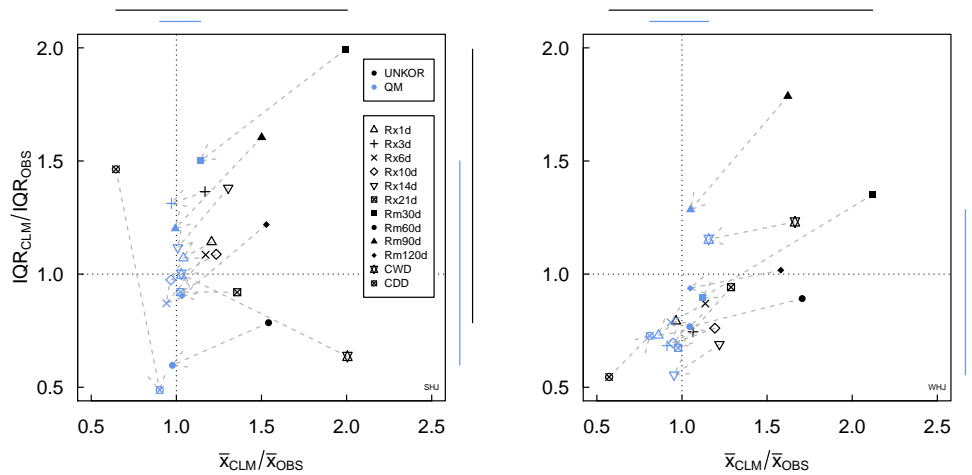


Abbildung 4.6: Darstellung des Einflusses der Biaskorrektur (QM) auf den Interquartilsabstand (IQR, Abszisse) und den Mittelwert (\bar{x} , Ordinate) auf die Hochwasser-(Rx)- und Niedrigwasser-(Rm)-Kennwerte sowie der maximalen Länge von Nass- und Trockenperioden (CWD bzw. CDD) im Lahnggebiet. LINKS: hydrologisches Sommerhalbjahr, RECHTS: hydrologisches Winterhalbjahr. Es wurden jeweils die normierten Werte verwendet (100% = OBS), die beste Übereinstimmung der Kennwerte wäre also beim Punkt $\circ P(1,1)$ erreicht.

Der Interquartilsabstand der unkorrigierten Kennwerte wird im Sommerhalbjahr bei neun der insgesamt zwölf dargestellten Werte überschätzt, im Winterhalbjahr wird er dagegen bei acht Werten unterschätzt. Bezüglich ihres IQR werden die Werte in der Mehrzahl ebenfalls näher an die beobachteten Interquartilsabstände gebracht – allerdings in einem deutlich geringeren Maß als dies beim Mittelwert der Fall ist: die Spannweite der Werte liegt im hydrologischen Sommerhalbjahr bei den unkorrigierten Daten bei 0,79 bis 2,00, bei den korrigierten reicht sie von 0,60 bis 1,50. Im Winterhalbjahr liegt sie bei 0,56 – 1,29 (korrigiert) und 0,55 – 1,79 (unkorrigiert).

Zuletzt soll betrachtet werden, welchen Einfluss die Biaskorrektur auf die räumliche Niederschlagsverteilung hat. Abbildung 4.7 zeigt die Niederschlagsverteilungen für die unkorrigierten und biaskorrigierten Modelldaten sowie die des REGNIE-Datensatzes exemplarisch für die Monate Januar und Juli (Die Abbildungen für alle Monate sind in Anhang B.1 ab Seite 100 dargestellt). Es fällt auf, dass der Niederschlag pro Gitterbox in den unkorrigierten Modelldaten nahezu

durchgängig überschätzt wird. Die räumliche Verteilung wird jedoch bereits in den unkorrigierten Daten gut nachvollzogen; relativ deutlich sind bereits höhere Lagen (Rothaargebirge, Rhön, Vogelsberg, Odenwald) durch den größeren Niederschlag zu erkennen, auch der geringere Niederschlag in der Oberrheinischen Tiefebene (in den Abbildungen jeweils unten links) wird relativ gut simuliert. Diese Verteilung wird von der Biaskorrektur dann nicht mehr wesentlich beeinflusst.

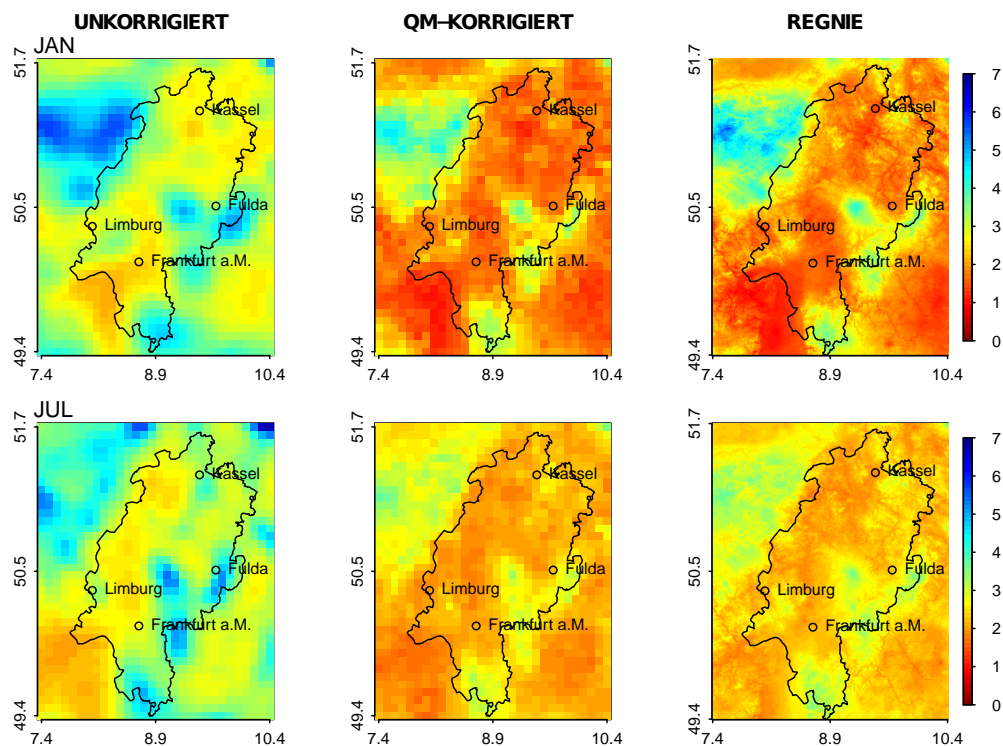


Abbildung 4.7: Niederschlagsverteilung des Tagesdurchschnitts (mm/d) im Januar (OBEN) und Juli (UNTEN) der unkorrigierten (LINKS) und QM-korrigierten (MITTE) CLM-Daten sowie des REGNIE-Daten (RECHTS)

4.4 Nachvollziehbarkeit der Referenzperiode

Im folgenden Abschnitt soll nun überprüft werden, inwiefern die biaskorrigierten Daten bezüglich Mittelwert, Streuung und Extrema mit den beobachteten Werten übereinstimmen.

4.4.1 Gesamtniederschläge

Die Verteilung der Gesamtniederschläge aus 29 hydrologischen (Halb-)Jahren ist in den Abbildungen 4.8 (a)-(c) als Boxplots gezeigt. Die Mediane werden gut vom Modell getroffen. Auch die Mittelwerte (nicht gezeigt) zeigen eine gute Übereinstimmung; im hydrologischen Jahr treten Abweichungen zwischen 1,4 % und 4,5 % auf, im hydrologischen Sommerhalbjahr zwischen 0,7 % und 3,7 % und im hydrologischen Winterhalbjahr von 2,3 % bis 5,4 %. Der KS-Test zeigt, dass für keine der Verteilungen ein signifikanter Unterschied vorliegt. Die jährliche Variabilität wird vom Modell allerdings systematisch unterschätzt. Im Winterhalbjahr wird zwar der Interquartilsabstand in drei Gebieten zu hoch simuliert, was bedeutet, dass die mittleren 50 % der Werte etwas weiter gestreut sind als in den beobachteten Daten, jedoch ist die Schwankungsbreite sämtlicher Modellwerte um 7 % bis 28 % zu gering. Auch die Standardabweichung – die in diesem Fall belastbare Aussagen liefert, da die Gesamtniederschlagsverteilungen normalverteilt sind* – zeigt eine Unterschätzung von 8 % bis 23 %.

4.4.2 Maximale Niederschlagssummen

Als Kennwerte für die maximalen Niederschläge wurden die maximalen Niederschlagssummen von einem, drei, sechs, zehn, 14 und 21 zusammenhängenden Tagen im hydrologischen Jahr respektive hydrologischem Winter- und Sommerhalbjahr berechnet. Die prozentualen Abweichungen der Mittelwerte sind in Abbildung 4.9 aufgetragen. Im Sommerhalbjahr werden die Werte sehr gut getroffen – es befindet sich der größte Teil der Kennwerte im Bereich der beobachteten Werte $\pm 10\%$. Einzig die größte Niederschlagssumme an einem Tag wird im Odenwaldgebiet mit etwa 20 % deutlicher überschätzt. Im Winterhalbjahr werden alle Werte etwas unterschätzt, am stärksten der maximale Ein-Tages-Niederschlag im Fuldagebiet mit -21% . Ansonsten ist die Schwankungsbreite der Abweichungen vergleichbar mit der im hydrologischen Sommerhalbjahr, nur schwanken die Werte nicht um die 0 %-Linie, sondern etwas darunter.

Die Abweichungen im gesamten hydrologischen Jahr liegen zwischen denen des Winter- und des Sommerhalbjahrs. Dies liegt daran, dass sich Unter- beziehungsweise Überschätzungen, die in den einzelnen Halbjahren entstehen, über den Zeitraum eines kompletten Jahres zum Teil ausgleichen können.

*Entsprechende Berechnungen mit dem Shapiro-Wilk-Test (`shapiro.test()`) in R zeigten, dass die Hypothese der Normalverteilung auf dem 5 %-Niveau in keinem Fall verworfen werden konnte.

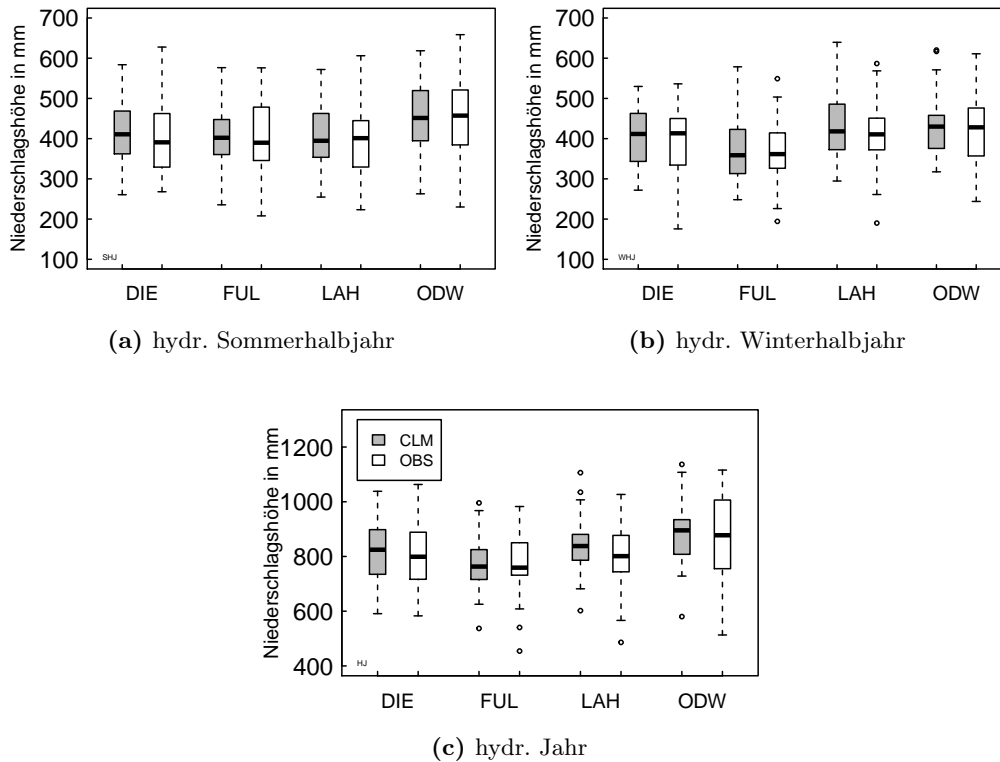


Abbildung 4.8: Boxplots für die halbjährlichen (a-b) und jährlichen (c) Gesamtniederschläge (PRCPTOT) in den Untersuchungsgebieten

In Abbildung 4.10 (obere Reihe) sind jeweils Boxplots für Rx1d, Rx6d und Rx14d in allen vier Gebieten für das hydrologische Sommerhalbjahr dargestellt. In den Gebieten DIE, FUL und LAH wird Rx1d verhältnismäßig gut getroffen. Die Abweichung der Mittelwerte für die drei Gebiete liegen bei wenigen Prozent – die maximale Unterschätzung beträgt -6% , die maximale Überschätzung etwa 4% . Für das Odenwaldgebiet – das flächenmäßig kleinste Gebiet – wird der Wert mit 18% allerdings deutlich überschätzt. Dort, wo beim Modell etwa der Median liegt, ist bei den Beobachtungswerten bereits das dritte Quartil. Auch der Maximalwert wird im Gegensatz zu den anderen Gebieten deutlich überschätzt (dieser Ausreißer ist auch im Q-Q-Plot in Abbildung 4.2 (d) zu entdecken). Die Verteilungen von beobachteten und simulierten Tagessummen unterscheiden sich im Odenwaldgebiet signifikant.

Beim Kennwert Rx6d fällt besonders die im Odenwald deutlich unterschätzte jährliche Variabilität der Niederschlagsereignisse auf. In den Beobachtungsdaten schwankt der Wert von 32 bis 138 mm, in den Modelldaten lediglich von 30 bis

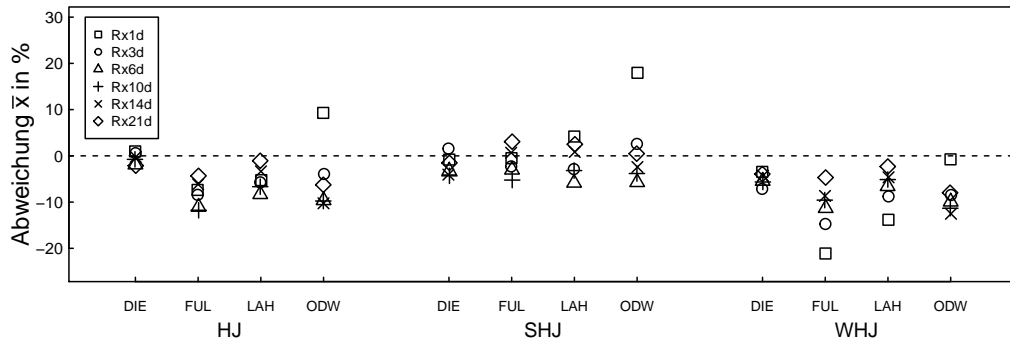


Abbildung 4.9: Prozentuale Abweichung der Mittelwerte von Rx1d, Rx3d, Rx6d, Rx10d, Rx14d und Rx21d des Modells von den Beobachtungsdaten (100 % = OBS)

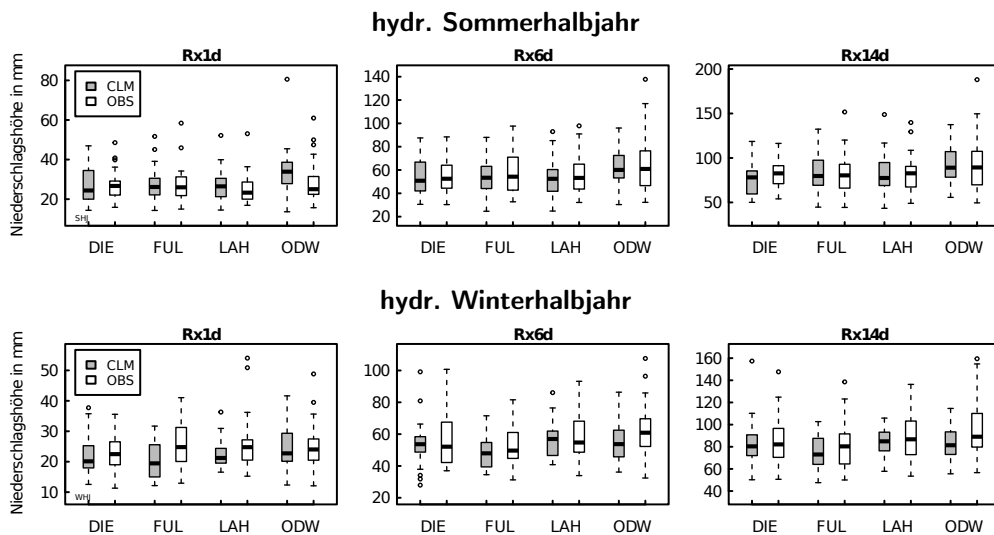


Abbildung 4.10: Boxplots für die Niederschlagskennwerte Rx1d, Rx6d und Rx14d im hydrologischen Sommerhalbjahr (OBEN) und Winterhalbjahr (UNTEN)

96 mm. Bei Rx6d liegt die maximale prozentuale Abweichung von Modell- gegenüber Beobachtungsdaten bei $-4,2\%$. Auch Rx10d befindet sich im Bereich von wenigen Prozent Abweichung. Die Abweichungen in dieser Größenordnung sind allerdings von geringer Bedeutung, da auch die Ungenauigkeit der Beobachtungsdaten bei einigen Prozent liegt. Diese geringe Abweichung gilt für sämtliche Werte (also auch für die hier nicht dargestellten Kennwerte Rx3d, Rx10d und Rx21d) im hydrologischen Sommerhalbjahr.

In Abbildung 4.10 (unten) sind die gleichen Kennwerte für das hydrologische Winterhalbjahr aufgetragen. Während die Werte beim hydrologischen Sommerhalbjahr um den Beobachtungswert schwanken – mit einer Tendenz zum Unterschätzen – sind im Winterhalbjahr die Kennwerte im Vergleich zu den Beobachtungsdaten in fast allen Gebieten zu niedrig simuliert. Die Abweichungen betragen dabei von -1% bis -21% .

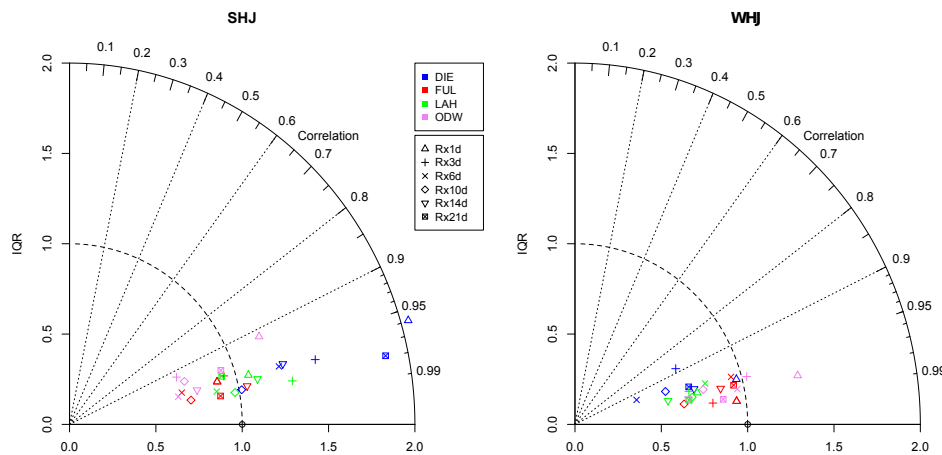


Abbildung 4.11: Taylordiagramme für die maximalen Niederschlagssummen für das hydrologische Sommer- (LINKS) und Winterhalbjahr (RECHTS)

In Abbildung 4.11 sind die Kennwerte der maximalen Niederschlagssummen für das hydrologische Winter- und Sommerhalbjahr in Taylordiagrammen (Taylor, 2000) zusammengefasst. Ein Taylordiagramm ermöglicht es, Modell- und Referenzdaten in Bezug auf ihre Korrelation – also den Grad des linearen Zusammenhangs der beiden Werteverteilungen – und ihre Streuung kompakt wiederzugeben. Als Streuungsmaß wurde der normierte Interquartilsabstand (der Bereich zwischen dem 25. und 75. Perzentil) verwendet (IQR des jeweiligen beobachteten Wertes

gleich eins; liegt beispielsweise der IQR der beobachteten Werte bei 10 mm und der der Modelldaten bei 15 mm, so befindet sich der Datenpunkt auf der Radialkoordinate $r = 1,5$), so dass alle Werte trotz ihrer absolut betrachtet verschiedenen IQR in einem Diagramm dargestellt werden können.

Die Korrelation ist bei allen Werten sehr groß, was sich in einem Wertebereich der Korrelationskoeffizienten[†] von größer 0,9 äußert. Bei den Interquartilsabständen gibt es jedoch teilweise beträchtliche Unterschiede. So fällt auf, dass dieser für den maximalen Ein-Tages-Niederschlag im Diemelgebiet im **Sommerhalbjahr** um den Faktor Zwei überschätzt wird, im Modell also deutlich weiter streut als in den Beobachtungsdaten. Im Lahnggebiet wird der IQR für Rx1d dagegen sehr gut getroffen, im Fuldagebiet etwas unter- und im Odenwald etwas überschätzt. Für die restlichen Rx-Werte wird der IQR im Diemelgebiet systematisch überschätzt, sämtliche Werte sind zu hoch. Im Fulda- und Odenwaldgebiet werden dagegen mit einer Ausnahme alle Werte zu gering simuliert, die Abweichungen betragen -7% bis -33% (Ausnahme: $+5\%$, Rx14d) im Fulda- bzw. -7% bis -35% (Ausnahme: $+20\%$, Rx1d) im Odenwaldgebiet. Im Lahnggebiet wird der IQR zwischen -8% und $+31\%$ bei drei Werten zu hoch und bei drei Werten zu gering geschätzt, es lässt sich keine Systematik erkennen.

Die Interquartilsabstände im **Winterhalbjahr** (Abbildung 4.11, rechts) sind dagegen – mit Ausnahme von Rx1d und Rx3d im Odenwaldgebiet – systematisch zu gering; teilweise sehr deutlich. Im Diemelgebiet ergeben sich Unterschiede von -3% bis zu -62% , im Fuldagebiet von -6% bis -37% , im Lahnggebiet zwischen -21% und -44% und im Odenwaldgebiet von $+32\%$ bis -33% . Besonders auffällig ist die im Diemelgebiet viel zu geringe Streuung der Rx6d-Werte. Der Interquartilsabstand liegt bei den beobachteten Daten bei 25 mm, der der simulierten Werte bei nur knapp 10 mm und ist damit um den Faktor 2,5 zu gering.

Unterschreitungsdauerlinien (der Übersicht halber sind die Unterschreitungsdauerlinien aller Gebiete und Hoch-/Niedrigwasserkennwerte in Anhang B.1 dargestellt) eignen sich dazu, die gesamte Verteilung der Kennwerte zu betrachten. In sämtlichen Gebieten werden die meisten Verteilungen im unteren und mittleren

[†]Es wurden bei den Diagrammen die nach ihrer Größe sortierten Werte verwendet, das bedeutet, dass die Werte ihren Zeitbezug verlieren. Behielte man die Daten in ihrer ursprünglichen Form bei, würde der Korrelationskoeffizient Aussagen darüber treffen, inwiefern zwei Zeitreihen innerhalb der 30-Jahres-Periode miteinander korrelieren. Es geht hier jedoch wie bei den Unterschreitungsdauerlinien darum, wie gut die gesamte Verteilung der maximalen bzw. minimalen Niederschläge miteinander vergleichbar ist.

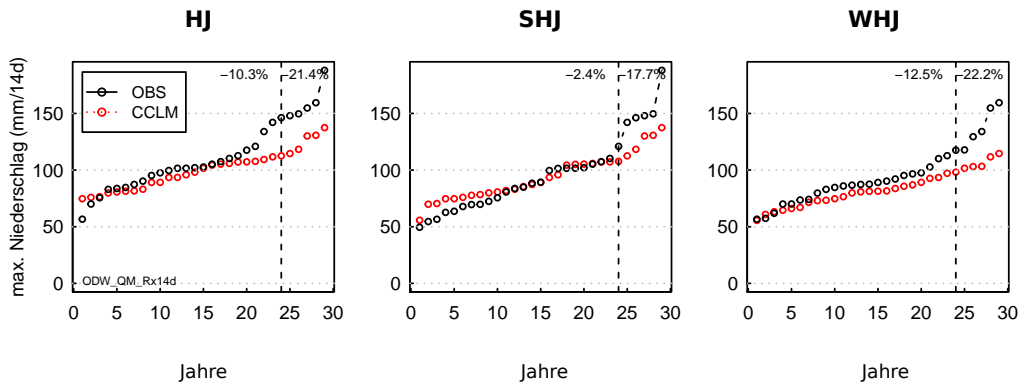


Abbildung 4.12: Unterschreitungsdauerlinien für das Odenwaldgebiet (Rx14d)

Bereich – der in etwa linear ansteigt – gut getroffen, die hohen Werte werden allerdings oftmals durch das Modell unterschätzt. Besonders hervorzuheben sind dabei die Unterschreitungsdauerlinien des Odenwaldgebiets: Der untere Bereich der Kennwerte wird verhältnismäßig gut getroffen und es gibt keine systematischen Abweichungen. Die höchsten Werte (grob die oberen 20 %) des Modells weichen dagegen mit Ausnahme von Rx1d deutlich von den beobachteten Werten ab (siehe Abbildung 4.12). Die Verteilungen der beobachteten Hochwasserkennwerte zeigen im oberen Bereich sehr vieler Kennwerte einen Sprung (siehe Abbildung 4.12, bei etwa 25 Jahren) und eine starke Erhöhung der Steigung, die vom Modell nur schlecht nachvollzogen werden kann. Der Effekt ist auch im Fulda- und im Lahnggebiet zu beobachten, allerdings deutlich weniger ausgeprägt. Der Grund für die Unterschätzung könnte in der Höhenunterschätzung der Mittelgebirge durch das Modell liegen. Wie in Abschnitt 2.4 beschrieben, nimmt das Modell für jeden Gitterpunkt die gemittelte Höhe aus $7 \cdot 7 \text{ km}^2$ an, es können also Gebiete mit einer sehr unregelmäßigen Orographie nicht gut dargestellt werden. Da die Höhe eines Gebirges einen starken Einfluss auf den Stau effekt von Wolken bzw. den Stauregen hat (Blüthgen und Weischet, 1980), wird die Menge an Stauregen aufgrund der Höhenmittlung und der damit einhergehenden Unterschätzung der Höhe des Geländes zu niedrig simuliert.

Als Maß für die Anzahl von Tagen mit starken Niederschlägen wurde der Index R10mm berechnet. In Abbildung 4.13 wird die modellierte durchschnittliche Anzahl an Tagen je Monat mit einer Niederschlagsmenge von größer oder gleich 10 mm mit der beobachteten verglichen. Im Diemel-, Lahn- und Odenwaldgebiet gibt es jeweils im Sommer ein Maximum, bei dem der Wert 2,0 erreicht beziehungsweise überschritten wird, während das Minimum mit $R10\text{mm} < 1,0$ in

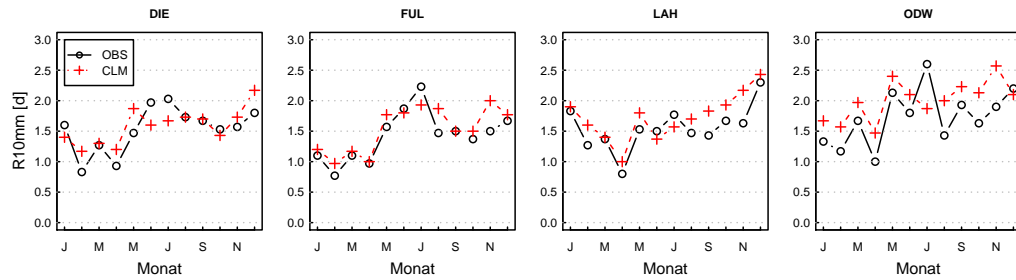


Abbildung 4.13: Monatlicher Verlauf von R10mm für die vier Untersuchungsgebiete

allen Gebieten am Anfang des Jahres erreicht wird. Diese Charakteristik kann vom Modell nur eingeschränkt nachvollzogen werden. So wird das Maximum im Jahresgang im Diemelgebiet im Dezember simuliert, ein sekundäres Maximum findet sich im Mai; der Kennwert sinkt dann im Juni und Juli wieder auf gut 1,5. Auch im Odenwaldgebiet ist das Maximum im Juli (2,6) deutlich zu gering (1,9). Im Fuldagebiet wird der Verlauf verhältnismäßig gut wiedergegeben – mit Ausnahme des simulierten Maximums im November, das in den Beobachtungsdaten nicht existiert und dem zu geringen Wert im Juli. Im Lahnggebiet wird die erste Jahreshälfte gut simuliert, in der zweiten Hälfte steigt dagegen R10mm im Modell annähernd linear an, während in den Beobachtungsdaten auf einem relativ konstanten Level bleiben und erst im Dezember stark ansteigen. Im Odenwaldgebiet zeigen die Modelldaten einen ähnlichen Anstieg im November wie auch im Fuldagebiet, der aber auch im Odenwald in den Beobachtungsdaten nicht existiert, ebenso wird der Wert im Juli deutlich unterschätzt. Ansonsten wird auch hier die erste Hälfte des Jahres besser wiedergegeben, allerdings ist die gesamte Modellkurve um etwa 0,3 bis 0,5 nach oben verschoben, das Modell überschätzt die Werte im Odenwaldgebiet also systematisch.

Der Korrelationskoeffizient (Tabelle 4.4) ist für das Fuldagebiet am höchsten, es folgen das Lahnggebiet, Diemelgebiet und Odenwaldgebiet. Die mittlere quadratische Abweichung (RMSE, root mean square error) ist im Fuldagebiet am kleinsten, beide Werte weisen also darauf hin, dass in diesem Gebiet die beste Übereinstimmung der Werte von Modell- und Beobachtungsdaten vorliegt. Durch die systematische Überschätzung ist der RMSE im Odenwaldgebiet am höchsten, im Diemel- und Lahnggebiet ist dieser etwa gleich groß. Keine der simulierten Verteilungen ist so unterschiedlich zu der jeweiligen beobachteten Referenzverteilung,

Tabelle 4.4: Korrelationskoeffizienten (KORR) und mittlere quadratische Abweichungen (RMSE) für R10mm

Gebiet	KORR [1]	RMSE [mm]
Diemel	0,68	0,26
Fulda	0,86	0,23
Lahn	0,84	0,27
Odenwald	0,60	0,45

dass sie auf dem 5 %-Niveau als signifikant unterschiedlich betrachtet werden könnte.

4.4.3 Minimale Niederschlagssummen

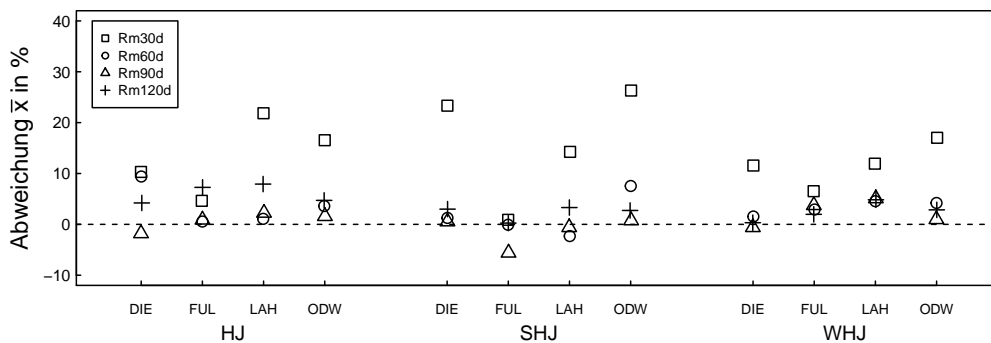


Abbildung 4.14: Prozentuale Abweichung der Mittelwerte von Rm30d, Rm60d, Rm90d und Rm120d des Modells von den Beobachtungsdaten (100% = OBS)

Zur Betrachtung von Niedrigwasserkennwerten wurden die minimalen Niederschlagssummen in zusammenhängenden Zeiträumen von 30, 60, 90 und 120 Tagen berechnet. Die durchschnittliche Abweichung der Werte ist Abbildung 4.14 zu entnehmen. Wie schon die durchschnittlichen Hochwasserkennwerte (Abb. 4.9) werden auch die durchschnittlichen Niedrigwasserkennwerte gut wiedergegeben, Rm60d, Rm90d und Rm120d weisen durchweg Abweichungen von unter $\pm 10\%$ auf. Einzig die Abweichungen von Rm30d sind zum Teil deutlich größer und erreichen bis 26%. Unterschiede bei den Abweichungen zwischen hydrologischem Sommer- und Winterhalbjahr sind vor allem bei Rm30d auszumachen, die anderen

Kennwerte ändern sich nur in einem sehr geringen Maße; es lässt sich bei ihnen aber eine leichte Tendenz zum Überschätzen im Winterhalbjahr erkennen. Keine der modellierten Verteilungen unterscheidet sich signifikant von den beobachteten.

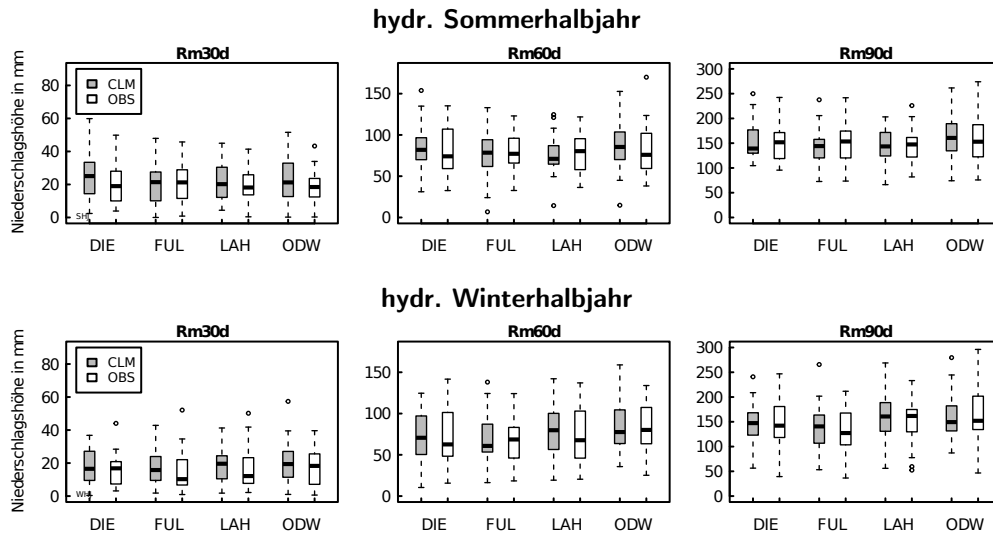


Abbildung 4.15: Wie Abbildung 4.10, aber für die minimalen Niederschlagssummen in 30, 60 und 90 Tagen

Die Boxplots für die Niedrigwasserkennwerte befinden sich in Abbildung 4.15 für das hydrologische Sommerhalbjahr (oben) und für das hydrologische Winterhalbjahr (unten). Die Mediane werden vom Modell relativ gut getroffen. Bis auf die Rm30d-Werte im Diemelgebiet im hydrologischen Sommerhalbjahr sowie Fulda- und Lahnggebiet im hydrologischen Winterhalbjahr, die deutlich zu hoch berechnet werden, weichen die Mediane der Rm-Kennwerte alle im Bereich von -12% bis $+15\%$ vom beobachteten Wert ab. Auch die Schwankungsbreite der Daten wird in vielen Fällen vom Modell gut nachvollzogen.

Bei der Streuung der Verteilungen im Taylor-Diagramm (Abbildung 4.16) lässt sich keine klare Systematik erkennen: Während bei den Rx-Kennwerten im Sommerhalbjahr (Abbildung 4.11, links) drei von vier Gebieten eine relativ klare Tendenz zum Unter- oder Überschätzen der Interquartilsabstände erkennen lassen, ist dies bei den Rm-Kennwerten (Abbildung 4.16, links) weniger ausgeprägt. Die stärksten Abweichungen ergeben sich bei Rm30d im Sommerhalbjahr mit $+81\%$ (ODW) und -44% bei Rm60d im Diemelgebiet. Elf der 16 simulierten Werte liegen in dem Bereich von 50% bis 100% des tatsächlichen IQR. Die der Rm30d-Werte des Lahn- und Odenwaldgebietes liegen dagegen deutlich über den tatsächlichen Interquartilsabständen.

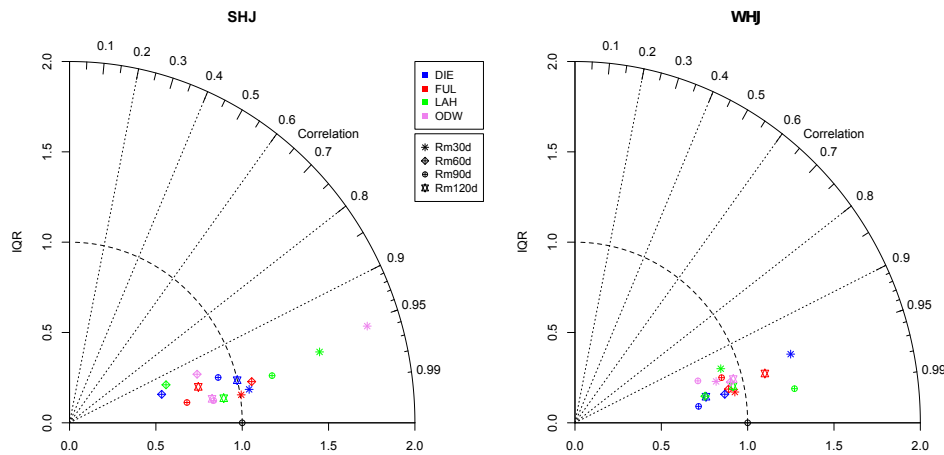


Abbildung 4.16: Taylordiagramme für die minimalen Niederschlagssummen in den vier Untersuchungsgebieten für das hydrologische Sommer- (LINKS) und Winterhalbjahr (RECHTS)

Im hydrologischen Winterhalbjahr (Abbildung 4.16, rechts) sind die Abweichungen geringer: Es werden – wie auch bei den Rx-Kennwerten im WHJ zu erkennen ist – die meisten Interquartilsabstände unterschätzt, allerdings liegen diese mit maximal 31 % (Diemelgebiet, Rm30d) beziehungsweise –28 % (Diemelgebiet, Rm90d) näher an den tatsächlichen Werten. Insgesamt werden zwei Drittel der Interquartilsabstände unterschätzt, in den meisten Fällen relativ moderat um etwa bis 20 %, teilweise aber deutlicher bis 44 % (Diemel- und Lahnggebiet im hydrologischen Sommerhalbjahr).

4.4.4 Trocken- und Nassperioden

Der folgende Abschnitt befasst sich mit der Länge von Trocken- (CDD) und Nassperioden (CWD) sowie der Regenmenge von Nassperioden (RCWD). Die maximalen durchschnittlichen Längen für Trockenperioden im hydrologischen Sommerhalbjahr sind in Abbildung 4.17 (oben) aufgetragen. In den Beobachtungsdaten dauern die längsten Trockenperioden im hydrologischen Sommerhalbjahr im Schnitt etwa 15 bis 17 Tage. Im Modell werden sie in allen vier Gebieten um 10 bis 30 % unterschätzt. Der größte Unterschied ist im Diemelgebiet zu erkennen, wo die Länge vom Modell um fast vier Tage zu gering simuliert wird. Im Fuldagebiet

beträgt der Unterschied 2,4 Tage, im Lahnggebiet 1,5 Tage und im Odenwaldgebiet 2,6 Tage.

Im Winterhalbjahr zeigt sich ein unregelmäßigeres Bild: im Diemelgebiet wird die Länge der Trockenperioden um 2 Tage zu hoch simuliert, im Fuldagebiet um 0,7, im Lahnggebiet dagegen um 3,5 und im Odenwaldgebiet um 1,4 Tage unterschätzt. Keine der Abweichungen ist auf dem 5 %-Niveau signifikant, einzig im Lahnggebiet müsste die Hypothese der Gleichverteilung auf dem 10 %-Niveau verworfen werden.

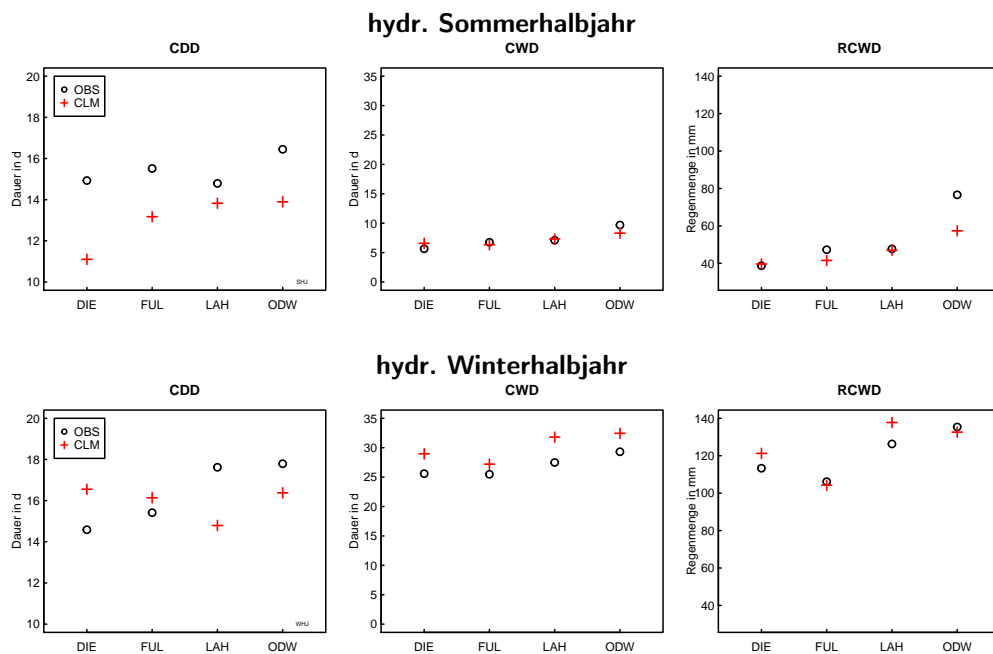


Abbildung 4.17: durchschnittliche maximale Länge von Trockenperioden (CDD), Nassperioden (CWD) und der größten Niederschlagsmenge der Nassperioden (RCWD) pro hydrologischem Sommer- (oben) bzw. Winterhalbjahr (unten) (Ordinateneinteilung beachten).

Der Grund der Unterschätzung der Trockenperiodenlängen im hydrologischen Sommerhalbjahr liegt *nicht* an einer relevanten Unterschätzung der Anzahl der trockenen Tage in diesem Zeitraum: die Anzahl trockener Tage beträgt im Diemelgebiet (SHJ) in den Beobachtungsdaten 3377, während im Modell 3292 trockene Tage auftreten. Die Abweichung zwischen Modell- und Stationsdaten beträgt also nur 3%, wohingegen die Abweichung der Trockenperiodenlänge mit 26% deutlich größer ist. Die Abweichungen der Anzahl trockener Tage liegen in allen Gebieten im Bereich von -3% bis +6%. Der Grund für die Unterschätzung könn-

te vielmehr in einer zu hohen zeitlichen Niederschlagsvariabilität liegen. Durch zu häufige Abwechslung zwischen trockenen und nicht trockenen Tagen werden Trockenperioden im Modell im Durchschnitt einige Tage früher beendet als in der Realität.

Auch im hydrologischen Winterhalbjahr weicht die Anzahl trockener Tage im COSMO-CLM im Vergleich mit den Beobachtungsdaten nur um -2% bis $+6\%$ ab. Im Gegensatz dazu zeigen sich bei der Trockenperiodenlänge Abweichungen um -16 bis $+13\%$. Wie gut die Länge von Trockenperioden vom Modell wiedergegeben wird, hängt also zum größeren Teil davon ab, ob die zeitliche Verteilung der trockenen Tage gut getroffen wird, während die eigentliche Anzahl trockener Tage offenbar eine kleinere Rolle spielt.

Die durchschnittliche maximale Nassperiodenlänge CWD (Abbildung 4.17, Mitte) betrug in der Referenzperiode im hydrologischen Sommerhalbjahr zwischen 5 und 10 Tagen. Diese Dauer wird vom Modell verhältnismäßig gut getroffen. Im Diemelgebiet wird die Länge um einen Tag (16%) überschätzt, im Fulda- sowie Lahnggebiet beträgt die Abweichung deutlich unter einem Tag (6% bzw. 3%), im Odenwaldgebiet wird die Länge um etwa eineinhalb Tage (14%) unterschätzt. Im Winterhalbjahr betrug die Länge der längsten Nassperiode durchschnittlich 25 bis 30 Tage. Diese wird vom Modell in allen Gebieten zu hoch berechnet. Die höchste Abweichung befindet sich mit 16% im Lahnggebiet, die geringste mit 7% im Fuldagebiet. Auch bei dem Index CWD ist die Abweichung höher als bei der Größe aus der er sich zusammensetzt – also der Anzahl an nassen Tagen. Die Abweichung beträgt im Sommerhalbjahr nur zwischen $-2,3\%$ und $3,4\%$. Im Winterhalbjahr sind diese allerdings mit $4,7\%$ bis $11,6\%$ größer.

Die durchschnittliche maximale Niederschlagsmenge der Nassperioden (RCWD) im hydrologischen Sommerhalbjahr werden im Diemel- und Lahnggebiet gut wiedergegeben ($+2,4\%$ bzw. $-1,6\%$), im Fuldagebiet ergibt sich eine Abweichung von -12% ; im Odenwaldgebiet wird die Niederschlagsmenge mit -25% deutlich unterschätzt. Das bedeutet, dass im hydrologischen Sommerhalbjahr vor allem im Odenwaldgebiet besonders niederschlagsreiche Perioden nicht richtig wiedergegeben werden können. Im hydrologischen Winterhalbjahr sind die Abweichungen mit $-1,8\%$ bis $+9,1\%$ geringer als im Sommerhalbjahr.

Die Streuung der Werte bewegt sich in dem Rahmen, der auch bei den Rx- und Rm-Indizes zu beobachten ist. Die meisten Interquartilsabstände liegen im Bereich von $\pm 50\%$ des beobachteten IQR. Die Streuung der längsten Trockenperioden (CDD) wird in vielen Fällen unterschätzt, im Diemelgebiet wird diese allerdings im Sommerhalbjahr um 200% zu hoch angenommen. Dies liegt an einer in diesem

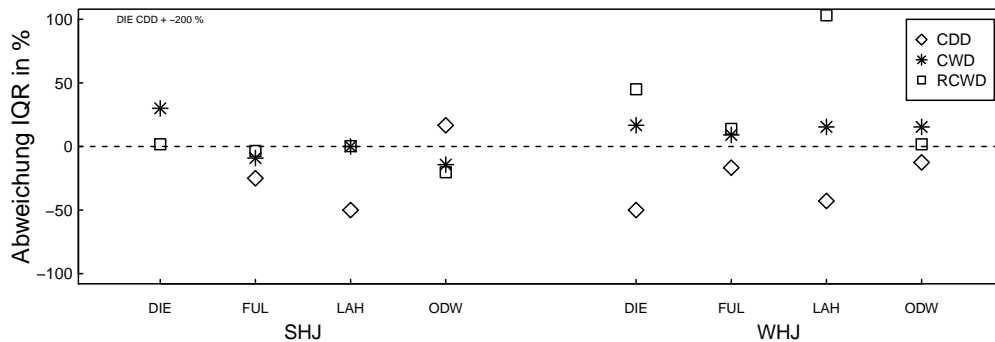


Abbildung 4.18: Abweichungen des modellierten Interquartilsabstand von CDD, CWD und RCWD vom beobachteten (100% = OBS)

Ausmaß nur im Diemelgebiet zu beobachteten starken Überschätzung (neun im Modell gegenüber drei in den Beobachtungsdaten) von Halbjahren, in denen keine Trockenperiode vorkommt ($CDD = 0$), so dass das erste Quartil auf Null sinkt, während es in den Beobachtungsdaten bei 13 liegt. Die dritten Quartile liegen mit 16 (CLM) gegenüber 18 (OBS) deutlich näher aneinander. Hier zeigt sich eine zu hohe simulierte Niederschlagsvariabilität, durch die es im Modell zu oft zum Wechsel zwischen trocknen und nicht-trocknen Tagen kommt. Für die längsten Nassperioden (CWD) ergeben sich für die Interquartilsabstände sowohl im hydrologischen Sommer- als auch im Winterhalbjahr verhältnismäßig gute Übereinstimmungen (maximal +30%), während es bei RCWD deutliche Unterschiede zwischen hydrologischem Sommer- bzw. Winterhalbjahr gibt; im Sommerhalbjahr stimmen alle modellierten IQR relativ gut mit den beobachteten überein, im Winterhalbjahr werden die im Diemel- und Lahngbiet zu hoch eingeschätzt.



Insgesamt lässt sich also sagen, dass die mittleren Werte der maximalen und minimalen Niederschlagssummen des Modells eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Daten liefern können, in vielen Fällen liegt die Abweichung unter $\pm 10\%$. Die Interquartilsabstände und damit die Streuung der Daten werden jedoch häufig zu niedrig simuliert. Wie Abbildung 4.19 zeigt, resultiert dies in einer Unterschätzung der Extrema der jeweiligen Werte. Die Grafik zeigt farbcodiert die Abweichungen der oberen 20% der maximalen Niederschlagssummen und die unteren 20% der minimalen Niederschlagssummen. Rote Kästchen bedeuten eine Unterschätzung der Niederschlagshöhe, bei blauen Kästchen wird diese als

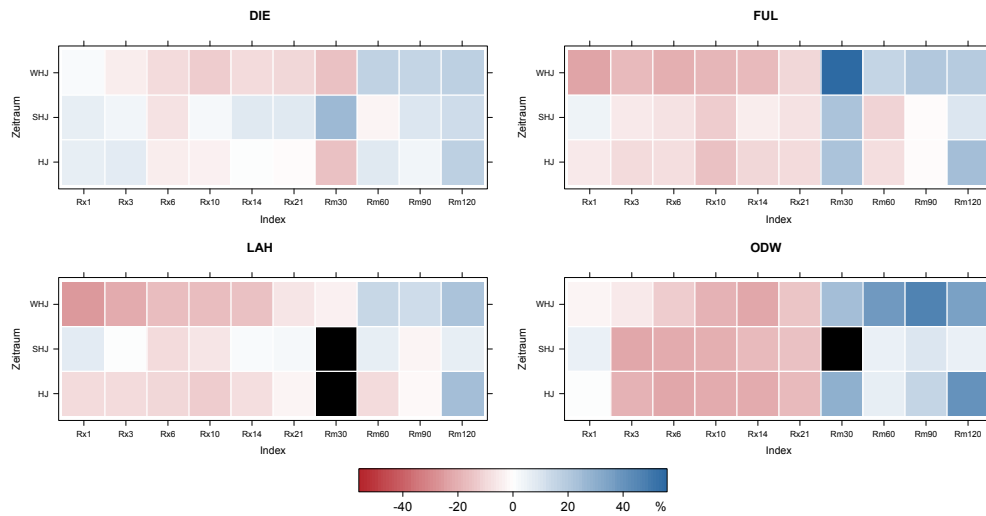


Abbildung 4.19: Prozentuale Abweichungen der oberen (Rx-) beziehungsweise unteren (Rm-) 20% der Kennwerte der Simulation gegenüber den Beobachtungsdaten für das Diemel- (OBEN LINKS), Fulda- (OBEN RECHTS), Lahn- (UNTEN LINKS) und Odenwaldgebiet (UNTEN RECHTS) für das hydrologische Jahr (jeweils untere Zeile) und das hydrologische Sommer- bzw. Winterhalbjahr (jeweils erste beziehungsweise zweite Zeile). 100% = Beobachtungsdaten. Kästchen mit schwarzer Füllung weichen um +100% oder mehr ab und hätten zu einer zu starken Streckung der Farbskala geführt.

zu hoch angenommen; die Farbsättigung steht für die Stärke der Unter- bzw. Überschätzung (siehe Farbskala).

In den meisten Fällen werden die Extrema der maximalen Niederschlagssummen zu gering simuliert (mit Ausnahme des Diemelgebietes, das in diesem Bereich der Verteilung relativ geringe Abweichungen in beide Richtungen zeigt), während die unteren 20% der minimalen Niederschlagssummen fast durchgehend nicht schwach genug simuliert werden. Besonders der Wert Rm30d wird oft deutlich zu hoch angesetzt und weicht um bis zu +150% ab. Feuchte Perioden sind also nicht feucht genug und trockene nicht trocken genug. Als Beispiel soll hier der Wert Rm30d für das Lahngebiet im hydrologischen Sommerhalbjahr dienen (Abbildung B.3 auf Seite 97): Die fünf kleinsten Niederschlagssummen dieses Wertes liegen zwischen 0,4 und 3,0 mm, während im Modell der kleinste Wert erst bei 4,4 mm beginnt.

Ein Grund für diese Überschätzung könnte sein, dass in der Simulation die zeitliche Niederschlagsvariabilität zu hoch angenommen wird; das Modell wechselt dann zu oft zwischen trocknen Tagen und solchen mit etwas Niederschlag. Dieser

schnelle Wechsel hat zur Folge, dass in der Simulation keine Zeiträume existieren, in denen der Niederschlag extrem gering ist, so dass die Niederschlagsmenge im Verhältnis zu den Beobachtungsdaten zu hoch simuliert wird.

Die hohen prozentualen Abweichungen resultieren aus den absolut betrachtet kleinen Zahlenwerten von R_m30d . Bei längeren Zeiträumen kommt es dann sowohl im Modell als auch in der Realität auch zu größeren Niederschlagsereignissen, so dass der Effekt bei den anderen R_m -Werten an Bedeutung verliert.

Auch bei der Berechnung von Trockenperioden scheint eine zu große zeitliche Niederschlagsvariabilität zu einer Unterschätzung der Dauer im Sommerhalbjahr zu führen – die Anzahl der trockenen Tage wird gut getroffen, jedoch ist die Abwechslung zu hoch, so dass die Perioden um bis zu 26 % (durchschnittlich, im Diemelgebiet) zu kurz sind. Die Länge von Nassperioden wird im hydrologischen Sommerhalbjahr recht gut getroffen und weicht in keinem Gebiet um mehr als 1,5 Tage ab. Aufgrund der geringen Länge von Nassperioden im SHJ betragen die prozentualen Abweichungen bis zu 16 %. Im hydrologischen Winterhalbjahr befindet sich diese Abweichung auf einem ähnlichen Niveau, schwankt jedoch nicht um die Beobachtungswerte, sondern ist in allen Gebieten positiv.

Viele der Abweichungen lassen sich also auf zu hohe zeitliche Variabilität der Niederschläge im Modell zurückführen. Eine Erklärung für diese könnte eine unzureichende Genauigkeit bei der Simulation von blockierenden Wetterlagen (engl. *blockings*) darstellen. Blockierende Wetterlagen sind sehr stabile, bis in große Höhen reichende Hochdruckgebiete, die zonale Strömungen verhindern, so dass über längere Zeiträume gleichbleibende Wetterbedingungen an einem Ort herrschen (Trenberth et al., 2007). Im vierten Sachstandsbericht des IPCC wird auf einen Vergleich der blockierenden Wetterlagen von verschiedenen Klimamodellen mit Beobachtungsdaten von D'Andrea et al. (1998) verwiesen. Dieser kommt zu dem Schluss, dass Klimamodelle solche Ereignisse sowohl in der Häufigkeit als auch der Dauer unterschätzen. Auch neuere Studien kommen zu dem Ergebnis, allerdings können die Abweichungen durch höhere Auflösungen des globalen Klimamodells und eine bessere Parametrisierung verringert werden (Randall et al., 2007).

Auswertung der Projektion

Das folgende Kapitel befasst sich mit den vom Modell projizierten Änderungen der untersuchten Niederschlagskennwerte. Um zu bestimmen, in welcher Art und Weise sich das Klima in der Zukunft ändern könnte, wurde die Simulation eines Zeitraums von 2011 bis 2050 betrachtet, aufgeteilt in zwei Perioden mit jeweils dreißig Jahren Länge (Projektionsperiode 1, P1: 2011 bis 2040 sowie Projektionsperiode 2, P2: 2021 bis 2050). Da die beiden Perioden sich um 20 Jahre überschneiden, ist die zu erwartende Änderung von Niederschlagskennwerten zwischen den beiden Projektionsperioden verhältnismäßig gering, zeigt aber, wie belastbar die Aussage über einen bestimmten Trend ist. Weichen beispielsweise Kennwerte von der ersten zur zweiten Projektionsperiode stark voneinander ab oder ändern gar das Vorzeichen, ist die Aussage deutlich skeptischer zu betrachten, als wenn die Änderungen in beiden Perioden ähnlich zueinander sind.

Wenn nicht anders angegeben, beziehen sich Änderungen in Prozent immer auf den Kennwert in der Referenzperiode als Grundwert.

5.1 Gesamtniederschlag

Das Ausmaß der Änderung des Gesamtniederschlags ist in den Boxplots in Abbildung 5.1 dargestellt. Im Diemelgebiet bleibt der durchschnittliche Gesamtniederschlag (PRCPTOT) im hydrologischen Sommerhalbjahr (SHJ) über alle drei Perioden konstant; die Änderung beträgt unter einem Prozent. Auch in den anderen Untersuchungsgebieten liegt die Änderung des Gesamtniederschlags deutlich unter $\pm 10\%$, keiner der Unterschiede ist zudem auf dem 5%-Niveau signifikant.

Auch bei der Streuung werden keine starken Änderungen projiziert: die Standardabweichung im Diemel- und Fuldagebiet erhöht sich um ca. 10%, im Lahn- und Odenwaldgebiet bleibt sie etwa konstant. Es sind also bezüglich der Gesamtniederschläge im Sommerhalbjahr keine bedeutende Unterschiede zu erwarten.

Im hydrologischen Winterhalbjahr (Abbildung 5.1, rechts) ist im Gegensatz zum Sommerhalbjahr klar ein Trend zu erkennen: von der Referenzperiode (R)

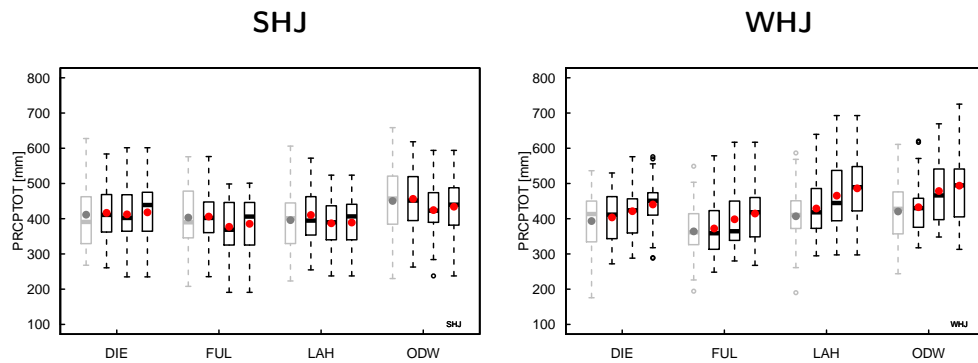


Abbildung 5.1: Änderung der Gesamtniederschläge (PRCPTOT) im hydrologischen Sommerhalbjahr (linke Grafik) und Winterhalbjahr (rechte Grafik) über die drei untersuchten Perioden LINKS: Beobachtungsdaten Referenzperiode, MITTE LINKS: Simulationsdaten Referenzperiode, MITTE RECHTS: Simulation P1, RECHTS: Simulation P2) Die roten/graue Punkte stellen das arithmetische Mittel dar.

zur ersten Projektionsperiode steigt in allen vier Gebieten die durchschnittliche Gesamtregenmenge um 4 (DIE) bis 11 % (ODW) an. Der Anstieg von P1 auf P2 ist dann mit 3 bis 4 % etwas geringer. Die Verteilungen der Perioden R und P1 unterscheiden sich in keinem Fall signifikant, die zwischen R und P2 unterscheiden sich im Odenwaldgebiet auf dem 5 %-Niveau, im Fulda- und im Lahngebiet auf dem 10 %-Niveau.

Auch die Variabilität der Daten steigt in der Projektion in drei der vier Gebieten im Vergleich zur Referenzperiode an. Der Anstieg im Fulda- und Lahngebiet sowie im Odenwald beträgt zwischen 17 und 30 % (jeweils R und P2, die Unterschiede zwischen P1 und P2 sind beim Gesamtniederschlag sehr gering). Im Diemelgebiet ist der Anstieg vernachlässigbar gering.

5.2 Maximale und minimale Niederschlagssummen

Die Änderungen der maximalen und minimalen Niederschlagssummen innerhalb bestimmter zusammenhängender Zeiträume sind in Abbildung 5.2 für das hydrologische Sommerhalbjahr (SHJ) und in Abbildung 5.4 für das hydrologische Winterhalbjahr (WHJ) dargestellt. Diese zeigen für jedes der untersuchten Gebiete die Verteilungen der Referenzperiode von beobachteten und modellierten Daten sowie die simulierten Verteilungen der Projektionsperioden (2011–2040 sowie 2021–2050).

Änderungen im hydrologischen Sommerhalbjahr

Im hydrologischen Sommerhalbjahr zeigt sich eine leichte Tendenz zu einer Abnahme der durchschnittlichen **Hochwasserkennwerte** (Abbildung 5.2, obere drei Zeilen), die Änderungen fallen allerdings relativ gering aus. Nur in drei von 48 Werten ist die Änderung zur Referenzperiode überhaupt größer als -10% . Zwei dieser Werte treten im Odenwaldgebiet in der ersten Projektionsperiode bei Rx1d und Rx3d auf, diese Werte unterscheiden sich signifikant von denen der Referenzperiode, schwanken aber, so dass die Abweichungen in der darauffolgenden Periode wieder kleiner und nicht signifikant sind. Die genauen Zahlenwerte sind Tabelle A.5 im Anhang zu entnehmen.

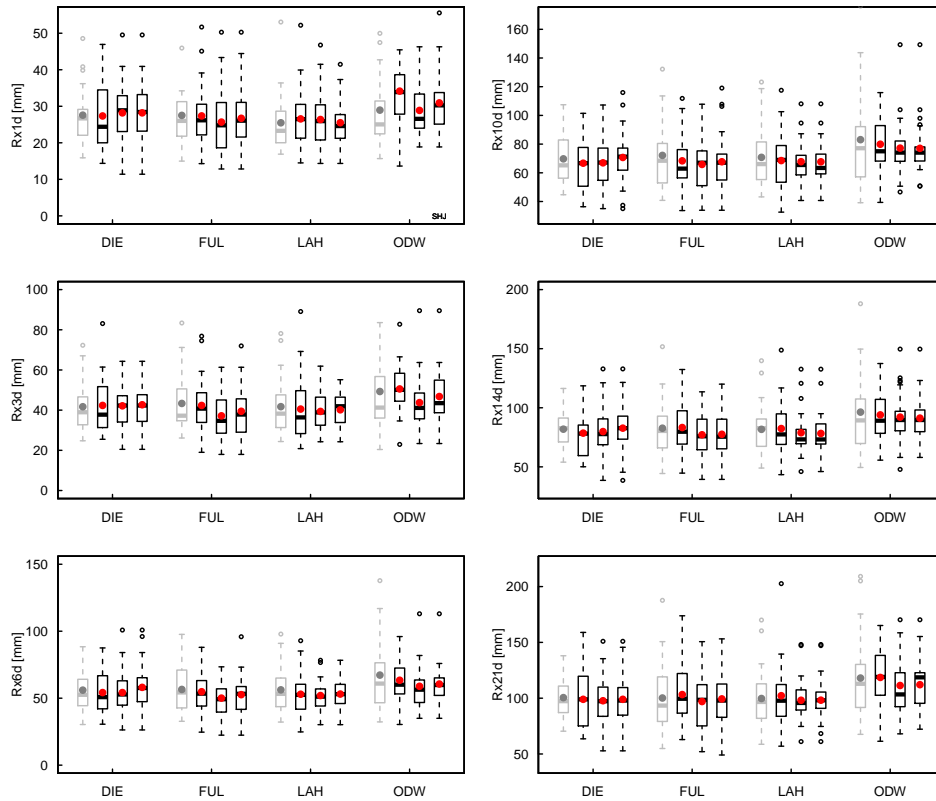
Die Streuung bei den Hochwasserkennwerten sinkt im hydrologischen Sommerhalbjahr (Abbildung 5.3) in den Projektionsperioden im Vergleich zu dem Kontrollzeitraum. Die Interquartilsabstände einzelner Werte sinken um bis zu 60% (ODW, Rx10d), die IQR der Verteilungen sinkt im Mittel um 26% (Odenwald) bis 37% (Lahngebiet) in der zweiten Projektionsperiode. Nur im Fuldagebiet schwanken die Änderungen in beide Richtungen gleich stark, so dass diese im Mittel sehr klein ist.

Die **Niedrigwasser**-(Rm)-Kennwerte (Abbildung 5.2, unten) sinken im hydrologischen Sommerhalbjahr deutlicher als die Hochwasserkennwerte. Vor allem der Wert Rm30d sinkt im Durchschnitt um etwa 26% (P1). Auch die anderen Kennwerte weichen in allen Gebieten in der ersten Projektionsperiode im Vergleich zu der Referenzperiode um etwa -8 bis -17% ab, mit Ausnahme des Diemelgebiets, in dem die Werte relativ konstant bleiben. In der zweiten Projektionsperiode (P2) ändern sich die Werte nur noch um einige Prozentpunkte in beide Richtungen; keine der Änderungen ist signifikant auf dem 5% -Level.

Wenngleich die Änderungen nicht signifikant sein mögen (die fehlende Signifikanz dürfte in erster Linie dem kurzen Projektionszeitraum geschuldet sein), so ist doch eine klare Tendenz zu erkennen. Über beide Projektionsperioden und über alle Gebiete haben alle vier Niedrigwasserkennwerte (Rm30d, Rm60d, Rm90d, Rm120d) ein negatives Änderungssignal, vor allem die Änderung des Werts Rm30d ist durchgehend zweistellig negativ.

Die Streuung der Niedrigwasserkennwerte (Abbildung 5.3) steigt jedoch im Durchschnitt etwas an: die Interquartilsabstände einzelner Kennwerte liegen im Bereich von 75 bis 150% der jeweiligen Werte in der Referenzperiode und mit Ausnahme des Diemelgebiets und des Lahngebiets in der ersten Projektionsperiode,

max. Niederschlagssummen (SHJ)



min. Niederschlagssummen (SHJ)

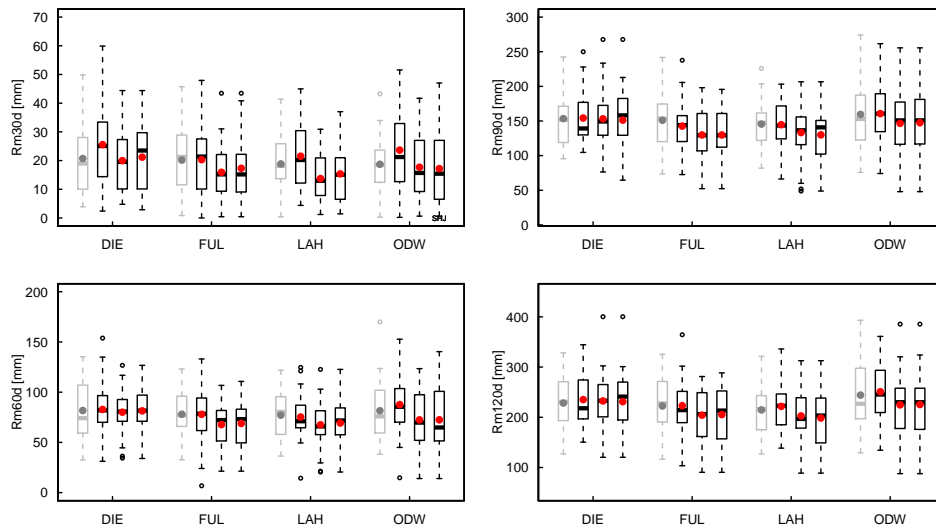


Abbildung 5.2: Hoch- (Rx1d, ..., Rx21d) und Niedrigwasserkennwerte (Rm30d, ..., Rm120d) im **Sommerhalbjahr** (LINKS: Beobachtungsdaten Referenzperiode, MITTE LINKS: Simulationsdaten Referenzperiode, MITTE RECHTS: Simulation P1, RECHTS: Simulation P2) Die roten/grauen Punkte stellen das arithmetische Mittel dar.

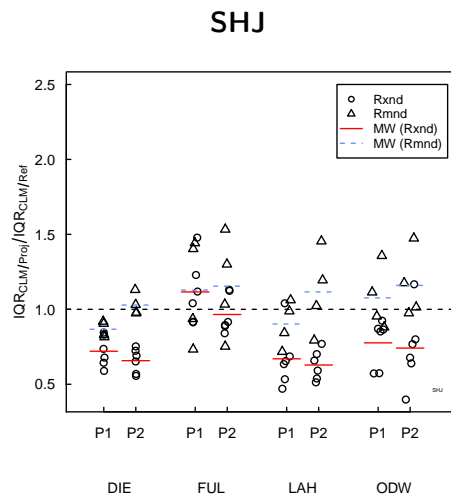


Abbildung 5.3: Änderung der Interquartilsabstände (IQR) der projizierten Kennwerte in den beiden Projektionsperioden (P1, P2) im Vergleich zu den modellierten IQR des Kontrollzeitraums (1,0 = IQR des mod. Kennwertes im Referenzzeitraum) im Sommerhalbjahr. Die blauen und roten Linien stellen jeweils den Mittelwert über die Hoch- bzw. Niedrigwasserkennwerte der einzelnen Perioden dar.

steigen die durchschnittlichen IQR in den anderen drei Gebieten um 12 % bis 16 %.

Die Kombination aus sinkenden Mittelwerten und steigender Variabilität führt oft dazu, dass längere Zeiträume mit sehr geringen Niederschlägen vermehrt auftreten. Als Beispiel dazu soll der Wert Rm_{60d} im Odenwaldgebiet im hydrologischen Sommerhalbjahr dienen: Die gesamte Verteilung der *beobachteten* Werte erstreckt sich von 38 bis 170 mm mit dem ersten und dritten Quartil bei 59 mm beziehungsweise 102 mm. Die *simulierten* Werte in der Referenzperiode sind etwas weniger weit gestreut (15 mm bis 153 mm, erstes und drittes Quartil bei 70 bzw. 104 mm). Der zweitkleinste Wert dieser dreißigjährigen Referenzperiode liegt im Modell bei 45 mm; der Minimalwert der Verteilung beträgt 15 mm und wird aufgrund seiner großen Entfernung zum Rest der Verteilung als Ausreißer betrachtet (siehe Abbildung 5.2, unten links). In der *Projektionsperiode* sinkt der Mittelwert der Verteilung um gut 17 % und der IQR steigt um 36 (P1) bzw. 47 % (P2). Dies hat zur Folge, dass in dem Bereich, in dem sich in der Referenzperiode nur ein einzelner Wert befindet (also 15 bis 45 mm), nun sechs Werte zu finden sind, also die Anzahl an Perioden mit geringem Niederschlag steigt.

Änderungen im hydrologischen Winterhalbjahr

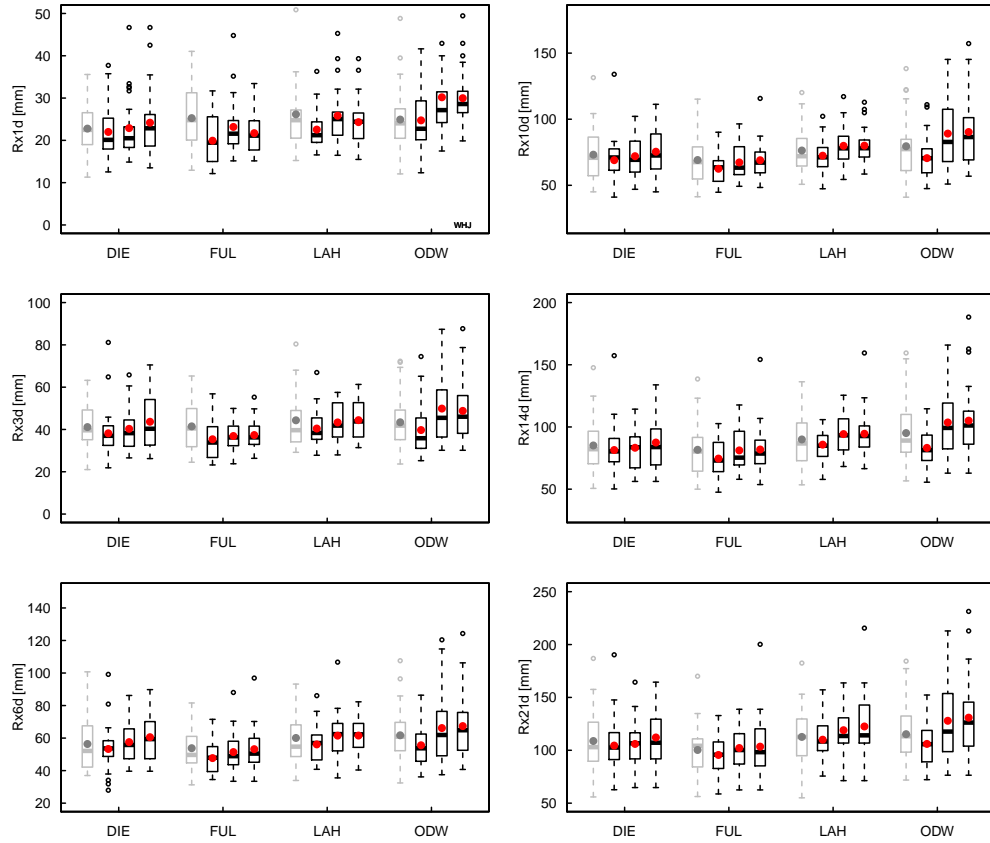
Im hydrologischen Winterhalbjahr zeigt sich eine andere Tendenz als im Sommerhalbjahr. Im Verhältnis zu Kontrollperiode steigen sämtliche **Hochwasserkennwerte** (s. Abbildung 5.4, obere drei Zeilen) bezüglich Mittelwert und Median in den Projektionsperioden an. Im Odenwaldgebiet ist der Anstieg bei den Hochwasserkennwerten am stärksten, er liegt nur in einem Fall unter +20 %. Auch unterscheiden sich in diesem Gebiet viele Werte signifikant von denen der Referenzperiode: in der zweiten Projektionsperiode (P2, s. Tabelle A.5) sind es die Werte Rx1d, Rx3d, Rx10d und Rx21d. Im Fulda- und im Lahnggebiet ist es nur der Kennwert Rx1d in P1, der sich signifikant von der Kontrollperiode unterscheidet; dieser sinkt zudem in P2 wieder auf ein nicht signifikantes Niveau ab. Im Diemelgebiet schließlich ist keine der Abweichungen stark genug, um als signifikant betrachtet zu werden.

Die Interquartilsabstände der Hochwasserkennwerte im WHJ (Abbildung 5.5) steigen im Gegensatz zu vielen Werten im hydrologischen Sommerhalbjahr im Diemel- und Lahnggebiet sowie im Odenwald teils deutlich an. Die Streuung einzelner Hochwasserkennwerte steigt im Diemelgebiet um bis auf das 2,6-fache der Streuung in der Referenzperiode, im Durchschnitt liegen die Änderungen bei +27 % in der ersten und +72 % in der zweiten Projektionsperiode. Im Fuldagebiet sinkt in beiden Perioden die Streuung minimal ab, im Lahnggebiet liegen die Änderungen bei +25 bzw. +21 % und im Odenwald bei +64 bzw. +27 % (jeweils im Vergleich zur Referenzperiode). Beim Vergleich der Interquartilsabstände der beiden Projektionsperioden zeigt sich keine klare Tendenz. Dies dürfte hauptsächlich der schon angesprochenen hohen dekadischen Variabilität von Niederschlägen geschuldet sein.

Auch bei den **Niedrigwasserkennwerten** (Abbildung 5.4 untere zwei Zeilen, bzw. Tabelle A.6) zeigt sich durchweg ein Anstieg von Mittelwert und Median. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Gebieten sind relativ gering, bei den verschiedenen Kennwerten zeigt sich bei den minimalen Niederschlagssummen innerhalb von 30 Tagen (Rm30d) in allen Gebieten der stärkste Anstieg, der zwischen 16 % und 38 % liegt. Die Werte Rm60d, Rm90d und Rm120d steigen zwischen 4 % und 18 %. Keiner der Werte unterscheidet sich allerdings signifikant von denen der Referenzperiode.

Die Interquartilsabstände der Niedrigwasserkennwerte (Abbildung 5.5) steigen im Schnitt in allen Gebieten. Einzelne Kennwerte streuen zwar etwas schwächer

max. Niederschlagssummen (WHJ)



min. Niederschlagssummen (WHJ)

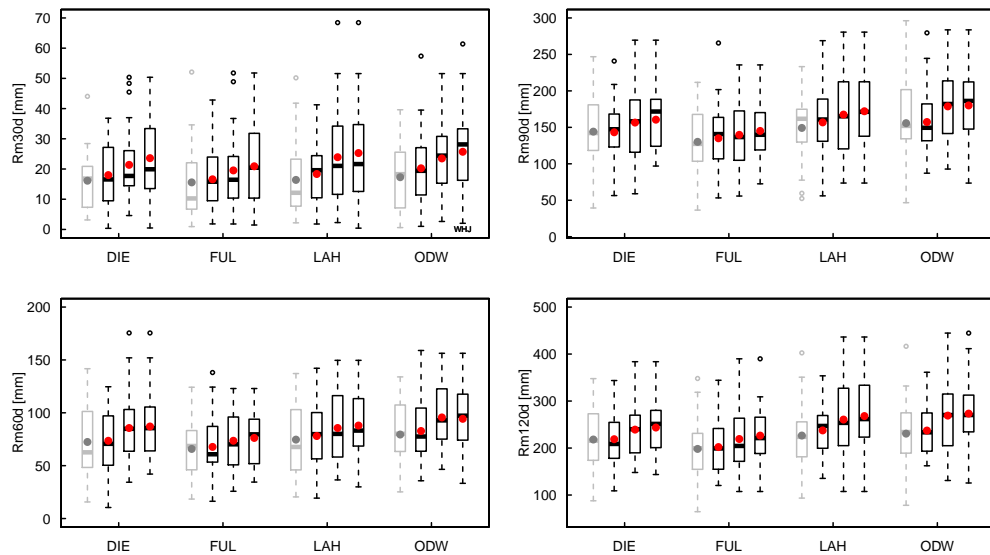


Abbildung 5.4: Wie Abbildung 5.2, aber für das hydrologische Winterhalbjahr

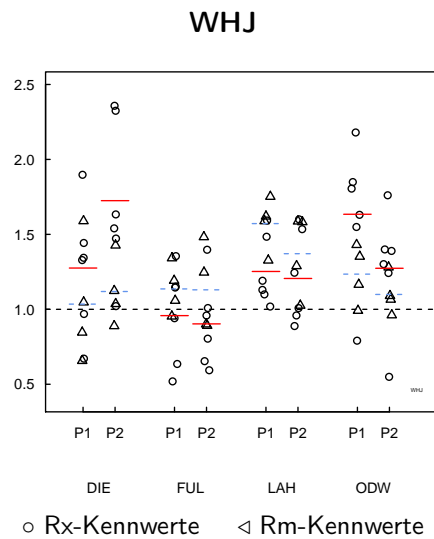


Abbildung 5.5: Änderung der Interquartilsabstände (IQR) der projizierten Kennwerte in den beiden Projektionsperioden (P1, P2) im Vergleich zu den modellierten IQR des Kontrollzeitraums ($1,0 = \text{IQR}$ des mod. Kennwertes im Referenzzeitraum) im Winterhalbjahr. Die blauen und roten Linien stellen jeweils den Mittelwert über die Hoch- bzw. Niedrigwasserkennwerte der einzelnen Perioden dar.

als in der Referenzperiode, aber 23 der insgesamt 32 untersuchten Niedrigwasserkennwerte zeigen beim Interquartilsabstand eine positive Änderung. Am stärksten fällt diese im Lahnggebiet aus, wo der Wert Rm_{120d} in der ersten Projektionsperiode um 75 % stärker streut als in der Referenzperiode. Im Mittel steigen die Interquartilsabstände im Diemelgebiet gering um 3 bzw. 12 %, im Fuldagebiet um 14 bzw. 13 %, im Lahnggebiet um 57 bzw. 37 % und im Odenwald um 23 bzw. 10 % (jeweils im Vergleich zur Referenzperiode).

5.3 Trocken- und Nassperioden

In Abbildung 5.6, 5.8 und 5.9 sind die durchschnittlichen maximalen Längen von Trocken- und Nassperioden und der maximale Niederschlag der Nassperioden des Referenzzeitraums sowie der Projektionszeiträume 2011 – 2040 und 2021 – 2050 dargestellt.

Im **hydrologischen Sommerhalbjahr** (Abbildung 5.6, links) simuliert das Modell in der ersten Projektionsperiode in allen vier Untersuchungsgebieten einen Anstieg der maximalen **Trockenperiodenlänge (CDD)**. Dieser Anstieg reicht

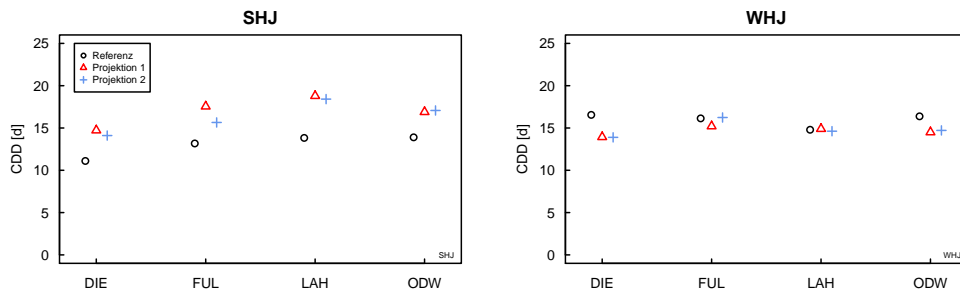


Abbildung 5.6: Projizierte maximale Längen von Trockenperioden (CDD)
LINKS: hydrologisches Sommerhalbjahr, RECHTS: hydrologisches Winterhalbjahr

von 22 % im Odenwaldgebiet bis 36 % im Lahngebiet (siehe auch Tabelle A.7 im Anhang A). Die Änderung der Streuung in der Projektion unterschiedlich für die verschiedenen Gebiete. Im Diemelgebiet sinkt der Interquartilsabstand um über 50 %, während er im Fulda- und im Lahngebiet bis um die Hälfte größer wird und im Odenwald etwa gleich bleibt.

Im **hydrologischen Winterhalbjahr** (Abbildung 5.6, rechts) sinkt die mittlere maximale Trockenperiodenlänge im Diemelgebiet und Odenwaldgebiet um bis zu 16 %, während der Wert im Fulda- und Lahngebiet nahezu konstant bleibt. Wie im hydrologischen Sommerhalbjahr ist auch im Winterhalbjahr die Änderung des Interquartilsabstands (Abbildung 5.7, rechts) gebietsabhängig. Im Diemel- und im Lahngebiet steigt die Streuung der Verteilungen um über 50 % und wird im Lahngebiet bis etwas mehr als doppelt so groß wie in der Kontrollperiode. Im Fuldagebiet steigt diese moderat an und im Odenwald sinkt sie um etwa ein Viertel.

Die maximale Länge einer **Nassperiode (CWD)** im **hydrologischen Sommerhalbjahr** (Abbildung 5.8, links) steigt im Mittel ebenso wie die Trockenperiodenlänge im Sommerhalbjahr (Abb. 5.6, links) in allen Gebieten an. Der Anstieg ist im Diemelgebiet mit 13 bzw. 28 % (P1 bzw. P2) am stärksten, in den anderen drei Gebieten liegen die Änderungssignale in der Projektion bei -2 bis $+15$ %. Die Streuung der Werte (Abbildung 5.7, links) ändert sich im Diemel-, Lahn- und Fuldagebiet nur in einem geringen Maß im Bereich von ± 10 %; im Odenwald dagegen sinkt der Interquartilsabstand auf etwa ein Viertel des ursprünglichen Wertes. Dies liegt jedoch in erster Linie an einem verminderten Auftreten von hydrologischen Halbjahren ohne Nassperioden und der daraus resultierenden sprunghaften Anhebung des ersten Quartils von null auf neun Tage. Das dritte

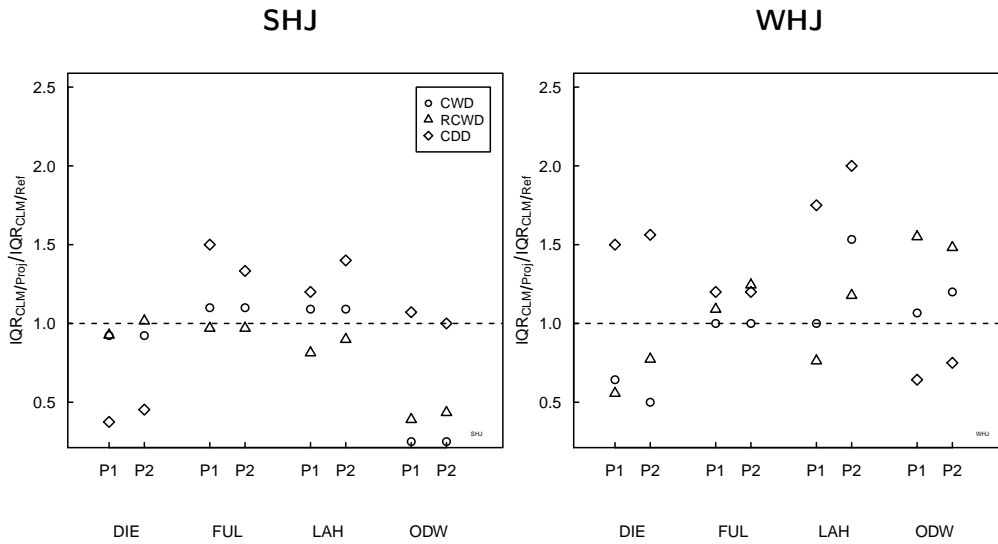


Abbildung 5.7: Änderung der Interquartilsabstände (IQR) der projizierten maximalen Länge von Nassperioden (CWD), von Trockenperioden (CDD) und des höchsten Niederschlags pro Nassperiode (RCWD) in den beiden Projektionsperioden (P1, P2) im Vergleich zu den modellierten IQR des Kontrollzeitraums (1,0 = IQR des mod. Kennwertes im Referenzzeitraum). LINKS: hydrologisches Sommerhalbjahr, RECHTS: hydrologisches Winterhalbjahr

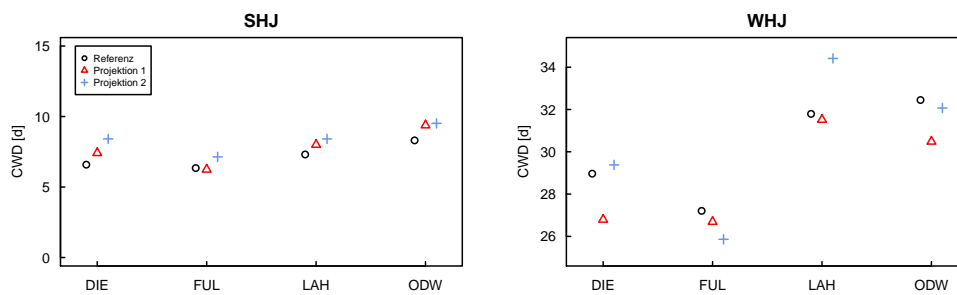


Abbildung 5.8: Projizierte maximale Längen von Nassperioden (CWD), (Ordinateneinteilung beachten). LINKS: hydrologisches Sommerhalbjahr, RECHTS: hydrologisches Winterhalbjahr

Quartil ist bei beiden Verteilungen gleichermaßen bei zwölf Tagen, so dass der Interquartilsabstand der projizierten Verteilung stark absinkt.

Im **hydrologischen Winterhalbjahr** sind die Änderungen bei der maximalen **Nassperiodenlänge** (Abbildung 5.8, rechts) verhältnismäßig klein, sie liegen alle unterhalb von $\pm 10\%$. Der Kennwert sinkt in der ersten Projektionsperiode in allen Gebieten schwach ab, steigt dann jedoch in drei der Untersuchungsgebiete wieder etwas an – so dass die Nassperiodenlänge in allen Zeiträumen auf einem mit der Referenzperiode vergleichbaren Niveau liegt. Bei der Streuung (Abbildung 5.7, rechts) ist keine Systematik zu erkennen.

Es mag auf den ersten Blick überraschen, dass im hydrologischen Sommerhalbjahr sowohl die Trockenperioden- als auch die Nassperiodenlänge ansteigt. Eine Erklärung für dieses Phänomen könnte sein, dass es vermehrt zu weniger wechselhaften Wetterlagen und somit zu geringeren Variabilität an Niederschlagsereignissen innerhalb eines bestimmten Zeitraums kommt. Dies führt dann zum Auftreten von längeren gleichbleibenden Perioden als während des Kontrollzeitraums bestimmt.

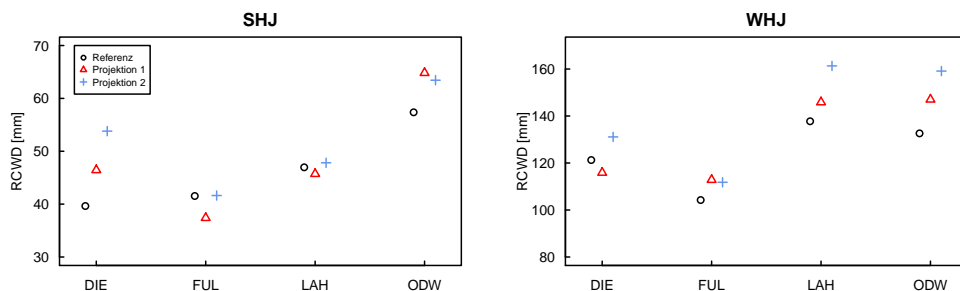


Abbildung 5.9: Projizierter höchster Niederschlag pro Nassperiode. LINKS: hydrologisches Sommerhalbjahr, RECHTS: hydrologisches Winterhalbjahr

Die größte **Regenmenge einer Nassperiode (RCWD)** (Abbildung 5.9) schließlich zeigt im Diemelgebiet und im Odenwald sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr eine Tendenz zu höheren Niederschlagsmengen. Im Diemelgebiet steigt RCWD im hydrologischen Sommerhalbjahr in der zweiten Projektionsperiode um etwa 15 mm beziehungsweise 36 % gegenüber dem Kontrollzeitraum, im Odenwald steigt die Niederschlagshöhe mit 11 % weniger deutlich. Im Fulda- und im Lahnggebiet bewegen sich die Niederschlagsmengen im SHJ in allen untersuchten Perioden auf einem ähnlichen Niveau. Im Winterhalbjahr steigen dagegen

mit Ausnahme des Wertes in der ersten Projektionsperiode im Diemelgebiet alle Werte um 7 bis 20 % an.

Das Verhältnis der Streuung der Werte im Referenz- und im Projektionszeitraum von RCWD bewegt sich auf einem ähnlichen Level wie das von CWD. Sie liegt im Diemel-, Fulda- und Lahnggebiet zwischen -19% und $+2\%$ der simulierten Referenzwerte. Im Odenwald tritt ebenfalls das weiter oben erwähnte starke Absinken des IQR in der Projektionsperiode auf, das durch ein vermindertes Auftreten von Halbjahren ohne Nassperiode verursacht wird.

5.4 Anzahl an Starkniederschlagsereignissen (R10mm)

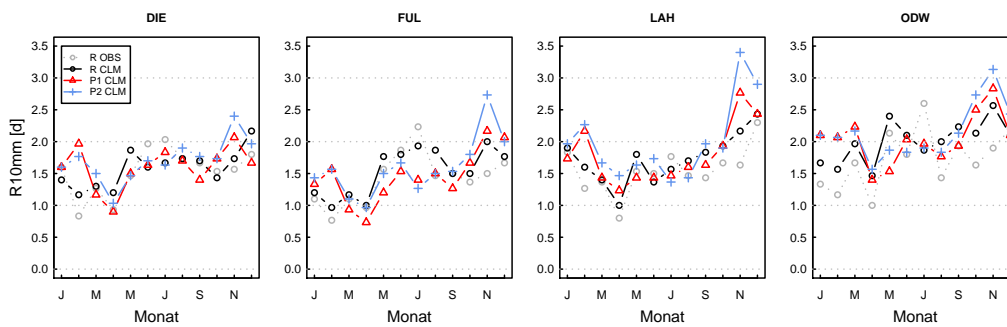


Abbildung 5.10: Darstellung des monatlichen Verlaufs des Kennwerts R10mm für die Referenzperiode (beobachtet und simuliert) sowie die beiden Projektionsperioden

Im Folgenden soll nun die Anzahl der Tage mit einer Niederschlagshöhe größer oder gleich 10 mm (R10mm) betrachtet werden. In [Abbildung 5.10](#) ist der monatliche Verlauf des Wertes für die zwei Projektionsperioden im Vergleich mit den Verläufen des Werts in der Referenzperiode (jeweils aus beobachteten und simulierten Daten) aufgetragen, die prozentuale Änderung von R10mm ist in [Abbildung 5.11](#) dargestellt. Was auffällt, ist dass in allen vier Untersuchungsgebieten im Februar und im November R10mm deutlich ansteigt; im Februar bis um nahezu 70 % (DIE, P1), im November bis um 57 % (LAH, P2). Der Anstieg im November ist allerdings eher kritisch zu betrachten, da dieser vom Modell – wenn auch in schwächerem Maße als in der Projektionsperiode – bereits in der Referenzperiode simuliert wird, in den Beobachtungen aber nicht zu finden ist. Im Februar dagegen wird der Wert in der Referenzperiode in allen Gebieten gut

wiedergegeben, so dass das tatsächliche Auftreten dieses Anstiegs in der Zeit von 2011 bis 2050 wahrscheinlicher sein dürfte als der projizierte Anstieg im November.

In den meisten Frühlings- und Sommermonaten sinkt die Anzahl der Tage mit $RR \geq 10$ mm. Am deutlichsten passiert dies im Fuldagebiet, in dem R10mm durchgehend von März bis einschließlich September um 15 bis 32 % zurückgeht. Von den Monaten Februar und November abgesehen, ändern sich die R10mm-Werte im Mittel um -25 bis +21 %.

Tabelle 5.1: Korrelationskoeffizienten (KORR) und mittlere quadratische Abweichungen (RMSE) von den Beobachtungsdaten für R10mm (R Referenzperiode, P1 erste Projektionsperiode, P2 zweite Projektionsperiode)

Gebiet	KORR [1]		
	R [†]	P1 [‡]	P2 [‡]
Diemel	0,68	0,29	0,49
Fulda	0,86	0,58	0,55
Lahn	0,84	0,78	0,73
Odenwald	0,60	0,43	0,58

[†] zwischen $R_{beobachtet}$ und $R_{simuliert}$

[‡] jeweils zwischen $P_{simuliert}$ und $R_{simuliert}$

Dass die Kurven in den Projektionen einen veränderten Verlauf als in der Referenzperiode nehmen, ist auch anhand der Korrelation zwischen Referenz- und Projektionsperiode zu erkennen. In Tabelle 5.1 sind die Korrelationskoeffizienten (KORR) vom Kennwert R10mm) für die Referenzperiode sowie die zwei Projektionsperioden aufgelistet. Diese zeigen mit Ausnahme des Lahngiets relativ geringe Korrelationen von 0,29 bis 0,58.

Die meisten Änderungen sind allerdings nicht signifikant. Lediglich im Lahngbiet unterscheidet sich R10mm im November in der zweiten Projektionsperiode und im Odenwaldgebiet im Mai in der ersten Projektionsperiode signifikant von der Referenzperiode, die Anstiege im Februar sind in keinem Gebiet signifikant.

Etwas deutlicher sieht man die Änderung der R10mm-Kennwerts anhand von Abbildung 5.11, in dem zusätzlich zu den Änderungssignalen für die jeweiligen Monate auch die für Jahreszeiten, hydrologische Halbjahre und das gesamte Jahr zusammengefasst dargestellt werden. In allen vier Gebieten steigt die Anzahl an

Tagen mit einem Niederschlag von größer oder gleich 10 mm im kompletten Jahr; ebenfalls im hydrologischen Winterhalbjahr. Im Sommerhalbjahr bleibt R10mm relativ konstant, beziehungsweise sinkt leicht. Die größten negativen Änderungen finden während des Sommerhalbjahrs statt, die größten Anstiege – wie bereits beschrieben – im Winterhalbjahr (hauptsächlich im Februar und im November).

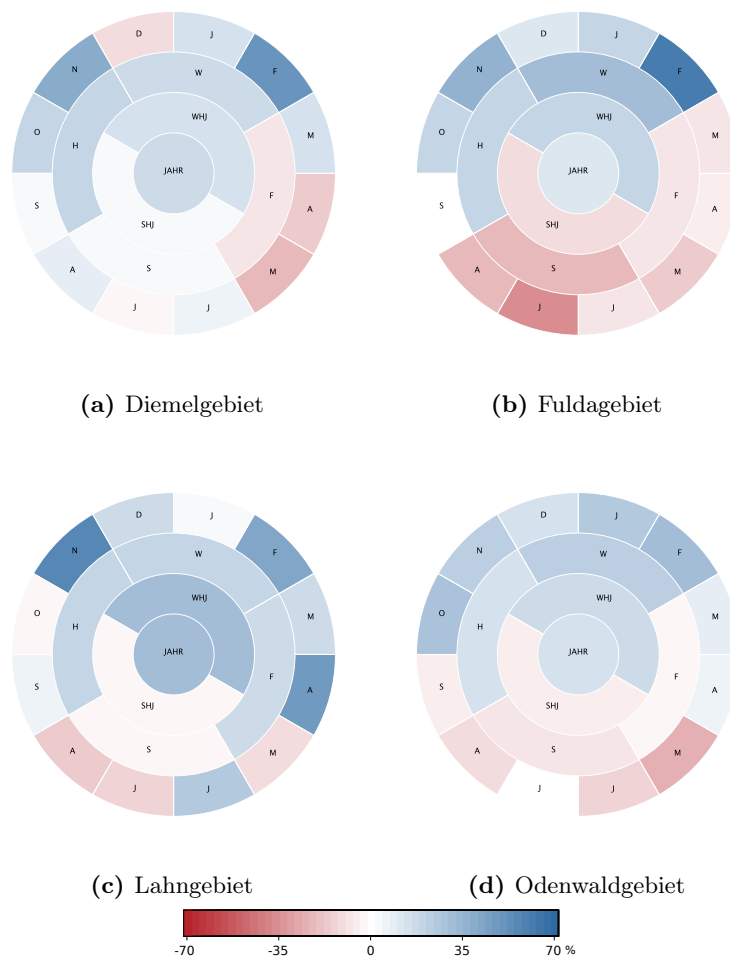


Abbildung 5.11: Prozentuale Änderung des Kennwertes R10mm in der Projektionsperiode 2. 100 % = CLM Referenzperiode. Von außen nach innen: Monate, Jahreszeiten, hydrologische Halbjahre, komplettes Jahr.

Diskussion

Das Ziel dieser Arbeit war, Niederschlagssimulationen des COSMO-CLM für bestimmte Gebiete in Hessen zu validieren und eine Projektion bis zum Jahr 2050 auszuwerten. Um bewerten zu können, wie belastbar die Projektionen des CCLM sind, ist es wichtig zu wissen, inwiefern das Modell in der Lage ist, bestimmte Kennwerte des gegenwärtigen Klimas in Form des Kontrollzeitraums von 1971 bis 2000 zu simulieren.

Die in der Einleitung gestellten Fragen lassen sich nun nach der Auswertung von Kontroll- und Projektionszeitraum folgendermaßen beantworten:

- **Wie gut ist das COSMO-CLM in der Lage das Klima (hier bezogen auf die Niederschlagswerte) des Referenzzeitraums (1971 – 2000) zu simulieren? Inwiefern werden bestimmte Niederschlagsparameter wie Niederschlagssummen über bestimmte Zeiträume oder die Dauer von Trockenperioden richtig simuliert?**

Die Antwort fällt unterschiedlich davon aus, je nachdem welche Kennwerte und welchen Aspekt der Verteilungen man jeweils betrachtet. Der durchschnittliche Gesamtniederschlag beispielsweise weicht im Modell nur um maximal 5% ab, wird also sehr gut wiedergegeben. Auch für die meisten der maximalen und minimalen Niederschlagssummen wird der Durchschnitt in vielen Fällen um weniger als 10% verfehlt. Etwas schlechter simuliert das Modell die maximalen Längen von Nass- und Trockenperioden. Diese beiden Kennwerte werden aus zwei Eingangsgrößen gebildet, nämlich zum einen, ob ein bestimmter Tag die Definition eines nassen oder trocknen Tags erfüllt, was unmittelbar von der Niederschlagshöhe abhängt; zum andern, wie die entsprechenden Tage innerhalb des Jahres verteilt sind. Von diesen beiden Größen wird nur die erste durch die Biaskorrektur angepasst, die zeitliche Variabilität bleibt unangetastet.

Probleme zeigen sich vor allem bei der Betrachtung von Extremwerten und der Streuung. Die Interquartilsabstände der simulierten Kennwerte weichen

im Vergleich mit Beobachtungsdaten teils bis um den Faktor Zwei in beide Richtungen ab. Dadurch, dass die Streuung oft nicht korrekt simuliert wird, ergeben sich teilweise auch große Abweichungen bei den Extremwerten der jeweiligen Kennwertverteilungen. Diese können dann um 20 bis 40 % von den beobachteten Werten abweichen, in Einzelfällen sogar um über 100 % (s. Abbildung 4.19, Seite 50). Daher sollten genaue Aussagen des Modells über die Streuung beziehungsweise über die Änderung von Streuungen von bestimmten Kennwerten und in Folge dessen auch Extremwerte dieser Kennwerte mit großer Vorsicht betrachtet werden.

Oder, mit den Worten von [Blöschl und Montanari \(2010\)](#):

„The further we move away from mean values to extremes the thinner the ice gets.“*

Die Fehler bei der Simulation von Extremwerten sind jedoch systematisch – sie werden in der überwiegenden Mehrheit der Kennwerte nicht extrem genug simuliert. Das bedeutet, dass bei einem simulierten Ansteigen der Extreme in der Projektion zusammen mit der Information, dass das Modell in der Referenzperiode Extreme unterschätzt durchaus davon ausgegangen werden kann, dass auch in der Realität in Zukunft die extremen Niederschlagsereignisse stärker werden und die vom Modell projizierten Kennwerte nicht zu pessimistisch sind.

- **Welches Verfahren ist für die Biaskorrektur in den untersuchten Gebieten am besten geeignet?**

Diese Frage lässt sich nach der Auswertung der vorliegenden Daten nicht abschließend beantworten. Die Verfahren[†] (Quantile Mapping und Linear Scaling der Tagessummen) unterscheiden sich sowohl in ihrer Komplexität als auch in ihrem Grad der Anpassung deutlich voneinander, liefern in diesem Fall beide aber sehr ähnliche Ergebnisse. Man kann aus den vorliegenden Daten also keinesfalls zu dem Schluss kommen, eines der beiden Verfahren sei *deutlich* besser geeignet.

Beachtet werden muss dabei aber auch, dass die unkorrigierten COSMO-CLM-Rohdaten – mit Ausnahme des *permanent drizzles*, also der Über-

*„Je mehr wir uns von Mittelwerten weg hin zu Extremen bewegen, desto dünner wird das Eis“

[†]durchgeführt jeweils vom Karlsruher Institut für Technologie

schätzung von Tagen mit geringem Niederschlag (und in Folge dessen eine Unterschätzung an Tagen ohne Niederschlag) und einer generellen leichten Überschätzung der Tagesniederschläge um wenige Millimeter – bereits eine relativ gute Übereinstimmung mit den beobachteten Tagessummen vorweisen. Der QQ-Plot aus modellierten und beobachteten Tagesniederschlagssummen (Abschnitt 4.3) zeigt eine hohe Korrelation der unkorrigierten Werte, die durch die Korrektur nicht mehr wesentlich verbessert wird. Sollten Daten korrigiert werden, die eine geringere Korrelation aufweisen, also beispielsweise niedrige Niederschlagshöhen überschätzt und hohe unterschätzt werden, dürften die Unterschiede zwischen den beiden Korrekturverfahren durchaus größer sein. In diesem Fall würde ein einfaches Skalieren sämtlicher Werte mit einem einzelnen Faktor (was einem Verschieben der Kurve im QQ-Plot gleichkommt) wohl schlechtere Ergebnisse bringen als die Anwendung einer Transferfunktion, die einzelne Bereiche abhängig von ihrer jeweiligen Abweichung korrigiert.

- **Was sagt die Projektion für künftige Zeiträume in Bezug auf Niederschlagsereignisse?**

Die projizierten Änderungen bezüglich der in dieser Arbeit untersuchten Niederschlagskennwerte lassen sich im wesentlichen durch die folgende Tabelle zusammenfassen:

Gesamtniederschlag (PRCPTOT)	
<i>Sommerhalbjahr</i>	— Der Gesamtniederschlag im Sommerhalbjahr bleibt relativ konstant mit einem Änderungssignal von maximal -7% .
<i>Winterhalbjahr</i>	— In allen Gebieten ist ein Anstieg um bis zu 15% zu erkennen. Der durchschnittliche Gesamtniederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr steigt in allen Gebieten von der Referenzperiode zur ersten beziehungsweise zweiten Projektionsperiode stetig an.

 maximale Niederschlagssummen (R_{xnd})

Sommerhalbjahr — Die maximalen Niederschlagssummen sinken tendenziell im Sommerhalbjahr ab. Die Spannweite des Änderungssignals liegt bei +3 % bis -15 %. Auch die Streuung im Sommerhalbjahr nimmt in drei der vier Gebiete ab.

Winterhalbjahr — Es ist ein Anstieg sowohl bei den mittleren Kennwerten als auch bei der Streuung festzustellen. Die Kennwerte steigen um 2 % bis 38 % im Vergleich zur Referenzperiode; die Streuung der Werte steigt mit Ausnahme des Fuldagebiets an.

 minimale Niederschlagssummen (R_{mnd})

Sommerhalbjahr — Im hydrologischen Sommerhalbjahr sinken diese um bis zu 36 %. Die Streuung der Werte bleibt etwa konstant.

Winterhalbjahr — Im Winterhalbjahr steigen die minimalen Niederschlagssummen um 4 % bis 38 % an. Die Streuung der Werte steigt etwas.

 Trocken- und Nassperioden (CDD, CWD)

Sommerhalbjahr — Sowohl die Länge der Trockenperioden als auch die der Nassperioden steigt im hydrologischen Sommerhalbjahr an; die Länge der Trockenperioden steigt um 19 % bis 36 %, die der Nassperioden um bis zu 28 %. Stabilere Wetterlagen führen offenbar zu längeren gleichbleibenden Trocken-/Nassperioden

Winterhalbjahr — Im WHJ zeigt sich ein leichtes Absinken der Trockenperiodenlänge um bis zu 16 %, während sich die Länge der Nassperioden nur wenig ändert ($\pm 8\%$). Bei der Streuung ist keine klare Tendenz zu erkennen.

 Starkniederschläge (R10mm)

- Winterhalbjahr* — Im Winterhalbjahr zeigt sich in allen Untersuchungsgebieten ein Anstieg um etwa ein Viertel.
- Sommerhalbjahr* — Im Sommerhalbjahr bleibt R10mm etwa konstant bzw. sinkt leicht ab.
- In den meisten Frühlings- und Sommermonaten zeigt sich eine Tendenz zu weniger Tagen mit $RR \geq 10$ mm, während diese im Herbst und im Winter eher zunehmen. Über das ganze Jahr betrachtet nehmen diese in allen vier Gebieten in der Größenordnung von 10 % zu.
-

Aufgrund der hohen Variabilität von Niederschlägen ist es sehr kompliziert, genaue Aussagen über die Belastbarkeit der Projektionen zu treffen. Als Beispiel soll hier die maximale Nassperiodenlänge im hydrologischem Winterhalbjahr (CWD, Abbildung 5.8, rechts) herangezogen werden. Im Lahnggebiet beträgt die Länge im Kontrollzeitraum etwa 32 Tage, sinkt dann in der Periode von 2011 bis 2040 minimal ab und steigt in der zweiten Projektionsperiode von 2021 bis 2050 um etwas über zwei Tage an. Ähnliches gilt für den gleichen Kennwert im Diemelgebiet, bei dem dieser in der ersten Projektionsperiode deutlich absinkt und in der zweiten wieder auf das gleiche Niveau ansteigt. Obwohl sich beide Projektionsperioden mit 20 Jahren überschneiden, ist der Unterschied bei einigen Kennwerten durchaus recht hoch. Würde man nur die erste Projektionsperiode betrachten, stelle man für das Diemelgebiet eine Verkürzung der durchschnittlichen maximalen Nassperiodenlänge fest und für das Lahnggebiet eine etwa gleichbleibende Länge. Ausschließlich die zweite Projektionsperiode betrachtend käme man dagegen zu dem Schluss, dass CWD im Diemelgebiet konstant bleibt und im Lahnggebiet steigt. Treten also über den relativ kurzen Zeitraum von einem Jahrzehnt solch starke Änderungen auf, zeigt dies in erster Linie, dass Änderungen im Klima nicht linear verlaufen und wie groß die dekadische Variabilität ist.

Beachtet werden muss auch, dass Modelle *immer* Vereinfachungen der Realität sind, und damit per Definition nicht perfekt sein können. Jeder Schritt in der Modellkette ist unweigerlich mit Fehlern behaftet, die weitere Unsicherheiten in die Aussage bringen. Zum einen ist ungewiss, inwiefern die SRES-Szenarien, auf deren Grundlage die Konzentrationen der Treibhausgase berechnet werden, die die Klimamodelle als Input benötigen, realistisch sind. Abbildung 6.1 zeigt aber, dass

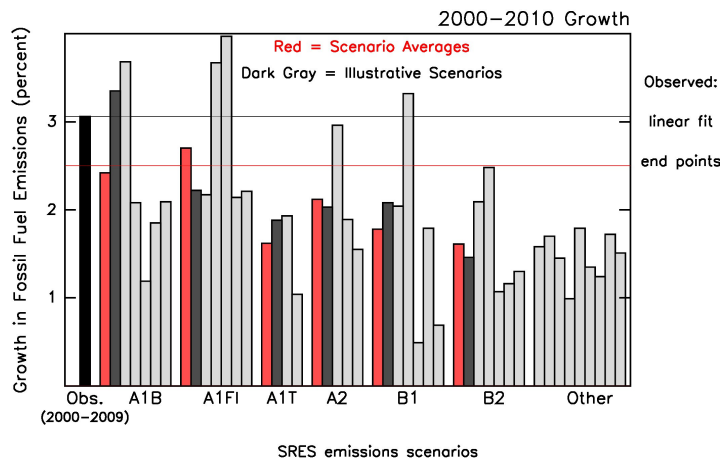


Abbildung 6.1: Wachstum der Kohlenstoffdioxidemissionen pro Jahr über den Zeitraum von 2000 bis 2010 (LINKS) im Vergleich mit den SRES-Szenarien durch die Verbrennung von fossilen Energieträgern. Graue Balken stellen Mittelwerte der jeweiligen Szenarienfamilien dar (A1B, A1FI, etc.), rote Balken das jeweilige von Klimamodellen verwendete Beispielszenario. Aus [Le Quéré et al. \(2009\)](#).

zumindest aus der gegenwärtigen Sichtweise das oftmals gewählte A1B-Szenario nicht zu pessimistisch ist. Mit einem durchschnittlichen jährlichen Wachstum an Emissionen durch fossile Energieträger von etwas über drei Prozent liegen die beobachteten Werte von 2000 bis 2009 über dem Szenariodurchschnitt von A1B und während in der Zeit der Finanzkrise in den Jahren 2008 und 2009 die Emissionen etwas sanken, steigen diese nun wieder deutlich an ([Peters et al., 2012](#)). Während die Klimaänderungen der nahen Zukunft wegen des träge reagierenden Klimasystems bereits nicht mehr zu ändern sind, werden durch die gegenwärtigen Emissionen vor allem die Änderungen der mittleren Zukunft verursacht (Tabelle 6.1) – hier können also durchaus noch Maßnahmen getroffen werden, um die Effekte abzuschwächen.

In der Modellkette folgt der Szenarioannahme das globale Klimamodell (GCM), das die aus den SRES-Szenarien berechneten Treibhausgaskonzentrationen als Grundlage verwendet. Im nächsten Schritt folgt das regionale Klimamodell, das an den Modellgrenzen die vom GCM berechneten Werte übernimmt. Durch diese vom GCM definierten Randwerte hängen viele Kennwerte auch stark vom globalen Klimamodell ab. Simuliert das GCM in der entsprechenden Gitterbox beispielsweise eine wasserarme Periode, wird es dem regionalen Klimamodell nicht gelingen, viel Niederschlag zu produzieren.

Tabelle 6.1: Charakteristische Zeitskalen von ausgewählten Prozessen des Klimasystems. Nach Abbildung 5-1 aus IPCC (2001). Zeitskala ist definiert als der Zeitraum, ab dem mindestens die Hälfte der endgültigen Effekte eingetreten sind.

Prozess	Zeitskala in Jahren
Lufttemperaturänderung als Folge des CO ₂ -Anstiegs	120 – 150
Wärme- und CO ₂ -Transport in die Tiefsee	100 – 200
Meeresspiegeländerung als Folge des Temperaturanstiegs	bis zu 10 000
Eisschichtänderung als Folge des Temperaturanstiegs	bis zu 10 000

Der nächste Schritt ist die Biaskorrektur, die systematische Fehler, die in einer *Kontrollperiode* beobachtet wurden, ausgleichen soll. Im Falle der Biaskorrektur ist es essentiell, dass der Skalierungsfaktor (beim Linear Scaling) beziehungsweise die Transferfunktion (beim Quantile Mapping) über lange Zeiträume konstant bleibt, da die Korrektur sonst schlechter funktioniert oder sogar kontraproduktiv wird. Inwiefern dies zutrifft, lässt sich aus den Ergebnissen dieser Arbeit nicht beantworten; vielmehr könnte man weitere Perioden in der Vergangenheit simulieren und überprüfen, ob die Korrekturfaktoren beziehungsweise -funktionen die Niederschlagsverteilung für diese Perioden noch hinreichend gut zu korrigieren vermögen. Endgültige Sicherheit, dass dies dann auch für die Zukunft zutrifft, kann es allerdings nicht geben.

Mit der Biaskorrektur ist zudem ein weiteres Problem verbunden: der Datensatz (in diesem Fall HYRAS), mit dem die modellierten Tagessummen korrigiert wurden, besteht aus Punktmessdaten von einzelnen Klima- und Niederschlagsstationen, die über ein Interpolationsverfahren in Rasterdaten umgerechnet wurden. Auch dabei ergeben sich zum einen Fehler bei der Interpolation, zum anderen sind Messdaten immer mit gewissen Ungenauigkeiten behaftet. So wird beispielsweise durch Überwehung der Stationen der Niederschlag vor allem in höheren Lagen systematisch unterschätzt (Panitz et al., 2011). Diesen Fehler kann man durch die sogenannte Richterkorrektur (nach Richter (1995)) minimieren, bei der für jede Station ein Faktor berechnet wird, der angibt, in welchem Maße die Niederschlagshöhe durch Überwehung vermindert wird. Bei einem Vergleich des REGNIE-Datensatzes, der für die vier Untersuchungsgebiete sowohl in unkorrigierter als auch in Richter-korrigierter Form vorlag, zeigten sich Abweichungen des durchschnittlichen Jahresgesamtniederschlags von bis zu etwa 9%. Da der

HYRAS-Datensatz nur in unkorrigierter Form vorliegt, konnte das Maß der Unterschätzung durch Nichtberücksichtigung einer Niederschlagskorrektur nicht berechnet werden.

Aufgrund dieser genannten Einschränkungen bei der Klimamodellierung spricht man bei Berechnungen für zukünftige Zeiträume nicht von Vorhersagen, sondern von Projektionen, um deutlich zu machen, dass es sich um eine von vielen *möglichen* Zukünften handelt; schließlich kann es zu einem bestimmten Klimazustand auch mehrere Realisierungen geben, die alle gleich wahrscheinlich sind.

Zuletzt folgt das – hier nicht untersuchte – Wasserhaushaltsmodell, das aus den simulierten oder projizierten Niederschlägen und weiteren Klimakenngrößen Abflüsse berechnet und so Aussagen zu Hoch- und Niedrigwasserrisiken treffen kann.



Unter Berücksichtigung der Schwächen der Simulation der Kontrollperiode scheinen folgende Aussagen zu bestimmten Kennwerten in den Projektionszeiträumen trotz der hohen Variabilität des Niederschlags relativ wahrscheinlich:

- **Gesamtniederschlag im hydrologischen Winterhalbjahr**

Während im Sommerhalbjahr die Gesamtniederschläge teilweise sinken und wieder ansteigen oder über alle drei Perioden konstant sind, zeigt sich im Winterhalbjahr ein durchgängiger Anstieg in allen Gebieten über beide Projektionsperioden. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass in der Kontrollperiode die mittleren Gesamtniederschläge gut getroffen wurden (wohl dadurch, dass der Niederschlag über einen langen Zeitraum eines Halbjahres und über die gesamte Niederschlagsverteilung berechnet wird, so dass sich Fehler herausmitteln können) produziert das COSMO-CLM einen Trend hin zu höheren Niederschlagssummen im hydrologischen Winterhalbjahr in der Zukunft in der Größenordnung um etwa 10 %.

- **Trockenperiodenlänge im hydrologischen Sommerhalbjahr**

Die projizierten Anstiege der maximalen Trockenperiodenlänge sind in allen vier Gebieten und beiden Projektionsperioden zweistellig positiv – von 19 bis 36 %, so dass auch hier klar ein Trend zu erkennen ist.

- **Maximale Niederschlagssummen im hydr. Winterhalbjahr**

Die maximalen Niederschlagssummen im hydrologischen Winterhalbjahr

steigen durchgehend in allen Gebieten an, hier finden sich auch die meisten signifikanten Änderungen im Vergleich zu den anderen Kennwerten.

- **Minimale Niederschlagssummen**

auch für die minimalen Niederschlagssummen (sowohl im hydrologischen Winter- als auch im Sommerhalbjahr) sind die Änderungen nicht signifikant. Im Winterhalbjahr zeigen sich jedoch durchgängig ohne Ausnahme Anstiege, die größtenteils im zweistelligen Prozentbereich liegen. Im Sommerhalbjahr treten durchgängig Rückgänge auf, betragsmäßig etwas geringer als die Anstiege im Winterhalbjahr. Man muss also im Sommerhalbjahr mit trockeneren Zeiträumen als in der Referenzperiode rechnen, während das Winterhalbjahr tendenziell feuchter wird.

Obwohl also bei einigen Kennwerten klare Trends oder Tendenzen zu erkennen sind, unterscheiden sich diese zwischen Kontroll- und Projektionszeitraum nur selten signifikant voneinander. Dies ist zu einem großen Teil auf die bereits angesprochene hohe Variabilität von Niederschlägen in Kombination mit dem relativ kurzen Zeitraum der Projektionsperiode von 40 Jahren zurückzuführen. Das Änderungssignal geht für die nahe Zukunft noch in den natürlichen Schwankungen des Niederschlags unter (geringes Signal-Rausch-Verhältnis). Es steht aber zu vermuten, dass bei einem längeren betrachteten Zeitraum das Änderungssignal für spätere Perioden stärker wird und mehr Kennwerte signifikant von denen in der Kontrollperiode abweichen.

Literaturverzeichnis

- [Albrecht und Dietzer 2006] ALBRECHT, F. M. ; DIETZER, B.: *Langzeitverhalten der Starkniederschläge in Baden-Württemberg und Bayern*. 2006
- [Arritt 2009] ARRITT, Raymond: *Statistical and Dynamical Downscaling*. 2009. – HEPEX Downscaling Workshop - <http://hepex.nmpi.net/files/download/workshops/post-processing/Arritt-66.pdf>
- [Bachner 2008] BACHNER, Susanne: *Daily precipitation characteristics simulated by a Regional Climate Model, including their sensitivity to model physics*, Universität Bonn. Meteorologisches Institut, Dissertation, 2008
- [Bachner et al. 2008] BACHNER, Susanne ; KAPALA, Alice ; SIMMER, Clemens: Evaluation of daily precipitation characteristics in the CLM and their sensitivity to parameterizations. In: *Meteorologische Zeitschrift* 17 (2008), August, S. 407–419. – URL http://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/17/56731/Evaluation_of_daily_precipitation_characteristics_in_the_CLM_and_their_sensitivity_to_parameterizations. – ISSN 09412948
- [Bäcker und Ender 2007] BÄSSLER, Annegret ; ENDER, Jens: *Historische Hochwasser in Mitteleuropa*. GRIN Verlag, August 2007. – ISBN 978-3-638-72862-1
- [Bastian 2011] BASTIAN, Dirk: *ArcGIS, REGNIE, CCLM*. September 2011. – (pers. Mitteilung)
- [Berendt et al. 2010] BERENDT, Johannes ; PENDA, Elsbeth ; FINKLER, Astrid ; POLTE-RUDOLF, Christine: *Beschreibung der Datenbasis des NKDZ*. 2010
- [Berg et al. 2011] BERG, Peter ; FELDMANN, Hendrik ; PANITZ, Hans-Jürgen: Bias correction of high resolution RCM data. In: *Journal of Hydrology* (2011). – eingereicht
- [Blöschl und Montanari 2010] BLÖSCHL, Günter ; MONTANARI, Alberto: Climate Change Impacts – throwing the dice? In: *Hydrological Processes* 24 (2010), S. 374–381
- [Blüthgen und Weischet 1980] BLÜTHGEN, Joachim ; WEISCHET, Wolfgang: *Allgemeine Klimageographie*. Walter de Gruyter, 1980. – ISBN 978-3-110-06561-9
- [Böhm et al. 2006] BÖHM, U. ; KÜCKEN, M. ; AHRENS, W. ; BLOCK, A. ; HAUFFE, D. ; KEULER, K. ; ROCKEL, B. ; WILL, A.: CLM - The Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications. In: *COSMO Newsletter* (2006), Nr. 6, S. 225–235
- [Brockhaus et al. 2008] BROCKHAUS, Peter ; LÜTHI, Daniel ; SCHÄR, Christoph: Aspects of the diurnal cycle in a regional climate model. In: *Meteorologische Zeitschrift* 17

- (2008), August, S. 433–443. – URL <http://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/17/56733>. – ISSN 09412948
- [Dietzer et al. 2001] DIETZER, B ; GÜNTHER, Th. ; KLÄMT, H. ; MATTHÄUS, H. ; REICH, T.: *Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen*. 2001
- [D’Andrea et al. 1998] D’ANDREA, F. ; TIBALDI, S. ; BLACKBURN, M. ; BOER, G. ; DÉQUÉ, M. ; DIX, MR ; DUGAS, B. ; FERRANTI, L. ; IWASAKI, T. ; KITO, A. ; POPE, V. ; RANDALL, D. ; ROECKNER, E. ; STRAUS, D. ; STERN, W. ; DOOL, H. Van den ; WILLIAMSON, D.: Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979–1988. In: *Climate Dynamics* 14 (1998), Nr. 6, S. 385–407
- [DWD 2009] DWD: *Regionale Niederschlagshöhen (REGNIE)*. 2009. – Informationsblatt
- [Fowler und Wilby 2010] FOWLER, H. J. ; WILBY, R. L.: Detecting changes in seasonal precipitation extremes using regional climate model projections: Implications for managing fluvial flood risk. In: *Water Resour. Res* 46 (2010)
- [Gutjahr 2010] GUTJAHR, Oliver: *Analyse von regionalen Klimasimulationen für Rheinland-Pfalz und die Saar-Lor-Lux-Region: Downscaling-Ansätze und BIAS-Korrekturen für den Niederschlag*. Trier, Universität Trier, Diplomarbeit, 2010
- [Hennegriff et al. 2006] HENNEGRIFF, Wolfgang ; KOLOKOTRONIS, Vassilis ; WEBER, Hans ; BARTELS, Hella: Klimawandel und Hochwasser. In: *Abwasser, Abfall* 8 (2006), Nr. 53
- [HLUG 1999] HLUG, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie: *Retentionskataster Flussgebiet Mümling*. 1999. – URL http://static.hlug.de/medien/wasser/rkh/berichte/2474_Muemling.pdf
- [IKSR 2010] IKSR, Internationale Kommission zum Schutz des Rheins: *Aktionsplan Hochwasser, Rhein 2020*. 2010
- [IPCC 2001] IPCC ; CORE WRITING TEAM (Hrsg.) ; WATSON, Robert T. (Hrsg.): *Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2001
- [IPCC 2007a] IPCC ; CORE WRITING TEAM (Hrsg.) ; PACHAURI, R.K. (Hrsg.) ; A.R., Reisinger (Hrsg.): *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Genf, Schweiz : Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007

- [IPCC 2007b] IPCC: Summary for Policy Makers. In: SOLOMON, S. (Hrsg.) ; QIN, D. (Hrsg.) ; MANNING, M. (Hrsg.) ; CHEN, Z. (Hrsg.) ; MARQUIS, M. (Hrsg.) ; AVERYT, K. B. (Hrsg.) ; TIGNOR, M. (Hrsg.) ; MILLER, H. L. (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2007
- [Knote et al. 2010] KNOTE, Christoph ; HEINEMANN, Günther ; ROCKEL, Burkhardt: Changes in weather extremes: Assessment of return values using high resolution climate simulations at convection-resolving scale. In: *Meteorologische Zeitschrift* 1 (2010), Nr. 19, S. 11–23
- [Le Quéré et al. 2009] LE QUÉRÉ, Corinne ; RAUPACH, Michael R. ; CANADELL, Josep G. ; AL., Gregg Marland et: Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. In: *Nature Geosci* 2 (2009), Dezember, Nr. 12, S. 831–836. – URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo689>. – ISSN 1752-0894
- [Maniak 2010] MANIAK, Ulrich: *Hydrologie Und Wasserwirtschaft: Eine Einführung für Ingenieure*. Springer, August 2010. – ISBN 978-3-540-88904-5
- [Maraun et al. 2010] MARAUN, D. ; WETTERHALL, F. ; IRESON, AM ; CHANDLER, RE ; KENDON, EJ ; WIDMANN, M. ; BRIENEN, S. ; RUST, HW ; SAUTER, T. ; THEMESL, M. ; VENEMA, V. K. C. ; CHUN, K. P. ; GODDESS, C. M. ; JONES, R. G. ; ONOF, C. ; VRAC, M. ; THIELE-EICH, I.: Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. In: *Reviews of Geophysics* 48 (2010), Nr. 3, S. RG3003
- [McGuffie und Henderson-Sellers 2001] MCGUFFIE, K. ; HENDERSON-SELLERS, A.: Forty years of numerical climate modelling. In: *International Journal of Climatology* 21 (2001), Juli, S. 1067–1109. – URL <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.632>. – ISSN 0899-8418, 1097-0088
- [Mudelsee et al. 2010] MUDELSEE, Manfred ; CHIRILA, Dragos ; DEUTSCHLÄNDER, Thomas ; DÖRING, Claus ; HAERTER, Jan ; HAGEMANN, Stefan ; HOFFMANN, Holger ; JACOB, Daniela ; KRAHÉ, Peter ; LOHMANN, Gerrit ; MOSELEY, Christopher ; NILSON, Enno ; PANFEROV, Oleg ; RATH, Thomas ; BIRGER, Tinz: Climate Model Bias Correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. In: *Deutsche Meteorologische Gesellschaft* 3 (2010)
- [Nakicenovic et al. 2000] NAKICENOVIC, N. ; ALCAMO, J. ; DAVIS, G. ; DEVRIES, B. ; FENHANN, J. ; GAFFIN, S. ; GREGORY, K. ; GRUEBLER, A. ; JUNG, T.Y. ; KRAM, T. ; LA ROVERE, E.L. ; MICHAELIS, L. ; MORI, S. ; MORITA, T. ; PEPPER, W. ; PITCHER, H. ; PRICE, L. ; RIAHI, K. ; ROERHL, A. ; ROGNER, H.-H. ; SANKOVSKI, A. ; SCHLESINGER, M. ; SHUKLA, P. ; SMITH, S. ; SWART, R. ; VANROOIJEN, S. ; VICTOR, N. ; DADI, Z.: *Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of*

- Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge : Cambridge University Press, 2000. – ISBN 92-9169-113-5
- [Nilson et al. 2010] NILSON, Enno ; CARAMBIA, M. ; KRAHE, P. ; RACHIMOW, C. ; BEERSMA, J.: Bias-Korrekturmodelle im Vergleich: Eine Bewertung im Kontext der hydrologischen Klimafolgenforschung. In: *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* (2010). – (Im Druck)
- [Panitz et al. 2011] PANITZ, Hans-Jürgen ; FELDMANN, Hendrik ; BERG, Peter ; SCHÄDLER, Gerd: *Bereitstellung und Aufbereitung regionaler Klimadaten basierend auf der Klimavariante des Modells COSMO 4.8 (CCLM4.8)*. 2011. – (nicht veröffentlicht)
- [Panneerselvam 2004] PANNEERSELVAM, R.: *Research Methodology*. PHI Learning Pvt. Ltd., Oktober 2004. – ISBN 978-8-120-32452-7
- [Patt 2001] PATT, Heinz: *Hochwasser-Handbuch: Auswirkungen und Schutz*. Springer, April 2001. – ISBN 978-3-540-67737-6
- [Peters et al. 2012] PETERS, Glen P. ; MARLAND, Gregg ; LE QUÉRÉ, Corinne ; BODEN, Thomas ; CANADELL, Josep G. ; RAUPACH, Michael R.: Rapid growth in CO2 emissions after the 2008-2009 global financial crisis. In: *Nature Climate Change* 2 (2012), Nr. 2-4. – URL <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1332>
- [R Development Core Team 2011] R DEVELOPMENT CORE TEAM: R: A Language and Environment for Statistical Computing / R Foundation for Statistical Computing. Wien, 2011. – Forschungsbericht. – URL www.R-project.org. ISBN 3-900051-07-0
- [Randall et al. 2007] RANDALL, D. A. ; WOOD, R. A. ; BONY, S. ; COLMAN, R. ; FICHEFET, T. ; FYFE, J. ; KATTSOV, V. ; PITMAN, A. ; SHUKLA, J. ; SRINIVASAN, J. ; STOUFFER, R. J. ; SUMI, A. ; TAYLOR, K. E.: Climate Models and Their Evaluation. In: SOLOMON, S. (Hrsg.) ; QIN, D. (Hrsg.) ; MANNING, M. (Hrsg.) ; CHEN, Z. (Hrsg.) ; MARQUIS, M. (Hrsg.) ; AVERYT, K.B. (Hrsg.) ; TIGNOR, M. (Hrsg.) ; MILLER, H.L. (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2007, S. 589–662
- [Richter 1995] RICHTER, Dieter: *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194*. 1995. – ISBN 978-3-88148-309-4
- [Rockel et al. 2008] ROCKEL, Burkhard ; WILL, Andreas ; HENSE, Andreas: The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). In: *Meteorologische Zeitschrift* 17 (2008), August, S. 347–348. – URL <http://openurl.ingenta.com/content/xref?genre=article&issn=0941-2948&volume=17&issue=4&page=347>. – ISSN 09412948

- [Roeckner et al. 2003] ROECKNER, G. ; BAEUML, G. ; BONAVENTURA, L. ; BROKOPF, R. ; ESCH, M. ; GIORGETTA, M. ; HAGEMANN, S. ; KIRCHNER, I. ; KORNBLUEH, L. ; MANZINI, E. ; RHODIN, A. ; SCHLESE, U. ; SCHULZWEIDA, U. ; TOMPKINS, A.: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description / Max-Planck-Institut für Meteorologie. Hamburg, 2003 (349). – Forschungsbericht
- [Sachs und Hedderich 2009] SACHS, Lothar ; HEDDERICH, Jürgen: *Angewandte Statistik*. Heidelberg : Springer, 2009. – ISBN 978-3-540-88904-5
- [Schättler 2009] SCHÄTTLER, U: *A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model*. 2009
- [Schuchardt et al. 2008] SCHUCHARDT, Bastian ; WITTIG, Stefan ; MAHRENHOLZ, Petra ; KARTSCHALL, Karin ; MÄDER, Claudia ; HASSE, Clemens ; DASCHKEIT, Achim: *Deutschland im Klimawandel*. 2008
- [Solle 2011] SOLLE, Caroline: *Evaluierung von COSMO-CLM-Ergebnissen für das Lahneinzugsgebiet: Voraussetzung zur Auswertung künftiger Hoch- und Niedrigwassergefahren*. Wiesbaden, Hochschule RheinMain, Bachelor-Thesis, 2011
- [StAfUA 2011] STAFUA ; STAATLICHES AMT FÜR UMWELT UND ARBEITSSCHUTZ (Hrsg.): *Hochwasser-Aktionsplan Diemel*. 2011. – URL http://www.stua-mi.nrw.de/lager/hochwasser/HWAP_Diemel_Internet/index.html. – Online – Abgerufen am 20. September 2011
- [Stahr und Hartmann 1999] STAHR, Alexander ; HARTMANN, Thomas: *Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge*. Springer, Juli 1999. – ISBN 9783540652786
- [Taylor 2000] TAYLOR, Karl: Summarizing Multiple Aspects of Model Performance in a Single Diagram. In: *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison* (2000), April
- [Trenberth et al. 2007] TRENBERTH, K.E. ; JONES, P.D. ; AMBENJE, P. ; BOJARIU, R. ; EASTERLING, D. ; KLEIN TANK, A. ; PARKER, D. ; RAHIMZADEH, F. ; RENWICK, J.A. ; RUSTICUCCI, M. ; SODEN, B. ; ZHAI, P.: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: SOLOMON, S. (Hrsg.) ; QIN, D. (Hrsg.) ; MANNING, M. (Hrsg.) ; CHEN, Z. (Hrsg.) ; MARQUIS, M. (Hrsg.) ; AVERYT, K.B. (Hrsg.) ; TIGNOR, M. (Hrsg.) ; MILLER, H.L. (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2007
- [Wilby et al. 2004] WILBY, RL. ; CHARLES, SP. ; ZORITA, E. ; TIMBAL, B. ; WHETTON, P. ; MEARN, LO.: *Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods*. August 2004

- [WSV 2011] WSV: *Weser, Werra, Fulda*. 2011. – URL http://www.wsv.de/wsd-m/wasserstrassen/weser_werra_fulda/. – Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, Online – Abgerufen am 20. September 2011

Tabellen

A.1 Stationsübersicht

Die folgenden Tabellen geben einen Überblick über die benutzten Stationen sowie ihrer Datenvollständigkeit. Es wurden die Daten von Stationen mit einem Fehlwertanteil von maximal 2% verwendet. Die Zahlen in der ersten Spalte der Tabellen entsprechen denen in Abbildung 2.1 auf Seite 11.

Tabelle A.1: Übersicht über Stationen im Diemelgebiet, mit Latitude (Lat), Longitude (Lon), sowie ihre prozentuale und absolute Anzahl an Fehltagen

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltag	
					absolut	%
1	AHNATAL-WEIMAR	HE	51.4	9.4	28	0.3
2	AROLSEN-LANDAU	HE	51.4	9.1	59	0.5
3	AROLSEN-NEU-BERICH	HE	51.4	9.1	1157	10.6
4	AROLSEN-SCHMILLING..	HE	51.4	9.0	1461	13.3
5	ASSELN	NW	51.6	8.9	10958	100.0
6	BEVERUNGEN	NW	51.7	9.4	0	0.0
7	BODENFELDE(FO.WINNEF	NI	51.7	9.4	0	0.0
8	BODENFELDE-AMELITH	NI	51.7	9.5	0	0.0
9	BORGENTREICH	NW	51.6	9.2	0	0.0
10	BORGENTREICH-BUEHNE	NW	51.6	9.3	635	5.8
11	BRAKEL	NW	51.7	9.2	0	0.0
12	BRILON	NW	51.4	8.6	61	0.6
13	BRILON-BONTKIRCHEN	NW	51.4	8.7	0	0.0
14	BRILON-NIEDERALME	NW	51.5	8.6	0	0.0
15	BRILON-THUELEN	NW	51.4	8.7	10958	100.0
16	BUEREN	NW	51.5	8.6	0	0.0
17	BUEREN-WEWELSBURG	NW	51.6	8.7	0	0.0
18	CALDEN-FUERSTENWALD	HE	51.4	9.4	4658	42.5
19	DIEMELSEE-ADORF	HE	51.4	8.8	0	0.0
20	DIEMELSEE-GIEBRINGHA	HE	51.3	8.7	0	0.0

Fortsetzung nächste Seite →

Tabelle A.1 – (Fortsetzung)

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltage	
21	DIEMELSEE-STORMBRUCH	HE	51.4	8.7	1005	9.2
22	DIEMELSTADT-RHODEN	HE	51.5	9.0	31	0.3
23	DRIBURG.BAD-DRINGENB	NW	51.7	9.1	0	0.0
24	ESPENAU-MOENCHEHOF	HE	51.4	9.5	0	0.0
25	GREBENSTEIN	HE	51.5	9.4	0	0.0
26	HEDDINGHAUSEN	NW	51.4	8.9	10958	100.0
27	HOFGEISMAR	HE	51.5	9.4	0	0.0
28	HOFGEISMAR-BEBERBECK	HE	51.5	9.5	0	0.0
29	HOFGEISMAR-HOMBRESSE	HE	51.5	9.5	2801	25.6
30	IMMENHAUSEN-AHLBERG	HE	51.5	9.5	0	0.0
31	IMMENHAUSEN-HOLZHAUS	HE	51.4	9.5	1	0.0
32	KARLSHAFEN.BAD	HE	51.6	9.4	92	0.8
33	KASSEL (AWST)	HE	51.3	9.4	0	0.0
34	KASSEL-HARLESHAUSEN	HE	51.3	9.4	8585	78.3
35	KASSEL-HERKULES	HE	51.3	9.4	10958	100.0
36	KASSEL-NEUE MUEHLE	HE	51.3	9.5	8766	80.0
37	KASSEL-WILHELMSHOEHE	HE	51.3	9.4	8035	73.3
38	KORBACH-RHENA	HE	51.3	8.8	0	0.0
39	LICHTENAU I.W.-BLANK	NW	51.5	8.9	0	0.0
40	LICHTENAU IN WESTFAL	NW	51.6	8.9	0	0.0
41	LIEBENAU-HAUEDA	HE	51.5	9.2	182	1.7
42	LIEBENAU-LAMERDEN	HE	51.5	9.3	91	0.8
43	LIEBENAU-NIEDERMEISE	HE	51.5	9.3	8126	74.1
44	MARSBERG-HELMINGHAUS	NW	51.4	8.7	0	0.0
45	MARSBERG-LEITMAR	NW	51.4	8.9	0	0.0
46	OBERWESER-GIESELWERD	HE	51.6	9.5	9650	88.1
47	SCHAUENBURG-HOOF	HE	51.3	9.3	0	0.0
48	TRENDELBURG	HE	51.6	9.4	0	0.0
49	TRENDELBURG-LANGENTH	HE	51.6	9.4	0	0.0
50	TWISTETAL-MUEHLHAUSE	HE	51.3	8.9	10044	91.7
51	VOLKMARSEN	HE	51.4	9.1	120	1.1
52	WARBURG	NW	51.5	9.2	642	5.9
53	WARBURG (AWST)	NW	51.5	9.1	9946	90.8
54	WARBURG-HOHENWEPEL	NW	51.5	9.1	0	0.0
55	WILLEBADESSEN-BORLIN	NW	51.6	9.0	0	0.0
56	WILLINGEN_HOCHSAUERL	HE	51.3	8.6	10958	100.0
57	WILLINGEN_UPLAND	HE	51.3	8.6	31	0.3
58	WILLINGEN_UPLAND-USS	HE	51.3	8.7	5163	47.1
59	WILLINGEN_UPLD.-EIME	HE	51.3	8.7	0	0.0
60	WOLFHAGEN-LECKRINGHA	HE	51.3	9.2	6119	55.8

Fortsetzung nächste Seite →

Tabelle A.1 – (Fortsetzung)

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltag	
61	WOLFHAGEN-VIESEBECK	HE	51.4	9.1	3228	29.5
62	WOLFHAGEN-WENIGENH.	HE	51.3	9.2	0	0.0
63	WUENNEBERG-EILERN	NW	51.5	8.8	0	0.0
64	ZIERENBERG-ESCHEBERG	HE	51.4	9.2	3959	36.1

Tabelle A.2: Übersicht über Stationen im Fuldagebiet

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltag	
					absolut	%
1	ALSFELD-LINGELBACH	HE	50.8	9.4	1858	17.0
2	BREITENBACH-MACHTLOS	HE	50.8	9.5	0	0.0
3	DIPPERZ	HE	50.5	9.8	0	0.0
4	EBERSBURG-RIED	HE	50.5	9.8	0	0.0
5	EITERFELD	HE	50.8	9.8	0	0.0
6	FREIENSTEINAU	HE	50.4	9.4	0	0.0
7	FULDA	HE	50.5	9.7	539	4.9
8	FULDA-GLAESERZELL	HE	50.6	9.7	61	0.6
9	GERSFELD	HE	50.5	9.9	306	2.8
10	GERSFELD-DALHERDA	HE	50.4	9.8	0	0.0
11	GREBENAU	HE	50.8	9.5	366	3.3
12	GREBENAU-REIMENROD	HE	50.8	9.4	0	0.0
13	GROSSENLUEDER-KLEINL	HE	50.5	9.5	0	0.0
14	HAUNETAL-UNTERSTOPPE	HE	50.8	9.7	31	0.3
15	HAUNETAL-WEHRDA	HE	50.7	9.7	0	0.0
16	HILDERS-DIETGES	HE	50.5	9.9	0	0.0
17	HOFBIEBER-ELTERS	HE	50.6	9.9	0	0.0
18	HOSENFELD	HE	50.5	9.5	0	0.0
19	HUENFELD	HE	50.7	9.8	0	0.0
20	HUENFELD-MICHELSROMB	HE	50.7	9.7	0	0.0
21	KALBACH-OBERKALBACH	HE	50.4	9.7	0	0.0
22	KIRCHHEIM	HE	50.8	9.6	0	0.0
23	KUENZELL-DIETERSHAUS	HE	50.5	9.8	0	0.0
24	NEUHOF,KR.FULDA	HE	50.5	9.6	0	0.0
25	NIEDERAULA	HE	50.8	9.6	2981	27.2
26	NIEDERAULA-SOLMS	HE	50.8	9.6	2192	20.0
27	OTTRAU-IMMICHENHAIN	HE	50.8	9.4	243	2.2
28	PETERSBERG-MARBACH	HE	50.6	9.7	59	0.5
29	POPPENHAUSEN,KR.FULD	HE	50.5	9.9	0	0.0
30	RASDORF	HE	50.7	9.9	0	0.0
31	SALZSCHLIRF,BAD	HE	50.6	9.5	0	0.0
32	SCHENKLENGSFELD-W.	HE	50.8	9.8	0	0.0

Fortsetzung nächste Seite →

Tabelle A.2 – (Fortsetzung)

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltage	
33	SCHLITZ	HE	50.7	9.6	0	0.0
34	SPAHL	TH	50.7	9.9	0	0.0
35	STEINAU-HINTERSTEINA	HE	50.4	9.5	0	0.0
36	WARTENBERG-ANGERSBAC	HE	50.6	9.4	560	5.1

Tabelle A.3: Übersicht über Stationen im Lahnggebiet

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltage	
					absolut	%
1	AMOENEBURG-RUEDIGHEI	HE	50.8	8.9	0	0
2	ASSLAR-KL.ALTENSTAED	HE	50.6	8.5	3767	36
3	BIEDENKOPF	HE	50.9	8.5	0	0
4	BIEDENKOPF (SACKPFEI	HE	51.0	8.5	4416	42
5	BRAUNFELS	HE	50.5	8.4	0	0
6	BURBACH-WUERGENDORF	NW	50.8	8.1	234	2
7	BUSECK-GROSSEN-BUSEC	HE	50.6	8.8	442	4
8	COELBE	HE	50.8	8.8	0	0
9	COELBE. KR. MARBURG-	HE	50.9	8.8	942	9
10	DIETZHOELZTAL-MANDEL	HE	50.9	8.3	0	0
11	DILLENBURG	HE	50.7	8.3	89	0
12	DRIEDORF	HE	50.6	8.2	0	0
13	EBSDORFERGRUND-EBSDO	HE	50.7	8.8	0	0
14	EHRINGSHAUSEN-KOELSC	HE	50.6	8.4	3445	33
15	ENDBACH.BAD-WOMMELSH	HE	50.8	8.5	1709	16
16	ESCHENBURG-HIRZENHAI	HE	50.8	8.4	0	0
17	FRONHAUSEN	HE	50.7	8.7	1383	13
18	FUCHSKAUTEN (WST)	RP	50.7	8.1	10595	100
19	GEMUENDEN_FELDA-BURG	HE	50.7	9.0	0	0
20	GEMUENDEN_FELDA-RUEL	HE	50.7	9.1	0	0
21	GIESSEN (LAHNTAL)	HE	50.6	8.7	5888	56
22	GIESSEN_WETTENB. (WS	HE	50.6	8.7	0	0
23	GLADENBACH	HE	50.8	8.6	0	0
24	GREIFENSTEIN	HE	50.6	8.3	184	0
25	GREIFENSTEIN-ALLEENDO	HE	50.6	8.3	0	0
26	GRUENBERG_HESS.	HE	50.6	9.0	0	0
27	HAIGER	HE	50.8	8.2	2650	25
28	HAIGER-DILLBRECHT	HE	50.8	8.2	0	0
29	HAIGER-LANGENAUBACH	HE	50.7	8.2	8064	76
30	HERBORN	HE	50.7	8.3	31	0
31	HOHENAHR-ERDA	HE	50.7	8.5	0	0
32	HOMBERG (OHM)	HE	50.7	9.0	184	0

Fortsetzung nächste Seite →

Tabelle A.3 – (Fortsetzung)

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltage	
33	KIRCHHAIN	HE	50.8	8.9	0	0
34	KIRTORF	HE	50.8	9.1	0	0
35	LAASPHE.BAD	NW	50.9	8.4	6153	58
36	LAASPHE.BAD-HESSELBA	NW	50.9	8.4	4442	42
37	LAASPHE.BAD-RUECKERS	NW	51.0	8.3	0	0
38	LAUBACH-FREIENSEEN	HE	50.6	9.1	3854	36
39	LICH	HE	50.5	8.8	0	0
40	LOEHNBERG-OBERSHAUSE	HE	50.6	8.2	7945	75
41	MARBURG-DILSCHHAUSEN	HE	50.8	8.7	123	0
42	MENGERSKIRCHEN	HE	50.6	8.2	0	0
43	MITTENAAR-BICKEN	HE	50.7	8.4	502	5
44	MUECKE-RUPPERTENROD	HE	50.6	9.1	0	0
45	NETPHEN (LAHNHOF)	NW	50.9	8.2	0	0
46	NETPHEN-HAINCHEN	NW	50.9	8.2	354	3
47	NEUSTADT.KR.MARBURG-	HE	50.9	9.1	470	4
48	POHLHEIM-HAUSEN	HE	50.5	8.7	0	0
49	RABENAU-GEILSHAUSEN	HE	50.6	8.9	4679	44
50	RAUSCHENBERG_HESSEN	HE	50.9	8.9	1	0
51	SIEGBACH-EISEMROTH	HE	50.7	8.4	0	0
52	STAUFENBERG-TREIS	HE	50.7	8.8	0	0
53	STEFFENBERG-QUOTSHAU	HE	50.9	8.5	0	0
54	WAHLEN (AWST)	HE	50.8	9.1	9728	92
55	WALDBRUNN_WESTERW.-L	HE	50.5	8.1	0	0
56	WETTENBERG-KROFDORF-	HE	50.6	8.6	0	0
57	WETTER_HESSEN-AMOENA	HE	50.9	8.7	0	0
58	WETTER_HESSEN-MELLNA	HE	50.9	8.8	0	0
59	WETZLAR-NAUBORN	HE	50.5	8.5	0	0
60	WOHRATAL-HALSDORF	HE	50.9	8.9	0	0

Tabelle A.4: Übersicht über Stationen im Odenwaldgebiet

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltage	
					absolut	%
1	BABENHAUSEN-HERGERSH	HE	50.0	8.9	1645	15.0
2	BREUBERG-HAINSTADT	HE	49.8	9.0	0	0.0
3	BROMBACHTAL-KIRCH-BR	HE	49.7	8.9	0	0.0
4	DIEBURG	HE	49.9	8.8	0	0.0
5	GRASELLENBACH-SCHARB	HE	49.6	8.8	210	1.9
6	GROSS-UMSTADT	HE	49.9	8.9	1249	11.4
7	HOECHST_ODW.-HUMMETR	HE	49.8	8.9	0	0.0
8	LINDENFELS	HE	49.7	8.8	5299	48.4

Fortsetzung nächste Seite →

Tabelle A.4 – (Fortsetzung)

	Name	Bundesland	Lat	Lon	Fehltag	
9	LINDENFELS-WINTERKAS	HE	49.7	8.8	821	7.5
10	MESSEL	HE	49.9	8.7	0	0.0
11	MICHELSTADT	HE	49.7	9.0	6006	54.8
12	MICHELSTADT-STEINBUC	HE	49.7	8.9	305	2.8
13	MODAUTAL-NEUNKIRCHEN	HE	49.7	8.8	275	2.5
14	MOERLENBACH	HE	49.6	8.8	547	5.0
15	MOSSAUTAL-HILTERSKLI	HE	49.6	8.9	0	0.0
16	OBER-RAMSTADT	HE	49.8	8.8	0	0.0
17	REICHELSCHEIM_ODW.	HE	49.7	8.8	0	0.0
18	REICHELSCHEIM-BEERFUR	HE	49.7	8.9	0	0.0
19	REICHELSCHEIM-OBER-OS	HE	49.7	8.8	8766	80.0
20	REINHEIM	HE	49.8	8.8	0	0.0
21	RIMBACH	HE	49.6	8.8	366	3.3
22	SCHAAFHEIM-SCHLIERBA	HE	49.9	9.0	3620	33.0

A.2 Projizierte Änderungen von Niederschlagskennwerten

Tabelle A.5: Übersicht über die Änderungen der mittleren Rx-Kennwerte des jeweiligen Zeitraums (P1 2012 - 2041, P2 2022 - 2051) in Prozent (100% = Referenzperiode von 1972 bis 2001). **Fett** gesetzte Zahlen bedeuten einen signifikanten Unterschied auf dem 5%-Niveau.

Index	Gebiet	SHJ		WHJ	
		P1	P2	P1	P2
Rx1d	DIE	+3.1	+3.1	+4.1	+10.0
	FUL	-6.2	-2.4	+ 16.3	+8.9
	LAH	-0.6	-3.9	+ 14.5	+7.8
	ODW	- 15.5	-9.4	+ 22.1	+ 21.2
Rx3d	DIE	-0.5	+0.8	+5.5	+14.3
	FUL	-12.2	-6.9	+4.4	+5.6
	LAH	-2.9	-0.9	+7.2	+9.8
	ODW	- 13.4	-7.5	+25.6	+ 22.8

Fortsetzung nächste Seite →

		SHJ		WHJ	
		P1	P2	P1	P2
Rx6d	DIE	±0.0	+7.2	+7.9	+13.6
	FUL	-8.7	-4.0	+7.8	+11.5
	LAH	-1.8	+0.3	+9.6	+9.7
	ODW	-7.1	-4.4	+19.0	+21.2
Rx10d	DIE	+0.4	+6.0	+4.3	+9.2
	FUL	-3.7	-1.0	+7.7	+10.4
	LAH	-1.1	-1.2	+10.3	+10.5
	ODW	-3.4	-3.6	+ 26.3	+ 28.0
Rx14d	DIE	+1.7	+5.4	+2.2	+7.4
	FUL	-7.4	-6.9	+8.8	+9.8
	LAH	-4.3	-5.0	+9.9	+10.2
	ODW	-2.0	-2.9	+24.6	+26.3
Rx21d	DIE	-1.3	+0.0	+1.5	+7.3
	FUL	-6.1	-3.8	+6.9	+8.2
	LAH	-4.0	-3.9	+8.2	+11.4
	ODW	-6.1	-5.5	+20.6	+ 23.4

Tabelle A.6: Wie Tabelle A.5, aber für die Rm-Kennwerte

Index	Gebiet	SHJ		WHJ	
		P1	P2	P1	P2
Rm30d	DIE	-21.8	-17.1	+18.8	+31.2
	FUL	-21.6	-14.9	+17.7	+26.0
	LAH	-36.2	-28.6	+30.3	+37.8
	ODW	-25.3	-27.2	+16.1	+27.0
Rm60d	DIE	-3.3	-1.7	+16.4	+18.4
	FUL	-13.0	-11.7	+8.6	+12.5
	LAH	-10.4	-8.1	+9.7	+12.7
	ODW	-17.3	-17.3	+15.5	+13.9
Rm90d	DIE	-0.7	-2.0	+9.3	+12.1
	FUL	-8.9	-8.9	+3.5	+7.5
	LAH	-7.9	-10.1	+6.8	+9.7

Fortsetzung nächste Seite →

Tabelle A.6 – (Fortsetzung)

		SHJ		WHJ	
		P1	P2	P1	P2
Rm120d	ODW	-8.8	-8.3	+13.6	+14.5
	DIE	-1.1	-1.7	+9.3	+11.3
	FUL	-8.5	-7.9	+8.5	+12.1
	LAH	-8.6	-10.4	+9.7	+12.8
	ODW	-10.4	-10.2	+13.4	+15.2

Tabelle A.7: Übersicht über die prozentualen Änderungen der Kennwerte CWD, RCWD und CDD des jeweiligen Zeitraums (100 % = Periode von 1972 bis 2001). **Fett** gesetzte Zahlen bedeuten einen signifikanten Unterschied auf dem 5%-Niveau.

		SHJ		WHJ	
		P1	P2	P1	P2
CWD	DIE	+12.6	+27.7	-7.5	+1.4
	FUL	-1.6	+12.5	-1.9	-4.9
	LAH	+9.4	+15.1	-0.9	+8.2
	ODW	+12.9	+14.5	-6.1	-1.2
RCWD	DIE	+17.1	+35.7	-4.4	+8.1
	FUL	-10.0	+0.2	+8.2	+7.2
	LAH	-2.6	+1.8	+5.9	+17.1
	ODW	+13.0	+10.6	+10.9	+20.0
CDD	DIE	+32.6	+27.1	-15.8	-16.1
	FUL	+33.2	+18.8	-5.8	+0.6
	LAH	+35.9	+33.2	+0.7	-1.2
	ODW	+21.6	+22.8	-11.5	-10.2

Weitere Abbildungen

B.1 Unterschreitungsdauerlinien

Im Folgenden befinden sich Unterschreitungsdauerlinien für die Kennwerte Rx1d, Rx3d, Rx6d, Rx10d, Rx14d, Rx21d und Rm30d, Rm60d, Rm90d sowie Rm120d.

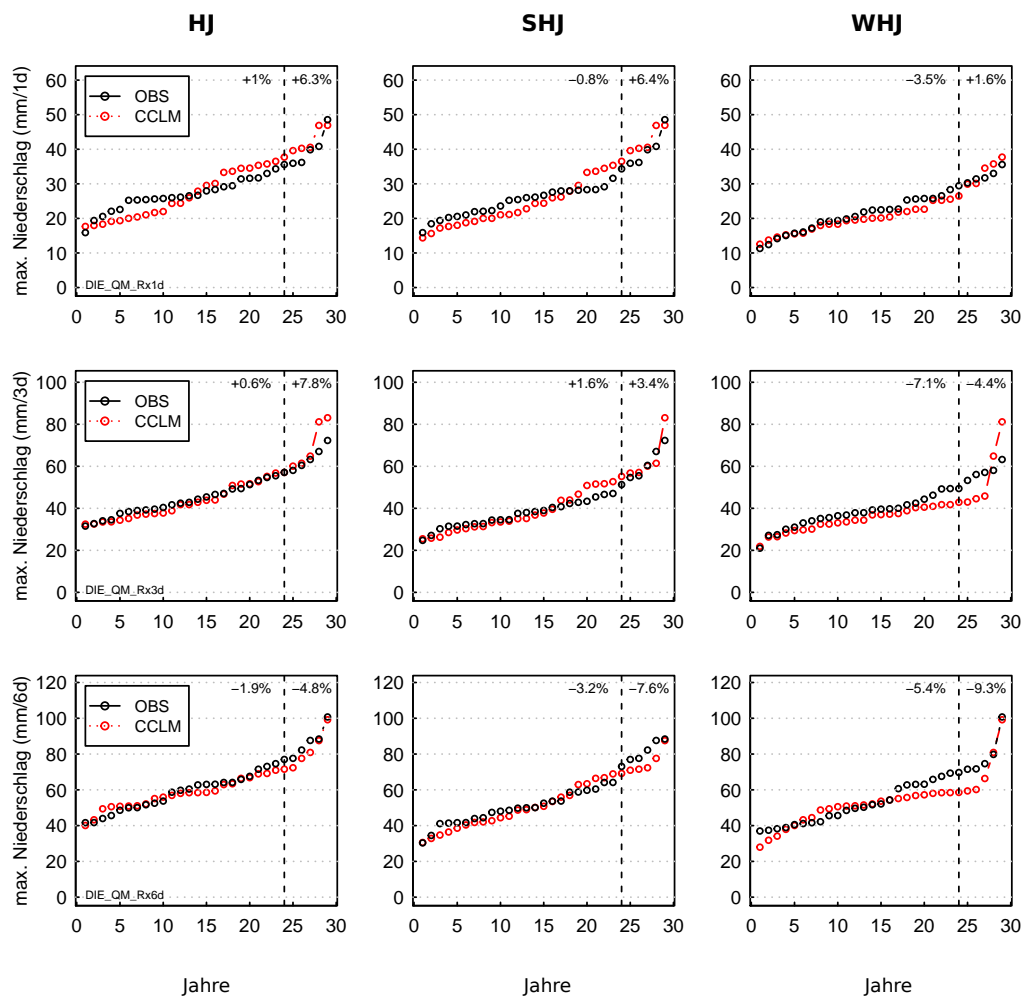


Abbildung B.1: Diemelgebiet (Rx1d, Rx3d, Rx6d)

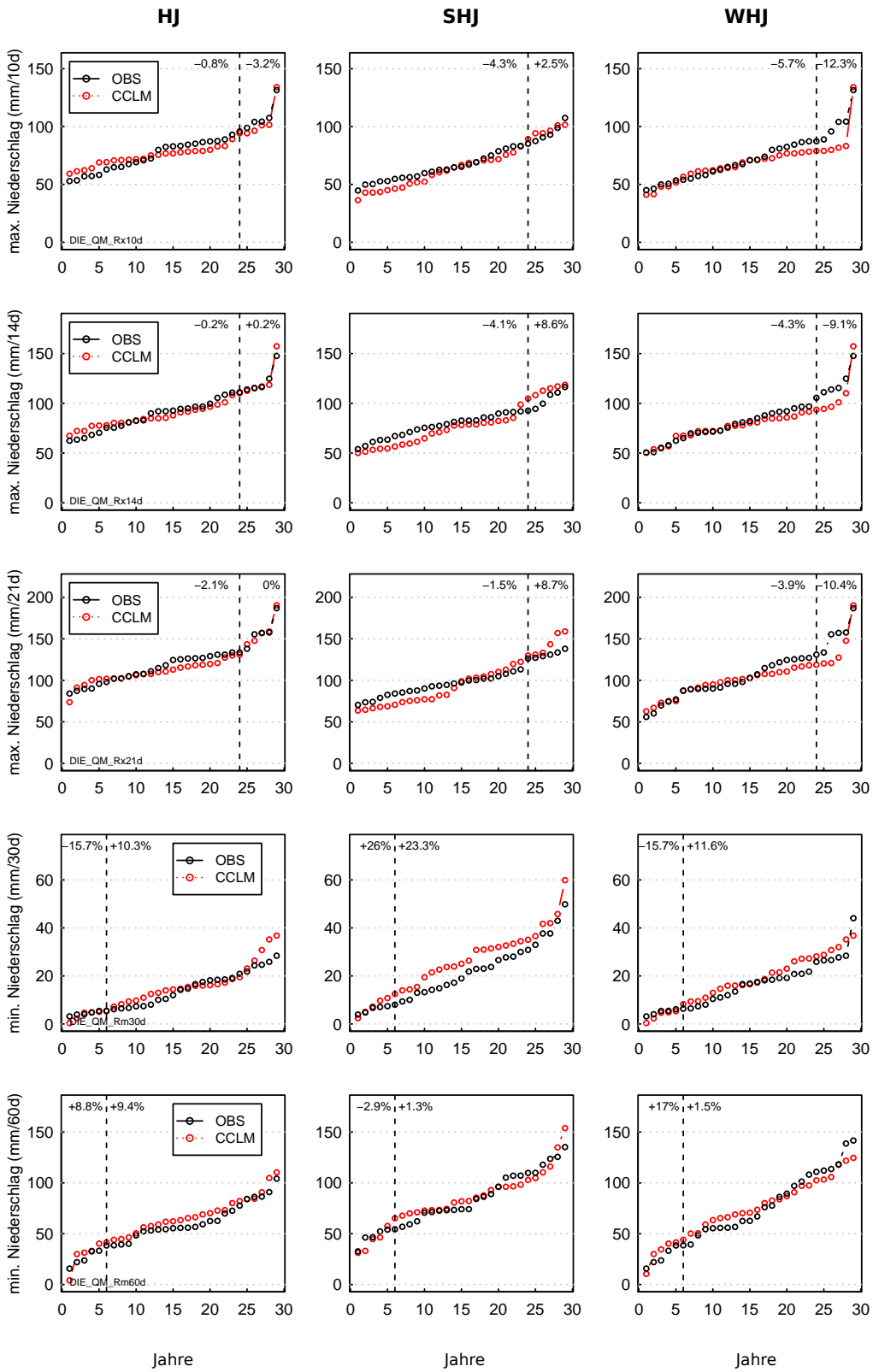


Abbildung B.1: Diemelgebiet — Fortsetzung (Rx10d, Rx14d, Rx21d, Rm30d, Rm60d)

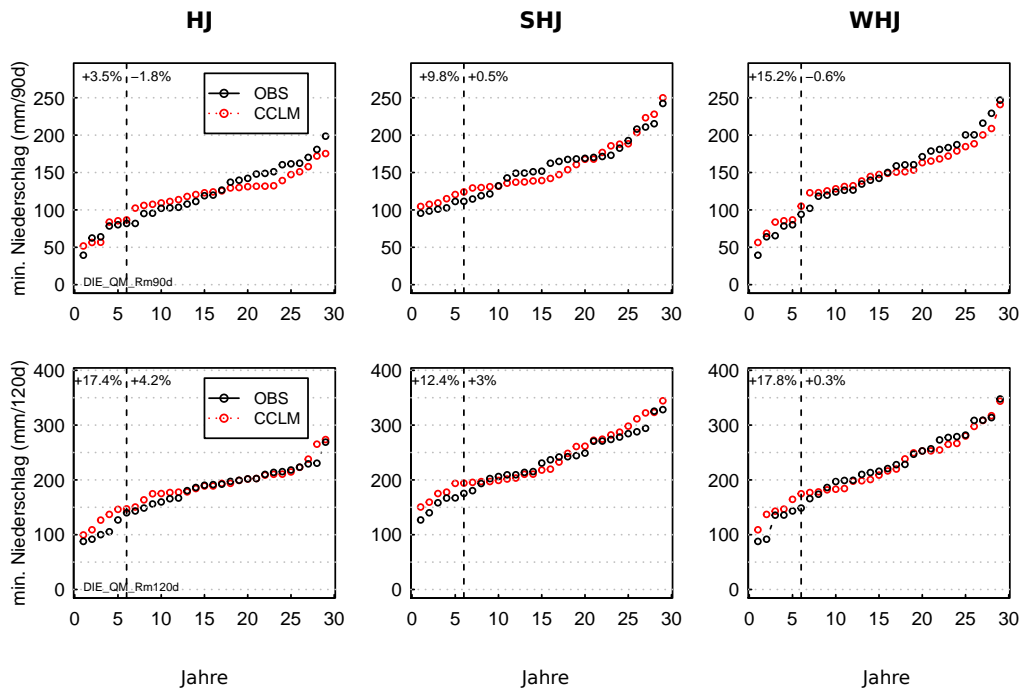


Abbildung B.1: Diemelgebiet — Fortsetzung (Rm90d, Rm120d)

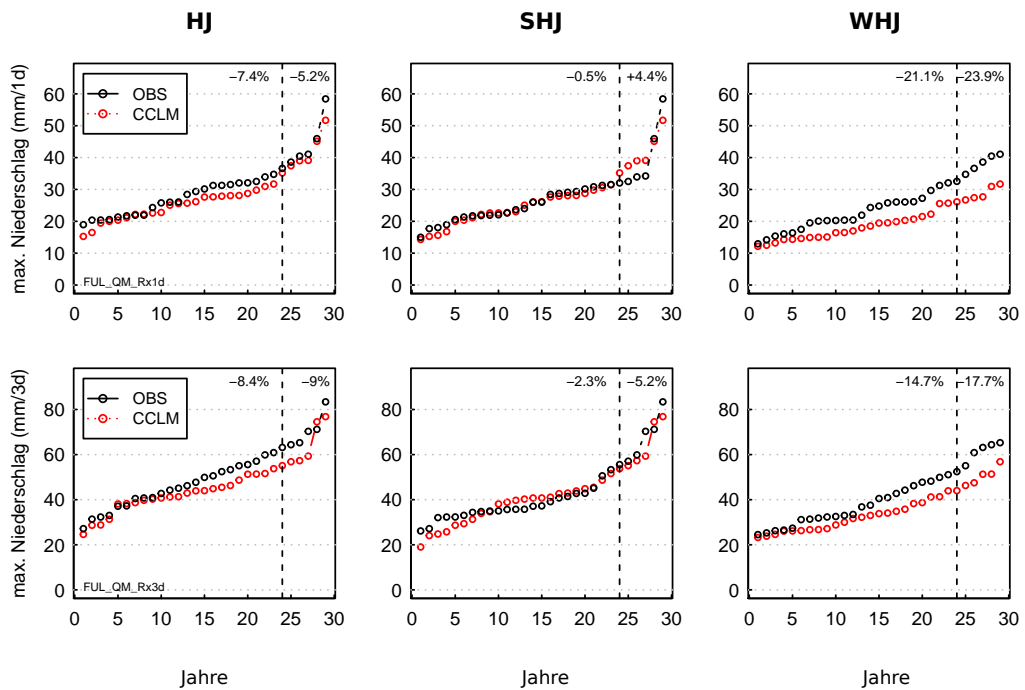


Abbildung B.2: Fuldagebiet (Rx1d, Rx3d)

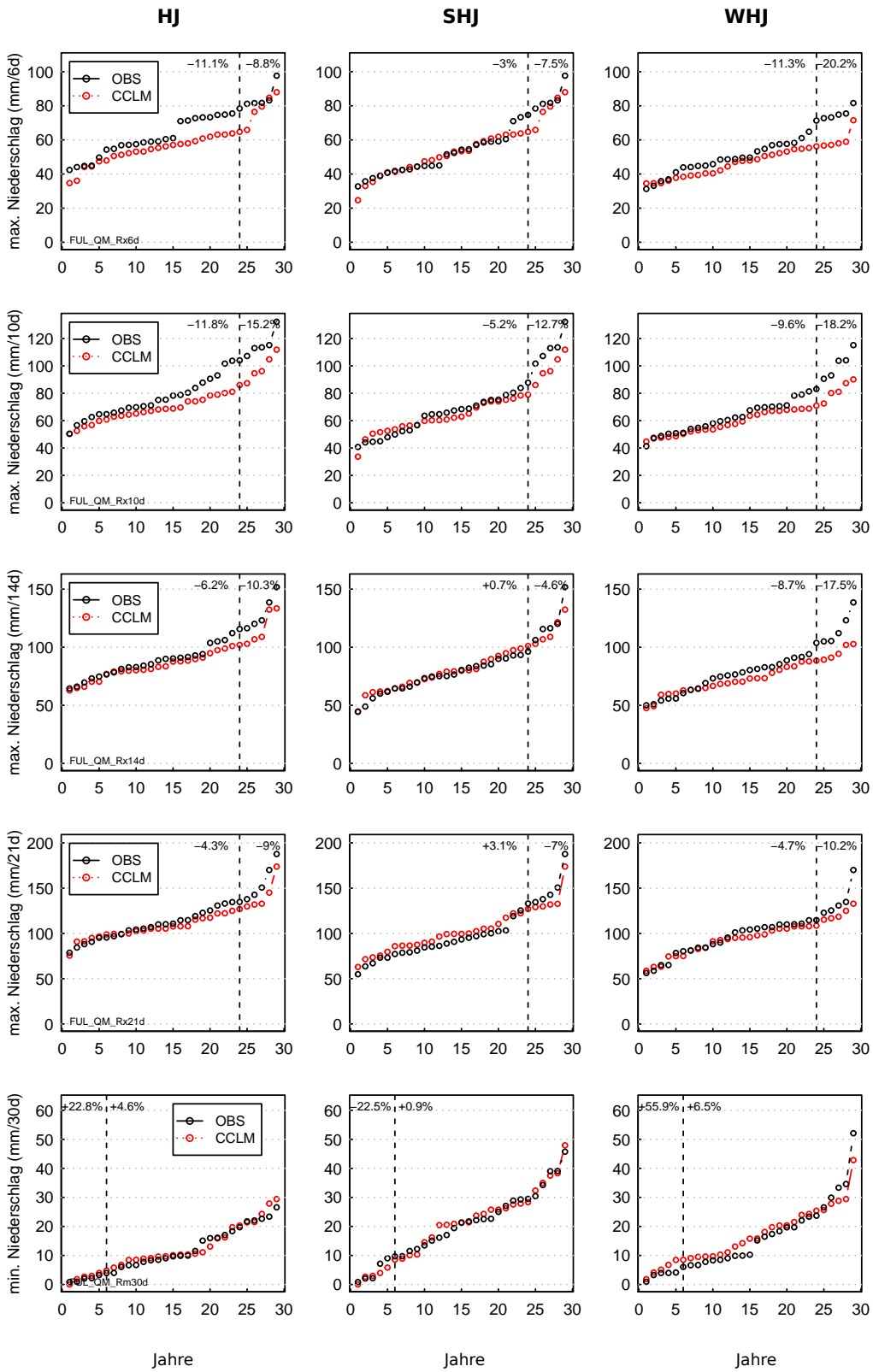


Abbildung B.2: Fuldagebiet — Fortsetzung (Rx6d, Rx10d, Rx14d, Rx21d, Rm30d)

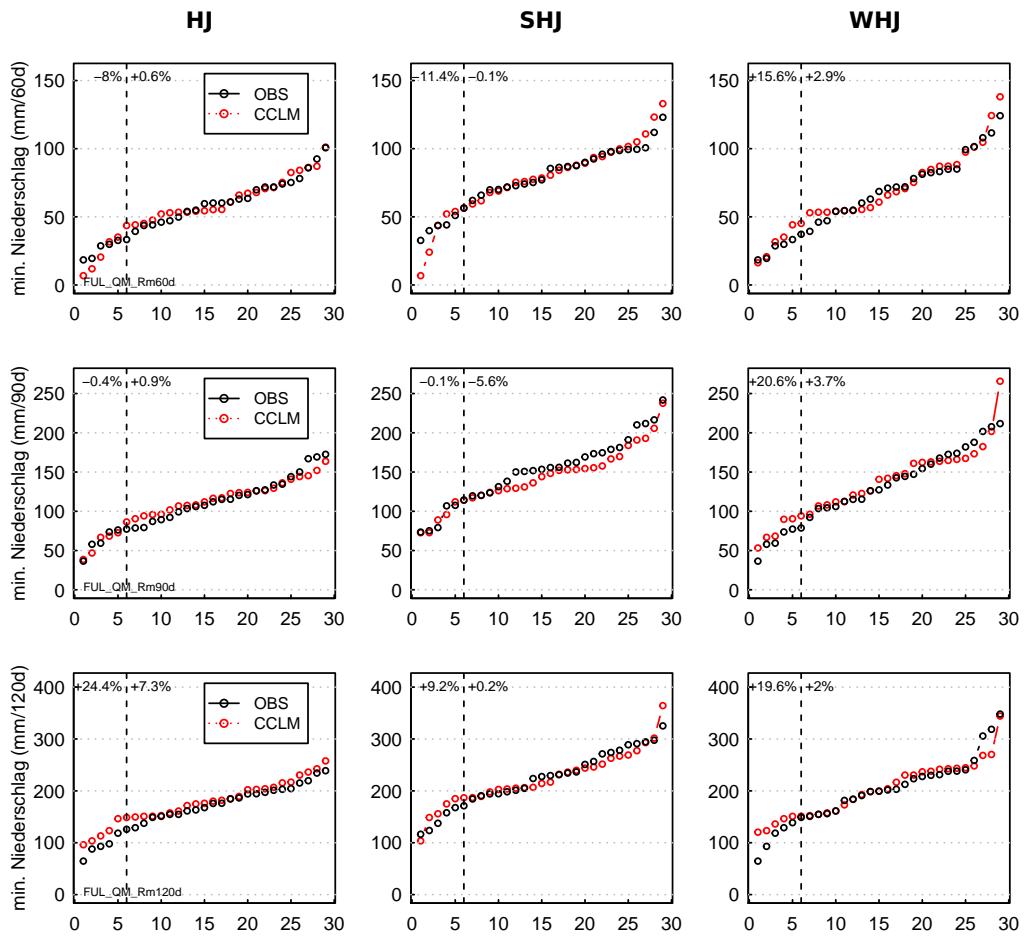


Abbildung B.2: Fuldagebiet — Fortsetzung (Rm60d, Rm90d, Rm120d)

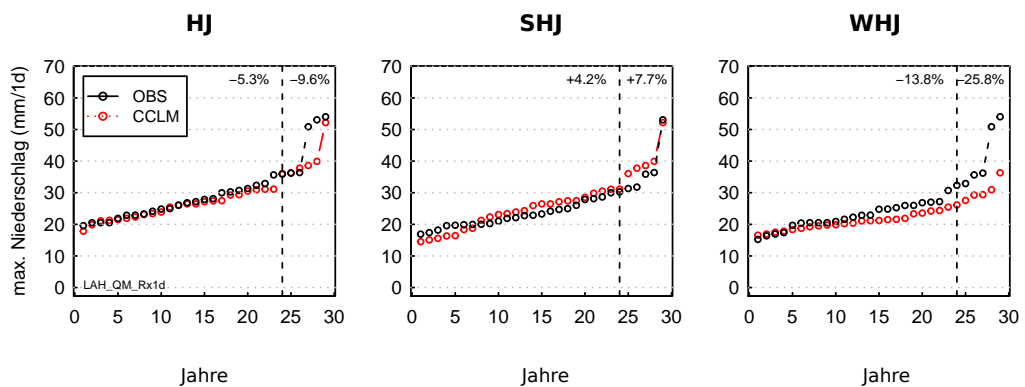


Abbildung B.3: Lahnggebiet (Rx1d)

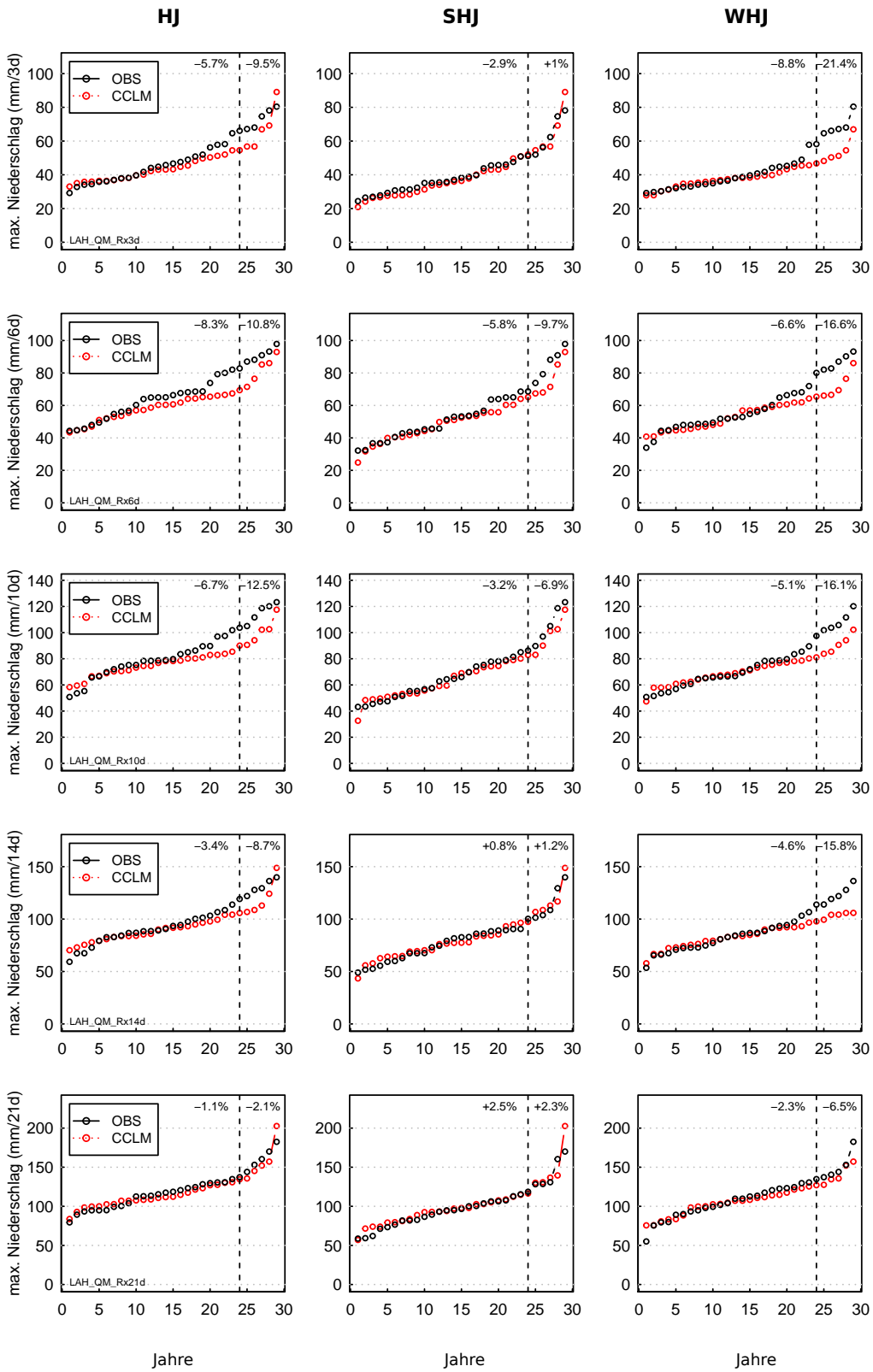


Abbildung B.3: Lahngebiet — Fortsetzung (Rx3d, Rx6d, Rx10d, Rx14d)

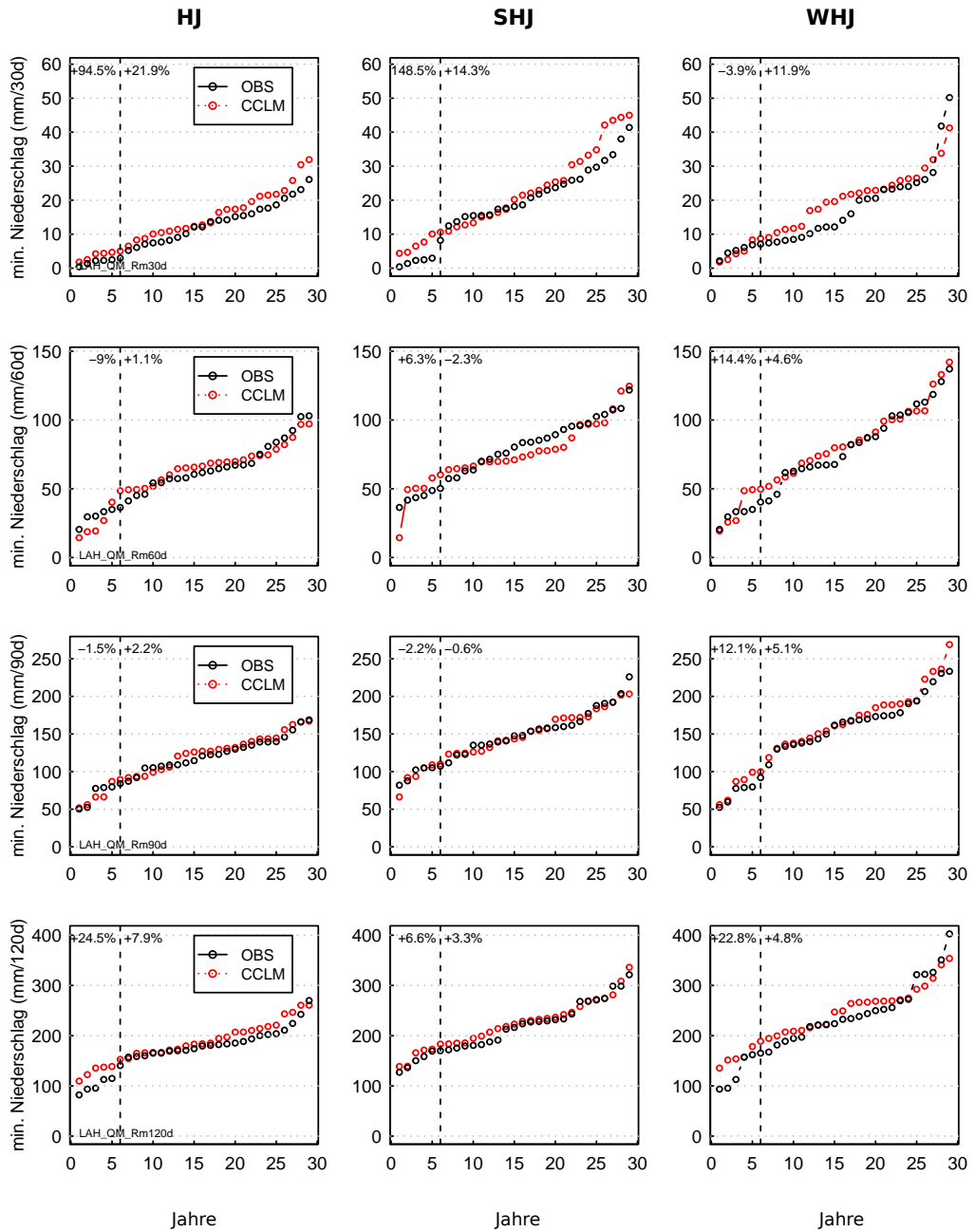


Abbildung B.3: Lahngebiet — Fortsetzung (Rm30d, Rm60d, Rm90d, Rm120d)

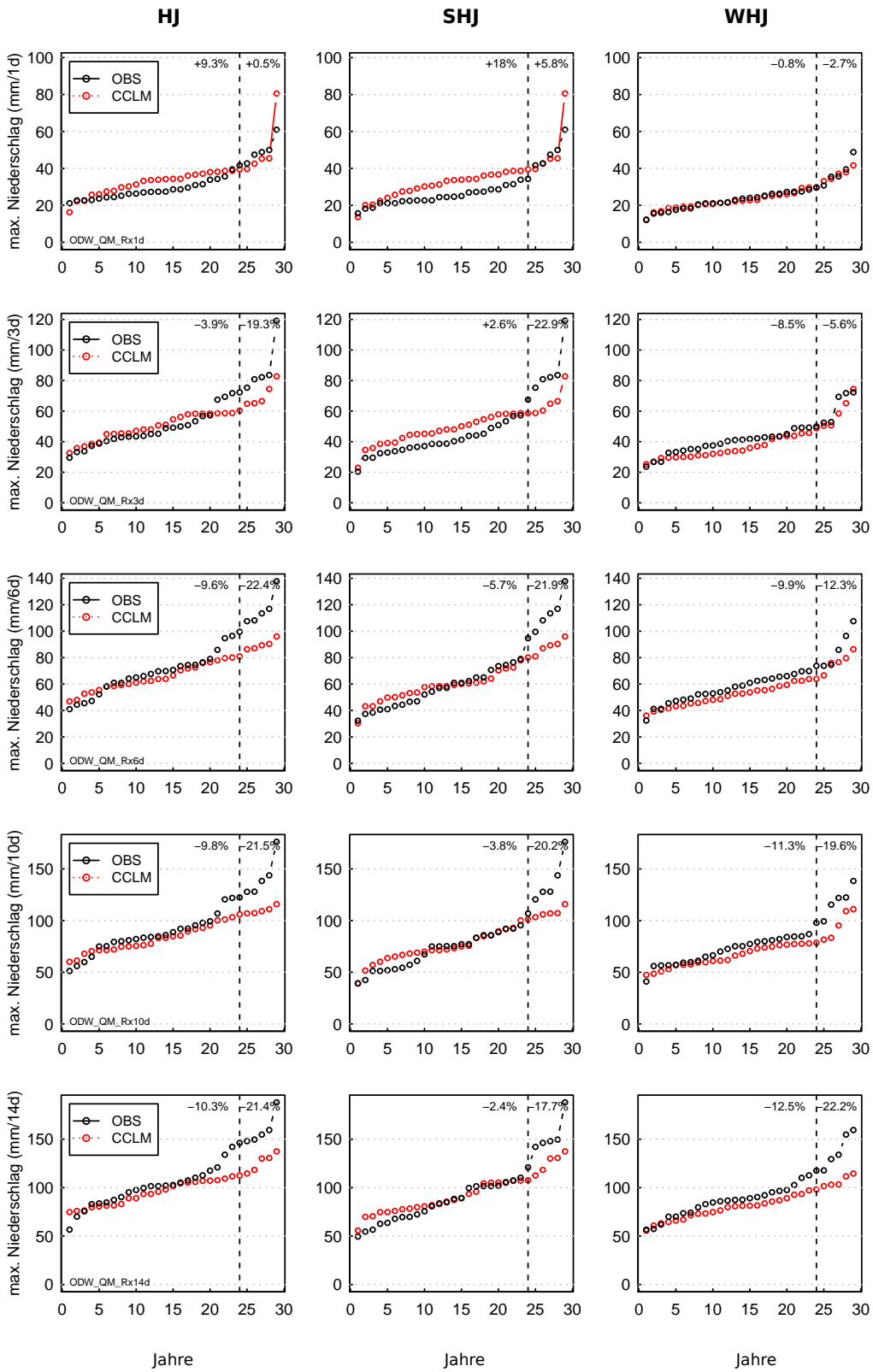


Abbildung B.4: Odenwaldgebiet (Rx1d, Rx3d, Rx6d, Rx10d, Rx14d)

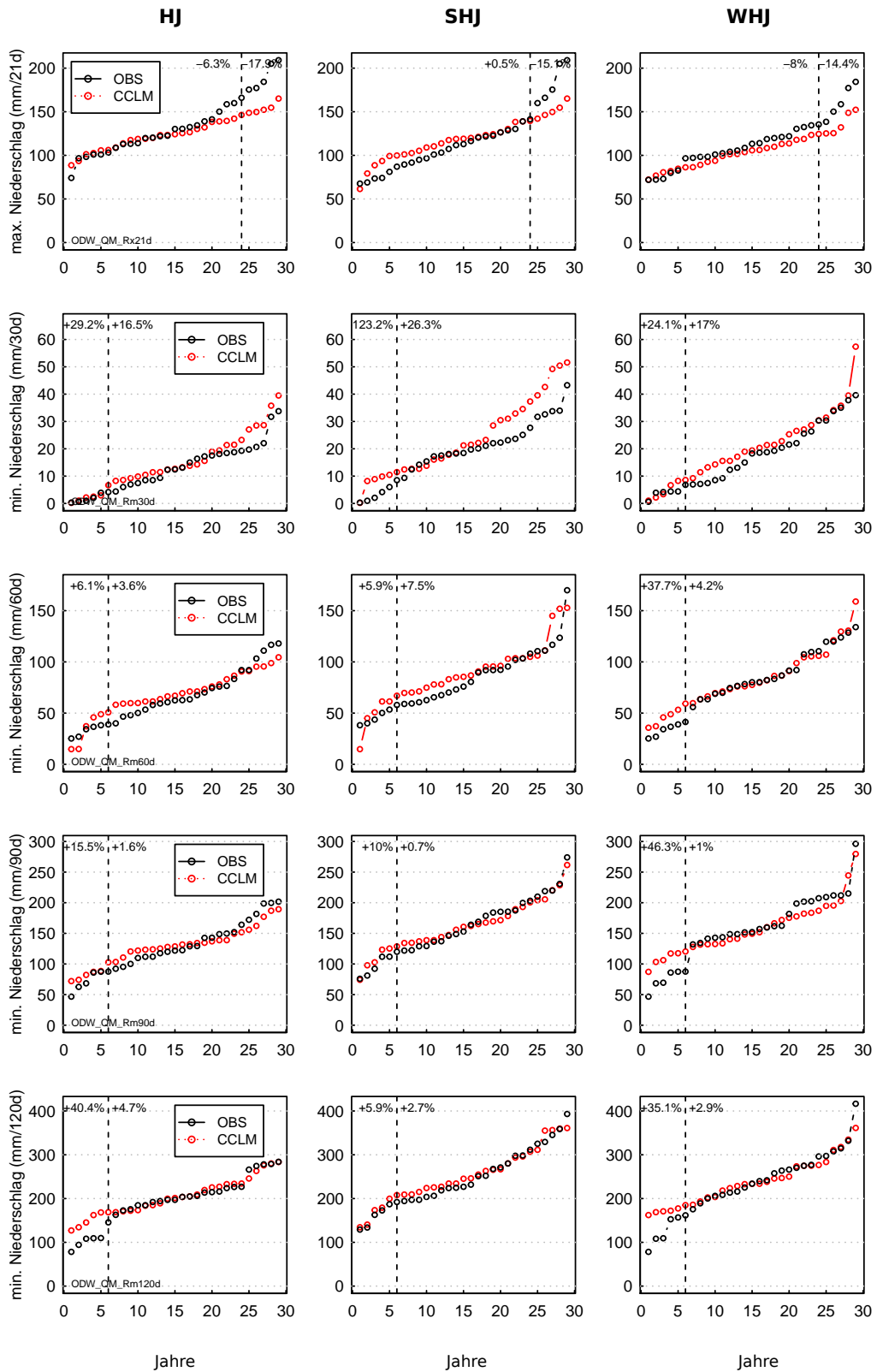


Abbildung B.4: Odenwaldgebiet — Fortsetzung (Rx21d, Rm30d, Rm60d, Rm90d, Rm120d)

B.2 Räumliche Niederschlagsverteilung (modelliert/beobachtet)

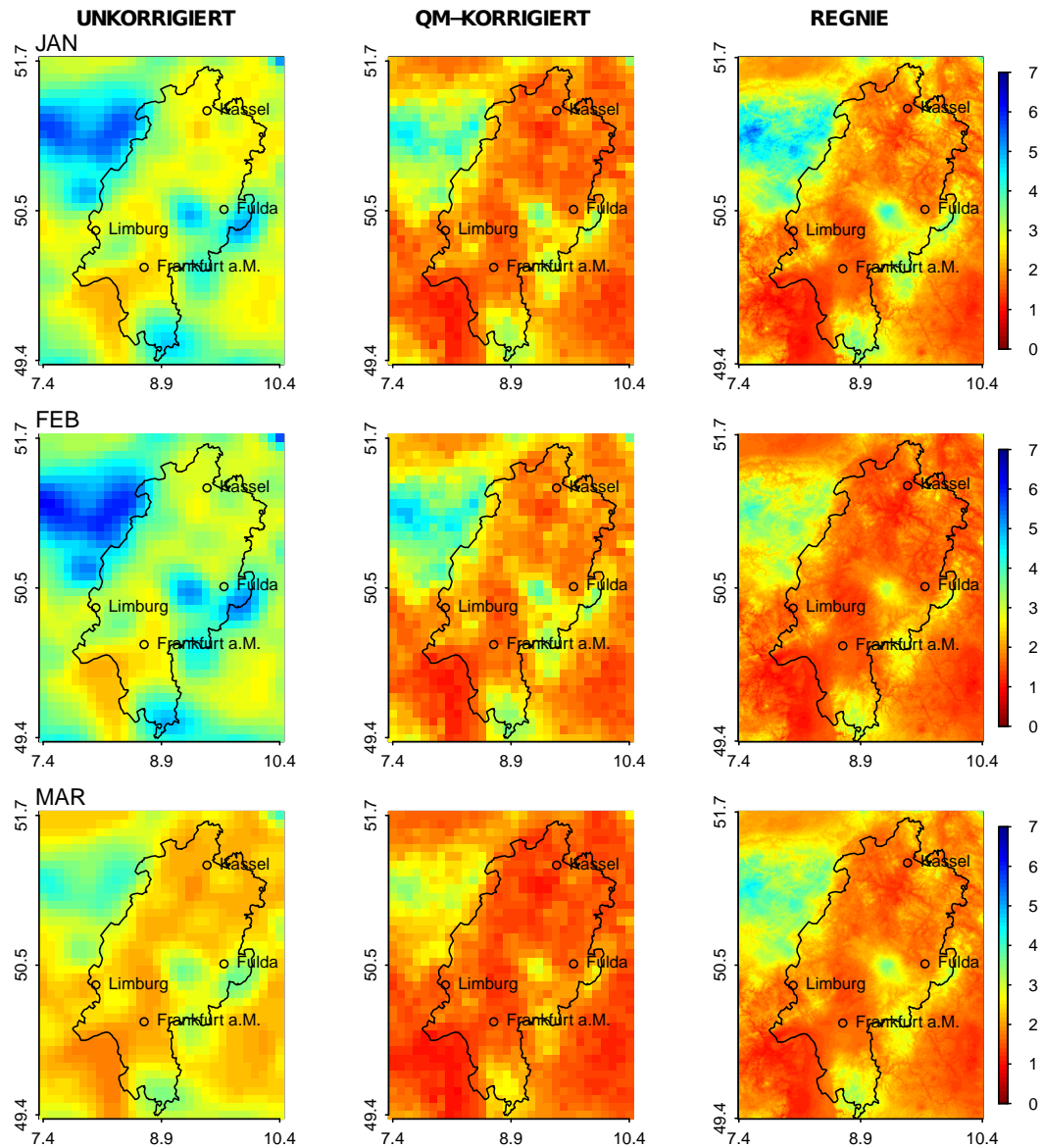


Abbildung B.5: modellierte Niederschlagsverteilungen unkorrigiert (links), QM-korrigiert (Mitte) und vom REGNIE-Datensatz (rechts)

B.2. Räumliche Niederschlagsverteilung (modelliert/beobachtet) 101

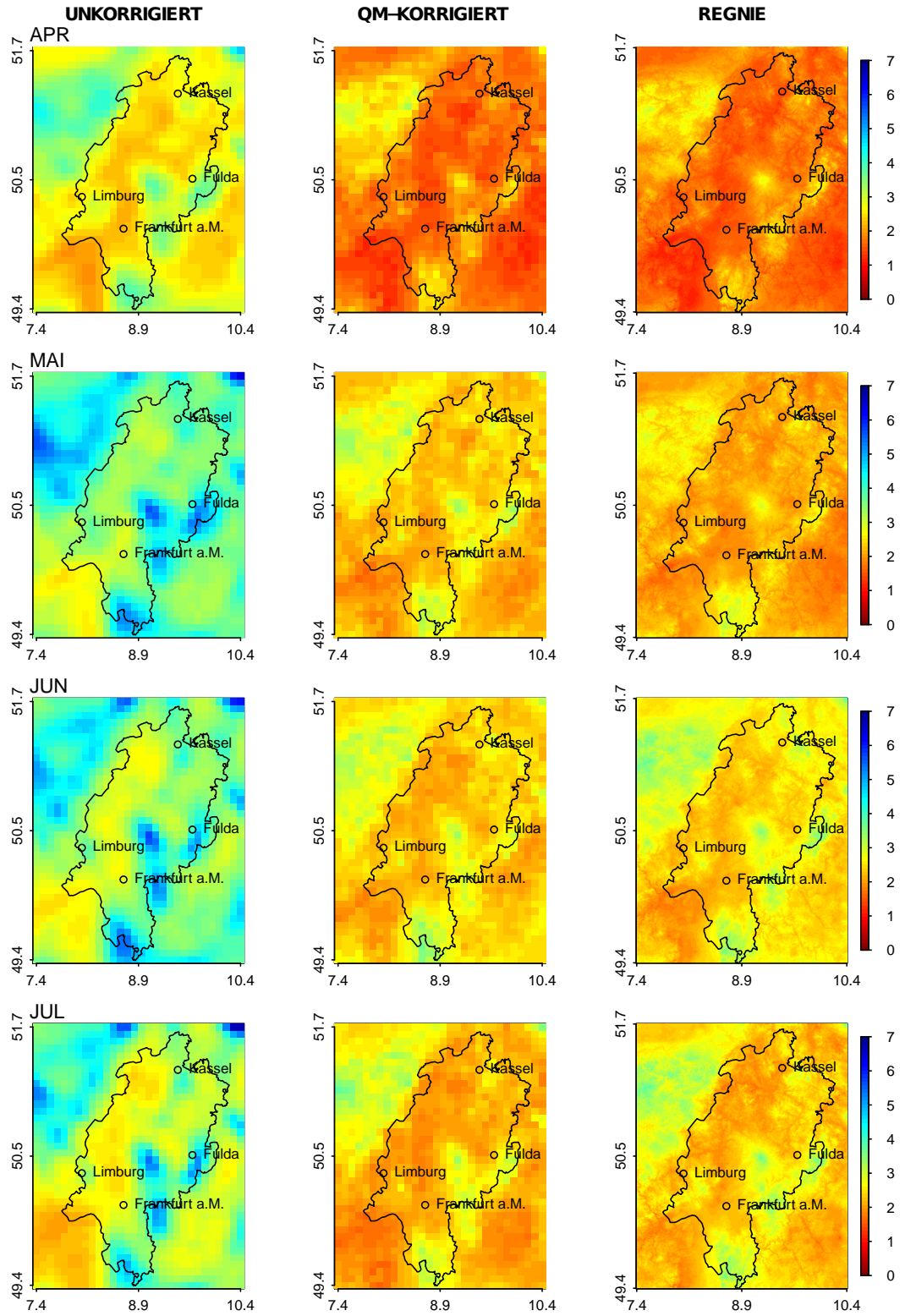


Abbildung B.5: Niederschlagsverteilungen — Fortsetzung

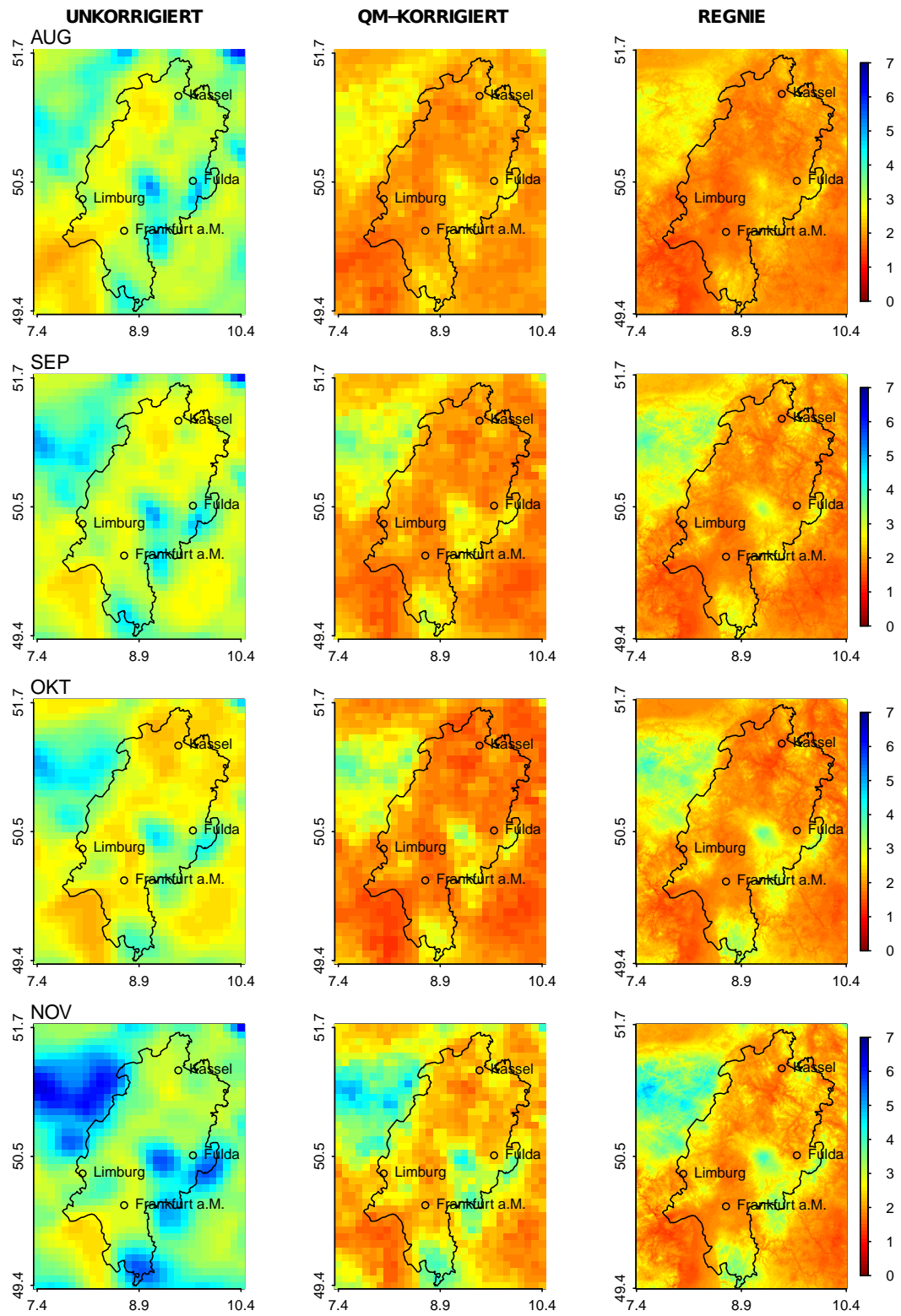


Abbildung B.5: Niederschlagsverteilungen — Fortsetzung

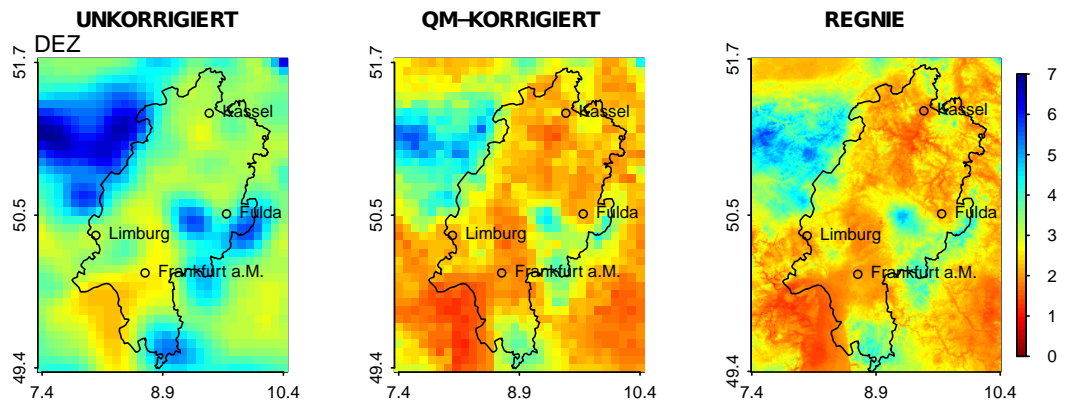


Abbildung B.5: Niederschlagsverteilungen — Fortsetzung

Danksagung

Meinen Betreuern, Herrn Prof. Dr. Götz von der Hochschule RheinMain, Herrn Dr. Brahmer, Frau Dr. Hübener sowie Herrn Dr. Schmid (alle Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) danke ich herzlich für die interessante Themenstellung sowie die kompetente und nette Betreuung während des Verfassens dieser Arbeit.

Herrn Bastian vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie danke ich für die Hilfe beim Export des REGNIE-Datensatzes und bei der Erstellung der topographischen Karten der Untersuchungsgebiete (Abbildung 2.2).

Herrn Dr. Nilson von der Bundesanstalt für Gewässerkunde danke ich für die Datenbereitstellung der COSMO-CLM-Simulationen im Rahmen des KLIWAS-Programms 4.01 "*Wasserhaushalt, Wasserstand, Transportkapazität*", sowie für einige Anregungen bei der Auswertung der Daten.

Nicht zuletzt möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, ohne deren moralische, fachliche und finanzielle Unterstützung mein Studium in dieser Form wahrscheinlich nicht möglich gewesen wäre.