

Universität Augsburg  
Fakultät für Angewandte Informatik  
Institut für Geographie  
Alter Postweg 118  
D - 86159 Augsburg



**Auswirkungen des Klimawandels auf  
atmosphärische Zirkulationstyphäufigkeiten und  
starke Gebietsniederschläge im südlichen  
Mitteleuropa**

Dissertation

zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften  
an der Fakultät der Angewandten Informatik

der Universität Augsburg

Vorgelegt von

Markus Joachim Homann

Augsburg 2017

Erstgutachter: Prof. Dr. Jucundus Jacobeit

Zweitgutachter: P.D. Dr. Christoph Beck

Verteidigung: 21.12.2017



## **Inhaltsverzeichnis**

Abbildungsverzeichnis .....	IV
Tabellenverzeichnis.....	IX
Glossar.....	XI
Zusammenfassung.....	XIII
Abstract.....	XVI
1 Einführung.....	1
1.1 Motivation .....	1
1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise.....	2
2 Stand der Forschung.....	5
2.1 Die Klimaerwärmung und ihr Einfluss auf die Niederschlagsextreme .....	5
2.2 Die atmosphärische Zirkulation Europas und ihre Veränderungen .....	7
2.3 Die rezente Niederschlagscharakteristik Europas .....	10
2.4 Niederschlagsprojektionen für Europa.....	13
3 Daten.....	15
3.1 WETRAX-Niederschlagsdatensatz .....	15
3.2 NCEP/NCAR-Reanalyse-Datensatz.....	17
3.3 Globale Klimamodelle .....	18
4 Methoden ..	21
4.1 s-modale Hauptkomponentenanalyse.....	22
4.2 Zirkulationstypklassifikation.....	24
4.2.1 Auswahl der Zirkulationstypklassifikation .....	24
4.2.1.1 Schwellenwertbasierte Klassifikationsmethoden .....	25
4.2.1.2 Optimierungsbasierte Klassifikationsmethoden.....	26
4.2.2 Bestimmung der Domaingröße .....	29
4.3 Statistische Downscalingverfahren .....	30
4.3.1 Multiple lineare Regressionsanalyse.....	31
4.3.2 Analogmethode .....	34
4.4 Extremwertanalyse.....	35

5 Niederschlagsregionen und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa....	37
5.1 Überblick unterschiedlicher Regionalisierungsansätze .....	37
5.2 Einflussfaktoren auf die Niederschlagsvariabilität.....	38
5.3 Niederschlagsregionen und starke Gebietsniederschläge.....	38
5.4 Rezente Trends der starken Gebietsniederschläge (1951–2006).....	42
6 Bestimmung von Zirkulationstypen für das südliche Mitteleuropa .....	45
6.1 Zirkulationstypklassifikationen in der Klimatologie.....	45
6.2 Zirkulationstypklassifikationen und Bestimmung ihrer Eingangsparameter .....	46
6.2.1 Generelle Vorgehensweise .....	46
6.2.2 Evaluationsmetriken zur Beurteilung der Zirkulationstypklassifikationen .....	47
6.2.3 Bestimmung der Eingangsparameter.....	48
7 Starke Gebietsniederschläge und Zirkulationstypen (1951–2006).....	52
7.1 Bestimmung der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen.....	52
7.2 Zentroide starkniederschlagsrelevanter Zirkulationstypen.....	57
7.3 Häufigkeitstrends starkniederschlagsrelevanter Zirkulationstypen.....	59
7.4 Fallbeispiel: Hochwasserereignis Mai/Juni 2013.....	63
8 Auswirkungen des Klimawandels auf atmosphärische Zirkulationstyphäufigkeiten und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa .....	66
8.1 Variabilitätsmodi der atmosphärischen Zirkulation in den globalen Klimamodellen und der NCEP/NCAR-Reanalyse.....	66
8.2 Häufigkeitsänderungen der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen .....	69
8.3 Abschätzung starker Gebietsniederschläge in der Klimazukunft.....	75
8.3.1 Multiple lineare Regressionsanalyse .....	75
8.3.1.1 Voraussetzungen und Präprozessierung der Daten .....	76
8.3.1.2 Validierung der multiplen linearen Regressionsmodelle .....	77
8.3.1.3 Vorgehensweise .....	81
8.3.1.4 Ergebnisse aus der multiplen linearen Regressionsanalyse.....	82
8.3.1.5 Abschätzung der Unsicherheiten.....	88
8.3.2 Analogmethode .....	93
8.3.2.1 Voraussetzungen und Präprozessierung der Daten .....	94

8.3.2.2 Validierung der Analogmethode .....	95
8.3.2.3 Vorgehensweise .....	96
8.3.2.4 Ergebnisse aus der Analogmethode .....	97
8.3.2.5 Extremwertanalyse mittels Generalized-Pareto-Distribution.....	99
8.3.2.6 Abschätzung der Unsicherheiten.....	105
8.3.3 Analogmethode und multiple lineare Regressionsanalyse im Vergleich .....	107
9 Schlussfolgerung und Ausblick.....	110
Literaturverzeichnis.....	117
Anhang.....	129

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	24-stündige Niederschlagssummen vom 11. August 2002 um 07:00 Uhr für den gesamten WETRAX- Niederschlagsraum .....	16
Abb. 2:	COST Action 733 Domain-Größen in Europa .....	29
Abb. 3:	Durch s-modale PCAs bestimmte Niederschlagsregionen der meteorologischen Jahreszeiten (1951–2006).....	40
Abb. 4.1:	Signifikante Trends der $P95_{fre}$ für die Regionen Nordwest und Süd im Winter (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Starkniederschlagshäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.....	43
Abb. 4.2:	Signifikante Trends der $P95_{fre}$ für die Regionen Nordwest und Ost im Sommer (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Starkniederschlagshäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.....	43
Abb. 5.1:	Regionenspezifischer Brier-Skill-Score auf saisonaler Basis unter Verwendung einfacher Klassifikationsmethoden: GWT 18 Klassen (MSLP) und DKM 18 Klassen (MSLP). Der Balken stellt das Regionenmittel dar.....	50
Abb. 5.2:	Regionenspezifischer Brier-Skill-Score auf saisonaler Basis unter Verwendung von DKM 18 Klassen mit gewichteten Parametern (MSLP, OMEGA700, RHUM700) sowie einer auf die Zielvariable (P) konditionierten Klassifikationsvariante. Der Balken stellt das Regionenmittel dar.....	50
Abb. 6:	Zentroid des snr Zirkulationstyps 7 im Frühjahr: Dargestellt werden mittlere Felder aus allen Einzeltagen des betreffenden Zirkulationstyps im Zeitraum 1951–2006 (Luftdruck auf Meeresniveau (MSLP), Vertikalbewegung (OMEGA) und relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) im 700-hPa-Niveau sowie der Niederschlag (PREC).....	58
Abb. 7.1:	Signifikante Trends der $ZT_{fre}$ im Winter (1951–2006). Dargestellt	

	werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend. ....	60
Abb. 7.2:	Signifikante Trends der $ZT_{fre}$ im Frühjahr (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend. ....	60
Abb. 7.3:	Signifikante Trends der $ZT_{fre}$ im Sommer (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend. ....	60
Abb. 7.4:	Signifikante Trends der $ZT_{fre}$ im Herbst (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend. ....	60
Abb. 8:	Zeitliche Abfolge der für das Juni-Hochwasser verantwortlichen snr Zirkulationstypklassen vom 20. Mai–10. Juni 2013 auf Basis der ZTK 1951–2006 des Frühjahrs. ....	65
Abb. 9.1:	Räumliche Muster (Ladungen) der ersten 2 PCs der nordatl.-europ. Luftdruckfelder (SLP) (1971–2005) aus der NCEP-Reanalyse und den drei historischen ECHAM6-Modellläufen unter Angabe der jeweils erklärten Gesamtvarianz und der zugehörigen Zeitkoeffizienten mit saisonalen Bedeutungsschwankungen. ....	67
Abb. 9.2:	Räumliche Muster (Ladungen) der 3. bis 5. PC der nordatl.-europ. Luftdruckfelder (SLP) (1971–2005) aus der NCEP-Reanalyse und den drei historischen ECHAM6-Modellläufen unter Angabe der jeweils erklärten Gesamtvarianz. ....	68
Abb. 10.1:	Prozentuale Häufigkeitsänderungen der ZT im Winter für die Klimamodelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) zwischen den Projektionszeiträumen (2021–2050 und 2071–2100)	

	und dem Kontrollzeitraum (1971–2000). Bei mehreren Realisationen sind das Ensemble-Mittel und die Spannweite aufgetragen .....	72
Abb. 10.2:	Prozentuale Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen im Sommer für die Klimamodelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) zwischen den Projektionszeiträumen (2021–2050 und 2071–2100) und dem Referenzzeitraum (1971–2000). Bei mehreren Realisationen sind das Ensemble-Mittel und die Spannweite aufgetragen .....	74
Abb. 11.1:	Erklärte Varianzen der beobachteten $P95_{fre}$ durch modellierte Regressionszeitreihen mit fünf Kalibrierungs- und Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.....	79
Abb. 11.2:	MSSS der beobachteten $P95_{fre}$ durch modellierte Regressionszeitreihen mit fünf Kalibrierungs- und Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.....	80
Abb. 12.1:	Prozentuale Änderungen der regionalen $P95_{fre}$ in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter. Die Abschätzungen basieren auf dem Ensemble-Mittel der drei Realisationen aus ECHAM6.....	84
Abb. 12.2:	Prozentuale Änderungen der regionalen $P95_{fre}$ in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter inklusive 95 %-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.....	84
Abb. 13.1:	Prozentuale Änderungen der regionalen $P95_{fre}$ in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Sommer. Die Abschätzungen basieren auf dem Ensemble-Mittel der drei Realisationen aus ECHAM6.....	86

- Abb. 13.2: Prozentuale Änderungen der regionalen  $P95_{fre}$  in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter inklusive 95 %-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen..... 86
- Abb. 14.1: Prozentuale Abweichung vom Kontroll-Mittel in Form von Unsicherheitsspannbreiten für  $P95_{fre}$  am Beispiel Region N-Stau (oben) und Ost (unten) im Sommer. Für jede der 3 ECHAM6-Realisationen wird ein eigener Boxplot gezeigt, und zwar sowohl im Kontrollzeitraum 1971–2000 als auch in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 für die RCP4.5- und RCP8.5-Szenarien. Jeder Boxplot beinhaltet die Ergebnisse der fünf statistischen Regressionsmodelle mit variierten Kalibrierungsperioden. Der schwarze Querstrich repräsentiert den Median, die Box seine benachbarten Werte und die Whiskers das Maximum und Minimum ..... 91
- Abb. 14.2: Prozentuale Abweichung vom Kontroll-Mittel in Form von Unsicherheitsspannbreiten für  $P95_{fre}$  am Beispiel Region N-Stau (oben) und Ost (unten) im Winter. Für jede der drei ECHAM6-Realisationen wird ein eigener Boxplot gezeigt, sowohl im Kontrollzeitraum 1971–2000 als auch in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 für die RCP4.5- und RCP8.5-Szenarien. Jeder Boxplot beinhaltet die Ergebnisse der fünf statistischen Regressionsmodelle mit variierten Kalibrierungsperioden. Der schwarze Querstrich repräsentiert den Median, die Box seine benachbarten Werte und die Whiskers das Maximum und Minimum ..... 92
- Abb. 15: Erklärte Varianzen der beobachteten monatlichen Niederschläge durch modellierte Analog-Zeitreihen für alle jahreszeitlichen Niederschlagsregionen..... 95
- Abb. 16: Prozentuale Änderungen der regionalen  $P95_{fre}$  in den Projektions-

	zeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 inklusive 95 %-Konfidenzintervalle aus der Analogmethode für Winter und Sommer. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.....	98
Abb. 17.1:	Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95 %-Konfidenz- intervallen für die Wiederkehrintervalle 5, 10, 20, 50 und 100 Jahre für die Region Erzgebirge im Frühjahr. Bei der zugrunde liegenden Analogmethode wurde in den angegebenen Zeiträumen (siehe Legende) das jeweilige Ensemble-Mittel der Modelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) herangezogen.....	101
Abb. 17.2:	Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95 %-Konfidenz- intervallen für die Wiederkehrintervalle 5, 10, 20, 50 und 100 Jahre für die Region Erzgebirge im Sommer. Bei der zugrunde liegenden Analogmethode wurde in den angegebenen Zeiträumen (siehe Legende) das jeweilige Ensemble-Mittel der Modelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) herangezogen.....	103
Abb. 18:	Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95 %-Konfidenz- intervallen für die Wiederkehrintervalle 20 und 50 Jahre für die Region Erzgebirge im Frühjahr für alle Modelle und Realisationen.....	106
Abb. 19:	Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlags- häufigkeiten in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter und Sommer aufgrund der Analogmethode und der Regressionsmethode im Vergleich (ECHAM6). Signifikante Änderungen sind rot hervorgehoben.....	108

## Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Überblick der verwendeten Klimamodelle, deren Realisationen und die Szenarien. Der Kontrollzeitraum ist 1971–2000 und die Projektionszeiträume sind 2021–2050 sowie 2071–2100.....	21
Tab. 2:	Hauptkomponentenanzahl und ihr Anteil an erklärter Gesamtvarianz für die meteorologischen Jahreszeiten (1951–2006) .....	39
Tab. 3:	Analysierte atmosphärische Variablen zur Optimierung der DKM-Zirkulationstypklassifikation. Die Variablen OMEGA, RHUM, SHUM und RVOR wurden für die Druckniveaus 1000, 700, 500 und 300 hPa getestet. Die kombinierten Variablen mit der besten Abbildungsleistung sind hervorgehoben. ....	48
Tab. 4:	Gewichtungsfaktoren (X) der Zielgröße für die Konditionierung der SANDRA (DKM) 18 Klassen MSLP(1) OMEGA700(5) RHUM700(5) P(X) Klassifikation auf saisonaler Ebene.....	51
Tab. 5.1:	Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Winter in den Niederschlagsregionen (1951–2006).....	54
Tab. 5.2:	Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Winter in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind (1951–2006).....	54
Tab. 5.3:	Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Frühjahr in den Niederschlagsregionen (1951–2006) .....	55
Tab. 5.4:	Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Frühjahr in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind (1951–2006).....	55
Tab. 5.5:	Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Sommer in den Niederschlagsregionen (1951–2006) .....	56
Tab. 5.6:	Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Sommer in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind (1951–2006).....	56
Tab. 6:	Zirkulationstypklassen für den hochwasserrelevanten Zeitraum 20.05–10.06 2013 (als Basis dient die ZTK 1951-2006 des Frühjahrs); snr Zirkulationstypen sind blau unterlegt .....	64

Tab. 7:	Vergleich der Varianzerklärungsanteile (in %) führender Hauptkomponenten (PCs) der nordatl.-europ. Luftdruckfelder (SLP) im Zeitraum 1951–2005 aus der NCEP/NCAR-Reanalyse und den drei Realisationen des historischen Kontrollzeitraums aus ECHAM6.....	69
Tab. 8:	Kalibrierungs- und Validierungszeiträume der Kreuzvalidierung.....	78

**Glossar**

AR4	Vierter Sachstandsbericht des IPCC
AR5	Fünfter Sachstandsbericht des IPCC
AOGCM	Atmosphere-Ocean Coupled General Circulation Model
BMVI	Bundesministerium für Verkehr und digitale Infrastruktur
BSS	Brier-Skill-Score
CMIP3	Third Phase of the Coupled Model Intercomparison Project
CMIP5	Fifth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project
DKM	nicht-hierarchische Clusteranalyse k-means
DWD	Deutscher Wetterdienst
EC-EARTH	Erdsystemmodell des EC-EARTH Konsortiums in CMIP5
ECHAM5	Globales atmosphärisches Zirkulationsmodell des MPI in CMIP3
ECHAM6	Globales atmosphärisches Zirkulationsmodell des MPI in CMIP5
ECMWF	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
EEA	European Environment Agency
EV	erklärte Varianz
GCM	Globale Klimamodelle (synonymer Gebrauch: Global Climate Models und Global Circulation Models)
GWT	Grosswetter-Types
hPa	Luftdruck
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KLIWAS	Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt
MLR	Multiple lineare Regressionsanalyse
MPI	Max-Planck-Institut
MPI-ESM	Max-Planck-Institut Erdsystemmodell
MSLP	mittlerer Luftdruck auf Meeresniveau (in hPa)
MSSS	Mean-Squared-Skill-Score
OMEGA	Vertikalbewegung (in hPa/h)
PC	Hauptkomponenten
PCA	Hauptkomponentenanalyse
PREC, P	Gebietsniederschläge
P95 <sub>sum</sub>	Starkniederschlagssumme, definiert durch die monatlich aggregierten, täglichen Gebietsniederschläge bei Überschreitung des 95 %-Perzentils

P95 <sub>fre</sub>	Starkniederschlagshäufigkeit, definiert durch die monatlich aggregierte Anzahl an täglichen Überschreitungen des 95 %-Perzentils der Gebietsniederschläge
RCP	Representative Concentration Pathways für AR5
RHUM	Relative Luftfeuchtigkeit (in %)
SANDRA	nicht-hierarchische Clusteranalyse Simulated annealing and diversified randomization
Snr	starkniederschlagsrelevant (alle täglichen Gebietsniederschläge, die das 95 %-Perzentil überschreiten)
SRES	Special Reports on Emissions Scenarios für AR3 und AR4
Vb	Zugbahn eines Tiefdruckgebiets, das sich von Norditalien kommend Richtung Osten und später nach Norden Richtung Polen an den Alpen vorbeibewegt
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
ZT	Zirkulationstyp
ZT <sub>fre</sub>	Zirkulationstypkhäufigkeit
ZTK	Zirkulationstypklassifikation

## Zusammenfassung

Die durchgeführten Analysen zeigen, dass ein statistisch belastbarer Zusammenhang zwischen atmosphärischen Zirkulationstypen und starken Gebietsniederschlägen für das Untersuchungsgebiet südliches Mitteleuropa für den Zeitraum 1951–2006 hergestellt werden kann. Durch saisonale und regionale Differenzen der Niederschlagscharakteristik ist es jedoch notwendig, eine Subregionalisierung in Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität vorzunehmen, die mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse auf saisonaler Basis (Winter: DJF, Frühjahr: MAM, Sommer: JJA, Herbst: SON) erfolgt ist. Starke Gebietsniederschläge sind mittels des Regionen-spezifischen 95 %-Perzentsils bestimmt worden. Dabei sind die Indizes Starkniederschlagshäufigkeit ( $P95_{fre}$ ) und Starkniederschlagssumme ( $P95_{sum}$ ) zur Beurteilung der Starkniederschlagscharakteristik verwendet worden. Großräumige atmosphärische Zirkulationstypen sind unter Verwendung der COST733 Klassifikationssoftware berechnet worden (Philipp et al., 2010). Dabei stellen sich nur wenige (zumeist 3–7) Zirkulationstypen für die erlangten Niederschlagsregionen als starkniederschlagsrelevant (snr) heraus. Hinsichtlich der Starkniederschlagsrelevanz kann dabei eine klare Unterscheidung vorgenommen werden: Zonale Zirkulationstypen sind snr für die nördlichen Regionen, während sich gemischte Zirkulationstypen in Kombination mit regional wirksamen, orografischen Effekten insbesondere für die nördlich an den Alpenhauptkamm anschließenden Regionen als snr herausstellen. Starke Gebietsniederschläge in allen östlichen und südlichen Regionen sind zumeist die Folge von meridionalen Zirkulationsmustern. In diese Gruppe sind die Cut-off Lows einzuordnen.

Für den Beobachtungszeitraum (1951–2006) lassen sich nur einzelne statistisch signifikante Trends von snr Zirkulationstypen ausweisen. Dabei besteht im Winter ein Trend zu häufiger auftretenden zonalen Zirkulationstypen, während Cut-off Lows überwiegend Häufigkeitsabnahmen oder konstante Häufigkeiten aufweisen. Als Resultat wird daher für den Beobachtungszeitraum im Winter der Trend einer signifikanten Zunahme der starken Gebietsniederschläge im nordwestlichen Teilbereich des Untersuchungsgebietes festgestellt, während eine signifikante Abnahme im südlichen Alpenraum besteht. Im Frühjahr und Sommer sind kaum Änderungen snr Zirkulationstypen gegeben, wobei einige Cut-off Lows Trends einer Reduktion ihrer Auftrittshäufigkeiten aufweisen. Eine Betrachtung der rezenten Trends starker Gebietsniederschläge gibt diese Entwicklung wieder, da im Sommer ein Schwerpunkt signifikanter Abnahmen starker Gebietsniederschläge in den östlichen Teilbereichen des Untersuchungsgebietes festzustellen ist, während im Frühjahr signifikante Abnahmen südlich der Alpen bestehen. Signifikante Zunahmen der starken Gebietsniederschläge resultieren im Frühjahr hingegen im Nordwesten. Der Herbst ist die einzige Jahreszeit mit signifikanten Zunahmen von snr zonalen und meridionaler Zirkulationstypen,

sodass auch die deutlichsten Änderungssignale der starken Gebietsniederschläge mit verbreitet auftretenden, signifikanten Zunahmen resultieren.

Die Modellierung starker Gebietsniederschläge für die Klimazukunft ist mittels statistischer Downscalingverfahren realisiert worden. Dabei werden im Rahmen einer multiplen linearen Regressionsanalyse (MLR) die statistischen Zusammenhänge zwischen monatlich aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten (Prädiktoren) und starken Gebietsniederschlägen aus dem Beobachtungszeitraum (1951–2006) auf Klimamodell Daten (ECHAM6, ECHAM5, EC-EARTH) übertragen, um auf diese Weise eine Abschätzung der prozentualen Änderungen der Indizes starker Gebietsniederschläge für die Projektionszeiträume (2021–2050, 2071–2100) gegenüber dem Kontrollzeitraum (1971–2000) für die Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 sowie für A1B (bei ECHAM5) zu erlangen.

Um mittels MLR eine Abschätzung der starken Gebietsniederschläge für die Klimazukunft durchzuführen, sind die Zirkulationstyphäufigkeiten in den Klimamodellen bestimmt worden. Dabei resultieren nur vereinzelte signifikante Änderungen der snr Zirkulationstypen zwischen den Projektionszeiträumen und dem Kontrollzeitraum. Ein Vergleich der Szenarien gibt jedoch Aufschluss über generell höher ausfallende, prozentuale Zu- oder Abnahmen der Zirkulationstyphäufigkeiten bei dem stärkeren RCP8.5 Szenario. Zusätzlich ergeben sich bei der Auswertung einige Differenzen zwischen den Klimamodellen selbst. Es kann ein Unterschied zwischen den CMIP5-Modellen und dem CMIP3-Modell ausgewiesen werden: Nehmen im Winter bei ECHAM6 und EC-EARTH einige zonale und gemischte snr Zirkulationstypen zu, so weisen diese bei ECHAM5 keine Zunahmen auf. Gleichzeitig resultieren bei ECHAM5 Häufigkeitsabnahmen bei einem meridionalen snr Zirkulationstyp. Im Frühjahr bestehen für beide CMIP5-Modelle deutliche Häufigkeitszunahmen eines Cut-off Lows, das den Osten und Süden des Untersuchungsgebiets beeinflusst, während ECHAM5 nur zu uneinheitlichen Häufigkeitsveränderungen snr Zirkulationstypen führt. Im Sommer besteht unter allen Klimamodellen ein Signal zu verbreiteten Abnahmen oder konstanten Häufigkeiten snr Zirkulationstypen, das unter dem RCP8.5-Szenario am stärksten hervortritt, während im Herbst keine signifikanten Veränderungen auftreten.

Mittels der MLR sind die prozentualen Änderungen der starken Gebietsniederschläge zwischen den Projektionsperioden und dem Kontrollzeitraum berechnet worden. Im Winter resultieren keine signifikanten Änderungen starker Gebietsniederschläge bei ECHAM6 und EC-EARTH. Es überwiegen leichte Abnahmen der starken Gebietsniederschläge, die südlich der Alpen bei RCP4.5 mit bis zu 5 % und in der Region Ost (2021–2050) bei RCP8.5 mit 6 % noch am deutlichsten ausfallen (ECHAM6). Seltene, leichte Zunahmen

finden noch unter RCP8.5 im Nordstau der Alpen sowie vereinzelt in der Region Erzgebirge oder Nordwest statt. Diese Ergebnisse stehen im Kontrast zu ECHAM5, das insbesondere in der Projektionsperiode 2071–2100 bis auf eine Ausnahme in allen Regionen des südlichen Mitteleuropas zu einer signifikanten Zunahme der starken Gebietsniederschläge um bis zu 15 % führt. Eine Zweiteilung des Untersuchungsgebietes besteht im Frühjahr. Dabei herrscht weitgehende Modelleinigkeit, sodass im nördlichen Bereich eine Zunahme der starken Gebietsniederschläge ausgewiesen werden kann, während Abnahmen südlich der Alpen auftreten. Die meisten Änderungen weisen jedoch keine Signifikanz auf. Eine Ausnahme bildet die signifikante Zunahme der starken Gebietsniederschläge im Projektionszeitraum 2071–2100 unter dem RCP8.5-Szenario bei ECHAM6 in den Regionen Nordwest und Erzgebirge um bis zu 12 %. Im Sommer bestehen die meisten signifikanten Zu- und Abnahmen starker Gebietsniederschläge unter ECHAM6, wobei diese bei RCP8.5 am deutlichsten ausfallen: Im Projektionszeitraum 2021–2050 treten zumeist signifikante Zunahmen bis 10 % für die Regionen des Untersuchungsgebietes auf, während im zweiten Zeitraum 2071–2100 signifikante Abnahmen um bis zu 16 % bestehen. Die Region Nordwest weist durchgehend Abnahmen auf, die unter RCP8.5 in beiden Projektionszeiträumen signifikant ausfallen. EC-EARTH und ECHAM5 weisen in dieser Jahreszeit ähnliche Änderungen auf. Im Herbst treten zumeist nur insignifikante Änderungen der starken Gebietsniederschläge bei allen Modellen auf. Dabei bestehen – ähnlich wie im Sommer – im Zeitraum 2021–2050 überwiegende Zunahmen der starken Gebietsniederschläge, während sie im späteren Projektionszeitraum verbreitet abnehmen. Insgesamt ist keine systematische Erhöhung der Hochwassergefahr aus den Ergebnissen abzuleiten. Zwischen den beiden Indizes der starken Gebietsniederschläge ergeben sich keine maßgeblichen Differenzen, sodass eine Intensitätssteigerung von Starkniederschlägen auf Basis der Zirkulationstyphäufigkeiten nicht nachgewiesen werden kann.

Ein Vergleich der statistischen Downscalingverfahren der MLR und der Analogmethode zeigt auf, dass die Ergebnisse im Winter und Sommer von beiden Ansätzen weitgehend bestätigt werden können, während im Herbst und zum Teil im Frühjahr aufgrund der nicht signifikant ausfallenden Änderungen der starken Gebietsniederschläge zumeist uneinheitliche Ergebnisse resultieren. Eine auf der Analogmethode aufbauende Extremwertanalyse führt zwar zu insignifikanten Ergebnissen der Änderungen der Tages-Niederschlagssummen bei variierenden Wiederkehrintervallen, kann aber dennoch durch vereinzelt vorliegende, systematische Änderungssignale bezüglich der Projektionszeiträume und/oder Szenarien die prozentualen Änderungen der starken Gebietsniederschläge einiger Regionen aus der MLR und der Analogmethode bestätigen, sodass insgesamt davon ausgegangen werden kann, dass im Sommer bei RCP8.5 ein deutliches Klimasignal über die dekadische Klimavariabilität dominiert.

## Abstract

The analyses show that a statistical connection can be determined between extreme regional precipitation and circulation types for south-central Europe and the observation period 1951–2006. Due to the seasonal and regional precipitation variability, it is necessary to determine regions with similar precipitation variability by a S-mode principal component analyses on seasonal scale (winter: DJF, spring: MAM, summer: JJA, autumn: SON). Extreme areal precipitation events have been derived by means of the 95 % percentile for each region. Therefore, the indexes heavy precipitation frequency ( $P95_{fre}$ ) and heavy precipitation sum ( $P95_{sum}$ ) have been calculated. Large-scale atmospheric circulation types were calculated by using the COST733 classification software (Philipp et al., 2010). Only a few circulation types (mostly 3–7) for each region can be linked to extreme regional precipitation. Zonal circulation types are linked to extreme regional precipitation in the northern parts of south-central Europe, while mixed circulation types are responsible for extreme regional precipitation in northern Alpine regions. The most eastern and southern areas are influenced by heavy regional precipitation by meridional circulation types with corresponding Cut-off Lows.

Frequency changes of the circulation types, leading to extreme regional precipitation, in the observation period (1951–2006) can only be determined in a scattered way. A trend towards increasing frequencies of some zonal circulation types exist in winter, while Cut-off Lows show a prevailing decrease in frequencies or no changes. Hence, a significant increase of extreme regional precipitation can be ascertained in the northern regions of the investigation area, while a significant decrease exists in the southern parts. In spring and summer changes of circulation types with a potential for extreme regional precipitation are hardly given. Some decreases can be observed especially for Cut-off Lows. The corresponding trends of extreme regional precipitation are showing significant decreases in summer for eastern regions of the investigation area, while significant decreases for spring are occurring especially in the southern region. In contrast, an significant increase of extreme regional precipitation results in spring for the northwestern parts of the investigation area. In autumn, an significant increase of some zonal and meridional circulation types can be observed. Hence, increasing trends for extreme regional precipitation with widespread significant changes can be linked to this season.

The modeling of future extreme regional precipitation has been realized by statistical downscaling approaches. Besides the multiple linear regression, the statistical connections between monthly aggregated circulation type frequencies as predictor variable and extreme regional precipitation is evaluated for the observation period (1951–2006) and transferred to different climate model data (ECHAM6, ECHAM5, EC-EARTH). The target was to

attain the proportional changes of extreme regional precipitation for two projection periods (2021–2050, 2071–2100) in comparison with a control period (1971–2000) for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios as well as for the SRES A1B (in case of ECHAM5) scenario.

In order to determine the future extreme regional precipitation by multiple linear regression analysis, the circulation type frequencies in the climate model data have been determined. The circulation type frequencies were analyzed to provide significant frequency changes between the projection periods and the control period. The use of different scenarios often results in stronger changes according to stronger RCP8.5 scenario. Additionally, differences arise due to the evaluation between the climate models. Besides, there is a difference between the CMIP5 models of ECHAM6 and EC-EARTH on the one hand and the CMIP3 model of ECHAM5 on the other hand. Thus, some zonal and mixed circulation types leading to extreme regional precipitation increase in winter by ECHAM6 and EC-EARTH data, while ECHAM5 cannot confirm these changes, but leads to a decreasing meridional circulation type. A clear frequency increase of Cut-off Lows is given in the spring for both CMIP5 models, according to a strong influence of extreme precipitation in eastern and southern regions, while ECHAM5 yields in no significant changes. In summer the climate models yield similar results, concerning widespread decreases or constant frequencies of circulation types with strong areal precipitation. This result is stronger developed under the stronger RCP8.5 scenario. The weakest proportional frequency changes of circulation types with extreme precipitation potential can be assigned to autumn.

By multiple linear regression analysis, proportional changes of extreme regional precipitation between the projection periods (2021–2050, 2071–2100) and the control period (1971–2000) are calculated. No significant changes of strong areal precipitation occur by using ECHAM6 and EC-EARTH model-data in winter. Overall, light decreases can be assigned with the highest changes in the southern region under RCP4.5 scenario with up to 5 % and in the region east (2021–2050) under RCP8.5 with 6 % in case of ECHAM6. Rare, light increases occur under RCP8.5 scenario in the northern alpine region, as well as isolates in some northern parts of the investigation area. These results are contrary to those from ECHAM5, because this model leads especially in the later projection period (2071–2100) to a significant increase of extreme regional precipitation in most regions of southern-central Europe up to 15 %. In spring, the investigation area can be divided into two parts by extensive model unity: in the northern parts, an increase of extreme regional precipitation occurs, while decreases appear especially in the southern region. Nevertheless, the most changes are not significant. An exception exhibits the significant increase of the extreme regional precipitation in the projection period 2071–2100 by RCP8.5 scenario by ECHAM6 in some northern regions up to 12 %. The most significant changes can be ana-

lyzed for ECHAM6 in summer with increasing areal precipitation up to 10 % for the projection period 2021–2050 in most regions under the scenario RCP8.5 and an obvious decreasing of strong areal precipitation up to 16 % in the projection period 2071–2100 in all regions. The northwesterly part of the investigation area shows continuously decreases which are significant under RCP8.5 scenario in both projection periods. EC-EARTH and ECHAM5 show similar changes in this season. In autumn, only insignificant changes of the extreme regional precipitation appear mostly with all models. Some similarities exist between autumn and summer with predominantly increasing values of extreme regional precipitation in the first projection period and widespread decreases in the second projection period. Overall, no systematic rise of flooding events from the results can be derived. Between both indexes of strong areal precipitation, no decisive differences arise, so that increasing intensities of heavy precipitation events cannot be proven on the basis of the circulation type frequencies.

A comparison of the statistical downscaling approaches of a multiple linear regression analysis and the analogous method indicates that the general results can be confirmed in particular for winter and summer by both attempts, while in autumn and partly in spring the results are inconsistent because of the lack of significance. The analogous method based extreme value analysis leads only to insignificant results of the changes in the daily precipitation sums by varying return levels. However, the extreme value analysis can confirm some regional results, presented by the multiple linear regression and analogue method by systematically increasing or decreasing daily precipitation sums according to projection period and/or scenario. Overall, it can be assumed that a climate signal with RCP8.5-scenario exceeds the climate variability in summer.

# 1 Einführung

## 1.1 Motivation

Umweltveränderungen stellen eine Herausforderung für alle Spezies dar. Die Zeit und die Stärke, in der Umweltveränderungen ablaufen, sind besonders bedeutsam, wenn es um die Frage nach erfolgreichen Anpassungsstrategien der in der Umwelt lebenden Spezies geht. Eine besondere Aufmerksamkeit kommt hierbei den Klimaänderungen zu, denn sie laufen permanent auf unterschiedlichen Zeitskalen und in voneinander abgrenzbaren Räumen ab. Was sich jedoch an der rezenten Klimaänderung signifikant von der Vergangenheit unterscheidet, ist die zunehmende Geschwindigkeit, mit der die Änderungen seit den 1950er-Jahren ablaufen (Kovats et al., 2014). So sind neben der Erwärmung von Atmosphäre und Ozean auch ein starker Rückgang der Schnee- und Eismengen sowie ein Anstieg des Meeresspiegels zu beobachten. Dies stellt nur eine Auswahl der Änderungen dar, die durch den Faktor Mensch, begründbar durch die geschichtlich höchsten Emissionen von Treibhausgasen, innerhalb der letzten Dekaden resultiert. Die damit verbundenen Klimaänderungen beeinflussen und gefährden menschliche und natürliche Systeme und erfordern eine Reihe von Anpassungsstrategien und Schutzmaßnahmen (Kovats et al., 2014). Ein starkes Climate-Forcing, das sich auch in Modifikationen der Klimaparameter Temperatur und Niederschlag widerspiegelt, führt zu weitreichenden Problemen für große Regionen der Erde. Aufgrund der Tatsache, dass sich der Mensch in vielen Regionen der Erde niedergelassen hat und sich den variablen Umweltbedingungen unterschiedlich gut anpassen kann, stellt sich die Frage, welche Konsequenzen ein verändertes Klima für die jeweilige Bevölkerung bedeuten würde. Auf Klimaveränderungen muss mit einer angepassten Lebensweise und/oder mit dem Ergreifen von Schutzmaßnahmen gegenüber den zu erwartenden veränderten Umweltbedingungen reagiert werden. Unterschreiten jedoch die Lebensbedingungen einen kritischen Schwellenwert oder versagen Anpassungsmaßnahmen, so resultiert wie in den vergangenen Dekaden eine immer weiter steigende Anzahl an Klimaflüchtlingen, die sich aufgrund sozioökonomischer Probleme auf die Suche nach einem lebenswerteren Lebensraum begeben.

Eine veränderte Niederschlagsvariabilität ist bei allen durch die Klimaänderung induzierten Modifikationen besonders hervorzuheben, da es sowohl zu lang anhaltenden Trockenperioden, Missernten und Wassernot, aber auch zu einer Zunahme von Niederschlagsextremen mit entsprechenden Hochwasserereignissen kommen kann. Beide Extreme führen zu weitreichenden Problemen, auf die neben einer generellen Reduzierung der anthropogenen Treibhausgasemissionen mit Anpassungsmaßnahmen reagiert werden muss.

Die vorliegende Dissertation soll sich mit den Auswirkungen des Klimawandels auf atmosphärische Zirkulationstyphäufigkeiten und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa beschäftigen. Die Forschungsfrage, inwiefern mittels statistischer Downscalingverfahren starke Gebietsniederschläge in der Klimazukunft modelliert werden können, ist im Kontext des bilateralen, deutsch-österreichischen Forschungsprojekts WETRAX („WEather Patterns, Storm TRACKs and Related Precipitation EXtremes“) (Hofstätter et al., 2015) erwachsen, das zusätzlich den Einfluss von Zyklonenzugbahnen auf die Niederschlagsextreme analysiert hat. Starke Gebietsniederschläge haben das Potenzial, großflächige Hochwasserereignisse zu verursachen und zu einem beträchtlichen ökonomischen und infrastrukturellen Schaden zu führen. Zudem wird die in hochwassergefährdeten Gebieten lebende Bevölkerung direkt gefährdet. Starkniederschläge und damit verbundene Hochwasserereignisse haben einen starken Einfluss auf die Gesellschaft (Rappaport, 2000, Pall et al., 2011). Starke Gebietsniederschläge sind dabei mit bestimmten atmosphärischen Zirkulationsmustern verbunden, sodass aus diesem Zusammenhang die Starkniederschlagscharakteristik des südlichen Mitteleuropas in der Klimazukunft durch eine Modellierung starker Gebietsniederschläge abgeleitet werden soll, um das zukünftige Gefährdungspotenzial für Hochwasserereignisse besser abschätzen zu können.

## 1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise

Das Ziel dieser Arbeit besteht darin, starke Gebietsniederschläge in der Klimazukunft mittels statistischer Downscalingverfahren abzuschätzen. Als Methoden werden sowohl die multiple lineare Regressionsanalyse als auch die Analogmethode mit einer darauf aufbauenden Extremwertanalyse durchgeführt. Dabei werden für die Analogmethode analoge atmosphärische Zustände zwischen einem Beobachtungszeitraum und den Klimamodelldaten gesucht, um die aus dem Beobachtungszeitraum bekannten Niederschlagswerte in den Projektionszeiträumen der Klimamodelle einzusetzen. Um mittels der Regressionsanalyse starke Gebietsniederschläge abschätzen zu können, wird eine Zirkulationstypklassifikation durchgeführt, die die atmosphärische Zirkulation über Mitteleuropa auf ihre charakteristischen Erscheinungsformen generalisiert. Die monatlich zu aggregierenden Häufigkeiten der Zirkulationstypen werden anschließend als Prädiktoren in das Regressionsmodell mit aufgenommen, während die starken Gebietsniederschläge die Zielgröße (den Prädiktanden) darstellen.

Das Untersuchungsgebiet wird mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse in Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität untergliedert. Dies ist notwendig, da bekannt ist, dass sich der Niederschlag in raumzeitlicher Dimension als äußerst variabel darstellt (Rapp,

2000) und von regionalen Faktoren zusätzlich modifiziert wird. Daher ist eine Niederschlagsmodellierung gegenüber einer Temperaturmodellierung mit stärkeren Unsicherheitsfaktoren verbunden.

Starke Gebietsniederschläge sind auf bestimmte Muster der atmosphärischen Zirkulation zurückzuführen und können zu extremen Hochwasserereignissen wie im August 2002 oder im Mai 2014 in Mitteleuropa führen (Hofstätter et al., 2015). Daraus ergibt sich die Fragestellung, welche atmosphärischen Muster hauptverantwortlich für solche Hochwasserereignisse sind und ob ein belastbarer statistischer Zusammenhang zwischen der atmosphärischen Zirkulation und starken Gebietsniederschlägen hergestellt werden kann. Darüber hinaus soll bestimmt werden, ob sich in einem rezenten Beobachtungszeitraum Modifikationen der starken Gebietsniederschläge und eine Änderung in den Häufigkeiten starkniederschlagsrelevanter (snr) Zirkulationstypen aufgrund der Klimaänderung feststellen lassen. Ebenfalls soll geklärt werden, wie sich diese Trends in den Klimamodelldaten fortsetzen.

Da Klimamodelle sowohl aus CMIP5 (ECHAM6, EC-EARTH) als auch aus CMIP3 (ECHAM5) verwendet werden, soll geklärt werden, ob die als Referenzmodelle mit in die Analysen einbezogenen Modelle EC-EARTH und ECHAM5 in der Lage sind, die Ergebnisse aus ECHAM6 zu reproduzieren. Ebenfalls werden beide statistischen Downscalingverfahren hinsichtlich ihrer Ergebnisse miteinander verglichen, um eine eventuell bestehende Systematik aus beiden Ansätzen auszuweisen.

Da eine Modellierung starker Gebietsniederschläge mit nicht zu vermeidenden numerischen und statistischen Unsicherheiten verbunden ist, sollen diese einer gesonderten Untersuchung unterzogen werden. Abschließend soll aufgezeigt werden, wie mit ihnen im Kontext von wissenschaftlichen Forschungsarbeiten umzugehen ist.

Ein weiteres Ziel besteht darin, die durchgeführte Forschungsarbeit in den bestehenden wissenschaftlichen Kontext mit einzuordnen. Eine überwiegende Anzahl an Arbeiten kommt zu dem Ergebnis, dass die rezenten Niederschlagstrends vor allem im Winter zu einer Zunahme über Nordeuropa führen, während in Südeuropa ein Trend zu trockeneren Wintern und Sommern besteht (z.B. Schönwiese, 2008; EEA, 2008; EEA, 2016). Starkniederschläge nehmen an Intensität im Winter und Sommer über Nord- und Osteuropa seit den 1960er-Jahren zu, während in Teilen Südeuropas regional uneinheitliche Trends bestehen (Kovats et al., 2014). Somit lässt sich das südliche Mitteleuropa einer Übergangszone zwischen diesen beiden Bereichen zuweisen. Es wird zu überprüfen sein, ob sich diese Einordnung auch in einem Gradienten überwiegender Zunahme der starken Gebietsniederschläge im nördlichen Teilbereich und einer Abnahme oder uneinheitliche Trends im süd-

lichen Teilbereich des Untersuchungsgebiets widerspiegelt. Ebenfalls kann durch ungleiche Veränderungsraten der Starkniederschlagshäufigkeiten und Starkniederschlagssummen eine Veränderung der Starkniederschlagsintensität abgeleitet und überprüft werden. Bezüglich der Klimazukunft sagen bestehende Arbeiten eine Zunahme der Starkniederschläge in Nordeuropa im 21. Jahrhundert voraus. Aus dem IPCC Report (Kovats et al., 2014) geht jedoch auch hervor, dass kontinentale Regionen Europas im Sommer eine Ausnahme darstellen und Klimaprojektionen eine Abnahme von Starkniederschlägen zeigen. Auch Rajczak (2012) kann die Zunahme der Starkniederschläge in Nordeuropa bestätigen, während für Mittel- und Südeuropa im Sommer eine Abnahme resultiert. Durchgeführte Analysen sollen in bestehende Arbeiten eingeordnet werden, indem Abschätzungen starker Gebietsniederschläge unter Einfluss verschiedener Szenarien gegeben werden. Da in vorliegender Arbeit dem Regionalisierungsaspekt ein besonderer Stellenwert zukommt, um aus statistischen Downscalingverfahren möglichst verlässliche und genaue Aussagen für eng gefasste Regionen abzuleiten, stellt dieses Vorgehen einen Mehrwert gegenüber vielen anderen Arbeiten dar, die zumeist nur generalisierte Aussagen über größere Teilbereiche Europas treffen. Auch diesbezüglich soll somit eine Überprüfung stattfinden, ob die angewendeten statistischen Downscalingverfahren für eine Starkniederschlagsmodellierung für einzelne Teilregionen des südlichen Mitteleuropas geeignet sind.

Zu Beginn dieser Arbeit wird in Kapitel 2 ein Überblick über bestehende Forschungsarbeiten gegeben. Hier werden sowohl die atmosphärische Zirkulation und ihre zeitlichen Veränderungen im atlantisch-europäischen Bereich als auch der allgemeine Einfluss der Klimaänderung auf Starkniederschläge beschrieben, um darauf aufbauend die rezente und zukünftige (Stark-)Niederschlagscharakteristik Europas im Detail zu erläutern. Kapitel 3 soll dazu dienen, die analysierten Datensätze zu beschreiben. Dabei wird auf den im Kontext des WETRAX-Projektes (Hofstätter et al., 2015) generierten WETRAX-Niederschlagsdatensatz ebenso eingegangen wie auf die NCEP/NCAR-Reanalyse und die verwendeten Klimamodelle aus CMIP5 (ECHAM6, EC-EARTH) und CMIP3 (ECHAM5). Kapitel 4 beschreibt die statistischen Methoden, die im Kontext dieser Arbeit angewandt worden sind, um regionale Abschätzungen zukünftiger starker Gebietsniederschläge zu erhalten. Dabei werden die statistischen Hintergründe der s-modalen Hauptkomponentenanalyse, der Zirkulationstypklassifikation und der beiden Downscalingverfahren näher beschrieben. Nach einer erfolgten Analyse rezenter Trends der starken Gebietsniederschläge auf Basis von Niederschlagsregionen in Kapitel 5 und der Bestimmung der Zirkulationstypen und ihrer Häufigkeiten in Kapitel 6 werden diese in Kapitel 7 in Form der Bestimmung von snr Zirkulationstypen in einen statistischen Zusammenhang gestellt. Die Auswertung und Interpretation der zukünftigen Charakteristik der starken Gebietsniederschläge mittels mul-

tipler linearer Regression und Analogmethode mit Extremwertanalyse erfolgt im Auswertungskapitel 8, um in einem abschließenden Kapitel 9 ein Fazit der erfolgten Analysen starker Gebietsniederschläge und Zirkulationstypen in der Klimazukunft des südlichen Mitteleuropas zu ziehen.

## 2 Stand der Forschung

Bevor die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit dargestellt und diskutiert werden, soll ein Überblick über bereits bestehende Forschungsarbeiten gegeben werden, um darauf aufbauend den zusätzlichen Erkenntnisgewinn aus erfolgten Analysen zu präsentieren.

### 2.1 Die Klimaerwärmung und ihr Einfluss auf die Niederschlagsextreme

Beobachtungen sowie Simulationen mit Klimamodellen zeigen auf, dass Niederschlags-extreme als Reaktion auf ein sich erwärmendes Klima aufgrund des erhöhten Wasserdampfgehalts der Atmosphäre an Intensität hinzugewinnen (O’Gorman, 2015). Das Temperaturniveau hat sich in Europa seit 1850 – insbesondere im Frühjahr und Sommer – deutlich erhöht, während im Herbst keine und im Winter nur leichte Erwärmungstendenzen festgestellt werden konnten. Da die Temperatur auch den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mitbestimmt, können insbesondere im Frühjahr und Sommer potenziell größere Mengen an Wasserdampf in einer wärmeren Atmosphäre aufgenommen werden. Physikalisch gesehen ist es plausibel, dass die Erwärmung ein Auslöser für extremere Niederschlagsereignisse darstellt. Nach dem Clausius-Clapeyron-Verhältnis kann die Luft 6–7 % mehr Wasserdampf pro Kelvin erhöhter Temperatur aufnehmen (Wallace und Hobbs, 2006). Eine Folge ist die Erhöhung der spezifischen Luftfeuchtigkeit, sodass aufgrund dieser physikalischen Zusammenhänge höhere Niederschlagsintensitäten über den Landmassen wahrscheinlich erscheinen (Rajczak, 2012; Holden, 2014). Ein höheres Temperaturniveau führt dabei zu einer stärkeren Verdunstung und zu einer Erhöhung der Wasserdampfkapazität der Atmosphäre. Dies hat zur Folge, dass sich zirkulationstypinterne Modifikationen ergeben können. Der absolute Wasserdampfgehalt der advehierten Luftmassen erhöht sich dabei, während sich die relative Feuchtigkeit nur geringfügig verändert (IPCC, 2007). Ein höheres Temperaturniveau führt demzufolge nur zu einer geringfügigen Änderung der Niederschlagshäufigkeit, während jedem Niederschlagsereignis ein erhöhter Wasserdampfgehalt zur Verfügung steht und es somit zu intensiveren Starkniederschlagsereignissen kommen kann (Scoccimarro et al., 2013). Inwiefern ein höheres Temperaturniveau die Starkniederschlagscharakteristik in Mitteleuropa verändern kann, zeigt die Studie von Volosciuk et al. (2016) aufgrund der Analyse von Mittelmeerzyklonen auf: Tiefdruckgebiete,

die sich im Mittelmeerraum bilden und eine Vb-Zugbahn verfolgen, sind für viele Starkniederschlagsereignisse, die zu sommerlichen Hochwasserereignissen in Mitteleuropa führen, verantwortlich. Da sich in Folge des Klimawandels auch die Meeresoberflächentemperatur des Mittelmeers in den letzten Dekaden deutlich erwärmt hat, lässt sich aufgrund der zunehmenden Evaporation und dem resultierenden, höheren atmosphärischen Wasserdampfgehalt über dem Mittelmeer eine Verstärkung der mitteleuropäischen Starkniederschläge bei einer diese Region beeinflussenden Mittelmeerzyklone (darunter auch Zyklonen auf einer Vb Zugbahn) feststellen (Volosciuk et al., 2016). Ye und Fetzer (2010) kommen für das Gebiet Eurasiens zu dem Forschungsergebnis, dass die spezifische Luftfeuchtigkeit bei höheren Temperaturen nicht so stark ansteigt, wie es das Clausius-Clapeyron-Verhältnis zulassen würde. Dies resultiert aufgrund einer limitierten Evaporation in kontinentalen Räumen (Ye und Fetzer, 2009). Ebenso steht dem Prozess einer Erhöhung der spezifischen Luftfeuchtigkeit in den mittleren Breiten eine wasserdampfbedingte Zunahme der Wolkenbedeckung gegenüber, die wiederum eine höhere Verdunstungsrate hemmt (Kasang, 2011). Neben der atmosphärischen Komponente sind es zusätzlich auch Meeresströmungen, die große Energiemengen über weite Entfernungen transportieren und atmosphärische Prozesse maßgeblich mitbestimmen können (Pohlmann et al., 2006). Die MOC (Meridional Overturning Circulation) transportiert warmes Oberflächenwasser in den Nordatlantik, sodass warme Meeresoberflächentemperaturen in relativ hohen Breitenkreislagen vorzufinden sind. Als Folge ergibt sich für Europa im Vergleich zu anderen Regionen ähnlicher Breitenkreislage ein deutlich milderes Klima. Der bestehende Kreislauf, dass warmes Oberflächenwasser seine Energie in Form von Wärme über dem Nordatlantik an die Atmosphäre abgibt, sich abkühlt, dichter wird und durch thermohaline Prozesse in tieferen Ozeanschichten wieder nach Süden rückgeführt wird, unterliegt Wechselwirkungen und Rückkopplungen mit der Atmosphäre. Klimamodelle haben Schwierigkeiten, diese komplexen Beziehungen zwischen Atmosphäre und Ozean abzubilden, sodass sich Unsicherheiten in der Modellierung ergeben (Kuhlbrodt et al., 2009). Da der Nordatlantik die Hauptquelle für den Wasserdampf in der Atmosphäre über dem europäischen Kontinent darstellt, können Modifikationen der Meeresoberflächentemperatur infolge einer schwächeren MOC weitreichende Folgen für den Niederschlag und die Niederschlagsverteilung über Europa haben (van Ulden und van Oldenborgh, 2006). Einige Simulationen von Klimamodellen zeigen auf, dass die MOC an Stärke verlieren könnte, sodass ein reduzierter Wärmetransport in den Nordatlantik die Folge wäre (Rahmstorf, 1999; Latif et al., 2000). Als Begründung hierfür liefert Gregory et al. (2005) das erhöhte Temperaturniveau in den nördlichen Breitenkreislagen, das dazu führt, dass sich das Oberflächenwasser betragsmäßig weniger stark abkühlen kann. Durch die damit verbundene geringere Dichte wird ein Absinken in

den Zonen der Tiefenwasserbildung erschwert, und der Kreislauf verliert an Intensität (Gregory et al., 2005).

## 2.2 Die atmosphärische Zirkulation Europas und ihre Veränderungen

Europa zeichnet sich durch starke regionale Klimaunterschiede aus. Diese resultieren aus der atmosphärischen Zirkulation und ihrer raumzeitlichen Variabilität. Regionale Änderungen der atmosphärischen Zirkulationsmuster können dabei die Starkniederschlagscharakteristik beeinflussen (Hertig et al., 2013). Das kurzfristige Wetter- und Witterungsgeschehen wird in Europa durch sich abwechselnde zonale und meridionale (EEA, 2008) sowie gemischte Zirkulationsmuster geprägt. Unterliegen diese Muster systematischen Änderungen, so resultieren auch langfristige klimatische Modifikationen.

Bezogen auf die allgemeine atmosphärische Zirkulation liegt Europa in der Westwindzone zwischen den Luftdruckgürteln der subtropisch-randtropischen Hochdruckgebiete und der subpolaren Tiefdruckrinne mit ihren Polarzyklonen und dem im höheren Troposphären-Niveau verlaufenden Polarfrontjetstream. Europa weist eine äußerst ausgeprägte dekadische Klimavariabilität auf, die unter dem Einfluss des mäandrierenden Polarfrontjetstreams steht. Der Zonalindex für den europäischen Kontinent wird durch die Nordatlantische Oszillation (NAO) beschrieben (Hurrell, 1995). Je nach Ausprägungszustand der Druckdifferenzen zwischen Island und den Azoren wird die Stärke der Westwindströmung bestimmt. Statistisch signifikante Relevanz weist die NAO vor allem im Winter auf die Klimaparameter in Europa auf, sodass überdurchschnittlich hohe Luftdruckunterschiede bei zonalen Zirkulationsmustern (High-Index) zu atlantisch geprägten Luftmassen über dem europäischen Raum führen, während unterdurchschnittliche Luftdruckunterschiede dazu führen, dass sich verstärkt gemischte oder meridionale Zirkulationsmuster (Low-Index) einstellen. Dabei verlieren die feuchten und relativ milden atlantischen Luftmassen durch eine blockierende Antizyklone auf dem Ostatlantik ihren Einflussbereich auf Europa, und stattdessen dominiert vermehrt kontinentale Kaltluft den europäischen Raum. Jedoch können auch einige Beziehungen zwischen der NAO und ihren Auswirkungen auf Klimaparameter im europäischen Sommer hergestellt werden. So liefert zum Beispiel die Forschungsarbeit von Böhm et al. (2015) auch eine Korrelation zwischen dem NAO-Index (Luterbacher et al., 2002) und sommerlichen Hochwasserereignissen im Zuge bestimmter atmosphärischer Charakteristika in Teilen Mitteleuropas. Neben der dekadischen Variabilität, der die NAO unterworfen ist und die zu unterschiedlichen Ausprägungsformen der Klimavariabilität in Europa führt, kann eine generelle Verstärkung und östliche Verlagerung mit gleichzeitiger Nordwest-Verlagerung der Zyklonenzugbahnen über dem europäischen Kontinent nachgewiesen werden (Kučerová et al., 2017). Einen generellen Einfluss auf die NAO besitzen

unter anderem die Meeresoberflächentemperatur der tropischen Region (Hurrell et al., 2004), der stratosphärische Wasserdampfhaushalt (Joshi et al., 2006) und der anthropogene Anteil an der Klimaveränderung (Gillett et al., 2003). Einen Zusammenhang zwischen der natürlichen Klimavariabilität in Form von variierender, solarer Aktivität sowie Änderungen der NAO und hochwasserreichen sowie -armen Perioden im Bayerischen Alpenvorland stellt die Arbeit von Böhm et al. (2015) für den Zeitraum 1300–1930 auf. Dabei wird festgestellt, dass ein positiver NAO-Index mit einer höheren Anzahl an Hochwasser-Ereignissen korreliert. Ab 1930 wird festgestellt, dass die natürliche Klimavariabilität durch den anthropogenen Klimawandel überlagert werden könnte (Böhm et al., 2015). Obwohl die meisten Einflussfaktoren, welche die Ausprägungsform der NAO beeinflussen, weitgehend bekannt sind, können die Klimamodelle nicht die Variabilität der NAO in vollem Umfang reproduzieren (Gillett, 2005). Vielmehr bestehen Unklarheiten über die exakten Zusammenhänge der die NAO beeinflussenden Faktoren. Es lässt sich jedoch in den Jahren 1961–2000 ein deutlicher Trend zu einer positiven Phase der NAO erkennen, sodass die Häufigkeit von zonalen Zirkulationstypen über Mitteleuropa zunimmt, während im Mittelmeerraum eine Abnahme zyklonaler Zirkulationstypen festzustellen ist (Cahynová und Huth, 2016). Die Häufigkeitsveränderungen der Zirkulationstypen können in diesem rezenten Zeitraum die Niederschlagstrends dennoch teilweise erklären. Dabei ist der Zusammenhang im Winter am deutlichsten ausgeprägt, während im Frühjahr, Sommer und Herbst ein stärkerer Einfluss von zirkulationstypinternen Veränderungen besteht, sodass zeitliche Instationaritäten zwischen den atmosphärischen Zirkulationsmustern und den resultierenden klimatischen Ausprägungsformen auftreten (Cahynová und Huth, 2016).

Zusätzlich lassen sich weitere Einflussfaktoren auf die Zirkulation im atlantisch-europäischen Raum benennen, die sich aus globalen Telekonnektionen ergeben. Dabei ist die El-Nino-Southern-Oszillation (Brönnimann, 2007) die wohl populärste; jedoch können auch Zusammenhänge zu weiteren Telekonnektionen hergestellt werden, wie der Atlantic-Multi-decadal-Oscillation (Folland et al., 2009), die ebenfalls die Zirkulation und das Klima Europas beeinflussen.

Im Rahmen von KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt in Deutschland) wird festgestellt, dass für Mitteleuropa der Trend zu häufigeren Westwetterlagen mit zyklonalem Charakter im Winter besteht, während im Sommer antizyklonale Westwetterlagen zunehmen (BMVI, 2015). Einen Ansatzpunkt, inwiefern der Klimawandel die atmosphärische Zirkulation und damit verbunden die Niederschlagscharakteristik modifizieren kann, liefern Allen et al. (2012). In ihrer Forschungsarbeit wird ein Zusammenhang zwischen der globalen Erwärmung und einer Veränderung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation hergestellt. Hinsichtlich der globalen Temperaturzu-

nahme deuten die durchgeführten Analysen darauf hin, dass Rußemissionen und troposphärisches Ozon neben CO<sub>2</sub> einen größeren Anteil an der Temperaturerhöhung auf der Nordhalbkugel ausmachen, als bislang vermutet wurde. Weiter wird mit der resultierenden Temperaturerhöhung eine Expansion der klimatischen Tropen festgestellt, die sich pro Jahrzehnt um durchschnittlich 0,36° Breitengrade polwärts ausdehnt. Die Ausdehnung der meridional verlaufenden Hadley-Zirkulation hat zur Folge, dass sich nicht nur die subtropischen Hochdruckgürtel weiter polwärts verlagern, sondern auch alle weiteren Luftdruck- und Windsysteme. Die Zugbahnen der dynamischen Zyklonen, die maßgeblich Wetter und Witterung der mittleren Breiten bestimmen und an die Polarfront im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne gebunden sind, verlaufen somit auf einer nördlicheren Zugbahn. Durch die nördlicher liegenden Tiefdruckzentren geht ihr Einflussbereich an der Südflanke so weit verloren, dass hier vermehrt antizyklonale Wetterlagen resultieren (Allen et al., 2012). Nach Lorenz und De Weaver (2007) existieren auch in Klimamodellen Anzeichen für eine Expansion der Tropen. Jedoch bildet der atlantische Bereich im Winter hierbei eine Ausnahme: Zu dieser Jahreszeit findet dort keine Verschiebung des Subtropenjets nach Norden statt.

Ebenfalls wird das generelle Verhalten der atmosphärischen Zirkulation in einer modifizierten Klimazukunft von den zur Verfügung stehenden Klimamodellen relativ unterschiedlich modelliert, sodass eine starke Modellabhängigkeit der Forschungsergebnisse besteht (Christensen et al., 2007). Neben systematischen Fehlern, die potenzielle Veränderungen unterschätzen, bestehen auch Unsicherheiten in der Wiedergabe von Zirkulationsmustern durch die Klimamodelle: Blockierende Antizyklonen über dem atlantisch-europäischen Bereich unterbinden die vorherrschende westliche Strömung auf den europäischen Kontinent und stellen sich häufig als ausgesprochen persistente Zirkulationsmuster dar. Die Forschungsarbeit von D'Andrea et al. (1998) kommt zu dem Schluss, dass ein wichtiger Grund bestehender Unsicherheiten der Klimamodellprojektionen für den europäischen Kontinent eine Unterschätzung der Auftrittshäufigkeit sowie der Persistenz dieser Antizyklonen darstellt.

Infolge des anthropogenen Klimawandels verändern sich einige atmosphärische Zirkulationsmuster sowohl in ihrer Positionierung als auch in ihrer Stärke (Ulbrich und Cristoph, 1999). Damit einher geht eine Veränderung der Niederschlagscharakteristik ganzer Regionen. Einen Zusammenhang zwischen Starkniederschlägen und Tiefdruckgebieten können Pfahl und Wernli (2012) finden. Neben dem generellen Zusammenhang bestehen auf globaler Ebene auch einige Hot-Spots, sodass zum Beispiel im Mittelmeerraum über 80% aller Starkniederschlagsereignisse auf Zyklonen zurückzuführen sind (Pfahl und Wernli, 2012). Ein weiterer Aspekt sind die Zugbahnen von Tiefdrucksystemen, die im Rahmen des WETRAX-Projekts näher analysiert worden sind. Die Zugbahnen der Zyklonen richten

sich nach den meridionalen Temperatur- und Energiedifferenzen, die strahlungsklimatisch vorgegeben werden. Die Hauptzyklonenzugbahnen verlagern sich saisonal, sodass die korrespondierende Zone der stärksten Baroklinität im Sommer weiter polwärts vorzufinden ist als im Winter. Da Unsicherheiten in der Temperaturentwicklung sowohl im tropischen als auch im polaren Bereich bestehen, ergibt sich daraus eine weitere Modellunsicherheit (Hofstätter et al., 2015), die auch die für Mitteleuropa außerordentlich snr Vb-Zugbahnen betreffen. Dabei führt die Vb-Zugbahn von Zyklonen z. B. zu den meisten sommerlichen Hochwasserereignissen der Vergangenheit im Bayerischen Alpenvorland (Böhm et al., 2015).

Rosbywellen beeinflussen das Klima des europäischen Kontinents maßgeblich. Dabei bewegen sich Luftmassen horizontal in den stehenden Wellen in Richtung Norden oder Süden. Eine zusätzliche Anregung der Rosbywellen resultiert bei quer zur Hauptströmungsrichtung orientierten Gebirgsketten, da eine Modifikation der außertropischen Westwinddrift stattfindet (Jacobeit, 2007). Somit besitzen auch die Rocky Mountains durch die Anregung der Rosbywellen einen Einfluss auf alle stromabwärts gelegenen Regionen, zu denen auch Europa zählt. Klimamodelle weisen bezüglich der Verhaltensmuster von Rosbywellen in der Klimazukunft große Unsicherheiten auf. Diese Unsicherheiten spiegeln sich in einer ausgesprochen großen Bandbreite regionalklimatischer Ausprägungsformen im atlantisch-europäischen Bereich wider. Die Forschungsarbeit von Joseph et al. (2004) zeigt in diesem Zusammenhang auf, dass eine Verringerung der Amplituden der stationären Wellen in der Klimazukunft resultieren kann, sodass häufiger zonale Zirkulationsmuster auf der Nordhemisphäre auftreten können.

### 2.3 Die rezente Niederschlagscharakteristik Europas

Da der Niederschlag gegenüber der Temperatur eine hohe räumliche Variabilität aufweist (Rapp, 2000), bestehen auch in Mitteleuropa erhebliche regionale Unterschiede. Dies gilt in besonderem Maße für Starkniederschläge, die sich am Rande der Verteilungskurve in den obersten Perzentilen befinden. Die räumlichen Differenzen in Mitteleuropa werden nicht allein durch die geografische Lage und Faktoren wie der Kontinentalität oder Ozeanität, sondern auch durch das vorhandene Relief mitbestimmt (Isotta et al., 2014). Dieses ist durch ein Zusammenspiel von Ebenen, Gebirgs- und Mittelgebirgszügen stark ausgebildet. Die saisonale Schwankungsbreite der Starkniederschläge in Form von gemittelten (1971–2008), maximalen Niederschlägen auf Tagesbasis variiert regional und saisonal erheblich. Während im Schwarzwald ein Maximum in den Wintermonaten besteht, zeigt sich in Bayern und den Nordalpen ein deutliches Maximum der Starkniederschläge im Sommer. Dieses sommerliche Maximum erstreckt sich in verringerter Amplitude weiter nach Osten. Südlich des Alpenhauptkammes besteht das Maximum der Starkniederschläge hingegen in

den Herbst- und Wintermonaten. In flachen Gebieten nehmen die Jahresvariationen der Starkniederschläge tendenziell ab. Im Winter sind es dynamische Tiefdruckgebiete, die mit Frontalniederschlägen verbunden sind, die in Kombination mit orografischen Komponenten die Niederschlagsdynamik bestimmen, während im Sommer zumeist konvektive Niederschläge mit einer nochmals deutlich höheren räumlichen Varianz dominieren (Isotta et al., 2014).

Die Niederschlagstrends des 20. Jahrhunderts für Europa zeigen auf, dass erhöhte Jahreswerte des Niederschlags in Nordeuropa (10–40 %) resultieren, während in den meisten Teilen Südeuropas eine Abnahme (bis 20 %) zu verzeichnen ist. Auf saisonaler Basis besteht eine Zunahme des mittleren Winterniederschlags über Nord- und Westeuropa mit 20–40 %, während Südeuropa und Teile Mitteleuropas durch trockenere Winter charakterisiert werden (EEA, 2008). Das südliche Mitteleuropa stellt somit eine Übergangszone in den Niederschlagstrends dar. Bei der Durchführung einer Analyse auf saisonaler Ebene für die Jahre 1951–2000 kann Schönwiese und Janoschitz (2008) eine saisonale Umverteilung der Niederschläge in Europa nachweisen. Dabei überwiegt ein Rückgang der Niederschläge im Sommer, der vor allem Süd- und Mitteleuropa mit 20 % betrifft, während im Winter in Südeuropa eine weitere Niederschlagsabnahme bestehen bleibt, jedoch eine Trendzunahme in West-, Mittel- und Nordeuropa von bis zu 40 % nachgewiesen werden kann (Schönwiese und Janoschitz, 2008). Dabei sind Menge und räumliche Verteilung der Niederschläge über Europa an die vorherrschenden Zirkulationstypen gebunden. Aus KLIWAS geht hervor, dass seit Mitte des 20. Jhd. der mittlere Winterniederschlag im Nordwesten Deutschlands um 20–30 % zugenommen hat, während die Zunahmen in Süd- und Ostdeutschland betragsmäßig weitaus geringer ausgefallen sind (5–25 %). Im Sommer sind keine signifikanten Trends vorhanden, sodass leichte Abnahmen der auftretenden Niederschläge resultieren, während die Häufigkeit von Starkniederschlägen leicht zunimmt. Eine Ausnahme bilden jedoch die östlichen Regionen Deutschlands, da es hier zu einer deutlicheren Abnahme der Niederschläge bis zu 12 % kommt (BMVI, 2015).

Zunahmen der Niederschlagsextreme resultieren im Sommer und Winter in Europa seit 1960 primär in Nord- und Nordosteuropa, während uneinheitliche Trends in Südeuropa bestehen, sodass es regional in Teilen Süd- und Mitteleuropas, wo die mittleren Jahresniederschläge rückläufig sind, gleichzeitig zu einer Zunahme an Niederschlagsextremen kommt (Kovats et al., 2014). Regionale Studien zeichnen ein relativ heterogenes Bild der Starkniederschlagsvariabilität in einigen Teilen Europas, da jahreszeitliche, regionale und dekadische Differenzen bestehen. So gelangt Kysely (2009) in einer Studie für Tschechien zu dem Ergebnis, dass eine Zunahme der Starkniederschläge (20–30 %) für das westliche Tschechien resultiert (1961–2005), während im Sommer nur insignifikante und räumlich stark divergierende Trends festgestellt werden können. Im Frühjahr hingegen nehmen die

Starkniederschläge überwiegend ab. Zu dem Ergebnis einer Zunahme der Starkniederschläge zwischen 1950 und 2004 in Europa kommt Zolina (2012). Im Winter nimmt dabei der Starkniederschlag um 4-10% pro Dekade zu, wobei die stärksten Zunahmen über Osteuropa bestehen. Im Sommer resultieren ebenfalls Zunahmen der Starkniederschläge über Osteuropa, wobei diese aber im Vergleich zum Winter deutlich schwächer ausfallen. Die 95 % und 99 %-Perzentile des täglichen Niederschlages nehmen im Winter, Frühjahr und Herbst über Mitteleuropa zwischen 5-13% pro Dekade zu, während diese im Sommer zwischen 3-9% abnehmen, sodass eine deutliche Saisonalität in Mitteleuropa bestimmt werden kann (Zolina, 2012). Studien für die Schweiz geben darüber Auskunft, dass sich im letzten Jahrhundert der Winterniederschlag signifikant erhöht hat (Widmann und Schär, 1997) und sich gleichzeitig auch die Intensität bei Starkniederschlagsereignissen (Schmidli und Frei, 2005), insbesondere in den nördlichen und westlichen Landesteilen, erhöht. Zudem konnten Widmann und Schär (1997) eine Zunahme der Niederschlagssummen bei zonalen, gemischten und meridionalen Zirkulationstypen über dem Alpenraum sowie eine höhere Wahrscheinlichkeit für Niederschlag in der Schweiz zwischen 1958 und 1997 feststellen. Auch Jacobbeit et al. (2009) fanden in Mitteleuropa für den Zeitraum 1850–2003 eine Zunahme der typinternen Starkniederschlagshäufigkeiten im Winter bei zonalen und gemischten Zirkulationsmustern heraus. Länger andauernde Starkniederschlagsperioden waren das zentrale Forschungsfeld einer Arbeit von Zolina et al. (2010). Hier wird resümiert, dass sich zwischen 1950 und 2008 die Niederschlagsperioden (aufeinanderfolgende Tage mit signifikantem Niederschlag) im Winter für die meisten Regionen Europas zwischen 15-20 % verlängern. Dabei nimmt jedoch nicht die absolute Anzahl der Tage mit Niederschlag zu. Neben den längeren Niederschlagsperioden steigert sich dabei auch die Intensität der auftretenden Niederschläge (Zolina et al., 2010).

Jedoch kann eine Vielzahl dieser Trends nicht vorbehaltlos auf die europäische Ebene und alle Dekaden übertragen werden. Vielmehr führen starke dekadische Schwankungen zu Perioden mit überdurchschnittlich viel oder wenig Starkniederschlägen. Die dekadischen Schwankungen überlagern somit die langfristig ablaufende Klimaänderung (Pauling und Paeth, 2007), die sich in einem längeren Zeitraum abspielt, sodass insbesondere bei Betrachtung kurzer Zeitintervalle unsichere Verhältnisse zurückbleiben. Weitere Unsicherheiten ergeben sich insbesondere durch konvektive Niederschlagsereignisse, die nur unzureichend abgebildet werden können. Niederschlagsextreme, die in Verbindung mit Zyklo- nen und Frontensystemen stehen, können gut abgebildet werden, während konvektive Niederschläge, wie sie vermehrt im Sommer in den Mittelbreiten auftreten, nicht mit abgebildet werden können (O’Gorman, 2015).

## 2.4 Niederschlagsprojektionen für Europa

Die meisten Projektionen zeigen auf, dass ein Anstieg der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre die Intensität von Niederschlagsereignissen erhöht. Somit findet eine Intensivierung der Starkniederschläge in einem wärmeren Klima statt. Gleichzeitig nimmt aber auch der Gegensatz zwischen nassen und trockenen Regionen zu (Chou et al., 2009). Scoccimarro et al. (2013) kommen zu dem Ergebnis einer Zunahme des Gesamtniederschlags über den Landflächen Europas, während jedoch eine saisonale Abnahme im Sommer auftritt, die am stärksten in Südeuropa mit bis zu 60 % ausfällt. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt auch eine Arbeit von Rajczak (2012). Darin zeigen Klimaprojektionen für Europa eine Zunahme der mittleren Niederschläge sowie der Häufigkeit von nassen Tagen in Nordeuropa, während in den südlichen Teilen Europas ein gegenläufiger Trend besteht. Bezüglich der Starkniederschläge ist ein ähnliches Muster zu erkennen, wobei jedoch die Zunahme an Starkniederschlägen weiter südwärts ausgreift. Die korrespondierenden Muster unterliegen dabei saisonalen Schwankungen bezüglich ihrer geografischen Lage. In den Übergangsjahreszeiten zeigen die Projektionen eine Abnahme des mittleren Niederschlags auf, während gleichzeitig eine Zunahme von Starkniederschlagsereignissen auftritt. In den Alpen zeigen alle in dieser Untersuchung analysierten Modelle eine Intensivierung der Starkniederschlagsereignisse im Herbst an. Diese Veränderung tritt in signifikanter Ausprägungsform auf. Jedoch bestehen auch Unsicherheiten, welche im Sommer ihr Maximum erreichen (Rajczak, 2012). Eine generelle Niederschlagszunahme im Winter und eine Niederschlagsabnahme im Sommer sind das Ergebnis aus KLIWAS (BMVI, 2015). Dabei setzen sich die bereits bestehenden Entwicklungen über den rezenten Zeitraum hinweg weiter fort, sodass diese saisonal voneinander zu unterscheidenden Trends auch in den Projektionen der zukünftigen Niederschlagsverhältnisse weiter bestehen bleiben. Allerdings weisen die resultierenden Veränderungen der Niederschläge für den Zeitraum 2021–2050 und das Donau- sowie das Rheineinzugsgebiet keine belastbaren Trends auf, während sich jedoch für eine spätere Periode (2071–2100) aus den Projektionen eine deutliche Niederschlagsabnahme im Sommer sowie eine Zunahme der winterlichen Niederschläge ergibt (BMVI, 2015).

Für ganz Europa besteht ein mittleres Vertrauen in eine Zunahme der Häufigkeit und Intensität der Starkniederschlagsereignisse. Es weist die überwiegende Mehrheit der globalen Landflächen eine Zunahme der Starkniederschläge im Sommer auf; dies gilt allerdings nicht in uneingeschränkter Form für Europa. Vielmehr zeigen sich dort Zunahmen der Starkniederschläge vermehrt im Winter (Hartmann, 2013). Den Schwerpunkt der Zunahmen von Starkniederschlägen im 21. Jahrhundert in Europa stellt somit Nordeuropa dar, während die kontinentalen Regionen Europas im Sommer einer verbreiteten Abnahme von Starkniederschlägen in den Klimaprojektionen unterliegen (Kovats et al., 2014). Zwischen

CMIP3- und CMIP5-Klimamodellen bestehen insgesamt konsistente Verhältnisse bezüglich zukünftiger Änderungen von Starkniederschlägen (Scoccimarro et al., 2013). Somit deuten auch Klimaprojektionen der CMIP3-Modelle auf häufigere Starkniederschlagsereignisse in Nordeuropa hin, während das Risiko sommerlicher Dürren in Mitteleuropa und Südeuropa steigt (IPCC, 2007).

Bei der Analyse extremer Niederschlagsereignisse auf regionaler Maßstabsebene führen Klimamodelle trotz Fortschritten in der Modellierung nicht selten zu uneinheitlichen Ergebnissen. Im Rahmen von EURO-CORDEX (Coordinated Downscaling Experiment) wird gezeigt, dass globale Klimamodelle regionale Niederschlagsextreme nur unzureichend abbilden können, während regionale Klimamodelle eine weitaus bessere Performance aufweisen (Jacob et al., 2014). Globalmodelle tendieren dazu, hohe Niederschlagsintensitäten nur unterrepräsentativ simulieren zu können, während zugleich überdurchschnittlich viele Niederschlagsereignisse niedriger Intensität (bis 12 mm/Tag) simuliert werden. Um auch höhere Niederschlagsintensitäten besser darzustellen, müssen regionale Klimamodelle in die Analysen mit einbezogen werden. Diese können besser stärkere Niederschlagsintensitäten simulieren, während die Grenzen der Globalmodelle hier deutlich aufgezeigt werden (Jacob et al., 2014). Unter Verwendung der CMIP5-Klimamodelle und der Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 sowie des A1B-Szenarios (CMIP3) zum Vergleich kommt eine Analyse von Jacob et al (2014) zu dem Ergebnis, dass ähnliche Veränderungen der mittleren Temperatur, des Jahresniederschlags und des Extremniederschlags aus allen drei Szenarien für Europa resultieren und nur betragsmäßig voneinander abweichen. Statistisch signifikante Zunahmen des Gesamtniederschlags werden für die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts (2071–2100) insbesondere für Gebiete Mitteleuropas sowie für Nord- und Ost- und Südeuropa mit 25 % und für Südeuropa verbreitete Abnahmen prognostiziert. Die Zone zwischen der Niederschlagszunahme im Norden und der Niederschlagsabnahme im Süden bewegt sich im Sommer nach Süden und im Winter Richtung Norden. Auch für die Starkniederschläge, die als Überschreitung des 95 %-Perzentils auf täglicher Basis definiert werden, zeigt sich, dass alle drei Emissionsszenarien ähnliche Resultate liefern, wobei sich auch hier unterschiedliche Absolutwerte ergeben. Das RCP8.5-Szenario führt über Mittel- und Osteuropa zu der deutlichsten Zunahme von Starkniederschlägen mit 35 %, während die schwächeren Szenarien zwar auch eine Zunahme aufweisen, die jedoch betragsmäßig geringer mit 15 bis 25 % ausfällt (Jacob et al., 2014). Neben der Verwendung von Regionalmodellen besteht eine weitere Möglichkeit darin, statistische Downscalingverfahren auf Globalmodelle anzuwenden, um regionale Veränderungen der Starkniederschläge für die Klimazukunft abzuleiten.

### 3 Daten

Die Grundlage dieser Arbeit stellen Datensätze klimatischer Größen verschiedener Quellen dar. Dieses Kapitel dient der näheren Erläuterung der in alle Analysen eingegangenen Datensätze. Dabei wird in Kapitel 3.1 der im Kontext des WETRAX-Projekts (Hofstätter et al., 2015) generierte Niederschlagsdatensatz für den Zeitraum 1951–2006 näher beschrieben. Anschließend wird in Kapitel 3.2 auf die NCEP-/NCAR-Reanalysen eingegangen, die als Basis für die getroffenen Zirkulationstypklassifikationen dienen. Das den Datenblock abschließende Kapitel 3.3 erläutert die verwendeten Klimamodelle und Emissionsszenarien, um die Klimazukunft abschätzen zu können.

#### 3.1 WETRAX-Niederschlagsdatensatz

Im Rahmen des WETRAX-Projekts ist ein neuer Niederschlagsdatensatz für große Bereiche Mitteleuropas generiert worden. Dabei wurden zwei bestehende Datensätze miteinander verschnitten: der vom DWD bestehende HYRAS-Datensatz (Rauthe et al., 2013) in täglicher Auflösung für die Gebiete Deutschlands, der Schweiz sowie Tschechiens sowie der neue GPARD-6-Datensatz. Dieser Datensatz umfasst das Gebiet Österreichs und liegt ebenfalls in täglicher Auflösung vor. Diese beiden Datensätze sind in einem Überlappungsbereich miteinander verschnitten worden (Hofstätter et al., 2015). Der auf diese Weise generierte WETRAX-Niederschlagsdatensatz umfasst den Zeitraum 1951–2006 und liegt in einer horizontalen Auflösung von 6 km vor. Die 24-stündigen Tagesniederschlagswerte sind Niederschlagssummen, die sich durch Akkumulation der Niederschlagswerte zwischen 7.00 Uhr des aktuellen Tages bis 7.00 Uhr des Folgetages ergeben.

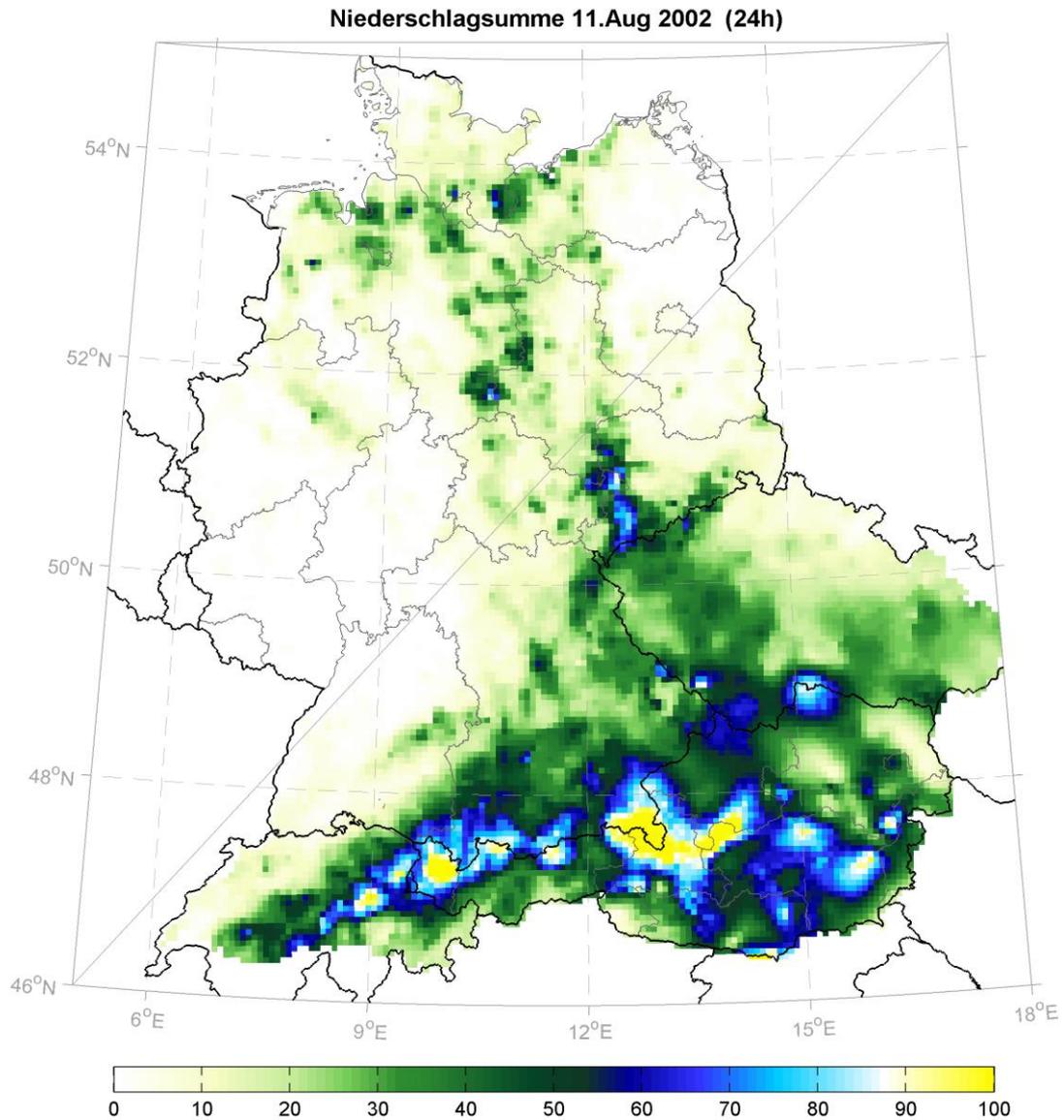


Abb.1: 24-stündige Niederschlagssummen vom 11. August 2002 um 07:00 Uhr für den gesamten WETRAX-Niederschlagsraum (Hofstätter et al., 2015).

Abbildung 1 gibt die 24-stündigen Niederschlagssummen vom 11. August 2002 um 07:00 Uhr für den gesamten WETRAX-Gitterraum wieder. Im Rahmen des WETRAX-Projektes fand jedoch eine Einigung darauf statt, dass sich das Untersuchungsgebiet auf einen enger gefassten Untersuchungsbereich beschränken sollte, da auf diese Weise das angewandte statistische Verfahren einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse (Kapitel 4.1) zu einer regional besser aufgelösten Abgrenzung vorhandener Niederschlagsvariabilität aufgrund der Eliminierung einer Teilvariabilität des Niederschlages im Gesamtdatensatz führen kann. Dieser Aspekt und der Fokus auf das forschungsrelevante Untersuchungsgebiet des südlichen Mitteleuropas, im Einzelnen Süddeutschland, Schweiz, Österreich und Tschechien umfassend, führte dazu, dass der Raumausschnitt auf den Bereich 46N-52N und 7E-18E festgelegt worden ist.

### 3.2 NCEP/NCAR-Reanalyse-Datensatz

Die NCEP/NCAR-Reanalysen werden vom „National Center for Atmospheric Prediction“ (NCEP) und „National Center for Atmospheric Research“ (NCAR) zur Verfügung gestellt und werden in vielen Publikationen verwendet (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001). Bei den NCEP/NCAR-Reanalysen handelt es sich um globale Datensätze atmosphärischer Parameter, die der gesamten Forschungswelt frei zugänglich gemacht werden. Es werden dafür alle verfügbaren Daten, wie sie beispielsweise aus Bodenbeobachtung, Satelliten oder Radar resultieren, aggregiert, um rückwirkend Zeitreihen von atmosphärischen Feldern zu generieren. Die Datenassimilation für den Zeitraum ab 1957 bis heute findet dabei nach einem unveränderten System statt (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001). Die generierten Variablen in einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden sind das Ergebnis einer konstant gehaltenen Analyse über den gesamten Zeitraum. In den verwendeten NCEP/NCAR-Reanalysen liegen die atmosphärischen Variablenfelder in jeweils  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  räumlicher Auflösung und für maximal 17 Höhengniveaus vor. Um die atmosphärischen Zustände zu analysieren, werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit die täglichen Ausprägungsformen der atmosphärischen Variablen zum 12-UTC-Termin extrahiert. Da die Daten fortlaufend aktualisiert werden, wird aufgrund der vorhandenen Niederschlagsdaten der Forschungszeitraum auf 1951–2006 festgelegt (Kapitel 3.1).

Um die Zuverlässigkeit besser abschätzen zu können, werden die Variablen der NCEP-Reanalysen in Abhängigkeit vom Einfluss der Beobachtungen oder des Modells selbst in vier Kategorien eingeteilt. In die Kategorie A werden die zuverlässigsten Variablen übernommen. Dazu zählen alle Variablen, die primär von Beobachtungsdaten beeinflusst werden, darunter unter anderem auch der mittlere Luftdruck auf Meeresniveau (MSLP), der in die durchgeführte ZTK (Kapitel 6.2) eingeflossen ist. In Kategorie B fallen meteorologische Parameter wie die relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) und der Vertikalwind (OMEGA), die sich auch für die durchgeführten Analysen im Kontext der ZTK als relevant herausgestellt haben. In dieser Klasse besteht ebenfalls ein großer Zusammenhang zwischen der Beobachtung und den Variablen, wobei im Unterschied zur Kategorie A jedoch auch das Modell einen stärkeren Einfluss auf die Variablenwerte aufweist. Daten aus der Kategorie C basieren auf keinen Beobachtungen, sondern sind lediglich durch das Modell selbst berechnet worden. Hierzu zählt unter anderem der Modellniederschlag. Variablen aus der Kategorie C weisen daher eine hohe Fehleranfälligkeit auf. In die Klasse D fallen zuletzt noch alle festen, klimatischen Größen (z. B. die Land-Meer-Verteilung), die weder von Beobachtungen noch vom Modell beeinflusst werden (Kalnay et al. 1996). Aus den Kategorien C und D sind keine Variablen im Rahmen dieser Arbeit verwendet worden,

sodass alle den durchgeführten ZTK zugrunde liegenden atmosphärischen Variablen aus den Kategorien A und B entstammen.

Ein Nachteil der NCEP/NCAR-Reanalysen besteht in der relativ groben Auflösung von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , was auf die globale Verfügbarkeit der Daten zurückzuführen ist. Dementsprechend können kleinräumig ablaufende Prozesse durch den Datensatz weniger exakt abgebildet werden. Während der MSLP durch die Auflösung gut repräsentiert werden kann, handelt es sich bei den atmosphärischen Variablen der relativen Luftfeuchtigkeit und der Vertikalbewegung um Parameter, die generell eine kleinräumigere Variabilität besitzen können. Die NCEP/NCAR-Reanalysen bieten den Vorteil, kontinuierliche sowie zuverlässige Daten in Form vieler Variablen für einen relativ langen Zeitraum zu liefern und diese der Wissenschaft zur Verfügung zu stellen.

### 3.3 Globale Klimamodelle

Globale Klimamodelle sind ein wichtiges Werkzeug, um Veränderungen der atmosphärischen Zusammensetzung und deren Auswirkung auf das Klimasystem besser einschätzen zu können. Aufgrund der globalen Klimamodelle (GCMs) können Aussagen über das zukünftige Klima räumlich auf Basis von Kontinenten sowie zeitlich auf Basis von einigen Jahrzehnten getroffen werden. Die Ausprägungsformen des regionalen Klimas beruhen auf denen des globalen Klimas mit lokalen Modifikationen. GCMs können somit nur auf globaler Maßstabsebene das Klima adäquat wiedergeben, während ihre Fähigkeit beschränkt ist, dies auch auf regionaler Maßstabsebene zu gewährleisten. Ein wesentlicher Grund dafür ist die durch die GCMs erfolgende, nicht ausreichende Beschreibung der Beschaffenheit der Erdoberfläche. So werden zum Beispiel orografische Faktoren oder die Landoberflächenbeschaffenheit nur unzureichend abgebildet. Ebenso sind viele hydrodynamische Prozesse auf kleinräumiger Skala wirksam, sodass keine linearen Beziehungen zwischen den unterschiedlichen Größenordnungen bestehen. Die Parametrisierungen in den Globalmodellen sind stark generalisiert und können keiner speziellen Region angepasst werden, sodass hier Prozesse, die unter dem Auflösungsvermögen der Klimamodelle stattfinden (Wolkenbedeckungsgrad, Niederschlag, Infiltration, Evaporation u. V. m.) nicht mit abgebildet werden (Zorita und Storch, 1999). Dennoch dienen GCMs als Grundlage für regionale Klimamodelle (RCMs), da ihr Output (z. B. Niederschlag, Temperatur oder Luftdruck) als Randbedingungen in die Regionalmodelle mit einfließt. Zudem erlauben GCMs eine Abschätzung von regionalen Klimaänderungen mittels des statistischen Downscalings (Kapitel 8.3 ff.).

Ein GCM basiert auf einem Atmosphärenmodell, das physikalische und chemische Prozesse sowie Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Landoberfläche beschreibt. Da die Atmosphäre jedoch nicht isoliert betrachtet werden kann, werden GCMs um mindestens eine ozeanische Komponente erweitert. Aktuelle Klimaprojektionen resultieren aus den gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klimamodellen (AOGCMs), die auch im Kontext des Klimamodell-Vergleichsprojekts CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) verwendet worden sind und im aktuellen Sachstandsbericht (AR5) des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) wiederzufinden sind (Stocker et al., 2013).

ECHAM ist ein vom Max-Planck-Institut entwickeltes GCM, das kontinuierlich weiterentwickelt wird. Dabei stellt ECHAM6 die aktuellste Version aus der ECHAM-Modellfamilie dar. Es ging in das Klimamodell-Vergleichsprojekt CMIP5 mit ein und besteht aus der atmosphärischen Komponente des MPI-ESM (Max-Planck-Institute Earth System Model). Das MPI-ESM selbst verknüpft einzelne Komponenten und beinhaltet die Wechselbeziehungen zwischen Atmosphäre, Ozean, Landbiosphäre und der Biogeochemie im Ozean (Stevens et al., 2013). ECHAM6 liegt in derselben horizontalen Auflösung von  $1,9^\circ \times 1,9^\circ$  vor wie seine Vorgängerversion ECHAM5 (Roeckner et al., 2003). Diese wurde bereits 2003 vorgestellt und ist dem CMIP3-Pool zuzuordnen. ECHAM5 stellt wiederum die atmosphärische Komponente des gekoppelten Atmosphäre-Ozeanmodells ECHAM5/MPIOM dar. Das Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) beschreibt zugleich die ozeanische Komponente des aktuellen MPI-ESM.

Einige Weiterentwicklungen zwischen den beiden Modellgenerationen sollen im Folgenden beschrieben werden. So weist das MPI-ESM im Vergleich zum Vorgängermodell ECHAM5/MPIOM einen Fortschritt in der Modellierung des kurzwelligen Strahlungstransportes sowie eine verbesserte Berechnung und Darstellung der Bodenalbedo und der Aerosole auf. Zudem wird die mittlere Atmosphäre besser dargestellt, und der gekoppelte Kohlenstoffkreislauf lässt Rückschlüsse auf Wechselwirkungen zwischen Klimaänderungen und Veränderungen des Kohlenstoffkreislaufes selbst zu (Stevens et al., 2013). In dieser Forschungsarbeit werden 3 Realisationen des ECHAM6-Klimamodells in die Analysen mit einbezogen, während 2 Realisationen aus ECHAM5 als Referenz verwendet werden.

Ein weiteres Klimamodell aus dem CMIP5-Klimamodell-Vergleichsprojekt ist das gekoppelte EC-EARTH. Auch hier werden Klimaprojektionen in Form einer Realisation der zweiten Version von EC-EARTH herangezogen, um die Klimazukunft abzuschätzen. Die Grundlage dieses Modells bildet das System der numerischen Wettervorhersage des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Modelle der numerischen Wettervorhersage sollen kurzfristig ablaufende Zustandsveränderungen in der Atmosphäre präzise abbilden können, während Klimamodelle auf globaler Maßstabsebene Kopplungen des Systems Atmosphäre-Ozean wiedergeben sollen. Als Grundlage für EC-

EARTH das Integrated Forecasting System (IFS) von ECMWF heranzuziehen, hat den strategischen Hintergrund, dass auf diese Weise das Klimamodell durch bewährte Verfahren aus der numerischen Wettervorhersage profitieren kann (Hazeleger et al., 2010). Das EC-EARTH-Klimamodell ist vom EC-EARTH-Konsortium entwickelt worden, bestehend aus einer Reihe europäischer Wetterdienste und Universitäten. Die horizontale Auflösung beträgt  $1,1^\circ \times 1,1^\circ$ , während in vertikaler Ebene insgesamt 62 Levels bestehen.

Da eine Zirkulationstypklassifikation (Kapitel 6.2) auf Basis der NCEP/NCAR-Reanalysen, die mit einer räumlichen Auflösung von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  vorliegen, durchgeführt worden ist, wird die Auflösung der in die Analysen einbezogenen Klimamodell­daten entsprechend angeglichen. Die atmosphärischen Variablen, die zu Analyse­zwecken aus den GCMs entnommen worden sind, richten sich nach den unter Kapitel 6.2.3 bestimmten atmosphärischen Eingangsvariablen in die ZTK mit der besten Abbildungsleistung hinsichtlich starker Gebietsniederschläge.

Die Grundlage der Klimamodell­daten stellen die Representative Concentration Pathways (RCP) dar, die im Kontext des 5. IPCC-Sachstandsbericht stehen und eine Weiterentwicklung zu den früheren Special Report on Emission Scenarios (SRES) des 4. IPCC-Sachstandsberichts (AR4) sind (Giorgetta et al., 2013). In diesen Szenarien werden zum Beispiel Einschätzungen über zukünftige sozioökonomische oder technologische Veränderungen gegeben, welche zu voneinander abweichenden Annahmen atmosphärischer Treibhausgas­konzentrationen in der Klimazukunft führen. Der auf diese Weise modifizierte Strahlungsantrieb auf das Klimasystem wird unter diesen Annahmen für Klimamodell­projektionen genutzt.

Für die CMIP5-Klimamodelle werden unter anderem die Emissionsszenarien RCP4.5 und RCP8.5 verwendet, die die Grundlage der Klimaprojektionen aus ECHAM6 und EC-EARTH darstellen sollen, während für ECHAM5 das mittelstarke Emissionsszenario SRES A1B verwendet wird. Die Bezeichnung der RCP-Szenarien resultiert aus dem im Jahr 2100 erreichten Zuwachs des Strahlungsantriebes im Vergleich zu vorindustriellen Gegebenheiten. Das mittelstarke RCP4.5-Szenario geht dabei von einer Stabilisierung des Strahlungsantriebes aus, während das starke RCP8.5-Szenario einen weiter steigenden Strahlungsantrieb, der im Jahre 2100  $8,5 \text{ W/m}^2$  erreicht, widerspiegelt (Giorgetta et al., 2013).

Tab. 1: Überblick der verwendeten Klimamodelle, deren Realisationen und die Szenarien. Der Kontrollzeitraum ist 1971–2000 und die Projektionsperioden sind 2021–2050 sowie 2071–2100.

	1971–2000	2021–2050 & 2071–2100		
	Kontroll	RCP4.5	SRES A1B	RCP8.5
ECHAM6	1, 2, 3	1, 2, 3	-	1, 2, 3
EC-EARTH	1	1	-	1
ECHAM5	1, 3	-	1, 3	-

Im Kontext dieser Publikation ist ein Multi-Modell-Ansatz verfolgt worden. Somit werden insgesamt drei GCMs mit mehreren Realisationen in die statistische Analyse einbezogen. Diese Vorgehensweise hat den wesentlichen Vorteil, dass die vorhandenen Unsicherheiten in Form von Bandbreiten der Projektionsergebnisse besser eingeschätzt werden können. Tabelle 1 gibt einen allgemeinen Überblick der verwendeten GCMs, der Emissionsszenarien und der Anzahl an Realisationen für die beiden Projektionszeiträume 2021–2050 und 2071–2100 sowie den historischen Kontrollzeitraum 1971–2000 wieder. Es stehen für ECHAM6 drei Realisationen zur Verfügung, während Datenrestriktionen dazu geführt haben, bei EC-EARTH lediglich auf die erste Realisation zurückgreifen zu können. Bei ECHAM5 ist aufgrund von Erfahrungen aus weiteren Projekten darauf verzichtet worden, die zweite Realisation zu verwenden, sodass hier Realisation 1 und 3 zur Analyse bereitstanden (Hofstätter et al., 2015).

## 4 Methoden

Nachdem die Datensätze in Kapitel 3 beschrieben worden sind, sollen nun die durchgeführten statistischen Methoden genauer dargelegt werden. Dabei wird in diesem Kapitel auf die jeweils grundsätzliche Methodik eingegangen, um die erfolgte Anwendung auf die Daten im Kontext der Forschungsfrage in den thematischen Kapiteln wieder aufzugreifen. Es erfolgt die Beschreibung der statistischen Methoden gemäß ihrer chronologischen Anwendung im Forschungsprozess, sodass in Kapitel 4.1 zuerst das statistische Verfahren einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse als Regionalisierungsansatz erläutert wird, um in Kapitel 4.2 auf die Zirkulationstypklassifikationen einzugehen. Schließlich werden die statistischen Downscalingverfahren der multiplen linearen Regressionsanalyse und der Analogmethode im Kapitel 4.3 veranschaulicht, um in dem abschließenden Methodenkapitel 4.4 die auf der Analogmethode aufbauende Extremwertanalyse mittels Generalized-Pareto-Distribution darzulegen.

## 4.1 s-modale Hauptkomponentenanalyse

Eine s-modale Hauptkomponentenanalyse (engl. Principal Component Analysis – PCA) ist eine bewährte multivariate statistische Methode, die im Kontext dieser Arbeit als Regionalisierungsverfahren sowohl hinsichtlich der Niederschlagsvariabilität des Untersuchungsgebiets (Kapitel 5.3) als auch in Form einer Analyse atmosphärischer Variabilitätszentren (Kapitel 8.1) durchgeführt worden ist. Die PCA wird in der Literatur unter anderem ausführlich beschrieben in Bahrenberg et al. (2003) oder Wilks (2006).

Bei einer s-modalen PCA werden die Gitterboxen der eingehenden Datensätze hinsichtlich ihrer Ähnlichkeit zueinander untersucht und in Gruppen zusammengefasst. Die daraus resultierende räumliche Strukturierung ist durch dieses Regionalisierungsverfahren an eine Datenverdichtung gekoppelt und findet sich in vielen Forschungsarbeiten wieder, wie zum Beispiel bei Jacobeit (1993), Beck (2000), Hertig und Jacobeit (2013). Bei den Hauptkomponenten handelt es sich um Regionen ähnlicher zeitlicher Variabilität der entsprechenden Variablen, die sich aufgrund gleichsinniger Variabilitätsstrukturen der zugehörigen Gitterboxen ergeben (Beck, 2000).

Die Hauptkomponentenanalyse wird im s-Modus, korrelationsbasiert und in der Variante orthogonaler Varimax-Rotation durchgeführt. Eine s-modale PCA führt zu einer Reduzierung der eingehenden Originalvariablen, die auf eine geringere Anzahl von Hauptkomponenten (PCs) verdichtet werden. Durch die orthogonale Varimax-Rotation sind die PCs untereinander unkorreliert. Die Zeitreihen (scores) der Hauptkomponentenwerte geben die wesentlichen Eigenschaften der Originalvariablen wieder. Somit lässt sich jede Originalvariable  $OV_i$  mit  $i = 1, 2, \dots, n$  als Linearkombination der Hauptkomponenten  $HK_j$  mit  $j = 1, 2, \dots, m$  und der Ladungen (Korrelationskoeffizienten) von  $HK_j$  für  $OV_i$  ( $w_{ij}$ ) in folgender Form darstellen (Beck, 2000):

$$OV_i = w_{i1} \cdot HK_1 + w_{i2} \cdot HK_2 + \dots + w_{im} \cdot HK_m + R_i \quad (1)$$

Dabei beschreibt  $R_i$  den Anteil an nicht erklärter Varianz und  $w_{ij}$  den Gewichtungskoeffizienten der Hauptkomponente für die Originalvariable (Beck, 2000).

Im s-Modus der PCA wird eine Transponierung der Eingabematrix um 90° durchgeführt, sodass die Raumeinheiten (Gitterboxen) die Variablen darstellen, während die Zeiteinheiten die Ereignisfälle beschreiben (Richman, 1986). Die zeitliche Abfolge räumlicher Muster wird bei dieser Variante der Hauptkomponentenanalyse auf ihre typischen Erscheinungsformen reduziert (von Seggern, 1993).

In die PCA gehen die standardisierten Originalvariablen ein und werden untereinander korreliert. Die Ähnlichkeiten der Zeitreihen werden somit aufgrund der jeweiligen Korrelationskoeffizienten angegeben. Das Analyseergebnis wird durch die orthogonale Varimax-Rotation optimiert (Wilks, 2006), sodass sich die einzelnen PCs aufgrund der jeweiligen Varianzmaximierung stärker voneinander unterscheiden. Um eine erste PC zu bestimmen, wird das Koordinatensystem soweit rotiert, dass die Achse der unabhängigen Variablen die Richtung der größten Varianz aufweist. Um weitere PCs zu finden, wird durch Drehung – basierend auf der ersten Hauptachse – eine weitere orthogonal dazu stehende Achse in Richtung der übrigen maximalen Varianz gesucht (Schönwiese, 2013). Jede gefundene PC hat einen unterschiedlichen Einfluss auf die Originalvariablen, was durch die Ladungsmatrix ausgedrückt wird. Die Koeffizienten der Ladungsmatrix haben die Bedeutung von Korrelationen zwischen den PCs und den Variablen. Die quadrierten Ladungen zwischen einer PC und den Variablen geben an, welcher Anteil an Gesamtvarianz jeweils durch diese PC erklärt werden kann.

Die Summe der quadrierten Ladungen der jeweiligen PC über alle Variablen wird auch als Eigenwert  $\lambda$  bezeichnet (Bahrenberg et al., 2003). Der Anteil an erklärter Gesamtvarianz einer PC ergibt sich, indem der Eigenwert in das Verhältnis zur Anzahl an Variablen gesetzt wird. Dabei erklärt die erste PC den größten Anteil an Gesamtvarianz, während die zweite PC den höchsten Anteil an verbleibender Restvarianz erklärt, der nicht bereits durch die erste PC abgebildet wird. Die PCA führt auf diese Weise zu einer bestimmten Anzahl an PCs, die voneinander unabhängig sind und unterschiedlich große Anteile an der Gesamtvarianz erklären.

Die Anzahl der zu extrahierenden PCs ist in dieser Arbeit mittels des sogenannten Dominanzkriteriums (Jacobeit, 1993; Philipp et al., 2007) bestimmt worden. Dabei soll eine möglichst geringe Anzahl an PCs einen möglichst hohen Anteil an Gesamtvarianz der Originalvariablen erklären. Bei dem Dominanzkriterium werden nur diejenigen PCs extrahiert, die sich inhaltlich sinnvoll interpretieren lassen. Dies setzt voraus, dass die PCs sowohl bezüglich mindestens einer Originalvariablen eine überdurchschnittliche Relevanz im Vergleich zu allen Originalvariablen als auch zu allen anderen PCs besitzen (Beck, 2000).

Anhand der PCs lassen sich Regionen ähnlicher Variabilitätsstrukturen bestimmen, indem jeweils diejenigen Gitterboxen einer Region zugeordnet werden, deren Korrelationskoeffizient mit einer bestimmten PC der größte im Vergleich zu den Korrelationskoeffizienten der anderen PCs ist (Hofstätter et al., 2015).

## 4.2 Zirkulationstypklassifikation

Zirkulationstypklassifikationen (ZTK) werden angewendet, um mehrere atmosphärische Variablenfelder, die in äquidistanten Zeitschritten vorliegen müssen, in Objekte mit untergeordneten Elementen ähnlicher Ausprägungsformen einzugruppieren (Jacobeit, 2010). Unter atmosphärischen Variablen lassen sich alle physikalisch messbaren Größen (z. B. Bodenluftdruck, Geopotenzial etc.) verstehen, welche die atmosphärische Zirkulation charakterisieren (Huth et al., 2008). Die Vielzahl der bestehenden ZTK zu gruppieren, kann dabei aufgrund unterschiedlicher Ansätze durchgeführt werden. Diesbezüglich unterscheidet Yarnal (1993) die manuellen ZTK von den automatischen ZTK, während Philipp et al. (2014) ZTK von sogenannten Wettertypenklassifikationen abtrennen. Dabei werden in ZTK ausschließlich atmosphärische Variablen klassifiziert, die die Zirkulation selbst charakterisieren, und in Wettertypenklassifikationen werden neben diesen Variablen zusätzliche atmosphärische Variablen wie zum Beispiel die relative Luftfeuchtigkeit mit aufgenommen. Neben diesen Vorgehensweisen soll im Rahmen vorliegender Arbeit das von Huth et al. (2008) eingeführte Einteilungsschema der ZTK beibehalten werden. Dabei werden, basierend auf dem statistischen Hintergrund der Klassifikationsansätze, subjektive von gemischten und objektiven ZTK abgegrenzt.

### 4.2.1 Auswahl der Zirkulationstypklassifikation

Um die atmosphärischen Zustände über dem europäischen Raum zu charakterisieren, sind einige der im Kontext von COST Action 733 „Harmonisation and Applications of weather Type Classifications for European regions“ entwickelten ZTK durchgeführt worden (Huth et al., 2008; Philipp et al., 2014). Die Klassifikationsmethoden aus der COST Action 733 sind in einem frei zugänglichen Software-Paket (`cost733class`) zusammengestellt worden, sodass eine Durchführung einzelner Klassifikationsvarianten erfolgen kann, die in Philipp et al. (2014) beschrieben werden. Aus dem insgesamt 73 Klassifikationsvarianten umfassenden Katalog sind drei ZTK ausgewählt worden, um einen statistischen Zusammenhang zwischen atmosphärischer Zirkulation und starken Gebietsniederschlägen herzustellen (Kapitel 6 ff.).

Dabei orientierte sich die Auswahl der ZTK an bestehenden Publikationen aus der COST Action 733, wie Beck und Philipp (2010), die einen Vergleich unterschiedlicher ZTK für Europa hinsichtlich ihrer Performance unter anderem für den mittleren Meeresspiegelluftdruck (MSLP) und den Niederschlag durchführten. Nicht-hierarchische Clusteranalysen, die optimierungsbasierten Klassifikationsmethoden angehören, weisen dabei die beste Performance für den MSLP auf, während andere Methoden eine bessere Abbildungsleistung

für den Niederschlag zeigen. Es kann somit keine allgemeingültige, beste Klassifikationsmethode benannt werden. Vielmehr muss je nach Anwendungsbezug eine Selektion aus der Vielzahl an Klassifikationsmethoden erfolgen. Es wird die Empfehlung ausgesprochen, objektive, optimierungsbasierte Klassifikationsmethoden durchzuführen, um eine Maximierung der Typ-zu-Typ-Variabilität mit gleichzeitiger Minimierung der typinternen Variabilität zu erhalten. Diese Verfahren eignen sich insbesondere bei Untersuchungen langfristiger Häufigkeitsänderungen von Zirkulationstypen. Für statistische Downscalingverfahren werden hingegen unter anderem schwellenwertbasierte Klassifikationsmethoden empfohlen. Ebenfalls wird darauf hingewiesen, dass Zirkulationstypklassifikationen unter Verwendung mehrerer atmosphärischer Variablen hinsichtlich eines Forschungsaspekts eine weitere Verbesserung ihrer Performance erfahren können (Beck und Philipp, 2010).

Zirkulationstypen können sowohl durch subjektive als auch durch objektive Klassifikationsmethoden bestimmt werden. Bei subjektiver Methodik erfolgt die Klassifikation durch eine vergleichende Betrachtung, während bei einer objektiven Klassifikation nach vorgegebenen Algorithmen klassifiziert wird. Ein Nachteil in der subjektiven Methodik liegt darin, dass eine Inhomogenität wahrscheinlich ist. Durch das Setzen zusätzlicher Distanzmaße und Schwellenwerte können jedoch auch grundsätzlich subjektive Klassifikationsmethoden objektiviert werden (Beck, 2000; Beck et al., 2007). Objektive Klassifikationsmethoden umfassen statistische Techniken, wie unter anderem die clusteranalytischen Verfahren (Jacobeit, 2010). In dieser Arbeit sind sowohl schwellenwertbasierte als auch optimierungsbasierte ZTK durchgeführt worden, da in vorangehenden Arbeiten diesen Verfahren eine besondere Eignung hinsichtlich der Abbildungsleistung für den Niederschlag in Mitteleuropa nachgewiesen werden konnte (Beck und Philipp, 2010; Huth, 2010; Schiemann und Frei, 2010) und bei der optimierungsbasierten Methode zusätzlich die Möglichkeit der Aufnahme mehrerer atmosphärischer Variablen in den Klassifikationsprozess besteht.

### 4.2.1.1 Schwellenwertbasierte Klassifikationsmethoden

Bei schwellenwertbasierten ZTK ist es erforderlich, vor der Durchführung Grenzwerte zu definieren, welche die Zirkulationstypen im Klassifikationsprozess voneinander trennen sollen. Die im Kontext dieser Arbeit verwendete Klassifikationsmethode der Grosswetter-Typen (GWT) ist der Gruppe der schwellenwertbasierten ZTK zuzuordnen (Beck, 2000; Beck et al., 2007). Da diese Methode auf der subjektiven Klassifikationsmethode der Hess-Brezowsky-Großwettertypen (Hess und Brezowsky, 1977) beruht, ist durch ein nachträgliches Setzen von Distanzmetriken und Schwellenwerten eine Objektivierung durchgeführt

worden. Da jedoch auch die Regeln, nach welchen die Abgrenzungen zwischen den einzelnen Typen vorgenommen werden, von subjektiven Entscheidungen ausgehen, handelt es sich um eine objektivierte Klassifikationsmethode. Die Zirkulationstypen werden somit indirekt durch das Setzen vorbestimmter Grenzen definiert. Unterschiede ergeben sich für einen Raumausschnitt aufgrund der 8 Hauptströmungsrichtungen (West, Nordwest, Nord etc.). Es werden die Winkel der Strömungsrichtungen verwendet, um Sektoren voneinander abzugrenzen und in die Zirkulationsklassen einzugruppieren. Dabei wird die Haupteinteilung von 10 Typen auf Basis der Großwettertypen von Hess-Brezowsky (Hess und Brezowsky, 1977) durchgeführt. Die Einteilung ergibt sich aus dem Zusammenspiel und Ausprägungsgrad von Zonalität, Meridionalität und der Vorticity eines bestimmten Druckfeldes (Beck, 2000; Beck et al., 2007). Es werden die Pearson'schen Korrelationskoeffizienten zwischen den standardisierten Werten dieser drei Parameter der einzelnen Fälle (Tage) und den drei prototypischen Mustern (West-Ost, Nord-Süd, zentraler Tiefdruck) über der Region berechnet. Die 2 Zuordnungen zu einem zentralen Hoch bzw. einem zentralen Tief werden aus einem Maximum der Vorticity-Komponente (entweder negativ oder positiv) gebildet. Die 8 Strömungskomponenten werden anhand der Meridionalität bzw. Zonalität abgeleitet. Die Zuordnung findet dabei aufgrund der minimalen euklidischen Distanz zwischen den Fällen und den Prototypen statt. Weiterhin besteht die Möglichkeit, in zyklonale und antizyklonale sowie in indifferente Typen zu unterteilen. Somit kann bei der GWT-Methode eine unterschiedliche Klassenanzahl (10, 18 oder 27) gewählt werden (Philipp et al., 2009).

#### 4.2.1.2 Optimierungsbasierte Klassifikationsmethoden

Multivariate statistische Verfahren erlauben es, eine Klassifikation ohne vorbestimmte Schwellenwerte durchzuführen. Bei multivariaten Verfahren werden ähnlich ausgeprägte Objekte nach statistischen Kriterien in übergeordnete Klassen eingeteilt. Die den optimierungsbasierten Klassifikationsmethoden zugeordneten nicht-hierarchischen Clusteranalysen der "Simulated Annealing and Diversified RAndomization" (kurz: SANDRA) (Philipp et al., 2007) und der DKM mit einem k-means Clustering (Enke und Spekat, 1997) werden zu den multivariaten statistischen Verfahren gezählt und sind beide in vorliegender Arbeit angewendet worden. Multivariate statistische Analysemethoden haben zudem den Vorteil, dass mehrere standardisierte atmosphärische Variablen im Klassifikationsprozess miteinander kombiniert werden können. Die damit generierten synoptischen Klassifikationen führen aufgrund der Mehrzahl an atmosphärischen Variablen zu sogenannten Zentroid-Panels, wobei jeder Zirkulationstyp durch spezifische Merkmale der jeweils eingegangenen atmosphärischen Variablen charakterisiert werden kann (Jacobeit, 2010).

Auf Basis des objektiven Klassifikationsverfahrens einer nicht-hierarchischen Clusteranalyse konnten die optimale Anzahl und die Gewichtung verschiedener atmosphärischer Variablen bestimmt werden (Kapitel 6.2.3). Im Gegensatz zu hierarchischen Clusteranalysen besteht der Vorteil darin, dass bereits bestehende Gruppen während des Klassifizierungsprozesses wieder aufgelöst werden können, um eine Optimierung der Klassifikation zu erreichen (Philipp et al., 2010).

Die nicht-hierarchische Clusteranalyse k-means DKM (Enke und Spekat, 1997), die von Philipp et al. (2010) weiterentwickelt worden ist, führt zu einer Minimierung der zirkulationstypinternen Variabilität und einer Maximierung der Typ-zu-Typ-Variabilität aufgrund eines Optimierungs-Algorithmus. Dabei wird eine Startpartition mit einer im Gegensatz zur GWT-Methode frei wählbaren Anzahl an Klassen festgelegt. Die unähnlichsten atmosphärischen Felder des NCEP/NCAR-Reanalyse-Datensatzes belegen diese Startpartition. Die Zuordnung der übrigen atmosphärischen Felder zu der getroffenen Anzahl an Klassen findet mittels normalisierter, euklidischer Distanz statt, da auf diese Weise auch mehrere atmosphärische Variablenfelder in den Klassifikationsprozess mit eingehen können. Bei dem Zuordnungsprozess der atmosphärischen Felder zu den Zentroiden wird das Zentroid selbst iterativ neu berechnet, sodass es über den gesamten Klassifikationsprozess Veränderungen unterliegt. Nachdem alle atmosphärischen Felder einem Zentroid zugeordnet worden sind, findet eine Optimierung durch das iterative k-means clustering statt. Dabei werden unter Anwendung der minimalen Distanz zwischen den atmosphärischen Feldern und den Zentroiden die Objekte so lange iterativ ausgetauscht, bis ein stabiler Zustand erreicht wird (Enke und Spekat, 1997).

Im Gegensatz zu anderen k-means-Clusterverfahren ist ein Vorteil der DKM-Klassifikationsmethode, dass diese auch Zentroidklassen mit nur geringen Häufigkeiten ( $< 5\%$  aller Fälle) enthält (Philipp et al., 2014). Da dieses Klassifikationsverfahren stark von den Startpartitionen beeinflusst wird und lokale Optima einen hohen Einfluss auf die Ergebnisse besitzen (Michelangeli et al., 1995), ist daran anschließend ein verfeinertes Klassifikationsverfahren durchgeführt worden, welches weniger sensitiv auf Ausreißer reagiert.

Die Bestimmung der Anzahl und der Gewichte atmosphärischer Variablen erfolgte ferner unter Anwendung der beschriebenen DKM-Klassifikationsmethode (Kapitel 6.2), da diese den Vorteil eines wesentlich geringeren Rechenaufwands im Vergleich zu einer weiteren nicht-hierarchischen Clusteranalyse, der "Simulated Annealing and Diversified Randomization" (kurz: SANDRA), aufweist (Philipp et al., 2007). Da es sich bei beiden Klassifikationsverfahren um nicht-hierarchische Clusteranalysen handelt, können die bestimmten atmosphärischen Variablen und deren Gewichtungen, die zur besten Abbildungsleistung für starke Gebietsniederschläge führen, zwischen den Methoden transferiert werden.

Gegenüber dem ursprünglichen k-means-Clustering zeichnet sich der Auswahlprozess der SANDRA-Klassifikationsmethode durch eine verbesserte Performance aus, da in die Optimierungsfunktion eine Vorgehensweise zur Vermeidung lokaler Optima integriert ist, so dass die SANDRA-Klassifikation annähernd das globale Optimum wiedergeben kann (Philipp et al., 2007; Philipp et al., 2010). Die Auslassung lokaler Optima und die zufällige Auswahl der Startpartitionen führen durch die anschließende Eingruppierung der Objekte aufgrund mehrerer Iterationen (Jacobeit, 2010) dazu, dass Ausreißern im Datensatz kaum noch ein Gewicht zukommt.

Dabei wird nach der Zuweisung einer zufälligen Startpartition jedes Objekts (z. B. atmosphärische Variablen) durch mehrere Iterationen in jeder einzelnen Iteration überprüft, ob es sich in einem geeigneten Cluster befindet, und dann wird es gegebenenfalls einem anderen Cluster zugewiesen. Die Wahrscheinlichkeit  $P$  (zwischen 0,0 und 1,0) der Akzeptanz in Form einer geeigneten Zuordnung ist höher zu Beginn des Optimierungsvorganges und nimmt bei Fortschreiten des Prozesses ab (Philipp et al., 2007).

$$P = \exp \left[ \frac{D_{\text{alt}} - D_{\text{neu}}}{T} \right] \quad (2.1)$$

$D_{\text{neu}}$  bezeichnet die euklidische Distanz zwischen einem Objekt und einem potenziell neuen Cluster, während  $D_{\text{alt}}$  die euklidische Distanz zwischen einem Objekt und seinem aktuell zugehörigen Cluster angibt.  $T$  stellt einen Kontroll-Parameter („Temperatur“) dar, der zu Beginn einen hohen Wert aufweist und im Zuge des Optimierungsprozesses entsprechend dem sogenannten Cooling-Faktor  $C$ , der im Bereich nahe unter 1 liegen sollte, abnimmt.

$$T_{i+1} = C T_i \quad (2.2)$$

$T_{i+1}$  ist die auf  $T_i$  folgende Temperatur, während  $i$  für eine vollständig erfolgte Iteration steht (Philipp et al., 2007). In vorliegender Arbeit ist ein Cooling-Faktor  $C$  von 0,995 gewählt worden, während 100 Iterationen durchgeführt worden sind. Das Ergebnis mit der geringsten typinternen Variabilität aus den 100 Läufen wird anschließend bestimmt und ausgewählt. Ein initialer Vergleich zwischen 100, 500 und 1000 Iterationen sowie eine Variation des Cooling-Faktors  $C$  mit Werten von 0,99, 0,995, 0,998 sowie 0,999 fand statt, wobei eine ähnliche Performance der resultierenden ZTK festgestellt werden konnte. Aufgrund der zunehmenden Rechenzeit (insbesondere bei einem höheren Cooling-Faktor und einer höheren Anzahl an Läufen) ist auf die 100 Läufe bei einem Cooling-Faktor  $C = 0,995$  mit den bereits bestimmten und gewichteten Variablen aus der DKM-Klassifikationsmethode (Kapitel 6.2.3) zurückgegriffen worden, um mittels der SANDRA-Klassifikation die finale ZTK zu erhalten.

#### 4.2.2 Bestimmung der Domain-Größe

Bei allen Klassifikationsverfahren stellt sich die Frage nach einem adäquaten Raumausschnitt, dessen Wahl einen Einfluss auf die Abbildungsleistung der ZTK besitzt. Bei der Auswahl eines geeigneten Raumausschnitts muss ein Kompromiss hinsichtlich seiner geografischen Erstreckung eingegangen werden. Der Raumausschnitt soll groß genug sein, dass alle relevanten atmosphärischen Zustände im Bereich Mitteleuropas ausreichend gut abgebildet werden können. Jedoch darf er zugleich auch nicht zu groß gewählt werden, da ansonsten statistische Downscalingverfahren keine ausreichend ähnlichen Zirkulationszustände finden können. Da ein großer Raumausschnitt mit einer wachsenden Anzahl an Freiheitsgraden verbunden ist, wird es daher immer schwieriger für die Klassifikationsmethoden, ähnliche Zirkulationszustände zu finden (Matulla et al., 2004)

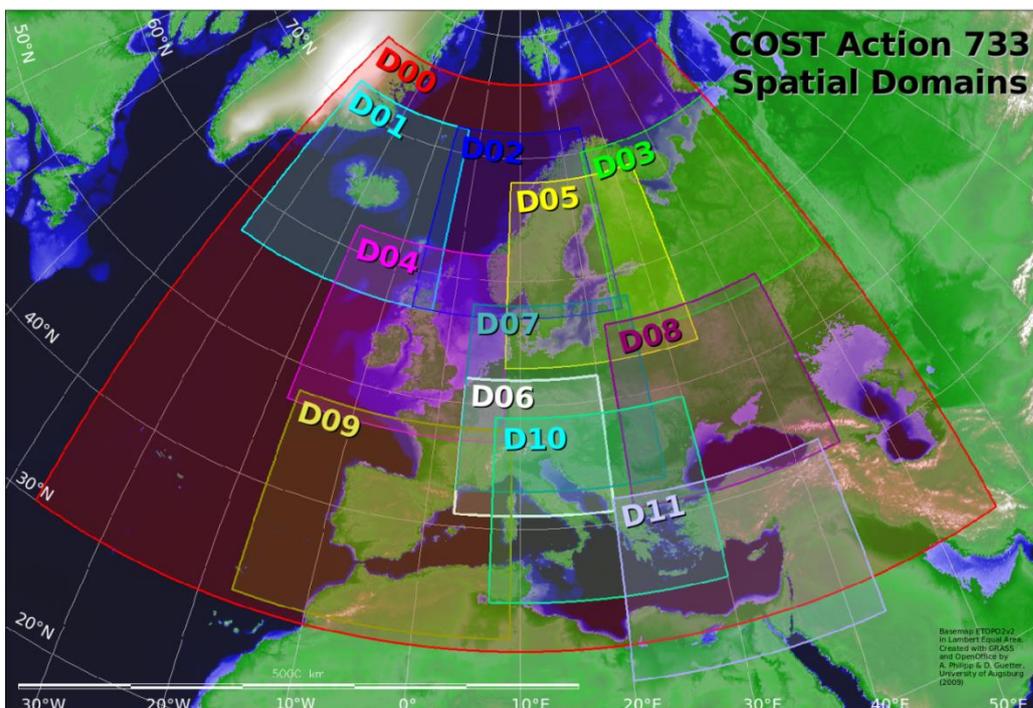


Abb.2: COST Action 733 Domain-Größen in Europa (Philipp et al., 2010).

Auch die Arbeit von Beck et al. (2013) befasst sich mit der Fragestellung nach der zugrunde liegenden Domaingröße bei ZTK für unterschiedlichste Forschungsfragen. Dabei wird festgestellt, dass die beste Abbildungsleistung von ZTK für bodennahe, klimatische Variablen bei Domaingrößen zwischen 1300–1800 km (entlang der Breitengrade gemessen) resultiert, da bei dieser Größe die wesentlichen synoptischen Vorgänge abgedeckt werden können. Dabei sollten die Domaingrößen für den Niederschlag allgemein kleiner sein als für die Temperatur und für kontinentale Gebiete kleiner als für ozeanisch geprägte. Die Bevorzugung einer eng gefassten Domaingröße kann durch weitere Arbeiten wie zum Beispiel die von Huth et al. (2016) bestätigt werden. Da die Alpen-Domain 06 (Abbildung 2) das Hauptuntersuchungsgebiet in zentraler Position abbildet und eine Erstreckung von 3–

20 Ost und 41–52 Nord aufweist (Philipp et al., 2010), wird auf diese Domain zurückgegriffen, um die atmosphärischen Variablen für die Zirkulationstypklassifikation aus den NCEP/NCAR-Reanalysen zu extrahieren.

### 4.3 Statistische Downscalingverfahren

Neben dem Einsatz regionaler Klimamodelle besteht die Möglichkeit, statistische Downscalingverfahren (Matulla et al., 2004) einzusetzen, um regionale Änderungen von Klimaparametern abzuschätzen. Das Downscaling bezeichnet ein Herunterbrechen von grob aufgelösten Klimamodell-Outputs auf eine feinere, für die Klimafolgenforschung relevante Maßstabsebene. Es wird dabei ein Zusammenhang zwischen großskaligen Prädiktoren und regionalskaligen Prädiktanden hergestellt (Lexer et al., 2002).

In dieser Publikation sind die statistischen Downscalingverfahren einer multiplen linearen Regressionsanalyse (MLR) sowie der Analogmethode durchgeführt worden. Dabei ist ein deterministischer Zusammenhang zwischen atmosphärischen Variablen und regionalen Klimaparametern hergestellt worden. Der aus den Beobachtungsdaten abgeleitete Zusammenhang macht es möglich, in Abhängigkeit vom großräumigen Zustand der Atmosphäre lokale Phänomene in der Klimazukunft abzuleiten (Matulla et al., 2004). Voraussetzungen, auf denen das empirische Downscaling beruht, sind nach Matulla et al. (2004),

- a) dass die ausgewählten atmosphärischen Variablen (Prädiktoren) von den Klimamodellen realistisch wiedergegeben werden und für die regionale Variabilität des Klimas verantwortlich sind,
- b) dass sich der Klimawandel in den Prädiktoren widerspiegelt und
- c) dass der abgeleitete Zusammenhang bei sich verändernden Klimabedingungen weiterhin Gültigkeit besitzt.

Dabei beruht das statistische Downscaling auf der Annahme, dass das regionale Klima von zwei wesentlichen Faktoren abhängt: von der großräumigen, atmosphärischen Zirkulation sowie von regionalen Gegebenheiten. Um Ausprägungen des zukünftigen regionalen Klimas zu erhalten, muss ein statistisches Modell bestimmt werden, das einen Zusammenhang zwischen atmosphärischen Mustern (als Prädiktoren) und regionalen Klimavariablen (als Prädiktanden) herstellt. Anschließend wird das statistische Modell auf die atmosphärischen Variablenfelder von Klimamodellen angewendet, um Rückschlüsse auf zukünftige Ausprägungsformen des regionalen Klimas zu erhalten. Als Vorteil werden eine einfache Durchführung mit nur relativ geringem Rechenaufwand und eine universelle Einsetzbarkeit

des Downscalings auf Klimamodelle angeführt. Der Nachteil ergibt sich durch die Annahme einer stationären Beziehung zwischen Prädiktoren und Prädiktanden im Vergleich eines Referenzzeitraumes mit einem Zeitraum zukünftigen Klimas (Wilby et al., 2004).

Durch ein statistisches Downscaling kann eine Beziehung zwischen Ausprägungen der atmosphärischen Zirkulation (z. B. Zirkulationstypen oder tägliche atmosphärische Felder) und lokalen Klimaauswirkungen mittels statistischer Modelle hergestellt werden. Die statistischen Downscaling-Methoden können dabei nach Giorgi et al. (2001) in mehrere Hauptkategorien untergliedert werden: (1) Weather classification schemes, (2) Regression models (3) Weather generators und (4) Neuronale Netze. In vorliegender Arbeit sind eine lineare multiple Regressionsanalyse sowie die den Weather classification schemes zuzuordnende Analogmethode ausgewählt und miteinander verglichen worden.

Eine Berücksichtigung von Instationaritäten kann durch das Zurückgreifen auf gleitende Kalibrierungszeiträume erfolgen. Dabei werden mehrerer Regressionsmodelle erstellt und ein Vergleich gegenüber einem als stationär geltenden Zusammenhang zwischen Prädiktoren und Prädiktand findet statt (Hertig und Jacobeit, 2013). Aufgrund von Zeitmangel konnte diese Analyse nicht erfolgen, sollte bei weiterführenden Arbeiten jedoch berücksichtigt werden.

#### 4.3.1 Multiple lineare Regressionsanalyse

Eine MLR dient dazu, die Art des Zusammenhangs zwischen Variablen zu messen, indem eine statistische Beziehung zwischen ihnen hergestellt wird. Dabei werden unabhängige Variablen (Prädiktoren)  $X_1, \dots, X_n$  von einer abhängigen Variablen (Regressand)  $Y$  unterschieden, um von mehreren Prädiktorvariablen auf die abhängige Variable zu schließen (Bahrenberg et al., 2003). Die allgemeine Gleichung der MLR für eine Grundgesamtheit lautet (Bahrenberg et al., 2003):

$$Y = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_n X_n + \varepsilon \quad (3.1)$$

Dabei ist  $Y$  die abhängige Variable (Prädiktand), während  $X_n$  die unabhängigen Variablen (Prädiktoren) sind.  $\alpha$  ist die Regressionskonstante, und  $\beta_i$  sind die partiellen Regressionskoeffizienten, die den Einfluss aller  $X_i$  angeben. Die partiellen Regressionskoeffizienten geben an, um wie viele Einheiten  $Y$  zunimmt, wenn sich  $X_i$  um eine Einheit vergrößert. Die Regressionskonstante sowie die partiellen Regressionskoeffizienten der Variablen werden über eine Stichprobe mit einem Umfang  $n$  aus der Grundgesamtheit geschätzt. Dabei werden sie unter Bezugnahme auf das Gauß'sche Prinzip der kleinsten Quadrate bestimmt. Der Zufallsfehler (Residuum)  $\varepsilon$  kann durch Messungenauigkeiten ebenso zustande

kommen wie aus nicht in das Modell aufgenommene, unabhängige Variablen (Bahrenberg et al., 2003). Angesichts des Residuums ergibt sich für die Zielgröße  $Y$  ein vorhergesagter Wert  $\hat{Y}$  in Form der Schätzgleichung

$$\hat{Y} = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_n X_n \quad (3.2)$$

Das Residuum  $\varepsilon$  ergibt sich aus der Differenz zwischen dem durch das Regressionsmodell berechneten  $\hat{Y}$  und dem tatsächlich gemessenen  $Y$ , sodass gilt (Bahrenberg et al., 2003):

$$\varepsilon = Y - \hat{Y} \quad (3.3)$$

Das Regressionsmodell gibt somit Schätzwerte für das tatsächlich gemessene  $Y$  zu einem bestimmten Zeitpunkt an. Ziel ist es, die in das Modell eingehenden unabhängigen Variablen  $X_i$  so zu wählen, dass  $Y$  optimal abgebildet werden kann (Bahrenberg et al., 2003).

Um zu beurteilen, welcher Anteil der Varianz von  $Y$  durch die Prädiktoren  $X_1, \dots, X_n$  erklärt werden kann, wird das multiple Bestimmtheitsmaß  $R^2$  verwendet, es nimmt Werte zwischen 0 und 1 an. Dabei entspricht 1 einer erklärten Varianz von 100 %, während der Wert 0 keinen Varianzerklärungsanteil indiziert. Das Bestimmtheitsmaß wird dabei vom Stichprobenumfang und von der Anzahl bzw. der Güte der Prädiktoren bestimmt. Eine höhere Anzahl an Prädiktoren führt bei konstant gehaltenem Stichprobenumfang zu einem höheren Bestimmtheitsmaß  $R^2$  und somit zu einer besseren Erklärung der Varianz der Zielgröße  $Y$ . Jedoch besteht bei einer Aufnahme zu vieler Prädiktoren in das Regressionsmodell die Problematik eines Overfittings des Modells, sodass die Regressionsbeziehung nur noch eine geringe Aussagekraft besitzt. Somit muss eine Auswahl einer geeigneten Anzahl an Prädiktoren für das Regressionsmodell gefunden werden. Dabei sollte eine möglichst geringe Anzahl unabhängiger Variablen zu einer möglichst hohen Modellgüte führen.

Um die optimale Anzahl an Prädiktoren zu ermitteln, ist eine schrittweise Regression gemäß des Akaike Information Criterion (Akaike, 1974) durchgeführt worden. Bei  $X_1, \dots, X_n$  als der Menge unabhängiger Variablen wird bei der schrittweisen Regression eine vorwärtsgerichtete Auswahl mit einer rückwärtsgerichteten Auswahl verknüpft (von Storch und Zwiers, 1999). Die beiden Auswahlverfahren (engl: forward selection und backward selection) werden dabei miteinander verbunden (Bahrenberg et al., 2003).

Eine vorwärtsgerichtete Auswahl orientiert sich an der Höhe der erklärten Varianzen zwischen den unabhängigen Variablen und der abhängigen Variable  $Y$ . Zuerst wird diejenige unabhängige Variable in die Regression mit einbezogen, deren Korrelation mit  $Y$  am größten ist, und anschließend die unabhängige Variable mit der zweithöchsten Korrelation zu

Y usw., bis ein Abbruchkriterium erreicht wird. Somit werden Variablen, die keinen signifikanten Einfluss auf Y haben, nicht mehr in das Regressionsmodell mit aufgenommen. Standardmäßig dient hierbei das Signifikanzniveau von  $\alpha = 0,05$  als solch ein Abbruchkriterium. Bei der rückwärtsgerichteten Auswahl wird konträr vorgegangen. Somit werden zuerst alle unabhängigen Variablen in das Regressionsmodell mit aufgenommen, um darauf folgend die Variablen auszusortieren, deren Regressionskoeffizienten in der Grundgesamtheit nicht signifikant von 0 verschieden sind (Bahrenberg et al., 2003).

Die schrittweise Regression integriert nun beide Auswahlkriterien. Somit werden zuerst die beiden ersten unabhängigen Variablen gemäß vorwärts gerichteter Auswahl bestimmt, und anschließend wird getestet, ob die erste Variable noch immer das Kriterium eines von 0 signifikant verschiedenen Regressionskoeffizienten erfüllt. Bei Negation wird diese Variable aus dem Modell entfernt. Besteht jedoch weiterhin ein signifikanter Unterschied, so wird eine dritte Variable ausgewählt. Ist diese bezüglich des Regressionskoeffizienten von 0 unterschiedlich, so wird sie in das Modell aufgenommen. Dann findet eine weitere Überprüfung statt, ob die ersten beiden Variablen in dem Regressionsmodell mit 3 unabhängigen Variablen signifikant von 0 verschiedene Regressionskoeffizienten aufweisen. Dieses Vorgehen findet so lange statt, bis letztendlich keine Variable mehr das Eintritts- und Ausschlusskriterium erfüllt (Bahrenberg et al., 2003).

Für die Durchführung einer MLR werden die Voraussetzungen der Normalverteilung, der Homoskedastizität und der Unabhängigkeit der Residuen an die eingehenden Daten gestellt. Eine Normalverteilung der Residuen besteht, wenn eine lineare Beziehung zwischen Prädiktoren und Prädiktand gegeben ist, sodass die Differenz zwischen Y und  $\hat{Y}$  ausschließlich durch zufällige Messfehler resultiert. Als Tests auf die Normalverteilung der Daten ist sowohl der Kolmogorov-Smirnov-Anpassungstest bei  $\alpha = 0.05$  durchgeführt worden (Birnbaum und Tingey, 1951) als auch der Shapiro-Wilk-Test (Royston, 1982). Bei Vorliegen von Homoskedastizität ist die Varianz der Residuen konstant groß, sodass bei einem Ansteigen von Y der Schätzfehler dieselbe Varianz aufzeigt wie bei kleinem Y. Die Überprüfung der Homoskedastizität ist mittels des Breusch-Pagan-Tests durchgeführt worden (Breusch und Pagan, 1979). Zuletzt muss eine Unabhängigkeit der Residuen vorliegen. Im Kontext dieser Arbeit ist auf Autokorrelation mittels des Durbin-Watson-Tests (Durbin und Watson, 1951) überprüft worden.

### 4.3.2 Analogmethode

Die den Weather classification schemes angehörige Analogmethode, die in Form eines einfachen Downscalings durchgeführt wird, resultiert ursprünglich aus der Wettervorhersage (Lorenz, 1969) und aus kurzfristig ausgerichteten, klimatischen Forschungsfragen (Barnett und Preisendorfer, 1978). Allerdings gewinnt die Analogmethode als statistische Downscaling-Variante zunehmend an Bedeutung (Zorita et al., 1995; Zorita und von Storch, 1999; Seubert, 2013).

Die von GCMs simulierte atmosphärische Zirkulation wird unter Verwendung der Analogmethode mit jenen atmosphärischen Ausprägungsformen eines historischen Beobachtungszeitraums verglichen. Dabei wird der ähnlichste atmosphärische Zustand als ihr Analogon angesehen, wobei das Ähnlichkeitsmerkmal mittels minimaler euklidischer Distanz bestimmt wird. Die resultierenden Wettererscheinungen können in eine Beziehung zu der großräumigen Zirkulation gesetzt werden. Eine Voraussetzung sind lange Beobachtungszeiträume, da nur so ein möglichst gut passendes Analogon für die großräumigen Zirkulationsverhältnisse gefunden werden kann (Zorita und von Storch, 1999). Die hohe Anzahl an Freiheitsgraden der atmosphärischen Zirkulation führt dazu, dass auf globaler Maßstabsebene Zeitreihen von bis zu einigen Tausend Jahren Länge benötigt werden würden (van den Dool, 1994). Ebenso muss die Anzahl der Freiheitsgrade auch auf europäischer Maßstabsebene in der Präprozessierung reduziert werden, um unerwünschtes Rauschen herauszufiltern. Dies wird mittels einer Empirischen Orthogonal Funktion (EOF), also im Wesentlichen einer Hauptkomponentenanalyse, die auf Zeitreihen angewendet wird, erreicht. Dabei wird die PCA wiederum im s-Modus und Varimax-rotiert durchgeführt.

Für die täglichen atmosphärischen Felder aus Klimamodellen werden für einen Kontrollzeitraum und einen Projektionszeitraum Analogien gesucht, basierend auf den ähnlichsten atmosphärischen Mustern innerhalb eines Reanalyse-Datensatzes. Um die ähnlichsten Muster zu identifizieren, wird die minimale euklidische Distanz verwendet.

$$ED(X_1, X_2) = \left[ \sum_{i=1}^m (X_{1i} - X_{2i})^2 \right]^{1/2} \quad (4.1)$$

$X_1$  ist dabei ein atmosphärisches Muster aus einem Klimamodell;  $X_2$  ist ein Muster aus den Reanalysen; und  $m$  ist die Anzahl der Gitterpunkte. Jedes Muster aus den Reanalysen ist mit Werten bodennaher Klimaparameter verbunden (Seubert et al., 2013). Somit können im Kontroll- und Projektionszeitraum des Klimamodells für analoge atmosphärische Felder die entsprechenden Werte der Klimaparameter eingesetzt werden. Auf diese Weise

kann eine Modellierung täglicher Klimaparameter auf Basis der Klimamodell­daten erfolgen.

Die Anomalien der atmosphärischen Zirkulation, die sich durch ein atmosphärisches Variablenfeld  $f$  ergeben, können durch wenige EOF-Muster beschrieben werden (Zorita und von Storch, 1999).

$$f(i, t) = \sum_{k=1}^n x_k(t) g_k(i) + \varepsilon(t) \quad (4.2)$$

Dabei ist  $i$  ein Index zur Beschreibung der Ähnlichkeit bzw. Unähnlichkeit der jeweiligen Gitterpunkte;  $t$  ist der Zeitpunkt;  $g_k$  ist das  $k$ -te EOF Muster;  $x_k(t)$  ist die Amplitude dieses Musters zu einem Zeitpunkt  $t$  während  $n$  die Anzahl an EOF-Mustern ist und  $\varepsilon$  den Anteil an der Varianz beschreibt, der nicht durch die EOFs abgebildet werden kann. Die Analogien werden ausschließlich innerhalb des Raumes zwischen den einzelnen EOF-Mustern gesucht. Ein als Anomalie dargestelltes atmosphärisches Muster besitzt die Koordinaten  $z_k$  innerhalb des durch die Anzahl  $n$  EOFs aufgespannten Raums. Sein Analogon wird definiert als die atmosphärische Zirkulation zu einem bestimmten Zeitpunkt  $t$ , welche die Distanz im EOF-Raum minimiert (Zorita und von Storch, 1999).

$$\sum_{k=1}^n [z_k - x_k(t)]^2 \quad (4.3)$$

Gegebenenfalls muss eine BIAS-Korrektur der modellierten Zeitreihen durchgeführt werden. Ein BIAS kann aufgrund systematisch unterschiedlicher Mittelwerte der eingegangenen Parameter in die Analogmethode resultieren (Seubert et al., 2013). Ein modellinterner Vergleich anstatt eines Vergleichs zwischen Modelldaten und Beobachtungsdaten trägt jedoch dazu bei, dass sich ein vorhandener BIAS nicht allzu stark auswirken kann.

#### 4.4 Extremwertanalyse

Die Generalized-Pareto-Distribution (GPD) wird für Bereiche niedriger Auftretshäufigkeiten einer Verteilung herangezogen (Coles, 2001), um die Wahrscheinlichkeit von Extremereignissen in Form von Wiederkehrwerten und Wiederkehrintervallen anzugeben. Um einen statistischen Vergleich zwischen einem Kontrollzeitraum und einem Projektionszeitraum eines Klimamodells durchzuführen, können die Konfidenzintervalle der Wiederkehrwerte berechnet werden.

Die Extremwertanalyse wird mittels der „Peak-Over-Threshold“ Methode durchgeführt, sodass nur die Daten über einem gesetzten Schwellenwert als Stichprobe verwendet werden. Nachdem der Schwellenwert dabei subjektiv gewählt worden ist, findet die Anpassung der GPD an die entsprechende Stichprobe statt.

$$\text{GPD}(y) = 1 - \left[ 1 + \frac{\xi y}{\sigma_u} \right]^{-1/\xi} \quad (5.1)$$

$$\text{mit } \sigma_u = \sigma + \xi(u - \mu)$$

Dabei ist  $u$  der gesetzte Schwellenwert, während  $\mu$  das Mittel,  $\sigma$  die Streuung und  $\xi$  die Schiefe der Verteilungskurve beschreiben und mittels unterschiedlicher Verfahren geschätzt werden können (Coles, 2001).

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Parameter aufgrund der L-Moments (Hosking, 1990) bestimmt. Um die Parameter zu bestimmen existieren jedoch eine Reihe weiterer Verfahren, wie zum Beispiel der Maximum Likelihood Estimator (MLE) (Coles, 2001; Hosking und Wallis, 1987) oder der Probability Weighted Moments Estimator (PWMU/PMWB) (Greenwood et al., 1979). Einen Überblick der Verfahren, die zur Bestimmung der GPD-Parameter dienen können, geben Deidda und Puliga (2009). Im Allgemeinen stellt sich jedoch das verwendete Verfahren der L-Moments als robust gegenüber Ausreißern heraus und ist insbesondere bei den hier vorliegenden kleinen Stichprobengrößen anderen Verfahren zu bevorzugen (Hosking, 1990).

## 5 Niederschlagsregionen und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa

### 5.1 Überblick unterschiedlicher Regionalisierungsansätze

Statistische Auswertungen starker Gebietsniederschlägen können aufgrund ihrer raumzeitlichen Variabilität nicht für das ganze Untersuchungsgebiet des südlichen Mitteleuropas auf Jahresbasis erfolgen. Es muss eine saisonale Subregionalisierung durchgeführt werden. Aus dieser Perspektive heraus ergibt sich die konkrete Fragestellung, welche räumlichen Abgrenzungskriterien neben einer saisonalen Auswertung angewendet werden sollen.

Eine Strukturierung kann auf Basis großlandschaftlicher Einheiten, von Flusseinzugsgebieten oder Regionen mit ähnlicher Niederschlagsvariabilität erfolgen. Die Möglichkeit, Landschaftseinheiten als Grundlage einer Subregionalisierung heranzuziehen, ist jedoch verworfen worden, da hier weder eine Berücksichtigung der forschungsrelevanten räumlichen Niederschlagsvariabilität noch die den Abfluss bestimmende räumliche Strukturierung durch Flusseinzugsgebiete beachtet wird.

Neben dem Regionalisierungsverfahren einer s-modalen PCA ist eine Strukturierung des Untersuchungsgebietes mittels terrestrischer Flusseinzugsgebiete, basierend auf einem von Strahler (1952) entwickelten Ansatz, in Betracht gezogen worden. Der Vorteil einer Strukturierung des Untersuchungsgebietes auf Basis von Flusseinzugsgebieten ergibt sich aufgrund der Fragestellung, ob Hochwasserereignisse in der Klimazukunft einer Veränderung unterliegen. Es können auf diese Weise die auftretenden Niederschläge, die in einem Einzugsgebiet resultieren und zum Abfluss beitragen, direkt bestimmt werden. Einen wesentlichen Nachteil stellt jedoch die unterschiedliche Niederschlagscharakteristik innerhalb des Einzugsgebietes dar, welche durch diesen Ansatz nicht mit abgebildet werden kann. Aufgrund der Möglichkeit einer unterschiedlichen Niederschlagsvariabilität der Einzugsgebiete resultieren bei einer Verknüpfung der auf diese Weise determinierten starken Gebietsniederschläge mit atmosphärischen Zirkulationstypen unscharfe Zusammenhänge.

Bei dem Regionalisierungsverfahren einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse besteht demgegenüber der Vorteil eines einheitlichen Grundcharakters der Niederschlagsvariabilität in den Niederschlagsregionen, während jedoch keine direkte Information bezüglich der dem Abfluss zugrunde liegenden Niederschlagsmengen besteht.

Eine Verschneidung statistisch determinierter Niederschlagsregionen mit Flusseinzugsgebieten 6. oder 7. Ordnung (Strahler, 1952) führt dazu, dass sowohl die Informationen über die bestehende Niederschlagsvariabilität als auch diejenigen über die Einzugsgebiete in der weiteren Analyse erhalten bleiben. Dieses Vorgehen ist daher anfänglich erprobt worden,

wurde aber aufgrund einer sich ergebenden, zu umfangreichen und unübersichtlichen Anzahl an Subregionen infolge des Verschneidungsprozesses nicht weiter verfolgt. Dennoch können aufgrund der sich ergebenden Mosaik-Prognosen bezüglich einer zukünftigen Hochwassergefährdung im Rahmen des Klimawandels abgegeben werden, wenn nach dem Modellierungsprozess der zukünftigen starken Gebietsniederschläge auf Basis der Niederschlagsregionen ihr prozentualer Flächenanteil an den jeweiligen Einzugsgebieten herangezogen wird, um die entsprechenden Änderungen der starken Gebietsniederschläge zu gewichten und zu einem Einzugsgebiet-Mittel zu aggregieren.

## 5.2 Einflussfaktoren auf die Niederschlagsvariabilität

Ein wesentlicher Aspekt aller durchgeführten Niederschlagsanalysen ist es zunächst, spezifisch voneinander abgrenzbare Niederschlagsregionen auszuweisen, um alle darauf aufbauenden statistischen Auswertungen konkretisieren zu können. Dieser Schritt ist notwendig, da das Untersuchungsgebiet eine sehr heterogene Niederschlagsvariabilität aufgrund seiner geografischen Lage aufweist. So zeigen klimageografische Arbeiten wie zum Beispiel die von Formayer et al. (2008) auf, dass in Mitteleuropa eine räumlich zu differenzierende Niederschlagscharakteristik besteht. Als prägende Faktoren auf die Niederschlagscharakteristik lassen sich sowohl stärkere ozeanische Einflüsse im Norden und Westen des Untersuchungsgebietes von einem kontinentaleren Klima im Süden und Osten abtrennen als auch die unterschiedlichen Breitenkreislagen und das Relief benennen. Dabei induzieren insbesondere die Alpen, aber auch einige Mittelgebirgszüge vielfältige regionalklimatische Effekte, die zu einer Modifikation der übergeordneten Niederschlagscharakteristik der mittleren Breiten führen.

## 5.3 Niederschlagsregionen und starke Gebietsniederschläge

Mittels angewandter  $s$ -modaler Hauptkomponentenanalysen (Kapitel 4.1) auf den WETRAX-Niederschlagsdatensatz konnte für das südliche Mitteleuropa die bestehende räumliche Niederschlagsvariabilität in den Jahren 1951–2006 auf saisonaler Basis abgebildet werden. Dabei ist für jede meteorologische Jahreszeit eine eigenständige PCA durchgeführt worden.

Nach der Extraktion einer bestimmten Anzahl an PCs aufgrund des Dominanzkriteriums sind die in der Ladungsmatrix stehenden Korrelationskoeffizienten zwischen den Hauptkomponenten (Niederschlagsregionen) und den Originalvariablen (Gitterboxen) dazu verwendet worden, eine Regionalisierung der Niederschlagsvariabilität vorzunehmen. Zu diesem Zwecke werden die Variablen jeweils den Hauptkomponenten zugewiesen, auf die sie

maximal laden (korrelieren). Je nach meteorologischer Jahreszeit werden dabei zwischen 6 und 8 Niederschlagsregionen (Abbildung 3) erhalten, welche zusammengenommen einen bestimmten Anteil an der Gesamtvarianz der Niederschlagsvariabilität des südlichen Mitteleuropas erklären (Tabelle 2). Dabei ergibt sich der Anteil an erklärter Gesamtvarianz durch die Addition der jeweiligen Varianzerklärungsanteile der extrahierten Hauptkomponenten.

Tab.2: Hauptkomponentenanzahl und ihr Anteil an erklärter Gesamtvarianz für die meteorologischen Jahreszeiten (1951–2006).

Meteorologische Jahreszeit	Hauptkomponentenanzahl	Anteil an Gesamtvarianz (in %)
Winter (DJF)	6	72.1
Frühjahr (MAM)	7	64.6
Sommer (JJA)	8	60.8
Herbst (SON)	7	70.9

Die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten variiert jahreszeitlich und ist mit unterschiedlichen Erklärungsanteilen der Gesamtvarianz der Niederschlagvariabilität des Untersuchungsgebietes verbunden. Während im Winter die geringste Anzahl an Niederschlagsregionen den höchsten Varianzerklärungsanteil (72.1 %) liefert, wird im Sommer die höchste Anzahl an Niederschlagsregionen mittels Dominanzkriterium extrahiert, was jedoch zu dem geringsten Varianzerklärungsanteil (60.8 %) aller meteorologischen Jahreszeiten führt (Tabelle 2). Diese Tatsache lässt auf eine höhere räumliche Niederschlagsvariabilität im Sommer aufgrund einer Zunahme konvektiver Niederschlagsereignissen schließen, während im Winter überwiegend großflächige Frontalniederschläge mit einer geringeren räumlichen Variabilität die Niederschlagscharakteristik bestimmen.

Abbildung 3 zeigt die Verortung der Niederschlagsregionen auf saisonaler Ebene im südlichen Mitteleuropa auf. Ein Vergleich zwischen den meteorologischen Jahreszeiten lässt die Schlussfolgerung zu, dass eine grobe Strukturierung des Untersuchungsgebietes in Subregionen über das ganze Jahr hinweg weitgehend erhalten bleibt. Einige Differenzen bestehen jedoch in Ausdehnung und räumlicher Positionierung der Niederschlagsregionen. Diese treten insbesondere bei einem Vergleich des Winters mit den verbleibenden drei Jahreszeiten auf, welche wiederum eine größere Ähnlichkeit untereinander aufweisen. Am auffälligsten ist jedoch die variiende Anzahl der saisonalen Niederschlagsregionen. Während im Winter lediglich 6 größere Niederschlagsregionen resultieren, beläuft sich deren Anzahl im Frühjahr und Herbst auf jeweils 7 (hier tritt der Bereich nördliches Baden-Württemberg und nördliches Bayern als eigenständige Niederschlagsregion in Erscheinung) und im Sommer auf 8 (eine weitere zusätzliche Niederschlagsregion im Bereich Nord-Tschechien).

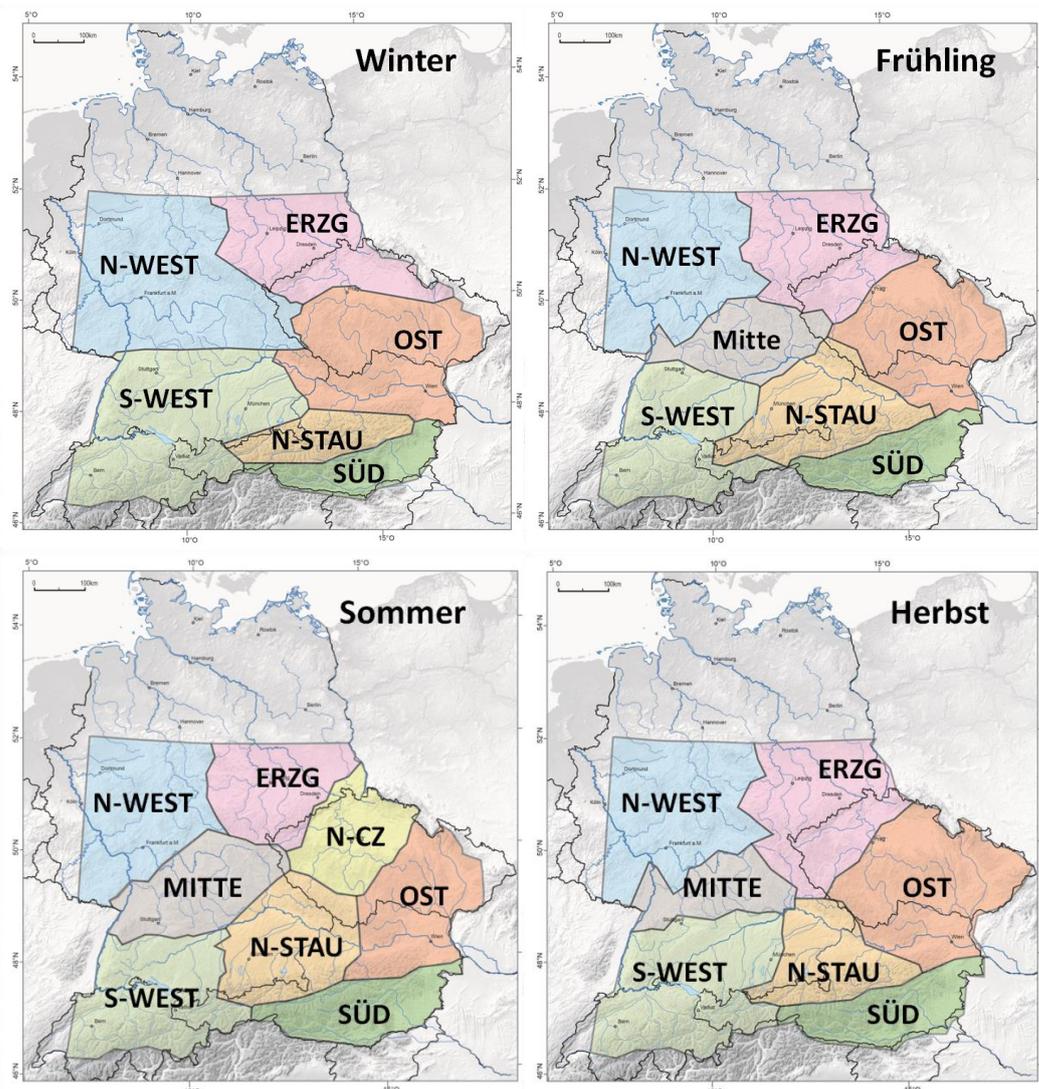


Abb.3: Durch s-modale PCAs bestimmte Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität der meteorologischen Jahreszeiten (1951–2006).

Im Rahmen des Forschungskontextes von WETRAX fand eine geografisch-plakative Benennung der resultierenden Niederschlagsregionen statt, um die regionalen Änderungen der Niederschlagscharakteristik einfacher zuordnen zu können. Diese soll auch hier übernommen werden. Unter Bezugnahme auf die geografische Lage im Untersuchungsgebiet resultierten somit die Namen *Nordwest*, *Südwest*, *Süd* und *Ost*, während die Region *Mitte* (exklusive im Winter) in zentraler Position des südlichen Mitteleuropas vorzufinden ist. Zwei weitere Region beschreiben das Gebiet um das *Erzgebirge* und den weiter gefassten Bereich des *Alpen-Nordstaus*. Zusätzlich resultiert im Sommer noch die Region *Nord-Tschechien* (Abbildung 3).

Das Verfahren der s-modalen PCA (Kapitel 4.1) dient neben dem Regionalisierungsaspekt zudem der Berechnung von Gebietsniederschlagsreihen, welche stellvertretend für alle der jeweiligen Hauptkomponente zugeordneten Gitterboxen stehen. Die Berechnung erfolgte aufgrund arithmetisch gewichteter Zeitreihen der einer Niederschlagsregion zugehörigen

Originalvariablen (Gitterboxen). Das eingegangene Gewicht entspricht dabei der Höhe des Korrelationskoeffizienten der Ladungsmatrix zwischen der jeweiligen Gitterbox und der zugehörigen PC.

Die arithmetisch gewichteten Gebietsniederschlagsreihen der Niederschlagsregionen werden für den Zeitraum 1951–2006 hinsichtlich der starken Gebietsniederschläge statistisch ausgewertet. Dafür werden starke Gebietsniederschläge mittels der Überschreitung des 95%-Perzentils des täglichen Niederschlags definiert. Auf diese Weise können starke Gebietsniederschläge jeder Niederschlagsregion direkt miteinander verglichen werden, da sich das jeweilige Perzentil durch die regionenspezifische Niederschlagsmenge ergibt und nicht wie bei absoluten Niederschlagsschwellen (in mm) regional erheblich voneinander abweichen kann. Da die Auswertungen bezüglich der starken Gebietsniederschläge nicht auf täglicher Ebene, sondern auf monatlicher Basis erfolgen sollen, werden zwei Indizes der starken Gebietsniederschläge gebildet: Die Starkniederschlagshäufigkeit ( $P95_{fre}$ ) gibt die monatlich aggregierte Anzahl der täglichen Niederschlagsereignisse oberhalb des 95%-Perzentils wieder, und die Starkniederschlagssumme ( $P95_{sum}$ ) ergibt sich aus der Summe der monatlich aggregierten täglichen Niederschlagsmengen, die in Form starker Gebietsniederschläge auftreten.

Es soll darauf hingewiesen werden, dass im Rahmen dieser Forschungsarbeit eine initiale Variation der Perzentilwerte stattgefunden hat, um starke Gebietsniederschläge zu definieren. Jedoch stellte sich dabei heraus, dass die Setzung einer 90%-Schwelle ein zu schwaches Kriterium starker Gebietsniederschläge darstellt, da je nach Region und Jahreszeit relativ geringe Absolutwerte des Niederschlags ausreichen, um darin klassifiziert zu werden. Andererseits zeigte die Analyse mit dem höheren 98%-Perzentil, dass im weiteren Forschungskontext eine statistische Auswertung nur noch sporadisch erfolgen kann, da eine Beziehung zwischen mehreren Zirkulationstypen und starken Gebietsniederschlägen hergestellt werden sollte. Dabei entfielen auf die entsprechenden Zirkulationstypen nicht mehr genügend Ereignisse in Form starker Gebietsniederschläge, sodass die minimale Anforderung an eine Stichprobengröße von  $n = 30$  häufig unterschritten wurde. Die Wahl des 95%-Perzentils kann auch unter hydrologischen Aspekten, etwa im Hinblick auf eine Hochwassergefährdung, als sinnvoll erachtet werden: So können externe Faktoren wie zum Beispiel der Zustand der Flusseinzugsgebiete, die im Rahmen dieser Arbeit nicht beachtet werden, auch zu Hochwasserereignissen bei niedrigeren Perzentilwerten führen. Ebenfalls bleibt zu bedenken, dass die Berechnung der Perzentile auf täglichen Gebietsniederschlägen beruht, während atmosphärische Zirkulationstypen auch eine Persistenz aufweisen können und zu mehreren Tagen mit anhaltenden Niederschlägen führen können, die nicht zwingend in Form einer markanten Perzentil-Überschreitung auftreten.

In diesem Zusammenhang sind auch Sequenzen starker Gebietsniederschläge untersucht worden. Dabei sollte zudem ein Nachweis über besonders persistente, starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen erfolgen. Jedoch verteilten sich die Sequenzen von Tagen starker Gebietsniederschläge zumeist auf unterschiedlich klassifizierte snr Zirkulationstypen (Kapitel 7 ff.), sodass eine Bestimmung von persistenten snr Zirkulationstypen mit diesem Ansatz nicht ausreichend gut erfolgen konnte. Auch eine sequentielle Klassifizierung von Zirkulationstypen auf Zwei- oder Drei-Tages-Basis resultierte lediglich in einer unschärferen Charakterisierung der snr Zirkulationstypen selbst, sodass an dieser Stelle keine weiteren Analysen erfolgt sind.

#### 5.4 Rezente Trends der starken Gebietsniederschläge (1951–2006)

Um Trends der starken Gebietsniederschläge zu bestimmen, ist mit den monatlich aggregierten Daten ( $P95_{fre}$ ,  $P95_{sum}$ ) eine lineare Regression (Bahrenberg et al., 1999) durchgeführt worden. Als Signifikanztest ist der parameterfreie Test nach Mann-Kendall verwendet worden (Mann, 1945; Kendall, 1975). Für alle Niederschlagsregionen werden auf saisonaler Ebene und für beide Indizes starker Gebietsniederschläge die linearen Trends über den Gesamtzeitraum 1951–2006 berechnet. Es resultieren hierbei im Winter und Frühjahr nur wenige, signifikante Änderungen ( $\alpha = 0.05$ ), während im Sommer einige signifikante Abnahmen und im Herbst zumeist signifikante Zunahmen festzustellen sind. In den Abbildungen selbst sind die monatlich aufsummierten Starkniederschlagshäufigkeiten ( $P95_{fre}$ ) auf saisonaler Betrachtungsebene zu gleitenden Dreijahreswerten aggregiert worden. Zusätzlich fand eine Glättung mit einem elfjährigen Gauß'schen Tiefpassfilter statt. Es wurden für den Zeitraum 1951–2006 in die Abbildungen sowohl die linearen Trends als auch der Mittelwert mit aufgenommen. Aufgrund der generellen Ähnlichkeiten der Ergebnisse aus der Trendanalyse der  $P95_{fre}$  und  $P95_{sum}$  werden in den Abbildungen ausschließlich die signifikant ausfallenden Trends der  $P95_{fre}$  präsentiert.

Im Winter (DJF) resultieren unterschiedliche Trends der starken Gebietsniederschläge in den einzelnen Niederschlagsregionen. Auffällig erscheint insbesondere eine signifikante Zunahme in den Regionen Nordwest (Abbildung 4.1), Erzgebirge und Ost (Abbildung A1), während in der Region Süd (Abbildung 4.1) eine signifikante Abnahme festzustellen ist. Insgesamt weisen beide Indizes der starken Gebietsniederschläge ein ähnliches Trendverhalten auf. In den Regionen Südwest und Nordstau sind die langfristigen Trends nur schwach ausgeprägt und bleiben daher insignifikant.

Im Frühjahr bestehen signifikante Zunahmen der  $P95_{sum}$  im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes, das die Regionen Nordwest, Südwest und Mitte umfasst. Die  $P95_{fre}$  weisen zwar ähnlich gerichtete, jedoch schwächere Trends auf, die unter der Signifikanzschwelle zurückbleiben. Somit könnte, neben einer stärkeren Variabilität der  $P95_{fre}$ , eine tendenzielle Zunahme der Starkniederschlagsintensität in diesen Regionen im Frühjahr bestehen. Wiederum ist es im Frühjahr die Region Süd, die eine Abnahme bei den  $P95_{sum}$  zeigt und bezüglich der  $P95_{fre}$  auch eine signifikante Abnahme aufweist (Abbildung A2), während sich bei den übrigen Niederschlagsregionen keine signifikanten Trends ergeben.

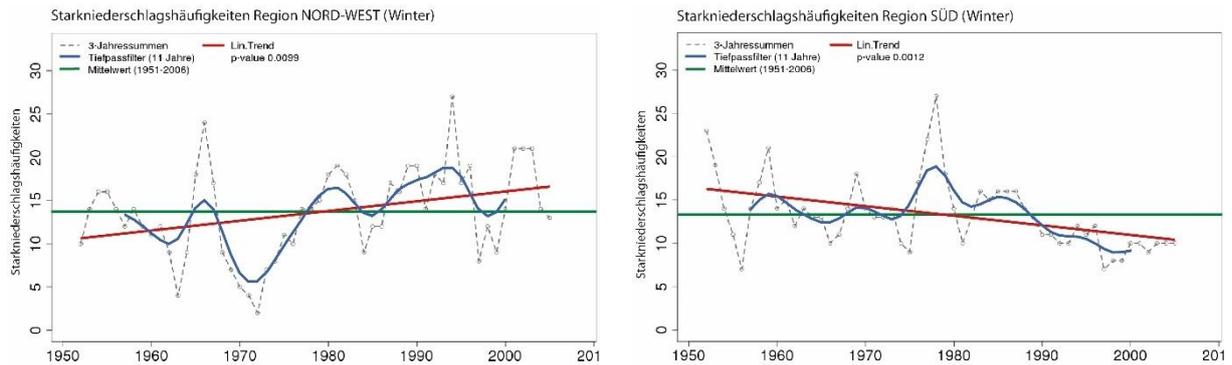


Abb.4.1: Signifikante Trends ( $\alpha = 0.05$ ) der Starkniederschlagshäufigkeiten: Regionen Nordwest und Süd im Winter (1951–2006). Dargestellt sind die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Starkniederschlagshäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

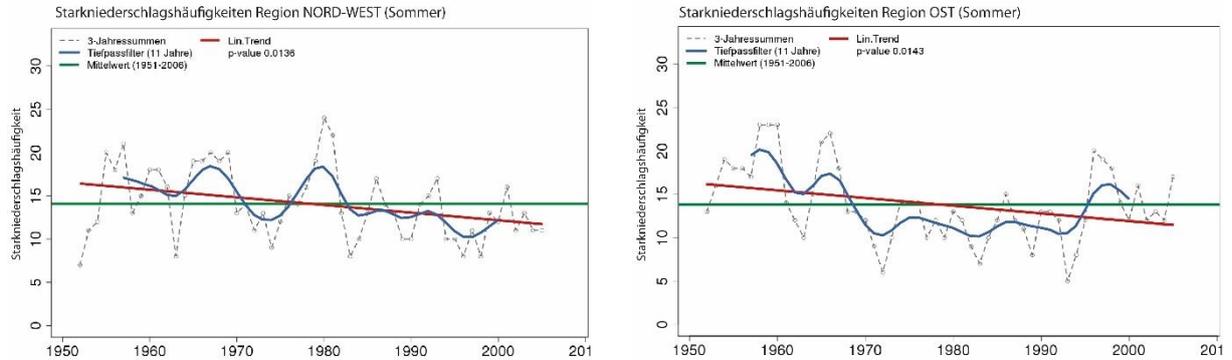


Abb.4.2: Signifikante Trends ( $\alpha = 0.05$ ) der Starkniederschlagshäufigkeiten: Regionen Nordwest und Ost im Sommer (1951–2006). Dargestellt sind die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Starkniederschlagshäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

Im Sommer resultiert in der Region Südwest eine signifikante Zunahme der  $P95_{fre}$  (Abbildung A3), während einige andere Regionen zum Teil signifikante Abnahmen aufweisen. Am deutlichsten fallen diese in den Regionen Nordwest und Ost (Abbildung 4.2) sowie Erzgebirge (Abbildung A3) aus. Der Vergleich beider Niederschlagsindizes verdeutlicht, dass in den Regionen Erzgebirge und Ost Unterschiede bestehen, da die  $P95_{fre}$  eine signifikante Abnahme aufweist, während die  $P95_{sum}$  in keiner signifikanten Änderung resultiert.

Im Herbst bestehen die deutlichsten Änderungssignale aller Jahreszeiten: Bis auf die Region Ost finden überall, wie beispielsweise in der Region Erzgebirge, sowohl für die  $P95_{fre}$  (Abbildung A4) als auch für die  $P95_{sum}$  signifikante Zunahmen statt.

Als Fazit der rezenten Entwicklung der starken Gebietsniederschläge lässt sich festhalten, dass keine einheitlichen Trends der Niederschlagsindizes innerhalb des rezenten Zeitraums (1951–2006) bestehen. Es existieren sowohl regionale Unterschiede, die durch das heterogene Untersuchungsgebiet verursacht werden, als auch stärkere saisonale Unterschiede. Herausgearbeitet werden konnten regional gegenläufige Trends wie im Winter zwischen der Niederschlagsregion Nordwest (Zunahme) und der Region Süd (Abnahme), während im Sommer überwiegende Abnahmen und im Herbst zumeist Zunahmen der Indizes starker Gebietsniederschläge bestehen. Bis auf Einzelfälle liefern die beiden Indizes der starken Gebietsniederschläge ähnliche Ergebnisse, auch wenn zum Teil Unterschiede bezüglich einer Signifikanzaussage bestehen.

## 6 Bestimmung von Zirkulationstypen für das südliche Mittel-europa

In diesem Kapitel sollen die ZTK (Kapitel 4.2.1) auf die NCEP/NCAR-Reanalysen für die Alpen-Domain 06 (Kapitel 4.2.2) angewendet und hinsichtlich starker Gebietsniederschläge evaluiert werden, um eine Klassifikationsmethode mit der besten Abbildungsleistung zu bestimmen. Kapitel 6.1 liefert einen kurzen Überblick der Möglichkeiten und Limitierungen einer ZTK, um in den darauffolgenden Kapiteln die generelle Vorgehensweise (Kapitel 6.2.1), die verwendeten Evaluationsmetriken zur Beurteilung der Zirkulationstypklassifikationen (Kapitel 6.2.2) und die Bestimmung der Eingangsparameter in die beste Zirkulationstypklassifikation (Kapitel 6.2.3) zu erläutern.

### 6.1 Zirkulationstypklassifikationen in der Klimatologie

Zirkulationstypen sind Gegenstand der synoptischen und dynamischen Klimatologie. Die atmosphärische Zirkulation über Europa zu klassifizieren, ist jedoch nur ein Teilaspekt, da eine Beziehung zwischen der atmosphärischen Zirkulation und dem Klima hergestellt werden soll (Jacobeit et al., 2009). Zirkulationstypklassifikationen dienen unter anderem dazu, die zeitliche Variabilität der Auftrittshäufigkeit bestimmter atmosphärischer Zustände zu bestimmen, um anhand der statistischen Verteilung Rückschlüsse auf Klimaveränderungen ziehen zu können. So wird zum Beispiel dokumentiert, dass von 1960 bis 2000 eine verstärkte Persistenz von westlich geprägten Zirkulationstypen im Winter über dem europäischen Raum mit einem Maximum in den 1990er-Jahren erfolgte (Werner et al., 2000). Diese Zunahme zeigte auch Auswirkungen auf die Klimaparameter im europäischen Raum, indem der Winterniederschlag und die Wintertemperatur zunahmten.

Spezifische Zirkulationstypen führen daher zu ähnlichen Ausprägungen der bodennahen Klimaparameter, sodass auch generell Rückschlüsse aus der atmosphärischen Zirkulation auf den Niederschlag gezogen werden können. Jedoch wird das Klima nicht nur von der Häufigkeitsverteilung der Zirkulationstypen beeinflusst, da ebenso zirkulationstypinterne Veränderungen stattfinden können (Barry und Perry, 1973). Da zirkulationstypinterne Veränderungen im Rahmen der vorliegenden Dissertation aufgrund des zeitlichen Aspekts nicht beachtet werden, wird mittels statistischen Downscalings von der Häufigkeitsverteilung atmosphärischer Zirkulationstypen auf starke Gebietsniederschläge geschlossen.

## 6.2 Zirkulationstypklassifikationen und Bestimmung ihrer Eingangsparameter

### 6.2.1 Generelle Vorgehensweise

Alle drei in den Kapiteln 4.2.1.1 und 4.2.1.2 beschriebenen ZTK (GWT, DKM, SANDRA) sind hinsichtlich ihrer Abbildungsleistung für den Niederschlag sowie die starken Gebietsniederschläge evaluiert worden. Dabei ist die GWT-Klassifikationsmethode nur im Anfangsstadium der Analysen als eine Vergleichsmethode mit analysiert worden; dies ist jedoch aufgrund der fehlenden Möglichkeiten einer Hinzunahme weiterer atmosphärischer Variablen nicht weiter betrieben worden. Ein wesentlicher Vorteil der optimierungsbasierten Methoden ergibt sich somit aus der Möglichkeit, mehrere atmosphärische Variablen in die Klassifikation mit einzubeziehen und eine zusätzliche Konditionierung auf die Zielgröße des Niederschlags durchzuführen. Die Auswahl und die durchgeführte Gewichtung der atmosphärischen Variablen finden unter Verwendung der DKM-Methode statt. Um die Klassifikationsmethode zu optimieren, sind auch die Gebietsniederschlagsreihen der Niederschlagsregionen in die saisonal vorgenommenen Klassifikationen mit eingegangen, so dass eine Konditionierung auf die Zielgröße stattgefunden hat. Mittels einer durchgeführten Evaluation ist die abbildungsstärkste DKM-Zirkulationstypklassifikation bestimmt worden, und ihre Ergebnisse sind in Form der unterschiedlichen Kombinationen von Gewichten der atmosphärischen Variablen und des Niederschlags auf die finale und zu weiteren Analyse Zwecken verwendete SANDRA-Klassifikationsmethode übertragen worden.

Da eine generelle Abhängigkeit zwischen der Zirkulationstypenanzahl und der Abbildungsleistung besteht, musste zuerst eine adäquate Anzahl an Klassen bestimmt werden. Generell gilt, dass eine höhere Anzahl an vorbestimmten Zirkulationstypklassen zu einer besseren Abbildungsleistung von bodennahen Klimaparametern, zum Beispiel aufgrund erhöhter Werte der erklärten Varianz, nachgewiesen werden kann (Beck und Philipp, 2010). Gleichzeitig verliert jedoch die Zirkulationstypklassifikation an Trennschärfe, so dass viele Klassen eine stärkere Ähnlichkeit untereinander aufweisen. Neben der daraus resultierenden Unübersichtlichkeit entfallen in weiteren Analyseaspekten entsprechend weniger Ereignisfälle auf die jeweiligen Zirkulationstypen, sodass vermehrt Schwierigkeiten bei der statistischen Auswertung auftreten können. Aufgrund beider Aspekte fiel die Wahl auf eine mittlere Klassenzahl von 18, die sich mitunter im Kontext der COST Action 733 als bewährt herausgestellt hat (Philipp et al., 2010).

## 6.2.2 Evaluationsmetriken zur Beurteilung der Zirkulationstyp-klassifikationen

Um eine optimale Kombination und Gewichtung eingehender Variablen in die ZTK zu finden, muss eine Evaluierung der Abbildungsleistung der jeweiligen ZTK durchgeführt werden.

Die erklärte Varianz (EV) ist in diesem Zusammenhang ein Maß dafür, wie gut die Abbildungsleistung der ZTK hinsichtlich der Gebietsniederschläge ausfällt, und stellt den Anteil an der Gesamtvarianz des Niederschlags dar, der durch die ZTK statistisch erklärt werden kann. Die erklärte Varianz ergibt sich dabei aus der Beziehung zwischen der Varianz der Gebietsniederschläge zwischen den Klassen und der Gesamtvarianz.

$$EV = \frac{\sum_{k=1}^K N_k (\bar{a}_k - \bar{a})^2}{\sum_{i=1}^N (a_i - \bar{a})^2} \quad (6.1)$$

Dabei ist  $N$  die Anzahl der Fälle, während  $K$  die Anzahl der Klassen (Zirkulationstypen) und  $a_i$  den Wert der Zielvariablen (Gebietsniederschlag) für den Zeitpunkt  $i$  beschreiben.  $\bar{a}$  und  $\bar{a}_k$  sind die übergreifenden beziehungsweise klassenspezifischen Mittelwerte (Beck et al., 2013).

Bei der Evaluation der starken Gebietsniederschläge werden diese als tägliche Niederschlagssummen definiert, die das regionenspezifische 95%-Perzentil überschreiten. Durch das dichotome Gütemaß des Brier-Skill-Scores (BSS) kann die ZTK als eine Wahrscheinlichkeitsvorhersage aufgefasst werden. Es wird die durchschnittliche Anzahl an Schwellenwertüberschreitungen (Events) bei einem bestimmten Zirkulationstyp als Erwartungswert aller Tage mit demselben Zirkulationstyp aufgefasst, der mit den jeweils eingetretenen Werten verglichen wird. Dafür wird eine abgewandelte Form des Brier-Skill-Scores (Brier, 1950; Wilks, 2006) verwendet, die durch Schiemann und Frei (2010) eingeführt worden ist, um zu quantifizieren, wie gut die ZTK Events die bodennahen Klimaparameter abbilden können. Der BSS nimmt Werte zwischen 0 und 1 an, wobei höhere Werte einer höheren Güte der Abbildungsleistung hinsichtlich der starken Gebietsniederschläge entsprechen.

$$BSS = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^I N_i (y_i - \bar{o})^2}{\bar{o}(1 - \bar{o})} \quad (6.2)$$

$N$  ist die Anzahl der Fälle und  $i = 1, \dots, I$  die Anzahl der Zirkulationstypen;  $y_i$  ist die relative Häufigkeit der Events für den Zirkulationstypen  $i$ . Da eine Zuordnung zwischen allen Tagen und einer bestimmten Zirkulationstypenklasse erfolgen kann, wird  $y_i$  als eine Wahrscheinlichkeitsvorhersage eines Events (in Form einer Schwellenwertüberschreitung der

täglichen Gebietsniederschläge) aufgefasst.  $N_i$  ist die Häufigkeit des Zirkulationstyps  $i$ . Die binären Ausprägungsformen des Indikators  $\bar{o}$  geben an, ob an einem Tag ein Event resultierte. Dabei nimmt  $\bar{o}$  den Wert 0 an, falls kein Event stattgefunden hat und den Wert 1, falls ein Event registriert worden ist (Schiemann und Frei, 2010).

### 6.2.3 Bestimmung der Eingangsparameter

Aus den NCEP/NCAR-Reanalysen sind die für die ZTK relevanten Variablenfelder entnommen worden. Während für die GWT-Methode lediglich einzelne Druckfelder (z. B. MSLP) klassifiziert werden können, ist für die nicht-hierarchische Clusteranalyse DKM ein insgesamt sehr umfangreicher Auswahlprozess durchgeführt worden. Bei den objektiven, nicht-hierarchischen Clusteranalysen können mehrere atmosphärische Variablen in die Klassifikation mit eingehen, wobei diese jedoch vor dem Klassifikationsprozess standardisiert werden müssen. Die Auswahl der in die ZTK eingehenden Variablen erfolgte aufgrund einer Reihe von Experimenten mit systematisch kombinierten atmosphärischen Variablenfeldern verschiedener Atmosphärenniveaus (1000hPa, 700hPa, 500hPa und 300hPa). Einen Überblick der in die Klassifikationen mit eingehenden atmosphärischen Variablen liefert Tabelle 3.

Tab.3: Analytierte atmosphärische Variablen zur Optimierung der DKM-Zirkulationstypklassifikation. Die Variablen OMEGA, RHUM, SHUM und RVOR wurden für die Druckniveaus 1000, 700, 500 und 300 hPa getestet. Die kombinierten Variablen mit der besten Abbildungsleistung sind hervorgehoben.

<b>Variable</b>	<b>Bedeutung</b>
MSLP	Mittlerer Luftdruck auf Meeresniveau
Z500	Geopotenzielle Höhe des 500-hPa-Niveaus
OMEGA	Vertikalgeschwindigkeit
RHUM	Relative Luftfeuchte
SHUM	Spezifische Luftfeuchte
RVOR	Relative Wirbelgröße (Vorticity)
CAPE	Convective Available Potential Energy
LI	Lifted Index
PW	Precipitable Water

Die dargestellten Variablen besitzen alle einen physikalischen Einfluss auf die Niederschlagsbildung. Es zeigte sich jedoch, dass nicht alle physikalisch plausiblen Variablen bei Durchführung der DKM-Klassifikation mit 18 Klassen zielführend in einer hohen Abbildungsleistung für die starken Gebietsniederschläge resultieren. Dies gilt insbesondere für die atmosphärischen Variablen der spezifischen Luftfeuchtigkeit und der Labilitätsmaße CAPE bzw. Lifted Index. Eine Begründung kann die grobe Auflösung von  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  der

Gitterboxen der NCEP/NCAR-Reanalyse liefern: Atmosphärische Parameter wie die spezifische Luftfeuchtigkeit weisen eine räumlich hohe Variabilität auf, sodass die Auflösung der Reanalysen zu grob ist, um die räumliche Variabilität in ausreichender Weise abzubilden.

Abbildung 5.1 zeigt einen Vergleich der Höhe der regionalen Brier-Skill-Scores für die beiden Basisklassifikationen DKM18 und GWT18 unter Verwendung der atmosphärischen Variable MSLP. Dabei stellen sich Werte zwischen 0.1–0.2 ein, wobei regional etwas höhere Werte der DKM-Klassifikation zuzuweisen sind. Dennoch fallen die Werte gering aus, sodass nur eine unzureichende Verlässlichkeit in der Abbildungsleistung beider Klassifikationen besteht. Ebenfalls umfasst die erklärte Varianz einen niedrigen Wertebereich zwischen circa 10–25 %.

Durch die systematisch erfolgte Kombination der aus der Tabelle 3 zu entnehmenden atmosphärischen Variablen unterschiedlicher Höhengniveaus mit gleichzeitig durchgeführter Gewichtung konnte die Abbildungsleistung der DKM-Klassifikation jedoch erhöht werden. Eine Gewichtung muss dabei stattfinden, um den Einfluss aller eingegangenen Parameter auf die Klassifikation zu kontrollieren. Die ZTK mit der besten Abbildungsleistung für die starken Gebietsniederschläge konnte somit mittels der Variablenkombination des mittleren Luftdrucks auf Meeressniveau (MSLP), der Vertikalbewegung (OMEGA) der 700hPa-Fläche sowie der relativen Luftfeuchtigkeit (RHUM) der 700hPa-Fläche erlangt werden. Dabei ist zur Beurteilung der besten Variablenkombination für das südliche Mitteleuropa das Regionen-Mittel des BSS über alle Jahreszeiten berechnet worden. Regionenübergreifend stellte sich im Winter, Frühjahr und Herbst die genannte Variablenkombination als am geeignetsten heraus, während sich im Sommer regionale Unterschiede ergaben.

Der Luftdruck auf Meeressniveau lässt dabei auf die großräumigen, zirkulationsdynamischen Verhältnisse schließen, während die Vertikalbewegung ein Maß für die Labilität der Luftmassen darstellt und die relative Luftfeuchtigkeit über das Verhältnis von aktuellem zu maximal möglichem Dampfdruck Aufschluss gibt. Die Steigerungen der Abbildungsleistung mittels einer Erhöhung des BSS auf den Wertebereich 0.15–0.28 sind der Abbildung 5.2 durch die bezeichnende Klassifikationsmethode *DKM18 Klassen MSLP(1) OMEGA700(5) RHUM700(5)* zu entnehmen. Bei den Zahlenwerten in Klammern handelt es sich um die jeweils bestimmten Gewichtungsfaktoren.

Neben atmosphärischen Variablen können auch zusätzlich lokale Wetterausprägungen in die DKM-Klassifikationsmethode mit aufgenommen werden. Da in den großräumigen atmosphärischen Variablen keine direkten Informationen über den Niederschlag als Prädiktor enthalten sind, ist dieser ebenfalls in die Klassifikation mit aufgenommen worden. Ziel ist es, die Klassifikation hinsichtlich der Zielgröße (regionale Niederschlagsreihen) zu

optimieren. Die Konditionierung der nicht-hierarchischen Clusteranalysen setzt jedoch voraus, dass auch die Zielgröße in der Präprozessierung standardisiert wird. Nicht zuletzt aufgrund der unterschiedlichen Anzahl zwischen Gitterboxen der atmosphärischen Variablen und der Anzahl an regionalen Niederschlagsreihen müssen auch hier die Niederschlagszeitreihen im Verhältnis zu den atmosphärischen Variablen sinnvoll gewichtet werden. Eine zu geringe Gewichtung der Gebietsniederschläge im Verhältnis zu den atmosphärischen Variablen würde zu einer nur unerheblichen Verbesserung der Klassifikation führen, während eine zu starke Gewichtung zu einem Ergebnis führt, das primär vom Niederschlag dominiert wird.

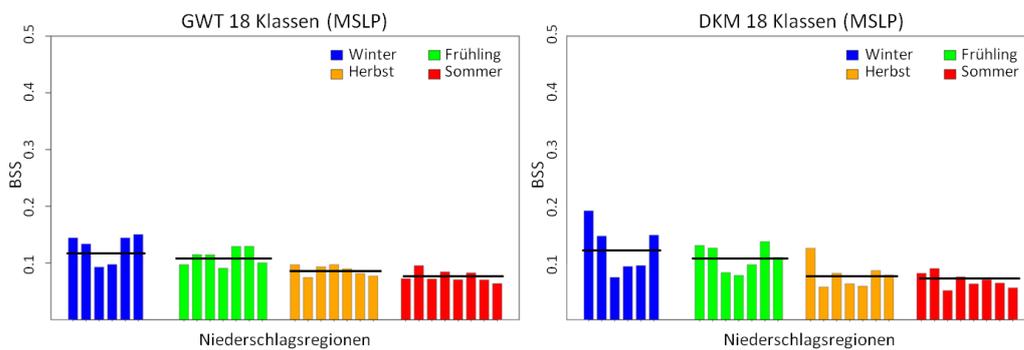


Abb.5.1: Regionenspezifischer Brier-Skill-Score auf saisonaler Basis unter Verwendung einfacher Klassifikationsmethoden: GWT 18 Klassen (MSLP) & DKM 18 Klassen (MSLP). Der Balken stellt das Regionenmittel dar.

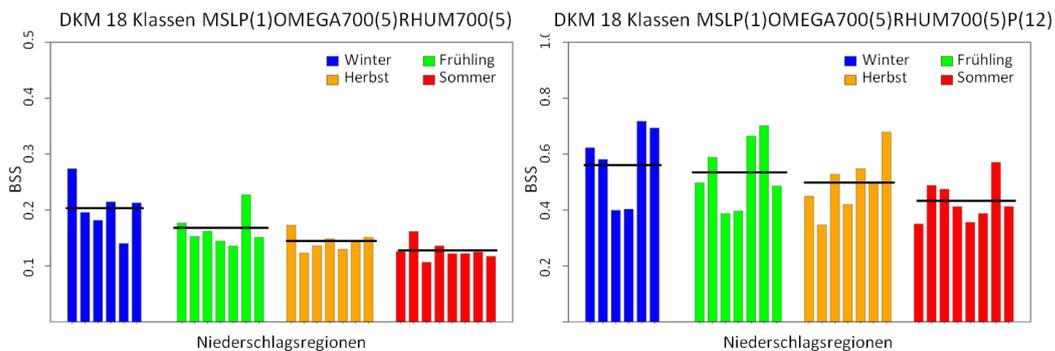


Abb.5.2: Regionenspezifischer Brier-Skill-Score auf saisonaler Basis unter Verwendung von DKM 18 Klassen mit gewichteten Parametern (MSLP, OMEGA700, RHUM700) sowie einer auf die Zielvariable (P) konditionierten Klassifikationsvariante. Der Balken stellt das Regionenmittel dar.

Insgesamt führt die Konditionierung zu einer erheblichen Verbesserung der Abbildungsleistung (Abbildung 5.2). Der BSS nimmt nun den Wertebereich 0.36–0.75 für alle Jahreszeiten und Regionen an. In dieser Abbildung ist der Gewichtungsfaktor 12 für den Niederschlag (P) verwendet worden, um alle Jahreszeiten zu klassifizieren. In weiteren Analysen sind jedoch die in Tabelle 4 saisonal variierenden Gewichtungsfaktoren der regionalen Niederschlagsreihen verwendet worden, die zu den besten saisonalen Abbildungsleistungen geführt haben.

Bei allen Auswertungsschritten ist für das Untersuchungsgebiet die global beste ZTK (hinsichtlich eingehender und gewichteter Variablen) ausgewählt worden. In den östlichen Niederschlagsregionen resultierten jedoch auch einige ZTK mit einer geringfügig besseren Performance im Sommer. Insgesamt kann anhand der Abbildungen 5.1 und 5.2 dargelegt werden, dass sowohl saisonale als auch regionale Unterschiede in der Höhe des BSS bei allen Klassifikationsvarianten bestehen, wobei die schwächste Abbildungsleistung im Sommer und die stärkste im Winter resultiert. Die erklärte Varianz spiegelt den BSS wider, sodass auch hier bei der konditionierten Variante die höchsten erklärten Varianzen von bis zu 85 % erreicht werden können.

Die für die Forschungsfrage gefundene, beste und gewichtete Parameterkombination *MSLP(1) OMEGA700(5) RHUM700(5) P(X)* ist auf die rechenintensivere SANDRA-Klassifikationsmethode übertragen worden. Tabelle 4 stellt die Gewichtungsfaktoren der Zielgröße für die SANDRA-Klassifikation mit der besten Abbildungsleistung vor, die gegenüber der konditionierten und gewichteten DKM-Methode um bis zu 3% erhöht werden konnte.

Tab.4: Gewichtungsfaktoren (X) der Zielgröße für die Konditionierung der SANDRA (DKM) 18 Klassen *MSLP(1)OMEGA700(5)RHUM700(5) P(X)* Klassifikation auf saisonaler Ebene.

Jahreszeit	Gewichtungsfaktoren der Zielgröße
Winter	<b>12</b>
Frühjahr	<b>16</b>
Sommer	<b>8</b>
Herbst	<b>16</b>

## 7 Starke Gebietsniederschläge und Zirkulationstypen (1951–2006)

In diesem Kapitel sollen aus dem statistischen Zusammenhang der starken Gebietsniederschläge und der Zirkulationstypen die snr Zirkulationstypen für die einzelnen Niederschlagsregionen bestimmt werden. Hierzu wird die Häufigkeitsverteilung der starken Gebietsniederschläge auf die 18 Zirkulationstypen für den Zeitraum 1951–2006 mittels zweier unterschiedlicher Maße untersucht (Kapitel 7.1). Das Kapitel 7.2 widmet sich einer kurzen Interpretation eines Beispiel-Zentroids eines snr Zirkulationstyps, um anschließend in Kapitel 7.3 die rezenten Trends der Häufigkeiten snr ZT darzulegen und unter Bezugnahme auf die Zentroide zu analysieren. Abschließend sollen ein Zwischenfazit wesentliche Erkenntnisse verdichten und ein Fallbeispiel der snr Zirkulationstypen zum Hochwasserereignis im südlichen Mitteleuropa im Mai/Juni 2013 gegeben werden.

### 7.1 Bestimmung der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen

Als ZTK zur Bestimmung snr Zirkulationstypen ist die 18 Klassen umfassende, gewichtete und auf die Zielgröße konditionierte SANDRA-Klassifikation mit den Variablen  $MSLP(1)$   $OMEGA700(5)$   $RHUM700(5)$   $P(X)$  herangezogen worden.

Um eine statistische Beziehung zwischen ZT und starken Gebietsniederschlägen herzustellen, ist sowohl der Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Tagen mit starken Gebietsniederschlägen als auch der Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage mit starken Gebietsniederschlägen berechnet worden. Auch hier ist eine saisonale und regionale Differenzierung erfolgt. Die Ergebnisse werden in Form von Häufigkeitstabellen dargestellt und mit den entsprechenden Zentroiden der snr Zirkulationstypen im Anhang verglichen. Beide Arten der Häufigkeitstabellen verdeutlichen, welche ZT in den Niederschlagsregionen als snr zu bezeichnen sind. Da die ZTK die atmosphärischen Variablenfelder des Luftdrucks auf Meeresniveau sowie der Vertikalbewegung und relativen Luftfeuchte der 700hPa-Fläche umfasst, ergeben sich gemittelte atmosphärische Variablenfelder für jede Zentroid-Klasse. Durch die Konditionierung der ZTK kann zusätzlich ein Niederschlags-Zentroid erhalten werden, der für jeden ZT die dabei auftretenden (gemittelten) täglichen Niederschlagssummen über dem südlichen Mitteleuropa wiedergibt (Kapitel 7.2).

Ein ZT gilt dabei als snr, wenn mindestens 20 % der Zirkulationstyp-Tage mit Starkniederschlag verbunden sind und/oder mindestens 20 % aller Starkniederschlagstage auf ihn entfallen. Dabei sind zur Beurteilung der Starkniederschlagsrelevanz insgesamt drei subjektive Schwellenwerte gesetzt worden, die sich in ihrer individuellen Farbgebung auch in den Tabellen 5.1–5.6 sowie in Tabelle A1 und A2 wiederfinden lassen.

> 20 % starkniederschlagsrelevant

> 40 % hoch starkniederschlagsrelevant

> 60 % höchst starkniederschlagsrelevant

Im Winter resultieren wenige snr Zirkulationstypen für die Niederschlagsregionen. So erreichen für die meisten Regionen nur 1–2 ZT einen Anteil über 20 % aller Starkniederschlagstage, während den übrigen ZT zumeist nur eine geringe Bedeutsamkeit zukommt (Tabelle 5.1). Ebenfalls können meist nur zwischen 3–5 ZT benannt werden, die bei Auftreten zu häufigen, starken Gebietsniederschlägen führen (Tabelle 5.2). Jedoch weisen die Zirkulationstyp-Tage höhere Häufigkeiten (zwischen 40–100 %) der snr Zirkulationstypen auf als die Starkniederschlagstage aller Zirkulationstypen. Dabei ist ZT8 für alle Regionen snr, während dies ebenfalls für den ZT15 noch nahezu (exklusive Region Süd) gilt. In der Region Nordwest weisen die zonalen ZT12 und ZT16 (Abbildung A5) die höchsten prozentualen Anteile an Starkniederschlagstagen mit 21 % und 44 % auf (Tabelle 5.1). Der Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die mit Starkniederschlag verbunden sind, verdeutlicht die Relevanz der zonalen Zirkulationstypen für die nördlichen Regionen, während die gemischten ZT14 und ZT15 (Abbildung A5) häufig zu starken Gebietsniederschlägen in den Regionen nördlich des Alpenhauptkammes führen (Tabelle 5.2). Ebenfalls sei auf die Region Ost hingewiesen, bei der hinsichtlich des Prozentanteils der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen keine deutliche Zuordnung erfolgen kann, jedoch ebenfalls ein Schwerpunkt der Starkniederschläge bei zonalen Zirkulationstypen gemäß der Tabelle 5.2 auszumachen ist. Auch in der Region Ost sind es somit die zonalen ZT12, ZT14 und ZT15, die eine Snr aufweisen. Der ZT8 führt in allen Niederschlagsregionen zu starken Gebietsniederschlägen, wobei ein Schwerpunkt in der Region Nordstau und Südwest zu finden ist. Dieser ZT wird charakterisiert durch eine Austrohung tiefen Luftdrucks aus dem subpolaren Bereich weit Richtung Süden (Abbildung A5). Durch eine nordwestliche Anströmungsrichtung sind die beiden ZT15 und ZT18 in der Region Nordstau snr, während großamplitudige Tiefdrucktröge und daraus entstehende Cut-off Lows über Oberitalien mit den Ausprägungsformen wie ZT6 und ZT11 für die Niederschlagsregion Süd snr sind. Zudem ist der ZT11 für 30 % aller Tage mit starken Gebietsniederschlägen in der Region Süd im Winter verantwortlich (Tabelle 5.1) und führt bei Auftreten in 100 % der Fälle auch zu starken Gebietsniederschlägen (Tabelle 5.2).

Zusammenfassend sind im Winter zonale Zirkulationstypen primäre Auslöser für starke Gebietsniederschläge in den nördlichen Regionen (Nordwest, Erzgebirge, Ost), während gemischte Zirkulationstypen insbesondere für die Region Nordstau und meridionale Zirkulationstypen/Cut-off Lows für die südlichen und östlichen Regionen (Süd, Nordstau, Ost und Erzgebirge) eine besondere Starkniederschlagsrelevanz aufweisen.

Tab.5.1: Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Winter in den Niederschlagsregionen (1951–2006).

	N-West	S-West	Ost	Erzg	N-Stau	Süd
ZT1	0	0	0	0	0	0,4
ZT2	0	0	0	0,8	0	0,4
ZT3	4	0	0	0,4	0	0
ZT4	0	0	0	0	0	0
ZT5	0	0	1,6	0,8	0	0
ZT6	0,4	1,2	8,3	2	0	57,7
ZT7	4,4	34,4	5,1	2	0	2
ZT8	2,4	3,6	2,4	2,8	4	2,8
ZT9	0	0	0	0	0	0
ZT10	0	0	0,4	4	0	0
ZT11	0,4	2,8	11,1	2,4	10,7	30
ZT12	21,3	13	14,6	18,2	4	0,4
ZT13	0	0	5,9	4,4	3,2	0
ZT14	12,3	23,7	14,2	7,1	15,8	1,2
ZT15	9,5	13,8	14,2	11,5	22,1	4
ZT16	43,5	2,4	7,5	31,2	0	0,8
ZT17	0	0	0	0,4	0	0
ZT18	2	5,1	14,6	12,3	40,3	0,4

Tab.5.2: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Winter in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind (1951–2006).

	N-West	S-West	Ost	Erzg	N-Stau	Süd
ZT1	0	0	0	0	0	0,2
ZT2	0	0	0	0,4	0	0,2
ZT3	3,5	0	0	0,4	0	0
ZT4	0	0	0	0	0	0
ZT5	0	0	1,1	0,6	0	0
ZT6	0,4	1,3	9,3	2,2	0	64,9
ZT7	4,1	32,6	4,9	1,9	0	1,9
ZT8	60	90	60	70	100	70
ZT9	0	0	0	0	0	0
ZT10	0	0	0,2	1,9	0	0
ZT11	1,3	9,2	36,8	7,9	35,5	100
ZT12	100	61,1	68,5	85,2	18,5	1,9
ZT13	0	0	4,8	3,4	2,6	0
ZT14	50	96,8	58,1	29	64,5	4,8
ZT15	42,9	62,5	64,3	51,8	100	17,9
ZT16	49,8	2,7	8,6	35,8	0	0,9
ZT17	0	0	0	0,2	0	0
ZT18	3,3	8,4	24	20,1	66,2	0,7

Im Frühjahr führt in den nördlichen Regionen Nordwest (46 %), Mitte (20 %) und Erzgebirge (21 %) der zonale ZT10 (Abbildung A6) zu den häufigsten Starkniederschlagstagen, während die Region Süd am stärksten bei ZT3 (55 %) und ZT11 (21 %) davon betroffen ist (Tabelle 5.3). Die Zentroide beider ZT zeigen ein Cut-off Low im Bereich der Region Süd, wobei eine stärkere mittlere Niederschlagsintensität bei dem ZT11 besteht (Abbildung A6). In der Region Süd resultieren in 76 % der Fälle des Auftretens des ZT3 und in 98 %

der Fälle bei ZT11 starke Gebietsniederschläge (Tabelle 5.4). ZT14 ist für die Regionen Ost und Nordstau snr, wobei in der Region Nordstau diese auch in 98 % der Fälle der Zirkulationstyp-Tage resultieren. ZT14 stellt ein Cut-off Low dar, welches nun jedoch durch seine Lage insbesondere die beiden Niederschlagsregionen Nordstau und Ost beeinflusst (Abbildung A6).

Tab.5.3: Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Frühjahr in den Niederschlagsregionen (1951–2006).

	N-West	Erzg	S-West	Ost	N-Stau	Mitte	Süd
ZT1	0,0	5,0	0,0	3,5	5,8	0,8	0,0
ZT2	17,4	18,6	9,3	10,5	14,0	24,4	1,6
ZT3	1,2	1,9	1,9	9,7	4,3	1,6	55,0
ZT4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT5	0,0	0,0	0,4	0,0	0,4	0,4	0,0
ZT6	2,3	5,4	19,8	3,1	10,5	11,2	0,4
ZT7	4,3	3,5	5,8	3,5	6,2	6,2	1,9
ZT8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT9	1,2	0,4	6,6	0,0	0,0	0,8	0,0
ZT10	45,7	20,5	7,8	1,9	0,4	19,8	0,0
ZT11	1,6	4,3	4,7	9,7	10,5	3,5	20,5
ZT12	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT13	7,4	7,4	34,1	4,3	9,7	20,2	5,0
ZT14	1,2	6,6	8,9	20,5	31,8	5,8	12,8
ZT15	0,0	2,7	0,4	1,2	0,4	0,0	0,0
ZT16	0,8	17,4	0,4	29,8	6,2	2,3	1,6
ZT17	16,7	5,4	0,0	0,4	0,0	3,1	0,0
ZT18	0,4	0,8	0,0	1,9	0,0	0,0	1,2

Tab.5.4: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Frühjahr in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind (1951–2006).

	N-West	Erzg	S-West	Ost	N-Stau	Mitte	Süd
ZT1	0,0	3,9	0,0	2,7	4,5	0,6	0,0
ZT2	60,8	64,9	32,4	36,5	48,7	85,1	5,4
ZT3	1,6	2,7	2,7	13,4	5,9	2,1	75,9
ZT4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,0
ZT6	2,5	5,8	21,0	3,3	11,1	11,9	0,4
ZT7	64,7	52,9	88,2	52,9	94,1	94,1	29,4
ZT8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT9	1,0	0,3	5,8	0,0	0,0	0,7	0,0
ZT10	78,7	35,3	13,3	3,3	0,7	34,0	0,0
ZT11	7,4	20,4	22,2	46,3	50,0	16,7	98,2
ZT12	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT13	21,4	21,4	98,9	12,4	28,1	58,4	14,6
ZT14	3,6	20,2	27,4	63,1	97,6	17,9	39,3
ZT15	0,0	1,2	0,2	0,5	0,2	0,0	0,0
ZT16	2,1	46,9	1,0	80,2	16,7	6,3	4,2
ZT17	11,9	3,9	0,0	0,3	0,0	2,2	0,0
ZT18	0,3	0,5	0,0	1,3	0,0	0,0	0,8

Snr für die Region Südwest ist gemäß den beiden Häufigkeitstabellen (Tabelle 5.3 und 5.4) der ZT13. Dieser zeichnet sich durch einen südwärts verlagerten tiefen Luftdruck aus, so dass sich über der Region Südwest das Maximum des Niederschlages befindet (Abbildung A6).

Im Frühjahr sind unterschiedlich positionierte Cut-off Lows für die Niederschlagsregionen im Süden und Osten snr. Die westlichen und nördlichen Regionen werden entsprechend dem Winter durch zonal geprägte Zirkulationstypen oder einen südöstlich ausgedehnten subpolaren Tiefdruck beeinflusst.

Tab.5.5: Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Sommer in den Niederschlagsregionen (1951–2006).

	N-West	S-West	N-Stau	Ost	Erzg	Mitte	Süd	N-Cz
ZT1	10,9	2,3	8,1	3,9	28,7	16,7	0	19,8
ZT2	35,7	20,5	2,7	0,4	14	33	0,4	4,7
ZT3	0,4	0,4	0,8	5,8	0,4	0,4	35,7	0
ZT4	0,4	0	0	0,4	0,4	0	0	0
ZT5	0,8	7,4	10,5	8,1	5	2,3	7,8	8,1
ZT6	0	1,6	18,2	27,5	4,7	2,7	1,6	18,2
ZT7	0	0	0	0	0	0	0	0
ZT8	1,9	24,8	25,2	11,2	2,7	6,6	4,7	12,4
ZT9	2,7	11,2	15,5	22,1	2,7	0,8	42,6	5,4
ZT10	1,2	0	0,4	7,4	5,4	0,4	0	2,7
ZT11	20,2	0	0	0,4	8,9	3,5	0,4	1,6
ZT12	0	0	0	0,8	0	0	0	0
ZT13	0	0	0	0	0	0	0	0
ZT14	0	0	1,2	1,6	1,9	0,8	0	4,3
ZT15	6,6	24	15,9	2,7	8,9	17,4	3,9	10,5
ZT16	5	7,8	0	0	2,7	4,7	0	0,8
ZT17	12	0	1,6	7,4	13,6	10,5	3,1	11,2
ZT18	2,3	0	0	0,4	0	0,4	0	0,4

Tab.5.6: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Sommer in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind (1951–2006).

	N-West	S-West	N-Stau	Ost	Erzg	Mitte	Süd	N-Cz
ZT1	34,6	7,4	25,9	12,4	91,4	53,1	0	63
ZT2	53,5	30,8	4,1	0,6	20,9	49,4	0,6	7
ZT3	0,5	0,5	1	7,7	0,5	0,5	47,2	0
ZT4	0,2	0	0	0,2	0,2	0	0	0
ZT5	7,1	67,9	96,4	75	46,4	21,4	71,4	75
ZT6	0	4,4	52,2	78,9	13,3	7,8	4,4	52,2
ZT7	0	0	0	0	0	0	0	0
ZT8	2,3	29,9	30,4	13,6	3,3	7,9	5,6	15
ZT9	6,3	26,1	36	51,4	6,3	1,8	99,1	12,6
ZT10	0,8	0	0,3	5,3	3,9	0,3	0	1,9
ZT11	14,3	0	0	0,3	6,3	2,5	0,3	1,1
ZT12	0	0	0	0,3	0	0	0	0
ZT13	0	0	0	0	0	0	0	0
ZT14	0	0	0,7	1	1,2	0,5	0	2,6
ZT15	25,8	93,9	62,1	10,6	34,9	68,2	15,2	40,9
ZT16	3,8	5,8	0	0	2	3,5	0	0,6
ZT17	9,3	0	1,2	5,7	10,5	8,1	2,4	8,7
ZT18	1,6	0	0	0,3	0	0,3	0	0,3

Auch im Sommer entfallen auf die starken Gebietsniederschläge nur wenige ZT für jede Niederschlagsregion (Tabellen 5.5 und 5.6). So handelt es sich bei ZT1 um ein Cut-off Low (Abbildung A7), welches durch seine Positionierung einen Niederschlagsschwerpunkt im Bereich des Erzgebirges und Nord-Tschechiens aufweist. Snr für die Region Süd sind vor

allem die beiden ZT3 und ZT9, deren Zentroide eine Ausdehnung des subpolaren Tiefdrucks nach Süden zeigen. ZT5, ebenfalls ein ausgebildetes Cut-off Low, zeigt sich im Nordstau der Alpen als ausgesprochen snr und besitzt ebenfalls einen Einfluss auf die umgebenden Regionen (Abbildung A7). Gleiches gilt für ZT6, da auch hier eine nördliche bis nordöstliche Anströmungsrichtung zu starken Gebietsniederschlägen in der Region Nordstau führt. ZT15 stellt sich hingegen in der Region Südwest als snr heraus, wobei in 94 % aller Zirkulationstyp-Tage dieser Typ zu starken Gebietsniederschlägen führt (Tabelle 5.6). Das zugehörige Zentroid zeigt einen sich von Skandinavien bis in den Alpenraum erstreckenden Tiefdrucktrog (Abbildung A7). Auch im Sommer sind die Cut-off Lows und ausgedehnten Tiefdrucktröge besonders snr für die einzelnen Niederschlagsregionen, wobei sich die räumliche Beeinflussung der Zirkulationstypen mit starken Gebietsniederschlägen gemäß den weiteren Jahreszeiten darstellt.

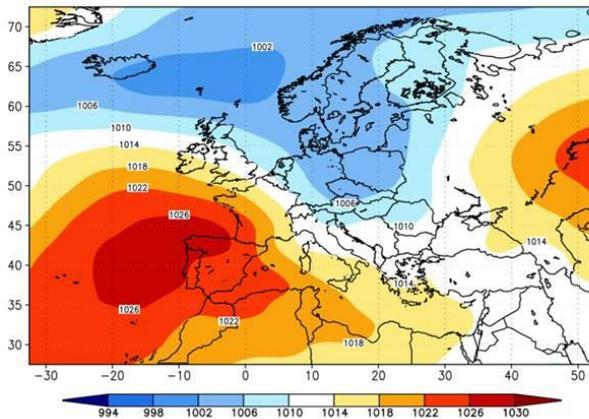
Schließlich führt der Herbst nochmals zu einer Bestätigung der bereits gewonnenen Erkenntnisse. Wenige ZT stellen sich in den Regionen als snr heraus (Tabelle A1 und A2). Zonal auftretende Zirkulationstypen (z. B. ZT6 und ZT14) sind für die nördlichen Regionen snr. Die nordwestliche Anströmungsrichtung bei ZT3 (Abbildung A8) führt zu ausgeprägten Stauniederschlägen, sodass die Niederschlagsregion Nordstau allein durch diesen ZT 34 % aller Starkniederschlagstage zu verzeichnen hat (Tabelle A1). ZT11, der ähnliche Zentroide aufweist (Abbildung A8), jedoch mit seinen Aktionszentren westlich verlagert ist, führt dementsprechend nicht nur in der Region Nordstau, sondern ebenso in der Region Südwest zu hohen täglichen Niederschlagssummen. Besonders Cut-off Lows (ZT8, ZT15, ZT18) (Abbildung A8) verschiedener Ausprägungen und Positionen sind es, die snr für die Region Süd (Tabelle A1 und A2) sind.

## 7.2 Zentroide starkniederschlagsrelevanter Zirkulationstypen

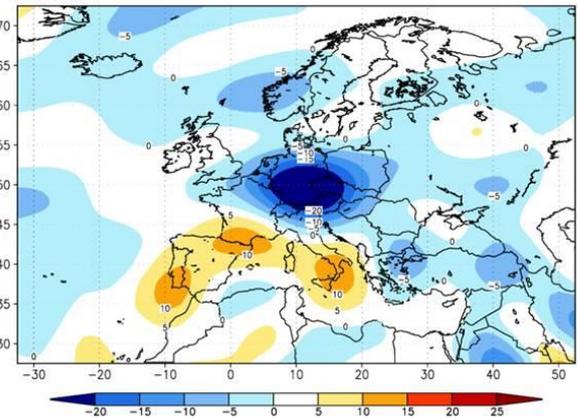
Aufgrund der durchgeführten ZTK (Kapitel 6.2.3) auf saisonaler Ebene und für den Zeitraum 1951–2006 können Zentroide der einzelnen ZT generiert werden. Dabei setzt sich jeder ZT aus den durchschnittlichen atmosphärischen Variablenausprägungen aller Tage zusammen, die ihm zugeordnet worden sind. Es ergeben sich somit mittlere Felder des mittleren Luftdrucks auf Meeressniveau (in hPa), der relativen Luftfeuchtigkeit (in %) der 700hPa-Fläche sowie der Vertikalbewegung (hPa/h) der 700hPa-Fläche. Aufgrund der erfolgten Konditionierung der Klassifikationsmethode können auch Niederschlagsfelder generiert werden, welche die durchschnittlichen täglichen Niederschlagsmengen über dem Untersuchungsgebiet bei jedem spezifischen Zirkulationstypen anzeigen. An dieser Stelle soll mittels des snr Zirkulationstyps 7 im Frühjahr ein Beispiel geliefert werden, wie die eingegangenen Variablen der ZTK in Verbindung zueinander gebracht werden können.

## Zirkulationstyp 7, Frühling 1951-2006

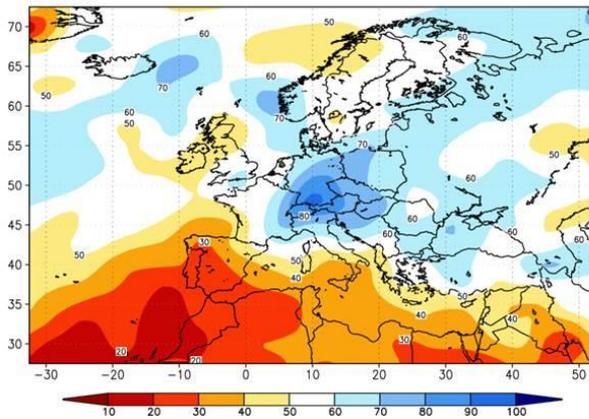
MSLP



OMEGA



RHUM



PREC

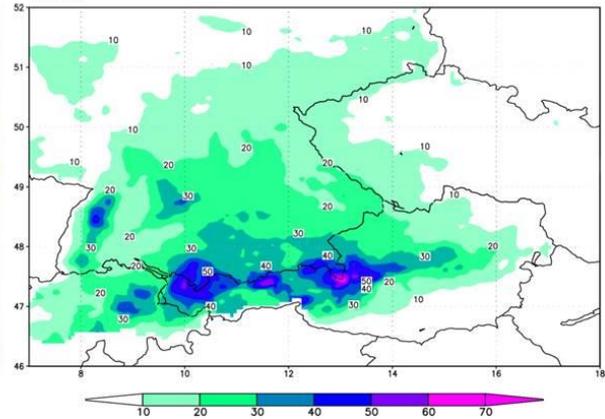


Abb.6: Zentroid des snr Zirkulationstyps 7 im Frühjahr: Dargestellt werden mittlere Felder aus allen Einzeltagen des betreffenden Zirkulationstyps im Zeitraum 1951–2006 (Luftdruck auf Meeressniveau (MSLP), Vertikalbewegung (OMEGA) und relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) im 700-hPa-Niveau sowie der Niederschlag (PREC).

Abbildung 6 zeigt den Zentroid des snr Zirkulationstyps 7 im Frühjahr. Bei diesem ZT handelt es sich um ein gemischtes Zirkulationsmuster, da eine nordwestliche Anströmungsrichtung auf das Untersuchungsgebiet besteht. Dominant erweist sich gemäß den gemittelten Feldern des Luftdrucks auf Meeressniveau (MSLP) eine starke Antizyklone über dem östlichen Atlantik und zugleich ein austrogender Tiefdruckkomplex mit dem tiefsten Luftdruck im Bereich Island/Skandinavien. Der negative Wertebereich ( $< -20$  hPa/h) der Vertikalbewegung (OMEGA) der 700hPa-Druckfläche im Bereich der Alpen und Mitteleuropas ist gleichbedeutend mit einer Hebung der Luftmassen, sodass hieraus eine bestehende Labilität abgeleitet werden kann. Die relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) der 700hPa-Druckfläche signalisiert ein Maximum direkt am Nordstau der Alpen, während hohe Werte aufgrund der advehierten Luftmassen jedoch auch in großen Bereichen Mitteleuropas vorherrschen. Diese Konfiguration der atmosphärischen Variablen führt für das südliche Mitteleuropa zu Niederschlägen unterschiedlicher Größenordnung, da eine regionalklimatische Überprägung der großräumig wirksamen atmosphärischen Prozesse stattfindet. Da die ZTK auf die Zielgröße optimiert worden ist, lässt sich nun ebenfalls ein Niederschlags-

Zentroid erstellen, der direkten Aufschluss über die regionale Niederschlagsverteilung bei diesem ZT gibt. ZT7 führt somit aufgrund der großräumigen atmosphärischen Prozesse mit regionaler Überprägung zu einem Maximum der Niederschläge im Bereich der Nordalpen (Abbildung 6). Dieses Maximum resultiert durch Staueffekte, während sich die Regionen südlich des Alpenhauptkammes leeseitig befinden und von diesem ZT hinsichtlich starker Gebietsniederschläge nicht beeinflusst werden. Mesoskalige Einflussfaktoren wie der Föhn können mittels des Niederschlags-Zentroids somit abgebildet werden. Die Konditionierung der ZTK führt also nicht nur zu einer besseren Abbildungsleistung der starken Gebietsniederschläge (Kapitel 6.2.3), sondern liefert mittels der Zentroide auch eine Interpretationshilfe für die räumliche Niederschlagsverteilung. Die atmosphärischen Variablen (MSLP, OMEGA, RHUM) aus den NCEP/NCAR-Reanalysen vermögen durch ihre grobe räumliche Auflösung die Alpen nicht ausreichend gut zu erfassen, sodass allein unter Bezugnahme auf ihre Ausprägungsformen keine deutliche Strukturierung der Niederschlagsverteilung im südlichen Mitteleuropa zu erreichen ist (Abbildung 6).

Im Anhang A5–A8 werden alle snr Zirkulationstypen der saisonalen Abschnitte aufgeführt. An geeigneten Stellen der Arbeit wird, wie bereits in Kapitel 7.1 erfolgt, auf die im Anhang befindlichen Zentroide der snr Zirkulationstypen entsprechend verwiesen.

### 7.3 Häufigkeitstrends starkniederschlagsrelevanter Zirkulationstypen

In diesem Abschnitt werden die unter Kapitel 7.1 bestimmten snr Zirkulationstypen hinsichtlich ihrer Häufigkeitsänderung für den rezenten Zeitraum (1951–2006) untersucht. Dabei bestehen nur einzelne signifikante Trends der Häufigkeit snr Zirkulationstypen, die sowohl Zunahmen als auch Abnahmen umfassen. Um diese Trends zu bestimmen, ist mit den monatlich aggregierten Zirkulationstypenhäufigkeiten ( $ZT_{fre}$ ) eine lineare Regression (Bahrenberg et al., 1999) durchgeführt und mittels parameterfreiem Test nach Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) eine Signifikanzaussage ( $\alpha = 0.05$ ) abgeleitet worden.

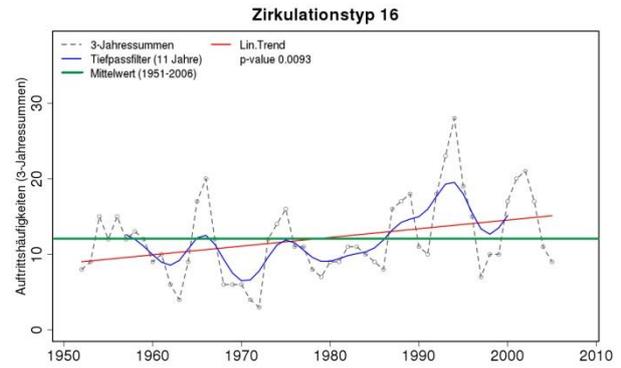
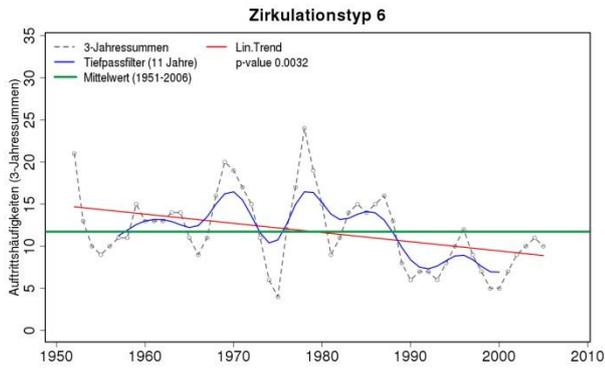


Abb.7.1: Signifikante Trends der Zirkulationstyphäufigkeit im Winter (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

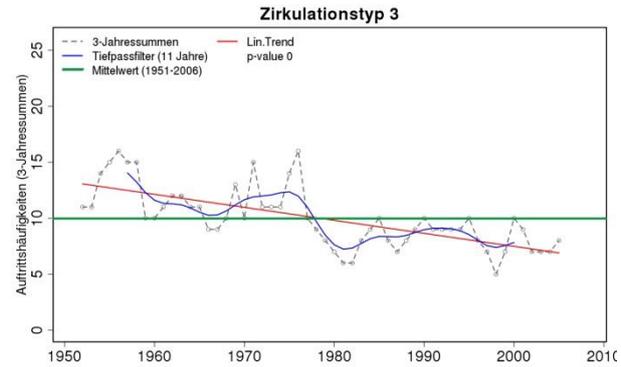
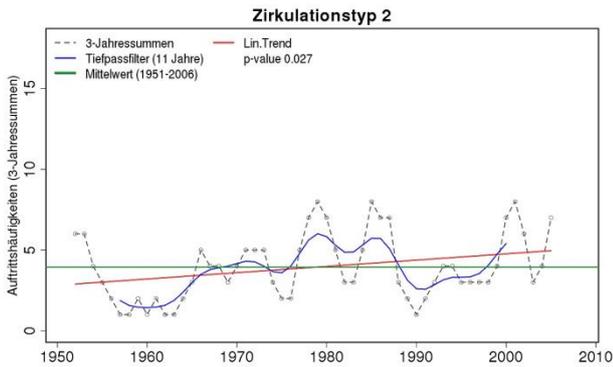


Abb.7.2: Signifikante Trends der Zirkulationstyphäufigkeit im Frühjahr (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

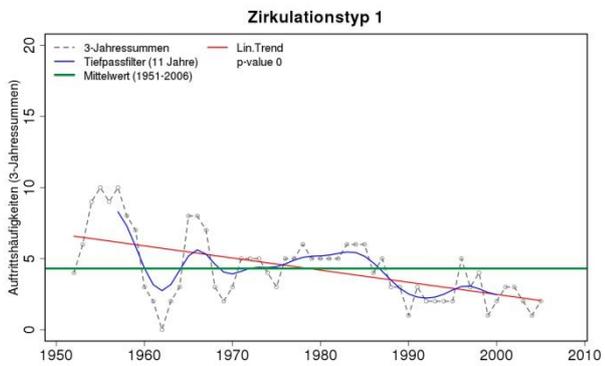


Abb.7.3: Signifikante Trends der Zirkulationstyphäufigkeit im Sommer (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

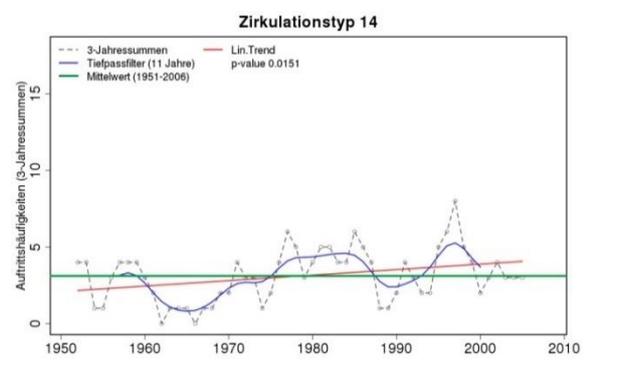
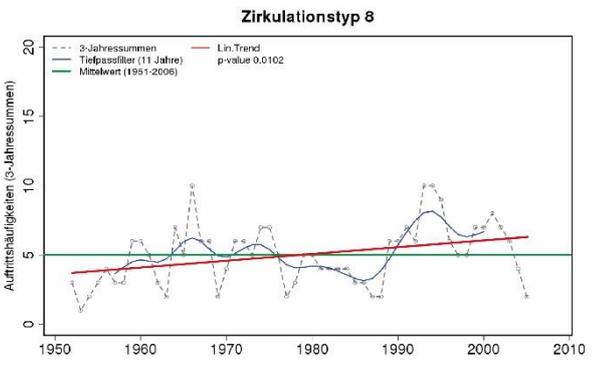


Abb.7.4: Signifikante Trends der Zirkulationstyphäufigkeit im Herbst (1951–2006). Dargestellt werden die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Zirkulationstyphäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

Für den Winter resultieren im Beobachtungszeitraum 1951–2006 nur wenig signifikante Änderungen der Häufigkeiten von Zirkulationstypen. ZT6 weist jedoch eine signifikante Abnahme auf (Abbildung 7.1). Da es sich bei diesem ZT um eine Ausströmung tiefen Luftdrucks (Abbildung A5) handelt, die in der Region Süd zu starken Gebietsniederschlägen führt (Tabelle 5.2), nehmen die starken Gebietsniederschläge in der Region Süd insgesamt ab (Abbildung 4.1). Gleichzeitig nimmt ein zonales Zirkulationsmuster in Gestalt des ZT16 (Abbildung A5) signifikant zu (Abbildung 7.1). Da sich zonale Zirkulationsmuster im Allgemeinen als weniger in den nördlichen und westlichen Regionen des Untersuchungsgebietes zeigen, bestätigt die aufgezeigte Entwicklung auch frühere Forschungsarbeiten, in denen eine Zunahme der Starkniederschläge im Winter im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes attestiert wurde (z. B. Zolina, 2008; BMVI, 2015).

Im Frühjahr lässt sich für den Zeitraum 1951–2006 eine signifikante Häufigkeitszunahme des ZT2 feststellen (Abbildung 7.2). Dieser ZT ist durch eine Ausdehnung des subpolaren Tiefdrucks Richtung Süden (Abbildung A6) gekennzeichnet und führt im ganzen Untersuchungsraum (exklusive der Region Süd) zu starken Gebietsniederschlägen (Tabelle 5.4). Ein Cut-off Low (ZT3) (Abbildung A6) ist weniger für die Region Süd (Tabelle 5.4) und weist eine signifikante Häufigkeitsabnahme auf (Abbildung 7.2). Alle weiteren Änderungen der von Zirkulationstypen bleiben insignifikant.

Ebenfalls bestehen im Sommer nur selten signifikante Trends der Häufigkeit von Zirkulationstypen. Eine Ausnahme bildet ZT1 (Abbildung 7.3), ein Cut-off Low (Abbildung A7), welches durch seine Positionierung starke Gebietsniederschläge in den nordöstlichen Regionen des Untersuchungsgebietes auslöst (Tabelle 5.6). Dabei weist dieser ZT eine signifikante Häufigkeitsabnahme auf.

Im Herbst zeigen ZT8 und ZT14 (Abbildung 7.4) eine signifikante Häufigkeitszunahme auf. Da ZT8 ein meridionales Zirkulationsmuster (Abbildung A8) mit einer ausgesprochen hohen Starkniederschlagsrelevanz in der Region Süd ist (Tabelle A2) und ZT14 ein zonales Muster (Abbildung A8) darstellt, welches hauptsächlich für die westlichen Regionen weniger ist (Tabelle A2), kann dies im Gegensatz zu den anderen Jahreszeiten ein Indiz für eine Zunahme der Zyklonenaktivität aufgrund stärkerer Kontraste zwischen einem wärmeren Mittelmeergebiet und dem thermisch bedingten Abkühlen der nördlicheren Breitenkreislagen für den Zeitraum 1951–2006 sein. Weiterführende Analysen müssten diesbezüglich betrieben werden.

## Zwischenfazit: starke Gebietsniederschläge und Zirkulationstypen

Starke Gebietsniederschläge lassen sich für alle Niederschlagsregionen auf nur wenige Zirkulationstypen begrenzen. Dabei sind es zumeist drei bis sieben Zirkulationstypen, die zu solchen Niederschlagsextremen oberhalb des 95%-Perzentils führen.

Im Einzelnen stellen sich für das Untersuchungsgebiet auf regionaler Betrachtungsebene unterschiedliche Zirkulationstypen als *snr* heraus. Dabei kommt es auf die exakte Positionierung der Aktionszentren an, welche die Anströmungsrichtung modifizieren und einen regionalen Einfluss auf die Niederschlagscharakteristik ausüben. Maßgeblich verantwortlich für diese Diversifizierung können neben der großräumigen atmosphärischen Zirkulation auch regionale Faktoren gemacht werden. Die nördlichen Regionen liegen näher an der planetarischen Frontalzone und werden somit bei zonalen Zirkulationsmustern häufiger von starken Gebietsniederschlägen in Form von Frontalniederschlägen beeinflusst als die weiter südlich gelegenen Regionen. Zonale Zirkulationsmuster führen jedoch ebenso in den westlichen Regionen zu vermehrt auftretenden, starken Gebietsniederschlägen. Dies steht mit dem dort vorherrschenden, stärker ozeanisch geprägten Klima im Vergleich zu einer zunehmenden Kontinentalität weiter östlich in Einklang. Zudem führen die Alpen bei Südwestanströmung in den Regionen um Süddeutschland und Nord- sowie Ostösterreich zu Lee-Effekten, welche darin resultieren, dass die Frontalniederschläge zeitverzögert und zumeist in geringerer Intensität als im Nordwesten einsetzen. Da zonale Zirkulationsmuster in gemischte Zirkulationsmuster übergehen können – beispielsweise, wenn das Untersuchungsgebiet auf die Rückseite einer Frontalzyklone gerät –, verändert sich ebenfalls die Anströmungsrichtung und damit die Positionierung der starken Gebietsniederschläge. Bei nordwestlicher Anströmungsrichtung durch gemischte Zirkulationsmuster geraten vor allen die Regionen am Nordrand der Alpen in den Bereich ausgedehnter und intensiver Stauniederschläge. Cut-off Lows weisen je nach exakter Positionierung für eine Vielzahl an Niederschlagsregionen die höchste Starkniederschlagsrelevanz auf. Beeinflusst werden die südlichen und östlichen Niederschlagsregionen, während dieser Typus in den nordwestlichen Bereichen des Untersuchungsgebietes nur selten zu starken Gebietsniederschlägen führt. Insbesondere für die Region Süd sind es die meridionalen Zirkulationsmuster, welche mit erheblichen Stauwirkungen entlang der Alpensüdseite verbunden sind und somit ebenfalls zu starken Gebietsniederschlägen im südlichen Alpenraum führen.

Die Trends der Häufigkeiten *snr* Zirkulationstypen fallen saisonal relativ uneinheitlich aus – es bestehen nur wenig signifikante Trends in den Jahreszeiten. Im Winter und Frühjahr nehmen dennoch einige zonale Zirkulationsmuster zu, während meridionale Zirkulationsmuster seltener auftreten. Dies spiegelt sich auch in den Trends der starken Gebietsniederschläge (Kapitel 5.4) wider. Im Sommer bestehen nur wenige Veränderungen, wobei ein

Cut-off Low einer signifikanten Häufigkeitsabnahme unterliegt, während im Herbst einige zonale und meridionale Zirkulationstypen für den Zeitraum 1951–2006 eine signifikante Häufigkeitszunahme aufweisen und zu positiven Trends der auftretenden starken Gebietsniederschläge führen.

#### 7.4 Fallbeispiel: Hochwasserereignis Mai/Juni 2013

Das letzte große Hochwasserereignis im südlichen Mitteleuropa stellte das Juni-Hochwasser im Jahr 2013 dar. Nachdem im Mai 2013 lediglich 2–6 Tage in Bayern niederschlagsfrei ausgefallen sind, setzten am 26./27. Mai Starkniederschläge nördlich der Donau ein, indiziert durch das Bodentief Christopher. Das darauf folgende Tiefdruckgebiet Dominik verursachte am 28./29. Mai weitere, jedoch geringere Niederschläge. Zwischen dem 30. Mai und 03. Juni trat dann der Hauptniederschlag dieses Ereignisses durch die Bodentiefs Frederik sowie Günter mit einem Schwerpunkt über dem südlichen und östlichen Mitteleuropa auf. In der Folge verlagerten sich die korrespondierenden Niederschlagsfelder nur sehr langsam weiter Richtung kontinentales Osteuropa. Nach Abzug folgte am 09./10. Juni das Tiefdruckgebiet Ira, das über Bayern erneut länger anhaltende und konvektiv durchsetzte Niederschläge auslöste (LFU, 2013).

Der geschilderte Ablauf des Zustandekommens eines überregionalen Hochwasserereignisses ist typisch, da zumeist nicht nur ein einzelnes Tiefdruckgebiet dazu führt, sondern eine ganze Serie, die in kurzen Zeitabständen eine ähnliche Zugbahn aufweisen oder mit den korrespondierenden Niederschlagsgebieten dieselben Regionen beeinflussen. Zusätzlich kann häufig eine Persistenz bei Cut-off Lows nachgewiesen werden, sodass die Anströmungsrichtung über mehrere Tage hinweg bestehen bleibt und es zu langandauernden starken Gebietsniederschlägen kommt (Grams et al., 2014). Ein weiterer Forschungsansatz kann somit eine systematische Untersuchung der Persistenz des Auftretens europäischer Cut-off Lows beinhalten.

Die im Kontext dieser Dissertation durchgeführte ZTK des Frühjahrs für den Zeitraum 1951–2006 ist auf die NCEP/NCAR-Reanalysedaten im Mai/Juni 2013 übertragen worden, um mittels der minimalen euklidischen Distanz zwischen den Zentroidklassen und den täglichen atmosphärischen Variablenfeldern die Tage den jeweiligen Zirkulationstypen zuzuordnen. Tabelle 6 stellt diesen Zusammenhang für den Zeitraum 20.05–10.06.2013 her. Da der Zeitraum Teile des meteorologischen Frühjahrs und Sommers umspannt, soll nicht unerwähnt bleiben, dass selbiges mit den Zentroidklassen der ZTK des Sommers durchgeführt worden ist und die Ergebnisse bezüglich der Charakteristik der zugewiesenen ZT sehr ähnlich ausgefallen sind.

Im Folgenden sollen die Zentroide der snr Zirkulationstypen der Klassifikation des Frühjahrs jedoch dazu dienen, die atmosphärischen Vorgänge des gesamten Zeitraums zu rekonstruieren, um den Nutzen der ZTK auch für zukünftige Ereignisse und ihre Analyse aufzuzeigen.

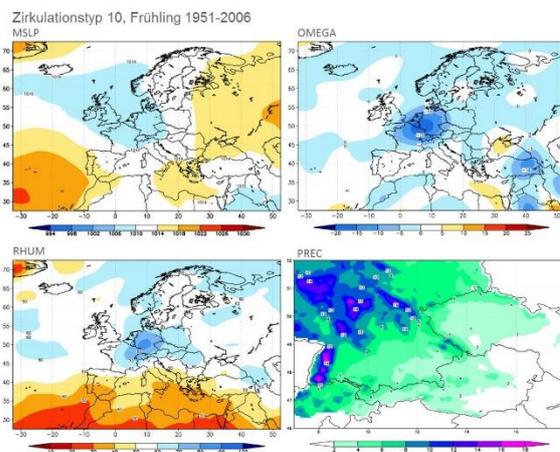
Tab.6: Zirkulationstypklassen für den hochwasserrelevanten Zeitraum 20.05–10.06 2013 (als Basis dient die ZTK 1951–2006 des Frühjahrs); snr Zirkulationstypen sind blau unterlegt.

Jahr	Monat	Tag	Zirkulationstypklasse
2013	05	20	<b>10</b>
2013	05	21	12
2013	05	22	<b>11</b>
2013	05	23	<b>11</b>
2013	05	24	<b>11</b>
2013	05	25	<b>11</b>
2013	05	26	<b>07</b>
2013	05	27	15
2013	05	28	09
2013	05	29	<b>07</b>
2013	05	30	<b>14</b>
2013	05	31	<b>07</b>
2013	06	01	<b>07</b>
2013	06	02	<b>07</b>
2013	06	03	01
2013	06	04	<b>14</b>
2013	06	05	15
2013	06	06	08
2013	06	07	08
2013	06	08	04
2013	06	09	<b>13</b>
2013	06	10	<b>07</b>

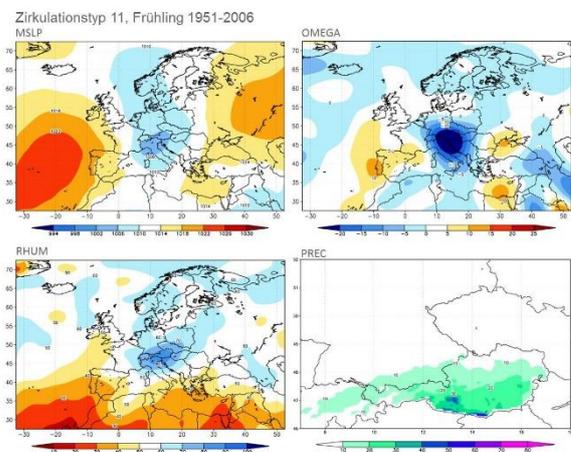
Obwohl es sich in der Abbildung 8 um gemittelte Momentaufnahmen der atmosphärischen Charakteristik über dem europäischen Kontinent handelt und die dynamische Komponente in Form von Zyklonenzugbahnen (Hofstätter et al., 2015) kein Thema dieser Dissertation ist, lässt sich eine typische Abfolge der ZT erkennen: Zu Beginn des klassifizierten Zeitraums resultiert eine Austrohung tiefen Luftdrucks aus einem Zentraltief (ZT10, 20. Mai) mit korrespondierenden Niederschlägen im nordwestlichen Untersuchungsgebiet. Anschließend stellt sich ein südlich gelagertes, selbstständiges Cut-off Low ein (ZT11, 22.–25.Mai), was zuerst mit starken Gebietsniederschlägen insbesondere die Region südlich des Alpenhauptkammes beeinflusst. Durch synoptische Vorgänge und eine langsame Nord-Ost-Verlagerung des Cut-off Lows auf einer Vb-ähnlichen Zyklonenzugbahn weiten sich großräumige Aufgleitbewegungen bei nordöstlicher Anströmungskomponente jedoch besonders über den Süden und Osten des südlichen Mitteleuropas aus (ZT7 und ZT14, ab 29. Mai) und führen dort zu starken Gebietsniederschlägen, die auch aufgrund der meteorologischen Vergangenheit des Monats Mai überwiegend als Direktabfluss in die Fließgewässer gelangten und so zu einem überregionalen Hochwasserereignis führten.

Nach van Bebber (1891) wird der Zugbahntyp Vb als ein Tiefdruckgebiet definiert, das sich von Norditalien kommend Richtung Osten und später nach Norden Richtung Polen an den Alpen vorbeibewegt. Dabei kann dieser Zugbahntyp, der sich durch die Zentroid-klas- sen als Momentaufnahmen unterschiedlich positionierter Cut-off Lows näherungsweise wiedergeben lassen, mit extrem starken Gebietsniederschlägen in Zusammenhang ge- stellt werden (Ulbrich et al., 2003; Kundzewicz et al., 2005). Auch wenn es sich in diesem Fall nicht um eine klassische Vb-Zugbahn, wie im August 2002, handelt (LFU, 2013), ist jedoch diese Vb-ähnliche Zugbahn, die zum Teil als Tief-Mitteuropa klassifiziert worden ist (LFU, 2013) mit einer ebenso kontinuierlichen Zufuhr feuchtwarmer, mediterraner Luft- massen und starker Hebung verbunden gewesen.

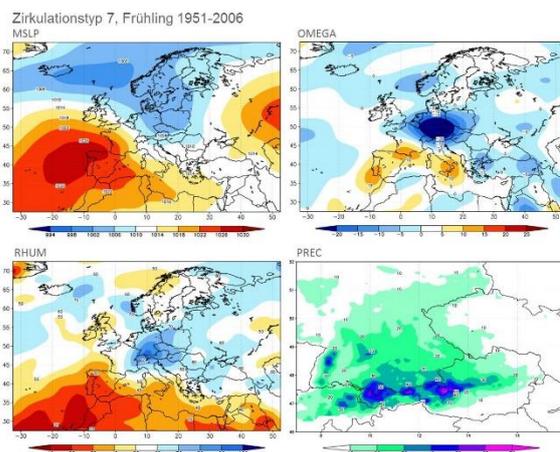
20. Mai



22.–25. Mai



26./29. Mai und 31. Mai–02. Juni, 10. Juni



30. Mai und 04. Juni

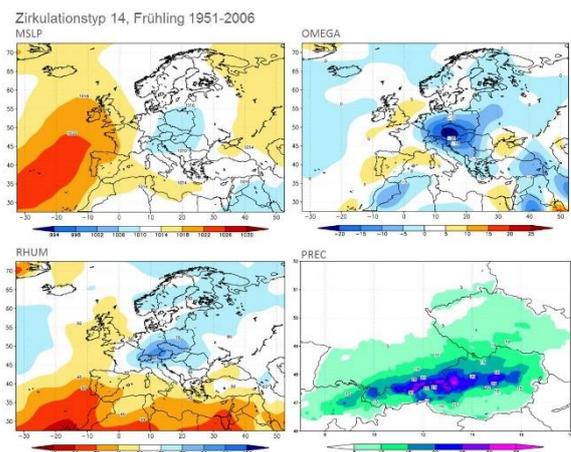


Abb.8: Zeitliche Abfolge der für das Juni-Hochwasser verantwortlichen snr Zirkulationstypen vom 20. Mai– 10. Juni 2013 auf Basis der ZTK 1951–2006 des Frühjahrs.

## **8 Auswirkungen des Klimawandels auf atmosphärische Zirkulationstyphäufigkeiten und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa**

In diesem Kapitel sollen die Methoden der MLR, des Analogie-Ansatzes und der Extremwertanalyse auf die Modelldaten angewendet werden, um zukünftige starke Gebietsniederschläge abzuschätzen. Bevor jedoch eine Transferierung auf die Modelldaten durchgeführt wird, findet eine Validierung der bodennahen atmosphärischen Zirkulation zwischen den Beobachtungsdaten und den Modelldaten statt (Kapitel 8.1), um zu testen, inwiefern leitende atmosphärische Muster von den Klimamodellen reproduziert werden können. Kapitel 8.2 befasst sich mit den prozentualen Häufigkeitsänderungen von Zirkulationstypen in den Projektionszeiträumen gegenüber dem Kontrollzeitraum. Darauf aufbauend wird das Vorgehen bei der MLR beschrieben. Dies umfasst sowohl die Überprüfung der Voraussetzungen (Kapitel 8.3.1.1) als auch die Validierungsergebnisse (Kapitel 8.3.1.2), die Durchführung des statistischen Downscalings (Kapitel 8.3.1.3) sowie die Darstellung der Ergebnisse (Kapitel 8.3.1.4) und die Benennung der Unsicherheiten (8.3.1.5). Eine äquivalente Vorgehensweise findet für das statistische Downscalingverfahren der Analogmethode statt (Kapitel 8.3.2 ff.). Zusätzlich wird hier in Kapitel 8.3.2.5 die durchgeführte Extremwertanalyse ausgewertet, welche auf dem Analogie-Ansatz aufbaut, um mittels dieser abschließend die Unsicherheiten abzuschätzen.

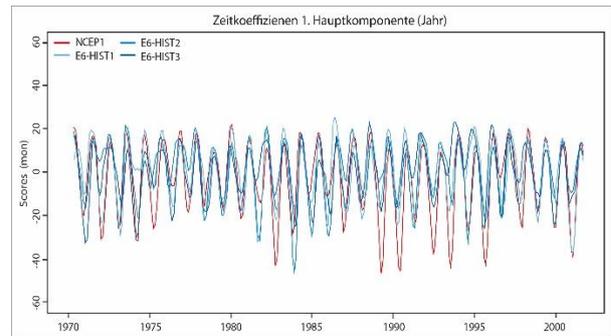
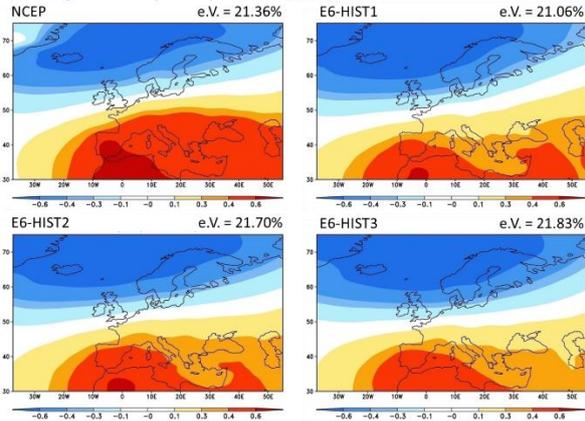
### **8.1 Variabilitätsmodi der atmosphärischen Zirkulation in den globalen Klimamodellen und der NCEP/NCAR-Reanalyse**

Um die Güte der Darstellung der atmosphärischen Zirkulation in den Klimamodellen beurteilen zu können, ist eine s-modale Hauptkomponentenanalyse (Kapitel 4.1) des Luftdrucks auf Meeresniveau (SLP) für den atlantisch-europäischen Raum durchgeführt worden. Mittels dieses Vorgehens können die führenden Variabilitätsmodi für die Beobachtungsdaten aus der NCEP/NCAR-Reanalyse mit den GCM-Daten verglichen werden. Die Durchführung erfolgte sowohl für ECHAM6 als auch für ECHAM5 und EC-EARTH. Da die Ergebnisse der Klimamodelle jedoch nicht wesentlich variieren, wird im Folgenden lediglich ein Vergleich der führenden Variabilitätsmodi zwischen NCEP-Reanalyse und den drei Realisationen des Kontrollzeitraums aus dem ECHAM6-Modell für den Zeitraum 1951–2005 erfolgen. Die Analyse, basierend auf einer Gesamtjahresbetrachtung, dient zusätzlich der Untersuchung, wie gut die Saisonalität wiedergegeben werden kann und inwiefern sich diese von den Modellen reproduzieren lässt. Um die wesentlichen Variabilitäts-

## Auswirkungen des Klimawandels auf atmosphärische Zirkulationstyphäufigkeiten und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa

muster zu bestimmen, ist deren Anzahl auf die führenden fünf Hauptkomponenten beschränkt worden. Die Hauptkomponentenanalysen sind für die NCEP/NCAR-Reanalyse sowie die drei Realisationen des Kontrollzeitraums aus ECHAM6 voneinander unabhängig erfolgt, um die Varianzerklärungsanteile der resultierenden räumlichen Muster sowie deren räumliche Ausprägungsformen miteinander zu vergleichen.

Ladungen 1. Hauptkomponente (Jahr)



Ladungen 2. Hauptkomponente (Jahr)

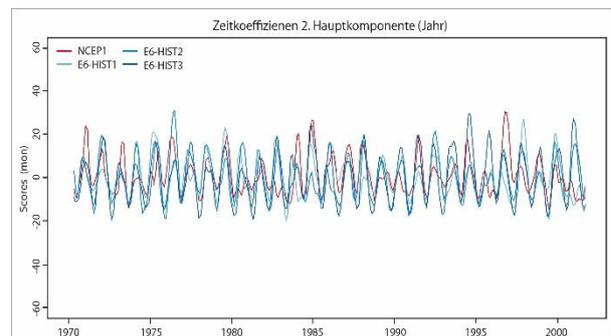
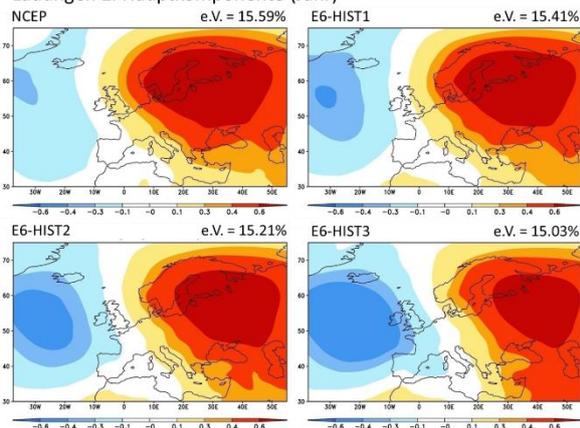


Abb.9.1: Räumliche Muster (Ladungen) der ersten 2 PCs der nordatl.-europ. Luftdruckfelder (SLP) (1971–2005) aus der NCEP-Reanalyse und den drei historischen ECHAM6-Modellläufen unter Angabe der jeweils erklärten Gesamtvarianz und der zugehörigen Zeitkoeffizienten mit saisonalen Bedeutungsschwankungen.

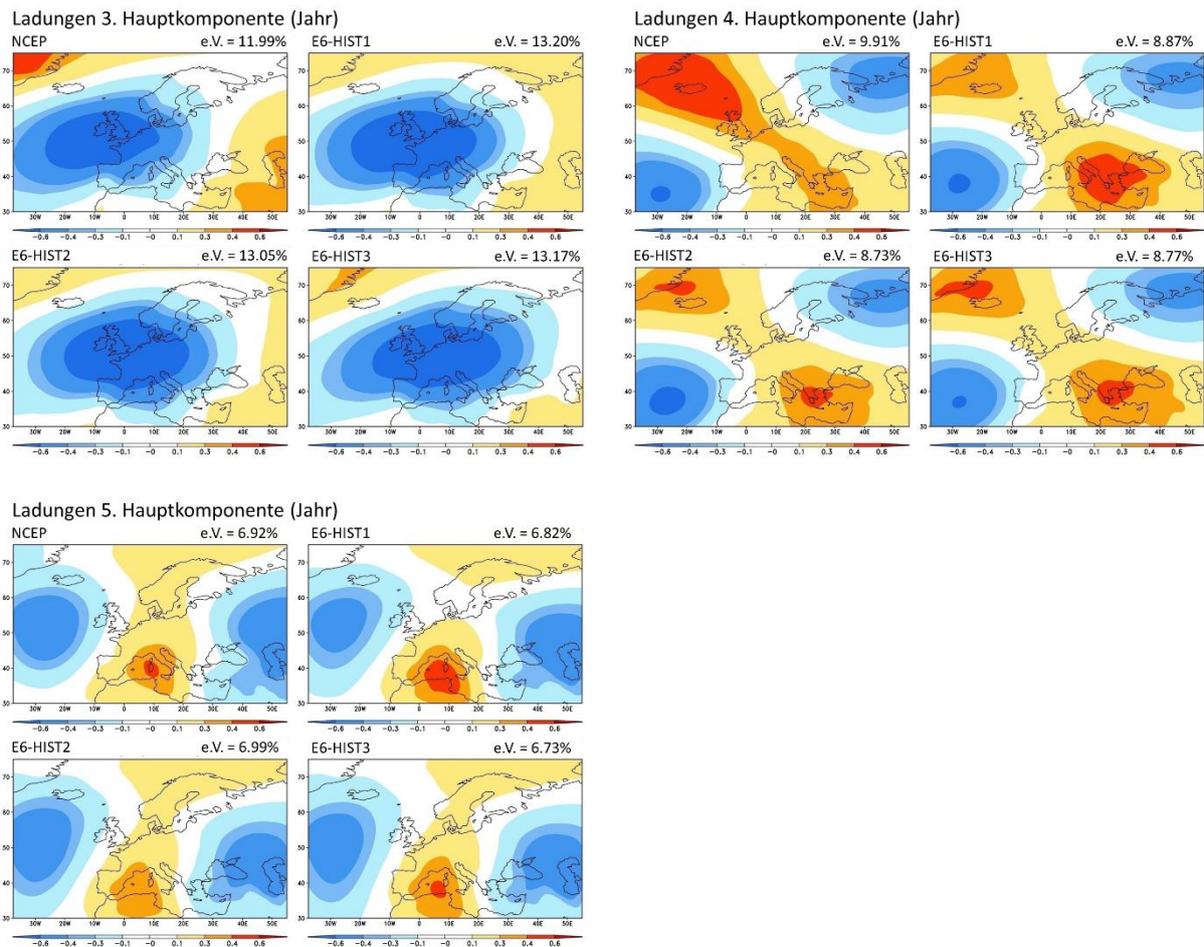


Abb.9.2: Räumliche Muster (Ladungen) der 3. bis 5. PC der nordatl.-europ. Luftdruckfelder (SLP) (1971–2005) aus der NCEP-Reanalyse und den drei historischen ECHAM6-Modellläufen unter Angabe der jeweils erklärten Gesamtvarianz.

Ein wesentliches Ergebnis des Vergleichs ist, dass die räumlichen Muster aus der NCEP/NCAR-Reanalyse in allen drei Realisationen des Kontrollzeitraums gut wiedergegeben werden können, da die Variabilitätszentren eine ähnliche räumliche Positionierung aufweisen (Abbildung 8.1 und 8.2). Die Variabilitätszentren ergeben sich durch die Korrelationskoeffizienten der Gitterboxzeitreihen und des Zeitkoeffizienten des betreffenden räumlichen Musters (Hofstätter et al., 2015). Die Variabilitätszentren der ersten beiden räumlichen Muster spiegeln die positive Phase der NAO (Muster 1), beziehungsweise die negative Phase der NAO (Muster 2) wider. Zusätzlich wird die Saisonalität der Bedeutungsschwankungen der ersten beiden Variabilitätsmodi mit abgebildet, auch wenn vereinzelte Peaks der Zeitkoeffizienten der räumlichen Muster nicht immer getroffen werden (Abbildung 8.1). Es besteht eine dominante Bedeutung beider Muster im Winter, während sie in den weiteren Jahreszeiten an Einfluss verlieren. Bei den weiteren atmosphärischen Mustern ist keine ausgeprägte Variabilität der saisonalen Bedeutsamkeiten gegeben, sodass die Zeitkoeffizienten zwischen Beobachtung und Modell aufgrund der internen Modellvariabilität wesentlich stärker variieren (Hofstätter et al., 2015) und hier nicht dargestellt werden müssen.

Neben den räumlichen Beziehungen der Variationszentren stimmt auch die Höhe der jeweiligen erklärten Varianz aller fünf Muster zwischen NCEP/NCAR-Reanalysen und den drei Realisationen des ECHAM6-Modells gut überein, wie Tabelle 7 zeigt. Der Gesamtvarianzerklärungsanteil der fünf Muster liegt bei der NCEP/NCAR-Reanalyse sowie bei den drei historischen Realisationen des ECHAM6-Modells jeweils bei um die 65%, wobei die erklärte Varianz der jeweiligen atmosphärischen Muster ebenfalls ähnliche Werte aufweist (Tabelle 7).

Tab.7: Vergleich der Varianzerklärungsanteile (in %) der führenden Hauptkomponenten (PCs) der nordatl.-europ. Luftdruckfelder (SLP) im Zeitraum 1951–2005 aus der NCEP/NCAR-Reanalyse und den drei Realisationen des historischen Kontrollzeitraums aus ECHAM6.

Datensätze	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	erklärte Gesamtvarianz
NCEP-Reanalyse	21,4	15,6	11,2	9,9	6,9	65,8
ECHAM6 HIST1	21,0	15,4	13,2	8,9	6,8	65,4
ECHAM6 HIST2	21,7	15,2	13,1	8,7	7,0	65,7
ECHAM6 HIST3	21,8	15,0	13,2	8,8	6,7	65,5

Zusammenfassend werden die wesentlichen Merkmale der bodennahen, atmosphärischen Zirkulation für den atlantisch-europäischen Raum von den globalen Klimamodellen gut abgebildet, sodass weiterführende Datenanalysen mittels statistischer Downscaling-verfahren erfolgen können (Hofstätter et al., 2015).

## 8.2 Häufigkeitsänderungen der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen

Um zukünftige Häufigkeitsänderungen von snr Zirkulationstypen abzubilden, sind die Zentroidklassen der Zirkulationstypen des rezenten Zeitraums (1951–2006) auf Datengrundlage der NCEP/NCAR-Reanalyse auf die globalen Klimamodelldaten übertragen worden. Der Zuordnungsprozess beinhaltet eine Standardisierung und Gewichtung der atmosphärischen Variablenfelder aus den Klimamodellen gemäß der besten ZTK (Kapitel 6.2.3) aus der Reanalyse. Die Niederschlagsinformation ist aus diesem Zuordnungsprozess ausgeklammert worden, da sich der Modellniederschlag der globalen Klimamodelle für regionale Analysen aufgrund der groben Auflösung nicht ausreichend gut eignet. Die Information aus der vorangegangenen Konditionierung der ZTK ist jedoch weiterhin in den Zentroiden der atmosphärischen Variablenfelder zu finden.

Die Zuordnung zwischen den im Beobachtungszeitraum erstellten Zentroidklassen der 18 Zirkulationstypen und den standardisierten und gewichteten atmosphärischen Feldern aus den globalen Klimamodellen (ECHAM6, ECHAM5 und EC-EARTH) ist auf täglicher Basis und unter Anwendung der minimalen euklidischen Distanz erfolgt. Es ergibt sich aufgrund der klaren Zuordnung eine zusammenhängende Zeitreihe der Abfolge bestimmter Zirkulationstypen in den Datensätzen der Klimamodelle. Dieses Vorgehen ist für alle verfügbaren Realisationen der Klimamodelle und die Szenarien RCP4.5, RCP8.5 für ECHAM6 und EC-EARTH beziehungsweise A1B für ECHAM5 durchgeführt worden. Neben dem Vorteil einer klaren Zuordnung bleibt jedoch zu bedenken, dass jeder Zirkulationstyp ein Gemenge verschiedener atmosphärischer Zustände darstellt, sodass aus der Anwendung von Zirkulationstypen in den weiteren Analysen auch Ungenauigkeiten resultieren können (Schneider, 2003).

Nachdem im Kapitel 7.3 bereits dargelegt worden ist, dass innerhalb des rezenten Beobachtungszeitraums (1951–2006) nur vereinzelt signifikante Trends snr Zirkulationstypen bestehen, sollen die aus den Klimamolldaten abgeleiteten Zirkulationstyphäufigkeiten nun ebenfalls dahingehend untersucht werden, indem aus den Realisationen der jeweiligen Klimamodelle Mittelwerte der prozentualen Häufigkeitsänderungen zwischen den Projektionszeiträumen (2021–2050, 2071–2100) und dem Kontrollzeitraum (1971–2000) berechnet worden sind. Die Auswertung ist auf saisonaler Ebene durchgeführt worden. Das Ensemble-Mittel der prozentualen Häufigkeitsänderungen wird in den Abbildungen in Form der Balken dargestellt, während die Whiskers die zusätzliche Information über die Spannweiten der einzelnen Realisationen angeben. Prozentuale Häufigkeitsänderungen, die mit einem Stern gekennzeichnet worden sind, fallen mindestens für eine dahinter stehende Realisation bei  $\alpha = 0.05$  signifikant aus.

Dabei wird der Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest (U-Test) verwendet, um zu testen, ob sich die zentralen Tendenzen der beiden unabhängigen Stichproben aus dem Kontrollzeitraum und eines Projektionszeitraums voneinander unterscheiden. Bei dem nicht-parametrischen Testverfahren wird keine Normalverteilung der Daten vorausgesetzt (Wilks, 2006).  $H_0$  besagt bei diesem Testverfahren, dass beide Stichproben derselben Grundgesamtheit entstammen.

$$R_1 + R_2 = 1 + 2 + 3 + \dots + n = \frac{(n)(n + 1)}{2} \quad (7)$$

Ordnet man die Werte der beiden Stichproben  $R_1$  und  $R_2$  in einer gemeinsamen Liste in aufsteigender Reihenfolge, unterscheiden sich die Rangsummen für jede der beiden Stichproben nur, wenn es sich um voneinander zu differenzierende Verteilungen der beiden Stichproben handelt (Wilks, 2006).

Im Winter resultieren nur wenige signifikante Änderungen der prozentualen Häufigkeiten von Zirkulationstypen (Abbildung 10.1). Jedoch besteht bei ZT18 ein markanter Unterschied in den Häufigkeitsänderungen zwischen den Klimamodellen. Es resultiert eine signifikante Zunahme der prozentualen Häufigkeiten bis 60 % bei ECHAM6 (Szenario RCP8.5, Zeitraum 2021–2050, 2071–2100) und EC-EARTH (Szenario RCP4.5, Zeitraum 2021–2050), während bei ECHAM5 keine Änderungssignale auftreten. Bei ZT18 handelt es sich um ein gemischtes Zirkulationsmuster, welches eine Nordwestströmung aufweist und zu starken Gebietsniederschlägen insbesondere entlang der Alpennordseite führt (Abbildung A5). Ebenfalls sind die ZT ZT6 und ZT14 im A1B-Szenario des Projektionszeitraums 2071–2100 bei ECHAM5 (Abbildung 10.1) mit einer signifikanten Abnahme der Häufigkeiten verbunden. Bei beiden ZT greift tiefer Luftdruck weit nach Süden aus, sodass eine Beeinflussung von starken Gebietsniederschlägen vor allem die Region Süd betrifft (Abbildung A5). Beide signifikanten Abnahmen der ZT lassen sich in den CMIP5-Klimamodellen nicht nachweisen. Eine teilweise signifikante Zunahme prozentualer Häufigkeiten des ZT ZT8 weisen ECHAM6 und ECHAM5 auf (insbesondere unter dem RCP8.5 Szenario), während jedoch gleichzeitig EC-EARTH zu einer überwiegend insignifikanten Abnahme der prozentualen Häufigkeiten desselben ZT führt. Die Zentroide des ZT8 weisen eine Ähnlichkeit mit dem zuvor beschriebenen ZT18 auf, wobei jedoch für das Untersuchungsgebiet ein geringerer antizyklonaler Einfluss besteht (Abbildung A5). Eine außerordentliche Starkniederschlagsrelevanz ergibt sich hierbei für den Bereich der Nordalpen.

Insgesamt lässt sich resümieren, dass keine systematische Modelleinkongruenz in den prozentualen Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen im Winter besteht. Jedoch nehmen auf Basis der ECHAM5-Klimamodelldaten einzelne Zirkulationstypen signifikant ab, während bei ECHAM6 und EC-EARTH signifikante Änderungen der ZT ausschließlich prozentuale Häufigkeitszunahmen beinhalten. Dabei sind es die zonalen und gemischten Zirkulationsmuster, die einer prozentualen Zunahme unterliegen und für die nördlichen Regionen von Bedeutung sind (Kapitel 7.1). Anhand der Whiskers bei ECHAM6 und ECHAM5 lässt sich bei einigen Zirkulationstypen jedoch eine relativ ausgeprägte Spannweite der internen Modellvariabilität durch die einzelnen Realisationen erkennen.

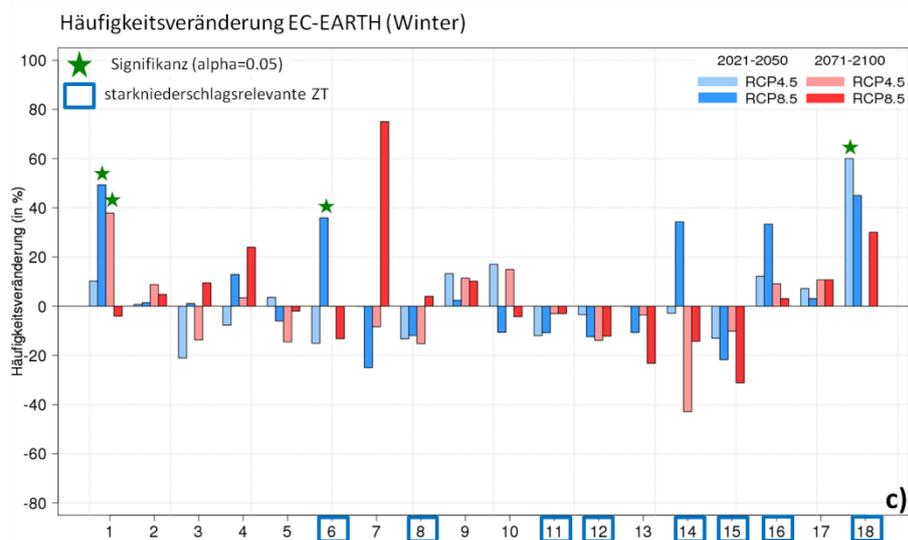
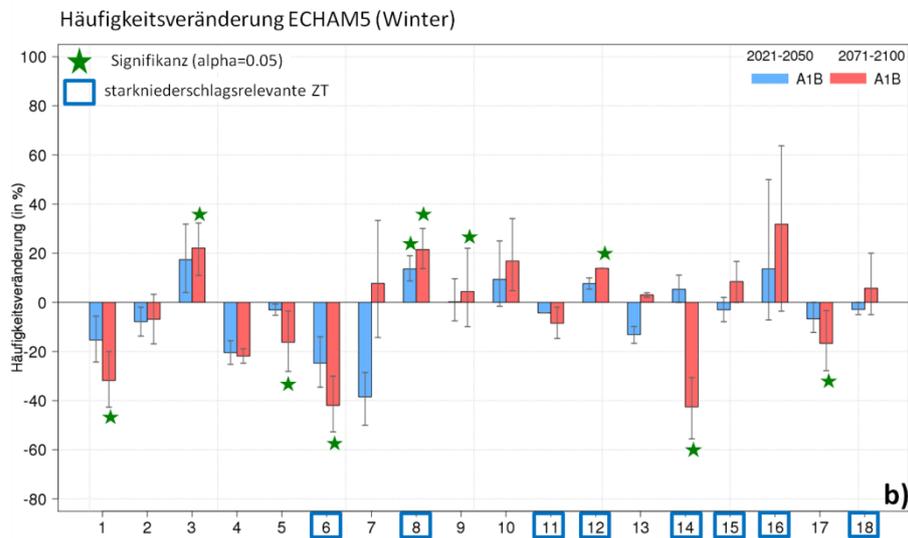
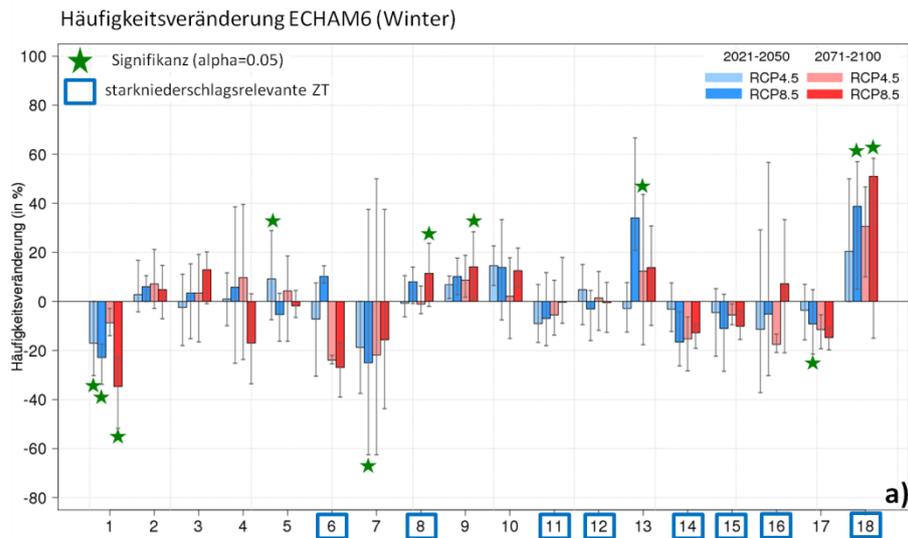


Abb.10.1: Prozentuale Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen im Winter für die Klimamodelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) zwischen den Projektionszeiträumen und dem Kontrollzeitraum. Bei mehreren Realisationen sind das Ensemble-Mittel und die Spannweite aufgetragen.

Im Frühjahr ist mit am auffälligsten, dass insbesondere ECHAM6, aber auch EC-EARTH eine teilweise signifikante Häufigkeitszunahme des ZT16 ergeben, während bei ECHAM5 keine deutlichen Änderungssignale bestehen (Abbildung A9). ZT16 lässt sich durch ein Cut-off Low charakterisieren, welches zu ausgedehnten Starkniederschlägen in den südlichen und östlichen Regionen des Untersuchungsgebietes führt (Abbildung A6). Ebenfalls fallen die Häufigkeitsänderungen der snr Zirkulationstypen im Frühjahr bei ECHAM5 am uneinheitlichsten aus, während unter ECHAM6 und EC-EARTH zumindest einige gleichgerichtete Häufigkeitsveränderungen reproduzierbar sind. Systematische Veränderungen der prozentualen Häufigkeitsveränderungen bestehen jedoch auch hier nicht (Abbildung A9).

Im Sommer weisen einige snr Zirkulationstypen eine prozentuale Abnahme der Häufigkeiten auf (Abbildung 10.2). Diese fällt bei ZT2 und den Klimamodellen ECHAM6 und EC-EARTH teilweise signifikant aus. Ebenfalls ist ein Cut-off Low in Form des ZT3 (Abbildung A7) bei ECHAM5 mit einer signifikanten Abnahme der Häufigkeiten im Projektionszeitraum 2021–2050 und insignifikanten Abnahmen bei EC-EARTH beider Szenarien beider Projektionszeiträume verbunden. Insgesamt besteht bei der Analyse der Häufigkeitsänderungen snr Zirkulationstypen zwischen den Klimamodellen die größte Übereinstimmung im Sommer mit überwiegenden Abnahmen und/oder konstant bleibenden Häufigkeiten zwischen den Projektionsperioden und dem Kontrollzeitraum.

Im Herbst ergeben sich die geringsten prozentualen Veränderungen in den Häufigkeiten von snr Zirkulationstypen (Abbildung A10). Zudem besteht die stärkste interne Modellvariabilität, sodass auf genauere Ausführungen an dieser Stelle verzichtet werden kann. Die bestehenden Trends der Zunahme snr ZT (sowohl meridional als auch zonal) im Herbst aus dem rezenten Zeitraum (Kapitel 7.3) setzt sich in den Klimamolldaten somit nicht weiter fort.

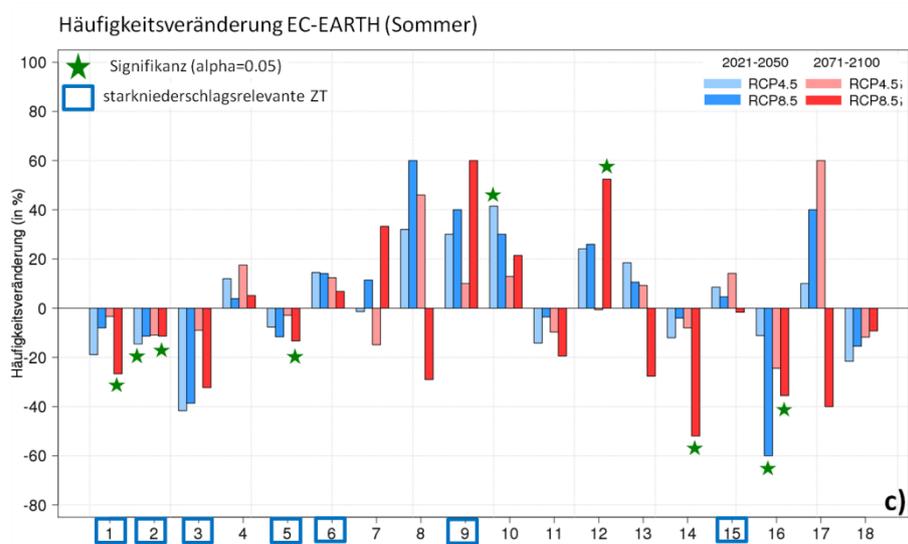
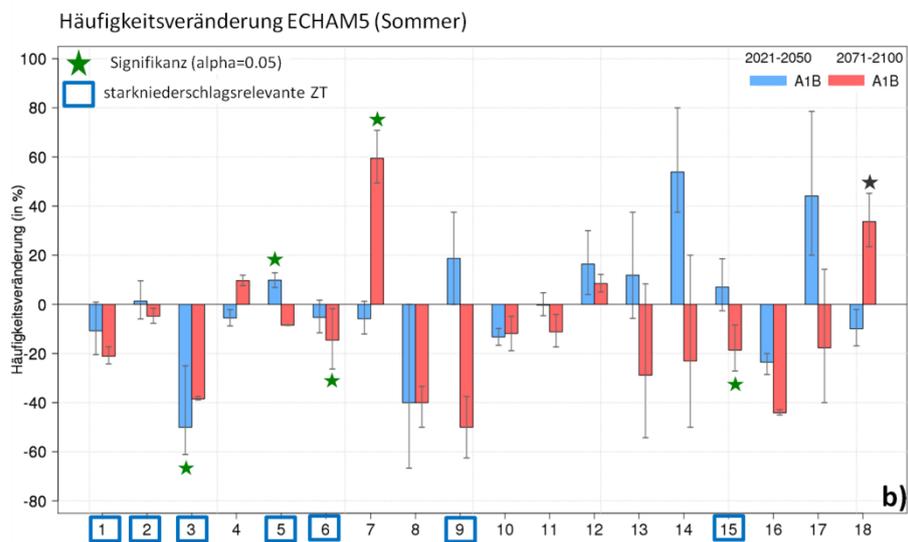
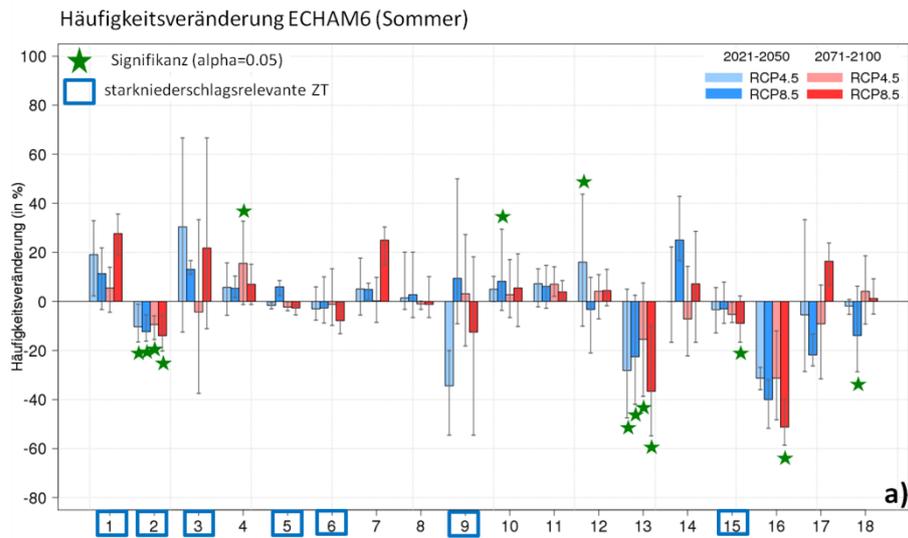


Abb.10.2: Prozentuale Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen im Sommer für die Klimamodelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) zwischen den Projektionszeiträumen und dem Kontrollzeitraum. Bei mehreren Realisationen sind das Ensemble-Mittel und die Spannweite aufgetragen.

### Zwischenfazit: Häufigkeitsänderungen der snr Zirkulationstypen

Es zeigt sich, dass in den Klimamolldaten keine systematischen Veränderungen der snr Zirkulationstypen gefunden werden können. Somit schließt diese Analyse an die nur vereinzelt resultierenden signifikanten Trends des Beobachtungszeitraumes an. Aufgrund der Tatsache, dass die meisten snr Zirkulationstypen keine ausgesprochen hohe Auftretshäufigkeit besitzen, nimmt bei einer Transferierung der Zentroide von der NCEP/NCAR-Reanalyse auf die Klimamolldaten auch die interne Modellvariabilität bezüglich der prozentualen Häufigkeitsveränderung zu. Zielführender, als sich auf einzelne Zirkulationstypen in den Auswertungen zu begrenzen, erscheint an dieser Stelle eine generelle Zusammenfassung der klassifizierten Zirkulationstypen in zonale, gemischte und meridionale Zirkulationsmuster, da auf diese Weise eine deutlichere Strukturierung ermöglicht werden kann.

Unter diesem Gesichtspunkt nehmen in der Klimazukunft im Winter vermehrt zonale und gemischte snr Zirkulationsmuster zu (ECHAM6, EC-EARTH), während snr meridionale Muster in ihren Häufigkeiten konstant bleiben oder wie bei ECHAM5 abnehmen. Im Frühjahr weisen hingegen snr meridionale Zirkulationsmuster eine Häufigkeitszunahme auf (ECHAM6, EC-EARTH). Zu dieser Kategorie wird auch die besondere Ausprägungsform der Cut-off Lows gezählt. Modelleinigkeit bezüglich einer generellen Abnahme oder konstanter Verhältnisse der meisten snr Zirkulationsmuster besteht im Sommer, während im Herbst keine Häufigkeitsänderungen von Zirkulationsmustern in generalisierter Weise angegeben werden können.

## 8.3 Abschätzung starker Gebietsniederschläge in der Klimazukunft

Zur Abschätzung der starken Gebietsniederschläge in der Klimazukunft werden die statistischen Downscalingverfahren einer MLR (Kapitel 8.3.1 ff.) sowie der Analogmethode (8.3.2 ff.) mit einer darauf basierenden Extremwertanalyse (Kapitel 8.3.2.5) durchgeführt.

### 8.3.1 Multiple lineare Regressionsanalyse

Im Kapitel 8.3.1.1 werden die Voraussetzungen zur Durchführung einer multiplen linearen Regression überprüft, und ferner wird die Präprozessierung der Eingangsdaten näher beschrieben. Anschließend findet eine Modellvalidierung mit den monatlichen Häufigkeiten der snr Zirkulationstypen als Prädiktoren und den Indizes starker Gebietsniederschläge als Prädiktanden statt, um die generelle Abbildungsleistung sowie die zeitliche Stationarität zu überprüfen (Kapitel 8.3.1.2). Eine generelle Beschreibung der Vorgehensweise bei diesem

statistischen Downscalingverfahren wird in Kapitel 8.3.1.3 gegeben, um anschließend die Ergebnisse (Kapitel 8.3.1.4) darzulegen und die bestehenden statistischen und numerischen Unsicherheiten (Kapitel 8.3.1.5) zu erläutern.

#### 8.3.1.1 Voraussetzungen und Präprozessierung der Daten

Bevor die MLR angewendet werden kann, werden die in Kapitel 4.3.1 beschriebenen Voraussetzungen zur Regressionsanalyse überprüft. Dazu werden die Zeitreihen der monatlich aggregierten Indizes starker Gebietsniederschläge (Starkniederschlagshäufigkeiten und Starkniederschlagssummen) (Kapitel 5.3) hinsichtlich der Normalverteilung, Homoskedastizität und Unabhängigkeit der Residuen überprüft. Zwischen den Ergebnissen der Starkniederschlagssummen und Starkniederschlagshäufigkeiten ergeben sich keine wesentlichen Differenzen, während einzelne Testergebnisse der Niederschlagsregionen voneinander abweichen.

In den Niederschlagsregionen der Jahreszeiten Frühjahr, Sommer und Herbst liegt bei den Indizes starker Gebietsniederschläge eine Normalverteilung der Daten aufgrund der Testergebnisse aus dem Kolmogorov-Smirnov-Anpassungstests bei  $\alpha = 0.05$  (Birnbaum und Tingey, 1951) als auch durch den Shapiro-Wilk-Test (Royston, 1982) bei  $\alpha = 0.05$  vor. Im Winter weist der Shapiro-Wilk-Test auch eine durchgehende Normalverteilung der Daten auf, während gleichzeitig der Kolmogorov-Smirnov-Anpassungstest für einzelne Regionen knapp keine Normalverteilung der Daten aufzeigt. Die Tests auf Homoskedastizität und Autokorrelation ergaben beide, dass diese Voraussetzungen der Regressionsanalyse erfüllt werden können. Somit kann aufgrund der Erfüllung aller Voraussetzungen die multiple lineare Regressionsanalyse durchgeführt werden, da auch die Normalverteilung bis auf seltene Ausnahmefälle unter Bezugnahme auf die Ergebnisse aus dem KS-Test im Winter erfüllt werden kann.

Somit konnte mit dem Ziel, Indizes starker Gebietsniederschläge aus atmosphärischen Zirkulationstypen abzuleiten, das statistische Verfahren einer MLR angewendet werden. Dies beinhaltet die Erstellung einer geeigneten ZTK (Kapitel 6.2.3), um eine statistische Beziehung zwischen den monatlichen Auftrittshäufigkeiten atmosphärischer Zirkulationstypen (Prädiktoren) und der Zielgröße der Indizes starker Gebietsniederschläge ( $P95_{\text{fre}}$ ,  $P95_{\text{sum}}$ ) als Prädiktand für einen rezenten Zeitraum (1951–2006) herzustellen. Die MLR ist in dem Modus schrittweise durchgeführt worden, sodass nur die relevanten Prädiktoren bestehen bleiben, um ein Overfitting des Modells zu vermeiden. Es resultieren für die einzelnen Regressionsmodelle 3 bis 7 Zirkulationstypen, die zumeist als snr (Kapitel 7.1) deklariert worden sind. Im Kontext dieses methodischen Ansatzes wird davon ausgegangen,

dass gleiche ZT zu gleichen Ausprägungsformen der starken Gebietsniederschläge führen. Es gilt die Annahme, dass ein bestimmter ZT für eine bestimmte Ausprägungsform der starken Gebietsniederschläge sowohl für den Beobachtungszeitraum (1951–2006) als auch für den Kontrollzeitraum (1971–2000) und die Projektionszeiträume (2021–2050, 2071–2100) der Klimamodelle verantwortlich ist. Die statistisch ermittelte Prädiktor-Prädiktand-Beziehung wird auf die Klimamolldaten übertragen, sodass beim Auftreten eines aus dem Beobachtungszeitraum bekannten ZT mit korrespondierenden Indizes der starken Gebietsniederschläge ein Schätzwert für diesen Zirkulationstyp in den Klimamolldaten abgeleitet werden kann. Zirkulationstypinterne Modifikationen können mit diesem Ansatz nicht abgedeckt werden.

### 8.3.1.2 Validierung der multiplen linearen Regressionsmodelle

Eine Kreuzvalidierung wird durchgeführt, um die Abbildungsleistung der Regressionsmodelle besser beurteilen zu können und die Qualität der Vorhersage zu überprüfen (Michaelsen, 1987; Huth, 2002). Um die Modellgüte zu beurteilen, wird mittels Kreuzvalidierung die Abbildungsleistung der Regressionsmodelle für die starken Gebietsniederschläge überprüft. Dafür wird das Modell von dem Kalibrierungszeitraum, in dem es erstellt wird, auf einen davon unabhängigen Validierungszeitraum übertragen. In diesem Zeitraum findet ein Vergleich zwischen beobachteten und modellierten Prädiktandenwerten statt (Michaelsen, 1987). Potenzielle Fehlerquellen, die zu einer Minderung der Abbildungsleistung führen, können ein (1) Overfitting des Modells ebenso wie eine (2) suboptimale Auswahl der Prädiktoren oder (3) zeitliche Instationaritäten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung (von Storch und Zwiers, 1999) sein. Aufgrund der durchgeführten schrittweisen Regression lässt sich ein Overfitting des Modells ausschließen, da mittels dieses Verfahrens überwiegend die snr Zirkulationstypen in den Regressionsmodellen beibehalten werden können. Das Ergebnis waren 3 bis 7 zumeist snr Zirkulationstypen in den jeweiligen Modellen. Die Auswahl der Prädiktoren ist inklusive ihrer Gewichtungsfaktoren in einem umfangreichen Auswahlverfahren (Kapitel 6.2.3) bestmöglich bestimmt worden, sodass an dieser Stelle einzig auf zeitliche Instationaritäten mittels der Kreuzvalidierung überprüft werden soll. Bei deren Vorliegen weist die Modellgüte eine stärkere Abhängigkeit von dem gewählten Zeitraum auf, als dies bei stabilen Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen der Fall ist, sodass eine stärkere Variabilität der Modellensembles besteht.

Für die durchgeführte Kreuzvalidierung ist der Untersuchungszeitraum 1951–2006 in fünf Dekaden gleicher Länge untergliedert worden (Tabelle 8). Dabei werden jeweils die übrigen vier Dekaden herangezogen, um das Regressionsmodell zu kalibrieren, während die

ausgelassene und damit unabhängige Dekade als Validierungszeitraum dient. Überprüft wird die Abbildungsleistung der Regressionsmodelle mittels des schon eingeführten Bestimmtheitsmaßes  $R^2$  (erklärte Varianz) (Kapitel 4.3.1) und des Mean Squared Skill Scores (MSSS) (Murphy, 1988) für die beobachteten und modellierten Zeitreihen der Indizes starker Gebietsniederschläge.

Tab.8: Kalibrierungs- und Validierungszeiträume der Kreuzvalidierung.

Kalibrierungs-/ Validierungsschritt	Kalibrierung	Validierung
1	1961–2000	1951–1960
2	1951–60 + 1971–2000	1961–1970
3	1951–70 + 1981–2000	1971–1980
4	1951–80 + 1991–2000	1981–1990
5	1951– 1990	1991–2000

Der MSSS ergibt sich aus dem Verhältnis des Mean Squared Error (MSE) einer Vorhersage zu dem MSE der Klimatologie als Referenzvorhersage eines Raumes und nimmt einen Wertebereich kleiner gleich 1 an, wobei negative Werte im Kontext einer schlechteren Modellvorhersage als der bloßen Klimatologie stehen, während 0 der Klimatologie entspricht und ein positiver Wert eine Verbesserung des Modells bezüglich der Klimatologie bedeutet.  $n$  ist die Anzahl der Wertepaare einer Vorhersage und Beobachtung, wobei  $f_i$  der  $i$ -te Vorhersagewert und  $x_i$  die  $i$ -te Beobachtung sind. Der MSE der Modellvorhersage wird berechnet aus (Murphy, 1988):

$$\text{MSE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (f_i - x_i)^2 \quad (8.1)$$

Es sei  $\bar{x}$  das Mittel aller Beobachtungen  $x_i$ ; dann berechnet sich entsprechend der  $\text{MSE}_c$  der Klimatologie durch:

$$\text{MSE}_c = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{x}_i - x_i)^2 \quad (8.2)$$

Für den MSSS ergibt sich schließlich die Formel:

$$\text{MSSS} = 1 - \frac{\text{MSE}}{\text{MSE}_c} \quad (8.3)$$

Für die unabhängige Dekade findet die Modellierung der Indizes starker Gebietsniederschläge aufgrund der im Kalibrierungszeitraum aufgestellten Regressionsmodelle statt. Die modellierten Zeitreihen werden anschließend mit den Beobachtungswerten verglichen. Somit wird für jede Region und jede meteorologische Jahreszeit ein statistisches Ensemble, bestehend aus fünf Regressionsmodellen, gebildet.

Bezüglich der erklärten Varianz ( $R^2$ ) ergeben sich jahreszeitliche und regionale Variationen der Modellgüte. Im Mittel werden die höchsten Anteile an erklärter Varianz der Starkniederschlagshäufigkeiten ( $P95_{fre}$ ) im Winter erreicht, während im Sommer eine geringere Modellgüte festzustellen ist und Frühjahr sowie Herbst mit den Abbildungsleistungen der Regressionsmodelle dazwischen einzuordnen sind (Abbildung 11.1).

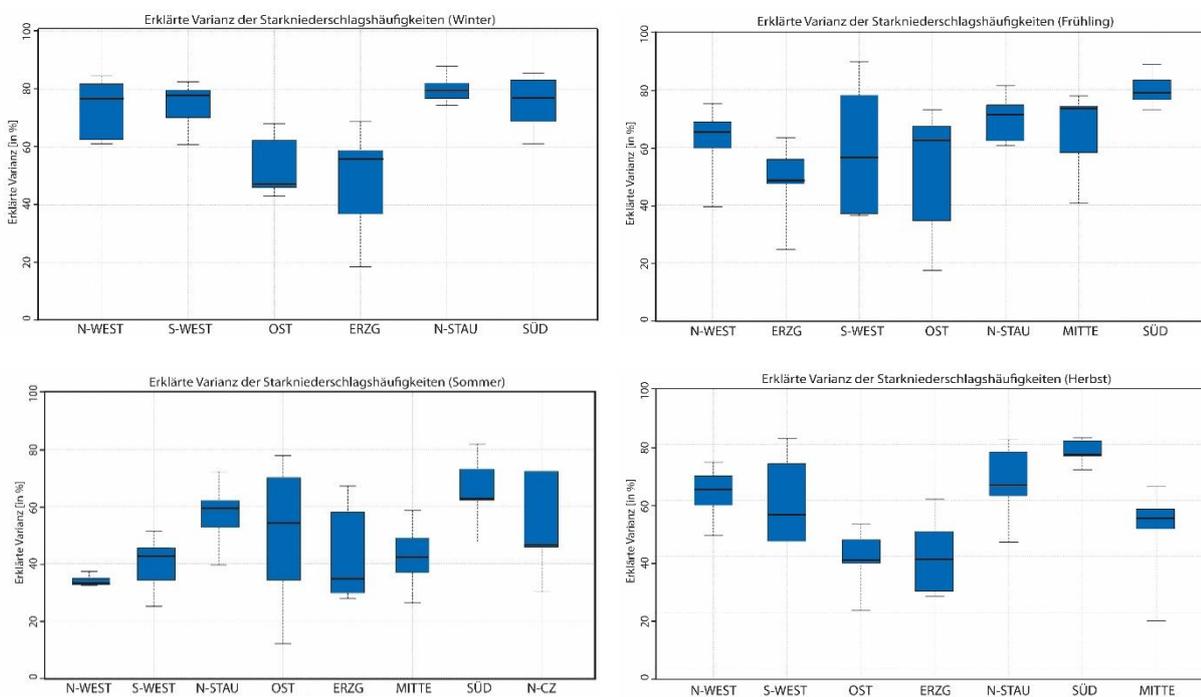


Abb.11.1: Erklärte Varianzen ( $R^2$ ) der beobachteten Starkniederschlagshäufigkeiten durch modellierte Regressionszeitreihen mit fünf Kalibrierungs- und Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.

Markante, regionale Unterschiede bestehen zu allen Jahreszeiten. Eine überdurchschnittlich gute Abbildungsleistung ist den Regionen Süd, Nordstau, Nordwest und Südwest zuzuschreiben, wobei diese jedoch für die Regionen Nordwest und Südwest keine Gültigkeit im Sommer hat. Die niedrigste Modellgüte über alle Jahreszeiten hinweg besteht im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes (Region Ost und Erzgebirge). Aufgrund dieser Systematik lässt sich feststellen, dass in den kontinentalen Räumen Mitteleuropas die ZTK eine schlechtere Performance für die starken Gebietsniederschläge aufweist als in den übrigen Regionen.

Die Variabilität der Modellgüte zwischen den fünf Validierungsperioden wird gekennzeichnet durch den inkludierten Wertebereich der Boxplots und weist bei einigen Regionen

einen deutlichen Schwankungsbereich auf. Die erklärte Varianz  $R^2$  der fünf statistischen Ensembles bewegt sich über alle Regionen und Jahreszeiten hinweg zwischen maximal 90 % und minimal 20 %. Die deutlichsten Differenzen der Ensembles lassen sich wiederum in den Regionen Erzgebirge, Ost und Nord-Tschechien feststellen (Abbildung 11.1). Dies lässt auf zeitliche Instationaritäten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung schließen (Hofstätter et al., 2015). In den weiteren Regionen erweisen sich die statistischen Ensembles als deutlich zuverlässiger. Ein Vergleich zwischen der Modellgüte beider Zielgrößen Starkniederschlagssumme (Abbildung A11) und Starkniederschlagshäufigkeit (Abbildung 11.1) zeigt nur unerhebliche Differenzen an.

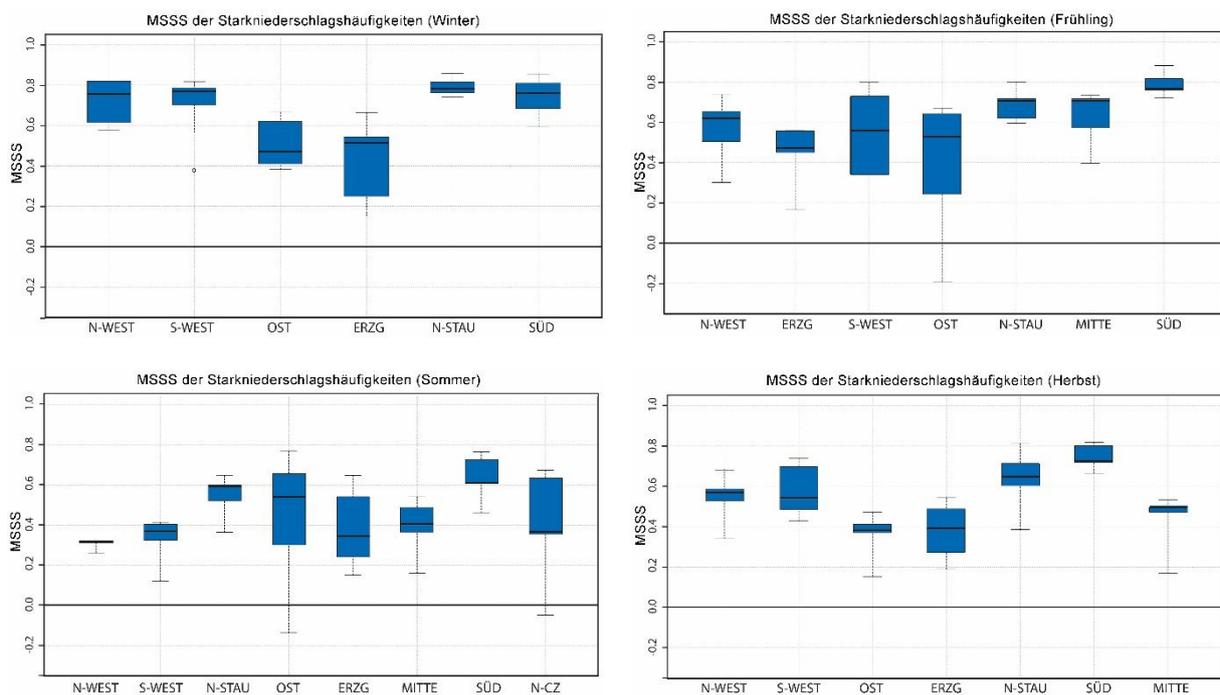


Abb.11.2: Mean-Squared-Skill-Score (MSSS) der beobachteten Starkniederschlagshäufigkeiten durch modellierte Regressionszeitreihen mit fünf Kalibrierungs- und Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.

Der MSSS bestätigt die bereits gewonnenen Erkenntnisse aus dem Validierungskriterium der erklärten Varianz. Neben den deutlichen Variationen des MSSS in den fünf Validierungsperioden der östlichen Niederschlagsregionen weist die deutliche Mehrheit der Modelle einen positiven MSSS auf (Abbildung 11.2)., was einer höheren Modellgüte als einer bloßen Abschätzung der Zielgrößen unter Verwendung des langzeitlichen Mittelwertes entspricht (Hofstätter et al., 2015). Ebenfalls sind auch hier keine wesentlichen Unterschiede zwischen der Abbildungsleistung der  $P95_{fre}$  und  $P95_{sum}$  (Abbildung A12) zu erkennen.

Zusammenfassend lassen die Validierungsergebnisse auf eine generelle Eignung der Regressionsmodelle schließen, um die Zielgrößen der Indizes starker Gebietsniederschläge in ausreichender Weise abbilden zu können und eine Anwendung auf Klimamodelldaten durchzuführen.

### 8.3.1.3 Vorgehensweise

Um prozentuale Änderungen der starken Gebietsniederschläge für die Projektionszeiträume (2021–2050, 2071–2100) gegenüber dem Kontrollzeitraum (1971–2000) mittels einer MLR zu modellieren, müssen die im Beobachtungszeitraum aufgestellten Regressionsmodelle auf die CMIP5- und CMIP3-Klimamodelle angewendet werden.

Zu diesem Zwecke sind in einem ersten Schritt die täglich auftretenden ZT in den Klimamodell Datensätzen bestimmt worden. Die Zuordnung zwischen den Zentroidklassen und den täglichen atmosphärischen Variablenfeldern der Klimamodelle erfolgte aufgrund der minimalen euklidischen Distanz. Darauf aufbauend werden aus dem Auftrettsverhalten der einzelnen ZT in den Klimamodell Datensätzen die Prädiktorvariablen erstellt, indem die snr Zirkulationstypen auf monatliche Auftrettsfrequenzen aggregiert worden sind. Ein letzter Schritt beinhaltet die Modellierung der Prädiktandenwerte aus den Klimamodell-Prädiktoren. Da die Beziehung zwischen Prädiktor und Prädiktand aus dem Beobachtungszeitraum bekannt ist, findet eine Übertragung auf die Klimamodell Daten statt. Die Modellierung erfolgt dabei für die Monatswerte der Starkniederschlagshäufigkeiten und Starkniederschlagssummen für alle Jahreszeiten und alle Niederschlagsregionen gesondert.

Die Grundlage der prozentualen Änderungen bilden die Mittelwerte der modellierten Zeitreihen beider Indizes der starken Gebietsniederschläge. Um die relative Abweichung in Prozent zu berechnen, werden die Mittelwerte der Indizes starker Gebietsniederschläge der Projektionszeiträume (2021–2050, 2071–2100) und des Kontrollzeitraums (1971–2000) zueinander ins Verhältnis gesetzt. Aus den modellinternen Änderungen wird aus der jeweiligen Anzahl an Realisationen ein Ensemblemean für jede Niederschlagsregion gebildet. Dieses Vorgehen findet für die Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 sowie für A1B bei ECHAM5 statt.

Zur Bestimmung signifikanter Änderungen ist der t-Test (Bahrenberg et al., 1999) verwendet worden, um Konfidenzintervalle für den Unterschied der Mittelwerte zwischen den Projektionsperioden und dem Kontrollzeitraum zu berechnen. Die Voraussetzung einer Normalverteilung der modellierten Zeitreihen der Indizes starker Gebietsniederschläge kann unter Bezugnahme auf den Shapiro-Wilk-Test (Royston, 1982) erfüllt werden. Schließt das resultierende Konfidenzintervall die Null nicht mit ein, so wird bei  $\alpha = 0.05$  eine signifikante Änderung der Mittelwerte der Indizes starker Gebietsniederschläge angenommen.

#### 8.3.1.4 Ergebnisse aus der multiplen linearen Regressionsanalyse

Der Schwerpunkt durchgeführter Analysen liegt auf den Resultaten der prozentualen Änderungen der regionalen  $P95_{fre}$  aus den ECHAM6-Modelldaten. Dieses Modell gehört der aktuellen CMIP5-Modellgeneration an, und es konnten drei Realisationen ausgewertet werden, um zusätzliche Informationen bezüglich bestehender Unsicherheiten zu generieren. Ebenfalls finden Quervergleiche zwischen den drei Klimamodellen ECHAM6, ECHAM5 und EC-EARTH in entsprechenden Abschnitten statt. Da die Ergebnisse zwischen beiden Indizes der starken Gebietsniederschläge kaum voneinander abweichen, werden die  $P95_{sum}$  und ihre prozentualen Änderungen hier nicht dargestellt. Für einen Überblick beider Indizes sei auf den WETRAX-Projektendbericht (Hofstätter et al., 2015) hingewiesen.

Im Winter kommt es zu keinen signifikant ausfallenden, prozentualen Änderungen der  $P95_{fre}$  unter Verwendung des ECHAM6-Modells (Abbildung 12.1). Überwiegend lassen sich jedoch leichte Abnahmen bis 6 % in den meisten Niederschlagsregionen verzeichnen. Die deutlichsten Abnahmen resultieren dabei für das RCP4.5-Szenario in der Region Süd und das RCP8.5-Szenario, erste Projektionsperiode in der Region Ost. Mitunter besteht eine leichte Zunahme in der Region Nordstau bei RCP8.5, zweite Projektionsperiode. Die geschilderte Zunahme lässt sich statistisch in einen Zusammenhang bringen mit der signifikanten Zunahme des ZT18 bei ECHAM6 im Winter (Abbildung 10.1), der eine hohe Starkniederschlagsrelevanz für den Nordalpenbereich aufweist (Abbildung A5).

Ein Vergleich zwischen den Klimamodellen zeigt auf, dass das A1B-Szenario bei ECHAM5 in den meisten Regionen (Ausnahme: Region Süd und Ost) zu einer signifikanten Zunahme der prozentualen Änderung der  $P95_{fre}$  bis 15 % in dem Projektionszeitraum 2071–2100 führt, während sowohl ECHAM6 als auch EC-EARTH zu keinen signifikanten Änderungen führen (Abbildung 12.2). Dies steht im Widerspruch zu den vorherrschenden Häufigkeitsabnahmen *snr* Zirkulationstypen in den Projektionsperioden bei ECHAM5. Da, wie in Kapitel 8.2 beschrieben, die Modelle ECHAM6 und EC-EARTH zu einer Zunahme einiger zonaler und meridionaler *snr* Zirkulationstypen führen, sich dies aber in keiner signifikanten Zunahme der prozentualen Änderungen der starken Gebietsniederschläge in der Klimazukunft äußert (Abbildung 12.2), müssen andere Aspekte als mögliche Ursachen für diese Diskrepanzen ermittelt werden. Eine Erklärung könnten typinterne Veränderungen bieten, die mit der hier angewandten Methodik nicht zu evaluieren sind. Diese typinternen Veränderungen können je nach verwendetem Klimamodell und eingesetzter Modellphysik unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Zudem sind zwar mehrheitlich die *snr* Prädiktoren

mittels der schrittweisen, multiplen Regression ausgewählt worden, jedoch können vereinzelte nicht-snr Prädiktoren ebenso zu Diskrepanzen führen, wie extrem selten auftretende snr Prädiktoren in den Datensätzen.

Im Frühjahr besteht ein ausgeprägter Nord-Süd-Gradient bezüglich der prozentualen Änderung starker Gebietsniederschläge bei ECHAM6. Dabei fallen diese für beide Indizes wiederum betragsmäßig ähnlich hoch aus. Während in den Regionen Nordwest und Erzgebirge eine prozentuale Zunahme der  $P95_{fre}$  besteht, die mit bis zu 13 % im Projektionszeitraum 2071–2100 und dem RCP8.5-Szenario auch signifikant ausfällt, existieren in den weiteren Regionen kaum Änderungssignale (Abbildung A13). Ähnlich wie im Winter findet wiederum eine (insignifikante) Abnahme der  $P95_{fre}$  von bis zu 7 % in der Region Süd, zweiter Projektionszeitraum und RCP4.5-Szenario, statt.

Ein Vergleich zwischen den Klimamodellen bestätigt den Sachverhalt, dass im Frühjahr in den nördlichen Regionen eine überwiegende Zunahme der starken Gebietsniederschläge besteht (Abbildung A14). Am deutlichsten fällt die Zunahme bei ECHAM6 aus. Gleichzeitig ist auf Basis von ECHAM6 und ECHAM5 eine Abnahme der  $P95_{fre}$  in der Region Süd in der Projektionsperiode 2071–2100 zu registrieren. Es bestehen insgesamt hohe Unsicherheiten bezüglich der prozentualen Änderungen beider Starkniederschlagsindizes. Dies betrifft insbesondere EC-EARTH, da die 95 %-Konfidenzintervalle den größten Wertebereich umfassen. Dabei resultieren jedoch die stärkeren Unsicherheiten nicht aufgrund einer belastbaren, allgemein schlechteren Modellperformance, sondern haben den statistischen Hintergrund, dass nur eine Realisation für EC-EARTH verfügbar war und somit keine Mittelung der Werte von einer unterschiedlichen Anzahl an Ensemblemitgliedern durchgeführt werden konnte, die zu einer Reduktion der Varianz geführt hätte.

In vorliegender Arbeit sind EC-EARTH und ECHAM5 lediglich als Referenzmodelle mit analysiert worden. Bei Forschungsfragen, die den Schwerpunkt auf einen direkten Modellvergleich hinsichtlich der jeweiligen Modellperformance richten, sollten bei einer Auswertung in Form von Ensemblemitteln für jedes Modell die gleiche Anzahl an Ensemblemitgliedern gewählt werden, oder es sollten die einzelnen Realisationen (und deren Spannweiten) analysiert werden. Zudem sollte die Anzahl an Ensemblemitgliedern aufgrund des Einflusses einzelner Ausreißer ebenfalls deutlich heraufgesetzt werden.

Neben den verschiedenen Unsicherheitsbereichen der Modelle liefert jedoch der Modellvergleich insgesamt übereinstimmende Ergebnisse bezüglich des Nord-Süd-Gefälles mit einer prinzipiellen Zunahme der prozentualen Änderung beider Starkniederschlagsindizes in den nördlichen Regionen sowie leichten Abnahmen in den südlichen Regionen.

Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Winter (ECHAM6)

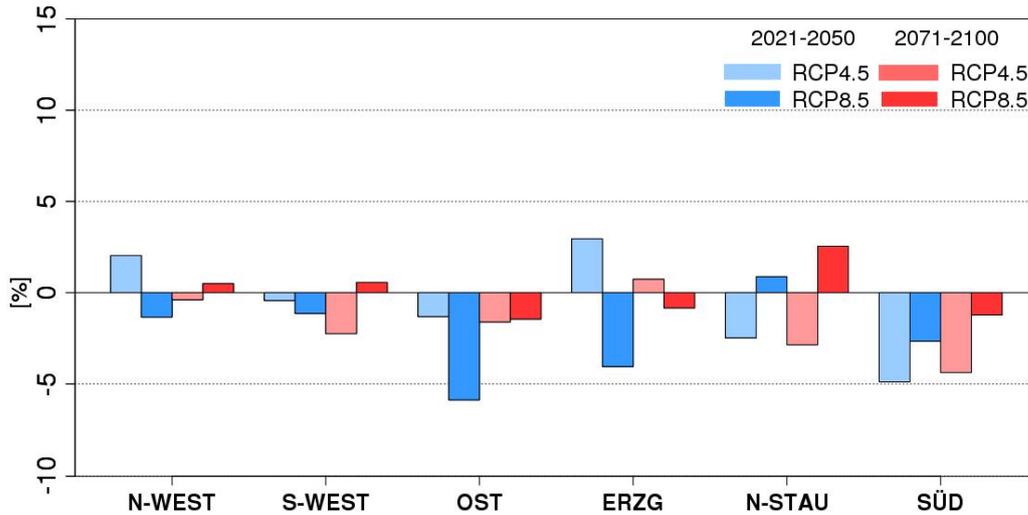


Abb.12.1: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeit in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter. Die Abschätzungen basieren auf dem Ensemble-Mittel der drei Realisationen aus ECHAM6. Signifikante Änderungen sind symbolisch gekennzeichnet.

Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Winter (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)

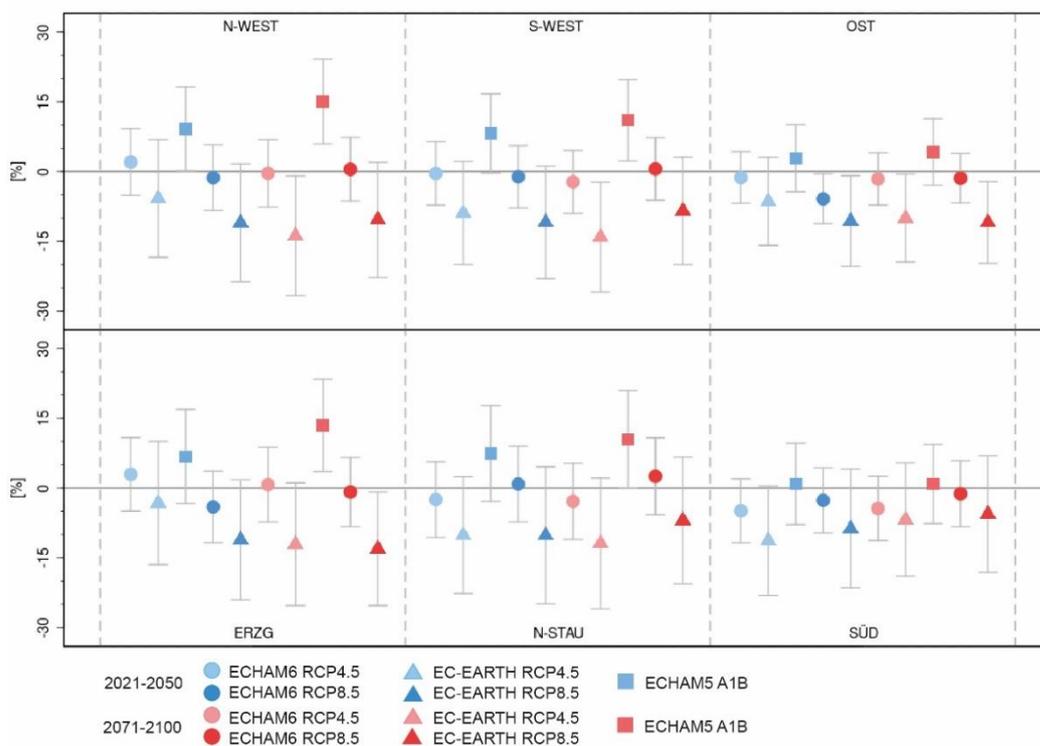


Abb.12.2: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeit in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter inklusive 95 %-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

Die prägnantesten Änderungen ergeben sich im Sommer. Dabei sind wiederum keine wesentlichen Differenzen zwischen den prozentualen Änderungen der  $P95_{sum}$  und  $P95_{fre}$  auszumachen. In der überwiegenden Mehrzahl der Niederschlagsregionen kommt es im Projektionszeitraum 2021–2050 bei RCP8.5 der ECHAM6-Modelldaten zu einer signifikanten

Zunahme der prozentualen Änderung der  $P95_{fre}$  bis 10 % (Abbildung 13.1). Ausnahmen treten in Form der Region Mitte mit keinen Änderungssignalen sowie in der Region Nordwest mit einer signifikanten Abnahme der  $P95_{fre}$  mit 8 % auf. Deutlich tritt im Sommer der Unterschied zwischen beiden Projektionsperioden hervor, da im Projektionszeitraum 2071–2100 in allen Regionen Abnahmen der  $P95_{fre}$  resultieren, die bei RCP8.5 eine durchgehende Signifikanz aufweisen. Hier überwiegt das Klimasignal die dekadische Variabilität und ist stark genug, um eine signifikante Trendumkehr im 21. Jahrhundert zu generieren. Dies lässt sich durch eine Zunahme der spezifischen Luftfeuchtigkeit aufgrund einer erwärmungsbedingt steigenden Verdunstung im frühen Projektionszeitraum und einer damit verbundenen Zunahme der starken Gebietsniederschläge begründen, während die Abnahme der starken Gebietsniederschläge in der zweiten Projektionsperiode mit einer, über andere Einflussfaktoren dominierenden, Expansion des Azorenhochs polwärts in Zusammenhang gebracht werden kann. Die signifikanten Abnahmen der starken Gebietsniederschläge beider Indizes liegen dabei zwischen 7 % und 16 % (Abbildung 13.1). Das RCP4.5-Szenario führt hingegen nur zu vereinzelt Signifikanzen mit deutlich moderater ausfallenden Beträgen gleichen Vorzeichens aus.

Ein Vergleich zwischen den Klimamodellen führt zu einer Bestätigung der Ergebnisse aus ECHAM6, da die signifikante Abnahme der starken Gebietsniederschläge im zweiten Projektionszeitraum auch von ECHAM5 mitgetragen wird. EC-EARTH weist hingegen nur selten signifikante Änderungssignale auf (Abbildung 13.2). Als wesentlicher Grund kann auch hier angeführt werden, dass bei EC-EARTH kein Ensemblemittel gebildet werden konnte, sodass eine stärkere Varianz und damit verbunden weitere Unsicherheitsbereiche resultieren. Die verbreitet signifikante Zunahme der starken Gebietsniederschläge in der Projektionsperiode 2021–2050 bei ECHAM6 und im RCP8.5-Szenario wird vom A1B-Szenario des ECHAM5-Modells bestätigt. Davon unterscheidet sich jedoch wiederum das EC-EARTH-Modell maßgeblich, da es bereits im ersten Projektionszeitraum durchgehend Abnahmen der starken Gebietsniederschläge über allen Regionen aufweist (Abbildung 13.2).

Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Sommer (ECHAM6)

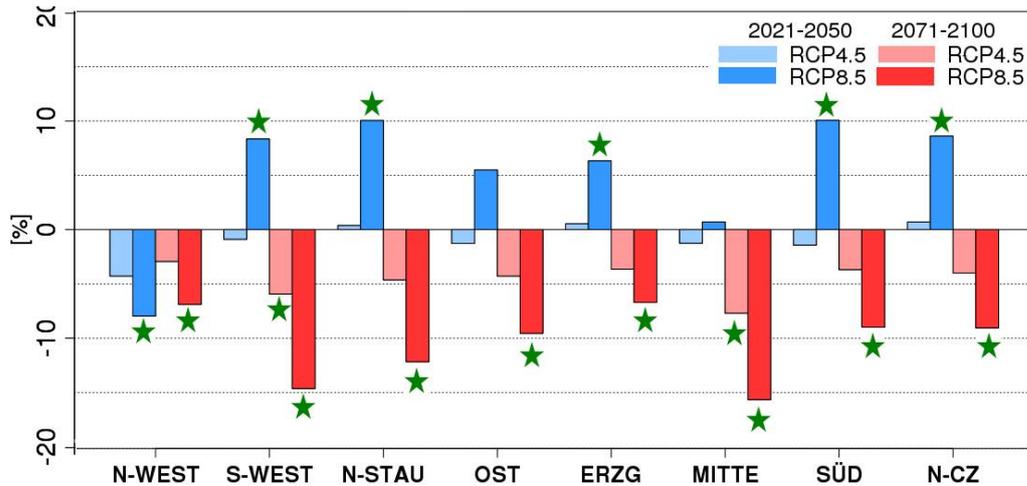


Abb.13.1: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeit in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Sommer. Die Abschätzungen basieren auf dem Ensemble-Mittel der drei Realisationen aus ECHAM6. Signifikante Änderungen sind symbolisch gekennzeichnet.

Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Sommer (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)

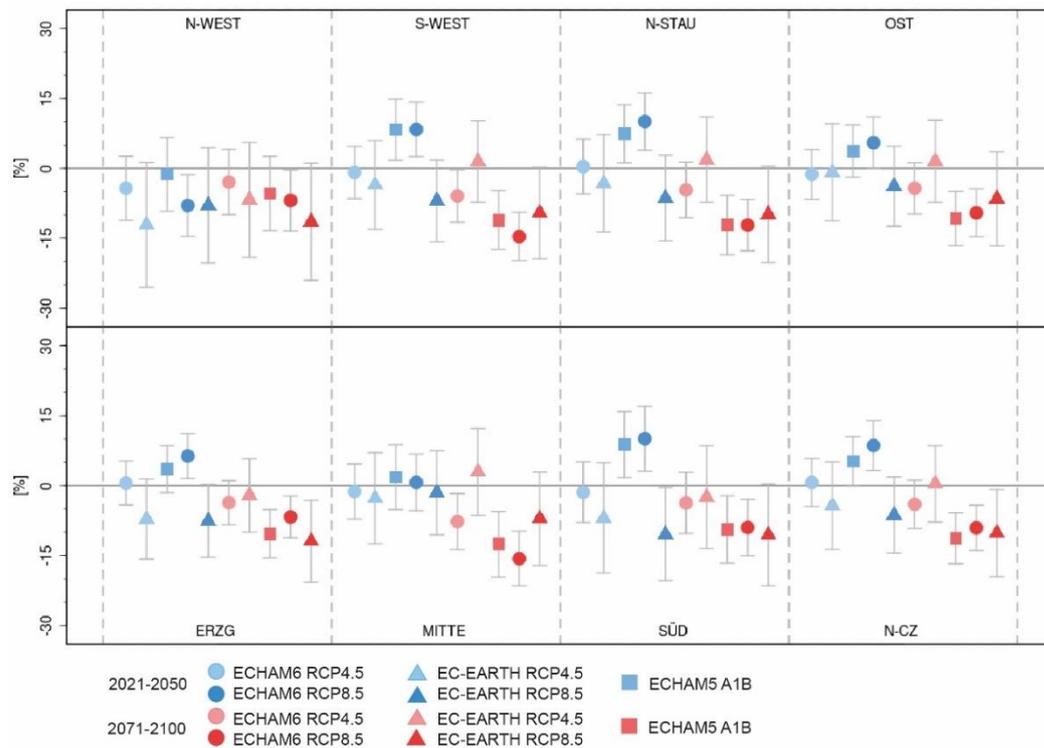


Abb.13.2: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeit in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter inklusive 95%-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

Im Herbst resultieren auf Basis des ECHAM6-Modells keine signifikanten Änderungen der starken Gebietsniederschläge (Abbildung A15). Die insignifikanten Änderungssignale

weisen jedoch, ähnlich wie im Sommer, eine leichte Zunahme innerhalb des ersten Projektionszeitraumes (2021–2050) auf, während eine Tendenz zu Abnahmen der  $P95_{fre}$  und  $P95_{sum}$  im zweiten Projektionszeitraum (2071–2100) besteht. Die Zunahmen beider Indizes betragen für den früheren Projektionszeitraum bis zu 7 %, während sich die Abnahmen im späteren Projektionszeitraum um die 5 % orientieren.

Aus einem Modellvergleich im Herbst sind keine wesentlichen Zusatzinformationen zu gewinnen, da ECHAM5 zu ähnlichen Änderungen wie ECHAM6 führt und es bei EC-EARTH zu insignifikanten Änderungssignalen mit einem zeitlich konträren Verlauf starker Gebietsniederschläge gegenüber der ECHAM-Modellfamilie kommt, sodass insignifikante Abnahmen bei RCP8.5 von bis zu 8 % im Projektionszeitraum 2021–2050 resultieren und insignifikante Zunahmen bis 10 % bei RCP4.5 im Projektionszeitraum 2071–2100 (Abbildung A16).

### Zusammenfassung: Starke Gebietsniederschläge in der Klimazukunft

Mittels des statistischen Downscalingverfahrens einer schrittweisen MLR konnten die prozentualen Änderungen der Indizes starker Gebietsniederschläge für die Klimamodelldaten abgeschätzt werden. Durch die äußerst ähnlichen Ergebnisse zwischen der hier gezeigten modellierten Veränderung der  $P95_{fre}$  und der  $P95_{sum}$  zwischen Projektionszeiträumen und Kontrollzeitraum ergibt sich eine überwiegend gleichbleibende Intensität der regionalen Starkniederschläge. Für einen detaillierten Überblick der Änderung von  $P95_{sum}$  mittels MLR sei auf Hofstätter et al. (2015) verwiesen.

Es treten im Winter unter den Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 der CMIP5–Klimamodelle keine signifikanten Änderungen der starken Gebietsniederschläge in beiden Projektionszeiträumen in Erscheinung. Es bestehen zumeist leichte Abnahmen der starken Gebietsniederschläge, insbesondere im Süden des Untersuchungsgebietes. Ein wesentlicher Unterschied besteht gegenüber den Daten des einzigen CMIP3-Modells unter Verwendung des A1B-Szenarios. Hier kommt es zu verbreiteten Zunahmen der starken Gebietsniederschläge, die für den Projektionszeitraum 2071–2100 auch häufig mit bis zu 15 % signifikant ausfallen.

Im Frühjahr besteht überwiegende Modelleinigkeit, dass eine Zunahme der starken Gebietsniederschläge im nördlichen Teilbereich des Untersuchungsgebietes bis zu 13 % in dem Projektionszeitraum 2071–2100 und dem RCP8.5-Szenario resultiert, während die weiteren Niederschlagsregionen nur sehr geringe prozentuale Änderungen aufweisen. Südlich des Alpenhauptkammes werden in dieser Jahreszeit die deutlichsten, aber insignifikanten Abnahmen registriert.

Die höchsten Änderungssignale sind dem Sommer unter RCP8.5 zuzuordnen. Hier besteht für die meisten Niederschlagsregionen im Projektionszeitraum 2021–2050 eine signifikante Zunahme starker Gebietsniederschläge bis 10 % (ECHAM6). Eine Ausnahme dabei bilden die Regionen Nordwest und Mitte mit Abnahmen bzw. keinen Änderungen. Das starke Szenario im späteren Projektionszeitraum 2071–2100 führt zu generell signifikanten Abnahmen der starken Gebietsniederschläge bis 16 %. Dabei können diese prozentualen Änderungen von ECHAM5 (A1B) weitgehend bestätigt werden. Unter dem RCP4.5-Szenario ergeben sich mitunter nur sehr vereinzelte signifikante Änderungen, während das RCP8.5-Szenario zu einem deutlichen, die starken Gebietsniederschläge beeinflussenden Klimasignal führt, was über die Klimavariabilität hinausgeht.

Im Herbst ergibt sich eine zeitlich ähnlich verlaufende Charakteristik wie im Sommer: verbreitete Zunahmen bis 7 % der starken Gebietsniederschläge im Projektionszeitraum 2021–2050 bei RCP8.5 und verbreitete Abnahmen um 5 % im späteren Projektionszeitraums 2071–2100 ebenfalls bei RCP8.5, ohne jedoch die Signifikanzschwelle zu überschreiten (ECHAM6). ECHAM5 bestätigt die anhand des ECHAM6-Modells dargelegten Ergebnisse weitgehend, während EC-EARTH zu konträren Ergebnissen führt.

### 8.3.1.5 Abschätzung der Unsicherheiten

Nachdem die Ergebnisse der Modellierung starker Gebietsniederschläge mittels MLR dargelegt worden sind, widmet sich dieses Kapitel den bestehenden Unsicherheiten.

Es resultieren Unsicherheiten hinsichtlich der verwendeten Klimamolldaten aus ECHAM6, ECHAM5 sowie EC-EARTH und der subjektiven Auswahl der beiden Projektionszeiträume (2021–2050, 2071–2100), aber auch aus der statistischen Vorgehensweise. Zusätzlich stellen die Szenarien einen Unsicherheitsfaktor dar, da es sich dabei um Abschätzungen des Strahlungsantriebes in der Klimazukunft handelt. Die Auswahl der Szenarien bildet eine Spannbreite möglicher Pfade ab, sodass mit dem RCP8.5-Szenario ein Worst-Case-Szenario abgedeckt wird, während das A1B- und das RCP4.5-Szenario eher einen moderaten Weg einschlagen. Insgesamt bestehen dennoch fundamentale Unsicherheiten, da unter Anderem sozioökonomische Faktoren darüber entscheiden werden, welches Szenario eintreten wird. Diese Unsicherheiten können in vorliegender Arbeit jedoch nicht näher diskutiert werden.

Vielmehr sind die wesentlichen Unsicherheitsaspekte, die auch einer Analyse unterzogen worden sind, aus dem methodischen Vorgehen abgeleitet worden. Dabei lassen sich zwei Hauptursachen resultierender Unsicherheiten voneinander abgrenzen: numerische und statistische Unsicherheiten.

Die numerischen Unsicherheiten beruhen auf den Klimamolldaten selbst. Diese weisen nicht nur Differenzen untereinander auf, sondern ebenso besteht eine interne Modellvariabilität, die sich aber auf Basis der Analyse mehrerer Realisationen in Form eines Modell-Ensembles abschätzen lässt. Für ECHAM6 sind insgesamt drei Realisationen verfügbar gewesen, während bei ECHAM5 zwei Realisationen in die Auswertung eingingen und bei EC-EARTH nur eine. Die Realisationen eines Modells bringen in Abhängigkeit von variierenden Anfangsbedingungen voneinander abweichende Ergebnisse in der Modellierung starker Gebietsniederschläge hervor. Das Ausmaß der modellinternen Variabilität stellt die numerischen Unsicherheiten dar, die umso geringer ausfallen, je näher die Ergebnisse der einzelnen Realisationen desselben Modells beieinanderliegen. Es empfiehlt sich, möglichst große Modell-Ensembles zu bilden, da auf diese Weise eine bessere Einordnung der Ergebnisse einzelner Realisationen erfolgen kann als bei einer geringeren Anzahl. Zudem beeinflussen einzelne Lösungen, die in Form von Ausreißern auftreten können, die Ergebnisse bei der Bildung eines Ensemblemittels weniger stark. Die Auswertung der Unsicherheiten wird somit mittels ECHAM6-Modell durchgeführt, da hier mit drei Realisationen die meisten numerischen Ensembles generiert werden können.

Statistische Unsicherheiten beruhen hingegen auf der verwendeten statistischen Methode. Eine Quantifizierung der statistischen Unsicherheiten kann durch die Bildung mehrerer statistischer Regressionsmodelle auf Basis unterschiedlicher Kalibrierungszeiträume durchgeführt werden. Insbesondere steht hier der Aspekt der Stationarität in der Prädiktor-Prädikand-Beziehung im Mittelpunkt der Abschätzung dieser Unsicherheiten. Als statistische Ensembles sind die fünf im Rahmen der Validierung aufgestellten Regressionsmodelle unterschiedlicher Kalibrierungszeiträume verwendet worden (Kapitel 8.3.1.2), die auf die Molldaten angewandt worden sind.

Um die Unsicherheiten aus der Regressionsanalyse abzuschätzen, wird für alle drei Realisationen des ECHAM6-Modells ein eigener Boxplot für den Kontrollzeitraum (1971–2000) und die beiden Projektionsperioden (2021–2050, 2071–2100) unter Verwendung der RCP4.5- und RCP8.5-Szenarien erstellt.

Ein Vergleich zwischen den Spannweiten der Boxplots aller drei Realisationen untereinander gibt Aufschluss über die bestehenden numerischen Unsicherheiten. Die Spannweiten der Boxplots ergeben sich durch die fünf statistischen Regressionsmodelle, die sich im Rahmen der Validierung ergeben haben und auf die Molldaten angewandt worden sind. Es ergeben sich für jede Region und jeden Zeitraum fünf modellierte Zeitreihen der Indizes starker Gebietsniederschläge, die das Ensemble und die interne Modellvariabilität in Form der statistischen Unsicherheiten mit abbilden. Mittels der statistischen Modelle werden für die ECHAM6-Prädiktoren aus allen drei numerischen Realisationen regionenspezifische

und saisonale Indizes der starken Gebietsniederschläge für den Kontrollzeitraum und die beiden Projektionszeiträume der jeweiligen Szenarien berechnet (Hofstätter et al., 2015). Die Boxplots weisen die Unsicherheitsspannbreiten der prozentualen Abweichung der starken Gebietsniederschläge gegenüber dem Mittelwert des Kontrollzeitraums auf.

Es bestehen für alle Niederschlagsregionen der Jahreszeiten sowohl numerische als auch statistische Unsicherheiten, die sich als relativ variabel herausstellen. Es wird darauf verzichtet, im Rahmen dieser Dissertation alle regionalen und saisonalen Ergebnisse vorzustellen. Vielmehr wird stellvertretend auf die numerischen und statistischen Unsicherheiten der Regionen Nordstau und Ost in den meteorologischen Jahreszeiten des Winters und des Sommers eingegangen, die in einer repräsentativen Weise für allgemeine Aussagen geltend gemacht werden können. Ergänzend werden einige allgemeine Aussagen der Unsicherheiten in den meteorologischen Jahreszeiten getroffen.

Es fallen für die Region Nordstau im Sommer sowohl für die  $P95_{fre}$  (Abbildung 14.1) als auch für die  $P95_{sum}$  die numerischen Unsicherheiten geringer aus als die statistischen. Dies ist aufgrund einer ähnlichen Lage der Boxplots aller drei Realisationen für jeden Zeitraum zueinander zu konstatieren, während die Boxplots selbst große Wertebereiche umfassen. Die einzige Ausnahme bildet die dritte Realisation im Projektionszeitraum 2071–2100 bei RCP8.5. Hier besteht eine deutliche prozentuale Abweichung der den Boxplot aufspannenden Mittelwerte im Vergleich zu den beiden anderen Realisationen.

Ein ähnliches Bild ergibt sich im Sommer für die Region Ost. Auch hier besteht eine stärker ausgeprägte statistische Unsicherheit, die sich in großen Wertebereichen umfassender Boxplots widerspiegelt. Dies gilt wiederum für beide Indizes starker Gebietsniederschläge. Abbildung 14.1 zeigt die Unsicherheitsspannbreiten der  $P95_{fre}$  auf. Eine stärkere numerische Unsicherheit ergibt sich durch eine abweichende dritte Realisation auch in dieser Niederschlagsregion unter dem RCP8.5-Szenario, jedoch nun für beide Projektionsperioden. Dabei resultiert im Vergleich zu den anderen beiden Realisationen eine positive Abweichung für den Projektionszeitraum 2021–2050 sowie eine negative Abweichung für den Projektionszeitraum 2071–2100. Es kann festgestellt werden, dass ein stärkeres Szenario mit höheren numerischen Unsicherheiten im Sommer herausgearbeitet werden kann, jedoch die statistischen Unsicherheiten insgesamt überwiegen.

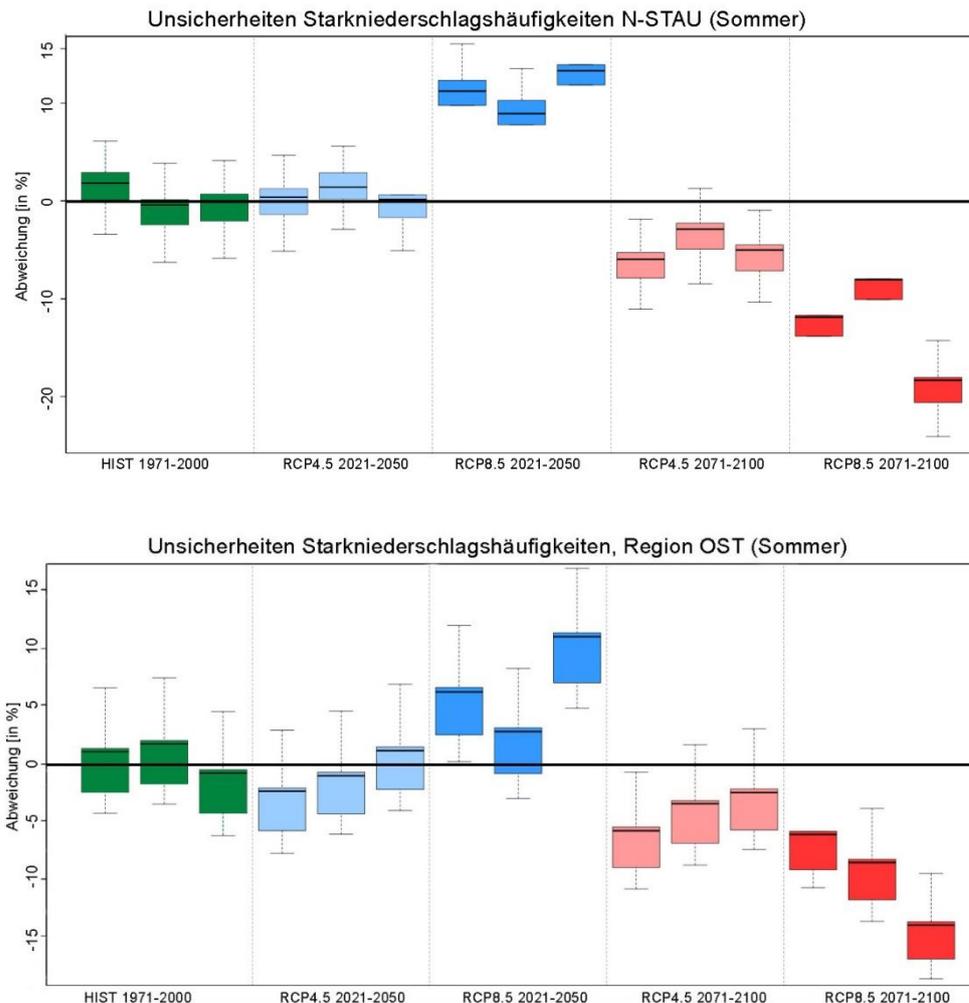


Abb.14.1: Prozentuale Abweichung vom Kontroll-Mittel in Form von Unsicherheitsspannweiten für die Starkniederschlagshäufigkeiten am Beispiel Region N-Stau (oben) und Ost (unten) im Sommer. Für jede der 3 ECHAM6-Realisationen wird ein eigener Boxplot gezeigt, und zwar sowohl im Kontrollzeitraum 1971–2000 als auch in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 für die RCP4.5- und RCP8.5-Szenarien. Jeder Boxplot beinhaltet die Ergebnisse der fünf statistischen Regressionsmodelle mit variierten Kalibrierungsperioden. Der schwarze Querstrich repräsentiert den Median, die Box seine benachbarten Werte und die Whiskers das Maximum und Minimum.

Im Winter überwiegen hingegen die numerischen Unsicherheiten, während die statistischen Abschätzungen der prozentualen Änderung der  $P95_{fre}$  (Abbildung 14.2) und  $P95_{sum}$  eine geringere Spannweite aufweisen. So liegen mehrere Realisationen in der Region Nordstau in ihren Ergebnissen relativ weit auseinander, sodass sich deutliche Abweichungen des Betrages – auch mit Vorzeichenwechsel – in den prozentualen Abweichungen zum Kontrollzeitraum (1971–2000) ergeben. Dies ist insbesondere bei RCP4.5 der zweiten Realisation des Projektionszeitraums 2021–2050 der Fall (Abbildung 14.2). Dieser Ausreißer weicht in seiner prozentualen Änderung stärker von den weiteren Realisationen gleichen Szenarios und Zeitraums ab, als die Änderungen des stärkeren RCP8.5-Szenarios es für denselben Zeitraum vermögen. Das ist insofern als kritisch einzustufen, als dass in den

Auswertungskapiteln zur MLR bei der Niederschlagsmodellierung Ensemble-Mittel gebildet worden sind. Somit können deutliche Zunahmen der Indizes starker Gebietsniederschläge der Realisationen 1 und 3 durch eine überproportional stark hervortretende Abnahme der zweiten Realisation abgemildert oder nivelliert werden.

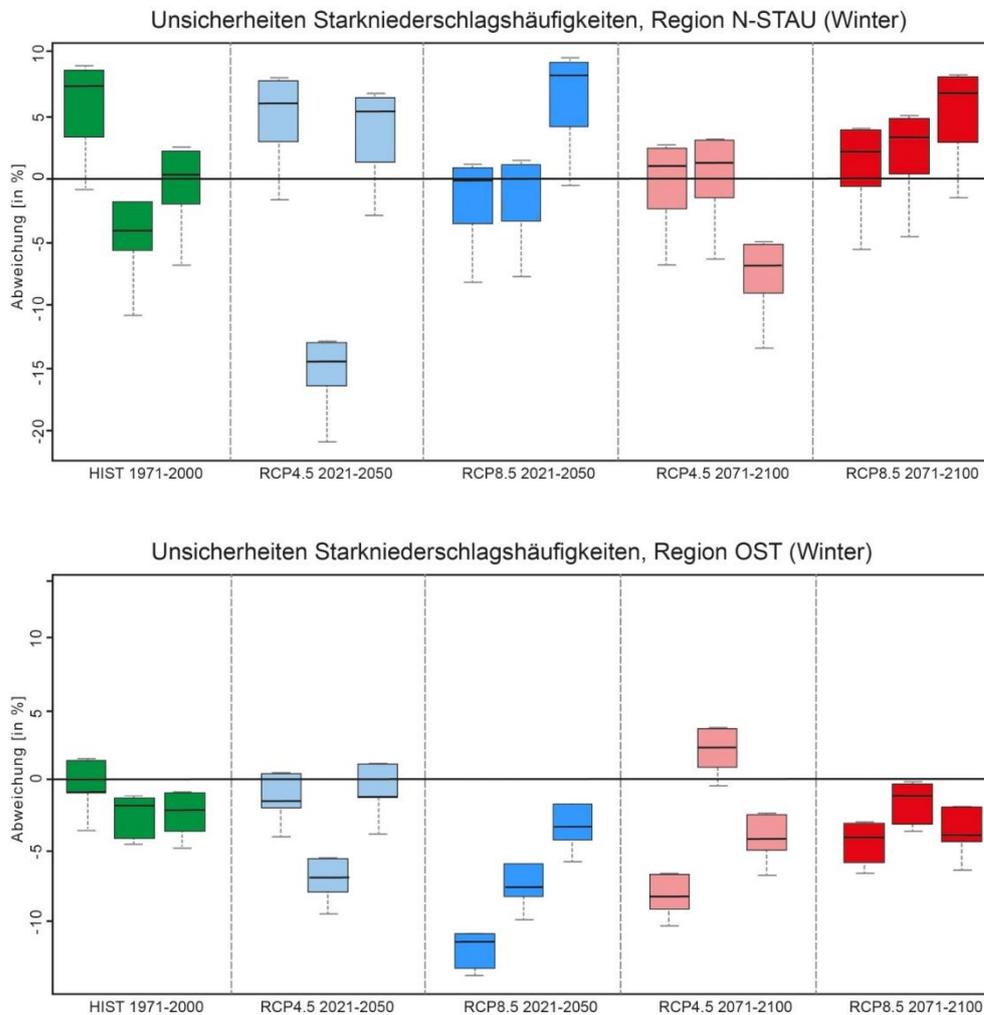


Abb.14.2: Prozentuale Abweichung vom Kontroll-Mittel in Form von Unsicherheitsspannbreiten für die Starkniederschlagshäufigkeiten am Beispiel Region N-Stau (oben) und Ost (unten) im Winter. Für jede der drei ECHAM6-Realisationen wird ein eigener Boxplot gezeigt, sowohl im Kontrollzeitraum 1971–2000 als auch in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 für die RCP4.5- und RCP8.5-Szenarien. Jeder Boxplot beinhaltet die Ergebnisse der fünf statistischen Regressionsmodelle mit variierten Kalibrierungsperioden. Der schwarze Querstrich repräsentiert den Median, die Box seine benachbarten Werte und die Whiskers das Maximum und Minimum.

Ein Lösungsansatz würde darin bestehen, nicht nur drei Realisationen zu analysieren, sondern deren Anzahl deutlich zu erhöhen, um besser bewerten zu können, wann es sich um einen Ausreißer handelt und wie sich die einzelnen Realisationen in einem größeren Ensemble zueinander darstellen. Ein größeres Ensemble führt bei der Mittelung der Lösungen zu einem insgesamt robusteren Ergebnis, da eine höhere Anzahl an Werten dies ergibt und der Einfluss einzelner Realisationen auf ein Ensemble-Mittel auf diese Weise limitiert werden kann.

In der Region Ost bestehen im Winter für die  $P95_{fre}$  (Abbildung 14.2) genauso wie für die  $P95_{fre}$  stärkere numerische als statistische Unsicherheiten, da zumeist jede Realisation in den Projektionsperioden einen eigenen Wertebereich aufspannt, der sich nicht mit den Wertebereichen der verbleibenden Realisationen überschneidet.

Dass die statistischen Unsicherheiten geringer als die numerischen Unsicherheiten ausfallen, ist nicht nur im Winter in gezeigten Beispielen der Fall, sondern besitzt auch eine allgemeine Gültigkeit für die meisten Niederschlagsregionen im Winter, Frühjahr und Herbst. Der Vergleich beider Indizes starker Gebietsniederschläge untereinander liefert das Ergebnis, dass analysierte Starkniederschlagssummen regionenspezifisch zu teilweise größere Spannbreiten der Boxplots als die Starkniederschlagshäufigkeiten führen, sodass eine höhere statistische Unsicherheit bei den Starkniederschlagssummen gegeben ist. Im Sommer resultieren geringere numerische Unsicherheiten als statistische. Dass die statistischen Unsicherheiten im Sommer aufgrund der konvektiven Niederschlagscharakteristik von der MLR weniger gut abgebildet werden können als in den weiteren Jahreszeiten, zeigte sich bereits in den Validierungsergebnissen (Kapitel 8.3.1.2) mit den geringsten Werten der erklärten Varianz ( $R^2$ ) und des MSSS im Sommer. Die Klimamodelle können die maßgeblichen Zirkulationsverhältnisse im Sommer hingegen besser abbilden als in den restlichen Jahreszeiten, sodass die numerischen Unsicherheiten zu dieser Jahreszeit am geringsten ausfallen. Die großräumige atmosphärische Zirkulation weist im Winter einen stärkeren Einfluss auf die bodennahen Klimaparameter in Europa auf als im Sommer (Efthymiadis et al., 2007). Gleichzeitig resultiert aus den aktiven atmosphärischen Zirkulationsverhältnissen vor allem im Winter ein hohes Maß an atmosphärischer Variabilität, die von den Klimamodellen im Vergleich zum Sommer weniger gut abgebildet werden kann. Die geringeren numerischen Unsicherheiten der durchgeführten Analyse sind ebenfalls in diesen Kontext einzuordnen: Die schwächere atmosphärische Variabilität im Sommer über dem mitteleuropäischen Raum aufgrund einer weiter nördlich positionierten Polarfront führt zu diesen Ergebnissen.

### 8.3.2 Analogmethode

Äquivalent zur MLR sollen die Ergebnisse aus der Analogmethode beschrieben werden. Dabei wird zuerst die Datenaufbereitung (Kapitel 8.3.2.1) beschrieben, um in Kapitel 8.3.2.2 die Validierungsergebnisse der Analogmethode zu präsentieren und in Kapitel 8.3.2.3 den Downscaling-Schritt durchzuführen. Da der Analogieansatz ergänzend zur MLR durchgeführt worden ist, wird sich die Auswertung der Ergebnisse auf die wesentlichen Erkenntnisse in Kapitel 8.3.2.4 begrenzen. Das Kapitel 8.3.2.5 befasst sich mit der

Extremwertanalyse, die an die modellierten täglichen Niederschlagsreihen mittels Analogmethode anschließt. Das abschließende Kapitel 8.3.2.6 befasst sich mit den resultierenden Unsicherheiten aus der Analogmethode bzw. der Extremwertanalyse.

#### 8.3.2.1 Voraussetzungen und Präprozessierung der Daten

Die Analogmethode (Zorita, 1995; Zorita und Storch, 1999) (Kapitel 4.3.2) fällt in die Kategorie Weather classification schemes (Giorgi et al., 2001) der statistischen Downscalingverfahren. Dabei soll die Analogmethode einen möglichst langen Trainingszeitraum abdecken, da auf diese Weise die meisten atmosphärischen Zirkulationsmuster erkannt werden können. Ein zu kurzer Trainingszeitraum würde hingegen zu einer unzureichenden Zuordnung der atmosphärischen Felder führen (Timbal et al., 2003), sodass auch die Qualität der generierten Niederschlagszeitreihen darunter leidet. Ebenfalls sollte die Anzahl der atmosphärischen Variablen (Prädiktoren) einen überschaubaren Rahmen nicht übersteigen (van den Dool, 1989), da andernfalls die Zahl der Freiheitsgrade dadurch erhöht würde. Um eine Vergleichbarkeit zwischen beiden Downscalingverfahren beizubehalten, sind die bewährten standardisierten atmosphärischen Variablenfelder, die auch in die Zirkulationstypklassifikation (Kapitel 6.2.3) mit eingeflossen sind, für den Raumausschnitt der COST733-Alpen-Domain 06 als Input-Daten der Analogmethode ausgewählt worden. Somit gehen der MSLP, die relative Luftfeuchtigkeit der 700hPa-Fläche und deren Vertikalbewegung aus den NCEP/NCAR-Reanalysen (Zeitraum 1951–2006) in die Analogmethode mit ein. Auf diese Weise lassen sich die großräumigen atmosphärischen Variablenfelder mit täglichen Gebietsniederschlägen des Beobachtungszeitraums in Zusammenhang stellen und anschließend auf Klimamodelldaten übertragen. Da jedoch ein unterschiedlich hoher Anteil an Rauschen zwischen Beobachtungsdaten und Modelldaten besteht, ist schon im Zuge der Präprozessierung eine s-modale, Varimax-rotierte Hauptkomponentenanalyse mit 20 Hauptkomponenten auf die standardisierten Variablenfelder durchgeführt worden. Die Anzahl von 20 ergab sich aufgrund einer variierten Anzahl von 5 bis 50 Hauptkomponentenlösungen auf die atmosphärischen Variablen, wobei die dabei erklärte Varianz bis zur 20. Hauptkomponente anstieg, um dann auf einem konstanten Level zu bleiben. Anschließend ist die euklidische Distanz auf Basis der 20 Hauptkomponenten-Zeitreihen verwendet worden, um die Ähnlichkeit zwischen einzelnen Tagen bei der Suche nach Analogien zu bestimmen (Hofstätter et al., 2015).

### 8.3.2.2 Validierung der Analogmethode

Da vor einer Anwendung auf Klimamodell­daten der Erklärungsgehalt der Analogmethode bestimmt werden soll, ist ein Leave-One-Out-Validierungsverfahren durchgeführt worden. Auf diese Weise ist gewährleistet, dass wirklich voneinander unabhängige Analoga gefunden werden. Aufgrund dieses Validierungsverfahrens werden Gebietsniederschlagssummen auf täglicher Basis innerhalb des Beobachtungszeitraums (Trainingszeitraum) modelliert, wobei ein gefundenes Analogon weder im vorherigen noch im aktuellen oder im nachfolgenden Jahr liegen darf. Für den Zeitraum 1951–2006 werden für alle Regionen Gebietsniederschlagsreihen modelliert, indem die Niederschlagswerte der Analoga als Validierungszeitreihe eingesetzt werden. Eine Bestimmung von Gütemaßen zwischen beobachteter und modellierter Zeitreihe (1951–2006) beinhaltet die erklärte Varianz sowie den MSSS. Im Folgenden wird sich jedoch auf das Gütemaß der erklärten Varianz beschränkt, da es die wesentlichen Informationen bereits liefern kann. Die Evaluation findet für jede der vier meteorologischen Jahreszeiten getrennt statt und basiert auf den gebildeten Monatssummen für jede Niederschlagsregion (Hofstätter et al., 2015).

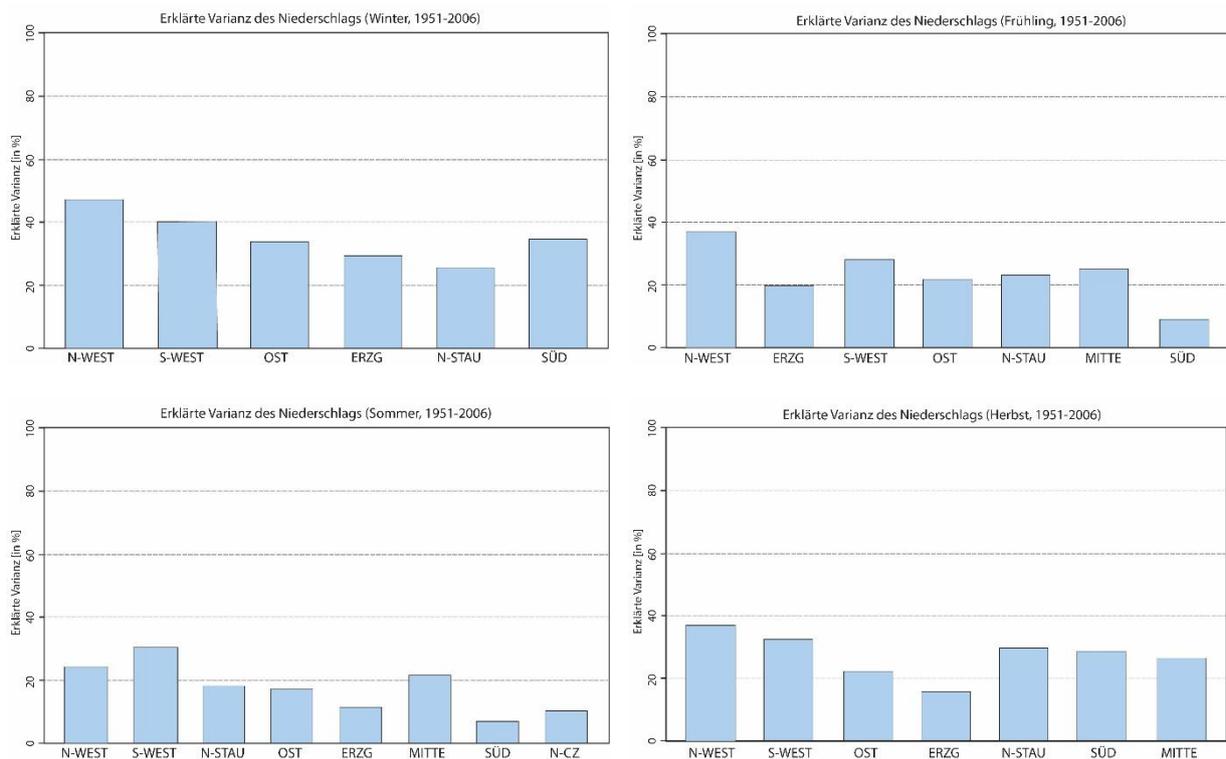


Abb.15: Erklärte Varianzen der beobachteten monatlichen Niederschläge durch modellierte Analog-Zeit­reihen für alle jahreszeitlichen Niederschlagsregionen.

Abbildung 15 zeigt die durch die modellierten Gebietsniederschlagsreihen erklärte Varianz auf saisonaler und regionaler Ebene auf. Dabei liegen die erklärten Varianzen verbreitet zwischen 20–45 %, wobei die geringsten Erklärungsanteile im Sommer und die höchsten

im Winter bestehen. Die erklärten Varianzen im Frühjahr und Herbst liegen hinsichtlich der Validierungsergebnisse dazwischen. Besonders niedrige erklärte Varianzen sind im Frühjahr und Sommer der Region Süd zuzuordnen, während die Niederschlagsvariabilität in der Region Nordwest und Südwest generell am besten wiedergegeben werden kann. Insgesamt lässt sich resümieren, dass relevante synoptische Signale für die bestehende Niederschlagsvariabilität in den Modellen enthalten sind (Hofstätter et al., 2015).

### 8.3.2.3 Vorgehensweise

Für die täglichen, standardisierten atmosphärischen Variablenfelder aus dem Kontrollzeitraum (1971–2000) und den Projektionszeiträumen (2021–2050; 2071–2100) der Klimamodellensätze ist das Analogon innerhalb der NCEP/NCAR-Reanalyse (1951–2006) mittels der geringsten euklidischen Distanz gesucht und der bekannte Gebietsniederschlagswert (Prädiktand) für jede Region eingesetzt worden, um eine Niederschlagsreihe zu modellieren. Dieses Vorgehen ist für ECHAM6, ECHAM5 sowie EC-EARTH unter Verwendung der Szenarien RCP4.5, RCP8.5 und A1B für alle Realisationen gesondert durchgeführt worden.

Da eine Bias-Korrektur der modellierten Gebietsniederschläge notwendig war (Kapitel 4.3.2), ist das Verfahren des Quantile-Mappings (Maraun, 2013) eingesetzt worden. Dabei wird auf Basis der Validierungs- und Observationszeitreihen eine Transferfunktion ermittelt, die den durch das Modell verursachten BIAS minimieren soll. Dabei findet eine Anpassung der empirischen Häufigkeitsverteilung der abgeschätzten Niederschläge an die Verteilung der Beobachtungsdaten statt. Es sind in äquidistanten Quantilsschritten (1 %) jeweils Korrekturterme berechnet worden, welche zu einer Korrektur der modellierten Daten desselben Quantils verwendet worden sind. Zwischen den Quantilsschritten ist eine Interpolation der Korrekturterme durchgeführt worden. Durch diese Vorgehensweise können Unterschätzungen von Extremen bei der statistischen Modellierung korrigiert werden (Hofstätter et al., 2015). Die für jede Region berechneten Korrekturfunktionen werden auf alle modellierten Zeitreihen angewandt.

Neben der Berechnung der prozentualen Häufigkeitsänderungen der  $P95_{fre}$  und  $P95_{sum}$  zwischen den Projektionszeiträumen (2021–2050, 2071–2100) und dem Kontrollzeitraum (1971–2000) lassen sich an die Bias-korrigierten, täglichen Gebietsniederschlagsreihen Extremwertverteilungen anpassen, sodass Aussagen über Häufigkeiten von Starkniederschlagstagen und Starkniederschlagssummen getroffen werden können.

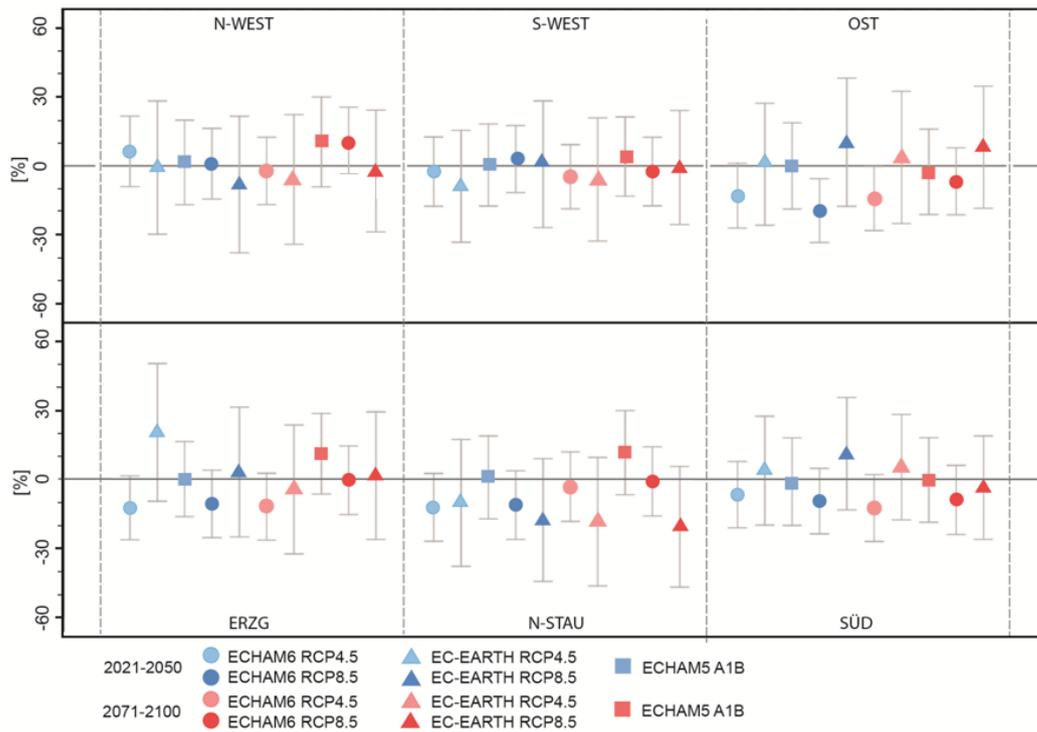
#### 8.3.2.4 Ergebnisse aus der Analogmethode

Die Resultate des Analogie-Ansatzes werden durch prozentuale Änderungen der  $P95_{fre}$  dargestellt, da wiederum ähnliche Ergebnisse zwischen ihnen und den  $P95_{sum}$  bestehen. Somit sind für die Zeitreihen des Kontrollzeitraums (1971–2000) die 95%-Perzentile bestimmt und auf die Projektionszeiträume (2021–2050, 2071–2100) übertragen worden. Zur Berechnung der relativen Abweichungen in Prozent werden die Mittelwerte der  $P95_{fre}$  der Projektionszeiträume und des Kontrollzeitraums zueinander ins Verhältnis gesetzt und ein Ensemblemittel für jede Niederschlagsregion gebildet. Der t-Test führt zur Bestimmung signifikanter Veränderungen aufgrund der Berechnung von Konfidenzintervallen für den Unterschied der Mittelwerte zwischen Projektionsperioden und Kontrollzeitraum.

Im Winter ergeben sich kaum signifikante Änderungen der  $P95_{fre}$  bei allen Klimamodellen (Abbildung 16). Es überwiegen leichte prozentuale Zu- oder Abnahmen zwischen 10 und -20 %, die jedoch insignifikant ausfallen. Die deutlichsten Abnahmen treten dabei in den Regionen Ost, Süd und Erzgebirge auf. Dabei fallen die Abnahmen bei ECHAM6 am prägnantesten aus, sodass in der Region Ost, im Projektionszeitraum 2021–2050 und bezüglich RCP8.5 auch eine signifikante Abnahme von 25 % vorliegt. Vereinzelt Zunahmen, die bevorzugt im Projektionszeitraum 2071–2100 vorzufinden sind, betreffen mit bis zu 10 % insbesondere die Region Nordwest (ECHAM5, A1B und ECHAM6, RCP8.5) sowie die Regionen Erzgebirge und Nordstau (ECHAM5, A1B).

Im Frühjahr treten für die Niederschlagsregionen keine signifikanten Änderungen der  $P95_{fre}$  auf (Abbildung A17). Auffällig ist jedoch eine systematische Abnahme der prozentualen Änderungen in der Region Nordstau bei ECHAM6 für beide Projektionszeiträume und beide Szenarien zwischen 10–15 % sowie in verminderter Form für die Region Südwest von 5–12 %. Zunahmen von bis zu knapp 15 % betreffen insbesondere die Regionen Nordwest und Erzgebirge bei ECHAM5 und dem A1B Szenario. Aufgrund der Konfidenzintervalle zeichnen sich allgemein relativ große Unsicherheitsbereiche ab, die bei EC-EARTH analog zu den Ergebnissen aus der Regressionsanalyse (Kapitel 8.3.1.4) wiederum am größten ausfallen.

Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Winter (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)



Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Sommer (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)

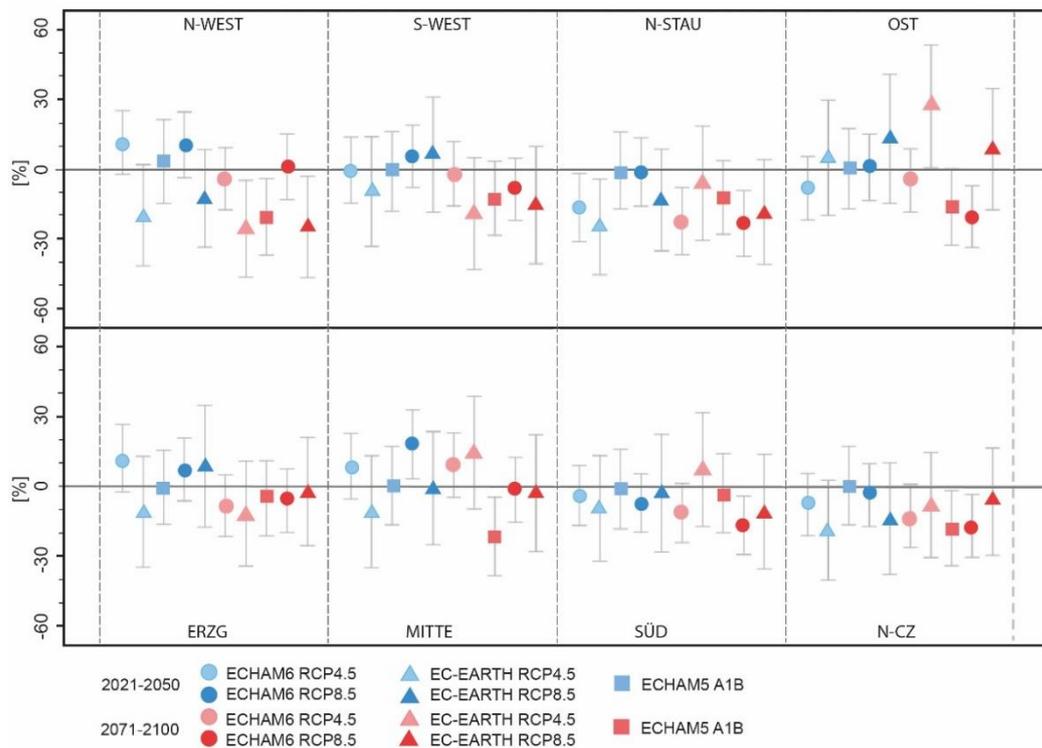


Abb.16: Prozentuale Änderungen der regionalen  $P95_{fre}$  in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 inklusive 95 %-Konfidenzintervalle aus der Analogmethode für Winter und Sommer. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

Im Sommer bestehen die deutlichsten Änderungen der  $P95_{fre}$  zwischen den Projektionszeiträumen und dem Kontrollzeitraum aller Jahreszeiten (Abbildung 16). In der ersten Projektionsperiode sind keine signifikanten Änderungen vorhanden; jedoch bestehen in den Regionen Nordwest und Mitte Tendenzen zu häufigeren Starkniederschlägen bis 20 % bei ECHAM6 und beiden verwendeten RCP-Szenarien, während EC-EARTH zu verbreiteten Abnahmen bis 20 % auch in den genannten Regionen führt. Für den Projektionszeitraum 2071–2100 besteht weitgehende Modelleinigkeit, sodass teilweise signifikante Abnahmen der prozentualen Häufigkeiten der  $P95_{fre}$  bis 25 % resultieren.

Im Herbst sind wiederum, ähnlich wie im Frühjahr, keine signifikanten Änderungen der  $P95_{fre}$  gegeben (Abbildung A17), sodass auf eine nähere Beschreibung der Ergebnisse verzichtet wird.

#### 8.3.2.5 Extremwertanalyse mittels Generalized-Pareto-Distribution

Die mittels der Analogmethode modellierten und BIAS korrigierten täglich aufgelösten Niederschlagszeitreihen der Klimamodelle (ECHAM6, ECHAM5, EC-EARTH) werden für den Kontrollzeitraum (1971–2000) sowie für die Projektionszeiträume (2021–2050, 2071–2100) einer Extremwertanalyse unterzogen.

Im Rahmen der Anpassung der generalisierten Pareto-Verteilung an die Niederschlagszeitreihen ist die Peak-Over-Threshold Methode (Kapitel 4.4) verwendet worden. Der Ansatz dieses Verfahrens bei der Extremwertanalyse wird beispielsweise genauer bei Coles (2001) beschrieben. Als Schwellenwerte für die Datenanpassung müssen Quantilwerte subjektiv ausgewählt werden. Bei der durchgeführten Analyse sind mehrere Quantilwerte (0.85, 0.90 und 0.95) als Schwellenwerte getestet worden, d. h., dass die generalisierte Pareto-Verteilung lediglich an die oberen 15, 10 oder 5% der Daten angepasst wird. Jedoch werden im Folgenden ausschließlich die Ergebnisse aus der Wahl des 90%-Quantils vorgestellt, da bei höheren Quantilwerten die bestehenden Unsicherheiten zunehmen, während bei niedrigeren Quantilwerten ein stärkerer Bias beobachtet werden kann. Die GPD-Parameter sind mittels der L-Moments (Hosking, 1990) bestimmt worden und die Wahrscheinlichkeit starker Gebietsniederschläge ist durch Wiederkehrwerte und Wiederkehrintervalle statistisch quantifiziert worden.

Es sind in vorliegender Arbeit Wiederkehrwerte für 5-, 10-, 20-, 50- und 100-jährige Wiederkehrintervalle bestimmt und miteinander verglichen worden. Eine Signifikanzprüfung der Änderung von Wiederkehrwerten für die Wiederkehrintervalle ist durch die Bestimmung von Konfidenzintervallen ( $\alpha = 0.05$ ) erfolgt. Die bestehenden Modellunsicherheiten werden in Form der Konfidenzintervalle dargestellt, die anhand der Ensemblemittelwerte

der Wiederkehrwerte und des t-Tests berechnet worden sind. Allen Ergebnissen liegt der Vergleich zwischen den Szenarien der Projektionszeiträume und dem Kontrollzeitraum zugrunde. Bei sich überlappenden Konfidenzintervallen zwischen den Wiederkehrwerten des Kontrollzeitraums und der Projektionszeiträume besteht keine signifikante Änderung, während Konfidenzintervalle, die sich nicht überlappen, auf eine signifikante Veränderung schließen lassen. Zur Bestimmung von Signifikanzen ist in diesem Kapitel das Ensemblemittel gebildet worden, während eine Betrachtung der jeweiligen Realisationen der Modelle selbst (Kapitel 8.3.2.6) der Abschätzung von Unsicherheiten dienen soll. Generelle Unsicherheiten resultieren dabei aus den kleinen Stichprobengrößen, welche bei der Extremwertuntersuchung gegeben sind (Paeth und Hense, 2005), sodass möglichst lange Zeiträume betrachtet werden sollten.

Die Auswertung der Extremwertanalyse ergibt, dass bei allen Klimamodellen (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5) kaum signifikante Änderungen der Wiederkehrwerte resultieren. Insgesamt bestehen jedoch, abhängig von der Jahreszeit und der Region, einzelne Ergebnisse, die die berechneten prozentualen Änderungen der Indizes starker Gebietsniederschläge (Kapitel 8.3.1.4/ 8.3.2.4) bestätigen können. Um dies zu veranschaulichen, wird das Beispiel der Wiederkehrwerte der Region Erzgebirge im Frühjahr und im Sommer herausgegriffen, um anschließend einen generellen Überblick zu gewähren.

Im Frühjahr führt keines der Klimamodelle zu einer signifikanten Änderung der Wiederkehrwerte in der Region Erzgebirge (Abbildung 17.1). Es ergeben sich jedoch Unterschiede im Betrag der Wiederkehrwerte der Wiederkehrintervalle zwischen dem Kontrollzeitraum und den Projektionszeiträumen. Bei ECHAM6 liegt eine systematische Erhöhung der Tagessummen des Niederschlages aller Wiederkehrintervalle für die beiden Projektionsperioden vor. Dabei weisen die Änderungen der Niederschlags-Wiederkehrwerte nur knapp keine Signifikanz auf und fallen für den Zeitraum 2021–2050 bei RCP4.5 am deutlichsten aus. ECHAM5 weist eine ähnliche Systematik auf, jedoch mit erhöhten Unsicherheitsbereichen. Die Ensemblemittel der Wiederkehrwerte bei EC-EARTH lassen sich von den beiden anderen Modellen unterscheiden, da hierbei bestehende Zunahmen nicht systematisch ausgeprägt sind und betragsmäßig wesentlich geringer ausfallen. Für das RCP4.5-Szenario und den Projektionszeitraum 2021–2050 bestehen zudem deutliche Abnahmen der Wiederkehrwerte für alle Wiederkehrintervalle (Abbildung 17.1).

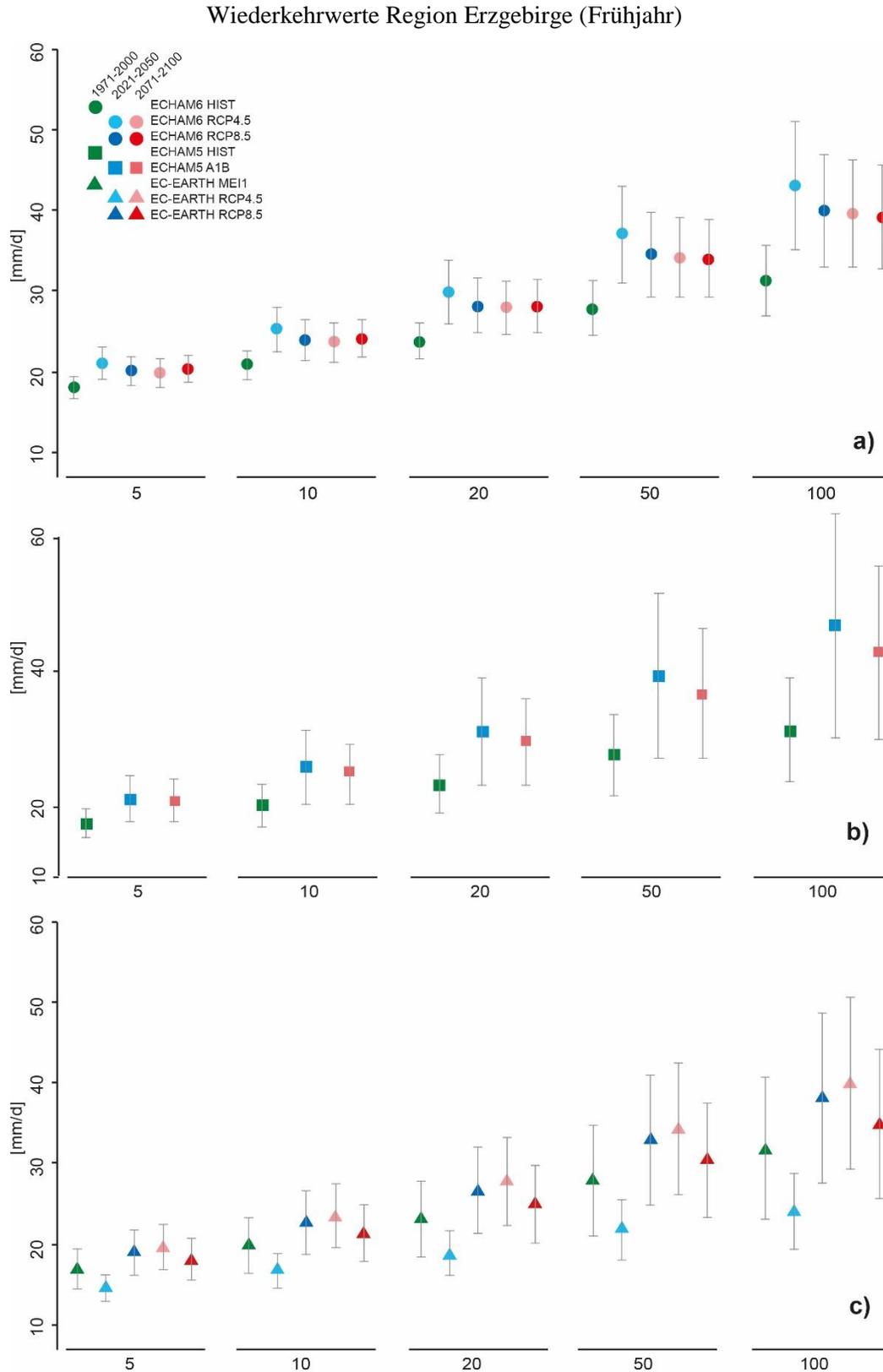


Abb.17.1: Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95 %-Konfidenzintervallen für die Wiederkehrintervalle 5, 10, 20, 50 und 100 Jahre für die Region Erzgebirge im Frühjahr. Bei der zugrunde liegenden Analogmethode wurde in den angegebenen Zeiträumen (siehe Legende) das jeweilige Ensemble-Mittel der Modelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) herangezogen.

Ebenfalls kommt es im Sommer zu keinen signifikanten Änderungen der Wiederkehrwerte in der Region Erzgebirge (Abbildung 17.2). Aufgrund der im Vergleich zum Frühjahr erweiterten Konfidenzintervalle ist ersichtlich, dass wiederum stärkere Unsicherheiten aufgrund des konvektiv geprägten Niederschlagscharakters bestehen. Modelleinigkeit herrscht jedoch darin, dass eine Abnahme der Tagessummen des Niederschlages der Wiederkehrintervalle resultiert. Diese Abnahme ist bei allen Modellen im zweiten Projektionszeitraum (2071–2100) ausgeprägter als im früheren Projektionszeitraum (2021–2050). Ein Vergleich beider Szenarien und des ECHAM6-Modells gibt Aufschluss darüber, dass das stärkere RCP8.5-Szenario in der früheren Projektionsperiode zu höheren Tagessummen des Niederschlags führt als das schwächere Szenario, während sich dieser Sachverhalt in der zweiten Projektionsperiode umkehrt, sodass das stärkere Szenario auch zu stärkeren Abnahmen der Tagesniederschlagssummen aller Wiederkehrintervalle führt.

Auch wenn keine signifikanten Änderungen der Wiederkehrwerte aus der Extremwertanalyse resultieren, so lassen sich aus teilweise systematisch vorliegenden Veränderungen dennoch wichtige Informationen bezüglich der Tagessummen des Niederschlages ziehen. Für die Region Erzgebirge lässt sich somit zusammenfassen, dass im Frühjahr eine Zunahme der Tagessummen des Niederschlags bei allen Wiederkehrintervallen weitgehend unabhängig vom Szenario besteht, während im Sommer generelle Abnahmen zu verzeichnen sind. Dabei nehmen die Abnahmen der Tagessummen des Niederschlages zwischen dem ersten und dem zweiten Projektionszeitraum insbesondere unter dem RCP8.5-Szenario weiter zu. Ebenfalls werden die systematischen Änderungen (hinsichtlich der Projektionszeiträume und Szenarien) bekräftigt durch die mittels MLR erlangten prozentualen Änderungen der Indizes starker Gebietsniederschläge. Diese zeigten in Kapitel 8.3.1.4 auf, dass im Frühjahr in der Region Erzgebirge eine generelle Zunahme bis 12 % unter ECHAM6 und RCP8.5 für den Zeitraum 2071–2100 besteht, während im Sommer in der Projektionsperiode 2071–2100 eine generelle Abnahme das Ergebnis dieser durchgeführten Analyse darstellte.

Im Folgenden wird auf weitere Abbildungen zu den einzelnen Ergebnissen, die jedoch kurz zusammengefasst werden sollen, aufgrund der insignifikant ausfallenden Änderungen der Wiederkehrwerte verzichtet. An dieser Stelle kann auf den WETRAX-Projektendbericht (Hofstätter et al., 2015) verwiesen werden, da in diesem Rahmen ein vollständiger Überblick der Änderungen der Tagessummen des Niederschlags gegeben wird.

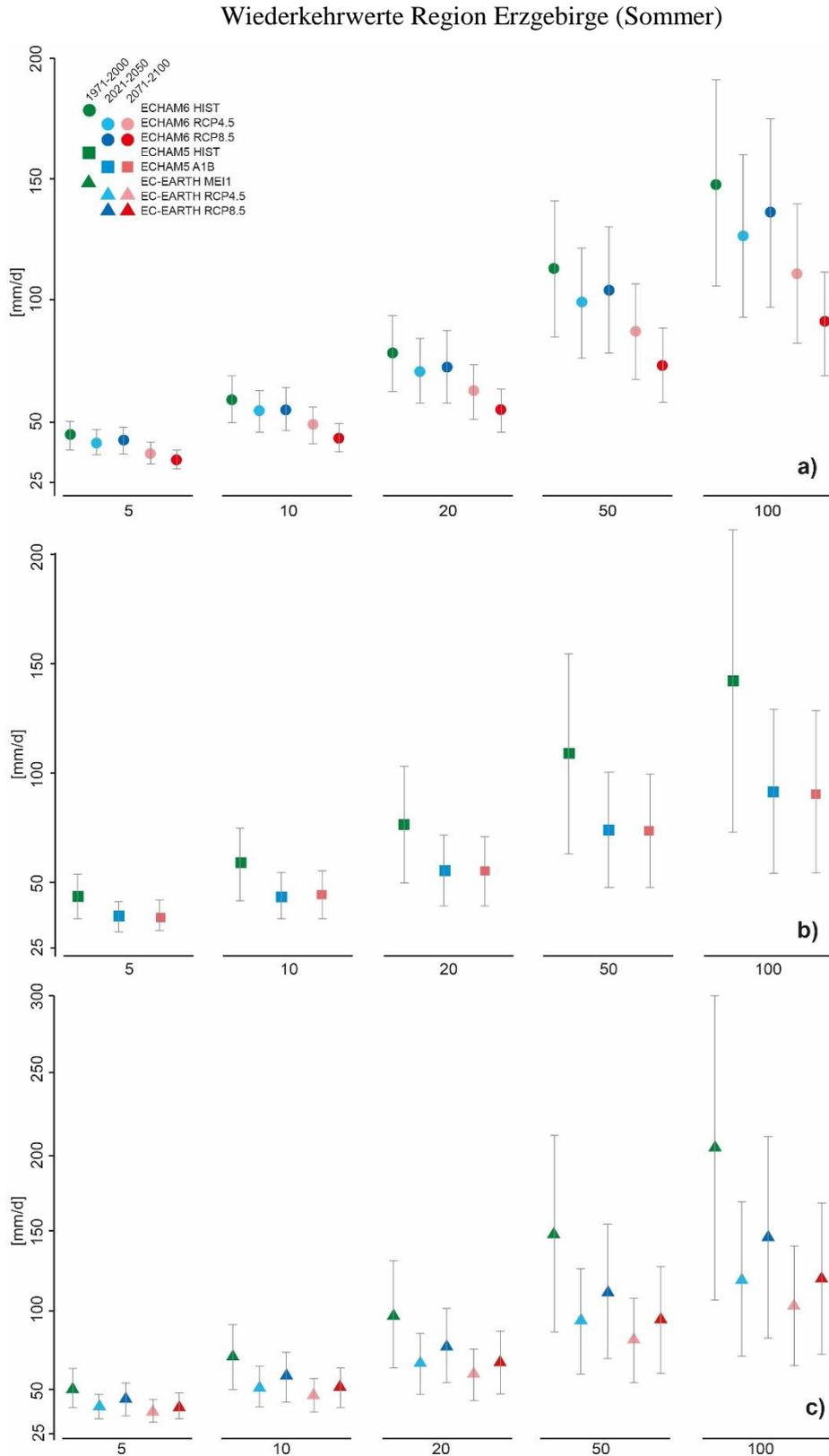


Abb.17.2: Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95 %-Konfidenzintervallen für die Wiederkehrintervalle 5, 10, 20, 50 und 100 Jahre für die Region Erzgebirge im Sommer. Bei der zugrunde liegenden Analogmethode wurde in den angegebenen Zeiträumen (siehe Legende) das jeweilige Ensemble-Mittel der Modelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) herangezogen.

Im Winter besteht zumeist keine systematische Änderung der Wiederkehrwerte auf Basis des ECHAM6-Modells. Vor allem trifft dies auf die Regionen Nordwest, Südwest, Ost und Nordstau zu. Für die Region Süd zeigt ECHAM6 als einziges Modell eine moderate Zunahme der Wiederkehrwerte an, während für die Region Erzgebirge moderate Abnahmen bestehen. Modelldivergenzen bestehen dabei zu ECHAM5 in den Regionen Nordstau und Ost, da dieses Modell zu Zunahmen der Wiederkehrwerte in beiden Projektionsperioden führt.

Im Frühjahr lassen sich die deutlichsten Zunahmen den Regionen Erzgebirge und Ost (exklusive 2021–2050 und RCP8.5) sowie der Region Mitte zuordnen, während die zugrunde liegenden Daten aus ECHAM6 in den Regionen Südwest, Nordstau und Süd zu keinen deutlichen Änderungssignalen führen und es in den Region Nordwest zu den stärksten Abnahmen der Wiederkehrwerte kommt. Modelldivergenzen bestehen zu ECHAM5, da hier eine Zunahme in den Regionen Nordwest und Südwest resultiert und zu EC-EARTH in der Region Süd mit deutlichen Abnahmen der Wiederkehrwerte der beiden Projektionsperioden.

Im Sommer ergeben sich aufgrund der großen Unsicherheitsbereiche überwiegend keine Veränderungen für die Regionen Nordwest, Mitte, Nordstau, Ost, Nord-Tschechien und Süd. In der Region Erzgebirge bestehen die bereits erläuterten Abnahmen der Wiederkehrwerte bei ECHAM6 und ECHAM5. Zusätzlich bestehen auch Abnahmen in der Region Südwest bei EC-EARTH und ECHAM5. EC-EARTH ist schließlich auch das einzige Modell, das in der Region Ost zu einer Zunahme der Tagessummen der Niederschläge führt.

Uneinheitliche und insignifikante Änderungen der Wiederkehrwerte ergeben sich auch für die meisten Regionen im Herbst. Zunahmen bestehen in den Regionen Mitte, Ost und Nordstau unter Bezugnahme auf das ECHAM5-Modell, wobei diese in der Region Ost auch signifikant ausfällt. Die Zunahmen können jedoch weder ECHAM6 noch EC-EARTH in diesem Umfang abbilden. Übereinstimmung besteht weitgehend zwischen ECHAM6 und ECHAM5, wiederum mit gleichbleibenden Tagessummen des Niederschlages in den Regionen Nordwest und Südwest. In der Region Erzgebirge besteht eine überwiegende Modelleinigkeit in Form von gleichbleibenden Tagessummen des Niederschlages, während in der Region Süd EC-EARTH als einziges Modell eine Zunahme der Wiederkehrwerte signalisiert.

### 8.3.2.6 Abschätzung der Unsicherheiten

Eine Abschätzung der numerischen Unsicherheiten aus der Analogmethode mit darauf aufbauender Extremwertanalyse erfolgt nicht durch eine wie unter Kapitel 8.3.2.4 erfolgte Bildung von Ensemble-Mittelwerten der Wiederkehrwerte unterschiedlicher Wiederkehrintervalle, sondern es werden die einzelnen Realisationen gesondert betrachtet und dargestellt, um die Wiederkehrwerte mit zugehörigen Konfidenzintervallen miteinander zu vergleichen. Dabei erfolgt ein äquivalentes Vorgehen wie unter Kapitel 8.3.2.4, und es werden für alle Klimamodelldaten die Wiederkehrwerte der 20-jährigen und 50-jährigen Wiederkehrintervalle berechnet (Hofstätter et al., 2015). Für jede Realisation sind dabei die Konfidenzintervalle mittels t-Test bei  $\alpha = 0.05$  berechnet worden.

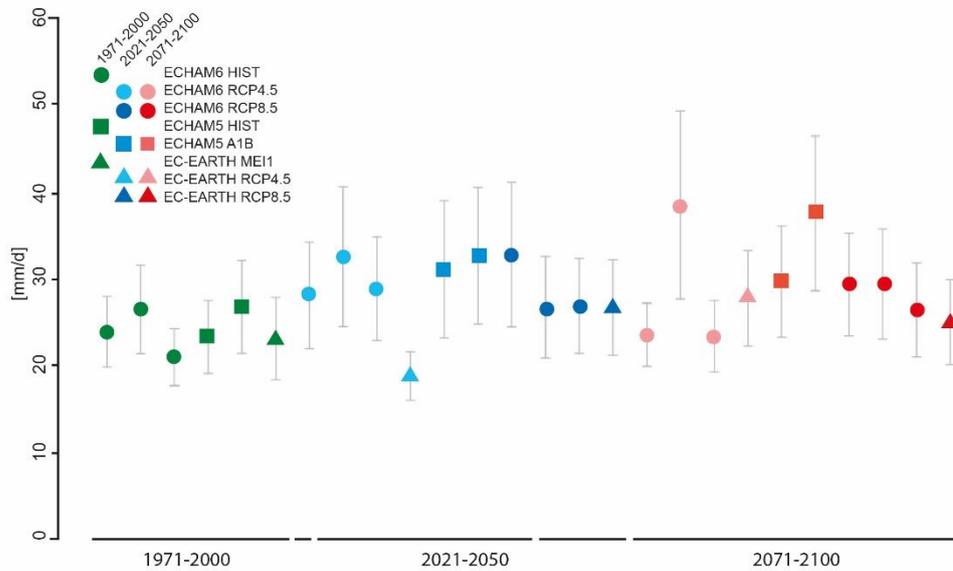
Beispielhaft sollen, an Kapitel 8.3.2.4 anschließend, die Unsicherheiten in der Region Erzgebirge im Frühjahr für die Wiederkehrintervalle von 20 und 50 Jahren unter ECHAM6 näher erläutert werden (Abbildung 18). Die Konfidenzintervalle der Realisationen eines jeden Modells zwischen dem Referenzzeitraum und beiden Projektionszeiträumen überschneiden sich. Somit bestehen keine signifikanten Änderungen der Tages-Niederschlagssummen. Dabei umschließen die Konfidenzintervalle des Wiederkehrintervalls von 20 Jahren ein geringeres Wertespektrum als jene für das 50-jährige Wiederkehrintervall, da bei längeren Wiederkehrintervallen die Unsicherheiten aufgrund einer abnehmenden Anzahl an Ereignissen weiter zunehmen. Die Spannweiten der Konfidenzintervalle der drei ECHAM6 Realisationen bei einem Wiederkehrintervall von 50 Jahren liegen im Kontrollzeitraum bei 20–40 mm/Tag, während bei dem RCP4.5-Szenario für die Projektionsperiode 2021–2050 die Konfidenzintervalle bei 25–55 mm/Tag und in der Projektionsperiode 2071–2100 bei 22–70 mm/Tag liegen. Der große Wertebereich für den Zeitraum 2071–2100 resultiert aufgrund eines Ausreißers in Form der zweiten Realisation bezüglich der internen Modellvariabilität. Es besteht zudem ein signifikanter Unterschied zwischen dieser zweiten Realisation und den Realisationen 1 und 3 für diesen Zeitraum, während die verschiedenen Szenarien der Projektionszeiträume zu keinen signifikanten Änderungen führen. Das Konfidenzintervall des Ausreißers liegt bei 36–70 mm/Tag, während die Realisation 1 mit einem Wertebereich von 23–33 mm/Tag und die Realisation 2 mit einem Wertebereich von 22–34 mm/Tag verknüpft sind. Auch die unterschiedlich engen Konfidenzintervalle lassen darauf schließen, dass diesem Ergebnis aus der zweiten Realisation geringeres Vertrauen entgegengebracht werden sollte.

Es zeigt sich somit auch in der Auswertung und Analyse der Unsicherheiten aus der Extremwertanpassung, dass eine Erhöhung der Ensemblemembers zu robusteren Ergebnisse

führen würde, da einzelne Ausreißer dann einen schwächeren Einfluss auf ein größeres Ensemble hätten und eine bessere Beurteilung potenzieller Ausreißer erfolgen könnte.

Bei den meisten anderen Niederschlagsregionen und Jahreszeiten zeichnet sich bezüglich der Unsicherheitsbereiche ein ähnliches Bild ab, sodass kaum signifikante Änderungen zwischen den Ensemble-Membren des Kontrollzeitraums und der beiden Projektionszeiträume bestehen. Realisationen desselben Modells, die sich signifikant in der gleichen Projektionsperiode und bei demselben Szenario unterscheiden, treten jedoch nur vereinzelt auf.

Wiederkehrwerte für 20-jährige Wiederkehrintervalle in der Region Erzgebirge (Frühjahr)



Wiederkehrwerte für 50-jährige Wiederkehrintervalle in der Region Erzgebirge (Frühjahr)

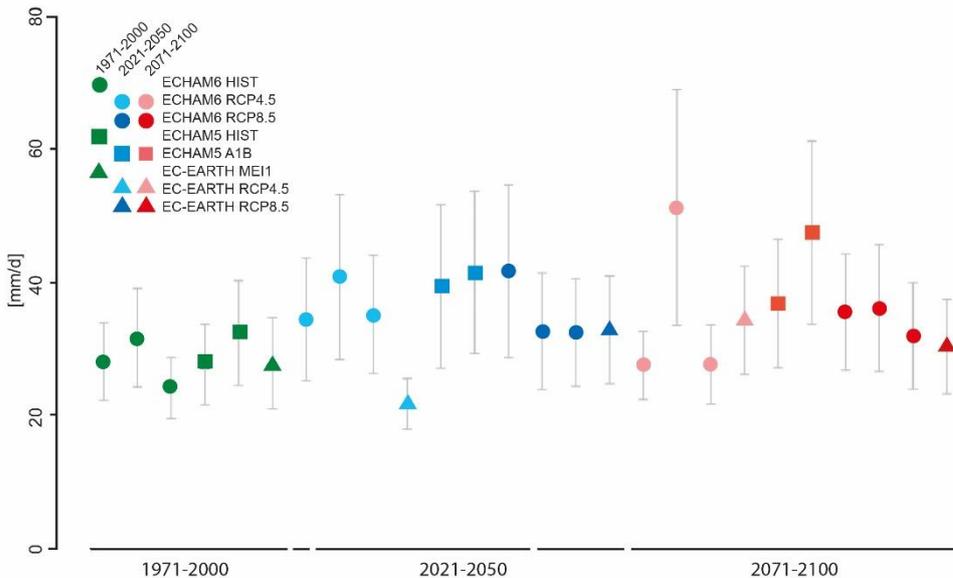


Abb.18: Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95 %-Konfidenzintervallen für die Wiederkehrintervalle 20 und 50 Jahre für die Region Erzgebirge im Frühjahr für alle Modelle und Realisationen.

### 8.3.3 Analogmethode und Regressionsanalyse im Vergleich

Der Vergleich zwischen den Ergebnissen der prozentualen Änderungen von Starkniederschlagshäufigkeiten zwischen den Projektionszeiträumen und dem Kontrollzeitraum der statistischen Downscalingmethoden einer multiplen linearen Regressionsanalyse (Kapitel 8.3.1.4) und der Analogmethode (8.3.2.4) wird in kartografischer Weise in diesem abschließenden Kapitel gegenübergestellt. Der Vergleich soll sich dabei ausschließlich auf die Ergebnisse aus ECHAM6 beziehen.

Der Vergleich zwischen den Ergebnissen beider statistischer Downscalingverfahren zeigt auf, dass eine überwiegende Einigkeit beider methodischer Ansätze in den Jahreszeiten Winter und Sommer besteht (Abbildung 19), während im Herbst und teilweise im Frühjahr auch konträre Ergebnisse vorliegen. Die uneinheitlich ausfallenden, prozentualen Änderungen der Starkniederschlagshäufigkeiten im Herbst und Frühjahr können interpretiert werden als Klimasignal, das zu schwach ist, um deutliche Änderungen hervorzurufen. Zumal liegen auch kaum signifikante Änderungen in diesen Jahreszeiten vor, sodass betragsmäßig unterschiedlich ausfallende Vorzeichen in einem direkten Vergleich beider Methoden nicht überinterpretiert werden dürfen.

Es überwiegen bei der Analogmethode im Winter zumeist insignifikante Abnahmen der Starkniederschlagshäufigkeiten. Die stärksten, teilweise signifikanten prozentualen Abnahmen bis 20% treten unabhängig vom Projektionszeitraum in der Region Ost auf (Abbildung 19). Insgesamt besteht auf Basis der Analogmethode eine stärkere Akzentuierung der Abnahmen der Starkniederschlagshäufigkeiten in den Regionen Ost und Erzgebirge. Generelle Abnahmen, die von beiden methodischen Ansätzen gestützt werden, liegen in den Regionen Erzgebirge, Ost, Süd und Südwest vor. Auch wenn diese prozentualen Änderungen unterhalb der Signifikanzschwelle bleiben, so kommt ihnen aufgrund des gleichen Vorzeichens doch eine gewisse systematische Bedeutsamkeit zu. Nur geringe Änderungen sind in der Region Nordwest festzustellen, wobei auch eine schwache Zunahme der Starkniederschlagshäufigkeit unter RCP8.5 und dem Projektionszeitraum 2071–2100 modelliert worden ist. Ähnliches gilt für die Region Nordstau, da diese im ersten Projektionszeitraum überwiegend schwache Abnahmen der Starkniederschlagshäufigkeit aufweist, während in dem zweiten Projektionszeitraum schwache Zunahmen auftreten.

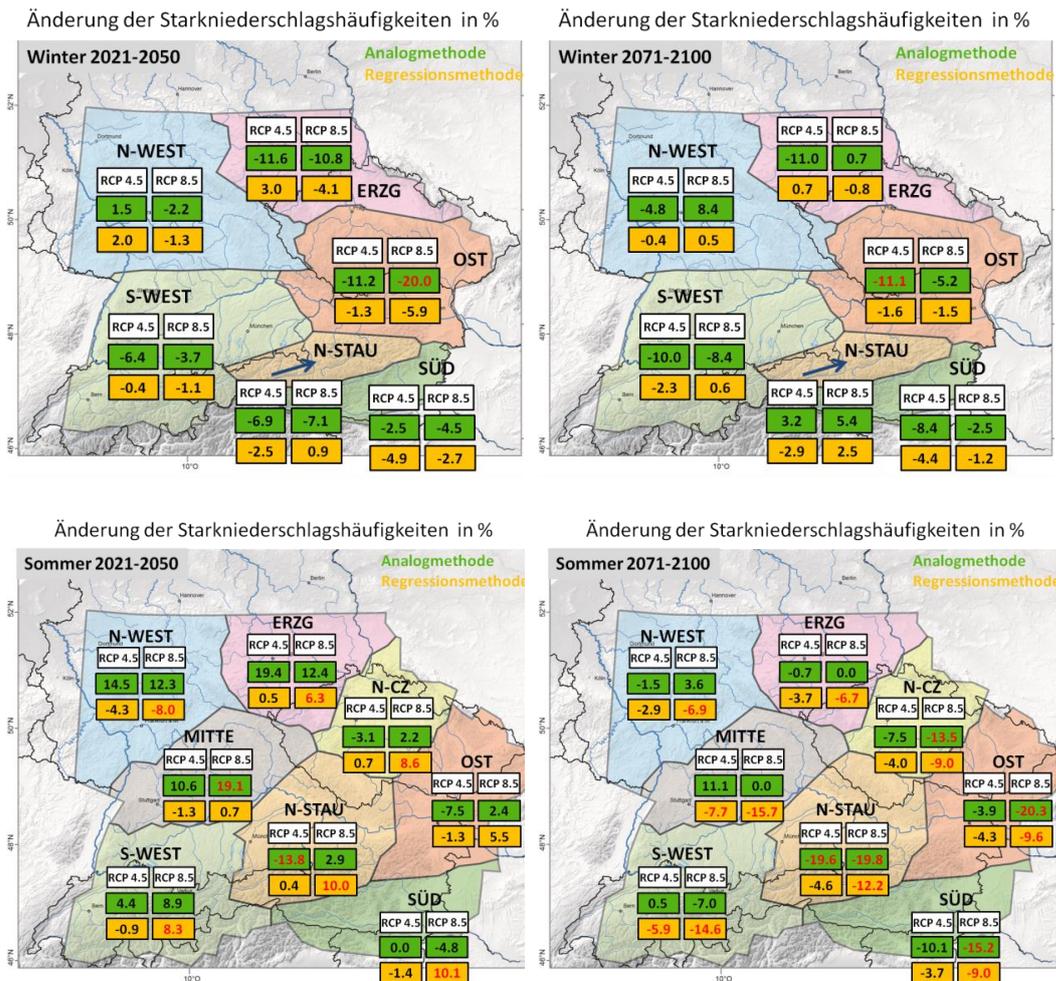


Abb.19: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Winter und Sommer aufgrund der Analogmethode und der Regressionsmethode im Vergleich (ECHAM6). Signifikante Änderungen sind rot hervorgehoben.

Im Sommer finden die häufigsten Übereinstimmungen der prozentualen Änderungen der Starkniederschlagshäufigkeiten zwischen den beiden statistischen Downscalingverfahren statt (Abbildung 19). Eine Diskrepanz besteht lediglich in den Regionen Nordwest und Mitte: Während der Analogie-Ansatz insbesondere im Projektionszeitraum 2021–2050 zu einer Zunahme der prozentualen Änderungen der Starkniederschlagshäufigkeiten tendiert, die für das RCP8.5-Szenario in der Region Mitte mit 19.1 % signifikant ausfällt, weisen die Änderungssignale aus der Regressionsanalyse für denselben Zeitraum eine Abnahme auf, welche sich im Projektionszeitraum 2071–2100 dann unter verbreitet bestehenden, signifikanten Änderungen fortsetzt. Für die weiteren Regionen besteht im Projektionszeitraum 2071–2100 aufgrund beider Downscalingverfahren eine durchgehende Einigkeit über eine prozentuale Abnahme der Starkniederschlagshäufigkeiten, die betragsmäßig mit bis zu 20 % in den südlichen und östlichen Regionen am höchsten ausfällt. Insgesamt resultieren aus

dem regressionsanalytischen Ansatz häufiger signifikante Änderungen als aus der Analogmethode, während diese jedoch zu betragsmäßig höheren prozentualen Änderungen der Starkniederschlagshäufigkeiten führt.

Eine Vielzahl der Änderungen der Starkniederschlagshäufigkeiten aus dem regressionsanalytischen Ansatz können unter Bezugnahme auf die Ergebnisse aus der Analogmethode bestätigt werden. Auffällig erscheinen die im Vergleich zur multiplen Regression betragsmäßig höher ausfallenden positiven und negativen Mittelwertdifferenzen zwischen dem Kontrollzeitraum und den Projektionszeiträumen.

Bei der Analogmethode werden Analogien auf täglicher Ebene zwischen einem Beobachtungszeitraum und den Klimamodelldaten gesucht, um darauf aufbauend die entsprechenden Niederschlagswerte zuzuordnen. Aufgrund dieses Vorgehens fallen die Mittelwertdifferenzen im Vergleich zur multiplen Regressionsanalyse höher aus, da bei der multiplen Regressionsanalyse ein Anteil der Varianz aufgrund der Auswahl an relevanten Prädiktoren (zumeist 3–7 *snr* Zirkulationstypen) wegfällt. Die seltener auftretenden signifikanten Änderungen bei der Analogmethode lassen sich somit durch ein stärkeres Hintergrundrauschen begründen, das ebenfalls zu betragsmäßig höheren Werten führt. Neben den unterschiedlich hoch ausfallenden Mittelwertdifferenzen ergeben sich bei der Analogmethode auch stärkere Differenzen zwischen den Szenarien, den Zeiträumen sowie den einzelnen Regionen.

## 9 Schlussfolgerung und Ausblick

Zu welchen regionalen Auswirkungen führt die globale Klimaänderung? Mit dem Ziel, diese Fragestellung zu beantworten, werden in der Wissenschaft Untersuchungen unterschiedlichster Sachverhalte mit Fokus auf spezielle Erdregionen auch mittels statistischer Methoden und Verfahren durchgeführt. Durch den immensen IT-Fortschritt der letzten Dekaden können immer mehr das Klima beeinflussende Variablen in die Klimamodelle aufgenommen werden, sodass eine sukzessive Verbesserung der Abbildungsleistung erwartet wird. Auch wenn die wesentlichen in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse bekannt sind, bestehen dennoch viele Ungewissheiten über existente Wechselbeziehungen und Rückkopplungen wie zum Beispiel mit der Biosphäre, der Hydrosphäre oder der Kryosphäre, aber auch mit ganzen Systemen wie zum Beispiel dem Kohlenstoffkreislauf und dem Zusammenspiel mit anthropogenen Einflussfaktoren. Somit kann die aufgeworfene Frage nicht mit absoluter Gewissheit beantwortet werden, sondern es können unter Berücksichtigung bestehender Unsicherheiten vielmehr Abschätzungen von Änderungssignalen, basierend auf den Klimamodellen zugrunde liegenden Annahmen, abgegeben werden.

Die Arbeit hat gezeigt, dass starke Gebietsniederschläge in der Klimazukunft mittels der statistischen Downscalingverfahren der MLR und der Analogmethode auf regionaler Ebene adäquat abgeschätzt werden können. Bezüglich starker Gebietsniederschläge und einer Modifikation der Hochwassergefährdung im südlichen Mitteleuropa müssen aufgrund durchgeführter Analysen differenzierte Aussagen getroffen werden. Die Ergebnisse haben jedoch gezeigt, dass es zu keiner systematischen Erhöhung des Gefährdungspotenzials durch häufiger auftretende, starke Gebietsniederschläge kommt. Eine Erhöhung der starken Gebietsniederschläge kann jedoch für die erste Hälfte des 21. Jahrhunderts im Sommer abgeleitet werden, während in der zweiten Hälfte ein markanter Rückgang der starken Gebietsniederschläge erfolgt und somit eine Problematik bezüglich länger andauernder Trockenperioden angedeutet wird, zumal auch eine Abnahme des Gesamtniederschlags im Sommer stattfindet (BMVI, 2015). Im Herbst resultiert, ähnlich wie im Sommer, eine Erhöhung der starken Gebietsniederschläge im ersten- und eine Reduzierung im zweiten Projektionszeitraum. Dabei besteht im Gegensatz zum Sommer keine Signifikanz. Im Winter und Frühjahr unterliegen die starken Gebietsniederschläge zumeist keinen Veränderungen. Es überwiegen dabei insbesondere in den südlichen und östlichen Bereichen leichte Abnahmen, während in den nördlichen Regionen leichte Zunahmen bestehen.

Aufgrund aller Auswertungsergebnisse zeigt sich, dass die Subregionalisierung des Untersuchungsgebietes mittels s-modaler PCA in Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität notwendig war und zu einer klimatisch sinnvollen Strukturierung führt, die auch in weiteren Forschungsarbeiten wieder aufgegriffen werden sollte, da allgemeine Aussagen über

die Starkniederschlagscharakteristik des südlichen Mitteleuropas als einheitliches Untersuchungsgebiet aufgrund ausgeprägter räumlicher Differenzen nicht adäquat erfolgen können. Hierbei bleibt jedoch auch zu bedenken, dass sich die zukünftige Charakteristik der Niederschläge infolge des Klimawandels in einer modifizierten Form darstellen kann, so dass eine raumzeitliche Verschiebung der für die Jahre 1951–2006 definierten Niederschlagsregionen resultieren kann.

Durch die ausgewiesene, raumzeitliche Variabilität stellt der Niederschlag einen Klimaparameter dar, der im Vergleich mit der Temperatur wesentlich schwerer zu modellieren ist. Die Analyse starker Gebietsniederschläge setzt die Wahl von Schwellenwerten voraus, so dass nur der Randbereich der Verteilungskurve in die Analyse mit eingeht. Hieraus resultieren weitere Unsicherheitsfaktoren bezüglich einer Modellierung. Eine Möglichkeit, diese Unsicherheitsfaktoren zu limitieren, stellt die Wahl eines moderaten Schwellenwertes dar. In dieser Arbeit ist das regionenspezifische 95%-Perzentil gewählt worden, um starke Gebietsniederschläge zu definieren, da höhere Perzentilwerte aufgrund der darauf aufbauenden MLR zu einer Verteilung einer statistisch zu geringen Anzahl an Ereignissen auf die 18 Zirkulationstypen als Prädiktorvariablen geführt hätten. Auch inhaltlich ist die Wahl eines 95%-Perzentils zu rechtfertigen, da Hochwasserereignisse als direkte Folge starker Gebietsniederschläge unter gegebenen und in dieser Arbeit nicht abgebildeten Randbedingungen auch bei wesentlich niedrigeren Schwellenwerten resultieren können. Eine weitere Maßnahme, um Unsicherheiten zu minimieren, ist es, die Analysezeiträume zu verlängern. Dies gilt sowohl für den Beobachtungszeitraum, der aufgrund des vorliegenden WETRAX-Niederschlagsdatensatzes von 1951–2006 limitiert war, als auch für den Kontrollzeitraum und die Projektionszeiträume der Klimamodelle. Insbesondere bei der Analogmethode mit darauf aufbauender Extremwertanalyse mittels Generalized-Pareto-Distribution können längere Analysezeiträume zu einer Erhöhung der Güte führen, sodass neben den analysierten und nur vereinzelt systematischen, regionalen Änderungen bei der Extremwertanalyse auch signifikante Änderungen resultieren.

Bei der durchgeführten Zirkulationstypklassifikation ist diejenige Klassifikation gesucht worden, die aus allen Regionen die gemittelt beste Abbildungsleistung für die starken Gebietsniederschläge aufweist. Dabei ist zugunsten einer Überschaubarkeit und Vergleichbarkeit der Ergebnisse auf eine Bestimmung der regionenspezifisch besten Zirkulationstypklassifikationen verzichtet worden. Für die Regionen Ost und Süd hatte eine modifizierte Zirkulationstypklassifikation zu einer etwas besseren Abbildungsleistung für die starken Gebietsniederschläge geführt, während diese Gewichtung jedoch eine deutlich schlechtere Performance in den westlichen Regionen aufwies. Somit könnte eine an diese Arbeit anschließende Analyse auch eine regional zugeschnittene Zirkulationstypklassifika-

tion verwenden. Die Konditionierung der Zirkulationstypklassifikation mit den Gebietsniederschlagsreihen hat zu einer deutlichen Verbesserung der Abbildungsleistung für die starken Gebietsniederschläge geführt. Neben der Konditionierung mittels Gebietsniederschlagsreihen kann auch eine Konditionierung mittels starker Gebietsniederschlagsreihen stattfinden, um die daraus resultierenden Ergebnisse hinsichtlich ihrer Skills zu vergleichen. Die erfolgte Konditionierung lieferte nicht nur die atmosphärischen Variablen in Zentroid-Form, sondern zusätzlich die für jeden Zirkulationstyp korrespondierenden, gemittelten Niederschlagssummen auf Tagesbasis. Diese im Kontext der Klassifikation erfolgte Verknüpfung zwischen atmosphärischen Variablenfeldern und der Zielgröße des Niederschlags macht eine Interpretation der Ergebnisse nicht zuletzt auf Basis der sich ergebenden Zentroide wesentlich einfacher und verständlicher. Dennoch führt die Konditionierung der Zirkulationstypklassifikation auch dazu, dass einige Klassen sehr ähnliche, atmosphärische Charakteristika aufweisen und sich lediglich durch die dabei auftretenden Niederschlagssummen voneinander unterscheiden. Hier verliert die ermittelte Zirkulationstypklassifikation an Trennschärfe. Dieser Effekt tritt umso stärker hervor, je höher die Gebietsniederschläge im Klassifikationsprozess gewichtet werden. Um diesem Effekt entgegenzutreten, müssen die Gewichte so verteilt werden, dass die Konditionierung zwar einen Effekt hinsichtlich der Ergebnisse aufweist, jedoch gleichzeitig keine Übergewichtung der Niederschlagszeitreihen erfolgt. Die Ähnlichkeit der atmosphärischen Felder einiger Zirkulationsklassen zueinander ist in dieser Arbeit berücksichtigt worden, indem in den Auswertungsteilen der Zirkulationstyphäufigkeiten nicht ausschließlich auf einzelne Zirkulationstypen eingegangen wird, sondern diese in zonale, gemischte und meridionale Zirkulationsmuster eingruppiert worden sind.

Im Rahmen dieser Arbeit konnte insgesamt eine trennscharfe und statistisch belastbare Zuweisung von snr Zirkulationstypen in den Niederschlagsregionen erfolgen, sodass meist 3 bis 7 Zirkulationstypen für starke Gebietsniederschläge verantwortlich sind. Dabei resultiert ein belastbarer statistischer Zusammenhang zwischen zonalen Zirkulationsmustern, die eine Starkniederschlagsrelevanz im nördlichen Bereich des Untersuchungsraumes aufweisen, während gemischten Zirkulationsmustern durch regionale Modifikationen im Nordalpenraum eine besondere Starkniederschlagsrelevanz zukommt und meridionale Zirkulationsmuster, respektive Cut-off Lows, generell für alle südlichen und östlichen Regionen im Untersuchungsgebiet zu starken Gebietsniederschlägen und damit verbundenen Hochwasserereignissen führen können.

Für den Beobachtungszeitraum konnten nur einzelne signifikante Trends der Häufigkeiten snr Zirkulationstypen nachgewiesen werden. Am auffälligsten erscheint eine überwiegende Abnahme snr Zirkulationstypen im Sommer, während eine Zunahme snr, zonaler Zirkula-

tionstypen im Winter resultiert und eine überwiegende Zunahme snr zonaler und meridionaler Zirkulationstypen im Herbst. Dementsprechend stellen sich auch die Trends der starken Gebietsniederschläge für den rezenten Beobachtungszeitraum dar. Somit liefern die Trends starker Gebietsniederschläge das Ergebnis einer verbreiteten Abnahme im Sommer, einer Zunahme im Herbst sowie einer Zunahme in den nördlichen Regionen bei gleichzeitiger Abnahme in den südlichen und östlichen Regionen im Winter und Frühjahr. Eine Einordnung dieser Ergebnisse in die bestehende Literatur bezüglich der Veränderung der starken Gebietsniederschläge führt zu dem Resümee, dass sowohl im Winter als auch im Frühjahr ein Nordwest-Südost-Gradient mit überwiegenden Zunahmen der starken Gebietsniederschläge im Nordwesten und Abnahmen oder uneinheitlichen Trends der starken Gebietsniederschläge im Südosten gemäß dem in der Literatur beschriebenen Sachverhalt der gesamteuropäischen Starkniederschlagscharakteristik bestätigt werden kann. Zusätzlich bestehen Anzeichen für eine Steigerung der Starkniederschlagsintensität des rezenten Zeitraums im nordwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes im Frühjahr, da die Starkniederschlagssummen signifikant zunehmen, während die Häufigkeiten nur schwache Trends signale aufweisen. Im Sommer bestehen überwiegend keine Trends oder signifikante Abnahmen der starken Gebietsniederschläge. Signifikante Abnahmen betreffen insbesondere die nördlichen Regionen des südlichen Mitteleuropas, während dem Herbst verbreitet eine signifikante Zunahme der starken Gebietsniederschläge in allen Regionen zuzuordnen ist.

Insgesamt lassen sich für die Häufigkeiten der snr Zirkulationstypen in der Klimazukunft nur selten signifikante Änderungen feststellen, da das bestehende Klimasignal insbesondere in den Jahreszeiten Frühjahr und Herbst nicht ausreichend stark ist, um über die Variabilität in den Klimamolldaten zu dominieren, und es im Winter sowie Sommer häufig zu insignifikanten Änderungen einzelner snr Zirkulationstypen aufgrund des seltenen Auftretensverhaltens kommt. Häufigere signifikante Änderungen treten somit bei dem stärkeren RCP8.5-Szenario der Klimamodelle in Erscheinung. Wesentliche signifikante Änderungen betreffen eine Häufigkeitszunahme einiger zonaler und gemischter Zirkulationstypen im Winter bei gleichzeitiger Abnahme eines meridionalen Zirkulationstyps, während im Sommer eine überwiegende Abnahme snr Zirkulationstypen besteht. Der Trend einer Zunahme snr Zirkulationstypen im Herbst aus dem rezenten Zeitraum setzt sich in den Klimamolldaten nicht weiter fort.

Das statistische Downscalingverfahren einer schrittweisen MLR führt zumeist dazu, dass die snr Zirkulationstypen in den Regressionsmodellen bestehen bleiben, während andere nicht-snr Zirkulationstypen eliminiert werden. Jedoch haben vereinzelte nicht-snr Prädiktoren in den Modellen zu Diskrepanzen zwischen Häufigkeitsveränderungen der snr Zirkulationstypen und modellierten Änderungen starker Gebietsniederschläge, wie zum

Beispiel bei ECHAM5, geführt (Kapitel 8.3.1.4). Da des Weiteren eine zeitliche Stationarität in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung angenommen wird, können interne Veränderungen der Zirkulationstypen nicht mit abgebildet werden und stellen einen Unsicherheitsfaktor in den Ergebnissen der Modellierung dar.

Bei der Analyse und Bewertung der Ergebnisse aus der Modellierung starker Gebietsniederschläge kommt den numerischen und statistischen Unsicherheiten ein besonderer Stellenwert zu. Diese wurden für beide methodischen Ansätze durch die Bildung von Ensembles quantifiziert, sodass eine bessere Einordnung der Resultate gewährleistet werden kann. Aufgrund der bestehenden numerischen Unsicherheiten lässt sich schlussfolgern, dass die Anzahl an Realisationen der verwendeten Klimamodelle erweitert werden sollte, sodass einzelnen Realisationen bei der Bildung von Mittelwerten weniger Gewicht zukommt. Des Weiteren kann bei einer signifikanten Abweichung einer Realisation von einem Ensemble-Mittel diese aus allen weiteren Analysen ausgeschlossen werden. Wenn ein tatsächlicher Modellvergleich angestellt werden soll, so kann dieser lediglich aufgrund der gleichen Anzahl an Realisationen bei einer Ensemblebildung erfolgen, oder es müssen die Realisationen gesondert ausgewertet werden. In vorliegender Arbeit sind ECHAM5 und EC-EARTH als Referenzmodelle mit ausgewertet worden. Statistische Unsicherheiten resultieren vor allem aus dem methodisch bedingten Verlust eines Anteils an Varianz oder aufgrund zeitlicher Instationaritäten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung.

Somit unterliegt die atmosphärische Zirkulation nicht nur den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Häufigkeitsveränderungen der auftretenden Zirkulationstypen, sondern auch typinternen Veränderungen, die sowohl die dynamisch-atmosphärischen Komponenten (z. B. Luftdruckgradient zwischen Aktionszentren oder die Wirbelgröße – Vorticity) als auch die resultierenden klimatischen Ausprägungsformen (z. B. Niederschlag) umfassen können (Jacobbeit, 2010). Sich ergebende Niederschlagsveränderungen können somit auf beiden Faktoren beruhen. Beck et al. (2007) beziffert Veränderungen der Temperatur und des Niederschlags in Europa zwischen 1780 und 1995, denen die typinternen Modifikationen zuzuordnen sind, auf circa 50 %, sodass die Zirkulationstyphäufigkeiten alleine zu betrachten keine erschöpfende Erklärung für Veränderungen liefern kann. Einen ebenfalls eingeschränkten Erklärungsgehalt der Zirkulationstypen für den Niederschlag in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts fanden Widmann und Schär (1997) für die Schweiz sowie Goodess und Jones (2002) für die Iberische Halbinsel. Es besteht bezüglich des Einflusses von Zirkulationstyphäufigkeiten und ihren internen Veränderungen eine ausgeprägte dekadische und multidekadische Variabilität, sodass Instationaritäten zwischen den Klimaparametern und der atmosphärischen Zirkulation bestehen (Beck et al., 2007). Barry und Perry (1973) stellten eine Methode zur Zerlegung eines klimatischen Unterschiedes zwischen

zwei Perioden auf, der durch veränderte Zirkulationstyphäufigkeiten und zirkulationstypinterne Veränderungen resultiert. Erfolgreich ist diese Methode in ihrer ursprünglichen Form bereits in Beck (2000) angewendet worden. Um den kontinuierlichen Einfluss der Zirkulationstyphäufigkeiten und der typinternen Veränderungen darzustellen, kann zusätzlich ein gleitendes Zeitfenster durch den zu analysierenden Zeitraum geschoben werden, sodass jedes Zeitintervall mit dem darauf folgenden verglichen werden kann (Beck et al., 2007). Ebenfalls können die Ergebnisse aus T-modalen Hauptkomponentenanalysen, wie in Jacobeit et al. (2003), dazu verwendet werden, die typinternen Veränderungen von Zirkulationstypen zu überprüfen. Allgemein wird in der Literatur über den Einfluss des Klimawandels auf eine Zunahme der typinternen Variabilität diskutiert. Dabei wird überwiegend nicht von einem direkten Einfluss der Erwärmung auf eine modifizierte Charakteristik von Zirkulationstypen ausgegangen. Jedoch kann ein Zusammenhang zwischen der Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur und den Eigenschaften der Zirkulationstypen nachgewiesen werden (Jones et al., 1999). Zusätzlich kann auch die generelle Erdoberflächenbeschaffenheit entscheidend für die Charakteristik von Zirkulationstypen sein, da bei Luftmassenadvektion aus kontinentalen Regionen nach Europa eine Abhängigkeit festgestellt werden konnte (Jacobeit et al., 2003; Beck et al., 2007). Folglich lassen sich somit die Änderungen der starken Gebietsniederschläge in der Klimazukunft aufgrund der Änderung von Zirkulationstyphäufigkeiten im Kontext dieser Arbeit benennen, während darauf aufbauende Analysen auch den Einfluss der typinternen Veränderungen integrieren sollten, um ein ganzheitliches Bild der Veränderungen zu erlangen.

Im Rahmen dieser Dissertation können Differenzen in den modellierten Änderungen der starken Gebietsniederschläge zwischen den Klimamodellen nachgewiesen werden, sodass grundsätzlich eine Mehrzahl an Klimamodellen ausgewertet werden sollte. Dabei resultierten teilweise unterschiedliche Ergebnisse aus den CMIP5-Klimamodellen und dem CMIP3-Klimamodell, die insbesondere im Winter aufgetreten sind. Dies deckt sich auch mit den höheren, numerischen Unsicherheiten der Klimamodelle im Winter (Kapitel 8.3.1.5).

Die Downscalingverfahren der MLR und der Analogmethode können wesentliche Ergebnisse der zukünftigen Änderungen der starken Gebietsniederschläge reproduzieren. Dabei resultierten bei beiden Ansätzen ähnliche Ergebnisse zwischen den modellierten  $P95_{fre}$  und den  $P95_{sum}$ , sodass sich eine überwiegend gleichbleibende Intensität der starken Gebietsniederschläge ergibt und darauf verzichtet werden konnte, die jeweiligen Ergebnisse der  $P95_{sum}$  zu präsentieren. Insbesondere die signifikante Abnahme starker Gebietsniederschläge im Sommer für die fernere Klimazukunft unter RCP8.5 wird von beiden methodischen Ansätzen gestützt, während im Winter auch die (meist insignifikanten) Abnahmen im Süden und Osten des Untersuchungsgebiets reproduziert werden können, es aber im

Nordwesten zu Diskrepanzen kommt. Somit kann die Abnahme der starken Gebietsniederschläge im Sommer im Projektionszeitraum 2071–2100 bestätigt werden, während jedoch im ersten Projektionszeitraum überwiegende Zunahmen der starken Gebietsniederschläge resultieren. Da diese Veränderungen unter Bezugnahme auf das RCP8.5-Szenario am markantesten ausfallen, kann ein Klimasignal, dass über die dekadische Variabilität dominiert, ausgemacht werden. Eine signifikante Zunahme der starken Gebietsniederschläge kann im Winter mittels der durchgeführten Downscalingverfahren hingegen nicht nachgewiesen werden. Da insbesondere advektive Prozesse im Winter die Niederschlagscharakteristik dominieren, sollten die typinternen Veränderungen hinsichtlich ihres Einflusses auf die starken Gebietsniederschläge überprüft werden. Die Änderungen aus den Jahreszeiten Frühjahr und Herbst weisen im Allgemeinen keine Signifikanz auf, sodass sich widersprechende Ergebnisse aus der Regressionsanalyse und der Analogmethode nicht überbewertet werden dürfen. Ebenfalls führt die Extremwertanalyse zu vereinzelt systematischen Änderungssignalen der Tages-Niederschlagssummen unterschiedlicher Wiederkehrintervalle, die die prozentualen Änderungen der starken Gebietsniederschläge aus der Regressionsmethode und der Analogmethode zum Teil bekräftigen können.

Um die statistisch modellierten Ergebnisse besser einordnen zu können, kann ein Vergleich zu Niederschlagssimulationen aus regionalen Klimamodellen erfolgen. Zusätzlich können die vorgestellten Downscalingverfahren auch direkt auf regionale Klimamodelle angewendet werden. Da diese lokalklimatische Besonderheiten aufgrund einer feineren Auflösung und besseren Reproduzierbarkeit mesoskaliger Prozesse aufweisen, kann eine weitere Verbesserung der Abbildungsleistung erwartet werden. Neben starken Gebietsniederschlägen, die verantwortlich für überregionale Hochwasserereignisse sind, ist die vorgestellte Methodik auch auf die Bestimmung und Modellierung von Trockenperioden und Niedrigwasser in der Klimazukunft anwendbar, da hier ebenfalls eine Forschungsrelevanz hinsichtlich weiterer hydrologischer Aspekte besteht.

**Literaturverzeichnis**

- Akaike, H. (1974). *A new look at the statistical model identification*. IEEE Transactions on Automatic Control., 19/6:716–723.
- Allen, R.J., Sherwood, S.C., Norris, J.R., Zender, C.S. (2012). *Recent Northern Hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric ozone*. Nature 485:350–354.
- Bahrenberg, G., Giese, E., and Nipper, J. (1999). *Statistische Methoden in der Geographie 1*. Band 1. 4. überarbeitete Auflage. Teubner Studienbücher der Geographie, Stuttgart, Leipzig.
- Bahrenberg, G., Giese, E., Nipper, J. (2003). *Statistische Methoden in der Geographie 2*. 2. überarbeitete Auflage. Teubner Studienbücher der Geographie, Stuttgart, Leipzig.
- Barry, R.G. and Perry, A.H. (1973). *Synoptic Climatology*. Methuen and Co. Ltd., 555 pp.
- Barnett, T. and Preisendorfer, R. (1978). *Multifield analog prediction of short-term climate fluctuations using a climate state vector*. J. Atmos. Sci., 35, 1771–1787.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt. (2013). *Junihochwasser 2013*. Wasserwirtschaftlicher Bericht. [http://media.hnd.bayern.de/berichte/Junihochwasser2013\\_2014-02-26\\_2.pdf](http://media.hnd.bayern.de/berichte/Junihochwasser2013_2014-02-26_2.pdf). 06.06.2017
- Beck, C. (2000). *Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780*. Würzburger Geographische Arbeiten, 95:350 pp.
- Beck, C., Jacobeit, J., Jones, P. (2007). *Frequency and within-type variations of large scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in Central Europe since 1780*. International Journal of Climatology, 27:473–491.
- Beck, C. and Philipp, A. (2010). *Evaluation and comparison of circulation type classifications for the European domain*. Physics and Chemistry of the Earth, 35:374–387.
- Beck, C., Philipp, A., Streicher, F. (2013). *The effect of domain size on the relationship between circulation type classifications and surface climate*. International Journal of Climatology.
- Birnbaum, Z.W. and Tingey, F.H. (1951). *One-sided confidence contours for probability distribution functions*. The Annals of Mathematical Statistics, 22/4, 592–596.
- BMVI (2015). *KLIWAS – Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt in Deutschland*. Abschlussbericht des BMVI, Berlin.

- Böhm, O., Jacobeit, J., Glaser, R. and Wetzel, K.-F. (2015). *Flood sensitivity of the Bavarian Alpine Foreland since the late Middle Ages in the context of internal and external climate forcing factors*. – Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 4721–4734
- Böhm, R., Auer, I., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., Schöner, W. (2001). *Regional Temperature Variability in the European Alps: 1760–1998 from homogenized instrumental time series*. International Journal of Climatology, 21.
- Breusch, T.S. and Pagan, A.R. (1979). *A Simple Test for Heteroscedasticity and Random Coefficient Variation*. Econometrica 47, 1287–1294.
- Brier, G.W. (1950). *Verification of forecasts expressed in terms of probability*. Mon. Wea. Rev., 78, 1–3.
- Brönnimann, S. (2007). *The impact of El Niño/Southern Oscillation on European climate*. Rev. Geophys.45, RG3003.
- Cahynová, M. and Huth, R. (2016). *Atmospheric circulation influence on climatic trends in Europe: an analysis of circulation type classifications from the COST733 catalogue*. Int. J. Climatol. 36: 2743–2760.
- Chou, C., Neelin, J. D., Chen, C.-A., Tu, J.-Y (2009). *Evaluating the rich-get-richer mechanism in tropical precipitation change under global warming*. J. Clim. 22, 1982–2005.
- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton (2007). *Regional Climate Projections*. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer Verlag, London.
- D’Andrea, F., Tibaldi, S., Blackburn, M., Boer, G., Déqué, M., Dix, M.R., Dugas, B., Ferranti, L., Iwasaki, T., Kitoh, A., Pope, V., Randall, D., Roeckner, E., Straus, D., Stern, W., Van den Dool, H., Williamson, D. (1998). *Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979–1988*. Clim. Dyn.14, 385–407.
- Deidda, R. and Puliga, M. (2009). *Performances of some parameter estimators of the generalized Pareto distribution over rounded-off samples*. Phys. Chem. Earth, 34, 626–634.

- Durbin, J. and Watson, G.S. (1951). *Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression. II*. *Biometrika*. **38** (1–2): 159–179.
- Enke, W. and Spekat, A. (1997). *Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression*. *Climate Research*, 8:195–207.
- European Environment Agency (2008). *Impacts of Europe's changing climate – 2008 indicator-based assessment*. European Environment Agency report No 4/2008.
- European Environment Agency (2016). *Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2016*. European Environment Agency report No 1/2017.
- Ferreira, A. and de Haan, L. (2015). *On the block maxima method in extreme value theory: PWM estimators*. *Ann. Statist.* 43 (2015), no. 1, 276–298.
- Folland, C. K., Knight, J., Linderholm, H. W., Fereday, D., Ineson, S. and Hurrell, J. W. (2009). *The summer North Atlantic Oscillation: past, present and future*. *J. Clim.* 22, 1082–1103.
- Formayer, H., Clementsitsch, L., Hofstätter, M., Kromp-Kolb, H. (2008). *Vor Sicht Klima! Klimawandel in Österreich, regional betrachtet*. – GLOBAL 2000, Umweltforschungsinstitut. Wien.
- Gillett, N.P., Zwiers, F.W., Weaver, A.J, and Stott, P.A. (2003). *Detection of human influence on sea-level pressure*. *Nature* 422, 292–294 R.
- Gillett, N.P. (2005). *Northern Hemisphere circulation*. *Nature*, 437 496.
- Giorgi, F., Hewitson, B., Christensen, J., Hulme, M., Von Storch, H., Whetton, P., Jones, R., Mearns, L., Fu, C. (2001). *Regional climate information - evaluation and projections, in Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Xiaosu D, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, 583–638.
- Giorgetta, M., Jungclaus, J., Reick, C., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., Brovkin, V., Crueger, T., Esch, M., Fieg, K., Glushak, K., Gayler, V., Haal, H., Hollweg, H.-D., Ilyina, T., Kinne, S., Kornblueh, L., Matei, D., Mauritsen, T., Mikolajewicz, U., Mueller, W., Schmidt, H., Schnur, R., Segschneider, J., Six, K., Stockhause, M., Timmreck, C., Wegner, J., Widmann, H., Wieners, K.-H., Claussen, M., Marotzke, J., and Stevens, B. (2013). *Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in mpi-esm simulations for the coupled model intercomparison project phase 5*. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5:572–597.
- Goodess, C.M., Jones, P.D. (2002). *Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall*. *Int. J. Climatol.* 22, 1593–1615.

Grams, C.M., Binder, H., Pfahl, S., Piaget, N., Wernli, H. (2014). *Atmospheric processes triggering the central European floods in June 2013*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14, 1691–1702

Greenwood, J.A., Landwehr, J.M., Matalas, N.C., Wallis, J.R. (1979). *Probability weighted moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form*. Water Resour. Res. 15 (5), 1049–1054.

Gregory, J. M., Dixon, K.W., Stouffer, R.J., Weaver, A.J., Driesschaert, E., Eby, M., Fichefet, T., Hasumi, H., Hu, A., Jungelaus, J.H., Kamenkovich, I.V., Levermann, A., Montoya, M., Murakami, S., Nawrath, S., Oka, A., Sokolov, A.P. and Thorpe, R.B. (2005). *A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration*. Geophys. Res. Lett.32, L12703.

Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., et al. (2013). *Observations: atmosphere and surface*. In Climate Change 2013:The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al., Eds., pp. 160–254, Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Hazeleger, W., Severijns, C., Semmler, T., Stefanescu, S., Yang, S., Wang, X., Wyser, K., Dutra, E., Baldasano, J., Bintanja, R., Bougeault, P., Caballero, R., Ekman, A., Christensen, J. H., van den Hurk, B., Jimenez, P., Jones, C., Kallberg, P., Koenigk, T., McGrath, R., Miranda, P., van Noije, T., Palmer, T., Parodi, J., Schmith, T., Selten, F., Storelvmo, T., Sterl, A., Tápamo, H., Vancoppenolle, M., Viterbo, P., and Willen, U. (2010). *Ec-earth. a seamless earth-system prediction approach in action*. Bulletin of the American Meteorological Society, 91:1357–1363.

Hertig E., S. Seubert, A. Paxian, G. Vogt, H. Paeth, J. Jacobeit (2013). *Changes of total versus extreme precipitation and dry periods until the end of the twenty-first century: statistical assessments for the Mediterranean area*. Theoretical and Applied Climatology, 111 (1–2), pp. 1–20.

Hertig, E. and Jacobeit, J. (2013). *A novel approach to statistical downscaling considering nonstationarities: application to daily precipitation in the Mediterranean area*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118:520–533.

Hess, P. and Brezowsky, H. (1977). *Katalog der Großwetterlagen Europas 1881–1976*. 3. verbesserte und ergänzte Aufl. Ber. Dt. Wetterd. 15 (113).

Hofstätter, M., Jacobeit, J., Homann, M., Lexer, A., Chimani, B., Philipp, A., Beck, C., and Ganekind, M. (2015). *Wetrax: Weather patterns, cyclonetracks and related precipitation extremes*. Manuskripte Geographica Augustana, 19:240.

- Holden, J. (2014). *Water resources, An Integrated Approach*. Routledge, London and New York.
- Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1987). *Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution*. *Technometrics* 29, 339–349.
- Hosking, J. R. M. (1990). *L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics*. *J. R. Stat. Soc., Ser. B52*, 105–124.
- Hurrell, J.W. (1995). *Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation*. *Science: Vol. 269*, pp.676–679.
- Hurrell, J. W., Hoerling, M. P., Phillips, A. S. and Xu, T. (2004). *Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: assessing determinism*. *Clim. Dyn.*23, 371–389.
- Huth, R. (2002). *Statistical downscaling of daily temperature in Central Europe*. *Journal of Climatology*,15:1731–1742.
- Huth, R., Beck, C., Philipp, A., Demuzere, M., Ustrnul, Z., Cahynova, M., Kysely, J., Tveito, O. (2008). *Classifications of atmospheric circulation patterns*. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146:105–152.
- Huth, R. (2010). *Synoptic-climatological applicability of circulation classifications from the COST 733 collection: First results*. *Phys. Chem. Earth* 35:388–394.
- Huth, R., Beck, C., Kučerová, M. (2016). *Synoptic-climatological evaluation of the classifications of atmospheric circulation patterns over Europe*. *International Journal of Climatology*, 36, 7, pp. 2710–2726.
- Isotta, F. A. and Coauthors (2014). *The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain -gauge data*. *Int. J. Climatol.*, 34, 1657–1675.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B. et al. (2014). *EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research*. *Regional Environmental Changes*. Vol. 14, Issue 2, pp. 563–578.
- Jacobeit, J. (1993). *Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen*. *Die Erde*, 124: 63–77.

- Jacobeit, J., Wanner, H., Luterbacher, J., Beck, C., Philipp, A., Sturm, K. (2003). *Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century*. - In: *Climate Dynamics*, 20, 2003, 341–352.
- Jacobeit, J. (2007). *Zusammenhänge und Wechselwirkungen im Klimasystem*. In: Endlicher, W. / Gerstengarbe, F. W. (Hrsg.): *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke*. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung. Potsdam. 1–16.
- Jacobeit, J., Rathmann, J., Philipp, A., Jones, P.D. (2009). *Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types*. – In: *Meteorologische Zeitschrift*, 18(4), 397–410.
- Jacobeit, J. (2010). *Classifications in Climate Research*. – In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 35, 2010, 411–421.
- Jones, P.D., Horton, E.B., Folland, C.K., Hulme, M., Parker, D.E., Basnett, T.A. (1999). *The use of indices to identify changes in climatic extremes*. *Clim. Chang.* 42, 131–149.
- Joseph, R., Ting, M., Kushner, P.J. (2004). *The global stationary wave response to climate change in a coupled GCM*. *J. Clim.* 17:540–556.
- Joshi, M. M., Charlton, A. J. and Scaife, A. A. (2006). *On the influence of stratospheric water vapor changes on the tropospheric circulation*. *Geophys. Res. Lett.* 33, L09806.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. (1996). *The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project*. *Bulletin of American Meteorological Society*, 77/3.
- Kendall, M.G. (1975). *Rank Correlation Methods*. 4th edition, Charles Griffin, London.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., and Fiorino, M. (2001). *The NCEP/NCAR 50-year Reanalysis*. Monthly means cd-rom and documentation. *Bulletin of American Meteorological Society*, 82/2.
- Kasang, D. (2011). *Veränderung regionaler Niederschlagsextreme*, in Lozan, J.L., H. Graßl, P. Hupfer, L. Menzel, C.-D. Schönwiese: *Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wissenschaftliche Fakten*, Hamburg, 351–357.
- Klein Tank, A.M.G. (2004). *Changing Temperature and Precipitation Extremes in Europe's Climate of the 20th Century*. Thesis PHD, Utrecht, Netherlands.

- Kovats, R.S., R. Valentini, L.M. Bouwer, E. Georgopoulou, D. Jacob, E. Martin, M. Rounsevell, and J.-F. Soussana (2014). *Europe*. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Barros, V.R., C.B. Field, D.J. Dokken, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1267–1326.
- Kuhlbrodt, T., Rahmstorf, S., Zickfeld, K., Vikebø, F. B., Sundby, S., Hofmann, M., Link, P. M., Bondeau, A., Cramer, W. and Jaeger, C. (2009). *An integrated assessment of changes in the thermohaline circulation*. Climatic Change 96, 489–537.
- Kundzewicz, Z. W., Ulbrich, U., Brücher, T., Graczyk, D., Krüger, A., Leckebusch, G. C., Menzel, L., Pinskiwar, I., Radziejewski, M., and Szwed, M. (2012). *Summer Floods in Central Europe – Climate Change Track?*, Nat. Hazards, 36, 165–189.
- Kučerová, M., Beck, C., Philipp, A., Huth, R. (2017). *Trends in frequency and persistence of atmospheric circulation types over Europe derived from a multitude of classifications*. International Journal of Climatology, 37, 5, pp. 2502–2521.
- Kyselý, J. (2009). *Trends in heavy precipitation in the Czech Republic over 1961–2005*. Int. J. Climatol., 29, 12, 1745–1758.
- Latif, M., Roeckner, E., Mikolajewicz, U., Voss, R. (2000). *Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation*. J. Climate, 13, 1809–1813.
- Lexer, M., Hönninger, K., Scheffinger, H., Matulla, C., Groll, N., Kromp-Kolb, H., Schaudauer, K., Starlinger, F., Englisch, M. (2002). *The sensitivity of Austrian forests to scenarios of climate change: A large-scale risk assessment based on a modified gap model and forest inventory data*. Forest Ecology and Management, 162, 53–72.
- Lorenz, E. N. (1969). *Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogs*. J. Atmos. Sci., 26, 639–646.
- Lorenz, D.J. and DeWeaver, E.T. (2007). *Tropopause height and zonal wind response to global warming in the IPCC scenario integrations*. J. Geophys. Res.112, D10119.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P. D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J. F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., and Wanner, H. (2002). *Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500*. Atmos. Sci. Lett., 2, 114–124.
- Mann, H.B. (1945). *Non-parametric tests against trend*. Econometrica 13:163–171.

- Maraun, D. (2013). *Bias Correction, Quantile Mapping and Downscaling*. Revisiting the Inflation Issue. *J. Climate* 26:2137–2143.
- Matulla, C., Haas, P., Wagner, S., Zorita, E., Formayer, H., Kromp-Kolb, H. (2004). *Anwendung der Analog-Methode in komplexem Terrain: Klimaänderungsszenarien auf Tagesbasis für Österreich*. GKSS Report, 11 pp.
- Michelangeli, P.A., Vautard, R., Legras, B. (1995). *Weather regimes: recurrence and quasi stationarity*. *Journal of Atmospheric Sciences* 52(8), 1237–1256.
- Murphy, A.H. (1988). *Skill scores based on the mean square error and their relationship to the correlation coefficient*. *Mon Weather Rev* 116: 2417–2424.
- O’Gorman, P.A. (2015). *Precipitation Extremes Under Climate Change*. *Curr Clim Change Rep* 1: 49–59.
- Paeth, H. and Hense, A. (2005). *Mean versus extreme climate in the Mediterranean region and its sensitivity to future global warming conditions*. *Meteorologische Zeitschrift* 14:329–347.
- Pall, P., Aina, T., Stone, D.A., Stott, P.A., Nozawa, T., Hilberts, A.G.J., Lohmann, D., Allen, M.R. (2011). *Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000*. *Nature*, 470, 382–386.
- Pauling, A. and Paeth, H. (2007): *On the variability of return periods of European winter precipitation extremes over the last three centuries*. *Climate of the Past*: 65–76.
- Pfahl, S. and Wernli, H. (2012). *Quantifying the relevance of cyclones for precipitation extremes*. *J. Climate* 25, 6770-6780.
- Philipp, A., Della-Marta, P., Jacobeit, J., Fereday, D., Jones, P., Moberg, A., Wanner, H. (2007). *Long-term variability of daily north atlantic-european pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering*. *Journal of Climate*, 20:4065–4095.
- Philipp, A. (2009). *Comparison of principal component and cluster analysis for classifying circulation pattern sequences for the european domain*. *Theoretical and Applied Climatology*, 96:31–41.
- Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F., Krennert, T., Lykoudis, S., Michalides, S. C., Pianko-Kluczynska, K., Post, P., Alvarez, D. R., Schiemann, R., Spekat, A., and Tymvios, F. S. (2010). *Cost733cat - a database of weather and circulation type classifications*. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(9–12):360–373.

- Philipp, A., Beck, C., Huth, R., and Jacobeit, J. (2014). *Development and comparison of circulation type classifications using cost 733 dataset and software*. International Journal of climatology, 2014:19 p.
- Pohlmann H, Sienz F, Latif M (2006). *Influence of the multidecadal Atlantic meridional overturning circulation variability on European climate*. J Clim 19:6062–6067.
- Rahmstorf, S. (1999). *Shifting seas in the greenhouse?* Nature, 399, 523–524.
- Rajczak, J. (2012). *Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region*. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118: 3610–3626.
- Rapp, J. (2000). *Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland*. Dissertation an der Universität Frankfurt am Main. Deutscher Wetterdienst: Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 212. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach am Main.
- Rappaport, E.N. (2000). *Loss of life in the United States associated with recent Atlantic tropical cyclones*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81, 2065–2073.
- Rauthe, M., Steiner, H., Riediger, U., Mazurkiewicz, A., Gratzki, A. (2013). *A Central European precipitation climatology - Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS)*. Meteorologische Zeitschrift 22, 235–256.
- Richman, M. B. (1986). *Rotation of principal components*. International Journal of Climatology. A journal of the Royal Meteorological Society, Volume 6 (issue 3), S. 293–335.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornbluh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., and Tompkins, A. (2003). *The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I: Model description*. Tech. rep., Max Planck Institute for Meteorology, MPI-Report 349.
- Royston, P. (1982). *An extension of Shapiro and Wilk's W test for normality to large samples*. Appl. Stat. 31:115–124.
- Scoccimarro E, Gualdi S, Bellucci A, Zampieri M, Navara A (2013). *Heavy precipitation events in a warmer climate: results from CMIP5 models*. J Clim 26:7902–7911.
- Schiemann, R. and Frei, C. (2010). *How to quantify the resolution of surface climate by circulation types: An example for Alpine precipitation*. Physics and Chemistry of the Earth, 35:403–410.
- Schmidli, J. and Frei, C. (2005). *Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century*. Int. J. Climatol., 25, 753–771.

Schneider, F. (2003). *Entwicklung und Anwendung statistischer Methoden zur Kurzfristvorhersage von Ozonkonzentrationen in der Bundesrepublik Deutschland*. PhD Dissertation (Freie Universität Berlin).

Schönwiese, C. D. and Janoschitz, R. (2008). *Klima-Trendatlas Europa. 1901–2000*. Berichte des Instituts für Atmosphäre und Umwelt der Universität Frankfurt am Main, Nr.7.

Schönwiese, C.-D. (2013). *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Volume 5. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.

Seubert, S., Fernández-Montes, S., Philipp, A., Hertig, E., Jacobeit, J., Paxian, A., Vogt, G., Paeth, H. (2013). *Mediterranean climate extremes in synoptic downscaling assessments*. Theor. Appl. Climatol.

Smiatek, G., Kunstmann, H., Knoche, R., Marx, A. (2009). *Precipitation and temperature statistics in high-resolution regional climate models: Evaluation for the European Alps*. Journal of Geophysical-Atmospheres Research, Vol. 114. DOI: 10.1029/2008JDO11353

Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., Salzmann, M., Schmidt, H., Bader, J., Block, K., Brokopf, R., Fast, I., Kinne, S., Kornbluh, L., Lohmann, U., Pincus, R., Reichler, T., and Roeckner, E. (2013). *The atmospheric component of the mpi-m earth system model: Echem6*. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 5:146–172.

Strahler, A.N. (1952). *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. - Bulletin of the Geological Society of America, 63, 1117–1142.

Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. (2013). *Climate change 2013: The physical science basis*. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, page 1535 pp.

Timbal, B., Dufour, A., McAvaney, B. (2003). *An estimate of future climate change for western France using a statistical downscaling technique*. Climate Dynamics, 20, 807–823.

Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A. H., Leckebusch, G. C., Krüger, A., and Pinto, J. G (2003). *The central European floods of August 2002: Part 2 – Synoptic causes and considerations with respect to climatic change*. Weather, 58, 434–442.

Van Bebber, W.(1891). *Die Zugstrassen der barometrischen Minima nach den Bahnenkarten der Deutschen Seewarte für den Zeitraum 1875–1890*. Meteorol. Z., 8, 361–366.

van den Dool, H.M. (1989). *A new look at weather forecasting through analogues*. Monthly Weather Review, 117, 2230–2247.

- van den Dool, H. (1994). *Searching for analogs, how long must we wait?* Tellus, 46A, 314–324.
- van Ulden, A. P., van Oldenborgh, G. J. (2006). *Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe*. Atmos. Chem. Phys. 6, 863–881.
- Volosciuk, C., Maraun, D., Semenov, V.A., Tilinina, N., Gulev, S.K., Latif, M. (2016). *Rising Mediterranean Sea Surface Temperatures Amplify Extreme Summer Precipitation in Central Europe*. Sci. Rep. 6, 32450.
- von Seggern, J. (1993). *Empirische Modelle regionaler Klimaänderungen in Westeuropa und Bayern*. Dissertation an der Universität Erlangen-Nürnberg.
- von Storch, H. and Zwiers, F. (1999). *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 528 pp.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Academic press.
- Werner, P.C., Gerstengarbe, F.-W., Frädrich, K., Österle, H. (2000). *Recent climate change in the North Atlantic/European sector*. International Journal of Climatology 20: 463 – 471.
- Widmann, M. and Schär, C. (1997). *A Principal Component and Long-Term Trend Analysis of Daily Precipitation in Switzerland*. International Journal of Climatology. Vol.17 (issue 12). Wiley. Chichester. 1333–1356.
- Wilby, R., Charles, S., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., and Mearns, L. (2004). *Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods*. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impacts and Climate Analysis (TGICA).
- Wilks, D. (2006). *Statistical methods in the atmospheric science*. Second Edition. Elsevier, Academic press.
- Yarnal, B. (1993). *Synoptic climatology in environmental analysis*. Belhaven press, London.
- Ye, H., Fetzer, E.J. (2010). *Atmospheric Moisture Content Associated with Surface Air Temperatures over Northern Eurasia*. International Journal of Climatology, 30 (10): 1463–1471.
- Zolina, O., Simmer, C., Kapala, A., Bachner, S., Gulev, S., Machel, H. (2008). *Seasonally dependent changes of precipitation extremes over Germany since 1950 from a very dense observational network*. Journal of Geophysical Research, 113.

Zolina, O., Simmer, C., Gulev, S.K., Kollet, S. (2010). *Changing structure of European precipitation: Longer wet periods leading to more abundant rainfalls*. *Geophysical Research Letters*, 37, L06704.

Zolina, O. (2012). *Changes in Flood Risk in Europe*. Edited by Zbigniew W. Kundzewicz. CRC Press 2012. Pages 97–120.

Zorita, E., Hughes, J., Lettenmaier, D., von Storch, H. (1995). *Stochastic downscaling of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation*. *J. Climate*, 8, 1023–1042.

Zorita, E. and Storch, H.V. (1999). *The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods*. *Journal of Climate*, 12, 2474–2489.

## Anhang

Tab. A1: Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Herbst in den Niederschlagsregionen (1951–2006).

	N-West	S-West	Ost	Erzg	N-Stau	Süd	Mitte
ZT1	0,0	0,0	1,2	2,8	0,0	0,0	0,0
ZT2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT3	4,7	7,1	21,6	19,6	33,7	0,4	12,2
ZT4	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT5	5,5	30,6	1,6	3,5	0,0	0,0	10,6
ZT6	45,5	0,8	2,0	22,0	0,0	0,4	24,3
ZT7	8,2	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	3,1
ZT8	7,1	18,0	10,2	11,8	10,2	22,8	11,4
ZT9	1,6	0,4	7,8	1,2	0,8	19,2	0,0
ZT10	0,0	0,0	11,4	5,5	1,6	0,0	0,0
ZT11	5,5	22,4	9,0	7,1	20,8	3,5	13,3
ZT12	0,8	0,0	4,3	3,5	0,0	0,0	0,4
ZT13	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT14	20,8	13,7	9,0	16,1	9,8	0,0	22,4
ZT15	0,0	1,2	9,0	1,2	10,6	39,2	0,4
ZT16	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT17	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT18	0,0	5,9	12,9	3,5	12,6	14,5	2,0

Tab. A2: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Herbst in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind (1951–2006).

	N-West	Erzg	S-West	Ost	N-Stau	Mitte	Süd
ZT1	0,0	0,0	0,5	1,2	0,0	0,0	0,0
ZT2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT3	7,6	11,3	34,6	31,5	54,1	0,6	19,5
ZT4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT5	7,3	40,4	2,1	4,7	0,0	0,0	14,0
ZT6	70,7	1,2	3,1	34,2	0,0	0,6	37,8
ZT7	6,8	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	2,6
ZT8	19,4	49,5	28,0	32,3	28,0	62,4	31,2
ZT9	1,5	0,4	7,5	1,1	0,8	18,4	0,0
ZT10	0,0	0,0	11,2	5,4	1,5	0,0	0,0
ZT11	23,3	95,0	38,3	30,0	88,3	15,0	56,7
ZT12	0,6	0,0	3,5	2,9	0,0	0,0	0,3
ZT13	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT14	89,8	59,3	39,0	69,5	42,4	0,0	96,6
ZT15	0,0	2,9	22,6	2,9	26,5	98,0	1,0
ZT16	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT17	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ZT18	0,0	39,5	86,8	23,7	84,2	97,4	13,2

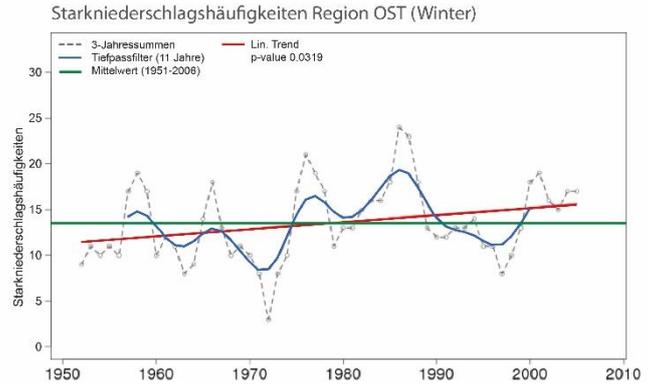
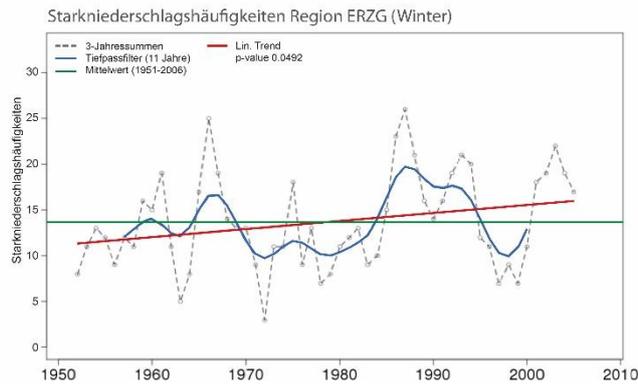


Abb. A1: Signifikante Trends ( $\alpha = 0.05$ ) der Starkniederschlagshäufigkeiten: Regionen Erzgebirge und Ost im Winter (1951–2006). Dargestellt sind die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Starkniederschlagshäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

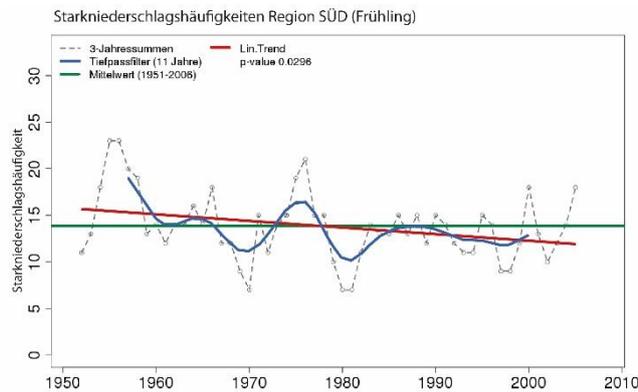


Abb. A2: Signifikanter Trend ( $\alpha = 0.05$ ) der Starkniederschlagshäufigkeiten: Region Süd im Frühjahr (1951–2006). Dargestellt ist die monatlich aufsummierte und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierte Starkniederschlagshäufigkeit sowie ihr linearer Trend.

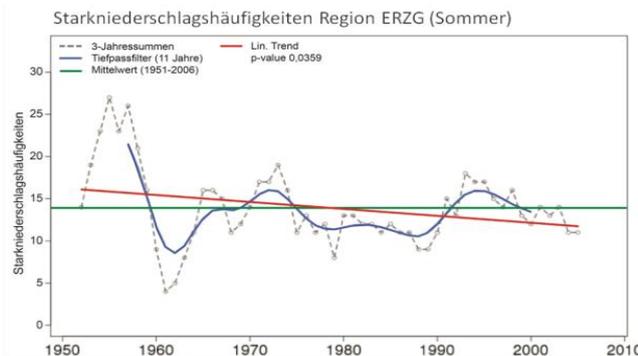
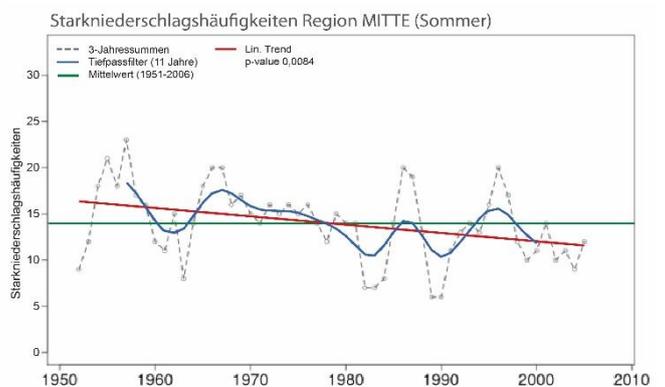
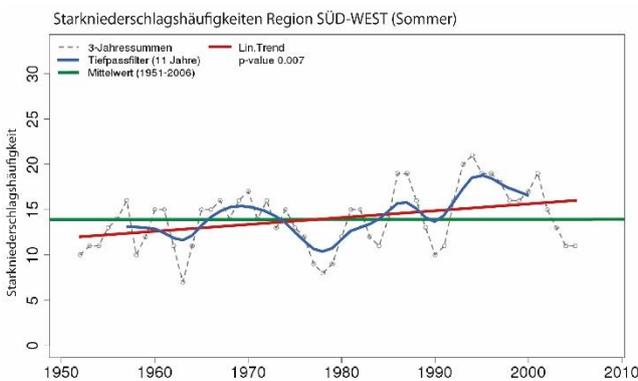


Abb. A3: Signifikante Trends ( $\alpha = 0.05$ ) der Starkniederschlagshäufigkeit: Regionen Südwest, Mitte und Erzgebirge im Sommer (1951–2006). Dargestellt sind die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Starkniederschlagshäufigkeiten sowie ihr linearer Trend

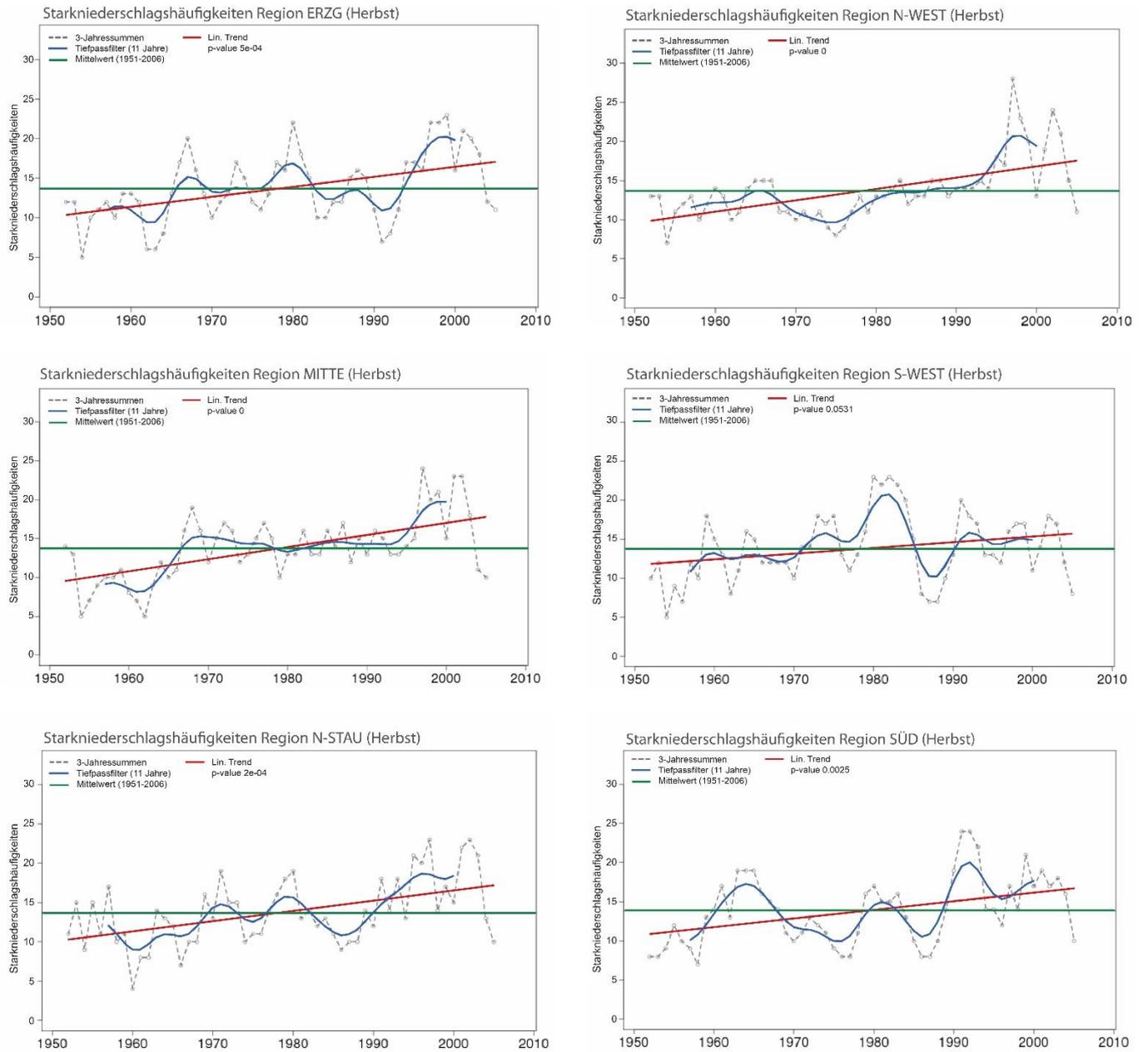
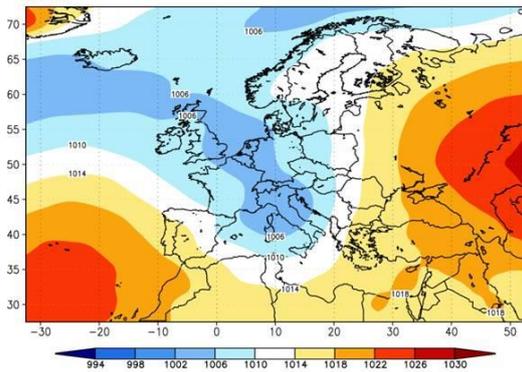


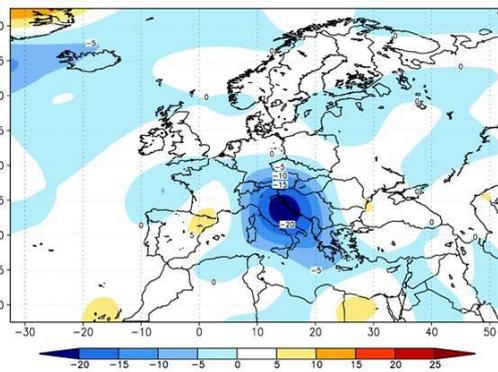
Abb. A4: Signifikante Trends ( $\alpha = 0.05$ ) der Starkniederschlagshäufigkeit: Regionen Erzgebirge, Nordwest, Mitte, Südwest, Nordstau und Süd im Herbst (1951–2006). Dargestellt sind die monatlich aufsummierten und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierten Starkniederschlagshäufigkeiten sowie ihr linearer Trend.

### Zirkulationstyp 6, Winter 1951-2006

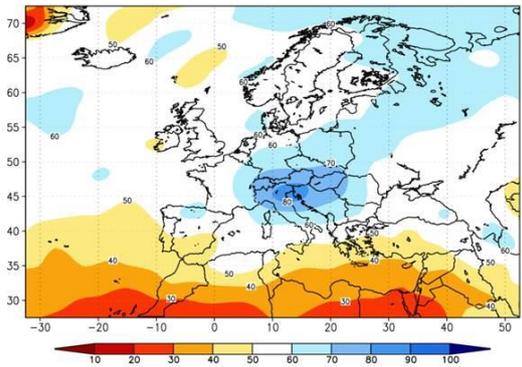
MSLP



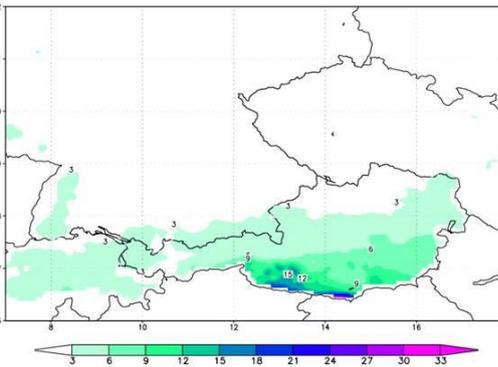
OMEGA



RHUM

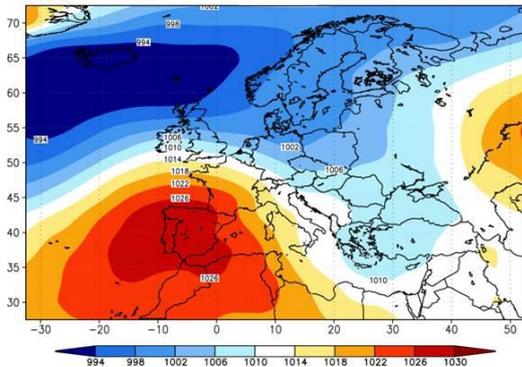


PREC

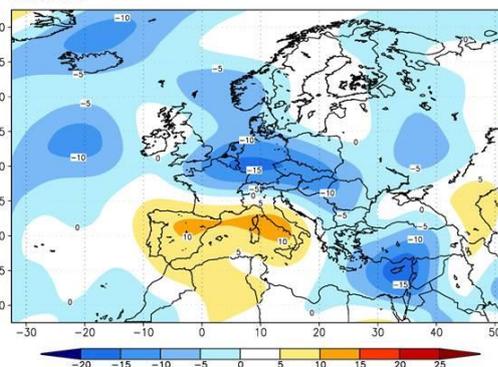


### Zirkulationstyp 8, Winter 1951-2006

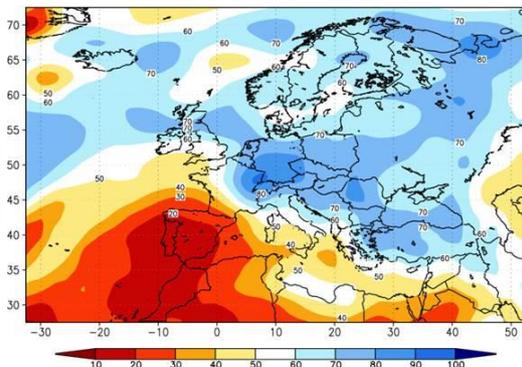
MSLP



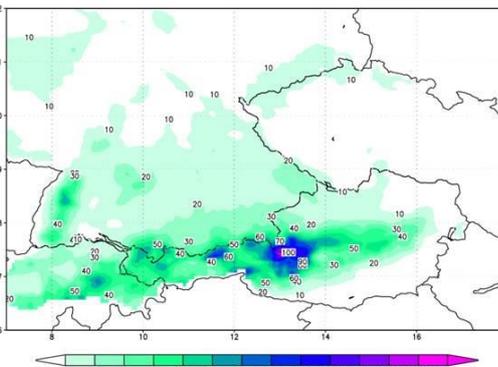
OMEGA



RHUM

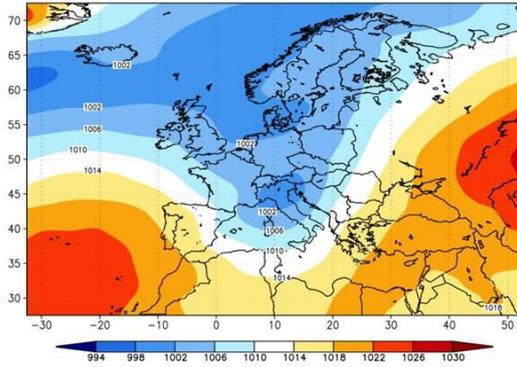


PREC

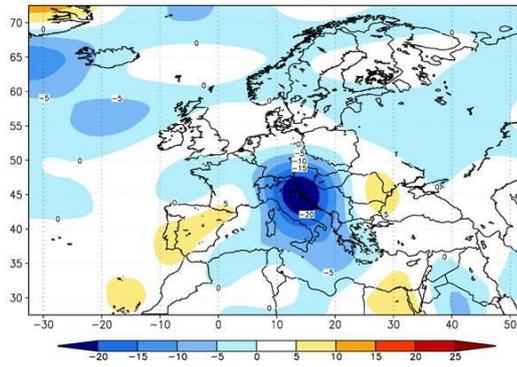


Zirkulationstyp 11, Winter 1951-2006

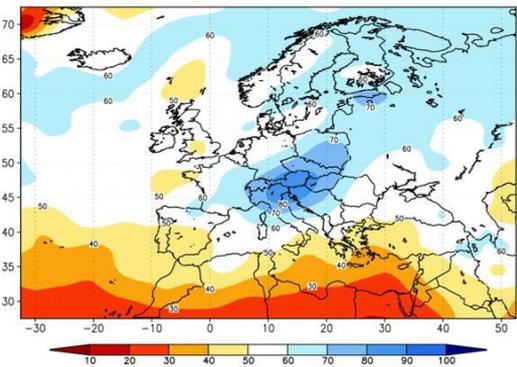
MSLP



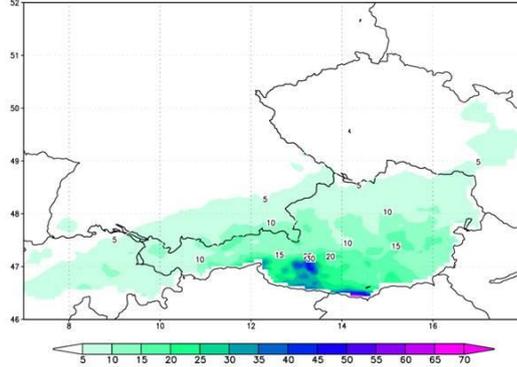
OMEGA



RHUM

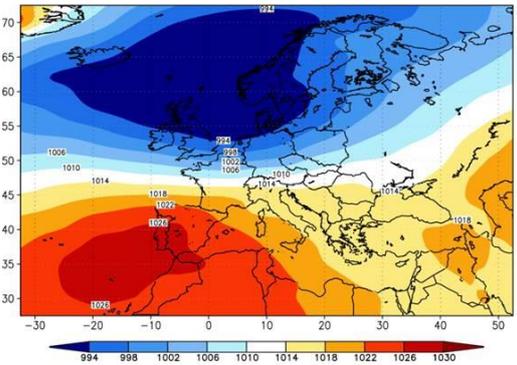


PREC

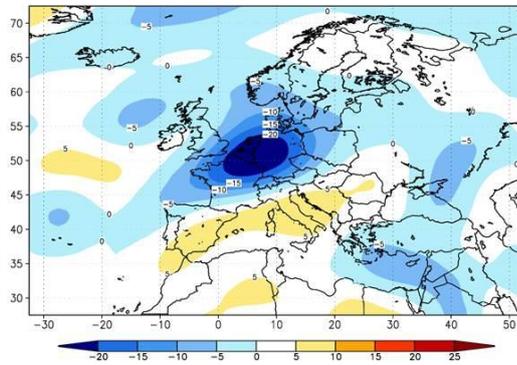


Zirkulationstyp 12, Winter 1951-2006

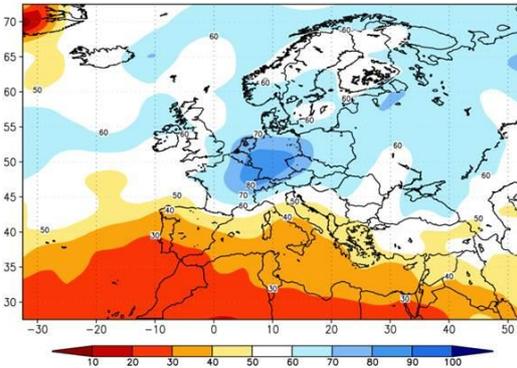
MSLP



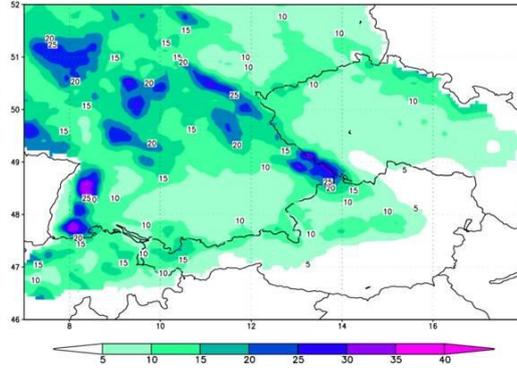
OMEGA



RHUM

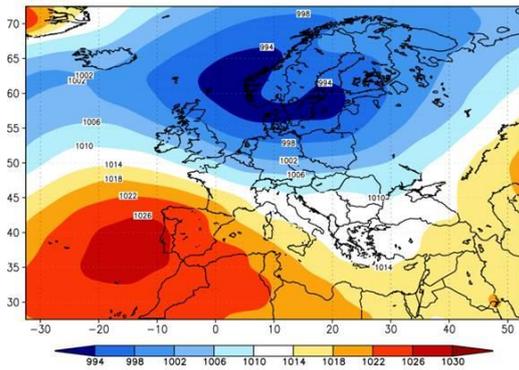


PREC

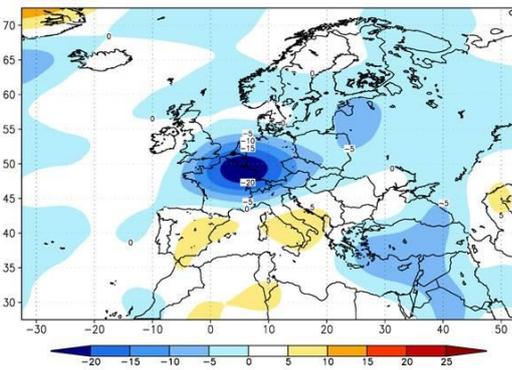


### Zirkulationstyp 14, Winter 1951-2006

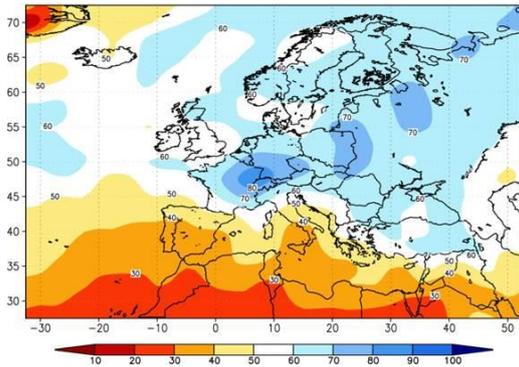
MSLP



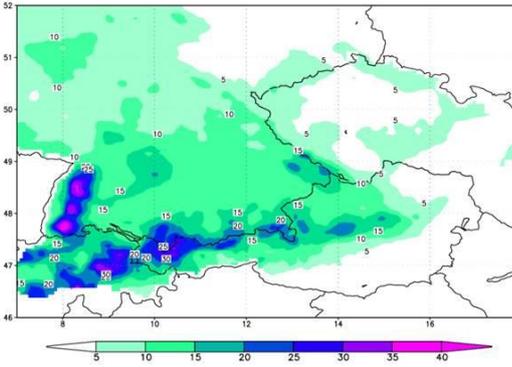
OMEGA



RHUM

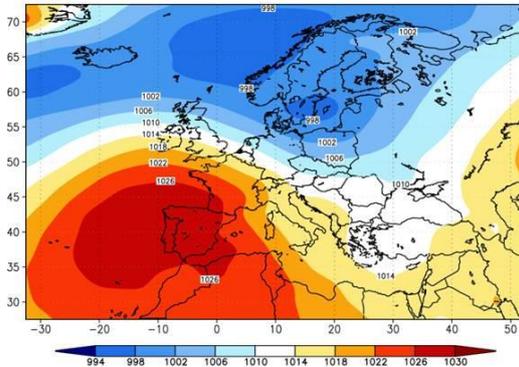


PREC

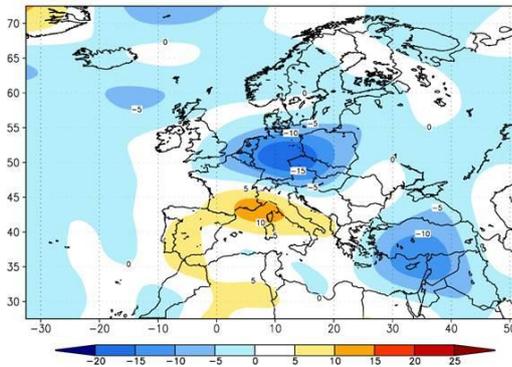


### Zirkulationstyp 15, Winter 1951-2006

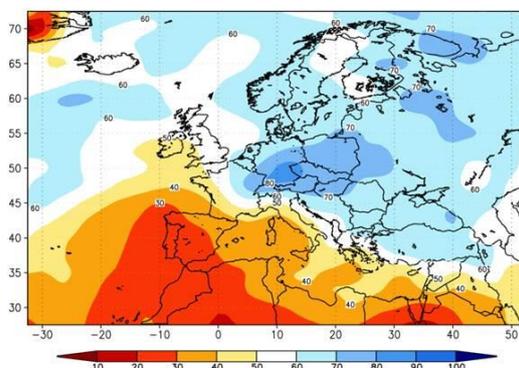
MSLP



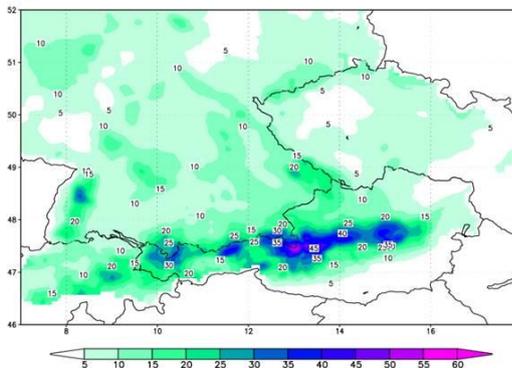
OMEGA



RHUM

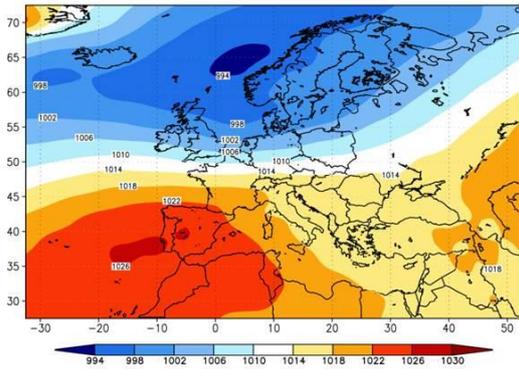


PREC

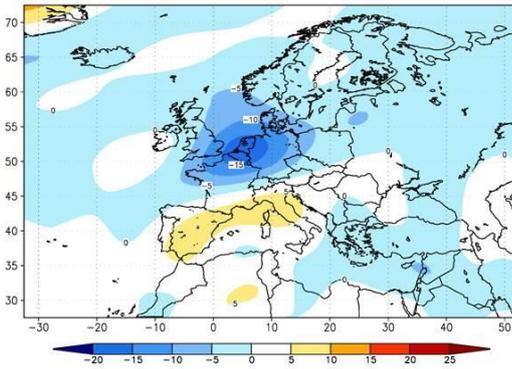


Zirkulationstyp 16, Winter 1951-2006

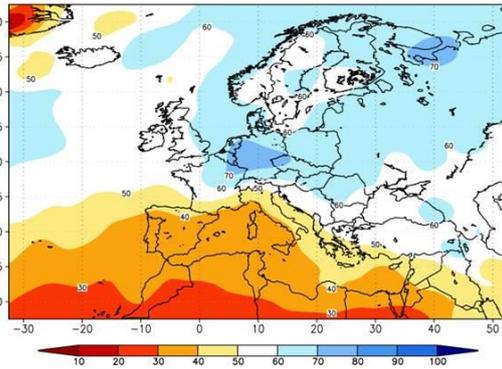
MSLP



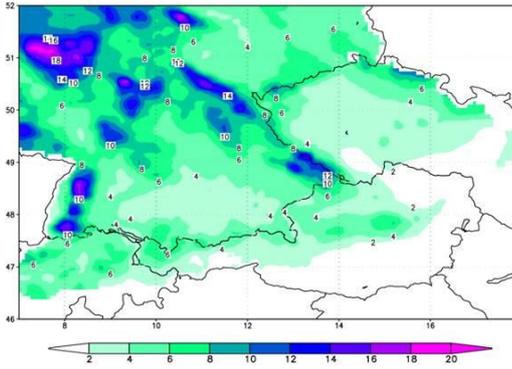
OMEGA



RHUM

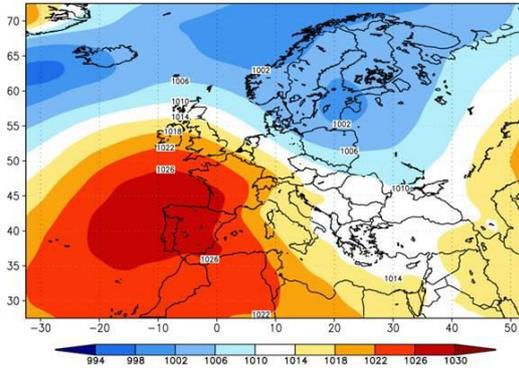


PREC

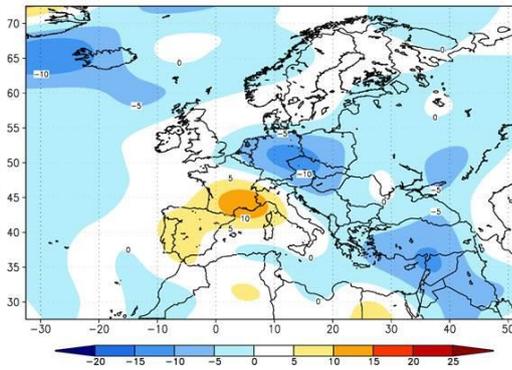


Zirkulationstyp 18, Winter 1951-2006

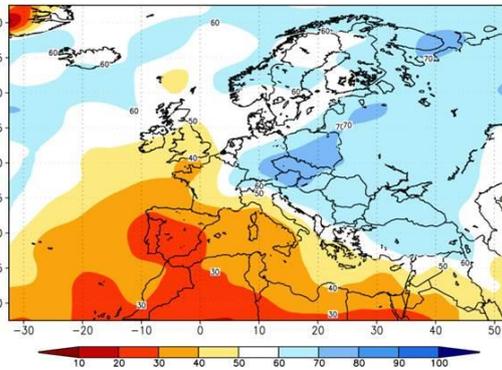
MSLP



OMEGA



RHUM



PREC

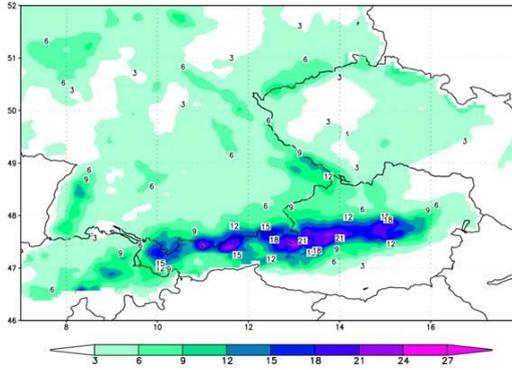
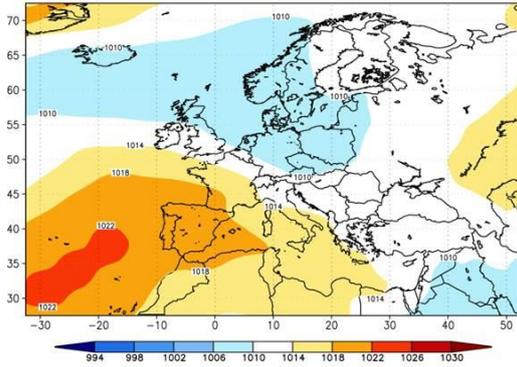


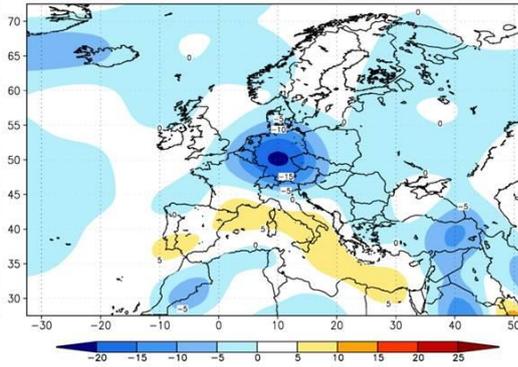
Abb. A5: Zentroide der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen im Winter: Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des betreffenden Zirkulationstyps im Zeitraum 1951–2006 für mittleren Luftdruck im Meeresniveau (MSLP), Vertikalbewegung (OMEGA) und relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) im 700-hPa-Niveau sowie Niederschlag im Untersuchungsgebiet (PREC).

### Zirkulationstyp 2, Frühling 1951-2006

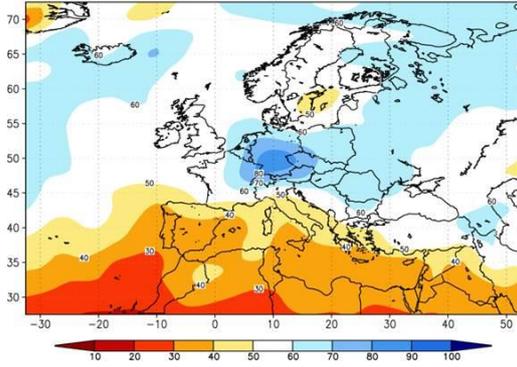
MSLP



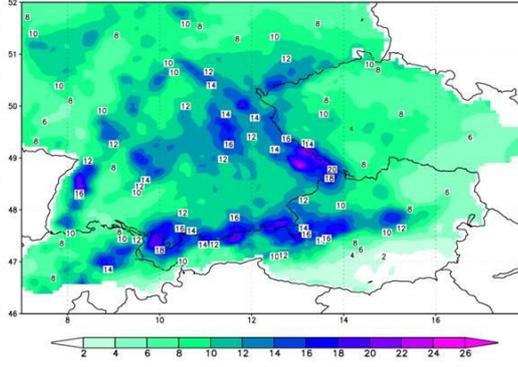
OMEGA



RHUM

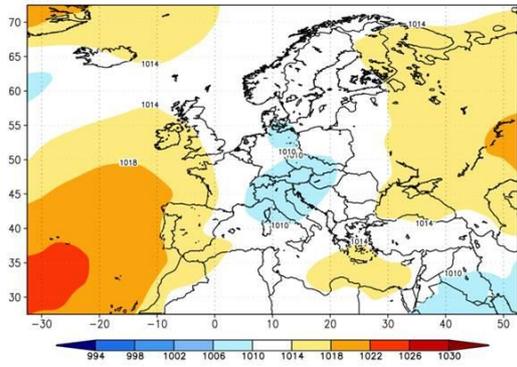


PREC

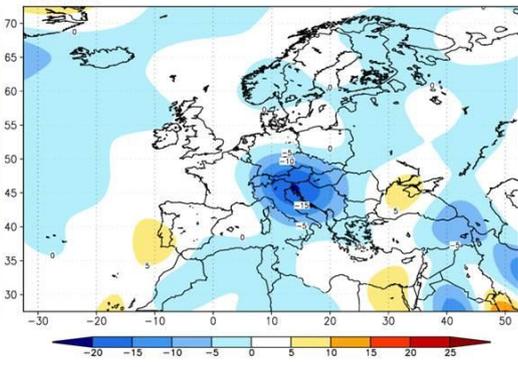


### Zirkulationstyp 3, Frühling 1951-2006

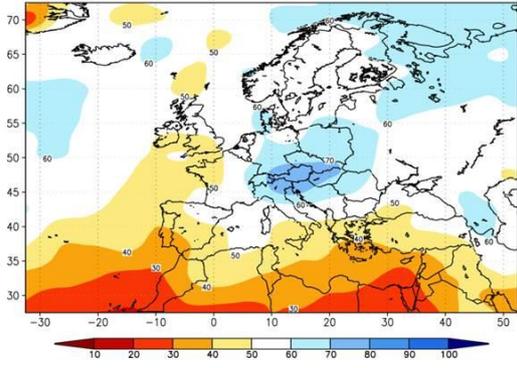
MSLP



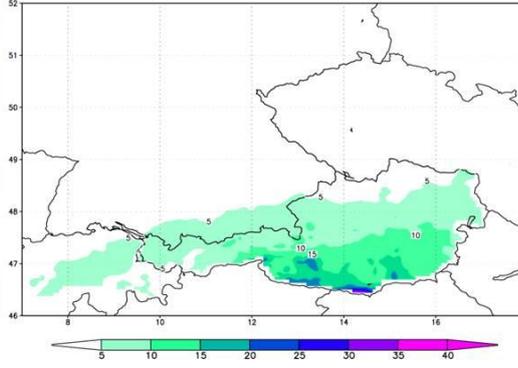
OMEGA



RHUM

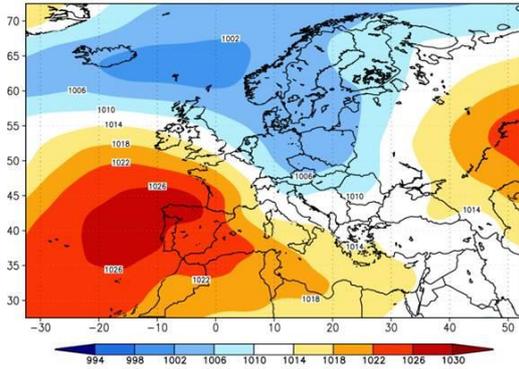


PREC

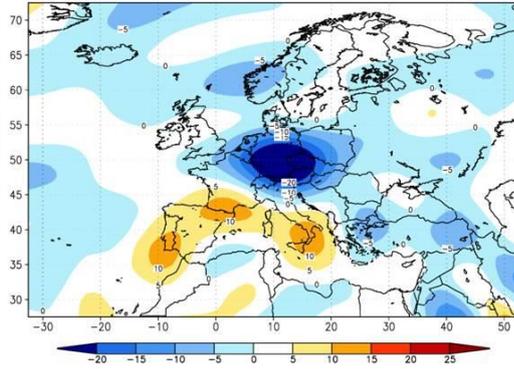


Zirkulationstyp 7, Frühling 1951-2006

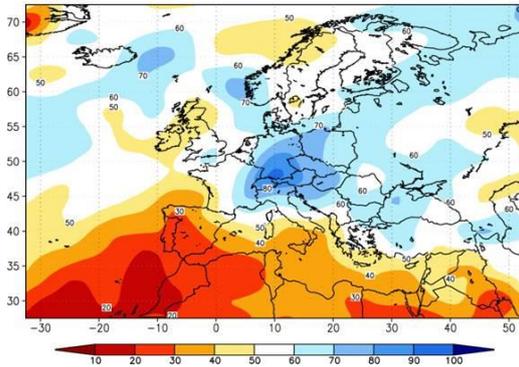
MSLP



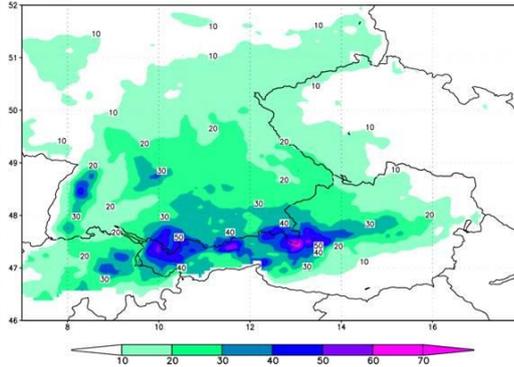
OMEGA



RHUM

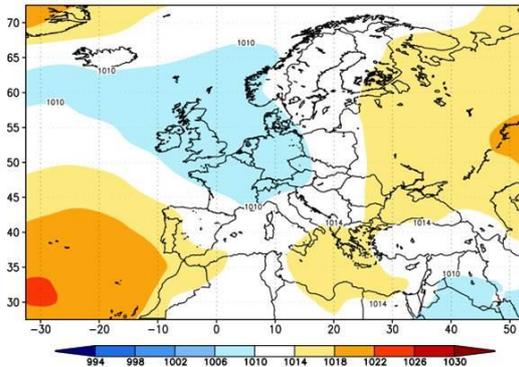


PREC

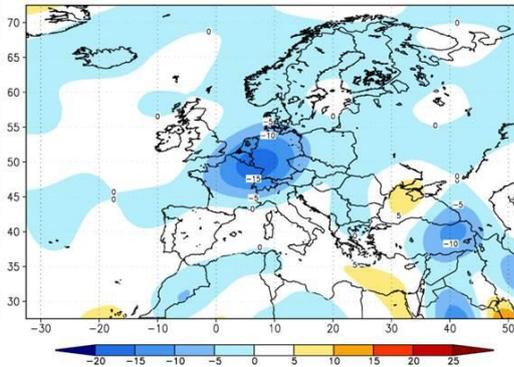


Zirkulationstyp 10, Frühling 1951-2006

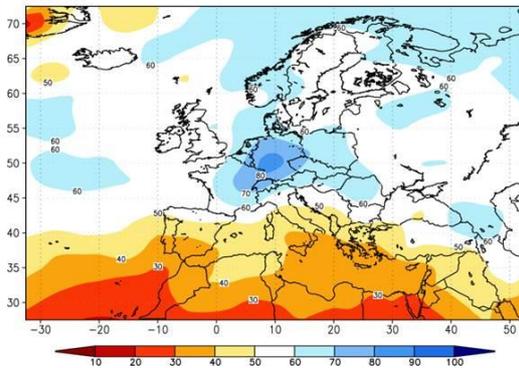
MSLP



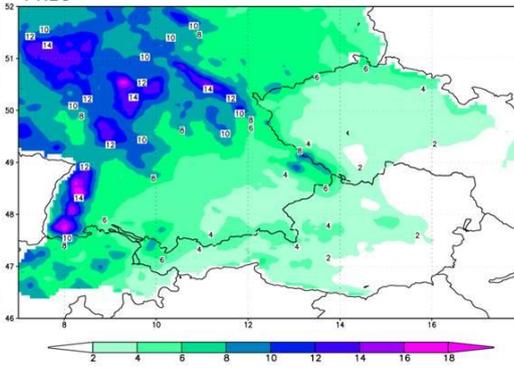
OMEGA



RHUM

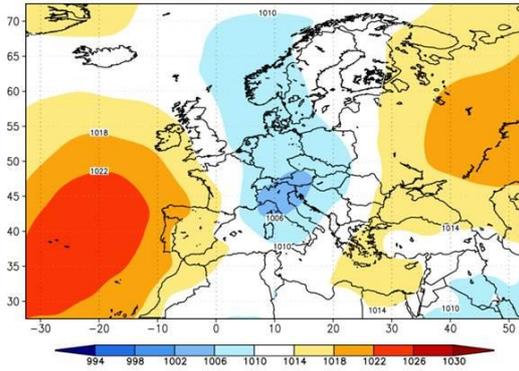


PREC

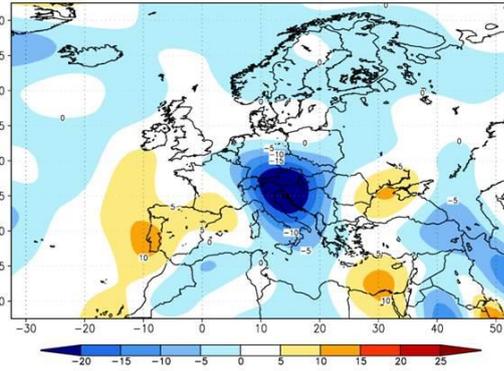


### Zirkulationstyp 11, Frühling 1951-2006

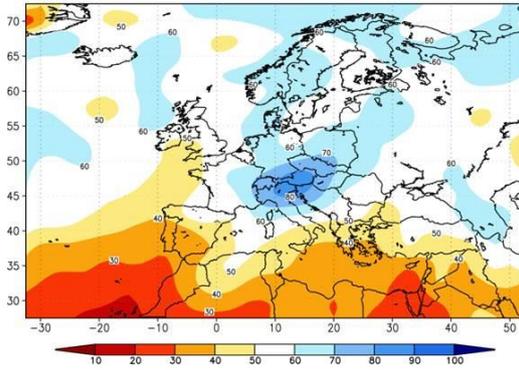
MSLP



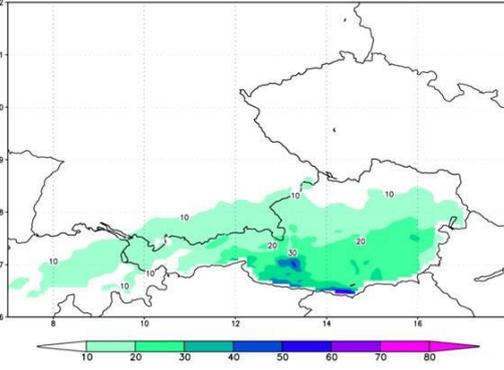
OMEGA



RHUM

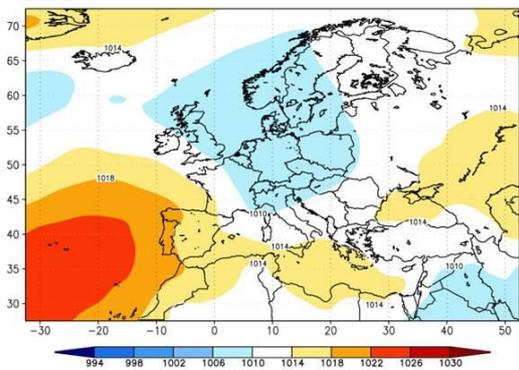


PREC

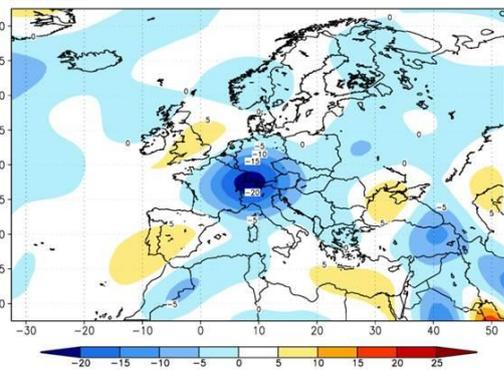


### Zirkulationstyp 13, Frühling 1951-2006

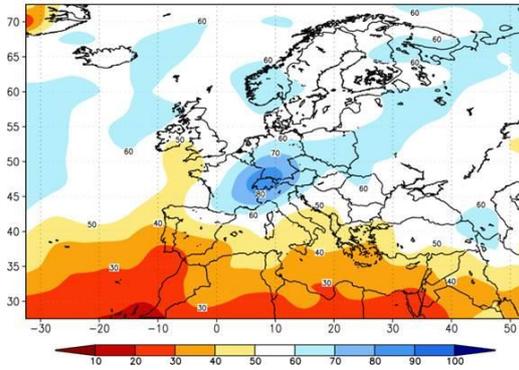
MSLP



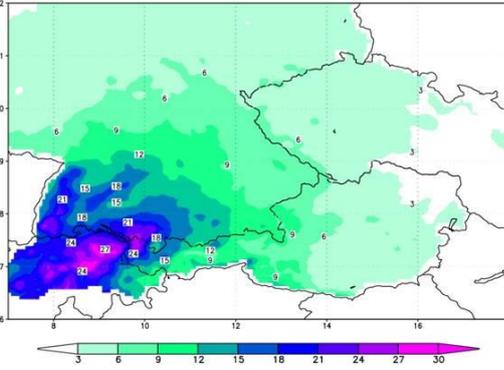
OMEGA



RHUM

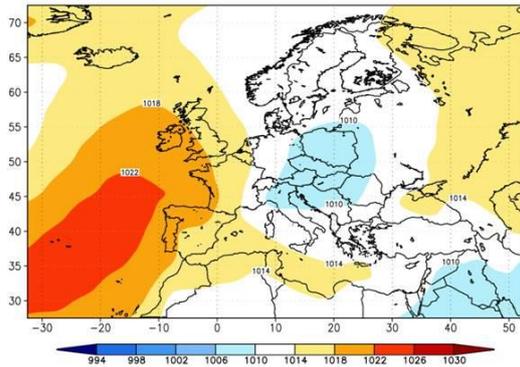


PREC

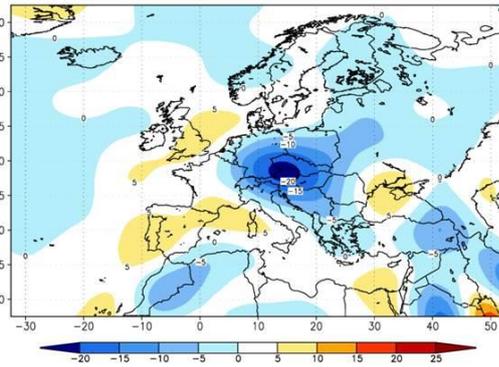


Zirkulationstyp 14, Frühling 1951-2006

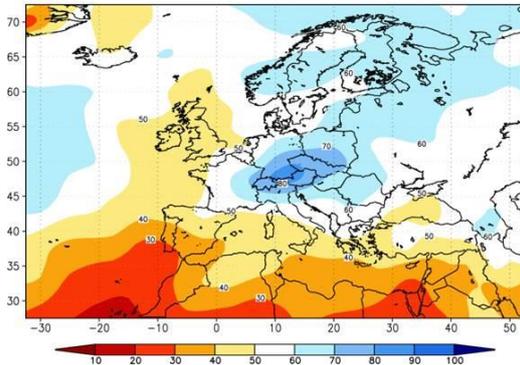
MSLP



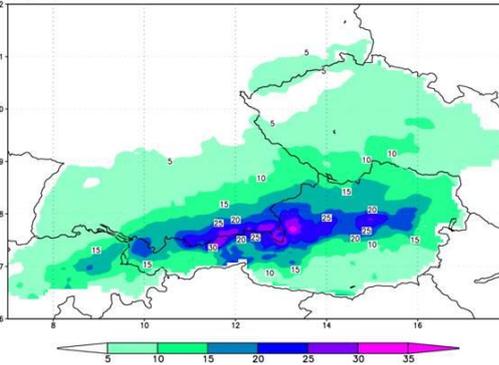
OMEGA



RHUM

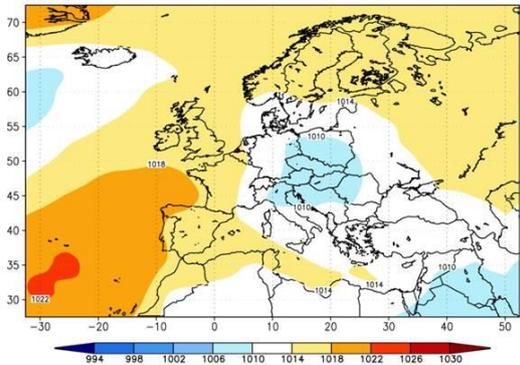


PREC

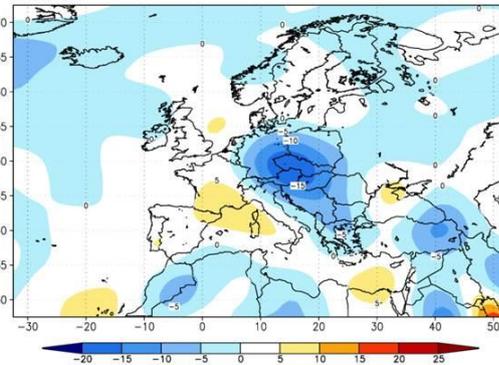


Zirkulationstyp 16, Frühling 1951-2006

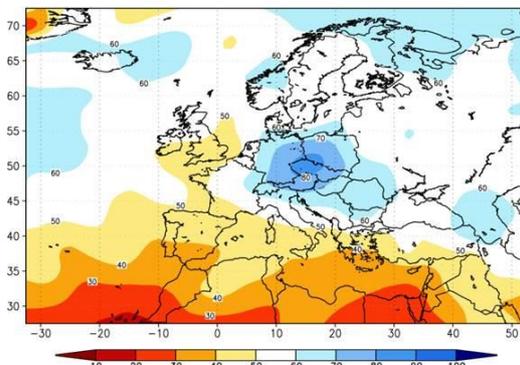
MSLP



OMEGA



RHUM



PREC

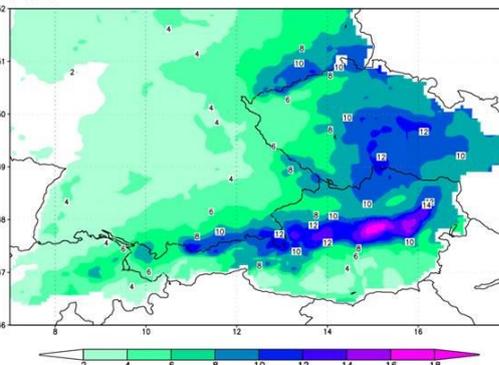
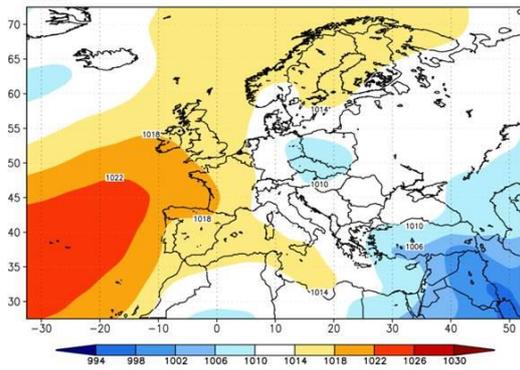


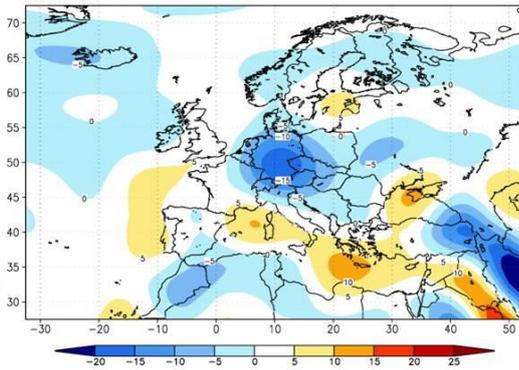
Abb. A6: Zentroide der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen im Frühjahr: Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des betreffenden Zirkulationstyps im Zeitraum 1951–2006 für mittleren Luftdruck im Meeressniveau (MSLP), Vertikalbewegung (OMEGA) und relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) im 700-hPa-Niveau sowie Niederschlag im Untersuchungsgebiet (PREC).

### Zirkulationstyp 1, Sommer 1951-2006

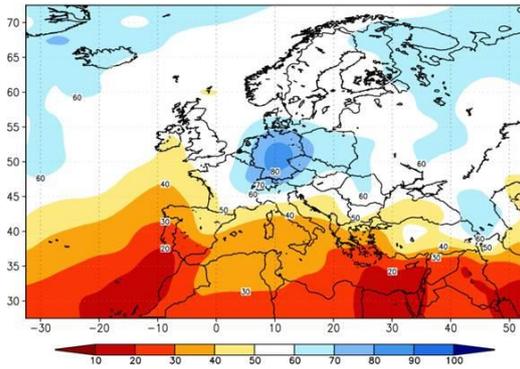
MSLP



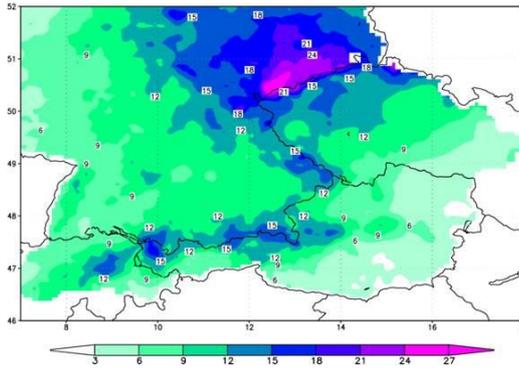
OMEGA



RHUM

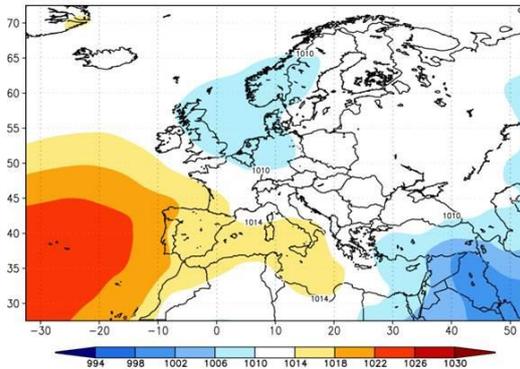


PREC

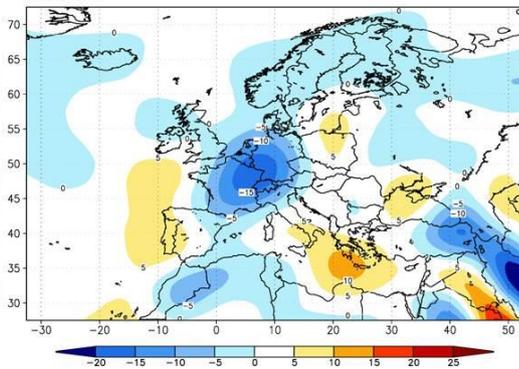


### Zirkulationstyp 2, Sommer 1951-2006

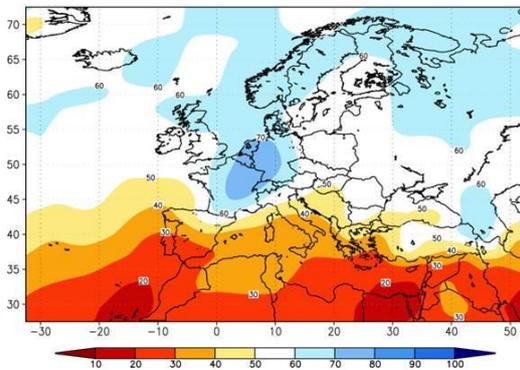
MSLP



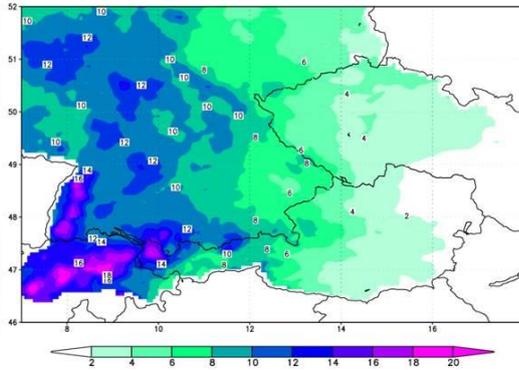
OMEGA



RHUM

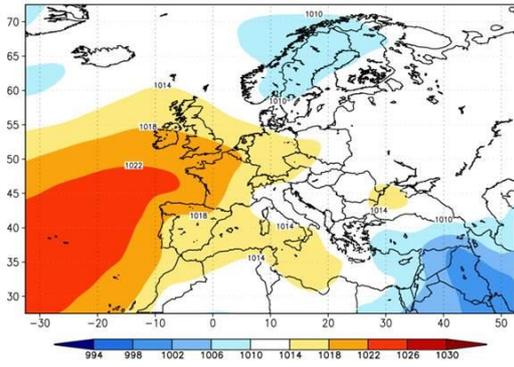


PREC

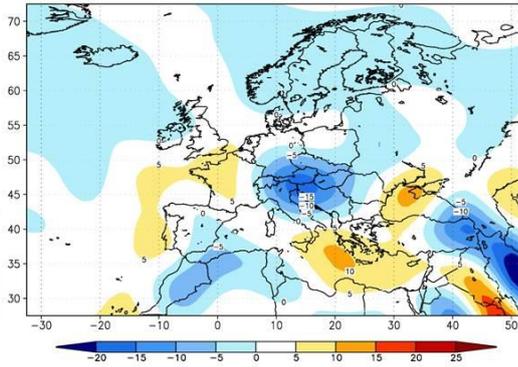


Zirkulationstyp 3, Sommer 1951-2006

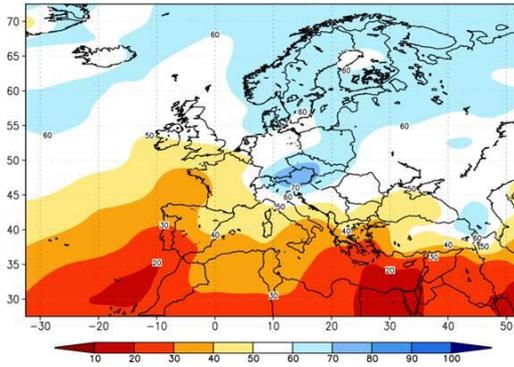
MSLP



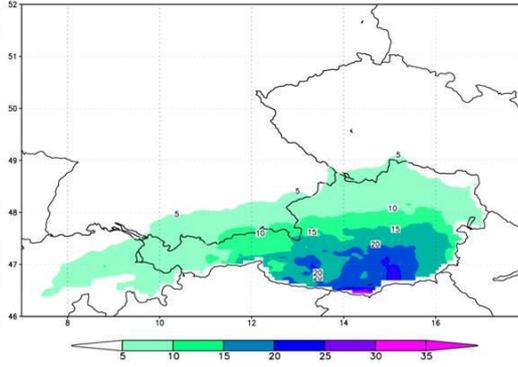
OMEGA



RHUM

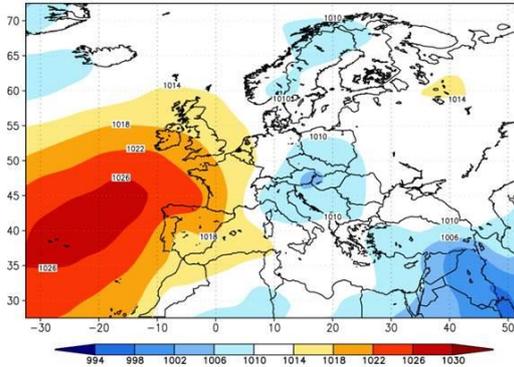


PREC

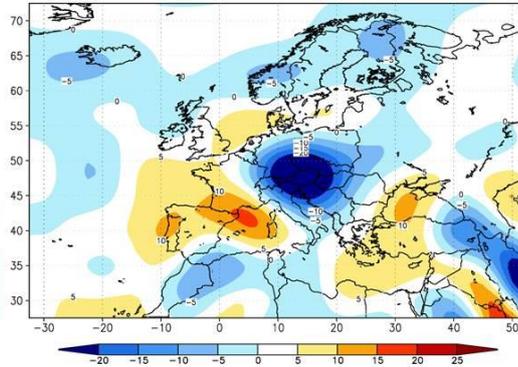


Zirkulationstyp 5, Sommer 1951-2006

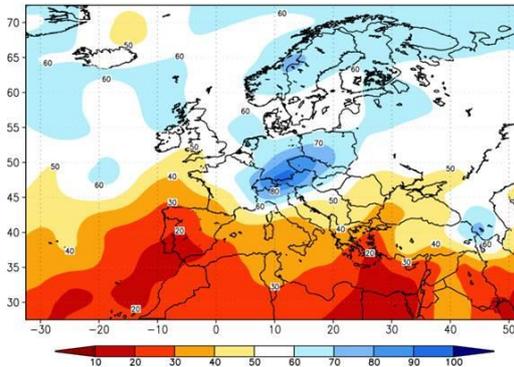
MSLP



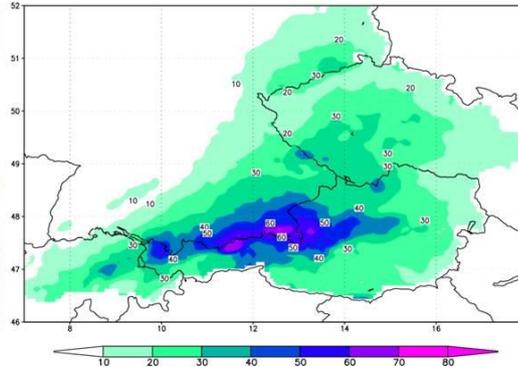
OMEGA



RHUM

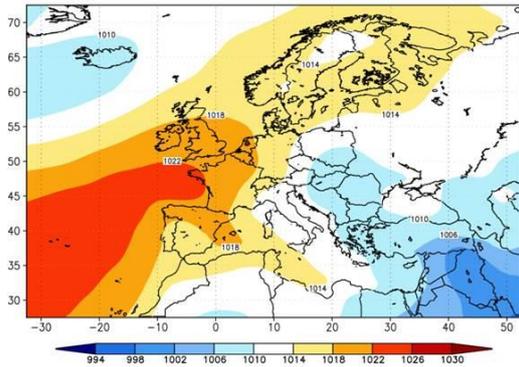


PREC

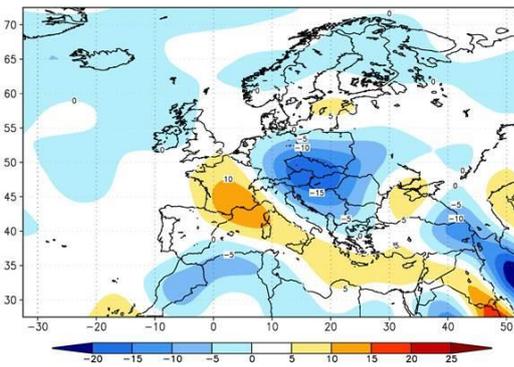


### Zirkulationstyp 6, Sommer 1951-2006

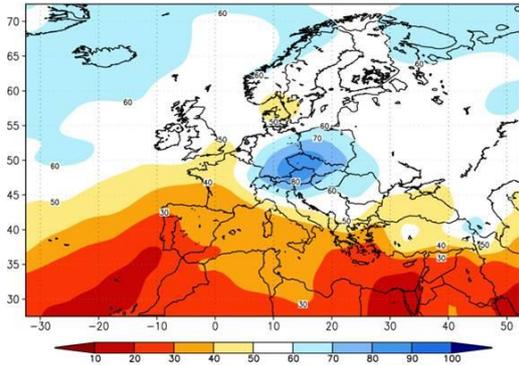
MSLP



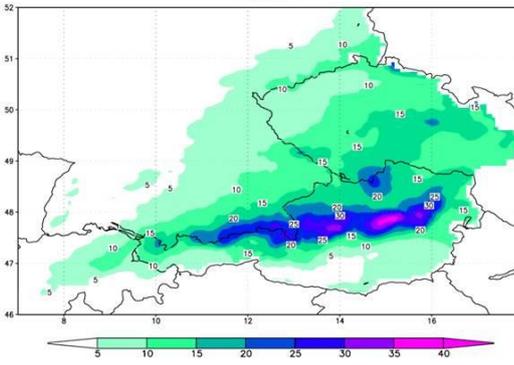
OMEGA



RHUM

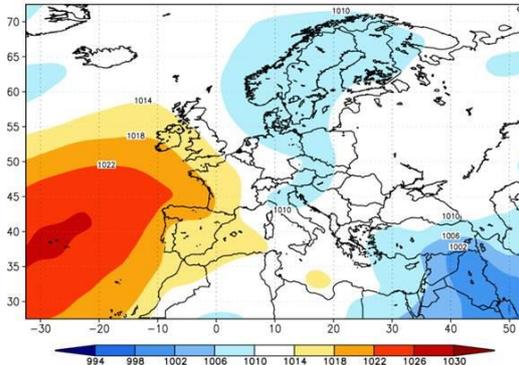


PREC

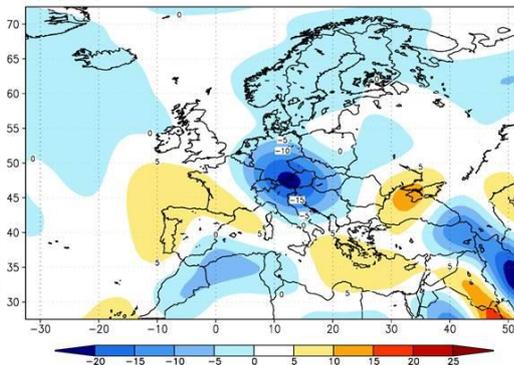


### Zirkulationstyp 9, Sommer 1951-2006

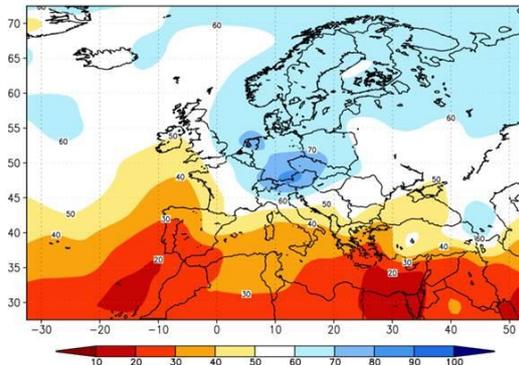
MSLP



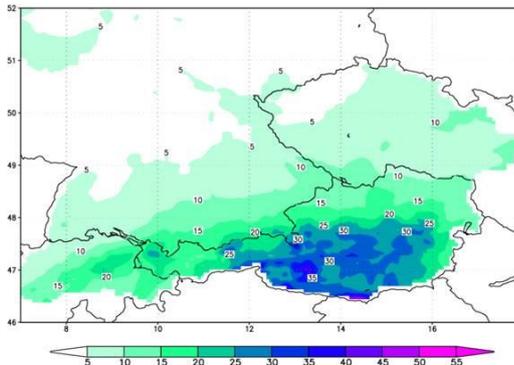
OMEGA



RHUM



PREC



## Zirkulationstyp 15, Sommer 1951-2006

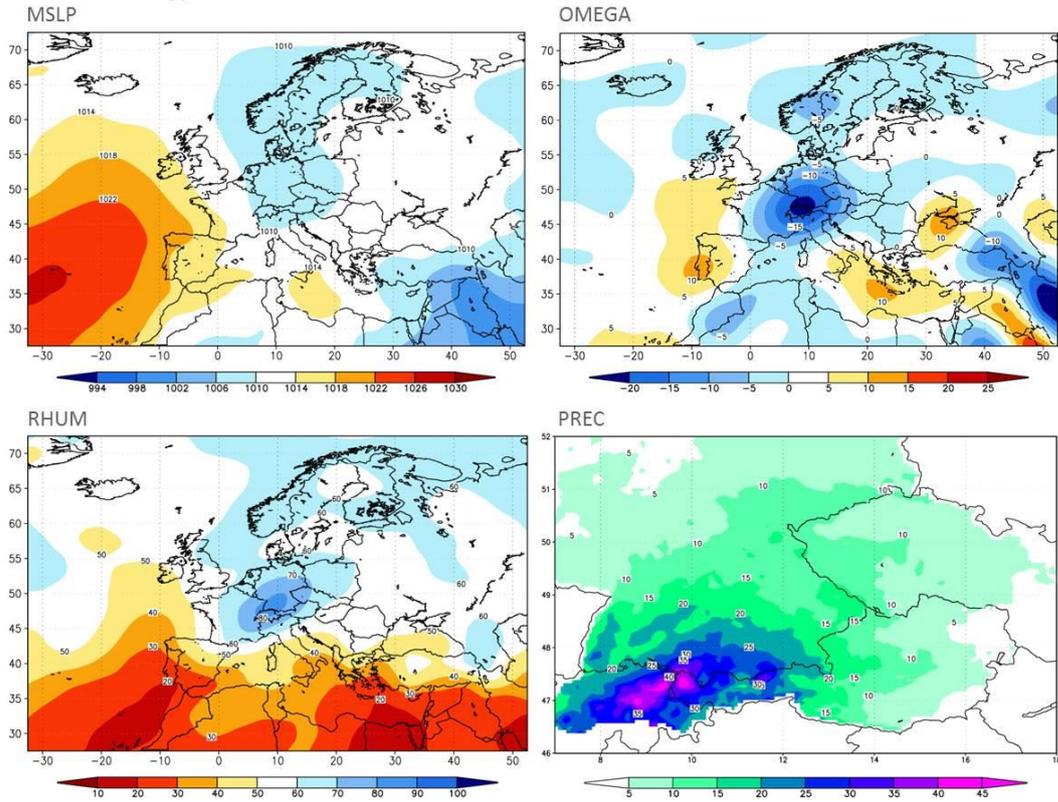
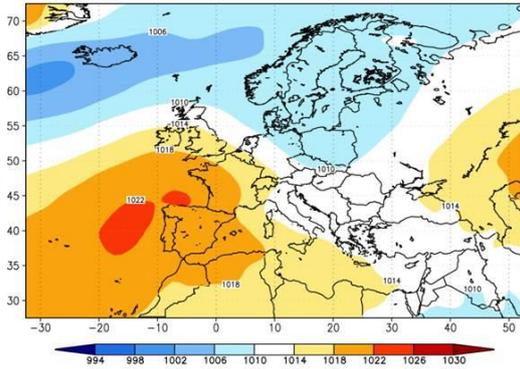


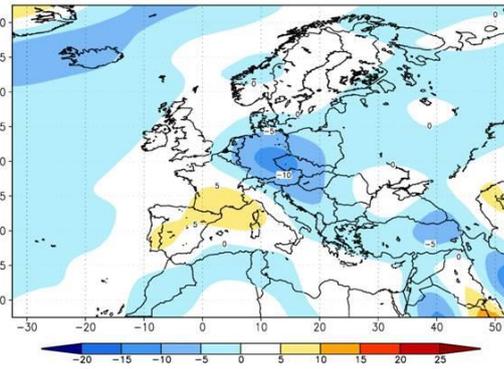
Abb. A7: Zentroide der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen im Sommer: Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des betreffenden Zirkulationstyps im Zeitraum 1951–2006 für mittleren Luftdruck im Meeresniveau (MSLP), Vertikalbewegung (OMEGA) und relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) im 700-hPa-Niveau sowie Niederschlag im Untersuchungsgebiet (PREC).

### Zirkulationstyp 3, Herbst 1951-2006

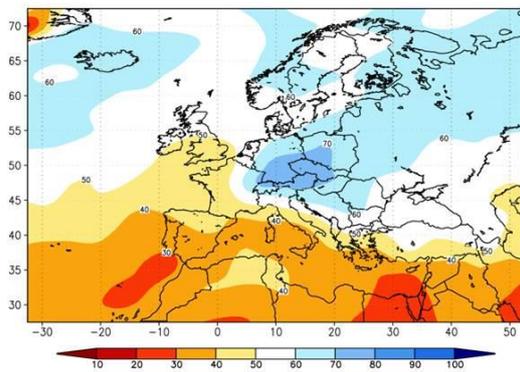
MSLP



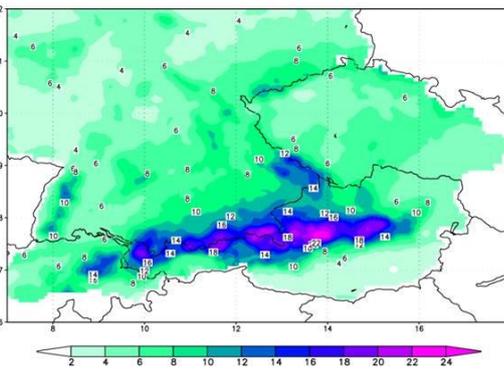
OMEGA



RHUM

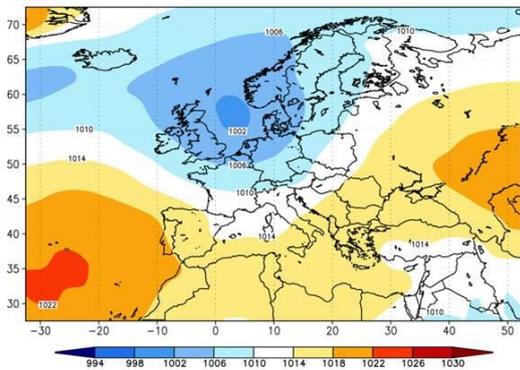


PREC

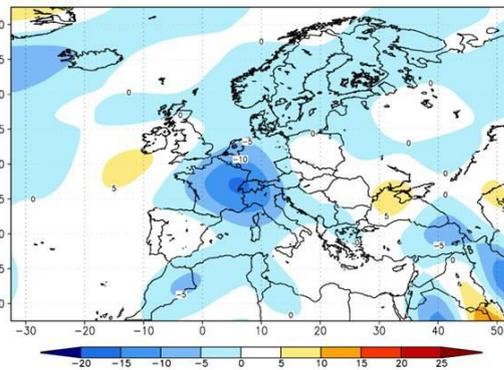


### Zirkulationstyp 5, Herbst 1951-2006

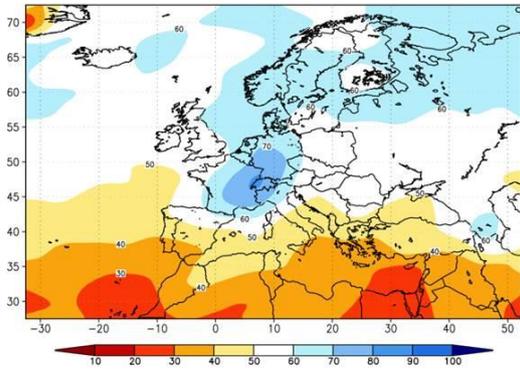
MSLP



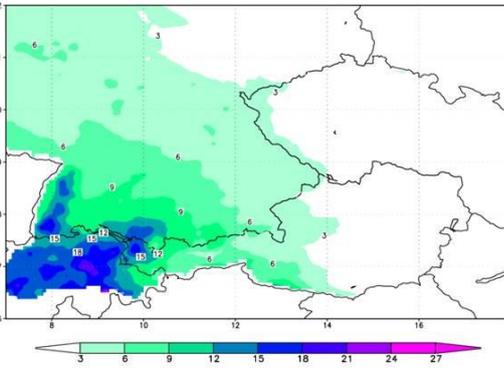
OMEGA



RHUM

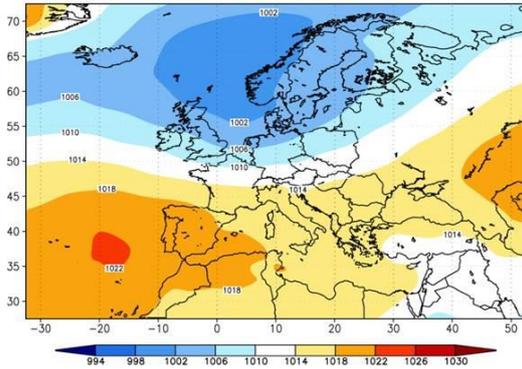


PREC

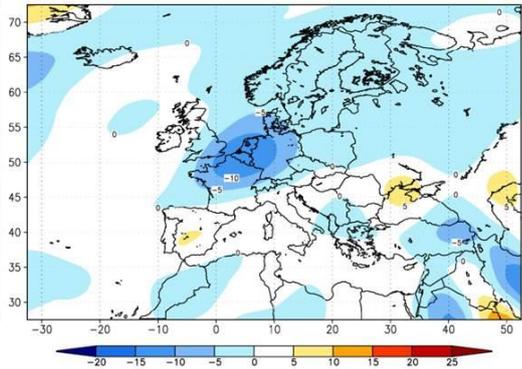


Zirkulationstyp 6, Herbst 1951-2006

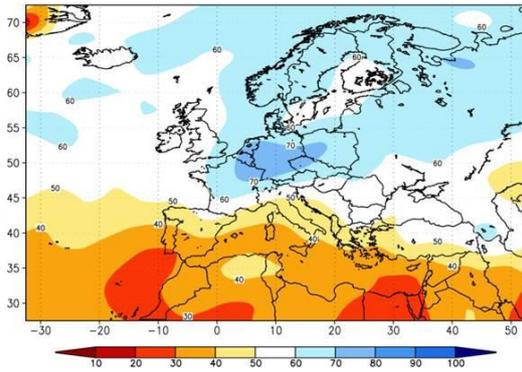
MSLP



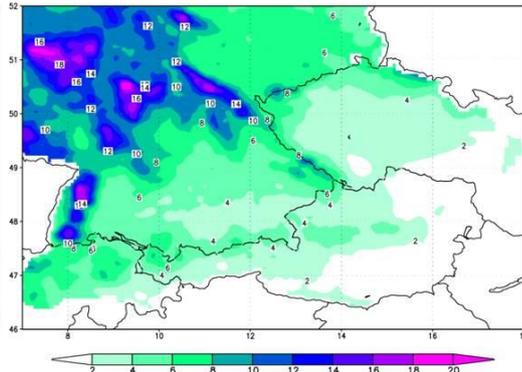
OMEGA



RHUM

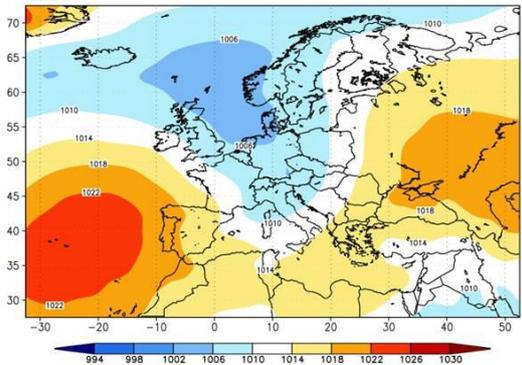


PREC

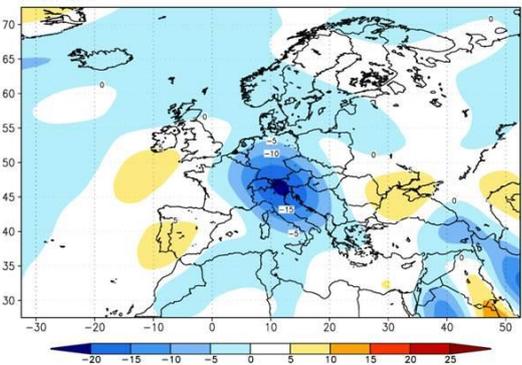


Zirkulationstyp 8, Herbst 1951-2006

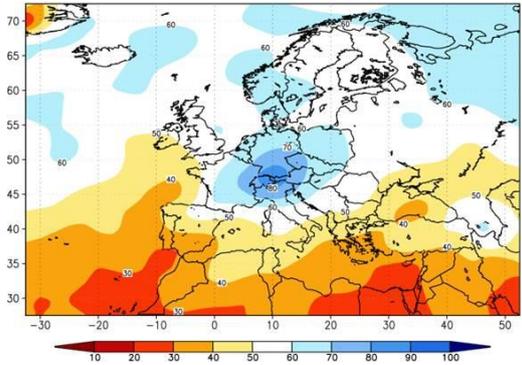
MSLP



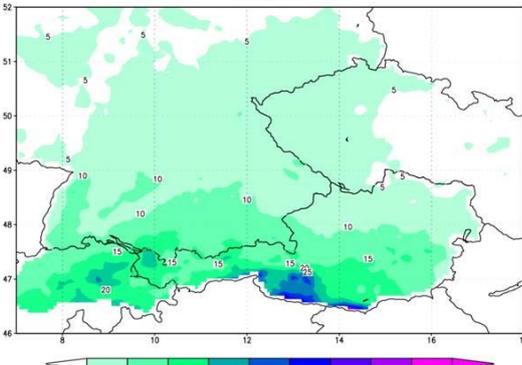
OMEGA



RHUM

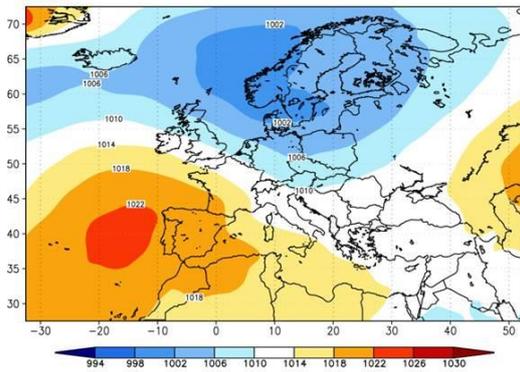


PREC

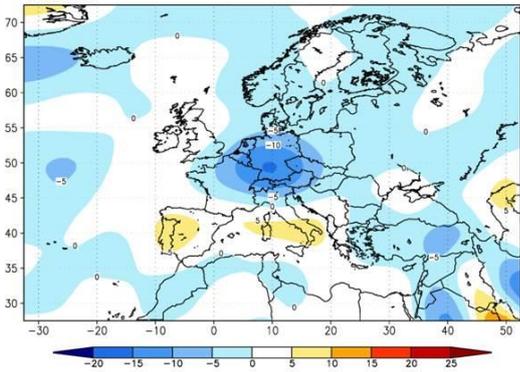


### Zirkulationstyp 11, Herbst 1951-2006

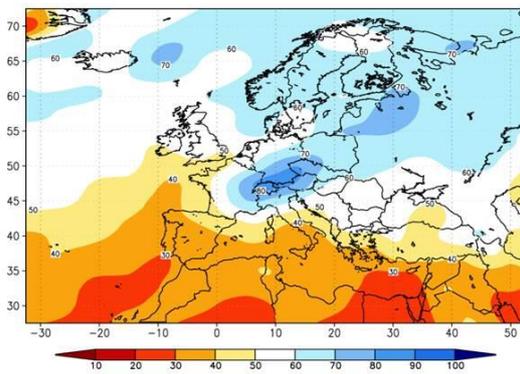
MSLP



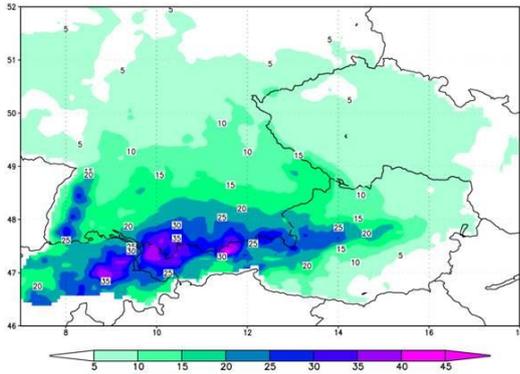
OMEGA



RHUM

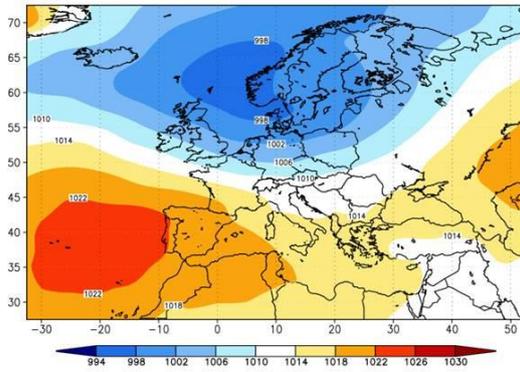


PREC

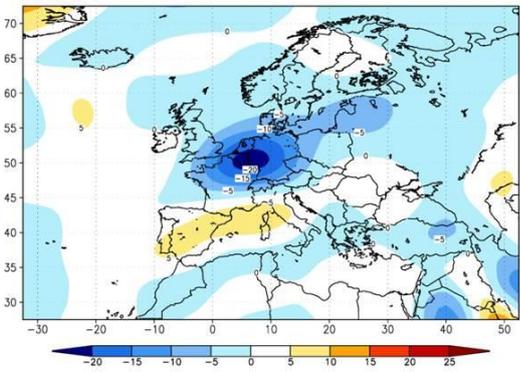


### Zirkulationstyp 14, Herbst 1951-2006

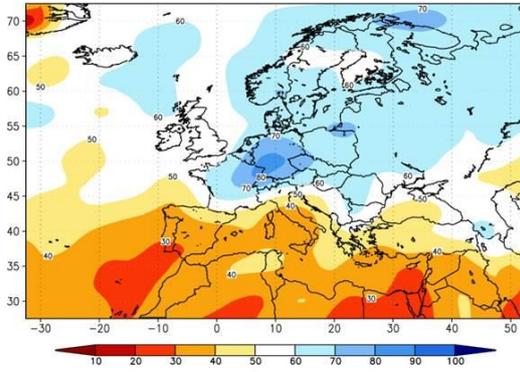
MSLP



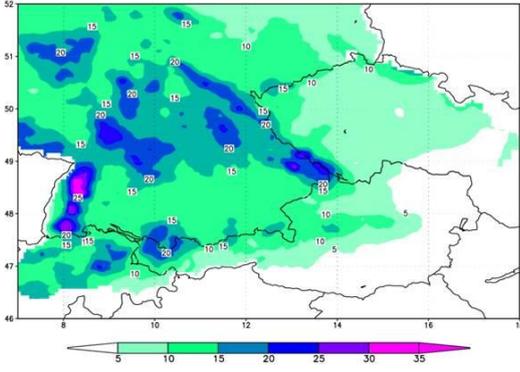
OMEGA



RHUM

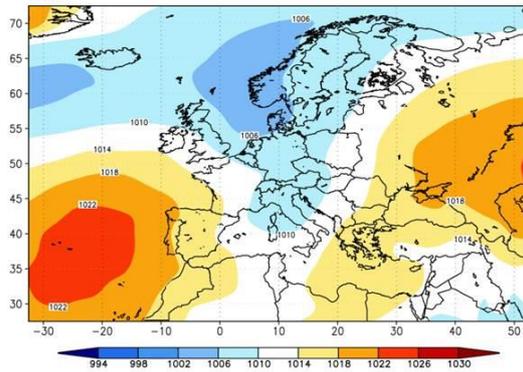


PREC

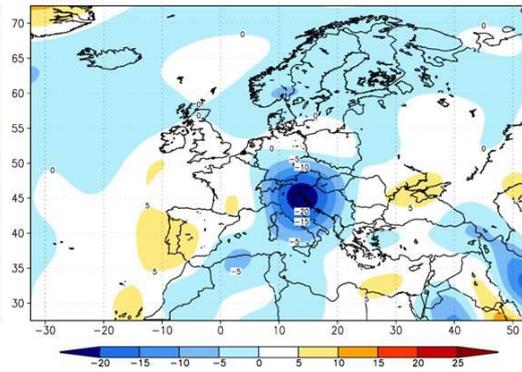


Zirkulationstyp 15, Herbst 1951-2006

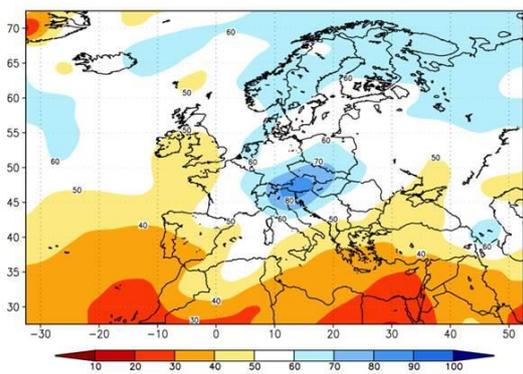
MSLP



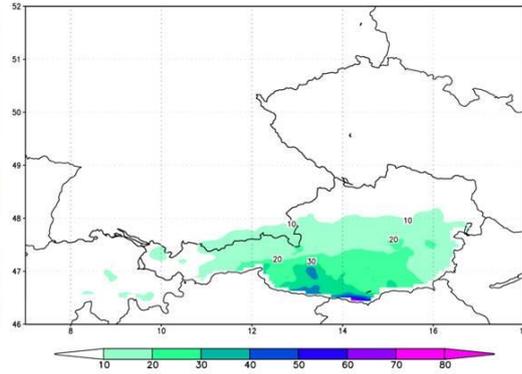
OMEGA



RHUM

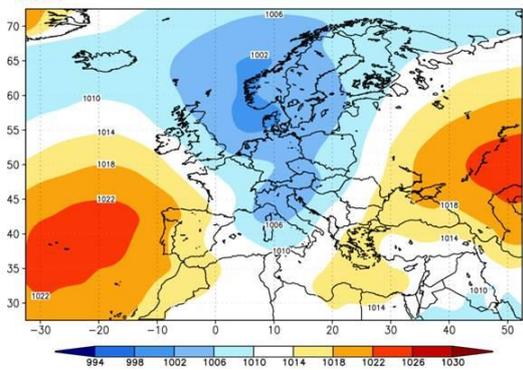


PREC

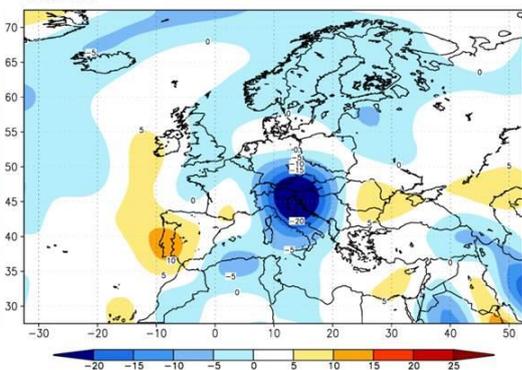


Zirkulationstyp 18, Herbst 1951-2006

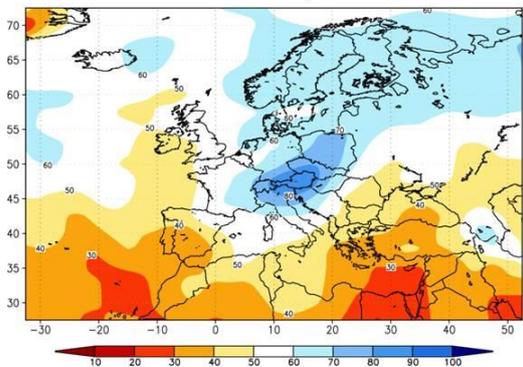
MSLP



OMEGA



RHUM



PREC

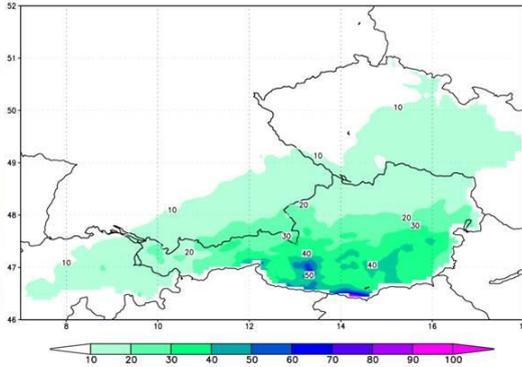


Abb. A8: Zentroide der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen im Herbst: Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des betreffenden Zirkulationstyps im Zeitraum 1951–2006 für mittleren Luftdruck im Meeresniveau (MSLP), Vertikalbewegung (OMEGA) und relative Luftfeuchtigkeit (RHUM) im 700-hPa-Niveau sowie Niederschlag im Untersuchungsgebiet (PREC).

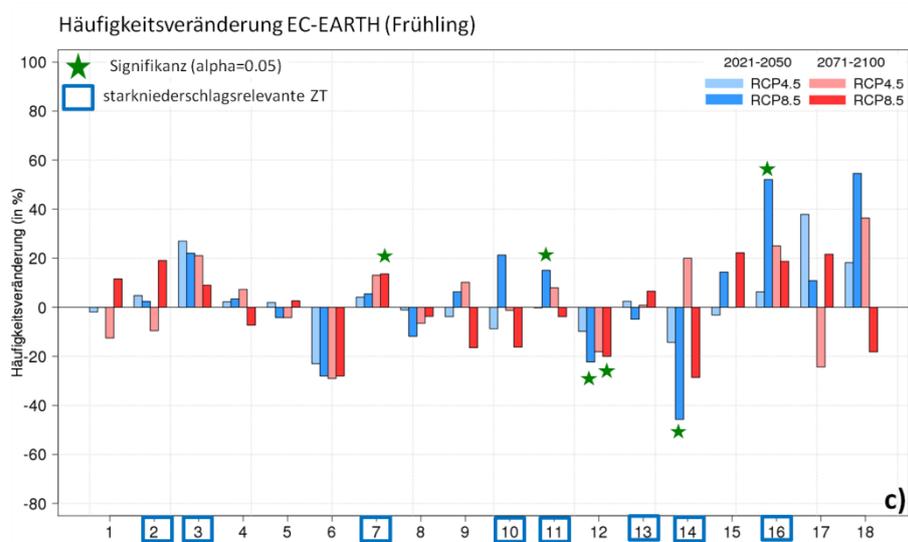
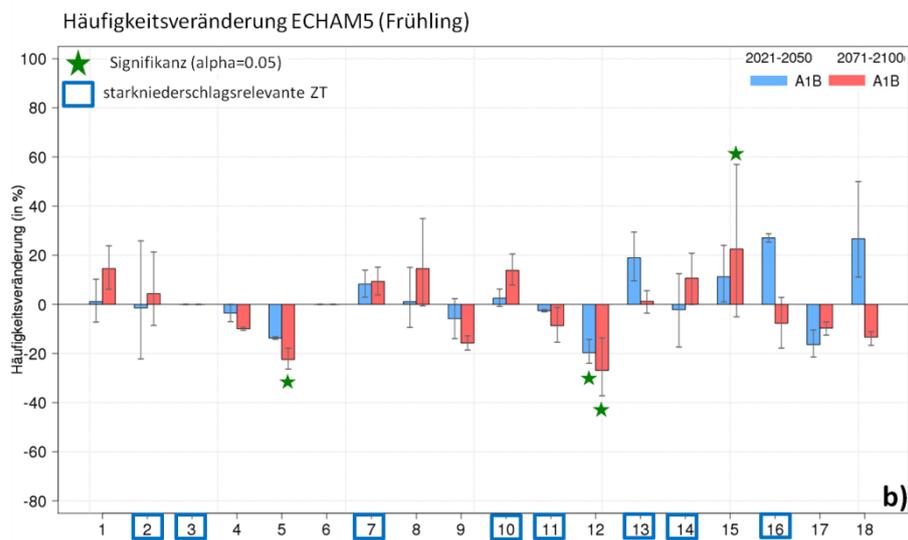
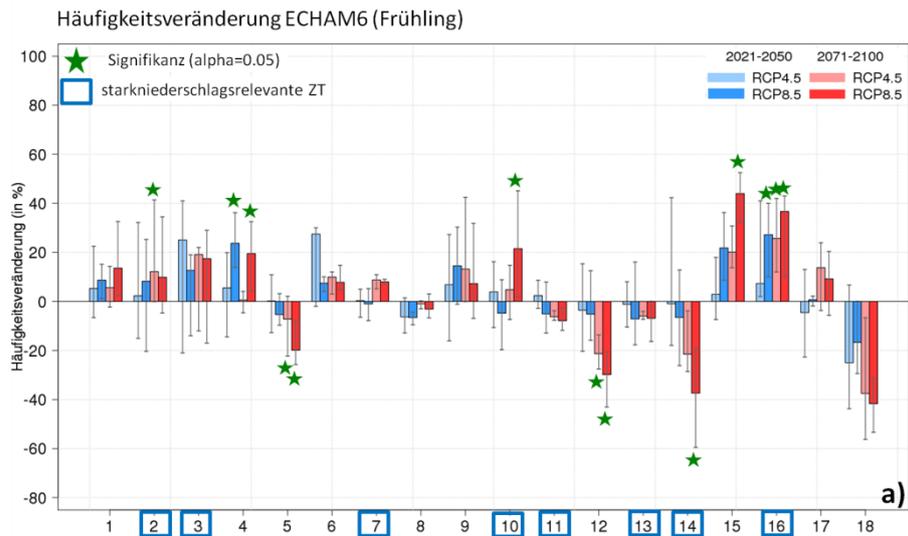


Abb. A9: Prozentuale Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen im Frühjahr für die Klimamodelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) zwischen den Projektionszeiträumen (2021–2050 und 2071–2100) und dem Kontrollzeitraum (1971–2000). Bei mehreren Realisationen sind das Ensemble-Mittel und die Spannweite aufgetragen.

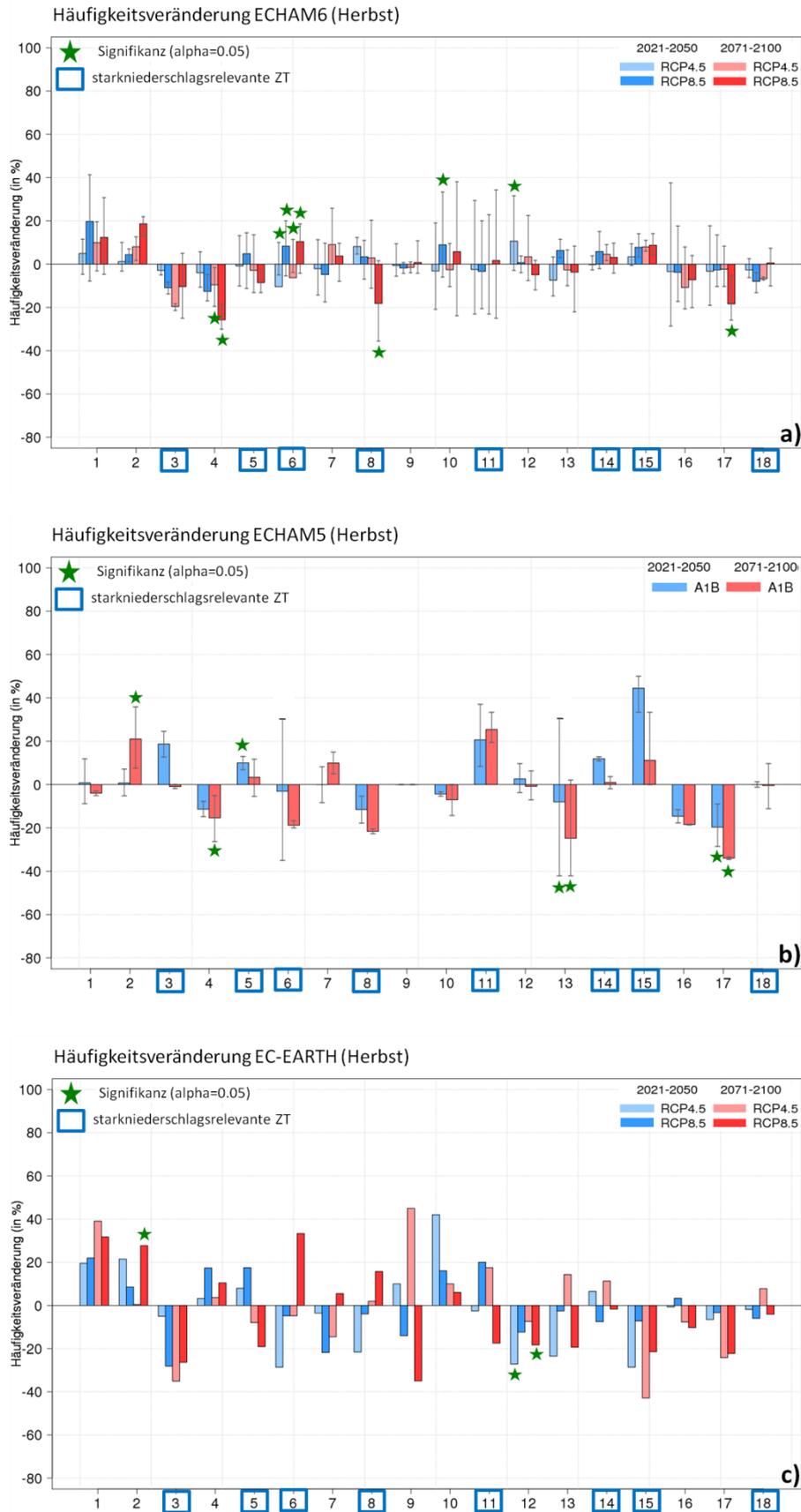


Abb. A10: Prozentuale Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen im Herbst für die Klimamodelle ECHAM6 (a), ECHAM5 (b) und EC-EARTH (c) zwischen den Projektionszeiträumen (2021–2050 und 2071–2100) und dem Referenzzeitraum (1971–2000). Bei mehreren Realisationen sind das Ensemble-Mittel und die Spannweite aufgetragen.

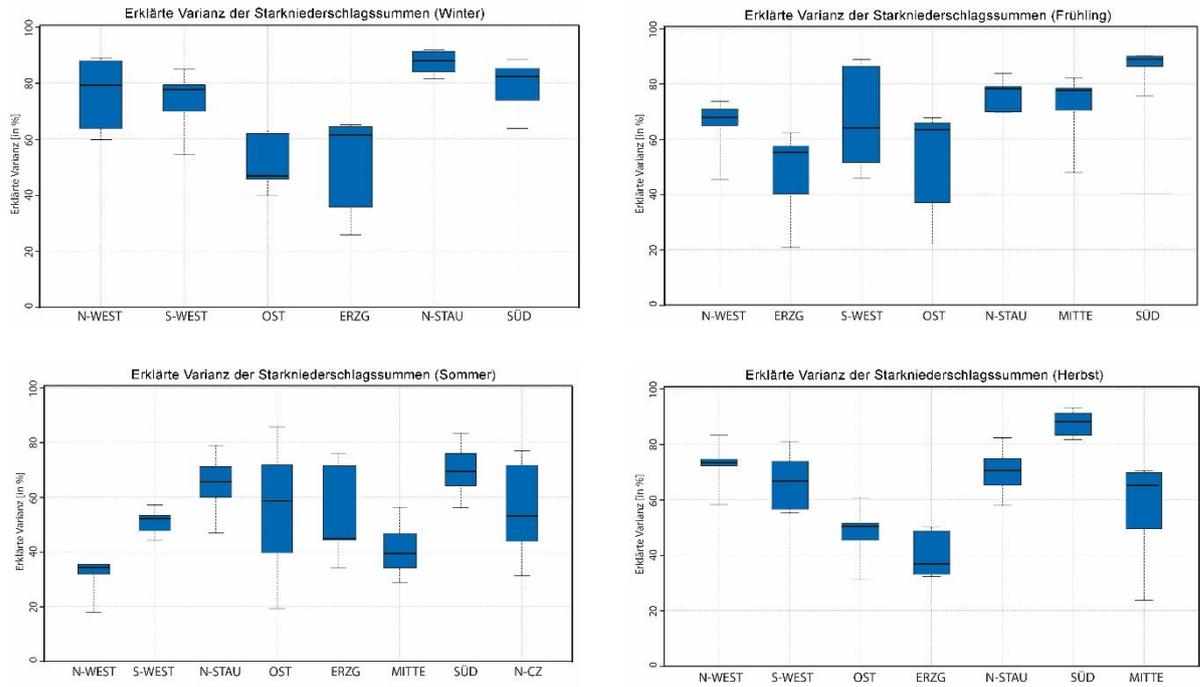


Abb. A11: Erklärte Varianzen der beobachteten Starkniederschlagssummen durch modellierte Regressionszeitreihen mit fünf Kalibrierungs- und Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.

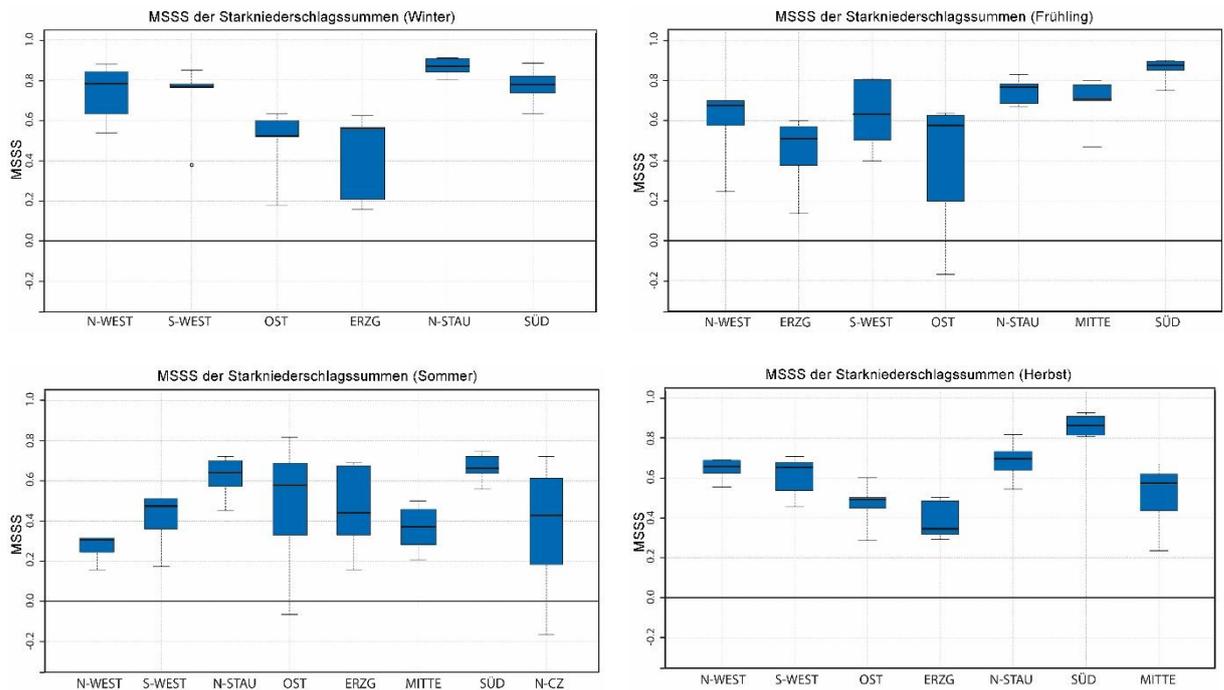


Abb. A12: Mean-Squared-Skill-Score (MSSS) der beobachteten Starkniederschlagssummen durch modellierte Regressionszeitreihen mit fünf Kalibrierungs- und Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.

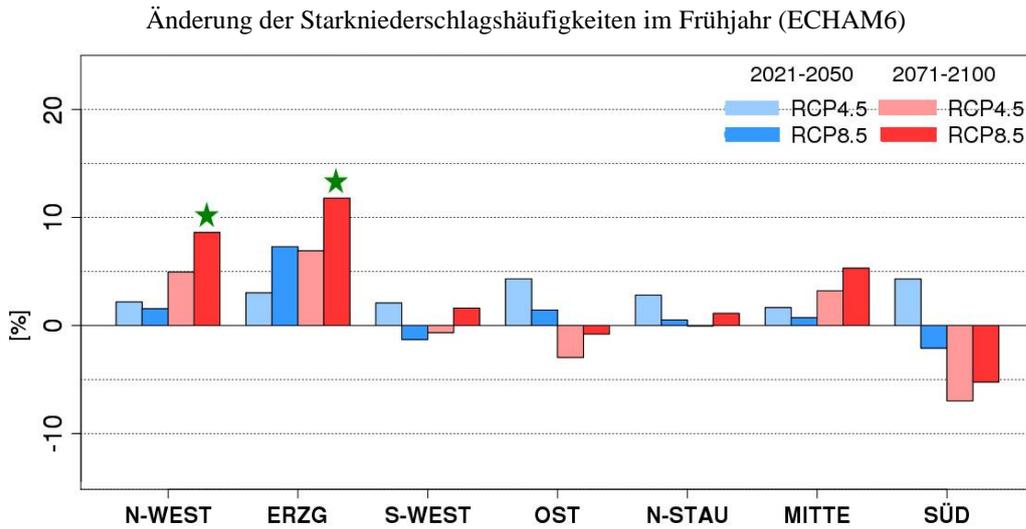


Abb. A13: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Frühjahr aus der **Regressionsanalyse**. Die Abschätzungen basieren auf dem Ensemble-Mittel der drei Realisationen aus ECHAM6. Signifikante Änderungen sind symbolisch gekennzeichnet.

Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Frühjahr (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)

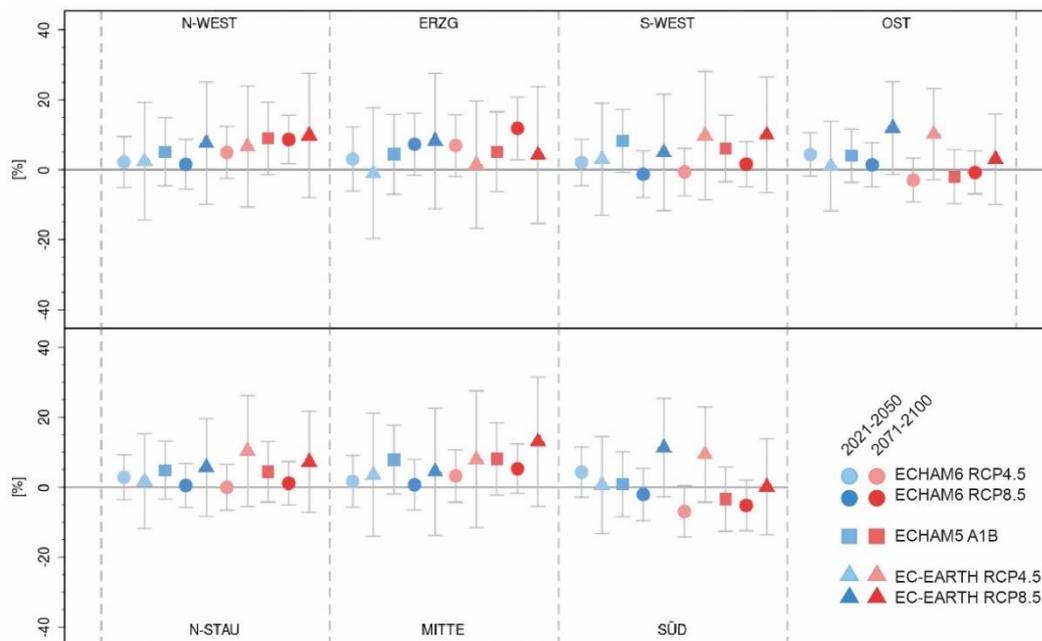


Abb. A14: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Frühjahr inklusive 95%-Konfidenzintervalle aus der **Regressionsanalyse**. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

### Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Herbst (ECHAM6)

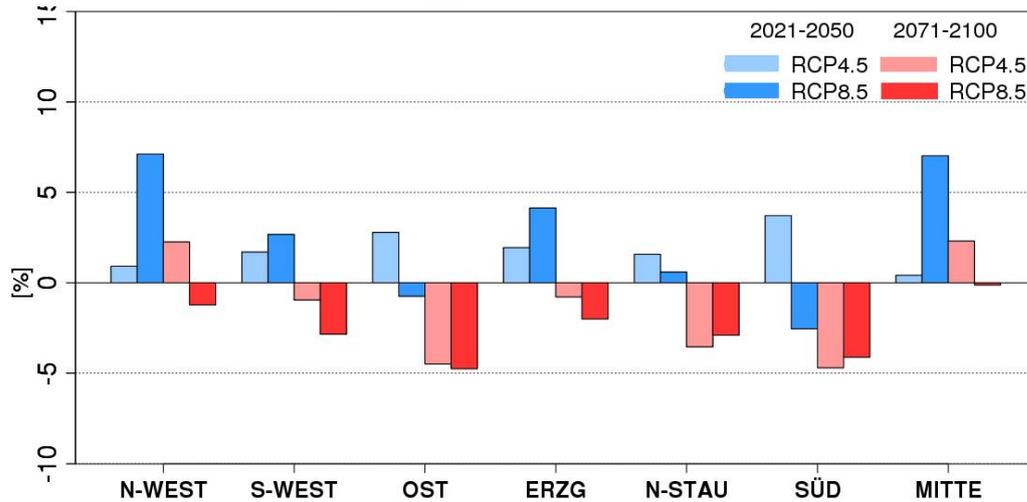


Abb. A15: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Herbst aus der **Regressionsanalyse**. Die Abschätzungen basieren auf dem Ensemble-Mittel der drei Realisationen aus ECHAM6. Signifikante Änderungen sind symbolisch gekennzeichnet.

### Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Herbst (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)

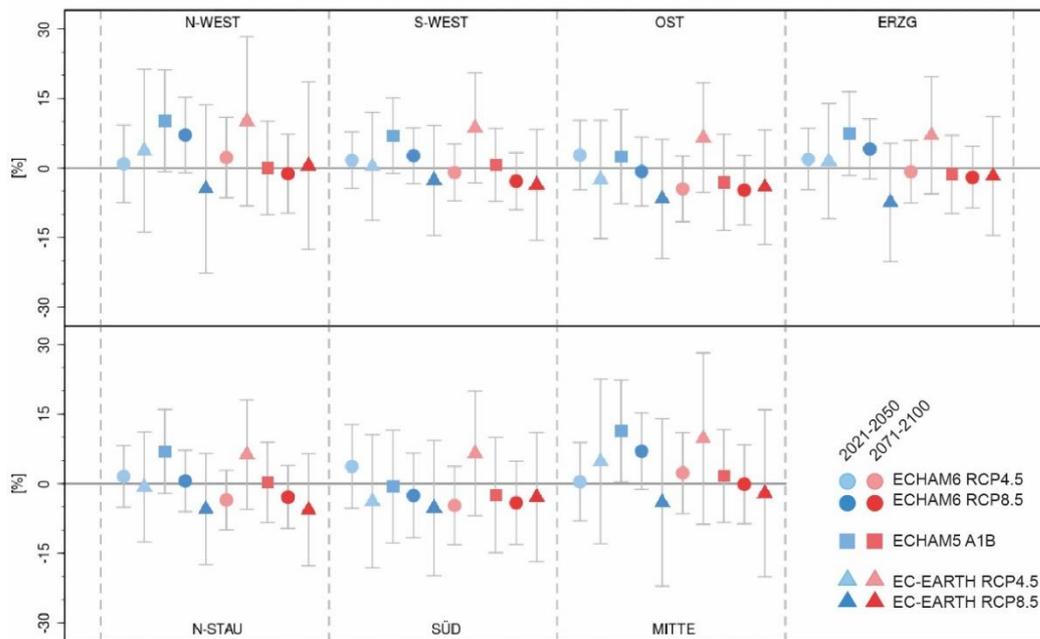
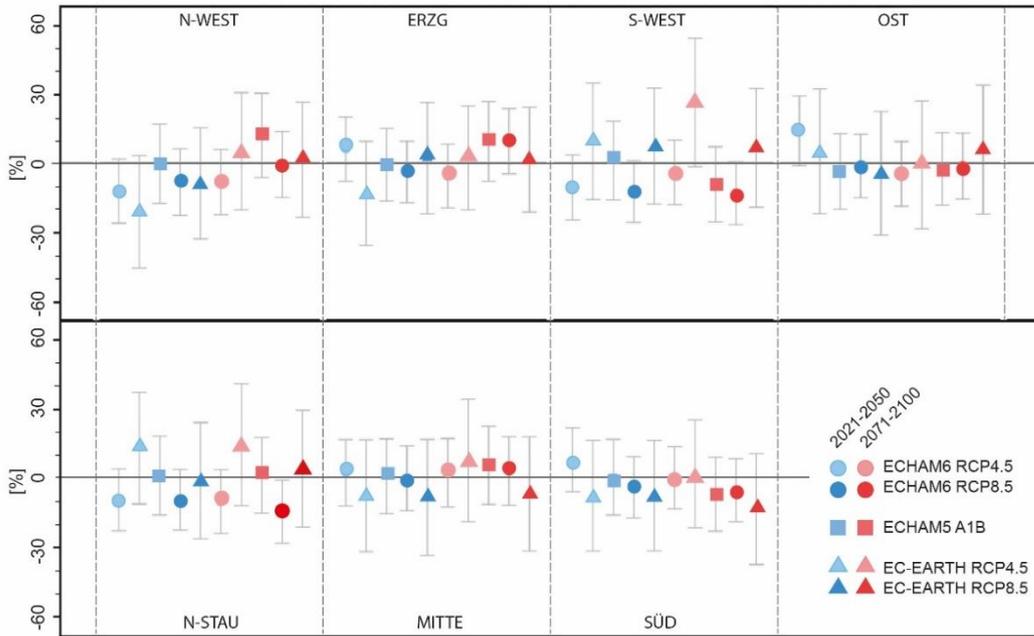


Abb. A16: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 im Herbst inklusive 95%-Konfidenzintervalle aus der **Regressionsanalyse**. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Frühjahr (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)



Änderung der Starkniederschlagshäufigkeiten im Herbst (ECHAM6, EC-EARTH, ECHAM5)

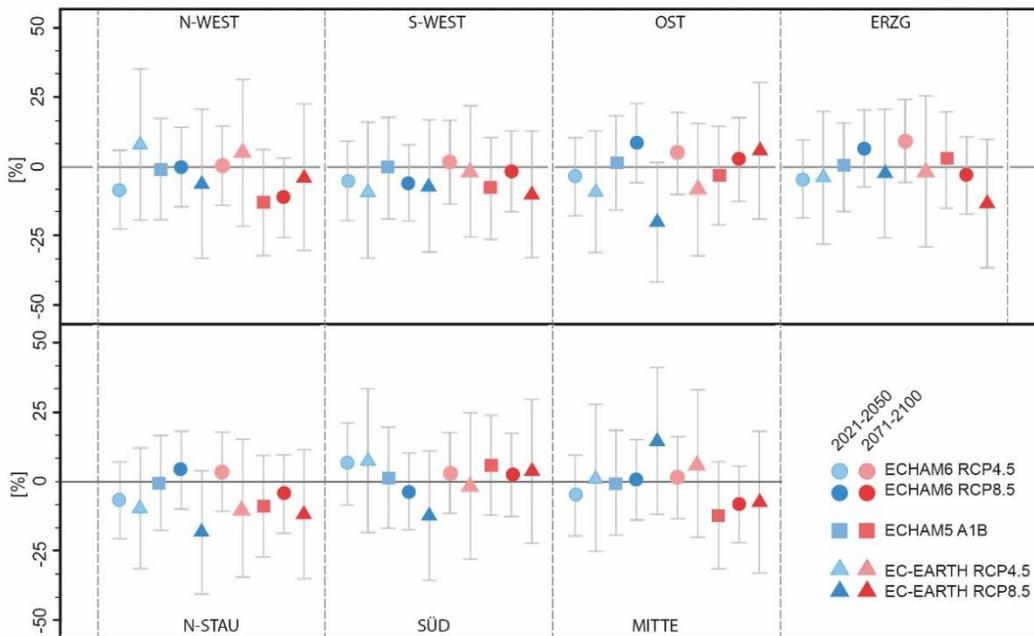


Abb. A17: Prozentuale Änderungen der regionalen  $P95_{fre}$  in den Projektionszeiträumen 2021–2050 und 2071–2100 gegenüber 1971–2000 inklusive 95%-Konfidenzintervalle aus der **Analogmethode** für Frühjahr und Herbst. Die Abschätzungen basieren auf dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

## **Danksagung**

Einen herzlichen Dank möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. Jucundus Jacobeit sagen, der mich während meiner Promotion stets unterstützt hat und mir mit seinem herausragenden fachlichen Wissen ein großes Vorbild ist.

Ein großer Dank gilt zudem meiner Familie, insbesondere meiner lieben Frau Maria, die auch in den schwierigsten Phasen der Promotion immer ein gutes Wort für mich übrighatte.