



WETRAX

Großflächige Starkniederschläge
im Klimawandel

ABSCHLUSSBERICHT

JUNI 2015

Mitwirkende in der Projektdurchführung von WETRAX

PD Dr. Christoph Beck (Universität Augsburg)

Mag. Barbara Chimani (ZAMG)

Dipl. Ing. Manfred Ganekind (ZAMG)

Dipl.-Geogr. Markus Homann (Universität Augsburg)

Mag. Michael Hofstätter (ZAMG)

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit (Universität Augsburg)

Mag. Annemarie Lexer (ZAMG)

PD Dr. Andreas Philipp (Universität Augsburg)



**Wir danken den Auftraggebern für die gute Zusammenarbeit
und im Speziellen für die Finanzierung dieses Vorhabens:**

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft

Sektion IV - Wasserwirtschaft

Bundesanstalt für Gewässerkunde

Referat 2 – Wasserhaushalt, Vorhersagen und Prognosen

Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz

Referat 54 - Monitoring, Wasserhaushalt und Warndienste

8 - 0 0 3 5 2 6 9

vertreten durch

Bayerisches Landesamt für Umwelt

Referat 81 – Klimawandel und Wasserhaushalt

Vielen Dank dem Deutschen Wetterdienst (Abteilung für Hydrometeorologie) der das Vorhaben mit seiner Expertise fachlich begleitet und beraten hat.

PROJEKTKONSORTIUM



Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Verbraucherschutz



Bayerisches Landesamt für
Umwelt



Zitierweise:

Hofstätter M., Jacobeit J., Homann M., Lexer A., Chimani B., Philipp A., Beck C. und
M. Ganekind, 2015. WETRAX – Weather Patterns, Cyclone Tracks and related
Precipitation Extremes. Großflächige Starkniederschläge im Klimawandel
in Mitteleuropa. Projektendbericht. Geographica Augustana 19.

ISBN: 3-923273-96-6; ISSN: 1862-8680;

ÜBERSICHT ANHÄNGE

Anhang zu Kapitel	Kapitelinhalt
2	Teilbericht zur Erstellung des WETRAX Niederschlagsdatensatzes
2.2 – 2.3	Regionalisierung Niederschlag Rezente Niederschlagstrends und –variabilität
3.1	Zirkulationstypen: Variabilitätsmodi in den globalen Klimamodellen
3.2 – 3.3	Methode Zirkulationstypen (SANDRA) Starkniederschlagsrelevanz
3.4 – 3.7	Zirkulationstypen: Auswertungen, Niederschlagsanalyse Klimazukunft und Unsicherheiten
4.2	Zeitliche Entwicklung der Zugbahnhäufigkeiten
4.6 – 4.9	Zugbahnen: Niederschlagsanalyse Klimazukunft und Unsicherheiten

Sämtliche Anhänge werden über die WETRAX Projektseite als Download zur Verfügung gestellt.

<https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/forschung/klima/zeitliche-klimaanalyse/wetrax>

INHALTSVERZEICHNIS

ÜBERSICHT ANHÄNGE.....	4
INHALTSVERZEICHNIS	5
KURZZUSAMMENFASSUNG.....	7
DATENGRUNDLAGE	17
1 PROJEKT WETRAX.....	21
1.1 MOTIVATION.....	21
1.2 INNOVATIONSGEHALT.....	22
1.3 PROJEKTKONSORTIUM.....	23
2 NIEDERSCHLAGSDATENSATZ.....	25
2.1 ERSTELLUNG DER WETRAX NIEDERSCHLAGSFELDER (ZAMG).....	26
2.2 REGIONALISIERUNG (UNIVERSITÄT AUGSBURG).....	31
2.3 REZENTE VARIABILITÄT UND TRENDS DER STARKEN GEBIETSNIEDERSCHLÄGE 1951-2006	33
3 ZIRKULATIONSTYPEN (UNIVERSITÄT AUGSBURG).....	35
3.1 VARIABILITÄTSMODI IN DEN GLOBALEN KLIMAMODELLEN	35
3.2 SANDRA KLASSIFIKATION	37
3.3 STARKNIEDERSCHLAGSRELEVANZ DER ZIRKULATIONSTYPEN	39
3.4 HÄUFIGKEITSÄNDERUNGEN DER ZIRKULATIONSTYPEN	55
3.5 NIEDERSCHLAGSÄNDERUNG ZUKUNFT	65
3.6 TAGESBEZOGENE ABSCHÄTZUNGEN AUF BASIS DER ANALOGMETHODE	74
3.7 UNSICHERHEITEN (AP3).....	80
4 ZUGBAHNEN VON TIEFDRUCKGEBIETEN (ZAMG).....	85
4.1 BESTIMMUNG UND KLASSIFIKATION DER ZUGBAHNEN	85
4.2 KLIMATOLOGIE DER ZUGBAHNEN.....	93
4.3 ZUGBAHNTYPEN IN DEN GLOBALEN KLIMAMODELLEN	101
4.4 STARKNIEDERSCHLAGSRELEVANZ VON ZUGBAHNTYPEN	103
4.5 ÄNDERUNG DER HÄUFIGKEIT VON ZUGBAHNEN.....	117
4.6 NIEDERSCHLAGSMODELLIERUNG ZUGBAHNEN.....	123
4.7 VERÄNDERUNG DER STARKNIEDERSCHLÄGE IN DER ZUKUNFT (AUSWERTESTRANG A, B).....	157
4.8 SPEZIALAUSWERTUNG: VB-ZUGBAHN (AUSWERTESTRANG C)	172
4.9 UNSICHERHEITEN (AP4).....	191
5 SYNTHESE	201
5.1 ZUSAMMENFASSUNG	201
5.2 ERGEBNISVERGLEICH ZWISCHEN ZIRKULATIONSTYP- UND ZUGBAHNANALYSE	211
5.3 VERGLEICH ZIRKULATIONSTYPEN UND ZUGBAHNEN	220
5.4 ZUGBAHNENKATALOG	233

KURZZUSAMMENFASSUNG

0 Motivation

0a – Warum wurde diese Untersuchung gemacht?

Mitteleuropa war in den letzten zwanzig Jahren mehrmals von außergewöhnlichen Starkniederschlagsereignissen betroffen, von denen einige zu herausragenden Hochwasserereignissen geführt haben, wie im Juli 1997 an der Oder, im Mai 1999 an der Donau, im August 2002 an Elbe und Donau oder großräumig im Mai/Juni 2010 und 2013. Im Zuge des globalen Klimawandels stellt sich nun die Frage, ob es zukünftig durch Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation und/oder durch die Zunahme der Lufttemperatur und -feuchtigkeit zu einem veränderten Risiko für derartige Starkniederschlagsereignisse kommt.

1 Inhalt der Untersuchung

1a – Inhalt und Ziele des Vorhabens

Die vorliegende Studie befasst sich mit der Veränderung von großräumigen Starkniederschlagsereignissen im Klimawandel für den Zeitraum von 1951 bis 2100. Das Untersuchungsgebiet umfasst Süddeutschland, Österreich und angrenzende Teile der Schweiz sowie Tschechiens. Als innovativer Ansatz wurden starkniederschlagsrelevante Muster der atmosphärischen Zirkulation parallel nach zwei verschiedenen Vorgehensweisen bestimmt und ausgewertet. Diese Muster umfassen einerseits großräumige Zirkulationstypen („Wetterlagen“) und andererseits Zugbahnen von Tiefdruckgebieten. Die Erkenntnisse sollen helfen, hochwasserrelevante Niederschlagsereignisse hinsichtlich der großräumigen atmosphärischen Vorgänge identifizieren und besser verstehen zu können und Entscheidungsträger im Hochwassermanagement mit belastbaren Fakten in der Entwicklung von Klimawandelanpassungsstrategien zu unterstützen.

1b – Sind kleinräumige (konvektive) Starkniederschlagsereignisse in dieser Untersuchung berücksichtigt?

Kleinräumige, konvektive Niederschläge, die nur in Einzelfällen substantiell zu extremen Niederschlägen in einer gesamten Region beitragen, werden in dieser Arbeit nicht thematisiert. Somit ist kein Rückschluss auf die gesamte Änderung der Niederschlagscharakteristik möglich.

1c – Wie kann mit der erarbeiteten Methodik die Hochwasservorhersage unterstützt werden?

Durch die quantitative Bestimmung der Starkniederschlagsrelevanz von Zugbahnen von Tiefdruckgebieten und von großräumigen Zirkulationstypen über Europa kann die Hochwasservorhersage qualitativ unterstützt werden, da die neu gewonnenen Erkenntnisse zu einem besseren Verständnis der hydro-meteorologischen Zusammenhänge beitragen.

1d – Ist eine direkte Aussage über die zukünftige Entwicklung von Hochwassern möglich?

Aus den Ergebnissen kann keine direkte Aussage über Hochwasser abgeleitet werden. Jedoch lässt sich aus den erzielten Resultaten eine konkrete Aussage über das potentielle Risiko von Hochwassern ableiten.

2 Starkniederschlagsrelevante Zugbahnen und Zirkulationstypen

2a – Welche atmosphärischen Zirkulationstypen (ZT) sowie Zugbahnen von Tiefdruckgebieten (ZB) sind starkniederschlagsrelevant (snr)?

Tiefdruckgebiete im Bodendruckfeld, welche im Bereich der Alpensüdseite entstehen und dann über den Alpenostrand nach Mitteleuropa ziehen (Vb-Zugbahn), weisen mit Abstand die größte Starkniederschlagsrelevanz auf. Besonders häufig sind diese in höheren Luftschichten mit einem sogenannten „Cut-Off“ Tief über dem Alpenraum oder Mitteleuropa verbunden. Als „cut-off-low“ wird ein Tiefdruckgebiet bezeichnet, welches eine kreisförmige Struktur aufweist und sich von der Polarfront abgelöst hat. Dieses meist stationäre Höhentief trägt wesentlich zu der langen Dauer der Niederschlagsereignisse bei. Ein zweites Muster mit hoher Starkniederschlagsrelevanz ist eine zonale Wetterlage mit einem starken Bodentief über Mitteleuropa.

Unter den großräumigen Zirkulationstypen (ZT) erweisen sich insbesondere die bereits erwähnten „Cut-Off“ Tiefs in unterschiedlichen Positionen als starkniederschlagsrelevant. Daneben sind südöstlich gerichtete Ausweitungen des subpolaren Tiefdrucks, zonale Zirkulationsmuster („Westwetterlagen“, v.a. für die nördlich und westlich gelegenen Regionen), meridionale Tröge (v.a. für Gebiete südlich des Alpenhauptkamms) sowie Zirkulationsmuster mit nordwestlicher Anströmung (v.a. für den Nordrand der Alpen) von Bedeutung.

2b – Gibt es dabei räumliche und jahreszeitliche Unterschiede?

Vb Zugbahnen sind vor allem im Sommerhalbjahr (Mai-Oktober) in den Einzugsgebieten von Donau, Oder und Elbe relevant. Im Winterhalbjahr (November-April) nimmt diese Zugbahn eine spezielle Rolle in den Regionen im Bereich des Alpenostrandes ein. Zugbahnen des Typs TRZ oder Atlantik sind vorwiegend für die Flüsse Rhein, Ems und Weser von Bedeutung, dabei gibt es keine jahreszeitlichen Unterschiede.

Bei den snr ZT treten „Cut-Off“ Tiefs in allen Jahreszeiten mit Ausnahme des Herbsts besonders hervor. Die südöstlich gerichtete Ausweitung des subpolaren Tiefdrucks ist v.a. im Frühjahr vertreten, während die (für unterschiedliche Regionen relevanten) zonalen, meridionalen und gemischten Zirkulationsmuster v.a. im Herbst und Winter festzustellen sind.

2c – Welche ZT/ZB sind für die stärksten 20 Niederschlagsereignisse verantwortlich?

Je nach Region unterscheiden sich die Termine der größten 2-tägigen Niederschlagsereignisse der letzten 50 Jahre. Grundsätzlich waren dabei in den nordwestlichen Regionen hauptsächlich Tiefdruckgebiete des Zugbahntyps ATL und TRZ sowie in den südöstlichen Regionen solche des Typs Vb, X-S oder X-N verantwortlich.

Von den snr ZT sind – je nach Region – „Cut-Off“ Tiefs, zonale Muster, meridionale Tröge sowie Zirkulationsmuster mit Nordwest-Anströmung vertreten.

2d – Wie sind in diesem Zusammenhang die Ereignisse von 1997, 1999, 2002, 2005, 2013 einzuordnen?

Die fünf größten Niederschlagsereignisse Mitteleuropas (36h-Summe, Mittel über alle Gebiete, absteigende Reihenfolge) im Zeitraum von 1961 bis 2002 sind: 12. August 2002; 19. Juli 1981; 6. August 1985; 8. August 1978; 8. Juli 1996. Bei all diesen Ereignissen ist im Bodenluftdruckfeld ein starkes Vb-Tief zu beobachten gewesen. Andere Ereignisse wie in 1997, 1999 oder 2005 führten regional zu sehr großen Hochwassern, bedingt durch andere hydrologisch-meteorologisch relevante Rahmenbedingungen. Das Ereignis von 2013 ist als eines der größten der letzten 120 Jahre einzuordnen (Blöschl et al., 2013a) und wurde durch ein „Cut-Off“ Tief über Mitteleuropa ausgelöst, welches im Bodenniveau von mehreren, aufeinander folgenden Bodentiefs begleitet wurden. Diese entstanden im westlichen Mittelmeerraum und über dem Balkan (Grams et al., 2013). Von den snr ZT können diesen Ereignissen insbesondere „Cut-Off“ Tiefs, meridionale Tröge sowie südöstlich ausgeweitete Subpolartiefs zugeordnet werden.

3 Prozessverständnis von Vb Ereignissen

3a – Welche Erkenntnisse haben wir hinsichtlich der Vb-Zugbahn gewonnen?

Tiefdruckgebiete auf der Zugbahn Vb sind für die Entstehung von großen Hochwassern von größter Relevanz, obwohl sie sehr selten sind (im Mittel 5 Ereignisse pro Jahr für 1961-2002). Diese Relevanz betrifft im speziellen die Sommermonate und hängt vor allem von einer hohen Intensität der Bodentiefs, einer langen Verweildauer über Mitteleuropa und hohen Niederschlagsintensitäten ab. Viele der stärksten Vb-Tiefs sind im Sommerhalbjahr zu beobachten, dies trifft jedoch nicht auf alle anderen Zugbahntypen zu. Besonders kritisch in diesem Zusammenhang ist die Bodenfeuchte zum Beginn des Niederschlagsereignisses, somit kommt der Wiederholung von ähnlichen Wetterlagen eine spezielle Bedeutung zu.

3b – Gibt es ein „worst-case“ Starkniederschlagsszenario für Mitteleuropa?

Im Zuge dieser Untersuchung konnte analytisch gezeigt werden, dass die größte Wahrscheinlichkeit für ein starkes Niederschlagsereignis über Mitteleuropa dann besteht, wenn ein Tiefdruckgebiet in höheren Luftschichten stationär über dem Alpenraum liegt und das dazugehörige Bodentief entgegen dem Uhrzeigersinn von Oberitalien über den Alpenostrand hin zum Oberlauf der Elbe bzw. Oder zieht. Letzteres entspricht genau der vor über 100 Jahren von Van Bebber erstmalig aufgezeigten Vb-Zugbahn. Das Tiefdruckgebiet muss dazu ebenfalls stark ausgeprägt sein und die Atmosphäre ein hohes Temperatur- und Feuchteniveau aufweisen.

4 Beobachtete Veränderungen

4a – Gibt es Trends von starken Gebietsniederschlägen in der Beobachtungsperiode?

Für die letzten 60 Jahre zeigen sich die deutlichsten Veränderungen bezüglich des Niederschlagsverhaltens im Herbst: in fast allen Regionen (außer Nordosten Österreichs und Südosten Tschechiens) haben sowohl die Starkniederschlagshäufigkeit als auch die Starkniederschlagssummen signifikant zugenommen. Ansonsten treten erhebliche jahreszeitliche wie regionale Unterschiede auf, d.h. ohne einheitliche Tendenz sind neben Zunahmen auch Abnahmen und lediglich insignifikante Änderungen zu erkennen.

4b – Gibt es Trends von snr ZT/ZB in der Beobachtungsperiode?

In den letzten 60 Jahren hat sich die Auftrittshäufigkeit von starkniederschlagsrelevanten Zugbahnen nicht verändert. Davon ausgenommen sind Tiefdruckgebiete, die von Oberitalien in Richtung Südosten wandern (Typ X-S). Diese sind in den letzten 20 Jahren signifikant häufiger zu beobachten.

Auch bei den snr Zirkulationstypen (ZT) sind nur vereinzelt signifikante Änderungen zu beobachten, die sich aber durchaus in regionalen Starkniederschlagstrends widerspiegeln. Während im Winter und Frühjahr sowohl vereinzelt Abnahmen als auch Zunahmen auftreten, hat im Sommer ein selten auftretendes „Cut-Off“ Tief weiter abgenommen und im Herbst eine Zunahme bei zwei snr ZT stattgefunden, die v.a. für den Süden bzw. den westlichen Teil des Untersuchungsgebiets relevant sind.

5 Klimamodelle im Vergleich

5a – Können die verwendeten Klimamodelle die wichtigen ZT/ZB gut wiedergeben?

Für die Bestimmung der Güte der Klimamodelle spielt der Einfluss der räumlichen Auflösung der verwendeten globalen atmosphärischen Referenzdatensätze eine größere Rolle als die Wahl des Klimamodells. Im Vergleich mit ERA-40 zeigt sich, dass alle

Klimamodelle die Auftrittshäufigkeit der verschiedenen Zugbahntypen auf Jahresbasis gut wiedergeben können. Lediglich beim Typ X-S ist eine deutliche Unterschätzung, beim Typ Vb eine leichte Überschätzung der Auftrittshäufigkeit zu erkennen. Die saisonale Charakteristik wird grundsätzlich von allen Klimamodellen gut erfasst, die neueren Modelle ECHAM5 und EC-Earth weisen dabei eine besonders hohe Güte auf. Allerdings wird in allen untersuchten Klimamodellen die Häufigkeit von starken Vb-Tiefs im Hochsommer stark unterschätzt.

Die wesentlichen Grundzüge der bodennahen atmosphärischen Zirkulation im europäischen Bereich werden von den globalen Klimamodellen hinreichend gut wiedergegeben. Dies zeigt sich insbesondere an den bedeutenden Variabilitätsmodi des Luftdrucks im Meeresniveau, die hinsichtlich der räumlichen Muster, der zugehörigen Varianzklärungsanteile und etwaiger Saisonalität in allen Klimamodellen beobachtungsnah repräsentiert sind.

5b – Welche Unterschiede zeigen sich in der Güte des (statistisch) modellierten Niederschlages?

In der zirkulationstypenbasierten Untersuchung des Niederschlages wurde im Winter die höchste Modellgüte gefunden. Dies betrifft insbesondere die Regionen Süd, Nordstau, Nordwest und Südwest.

Bei der Validierung der Klimamodelle bezüglich der Zugbahnen basierender Analyse fällt sowohl bei Untersuchungen auf Jahresbasis als auch auf saisonaler Basis die überaus ähnliche regionale Charakteristik zwischen den einzelnen Realisationen der Klimamodelle ECHAM5 und ECHAM6 auf. Diese spiegelt sich nicht nur auf den beiden Druckniveaus (700 hPa und Meeresniveau) wider, sondern ist auch in der Betrachtung aller Zugbahnen gemeinsam sowie zugbahnspezifisch für Vb, X-N und ATL im Gesamtjahr zu beobachten. Einzelne Realisationen dürften mit einem tieferen Temperaturniveau und somit weniger Feuchte in der Atmosphäre rechnen, wodurch der Ereignisniederschlag stärker unterschätzt wird. Diese Unterschätzung betrifft alle Jahreszeiten (ausgenommen Winter). Diese Saison ist in der Niederschlagsanalyse mittels Zugbahnen jene mit der größten Unsicherheit. Der Frühling und der Herbst weisen die geringsten Abweichungen auf, wobei im Speziellen die auf der Grundlage des Klimamodells EC-Earth statistisch modellierten Niederschlagsmengen im Frühling deutlich unterschätzt werden.

Im Vergleich zu ECHAM5 und ECHAM6 verhält sich EC-Earth gänzlich anders und weist eine ganz eigene Modellcharakteristik auf. Damit wird die Vorgehensweise untermauert, sich bei der Analyse des Klimas nicht nur auf ein einziges Klimamodell zu verlassen!

Der Klimamodellbezogene BIAS (systematische Abweichung der berechneten Werte von einer Referenz) ist im Mittel über alle Regionen sehr klein (ECHAM5 0% bis +15%, ECHAM6 0% bis +10%, EC-Earth 0%), betrachtet man jedoch einzelne Regionen, so fallen in bestimmten Jahreszeiten (vor allem im Sommer und Winter) große positive oder negative Abweichungen auf!

6 Veränderungen in der Klimazukunft

6a – Ändert sich die Auftrittshäufigkeit der snr ZT/ZB in der Klimazukunft?

In der Klimazukunft zeigt sich ein signifikanter Rückgang von -20% in der Anzahl der gefundenen Zugbahnen über Europa. Dieser kommt vor allem aus dem Sommerhalbjahr und weist nur eine geringe Abhängigkeit von der Intensität der Tiefdruckgebiete auf. Der Rückgang gilt in gleichem Maße für die starkniederschlagsrelevanten Typen Vb und ATL, jedoch nicht für die beiden snr Typen X-N und X-S. Für letztere lassen sich aufgrund der Bandbreite der Klimaänderungssignale keine klaren Aussagen über die zukünftigen Veränderungen der Auftrittshäufigkeit ableiten.

Bei den ZT lässt sich im Winter eine Zunahme starkniederschlagsrelevanter zonaler Zirkulationsmuster feststellen, während im Sommer gleichbleibende oder abnehmende Häufigkeiten von snr ZT zu verzeichnen sind. Die geringste Anzahl signifikanter Änderungen ergibt sich im Herbst.

6b – Wie ändern sich die Starkniederschlagsmengen und –häufigkeiten in der Klimazukunft?

Ein Blick über alle Regionen zeigt allgemein eine Zunahme in der Niederschlagsmenge der Starkniederschlagsereignisse. Auf Jahresbasis lässt sich nur für die auf dem 700hPa Niveau analysierten Zugbahnen eine robuste Zunahme in der Niederschlagsmenge von 2021 bis 2050 um +7% bis +9% und von 2071 bis 2100 um +12% feststellen. Auf saisonaler Basis sind die Änderungen deutlich weniger signifikant, wobei jedoch der Sommer mit einer starken Abnahme der Niederschlagsmenge von 2071 bis 2100 für beide Druckniveaus von -10% bis -23% markant hervortritt!

Auf der Grundlage veränderter ZT-Auftrittshäufigkeiten ergeben sich überwiegend ähnliche Änderungen bei Starkniederschlagshäufigkeiten und Starkniederschlagssummen, d.h. die Intensität der regionalen Starkniederschläge bleibt im Mittel annähernd gleich; nur in wenigen Fällen zeigt sich eine Zunahme um etwa +5%. Unter den regionsspezifisch starkniederschlagsrelevanten ZT lässt sich allerdings teilweise eine generelle Niederschlagszunahme in Abhängigkeit von verstärkter Hebung und größerer Luftfeuchtigkeit in der Zukunft feststellen. Diese (statistisch allerdings nicht hinreichend robuste) Zunahme bewegt sich meist zwischen +5% und +12%. Am häufigsten finden sich diese Zunahmen im Sommer, während der Herbst kaum davon betroffen ist. In den übrigen Jahreszeiten trifft dies auf ein Viertel bis knapp der Hälfte aller Fälle zu.

Eine spezielle Auswertung der Vb-Zugbahnen weist auf größere Veränderungen der Starkniederschlagsmengen für diese Ereignisse hin.

6c – Welche Flussgebiete in Mitteleuropa sind besonders betroffen und in welcher Jahreszeit?

Beschränkt man nun die Betrachtung der Änderungen in den Starkniederschlagsereignissen auf Flusseinzugsgebiete, so sind im Frühling in beiden betrachteten Auswer-

tungsperioden (von 2021 bis 2050, von 2071 bis 2100) vor allem jene der Donau und Elbe betroffen (+16%). Im Sommer treten die stärksten und robustesten Änderungen in den Starkniederschlagsmengen für die Einzugsgebiete des Rheins, der Elbe, der Donau, des Inn, der Salzach und der Mur auf (-4% bis -32%). Diese jedoch erst von 2071 bis 2100. Davor zeigen sich in den betrachteten Klimamodellen keine robusten Änderungen.

6d – Gibt es einen direkten Zusammenhang zwischen der Änderung der Auftrittshäufigkeit (ZB/ZT) und der Änderung der Niederschlagsmenge?

Eine hohe Auftrittshäufigkeit von starkniederschlagsrelevanten Zugbahnen und Zirkulationstypen ist naturgemäß mit einer größeren Anzahl von Niederschlagsereignissen verbunden. Die Niederschlagsmenge hängt davon aber nicht zwingend ab, während Änderungen in der Intensität der relevanten Tiefs, der Stationarität oder der verfügbaren atmosphärischen Feuchte eine wesentlich wichtigere Rolle für die Änderung der Mengen spielen.

7 Unsicherheiten, offene Fragen

7a – Stärken und Schwächen in der Untersuchung (Limitierung)

Schwächen:

- Annahme der Stationarität der aus der Vergangenheit abgeleiteten statistischen Modelle über die Zeit.
- Schwäche der globalen Klimamodelle in der Simulation der Verweildauer eines Tiefs über Mitteleuropa.
- Keine Berücksichtigung von konvektiven und advektiven Prozessen sowie von orographischer Verstärkung in der Niederschlagsmodellierung.
- Keine Berücksichtigung der Abfolge von ähnlichen Zirkulationsmustern hinsichtlich Niederschlag und Bodenfeuchte.

Stärken:

- Erstmalige Kombination zweier grundlegend unterschiedlicher, methodischer Ansätze zur Beantwortung einer gemeinsamen Fragestellung.
- Berücksichtigung von Gebieten mit ähnlicher Niederschlagsvariabilität.
- Unterscheidung von Zugbahntypen mit unterschiedlicher Niederschlagsrelevanz.
- Identifikation und Berücksichtigung von snr Zirkulationsmustern über Europa.

7b – Wie robust sind die Klimaänderungssignale?

Im Vergleich der beiden methodischen Ansätze (Zugbahnen u. Zirkulationstypen) sind die Ergebnisse speziell im Sommer sehr konsistent und robust. Sie indizieren einen generellen Rückgang bei großflächigen Starkniederschlägen, der allerdings nicht auf kleinräumige Konvektiv-Ereignisse übertragen werden kann und auch gegensätzliche Entwicklungen in besonderen Fällen nicht ausschließt. Beispielsweise zeigt sich bei alleiniger Betrachtung des Zugbahntyps Vb eine Zunahme der Starkniederschlagsmengen. Dies widerspricht jedoch nicht der generellen Abnahme, da einerseits Vb-Ereignisse

sehr selten sind und andererseits in den besonders hohen Perzentilen überproportional stark vertreten sind. Damit wirkt sich die Zunahme im Fall von Vb-Ereignissen nicht erkennbar auf die Veränderung der moderaten Extrema (95%-Perzentil) – bei Betrachtung der Gesamtheit aller Zugbahnen – aus.

7c – Gibt es einen erkennbaren Mehrwert der aktuellen Klimamodell-Generation (CMIP5) gegenüber der Vorgängergeneration (CMIP3)?

Das Klimamodell ECHAM6 zeigt teilweise eine stärkere Übereinstimmung der Ergebnisse im Vergleich der einzelnen Modellläufe zueinander als ECHAM5. Generell weisen die Klimamodelle EC-Earth und ECHAM6 (CMIP5) in der statistischen Modellierung des Niederschlages im Mittel einen geringeren BIAS auf als das Modell ECHAM5 (CMIP3). In der Abbildung der Zugbahnen und Zirkulationstypen selbst zeigen sich keine eindeutigen oder systematischen Unterschiede zwischen den Modellgenerationen, prinzipiell bringt jedoch die höhere räumliche Auflösung der neuen Modellgeneration Vorteile.

7d – Welche Fragen sind über WETRAX hinaus relevant?

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen konnten nicht alle Fragestellungen beantwortet werden. Zudem ergeben sich aufgrund der vorliegenden Ergebnisse neue Fragestellungen:

- 1) Betrachtung der Instationaritäten in den Beziehungen zwischen großräumigen Prozessen und lokalen Auswirkungen.
- 2) Berücksichtigung der Abfolge von Ereignissen, Berücksichtigung von konvektiven und advektiven Prozessen.
- 3) Erweiterung des Untersuchungsgebietes auf Osteuropa insbesondere hinsichtlich der aufgezeigten Zunahme der Zugbahn X-S.
- 4) Untersuchung der Persistenz der relevanten Zirkulationsmuster hinsichtlich der Andauer von Niederschlagsereignissen.
- 5) Stärkere Berücksichtigung von typinternen Charakteristika (z.B. Intensität von Tiefdruckgebieten, Verlagerungsgeschwindigkeit, Luftfeuchte).
- 6) Analytische Zusammenführung der unterschiedlichen Methodik (z.B. Zugbahnen als Kovariaten der Zirkulationsklassifikation).
- 7) Wie extrem könnten Niederschlagsereignisse werden – bezüglich Analysen von sehr langen Zeiträumen – gibt es nach oben eine Grenze oder nicht?
- 8) Bessere Extremwertstatistik bei substanziell längeren Analyse-Zeiträumen.
- 9) Verschiebung der Jahreszeiten im Zuge des Klimawandels.
- 10) Erweiterung der Problematik auf Niedrigwassersituationen, nicht nur von Starkniederschlägen und Hochwasser.
- 11) Wie verändern sich die Ergebnisse der ZT und ZB sowie der statistischen Niederschlagsmodellierung bei der Verwendung regionaler Klimamodelle?
- 12) Sind die Ergebnisse der statistischen Niederschlagsmodellierung konsistent mit den Niederschlagssimulationen der regionalen Klimamodelle?
- 13) Wie können die ZT- bzw. ZB-Analysen die hydrologische Klimafolgenforschung zukünftig verbessern?

Abkürzungsverzeichnis der Kurzzusammenfassung

ATL	Zugbahntyp Atlantik: Vom Atlantik über West- und Nordwesteuropa nach Mitteleuropa ziehend.
CMIP3	Klimamodelle und –simulationen der Phase 3 des “Coupled Model Intercomparison Project” als Basis für den vierten Sachstandsbericht des IPCC (2007)
CMIP5	Klimamodelle und –simulationen der Phase 5 des “Coupled Model Intercomparison Project” als Basis für den fünften Sachstandsbericht des IPCC (2014)
Cut Off Tief	Ein Tiefdruckgebiet der höheren Luftschichten, welches sich aus der Polarfront ausgegliedert („abgelöst“) hat und meist eine kreisförmige Struktur aufweist.
snr	Starkniederschlagsrelevant: Als Starkniederschlag wurde jene Niederschlagsmenge festgelegt, welche im Mittel in 5% der Fälle erreicht oder überschritten wird (95.tes Perzentil). Umgekehrt weisen 95% aller Niederschlagsereignisse eine kleinere Niederschlagsmenge auf.
TRZ	Zugbahntyp TRZ: Tiefdruckgebiete welche erstmalig direkt über Mitteleuropa, im Bereich der „Track-Recognition-Zone“, detektiert werden und nicht dem Typen X-N, X-S oder Vb zuordenbar sind.
Vb	Zugbahntyp „fünf b“. Ein bodennahes Tiefdruckgebiet welches auf der Alpensüdseite entsteht und sich über den Alpenostrand hinweg in Richtung Polen verlagert.
X-N	Knapp südlich der Alpen entstehend und nordwärts ziehen (in den ersten 36 Stunden nach der erstmaligen Detektion). Im Unterschied zum Typ Vb erfolgt die Verlagerung nach Norden deutlich weiter östlich.
X-S	Knapp südlich der Alpen entstehend und südwärts ziehen (in den ersten 36 Stunden nach der erstmaligen Detektion).
ZB	Zugbahnen von Tiefdruckgebieten
ZT	Atmosphärische Zirkulationstypen

DATENGRUNDLAGE

(1) GLOBALE KLIMAMODELLE

Für das Projekt WETRAX wurde ein sogenannter „multi-model“ Ansatz bei der Wahl der verwendeten Klimamodelle gewählt. Bei diesem Ansatz stützen sich die Analysen auf die Simulationen mehrerer Modelle und Modellläufe („runs“). Damit können Unterschiede in der Entwicklung des Klimas durch (i) Unterschiede in der mathematisch-physikalischen Formulierung der Modelle oder (ii) durch zufällige Unterschiede im Verlauf des Klimas durch natürliche Variabilität besser erfasst werden. In der Folge kann dadurch die „Bandbreite“ der möglichen Klimaentwicklung aufgezeigt und robustere Aussagen getätigt werden. In Übereinstimmung mit den gegebenen zeitlichen Rahmenbedingungen und der Verfügbarkeit der Daten wurden die folgenden drei Modelle, Emissionsszenarien und Modellläufe („runs“) gewählt.

Tabelle: Im Projekt WETRAX verwendete globale Klimamodelle, Modellläufe, Szenarien und Zeitscheiben.

Zeitscheiben	IPCC	1971-2000	2021-2050; 2071-2100		
		Historisch	RCP 4.5	SRES A1B	RCP 8.5
ECHAM5	AR4	1 & 3	-	1 & 3	-
EC-Earth	AR5	1	1	-	1
ECHAM6	AR5	1-3	1-3	-	1-3

Auswahl der Emissions-Szenarien SRES (IPCC AR4) und RCP (IPCC AR5)

Annahmen über die zukünftige sozioökonomische Entwicklung bilden die Grundlage zur Entwicklung von Projektionen atmosphärischer Treibhausgas- und Aerosolkonzentrationen für die Klimazukunft. Diese wirken über den Strahlungsantrieb auf das Klimasystem und sind somit die wesentlichste Grundlage um mit Hilfe von globalen Klimamodellen Klimaprojektionen berechnen zu können. Während im letzten Sachstandsbericht des IPCC von 2007 sogenannte „SRES-Emissionsszenarien“ wie A2, B1 oder A1B verwendet wurden, werden diese im aktuellen Bericht von 2013 durch sogenannte „RCP-representative concentration pathways“ wie RCP6.0 oder RCP8.5 ersetzt.

Für die Modelle EC-Earth und ECHAM6 werden in diesem Projekt die Treibhausgaskonzentrationsszenarien RCP4.5 und RCP8.5 verwendet. Szenario RCP6.0 war für dieses Vorhaben nicht verfügbar. Für die ältere Modellgeneration ECHAM5 wurde ein mittelstarkes SRES-Szenario A1b verwendet. Der äquivalente Strahlungsantrieb die-

ses Szenarios liegt zwischen jenem von RCP6.0 und RCP8.5, steigt aber gegen Ende des Jahrhunderts nicht so stark an wie RCP8.5 sondern flacht ab (ähnlich RCP 6.0).

Details ECHAM5

Hinweis: Für ECHAM5 wurde, aufgrund der Erfahrung aus anderen Projekten, beschlossen, nur run 1 und 3 zu verwenden.

Datenersteller: Max Planck Institut für Meteorologie

Historische Läufe: IPCC-AR4 MPI-ECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40 20C3M_all run no.1 and run no.3

Zukunft: IPCC-AR4 MPI-ECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40 SRESA1B run no.1 and run no.3

Bezeichnung "C20C3M_all : anthropogenic plus natural" forcing (variable Solarkonstante + Effekt vulkanischer Aerosole)

Datenbezug: CERA – World Climate Data Center for Climate (Deutsches Klimarechenzentrum)

Referenz: Roeckner, E., et al. (2003), The atmospheric general circulation model ECHAM5— Part I: Model description, Tech. Rep. 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany.

Details „ECHAM6“ (MPI-ESM-LR)

Datenersteller: Max Planck Institut für Meteorologie

Historische Läufe: project=CMIP5, model=MPI-ESM-LR, Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M), experiment=historical, time_frequency=6hr, modeling realm=atmos, ensemble=r1i1p1 & r2i1p1 & r3i1p1 version=20111006

Zukunft: project=CMIP5, model=MPI-ESM-LR, Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M), experiment=RCP4.5 & RCP8.5, time_frequency=6hr, modeling realm=atmos, ensemble=r1i1p1 & r2i1p1 & r3i1p1, version=20111006

Datenbezug: Earth System Grid Federation (World Climate Research Programme): http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/data_portal.html

Referenz: M. A. Giorgetta, E. Roeckner, T. Mauritsen, B. Stevens, T. Crueger, M. Esch, S. Rast, L. Kornblueh, H. Schmidt, S. Kinne, B. Möbis, T. Krismer, C. Reick, T. Raddatz and V. Gayler (2012) "The atmospheric general circulation model ECHAM6 - Model description"

Reick, C., et al. (2012b), CMIP5 Simulations of the Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) Based on the MPI-ESM-LR Model: The esmHistorical Experiment, Served by ESGF, World Data Cent. for Clim, doi:10.1594/WDCC/CMIP5.MXELeh, WDCC, DKRZ.

Reick, C., et al. (2012c), CMIP5 Simulations of the Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) Based on the MPI-ESM-LR Model: The esmrcp85 Experiment, Served by ESGF, World Data Cent. for Clim, doi:10.1594/WDCC/CMIP5.MXELe8.], WDCC, DKRZ.

Details EC-EARTH

Datenersteller: EC-Earth Consortium

Historische Läufe: project=CMIP5, model=EC-EARTH consortium, experiment=historical, time_frequency=6hr, modeling realm=atmos, ensemble=r11i1p1, version=20120205

Zukunft: project=CMIP5, model=EC-EARTH consortium, experiment=RCP4.5 & RCP8.5, time_frequency=6hr, modeling realm=atmos, ensemble=r12i1p1, version=20120205

Datenbezug: Earth System Grid Federation (World Climate Research Programme): http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/data_portal.html

Referenz: Hazeleger, W., X. Wang, C. Severijns, S. Stefanescu, R. Bintanja, A. Sterl, K. Wyser, T. Semmler, S. Yang, B. van den Hurk, T. van Noije, E. van der Linden and K. van der

Wiel, *EC-Earth V2.2: description and validation of a new seamless Earth system prediction model*. *Clim. Dyn.*, 2012, 39, 2611-2629, [doi:10.1007/s00382-011-1228-5](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1228-5).

Danksagung CMIP5 Modelldaten: "We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for CMIP, and we thank the climate modeling groups (Max Planck Institute for Meteorology; EC-Earth Consortium) for producing and making available their model output. For CMIP the U.S. Department of Energy's Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison provides coordinating support and led development of software infrastructure in partnership with the Global Organization for Earth System Science Portals."

Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl: An Overview of CMIP5 and the experiment design." *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498, [doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1), 2012.

CMIP5 Coupled Model Intercomparison Project: <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5>

(2) REANALYSEN

NCAR NCEP1

Zur Bestimmung des statistisch/physikalischen Zusammenhangs zwischen den lokalen Beobachtungszeitreihen und den synoptisch-skaligen atmosphärischen Feldern werden die Reanalysedaten NCEP/NCAR 1 von NOAA „National Center of Environmental Prediction“ genutzt (Kalnay et al., 1996). Diese Daten liegen auf Gitterpunkten global in 2.5° räumlicher Auflösung und 6-stündiger (bzw. 24-stündiger) zeitlicher Auflösung vor und sind unter der folgenden Internet-Adresse für wissenschaftliche Zwecke frei verfügbar: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. NCEP1-Reanalysen (Kalnay et al., 1996) stammen von NCAR (National Center for Atmospheric Research) und werden laufend aktualisiert, sodass für dieses Projekt Daten von 1948 bis 2012 verwendet werden konnten. Die horizontale Auflösung beträgt in diesem Fall 2.5°. Vertikal liegen 17 Druckniveaus vor. Auch in diesem Fall sind 6-stündige Analysen vorhanden.

Datenerklärung: Die NCEP1 Reanalyse Daten wurden freundlicherweise kostenlos bereitgestellt von NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder Colorado, USA. Downloadbar unter: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

Referenz: Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chellia M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Roy Jenne, Dennis Joseph, (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77, 437-471

ECMWF ERA-40 (verwendet durch die ZAMG)

ERA-40 (Uppala et al., 2005) ist eines der Reanalyseprodukte des ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecast) und deckt einen Zeitraum von 1958 bis August 2002 ab. Die räumliche Auflösung des Ergebnisses ist ein Gitter mit 1,125° horizontalem Gitterabstand und 60 vertikalen Niveaus. Die zeitliche Auflösung beträgt 6h.

Datenerklärung: Die ECMWF ERA-40 Daten wurden über den ECMWF Datenserver bezogen.

Referenz: Uppala et al., 2005: The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the royal meteorological Society* **131**, 2961–3012.

(3) Niederschlagsdaten

HYRAS

Für das Projekt WETRAX wurde der gegitterte Niederschlagsdatensatz HYRAS (Rauthe et al., 2013), des Deutschen Wetterdienstes, zur Verfügung gestellt.

Darüber hinaus wurde zur Erstellung des österreichischen, gegitterten Niederschlagsdatensatzes Stationsreihen von folgenden Institutionen zur Verfügung gestellt:

- Environmental Agency of the Republic of Slovenia, Data Control and Archives Section
- Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft Sektion IV – Wasser, Abteilung IV/4 – Wasserhaushalt (HZB); <http://ehyd.gv.at>
- Hydrografischer Dienst – Land Oberösterreich
- Hydrografischer Dienst – Steiermark
- Hydrografischer Dienst – Land Salzburg
- Hydrografischer Dienst – Land Tirol

1 PROJEKT WETRAX

Das deutsch-österreichische Forschungsvorhaben WETRAX wurde von der Ständigen D/Ö-Gewässerkommission nach dem Regensburger Vertrag initiiert. Da dieses grenzüberschreitend beide Staatsgebiete betrifft, hat die Kommission beschlossen, das Projekt unter dem Dach des Regensburger Vertrages der SV AG Wasserbau – Wassermengenwirtschaft zu begleiten und die beteiligten Institutionen (Projektauftraggeber) ersucht, das Vorhaben zu finanzieren.

Das Vorhaben soll einen wichtigen Beitrag zur Vertiefung des Wissens über hydrometeorologische Zusammenhänge, und damit für das staatliche Management von meteorologisch-hydrologischen Extremereignissen, liefern. Es stellt damit einen wichtigen Beitrag für die Erstellung von Bewirtschaftungsplänen für die Flusseinzugsgebiete – hinsichtlich der verfolgten Hochwasserschutzpolitik – dar. (siehe z.B. auch Wasser-Rahmenrichtlinie 2000/60/EG WRRL)

Durch die Kooperation von staatlichen Fachbehörden (Bundesamt für Gewässerkunde, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Deutscher Wetterdienst) und Forschungsinstitutionen (ZAMG, Uni Augsburg) erfolgt eine Bündelung von wichtigen, fachlichen Kompetenzen. Damit konnte die jeweilige umfangreiche Infrastruktur für das Projekt gezielt genutzt werden.

1.1 Motivation

Wilhelm J. Van Bebber erkannte schon sehr früh die Bedeutung bestimmter Wettersituationen für das Auftreten von extremen Wetterereignissen in Mitteleuropa. Er fertigte eine Auswertung von Tiefdruckgebieten über Europa für den Zeitraum 1876-1880 an und definierte daraus typische Zugbahnen von Tiefdruckgebieten. Dabei wurde unter anderem die sogenannte „Vb-Zugbahn“ (1882 und 1891) festgelegt. Als Vb wurde jene Route bezeichnet, entlang derer sich ein Tiefdruckgebiet vom Atlantik kommend über den Golf von Genua, Norditalien und die Adria verlagert, bevor es östlich des Alpenbogens vorbei nach Norden Richtung Polen weiter zieht.

Die klimatologische Beobachtung hat gezeigt, dass eine derartige synoptische Situation immer wieder mit intensiven Niederschlägen verbunden ist, die bei geeigneten Rahmenbedingungen für den Abfluss auch zu verheerenden Überschwemmungen in Mitteleuropa führen können. Ein besonders markantes Beispiel für eine solche Konstellation ist das Ereignis vom 6.-8. und 11.-13. August 2002.

Im Angesicht des globalen Klimawandels stellt sich nun die Frage, ob es durch den anthropogenen und natürlichen Klimawandel auch zu Veränderungen im Niederschlag oder im Risiko von Hochwassern gekommen ist oder zukünftig kommen wird. Solche Veränderungen könnten zum Beispiel durch ein höheres Temperaturniveau und dem

damit verbundenen höheren Feuchtegehalt der Luft, durch Veränderungen der allgemeinen Zirkulation oder aber auch durch eine geänderte Tiefdrucktätigkeit ausgelöst werden. Dies wiederum kann sich auf die Häufigkeit und Andauer von bestimmten Zirkulationstypen oder Zugbahnen und damit auf das Niederschlagsgeschehen bzw. auf das potentielle Hochwasserrisiko auswirken.

Aus diesem Grund hat sich das Bayerische Staatministerium für Umwelt und Verbraucherschutz, gemeinsam mit dem Österreichischen Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, im Frühjahr 2012 entschlossen, diese wissenschaftliche Untersuchung in Auftrag zu geben. Als Projektnehmer wurden auf deutscher Seite die Universität Augsburg (Institut für Geographie) und auf österreichischer Seite die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Abteilung für Klimaforschung) beauftragt. Die Erkenntnisse der Machbarkeitsstudie Vb (Böhm und Hofstätter, 2011) bilden bei dem aktuellen Vorhaben eine wesentliche Grundlage. So wurde beschlossen, diese Untersuchung auf die Simulationsergebnisse von globalen Klimamodellen zu stützen und nicht regionale Klimamodelle zu nutzen, da diese Globalmodelle das beste Werkzeug darstellen (Stand 2011), um großräumige Muster der atmosphärischen Zirkulation im Klimawandel adäquat abzubilden.

Neben der Analyse von großräumigen Starkniederschlägen im Klimawandel ist die Bestimmung der Starkniederschlagsrelevanz für die unterschiedlichen Zugbahnen oder Zirkulationstypen selbst ein weiteres wichtiges Ziel der Untersuchung. Durch die Verwendung von Klimamodellen aus unterschiedlichen Generationen inklusive der neuesten Modellgeneration globaler Klimamodelle (IPCC Arbeitsbericht 2011 und 2013) soll ein etwaiger Mehrwert bestimmt werden. Den Auftraggebern war es darüber hinaus auch wichtig, ein vertiefendes hydro-meteorologisches Verständnis hinsichtlich des Auftretens von starken Gebietsniederschlägen in Mitteleuropa zu schaffen. Räumliche oder saisonale Unterschiede bzw. Abhängigkeiten sowie Unterschiede zwischen verschiedenen Zirkulationstypen oder Zugbahnen bilden dabei wesentliche Aspekte.

1.2 Innovationsgehalt

Für das Projekt WETRAX wurde ein innovativer Ansatz gewählt, um die Fragestellung von großräumigen Starkniederschlägen zu untersuchen und robuste Ergebnisse ableiten zu können. Alle Fragestellungen werden stets parallel, mit zwei unterschiedlichen methodischen Ansätzen, untersucht. Die Analyse basiert zum einen auf typischen Mustern der atmosphärischen Zirkulation (sogenannte Zirkulationstypen) und zum anderen auf Zugbahnen von Tiefdruckgebieten über Europa.

Speziell für dieses Vorhaben wurde ein hochaufgelöster, flächendeckender Niederschlagsdatensatz auf Tagesbasis geschaffen, welcher eine fundierte Analyse der Starkniederschläge in Mitteleuropa, für den langen Zeitraum von 1951-2007, ermöglicht.

Erstmalig wurde ein Katalog von Zugbahnen und Zirkulationstypen über Mitteleuropa mit Fokus auf Starkniederschlagsereignisse geschaffen. Aus diesem Katalog sind Wetersituationen bestimmt worden, die in den jeweiligen Gebieten eine besondere Relevanz für das Auftreten von großräumigen Starkniederschlägen aufweisen. Diese Typen werden genutzt, um die Veränderung von großräumigen Starkniederschlägen im Klimawandel (Vergangenheit und Zukunft) zu untersuchen.

1.3 Projektkonsortium

Projektauftraggeber auf österreichischer Seite:

(A) **Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft**

Sektion IV - Wasserwirtschaft

Leitung: Sektionschef Dipl. Ing. Wilfried Schimon

Ansprechpartner: Abteilungsleiter DI Reinhold Godina

Marxergasse 2; 1030 Wien, Österreich

Tel: +43(0)1 / 711 00 - 6944 ✉ reinhold.godina@bmlfuw.gv.at

Projektauftraggeber auf deutscher Seite:

(D1) **Bundesanstalt für Gewässerkunde**

Referat 2 – Wasserhaushalt, Vorhersagen und Prognosen

Referatsleitung: DI Dr. Thomas Maurer

Ansprechpartner: Dipl.Met. Peter Krahe

Am Mainzer Tor 1; 56068 Koblenz; Deutschland

Tel: +49 (0) 261 / 1306 - 5234 ✉ krahe@bafg.de

(D2) **Bayerisches Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz**

(vertreten durch das Bayerische Landesamt für Umwelt)

Referat 54 - Monitoring, Wasserhaushalt und Warndienste

Referatsleitung: MR Dr. Anton Steiner

Ansprechpartner: BD Ing. Bernhard Schaipp

Rosenkavalierplatz 2; 81925 München, Deutschland

Tel: +49 (89) 9214 - 4336 ✉ bernhard.schaipp@stmuv.bayern.de

Bayerisches Landesamt für Umwelt

Referat 81 – Klimawandel und Wasserhaushalt

Referatsleitung: LRD Dr. Michael Joneck

Ansprechpartner: Holger Komischke

Hans-Högn-Str. 12; 95030 Hof, Deutschland

Tel: +49 (0) 9281 / 1800 – 4811 ✉ holger.komischke@lfu.bayern.de

Projektdurchführung:**Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik**

Abteilung für Klimaforschung

Mag. Michael Hofstätter (Projektleitung)

Hohe Warte 38; 1190 Wien, Österreich

Tel: +43(0)1 / 36026 - 2218 ✉ m.hofstaetter@zamg.ac.at

Universität Augsburg

Lehrstuhl für Physische Geographie und Quantitative Methoden

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit

Alter Postweg 118; 86159 Augsburg, Deutschland

Tel: +49 (0) 821 / 598-2670 ✉ jucundus.jacobeit@geo.uni-augsburg.de

Fachliche Begleitung:**Deutscher Wetterdienst**

Referat: Hydrometeorologische Beratungsleistungen

Referatsleiter Dr. Thomas Deutschländer

Frankfurter Straße 135; 63067 Offenbach; Deutschland

Tel: +49 (0) 69 / 8062 – 2962 ✉ thomas.deutschlaender@dwd.de

2 NIEDERSCHLAGSDATENSATZ

Die Untersuchung von zeitlichen und räumlichen Veränderungen im Niederschlagsverhalten setzt als wesentliche Grundlage einen langen, flächendeckenden und qualitativ hochwertigen Datensatz voraus.

Zwei weitere wichtige Anforderungen, die im Rahmen dieses Projektes an einen derartigen Datensatz gestellt werden, sind (i) eine adäquate räumliche Auflösung von etwa 10km und (ii) einen zeitliche Abdeckung von zumindest 50 Jahren, um längerfristige Veränderungen im Klima von kurzfristigen Variationen unterscheiden zu können.

Zu Beginn dieses Projektes liegen zwar einige Niederschlags-Datensätze vor, welche einige dieser Kriterien erfüllen, wie z.B. E-OBS (Haylock et al., 2008), ETH-Alps (Frei und Schär, 1998), CHR (Sprockereef, 2001), ERA-Interim (Simmons et al., 2007), GPCC4 (Schneider et al., 2011). Diese decken aber entweder das Untersuchungsgebiet nicht zur Gänze ab, sind zu kurz, zu grob aufgelöst oder zeigen in verschiedenen Vergleichen Beschränkungen in der Güte der Daten im alpinen Bereich. Laufende Initiativen, die sich mit der Erstellung von derartigen Datensätzen beschäftigen, beschränken sich im Wesentlichen auf das Projekt „EURO4M“ unter der Leitung von C. Frei. Darin wäre ein für uns geeigneter Datensatz geplant, bis dato (Juni 2013) ist dieser aber nicht fertig gestellt.

Aus diesem Grund wird im Rahmen des vorliegenden Projektes WETRAX ein neuer Datensatz geschaffen, welcher an die gestellten Anforderungen optimal angepasst ist. Der Datensatz besteht aus zwei miteinander verschnittenen Teilen. Zum einen wurde vom DWD – für das deutsche, tschechische und schweizerische Gebiet – der bestehende Datensatz HYRAS (Rauhe et al., 2013) am WETRAX Gitter neu berechnet. Zum anderen wurde eine völlig neuer, gegitterter Datensatz (GPARD-6) aus täglichen Stationsdaten für das Gebiet von Österreich geschaffen. Die beiden Datensätze wurden im Anschluss im Grenzbereich von Österreich mit Hyras verschnitten.

Der neue Niederschlagsdatensatz umfasst die Periode 1951-2007 und weist eine räumliche Auflösung von 6km, sowie eine zeitliche Auflösung von 24 Stunden auf. Der jeweilige Wert [mm] des aktuellen Datums enthält die Summe des Niederschlages zwischen 07:00 Uhr des aktuellen Tages bis 07:00 Uhr des Folgetages. Um auch benachbarte Grenzgebiete, d.h. Teile der Schweiz und Tschechiens, mit berücksichtigen zu können, wurden die notwendigen Datenaustauschübereinkommen bilateral zwischen DWD und ZAMG schriftlich vereinbart. Die Zustimmung zur Verwendung von Stationsdaten auf dem Staatsgebiet von Tschechien wurde von der BfG eingeholt.

Im Folgenden wird die Erstellung des Niederschlagsdatensatzes der ZAMG (GPARD-6) zusammengefasst dargestellt und der Vergleich bzw. die Verschneidung mit HYRAS

beschrieben. Eine Erstellung des Datensatzes HYRAS ist aus Rauthe et al., (2013) zu entnehmen.

2.1 Erstellung der WETRAX Niederschlagsfelder (ZAMG)

In diesem Abschnitt wird die Berechnung der Niederschlagsfelder zusammenfassend dargestellt. Eine detaillierte Darstellung der Datensammlung, Aufbereitung und Berechnung, sowie eine Validierung der täglichen Gitterfelder ist dem Anhang zu diesem Kapitel zu entnehmen.

2.1.1 Grundlegende Methodik: GPARD-6

Die Methode zur Berechnung der täglichen Niederschlagsfelder für Österreich baut auf den Arbeiten von Frei und Schär (1998) bzw. Frei et al. (2006) auf. Drei Arbeitsschritte wurden jedoch verändert. (i) Die räumliche Interpolation wurde mit einem eigenen Verfahren (Minimierung der Gradienten) durchgeführt, (ii) die Auswahl der Paare von Station und Gitterpunkt wurde selbstständig entwickelt, und (iii) die Hintergrundklimatologie wurde für jeden julianischen Tag (1-365) bestimmt anstelle der 12 Kalendermonate Jan-Dez.

Die Erstellung der täglichen Niederschlagsfelder verläuft nach dem folgenden Prinzip:

- 1) Berechnung einer räumlich hochaufgelösten und relativ exakten Hintergrundklimatologie.
- 2) An jedem einzelnen Tag werden dann die relativen Niederschlagswerte R^* durch

$$\text{das Verhältnis } R^* = \frac{R_{obs}}{R_{clim}} \text{ gebildet.}$$

Dies erfolgt für jene Gitterpunkte, die einer Messstation als Partnerpixel zugewiesen wurden.

- 3) Räumliche Interpolation der relativen Niederschlagswerte R^* über Gradientenverfahren.
- 4) Rückrechnung der interpolierten Relativwerte in absolute Werte über die Hintergrundklimatologie.
- 5) Die Berechnung der Hintergrundklimatologie als auch der täglichen Felder erfolgt zunächst auf einem regelmäßigen 1kmx1km Gitter und wird erst danach auf 6km aggregiert.

Hintergrundklimatologie: GPARD-6

Zur Berechnung der räumlichen Verteilung der Tageswerte des Niederschlags aus Stationsdaten, ist es zunächst notwendig eine Hintergrundklimatologie zu bestimmen. Diese beschreibt die räumliche Verteilung der mittleren Niederschlagssumme für jeden kalendarischen Monat des Jahres, der sich aus dem Mittel des Zeitraumes 1971-2000 berechnet.

Die Methode zur Berechnung der Hintergrundklimatologie baut auf die Arbeiten von Schwarb et al. (2001) und Daly et al. (2008) auf und wurde von Hiebl et al. (2011) erweitert bzw. für Österreich angepasst. Für die Klimatologie wurden mittlere Monatssummen von etwa 1400 Stationen verwendet. Eine ausführliche Beschreibung der Sammlung und Aufbereitung dieser Zeitreihen ist in Auer et al. (2010) bzw. in Hiebl et al. (2011), sowie im Anhang zu diesem Kapitel, zu finden.

Interpolation der Tageswerte in die Fläche: GPARD-6

Zur Berechnung von gegitterten Niederschlagsfeldern wurden 212 Stationen der ZAMG und des Hydrografischen Dienstes Österreichs, sowie 11 Stationen des DWD (Grenzgebiet Bayerns) verwendet. Zur räumlichen Interpolation der Stationswerte wurden zunächst Differenzen zur Hintergrundklimatologie bestimmt und im Anschluss die diskreten Differenzen an den 223 Gitterpunkten in den gesamten Gitterraum interpoliert. Als mathematisches Verfahren zur räumlichen Interpolation wird eine Optimierung der 2-dimensionalen Gradienten durchgeführt. Dies ist gleichbedeutend mit der Berechnung einer Fläche die sich möglichst gut an die gegebenen Werte anschmiegt. Dieses Verfahren hat den Vorteil kreisförmige Strukturen nicht zu bevorzugen, sondern lässt ein hohes Maß an räumlicher Abhängigkeit, d.h. Anisotropie, zu.

Güte der Datensätze: GPARD-6 und HYRAS

Eine Validierung der Datensätze wurde durchgeführt und ist dem Anhang zu entnehmen. Für den Vergleich wurde das Gebiet von Oberösterreich gewählt, da hier für den Zeitraum 1975-2000 ein zweiter, analoger Datensatz mit einer sehr hohen Stationsdichte vorliegt und gleichzeitig das Gebiet sehr unterschiedliche topografische Gegebenheiten aufweist. An dieser Stelle wird die Zusammenfassung der Validierung wieder gegeben:

Beide Datensätze zeigen erwartungsgemäß gewisse Beschränkungen in der Güte auf. Vor allem bei der Betrachtung von kleinräumigen Niederschlägen (<60km² in GPARD-6 und <30km² in HYRAS) bestehen systematische Fehler. Dies betrifft speziell jene Gebiete mit einer niedrigen Stationsdichte in GPARD-6 und jene Gebiete mit komplexer Topographie in HYRAS. Während GPARD-6 stets glattere räumliche Muster in den Fehlermaßen aufweist, sind die Fehler in HYRAS räumlich wesentlich komplexer. In beiden Datensätzen sind die Gebiete mit einer systematischen Unter- bzw. Überschät-

zung stark räumlich fixiert. Auch wenn beide Datensätze diese Beschränkungen aufweisen, so zeigt sich doch über großen Gebieten eine sehr hohe Güte der gegitterten Felder (Fehler < 5%).

Zusammenfassend sei betont, dass das Testgebiet bewusst in einem Bereich mit einfacher und höchst komplexer Topographie gewählt wurde. Des Weiteren ist speziell in diesem Bereich die Stationsdichte, welche in den finalen WETRAX-Gitterdatensatz eingeht, gering. Die bestimmten Fehlermaße können somit als „worst-case“ Abschätzung bezeichnet werden. Für das tschechische Staatsgebiet und bestimmten Regionen des österreichischen Staatsgebietes (wie z.B. Oberösterreich) gilt darüber hinaus: Obwohl die technische Auflösung 6km beträgt, liegt die Stärke des Datensatzes in diesen Gebieten bei nichtkonvektiven Ereignissen, d.h. bei einer realen Auflösung von +10km. Dies ist vor allem durch die mäßige Stationsdichte zu begründen.

Der durchgeführte Vergleich hat gezeigt, dass für die Untersuchung von starken Gebietsniederschlägen keinerlei Beschränkungen durch die zu Grunde liegenden Datensätzen zu erwarten sind. Tagessummen des Niederschlages für größere Gebiete – wie z.B. Oberösterreich (Fläche 12.000 km²) – sind in den verschiedenen Datensätzen nahezu ident. Dies ist insbesondere für die großen Niederschlagsmengen gültig.

2.1.2 Verschneidung von GPARD-6 mit HYRAS

Im Übergangsbereich - nahe der Staatsgrenze von Österreich – werden die Datensätze „überblendet“, d.h. in einem Streifen von etwa 40km (6 Gitterpunkte Überlappungsbereich) erfolgt eine Gewichtung der beiden Datensätze gegenläufig von 1–0, sodass die Niederschlagssumme im Überlappungsbereich wieder exakt 100% ergibt (Abbildung 2.1.2.1). Innerhalb des österreichischen Staatsgebietes wird der HYRAS Datensatz vollständig durch GPARD6 ersetzt.

Um die beiden Datensätze HYRAS und GPARD-6 miteinander sinnvoll verschneiden zu können, ist eine gewisse Konsistenz zwischen den Datensätzen notwendig. HYRAS und GPARD-6 sind jedoch nicht unabhängig voneinander, da in die Berechnung beider Datensätze zum Teil gleiche Stationsreihen eingegangen sind. Auch sind die Methoden die zur Bestimmung entwickelt und benutzt wurden, vom Prinzip her analog. Die wesentlichen Unterschiede bestehen in der verwendeten Hintergrundklimatologie und im räumlichen Interpolationsverfahren.

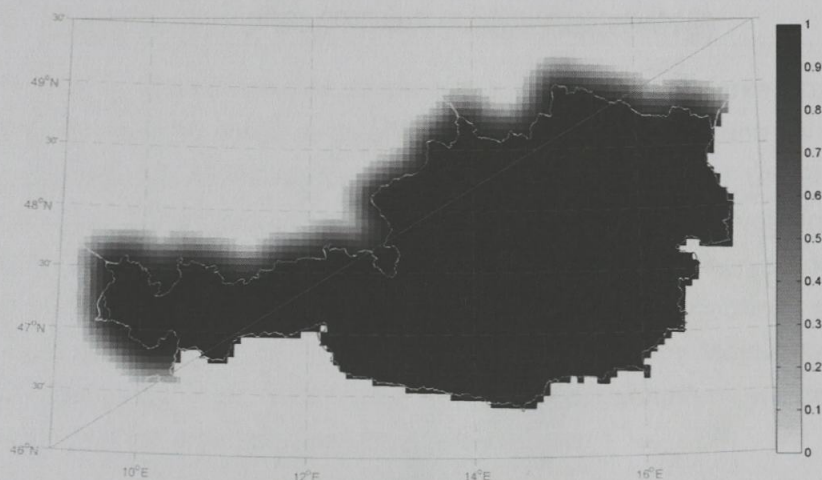


Abbildung 2.1.2.1: Verschneidung der Datensätze HYRAS und GPARD-6. Beispiel für die Gewichtung des österreichischen Datensatzes GPARD-6. Im Übergangsbereich erfolgt eine abfallende Gewichtung gegen 0.

2.1.3 Finaler Niederschlagsdatensatz WETRAX

Der dem Projekt zugrunde liegende, tägliche Niederschlagsdatensatz umfasst schlussendlich das Gebiet von Deutschland, Österreich, Tschechien und Teilen der Schweiz und liegt für den Zeitraum 1951-2006 auf einem regelmäßigen 6km Gitter vor. Die Abbildung 2.1.3.1 zeigt als Beispiel die räumliche Verteilung des Niederschlages vom 11. August 2002. Dabei zeigt sich besonders gut die räumliche Konsistenz im grenznahen Gebiet von und zu Österreich (Verschneidungsbericht HYRAS/GPARD-6). Im Folgenden wird der Niederschlag für größere Gebiete aggregiert, um gemeinsam mit den Zugbahnen von Tiefdruckgebieten oder Zirkulationstypen ausgewertet werden zu können.

Der vorliegende WETRAX Niederschlagsdatensatz bietet eine räumlich weitreichende und zeitlich lange Datenbasis, die sich zur Untersuchung von Fragestellungen mit Niederschlagsrelevanz hervorragend anbietet. Die Erstellung des Datensatzes erfolgte mit modernsten Methoden und nach dem aktuellen wissenschaftlichen Kenntnisstand.

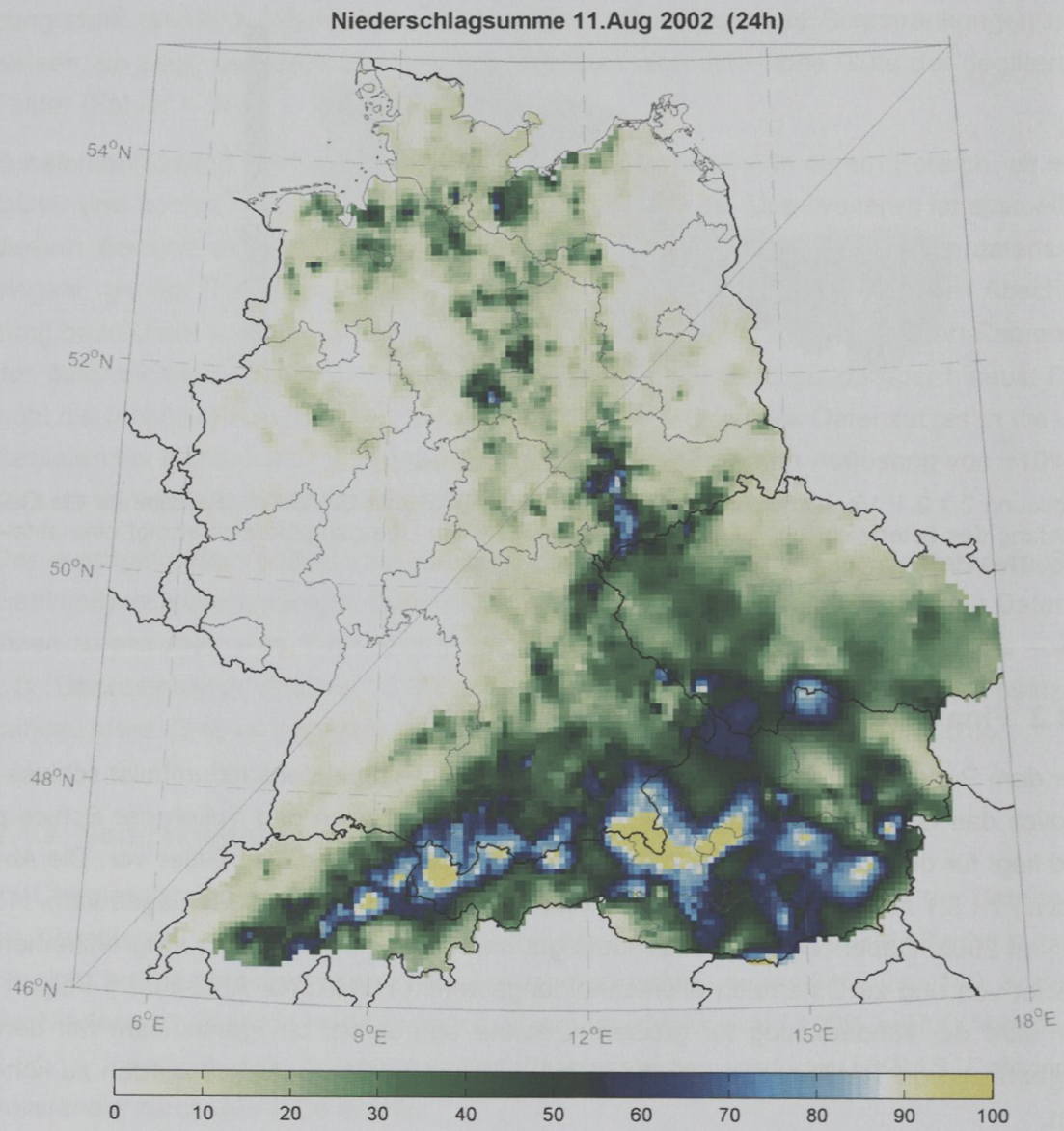


Abbildung 2.1.3.1: Niederschlagssummen (24h) vom 11. August 2002 um 07:00 Uhr für den gesamten WETRAX Gitterraum.

2.2 Regionalisierung (Universität Augsburg)

Zunächst ist zu klären, welche Gebiete den Analysen zu starken bzw. extremen Gebietsniederschlägen zugrunde gelegt werden sollen. Dabei kann es sich alternativ um großlandschaftliche Einheiten, um Flusseinzugsgebiete oder um Regionen handeln, die sich hinsichtlich bestimmter Niederschlagscharakteristika voneinander unterscheiden. Da im WETRAX-Projekt zirkulationsdynamische Ursachen starker Gebietsniederschläge im Vordergrund stehen (Zugbahnen von Tiefdruckgebieten sowie Zirkulationstypen/Großwetterlagen), wurde die dritte der genannten Möglichkeiten aufgegriffen, wobei ergänzend aber auch die Grundlage geschaffen wurde, Abschätzungsergebnisse auf Flusseinzugsgebiete zu übertragen.

Ziel der Regionalisierung des WETRAX-Niederschlagsdatensatzes ist es, all diejenigen Gitterboxen zusammenzufassen, die eine ähnliche Niederschlagsvariabilität zeigen. Da das mitteleuropäische Niederschlagsregime jahreszeitlichen Änderungen unterliegt, wird diese Bestimmung von Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität differenziert nach den meteorologischen Jahreszeiten durchgeführt (Winter: DJF; Frühling: MAM; Sommer: JJA; Herbst: SON); ergänzend wird, v.a. mit Blick auf die vorwiegend gesamtjährlich ausgerichteten Zugbahnanalysen, auch eine Regionseinteilung für das Gesamtjahr vorgenommen.

Ein etabliertes und bewährtes multivariates statistisches Verfahren zur Regionalisierung umfangreicher Datensätze ist die Hauptkomponentenanalyse (engl. Principal Component Analysis PCA), die hier im sog. S-Modus, korrelationsbasiert und in der Variante orthogonaler Varimax-Rotation zur Anwendung gelangt. S-Modus bedeutet im vorliegenden Fall, dass die täglich aufgelösten Niederschläge jeder Raumeinheit (hier aller Niederschlagsgitterboxen) als zeitabhängige Originalvariable in die Analyse eingehen, wobei die Ähnlichkeit der Niederschlagszeitreihen untereinander am jeweiligen Korrelationskoeffizienten gemessen wird und das Analyseergebnis durch Rotation der resultierenden Hauptkomponenten räumlich optimiert wird. Anstelle der Vielzahl eingehender Niederschlagszeitreihen erhält man eine begrenzte Anzahl (rotierter) Hauptkomponenten, die die wesentlichen und voneinander unabhängigen Verlaufsformen des Niederschlags im Untersuchungsgebiet repräsentieren. Aus diesen Hauptkomponenten lassen sich nun die Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität (kurz: Niederschlagsregionen) wie folgt bestimmen: es werden jeweils alle diejenigen Gitterboxen zu einer Region zusammengefasst, deren Korrelationskoeffizient mit einer bestimmten Hauptkomponente der größte im Vergleich zu den Korrelationskoeffizienten mit den anderen Hauptkomponenten ist. Der Gebietsniederschlag einer derartigen Region ergibt sich sodann als gewichtetes arithmetisches Mittel aus den Niederschlagszeitreihen derjenigen Gitterboxen, die derselben Region angehören; als Gewichtungsfaktor fungiert dabei der Korrelationskoeffizient zwischen Gitterbox und Hauptkomponente (damit gehen Niederschlagszeitreihen, die eine größere Ähnlichkeit zum regionstypischen Verlauf haben, mit stärkerem Gewicht in den Gebietsniederschlag ein).

Ausschlaggebend ist die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten, die die Anzahl der ausgewiesenen Niederschlagsregionen bestimmt. Sie variiert mit der Jahreszeit und geht auch mit einem unterschiedlichen Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz des Niederschlags einher (Tabelle 2.2). Die kleinste Anzahl (bei höchstem Erklärungsanteil) resultiert für den Winter, wenn großräumig-advective Prozesse bei der Niederschlagsgenese im Vordergrund stehen. Im Sommer erlangen kleinräumigere konvektive Prozesse einen höheren Anteil bei der Niederschlagsentstehung, was sich auch in einer höheren Anzahl an Niederschlagsregionen (bei geringerem Erklärungsanteil) ausdrückt.

Die Bestimmung der Anzahl extrahierter Hauptkomponenten kann nach einer Vielzahl unterschiedlicher Kriterien erfolgen, im vorliegenden Fall ist das sog. Dominanzkriterium (Jacobeit 1993; Philipp et al. 2007) herangezogen worden: dabei werden die quadrierten Ladungen (Korrelationskoeffizienten zwischen Originalvariablen und Hauptkomponenten) in zwei verschiedenen Arten standardisiert, einmal bezüglich der betreffenden Hauptkomponente über alle Originalvariablen, zum anderen bezüglich der betreffenden Originalvariablen über alle Hauptkomponenten. Für die Regionalisierung extrahiert werden nur solche Hauptkomponenten, welche zumindest ein Wertepaar mit beiden Werten größer als eins aufweisen (entspricht jeweils einer Abweichung vom Mittelwert um mindestens eine Standardabweichung). Damit werden nur solche Hauptkomponenten extrahiert, die sich inhaltlich sinnvoll interpretieren lassen und bezüglich mindestens einer Originalvariablen überdurchschnittliche Relevanz („Dominanz“) im Vergleich sowohl zu allen Originalvariablen als auch zu allen anderen Hauptkomponenten aufweisen.

Die Abbildung 2.2 im Anhang zu diesem Kapitel zeigt die resultierenden Regionalisierungen für die vier meteorologischen Jahreszeiten und das Gesamtjahr, wobei für die einzelnen Regionen suggestive Bezeichnungen gewählt worden sind (Nord-Stau, Südlich des Alpenhauptkamms) etc.). Ungeachtet der jahreszeitlichen Unterschiede reproduzieren sich allgemein vergleichbare Regionen in den unterschiedlichen Teilgebieten des Untersuchungsraums, insbesondere der differenzierende Einfluss des Alpenkörpers gelangt systematisch zum Ausdruck.

Tabelle 2.2: Anzahl saisonal extrahierter Hauptkomponenten aus den Niederschlags-zeitreihen 1951-2006 des WETRAX Gitternetzdatensatzes mit Erklärungsanteil (%) an der Gesamtvarianz.

Saison	Erklärte Varianz (%)	Anzahl Hauptkomponenten
Winter	72.1	6
Frühling	64.6	7
Sommer	60.8	8
Herbst	70.9	7
Jahr	66.8	8

2.3 Rezente Variabilität und Trends der starken Gebietsniederschläge 1951-2006

„Starke Gebietsniederschläge“ werden in WETRAX als tägliche Niederschläge in den zuvor abgeleiteten Niederschlagsregionen (siehe Kapitel 2.2) jenseits des jeweiligen 95%-Perzentils 1951-2006 aufgefasst. Damit wird kein allgemeingültiger, absoluter Schwellenwert verwendet, sondern regionsspezifische Schwellen, die jeweils die 5% höchsten Tagesniederschläge dem Kollektiv der starken Gebietsniederschläge zuordnen. Deren zeitliche Entwicklung in der Beobachtungsperiode wird anhand der folgenden zwei Größen dargestellt:

- i) Starkniederschlagshäufigkeit, d.h. die Anzahl der täglichen Niederschlagsereignisse oberhalb des 95%-Perzentils;
- ii) Starkniederschlagssumme, d.h. die Niederschlagssumme aller Niederschlagsereignisse oberhalb des 95%-Perzentils.

Da in einzelnen Jahreszeiten häufiger Null-Werte auftreten, werden diese beiden Größen in allen Jahreszeiten jeweils zu gleitenden 3-Jahreswerten aggregiert. Auf dieser Basis erfolgt eine Glättung mit einem 11-jährigen Gauß'schen Tiefpassfilter sowie eine Bestimmung des linearen Trends über den Gesamtzeitraum 1951-2006 (siehe Abbildung 2.3 im Anhang zu diesem Kapitel).

Im Winter (DJF) sind unterschiedliche Trends bei den starken Gebietsniederschlägen in den einzelnen Niederschlagsregionen festzustellen (bezüglich beider Größen, Starkniederschlagshäufigkeit sowie Starkniederschlagssumme): während in den nördlichen und östlichen Regionen Zunahmen zu erkennen sind, liegt südlich des Alpenhauptkamms (Region Süd) ein negativer Trend vor; in den verbleibenden Regionen Süd-West und Nord-Stau sind die langfristigen Trends insignifikant (bei jeweils $\alpha=0.05$).

Im Frühling (MAM) sind deutlichere Signale bei der Starkniederschlagssumme ausgebildet: hier zeigen sich signifikant positive Trends im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Regionen Nord-West, Mitte und Süd-West), während südlich des Alpenhauptkamms (Region Süd) eine schwach-signifikante Abnahme zu beobachten ist. Bei der Starkniederschlagshäufigkeit bleiben fast alle Entwicklungen insignifikant mit Ausnahme des Rückgangs in der Region Süd.

Im Sommer (JJA) zeigt lediglich die Region Süd-West einen ansteigenden Trend bei den starken Gebietsniederschlägen. Neben insignifikanten Entwicklungen im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets treten nun auch negative Trends im nordwestlichen Sektor auf. Unterschiede zwischen den Niederschlagsgrößen zeigen sich insofern, als in den Regionen Erzgebirge und Ost nur die Starkniederschlagshäufigkeit, nicht aber die Starkniederschlagssumme ein Signifikanzniveau von 0.05 beim abnehmenden Trend erreicht.

Im Herbst (SON) ergeben sich die deutlichsten Veränderungssignale (bei beiden Starkniederschlagsgrößen): fast überall treten signifikante Zunahmen auf, einzige Ausnahme mit insignifikanter Entwicklung ist die Region Ost.

Insgesamt bleibt jedoch festzuhalten, dass die Entwicklung starker Gebietsniederschläge im Beobachtungszeitraum nicht einheitlich ausgefallen ist, es müssen sowohl jahreszeitliche als auch regionale Unterschiede berücksichtigt werden. Weiterhin sind die längerfristigen Trends von dekadischer Variabilität überlagert, deren Phasenordnung ebenfalls regionale Unterschiede aufweist.

Literaturverweise:

Auer I., Hiebl J., Reisenhofer S., Böhm R., Schöner W. (2010): *ÖKLIM 1971–2000. Aktualisierung des digitalen Klimaatlas Österreichs 1961–1990*. Wien: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Projektbericht, 44 Seiten

Daly C, Halbleib M, Smith JI, Gibson WP (2008): Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. *International Journal of Climatology* 28, 15, 2031–2064

Daly, C., R.P. Neilson, and D.L. Phillips, 1994: A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J. Appl. Meteor.*, 33, 140-158.

Haylock, M., N. Hofstra, A. M. G. Klein Tank, E. J. Klok, P. D. Jones, and M. New (2008), A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature, precipitation and sea-level pressure, *J. Geophys. Res.*, 113, D20119, doi:10.1029/2008JD010201

Hiebl J., Reisenhofer S., Auer I., Böhm R., Schöner W. (2011): Multi-methodical realisation of Austrian climate maps for 1971–2000. *Advances in Science & Research* 6, 19–26.

Jacobeit, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. *Die Erde*, 124, 63-77.

Philipp, A.; Della-Marta, P. M.; Jacobeit, J.; Fereday, D. R.; Jones, P. D.; 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.

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.

Schneider, Udo; Becker, Andreas; Finger, Peter; Meyer-Christoffer, Anja; Rudolf, Bruno; Ziese, Markus (2011): GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI: 10.5676/DWD_GPCC

Schwarb, M., C. Daly, C. Frei and C. Schär, 2001: Mean annual precipitation in the European Alps 1971-1990. *Hydrological Atlas of Switzerland, Landeshydrologie und Geologie, Bern*, Plates 2.6, 2.7.

Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and Kobayashi, S.: ERA-I: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, Newsletter 110, ECMWF, 2007

Sprokkereef, E., 2001: Eine hydrologische Datenbank für das Rheingebiet, Technical report, RIZA, 2001.

3 ZIRKULATIONSTYPEN (Universität Augsburg)

Dieses Hauptkapitel bezieht sich auf das entsprechende Arbeitspaket, in dem großräumige atmosphärische Zirkulationstypen (ZT) in ihrer Bedeutsamkeit für regionale Starkniederschläge sowohl im Beobachtungszeitraum (1951-2006) als auch in Projektions-Zeiträumen der Zukunft untersucht worden sind. Nach einem einleitenden Unterkapitel (3.1), das kurz die Güte der Repräsentanz zirkulationsdynamischer Variabilitätsmodi in den globalen Klimamodellen beleuchtet, erfolgt in Kapitel 3.2 die Erläuterung der im Folgenden zugrunde gelegten Zirkulationstyp-Klassifikation, bevor auf die Starkniederschlagsrelevanz der resultierenden Typen (Kapitel 3.3) und ihre rezenten wie zukünftigen Häufigkeitsänderungen (Kapitel 3.4) eingegangen wird. Kapitel 3.5 beschäftigt sich mit der statistischen Modellierung von Starkniederschlagsindizes in Abhängigkeit dieser Zirkulationstypen als Basis für die anschließende Abschätzung künftiger Starkniederschlagsverhältnisse im Untersuchungsraum (Kapitel 3.6). Im folgenden Unterkapitel 3.7 wird ein weiterer Ansatz (Analog-Methode) verfolgt, mit dem täglich aufgelöste Niederschlagszeitreihen generiert werden, aus denen nach Anpassung geeigneter Extremwertverteilungen Abschätzungen von Wiederkehrwerten für Niederschlagsereignisse unterschiedlicher Jährlichkeit abgeleitet werden können. Abschließend wird auf spezifische Unsicherheiten eingegangen (Kapitel 3.8), die sich mit den genannten Verfahrensweisen verbinden.

3.1 Variabilitätsmodi in den globalen Klimamodellen

Zur vereinfachten Beurteilung der Güte, mit der die atmosphärische Zirkulation in den globalen Klimamodellen repräsentiert ist, werden beispielhaft für das Luftdruckfeld im Meeresniveau (SLP) mittels einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse die führenden Variabilitätsmodi (räumliche Muster und zugehörige Zeitkoeffizienten) gesondert für Beobachtungsdaten (NCEP Reanalyse) und Modelldaten (hier beschränkt auf die drei historischen ECHAM6-Realisationen) berechnet und miteinander verglichen. Die hier wiedergegebenen Analysen konzentrieren sich auf das Gesamtjahr, saisonale Analysen führen zu ähnlichen Ergebnissen. Um die wesentlichen Variabilitätsmodi im Zeitraum 1951-2005 zu extrahieren, wird die Anzahl der Hauptkomponenten auf $n = 5$ begrenzt. Der Vergleich zwischen Beobachtung und Modell erstreckt sich auf die resultierenden räumlichen Muster der Variabilitätszentren sowie die jeweiligen Varianzerklärungsanteile der fünf Hauptkomponenten. Zusätzlich wird untersucht, ob die zugehörigen Zeitkoeffizienten im Beobachtungszeitraum eine Saisonalität aufweisen und wie gut diese ggf. in den Modellläufen reproduziert wird.

Ein Vergleich der räumlichen Muster zeigt, dass die Variabilitätszentren, die sich aus der Reanalyse ergeben, auch in den historischen Realisationen des ECHAM6-Modells generell gut abgebildet werden (siehe Abbildung 3.1 im Anhang zu diesem Kapitel).

Die Variabilitätszentren weisen meist eine ähnliche räumliche Ausprägungsform auf, die sog. Ladungen (Korrelationskoeffizienten zwischen den SLP-Gitterpunkt-Zeitreihen und dem Zeitkoeffizienten des betreffenden Musters) weichen kaum voneinander ab. Der Gesamtvarianzerklärungsanteil der fünf Variabilitätsmodi beläuft sich bei Reanalyse wie Modellläufen auf jeweils gut 65%, auch die Erklärungsanteile der einzelnen Modi entsprechen sich weitgehend (vgl. Tabelle 3.1) im Vergleich Beobachtung/Modell. Die Zeitkoeffizienten der Variabilitätsmodi zeigen für die ersten beiden Muster – die in der positiven Phase einer positiven NAO bzw. einem dominanten Russland-Hoch entsprechen – eine ausgeprägte Saisonalität (stärkeres Hervortreten im Winter gegenüber den anderen Jahreszeiten). Dies wird auch in den Modellläufen reproduziert, wenngleich einige Peaks der Reanalyse vom Modell nicht in vollem Umfang wiedergegeben werden (Abbildung 3.1 im Anhang zu diesem Kapitel). Bei den weiteren Mustern ohne klare Saisonalität differieren die Zeitkoeffizienten zwischen Beobachtung und Modell viel stärker; dies entspricht der eigenständigen internen Modellvariabilität, die erst über längere Zeiträume wieder beobachtungskonforme Charakteristiken entwickelt wie z.B. die sich weitgehend entsprechenden Varianzerklärungsanteile.

Tabelle 3.1: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten 5 Hauptkomponenten (PC) der nordatlantisch-europäischen Luftdruckfelder (SLP) im Zeitraum 1951-2005 aus der NCEP-Reanalyse und den 3 historischen ECHAM6-Modellläufen.

Datensätze	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	Gesamtvarianz
NCEP Reanalyse	21,36	15,59	11,19	9,91	6,92	65,77
ECHAM6 HIST1	21,06	15,41	13,2	8,87	6,82	65,36
ECHAM6 HIST2	21,7	15,21	13,05	8,73	6,99	65,68
ECHAM6 HIST3	21,83	15,03	13,17	8,77	6,73	65,53

Insgesamt bildet das ECHAM6-Modell die wesentlichen Grundzüge der bodennahen atmosphärischen Zirkulation über dem Europäischen Bereich in Gestalt der führenden Variabilitätsmodi hinreichend gut ab, ähnliches lässt sich auch für die weiteren in WETRAX verwendeten Globalmodelle sagen (nicht gezeigt). Eine auf der atmosphärischen Zirkulation basierende statistische Analyse unter Einschluss von Daten der genannten globalen Klimamodelle erscheint damit gerechtfertigt.

3.2 SANDRA Klassifikation

Das zentrale Verfahren zur Abschätzung künftiger Starkniederschlagscharakteristika basiert auf der Übertragung historischer Zirkulationstypen auf Zirkulationsdaten künftiger Modellszenarien. Hierzu ist in einem ersten Schritt eine geeignete Zirkulationstyp-Klassifikation zu finden, die einerseits robust genug ist, um sich bezüglich der grundlegenden starkniederschlagsrelevanten Zirkulationsmerkmale in die Zukunft übertragen zu lassen, andererseits aber auch (hinsichtlich der Zuordnung einzelner täglicher Luftdruckverteilungsmuster zu den Klassen) präzise genug sein muss, um Situationen mit Starkniederschlag von solchen ohne oder nur mit geringerem Niederschlag möglichst gut zu trennen. Um diese Ziele zu erreichen, wurden die Klassifikationskataloge und -methoden der COST Action 733 (Harmonisation and Applications of Weather Type Classifications for European Regions) systematisch evaluiert. Die im Weiteren verwendeten Klassifikationskonfigurationen beruhen auf den hieraus abgeleiteten Erkenntnissen.

Der Robustheit der Klassifikationen wurde durch die Wahl der in genannter COST Action verwendeten mittleren Anzahl von 18 Klassen (im Vergleich zu 9 bzw. 27 Klassen) Rechnung getragen, die verhindert, dass durch zu geringe Klassenstärken Spezialfälle eine Klasse dominieren, die in den Klimamodellen (zum Beispiel aufgrund unterschiedlicher räumlicher Skalen) nicht dargestellt werden können.

Von den in der COST Action 733 untersuchten Klassifikationsmethoden wurden insbesondere die Methoden GWT (Großwettertypen nach Beck et al. 2007) und SANDRA (Simulated Annealing and Diversified Randomization nach Philipp et al. 2007) in die engere Wahl gefasst, da beide bezüglich der Stratifikation von Niederschlag als tendenziell überdurchschnittlich performant charakterisiert wurden. Bei den Voruntersuchungen in WETRAX stellte sich jedoch heraus, dass die Möglichkeit der SANDRA Klassifikation, weitere über die Zirkulationsfelder hinausgehende Parameter (z.B. Feuchtefelder) einbeziehen zu können, einen starken Vorteil hinsichtlich der Abschätzungsqualität bietet, was zur Auswahl dieser Methode für alle weiteren Untersuchungen führte.

Die Methode SANDRA gewährleistet bei der Partitionsoptimierung eine optimale Klassenaufteilung zur präzisen Zuordnung einzelner Tage zu den Klassen. Herkömmliche Klassifikationsverfahren wie z.B. die K-Means-Clusteranalyse sind nicht in der Lage, Klasseneinteilungen zu finden, in denen die verbleibenden klasseninternen Unterschiede der Klassenelemente bestmöglich reduziert sind. Die Methode SANDRA hingegen erlaubt es, den sehr aufwändigen Simulated-Annealing-Algorithmus zur Ermittlung des globalen (d.h. absolut besten) Optimums der Klasseneinteilung in handhabbarer Zeit (wenige Tage auf dem Augsburger Linux Compute Cluster) zu prozessieren und somit die klasseninternen Differenzen der Zirkulationsmuster bestmöglich zu minimieren. Dies ist insbesondere für starkniederschlagsgenerierende Prozesse als ausgesprochen relevant anzusehen, da hier auch schon wenige suboptimale Zuordnungen deutliche Qualitätseinbußen bei der statistischen Modellierung herbeiführen können.

Die Hinzunahme weiterer meteorologischer Parameter im Zuge der Cluster-Klassifikation wurde mit den in Tabelle 3.2.1 gelisteten Variablen und ihren Kombinationen auf Performanz in der Niederschlagsmodellierung ausgiebig getestet. Um die Vielzahl der Kombinationen zu evaluieren, wurde das deutlich schnellere Klassifikationsverfahren DKM (Differentiated starting partitions for K-Means) benutzt, die resultierende beste Kombination jedoch anschließend mit der SANDRA-Methode nochmals neu berechnet.

Als Zirkulationsvariable erwies sich SLP in allen Fällen als klar überlegen gegenüber der geopotentiellen Höhe des 500-hPa-Niveaus. Deshalb konnte letztere bei den weiteren Analysen ausgeschlossen werden. Die Variable SLP hingegen ist im Weiteren durchgängig fester Bestandteil aller Zirkulationsklassifikationen.

Tabelle 3.2.1: Untersuchte meteorologische Parameter zur Optimierung der Zirkulationstyp-Klassifikation. Die Parameter OM, RH, SH und RV wurden für die Druckniveaus 1000, 700, 500 und 300 hPa getestet.

Parameterkürzel	Bedeutung
SLP	Luftdruck auf Meeresniveau (Sea Level Pressure)
Z500	Geopotentielle Höhe des 500 hPa Niveaus
OM	Vertikalgeschwindigkeit (Omega)
RH	Relative Luftfeuchte
SH	Spezifische Luftfeuchte
RV	Relative Wirbelgröße (Vorticity)
CAPE	Convective Available Potential Energy
LI	Lifted Index
PW	Precipitable Water

Aus der Vielzahl der Parameter- und Druckniveau-Konstellationen wurde diejenige bestimmt, die bezüglich aller Regionen und Jahreszeiten am häufigsten die höchste Varianzerklärung der Starkniederschläge in den WETRAX-Niederschlagsregionen erbrachte. Dabei handelt es sich um die Kombination von Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) mit der Vertikalgeschwindigkeit im 700 hPa-Niveau sowie der relativen Luftfeuchte, ebenfalls im 700-hPa-Niveau (Abkürzung OM700_RH700).

Eine zusätzlich optimierte Anpassung der Klassifikation an den Starkniederschlag der WETRAX-Regionen wurde erreicht durch die Einbeziehung der regionalen Niederschläge in die Klassifikation, d.h. durch eine sog. konditionierte Clusteranalyse (Lutz et al. 2011). Hierbei werden als zusätzliche Attribute zur Charakterisierung eines Tages nicht nur SLP, OM700 und RH700, sondern auch die Niederschlagswerte in den Regionen selbst zur Definition der Ähnlichkeit im Rahmen der Clusteranalyse hinzugezogen. Hierbei gehen jedoch nicht alle beteiligten Parameter gleichgewichtig in die Klassifikation ein, sondern es sind im Zuge der Optimierung differenzierte Gewichte be-

stimmt worden: 1.0 für SLP, jew. 5.0 für OM700 und RH700, saisonal unterschiedlich für die Niederschlagsindizes (Frühjahr: 16.0, Sommer: 8.0, Herbst: 16.0, Winter: 12.0, Gesamtjahr: 8.0). Hieraus resultieren für jede der vier Jahreszeiten und das Gesamtjahr optimierte Zirkulationsklassifikationen mit hoher Relevanz für die fokussierten Starkniederschläge in den WETRAX-Regionen. Abbildung 3.2 im Anhang zu diesem Kapitel enthält die Zentroide dieser Zirkulationstypen (mittlere Verteilungskarten jeweils für alle 18 Klassen) für SLP, OM700 (mit negativen Werten für Hebung) und RH700, d.h. für diejenigen Variablen, aus denen nachfolgend auf Basis von Klimamodelldaten die Zirkulationstypen in künftigen Zeiträumen bestimmt werden.

3.3 Starkniederschlagsrelevanz der Zirkulationstypen

„Starke Gebietsniederschläge“ werden im Folgenden aufgefasst als tägliche Niederschläge in den Regionen aus Kapitel 2.2 oberhalb des 95%-Perzentils. Die Starkniederschlagsrelevanz der jeweils 18 Zirkulationstypen (ZT) aus der konditionierten Sandra-Klassifikation (Kapitel 3.2) wird anhand zweier Arten von Häufigkeitstabellen beurteilt:

A) Für den Zeitraum 1951-2006 wird der Prozentanteil jedes Zirkulationstyps an den Starkniederschlagstagen in den einzelnen Niederschlagsregionen berechnet (saisonal differenziert).

B) Für den Zeitraum 1951-2006 wird der Prozentanteil derjenigen Tage, an denen bei Auftreten eines bestimmten Zirkulationstyps regionale Starkniederschläge fallen, an allen Auftrittstagen dieses Zirkulationstyps berechnet (saisonal differenziert). Der entsprechende Prozentwert gibt also an, wie viele Tage des betreffenden Zirkulationstyps mit regionalem Starkniederschlag verbunden sind („Starkniederschlagsanfälligkeit“).

In den folgenden Unterkapiteln werden diese Häufigkeitstabellen für die einzelnen Jahreszeiten erläutert sowie begleitend die Zentroide (gemittelte Felder aus jeweils allen clusterzugehörigen Einzelfeldern) der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen diskutiert. Dabei gelangen alle in die Clusterklassifikation eingegangenen Variablenfelder zur Darstellung (Luftdruck im Meeresniveau, Vertikalbewegung und relative Luftfeuchtigkeit im 700-hPa-Niveau sowie der Niederschlag, hier allerdings als gesamtes Gitterfeld im Untersuchungsgebiet).

3.3.1 Frühling

Die erste Häufigkeitstabelle (Tabelle 3.3.1.1) zeigt bereits, dass in jeder Niederschlagsregion nur wenige Zirkulationstypen höhere Anteile an den Starkniederschlagstagen erreichen: mehr als 20% treten jeweils nur für 1-2 Zirkulationstypen auf, während jeweils zwischen 14 und 16 Zirkulationstypen unter 10% verbleiben. Noch akzentuierter ist das Bild bei der zweiten Art von Häufigkeitstabelle (Tabelle 3.3.1.2): hier treten ein-

zelne Zirkulationstypen auf, die in einer bestimmten Niederschlagsregion sehr häufig mit Starkniederschlägen einhergehen, teilweise bis zu mehr als 90% aller Auftrittstage (ZT 7 in den Regionen Nordstau und Mitte, ZT 11 südlich des Alpenhauptkamms, ZT 13 im Südwesten, ZT 14 erneut im Nordstau). Klar erkennbar wird, welche Zirkulationstypen aufgrund dieser Tabelle in regionsspezifischer Weise als starkniederschlagsrelevant bezeichnet werden müssen:

- a) ZT 2 erreicht in allen Regionen außer im Süden hohe Prozentwerte, die höchsten in den drei nördlicheren Regionen Nordwest, Erzgebirge und Mitte. Die zugehörigen Zentroide (Abbildung 3.3.1a im Anhang zu diesem Kapitel) zeigen ein Zirkulationsmuster mit südöstlich ausgreifendem Tiefdruck aus der subpolaren Zone, die starkniederschlagsbetroffenen Regionen sind gleichzeitig durch kräftige Aufwärtsbewegung und hohe relative Feuchte gekennzeichnet, die höchsten Niederschlagsraten treten am Nordrand der Alpen und im Bereich des Bayerischen Waldes auf.
- b) ZT 7 ist ähnlich strukturiert wie ZT 2, zeigt jedoch den Schwerpunkt der höchsten Niederschlagsraten in Teilen der Regionen Südwest und Nordstau (Abbildung 3.3.1c), in denen auch wesentlich höhere Anteile der Zirkulationstyp-Tage als bei ZT 2 mit Starkniederschlag verbunden sind (Tabelle 3.3.1.2).
- c) ZT 3 und ZT 11 sind für die Region Süd besonders starkniederschlagsrelevant mit Starkniederschlagsanteilen an den Zirkulationstyp-Tagen von 76 bzw. sogar 98% (Tabelle 3.3.1.2). Die Maxima von relativer Feuchte und Aufwärtsbewegung (Abbildung 3.3.1b und e) liegen südlicher als bei den zuvor besprochenen Zirkulationstypen, das Luftdruckmuster zeigt jeweils ein abgeschnürtes Tiefdruckgebiet (Cut-off low) im Bereich der Region Süd, wobei für ZT 11 die mittlere Intensität ausgeprägter ist und sich noch eine Einbindung in das Muster einer großamplitudigen Troglage erkennen lässt.
- d) ZT 10 besitzt Starkniederschlagsrelevanz vor allem für die Region Nordwest (Tabelle 3.3.1.2 und Abbildung 3.3.1d), subpolarer Tiefdruck erstreckt sich dementsprechend auch weniger weit in südöstliche Richtung.
- e) ZT 13 zeigt Starkniederschlagsrelevanz primär für die Region Südwest (Tabelle 3.3.1.2, Abbildung 3.3.1f), entsprechend weiter südlich erstreckt sich tiefer Luftdruck bzw. sind die Maxima von Aufwärtsbewegung und relativer Feuchte angeordnet.

Tabelle 3.3.1.1: Prozentanteil der Zirkulationstypen (ZT) an den Starkniederschlagstagen im Frühling in den einzelnen Niederschlagsregionen. Zeitraum 1951-2006

	N-West	Erzg	S-West	Ost	N-Stau	Mitte	Süd
ZT1	0	5,04	0	3,49	5,81	0,78	0
ZT2	17,44	18,6	9,3	10,47	13,95	24,42	1,55
ZT3	1,16	1,94	1,94	9,69	4,26	1,55	55,04
ZT4	0	0	0	0	0	0	0
ZT5	0	0	0,39	0	0,39	0,39	0
ZT6	2,33	5,43	19,77	3,1	10,47	11,24	0,39
ZT7	4,26	3,49	5,81	3,49	6,2	6,2	1,94
ZT8	0	0	0	0	0	0	0
ZT9	1,16	0,39	6,59	0	0	0,78	0
ZT10	45,74	20,54	7,75	1,94	0,39	19,77	0
ZT11	1,55	4,26	4,65	9,69	10,47	3,49	20,54
ZT12	0	0	0	0	0	0	0
ZT13	7,36	7,36	34,11	4,26	9,69	20,16	5,04
ZT14	1,16	6,59	8,91	20,54	31,78	5,81	12,79
ZT15	0	2,71	0,39	1,16	0,39	0	0
ZT16	0,78	17,44	0,39	29,84	6,2	2,33	1,55
ZT17	16,67	5,43	0	0,39	0	3,1	0
ZT18	0,39	0,78	0	1,94	0	0	1,16



Tabelle 3.3.1.2: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Frühling in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind. Zeitraum 1951-2006

	N-West	Erzg	S-West	Ost	N-Stau	Mitte	Süd
ZT1	0	3,92	0	2,71	4,52	0,6	0
ZT2	60,81	64,86	32,43	36,49	48,65	85,14	5,41
ZT3	1,6	2,67	2,67	13,37	5,88	2,14	75,94
ZT4	0	0	0	0	0	0	0
ZT5	0	0	0,2	0	0,2	0,2	0
ZT6	2,47	5,76	20,99	3,29	11,11	11,93	0,41
ZT7	64,71	52,94	88,24	52,94	94,12	94,12	29,41
ZT8	0	0	0	0	0	0	0
ZT9	1,02	0,34	5,76	0	0	0,68	0
ZT10	78,67	35,33	13,33	3,33	0,67	34	0
ZT11	7,41	20,37	22,22	46,3	50	16,67	98,15
ZT12	0	0	0	0	0	0	0
ZT13	21,35	21,35	98,88	12,36	28,09	58,43	14,61
ZT14	3,57	20,24	27,38	63,1	97,62	17,86	39,29
ZT15	0	1,22	0,17	0,52	0,17	0	0
ZT16	2,08	46,88	1,04	80,21	16,67	6,25	4,17
ZT17	11,88	3,87	0	0,28	0	2,21	0
ZT18	0,26	0,52	0	1,3	0	0	0,78



- f) ZT 14 hat vorrangige Starkniederschlagsrelevanz für die Region Nordstau (Tabelle 3.3.1.2, Abbildung 3.3.1g), das Luftdruckmuster zeigt ein entsprechend gelagertes Cut-off low.
- g) ZT 16 ist ähnlich strukturiert wie ZT 14, hat seinen Starkniederschlags-Schwerpunkt aber weiter im Osten (Tabelle 3.3.1.2, Abbildung 3.3.1h), wie es sich auch an der Verlagerung des relativen Feuchte-Maximums erkennen lässt.

Zusammengefasst sind im Frühling also Zirkulationstypen starkniederschlagsrelevant, die entweder südöstlich gerichtete Ausweitungen des subpolaren Tiefdrucks oder unterschiedlich positionierte Cut-off lows aufweisen.

3.3.2 Sommer

Im Sommer wiederholt sich auf der Grundlage der entsprechenden Häufigkeitstabellen (Tabelle 3.3.2.1 und 3.3.2.2) der generelle Befund, dass in den einzelnen Niederschlagsregionen jeweils nur wenige Zirkulationstypen starkniederschlagsrelevant sind. Konkret handelt es sich um die Folgenden:

- a) ZT 1 mit Schwerpunkt im Nordosten des Untersuchungsgebiets (v.a. Region Erzgebirge und Teile von Nord-Tschechien), das Luftdruckmuster weist ein entsprechend positioniertes Cut-off low aus (Abbildung 3.3.2a).
- b) ZT 2 beschert vor allem dem Westen des Untersuchungsgebiets hohe Niederschlagsraten (Abbildung 3.3.2b), wobei allerdings die Starkniederschlagsanteile an den Zirkulationstyp-Tagen nur zwischen 30 und 53% liegen (Tabelle 3.3.2.2). Das Luftdruckmuster zeigt randlichen Tiefdruck mit Zentrum über der Nordsee (Abbildung 3.3.2b).
- c) ZT 3 und ZT 9 sind primär für die Region Süd starkniederschlagsrelevant, die Luftdruckmuster zeigen zyklonale Wellen im mitteleuropäischen Längenbereich (Abbildung 3.3.2c und f), wobei die diffusere Ausbildung im südlicheren Teil bei ZT 3 damit zusammenhängen mag, dass dieser Zirkulationstyp nur an weniger als der Hälfte seiner Auftrittstage mit Starkniederschlag in der Region Süd verbunden ist (Tabelle 3.3.2.2), während die prägnantere Welle bei ZT 9 in nahezu allen Fällen (99%) mit süd- bis südwestlicher Anströmung zu hohen Niederschlagsraten führt.
- d) ZT 5 ist (mit Ausnahme der Regionen Nordwest und Mitte) häufig von Starkniederschlägen begleitet (Tabelle 3.3.2.2), der Schwerpunkt liegt im Nordstau der Alpen (Abbildung 3.3.2d) in Nähe des Zentrums eines gut ausgebildeten Cut-off lows.

Tabelle 3.3.2.1: Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen in den sommerlichen Niederschlagsregionen. Zeitraum 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



Tabelle 3.3.2.2: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die in den sommerlichen Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind. Zeitraum 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



- e) ZT 6 führt vor allem am Alpennordrand (Teile der Regionen Ost und Nordstau) häufig zu Starkniederschlägen (Abbildung 3.3.2e), das Luftdruckmuster erinnert am ehesten an eine weitere Cut-off-low-Konstellation mit nördlicher bis nordöstlicher Anströmung im Alpenraum.
- f) ZT 15 hat den Schwerpunkt seiner Starkniederschlagswirksamkeit im Südwesten (Abbildung 3.3.2g), das Luftdruckmuster zeigt einen von Skandinavien bis in den Alpenraum reichenden Tiefdrucktrog.

Zusammengefasst sind im Sommer häufig Cut-off lows für Starkniederschläge verantwortlich, daneben spielen auch benachbarte Tiefdruckzentren sowie Tröge und zyklonale Wellen eine wichtige Rolle.

3.3.3 Herbst

Auch im Herbst erweisen sich jeweils nur wenige Zirkulationstypen in den einzelnen Niederschlagsregionen als starkniederschlagsrelevant (Tabelle 3.3.3.1 und 3.3.3.2). Im Einzelnen sind zu nennen:

- a) ZT 3, der v.a. im Nordstau der Alpen hohe Niederschlagsraten mit sich bringt (Abbildung 3.3.3a). Das Luftdruckmuster zeigt auf der Rückseite einer nordeuropäischen Zyklonalwelle eine nordwestliche Anströmung, die zu starker Hebung im nördlichen Alpenraum führt. Im südlichen Mitteleuropa liegen auch die Maximalwerte der relativen Feuchte.
- b) ZT 11 ist ähnlich strukturiert, aber in den Aktionszentren etwas westlicher gelagert (Abbildung 3.3.3e). Dementsprechend zeigen sich hohe Niederschlagsraten neben dem Nordstau auch in der Region Südwest.
- c) ZT 5 rückt in den Aktionszentren nochmals weiter nach Westen (Abbildung 3.3.3.b), der Schwerpunkt der Starkniederschläge liegt nun ganz im Südwesten. Allerdings bewegen sich die Starkniederschlagsanteile an den Zirkulationstyp-Tagen nur mehr bei geringeren rund 40% (Tabelle 3.3.3.2).
- d) ZT 6 und ZT 14 sind im Luftdruckmuster stärker zonal geprägt (Abbildung 3.3.3c und f); dabei führt die unterschiedliche Breitenstreckung des Tiefdruckeinflusses bei ZT 6 zu hohen Niederschlagsraten vor allem im Nordwesten, bei ZT 14 dagegen auch noch weiter südlich.
- e) Die verbleibenden ZT 8, ZT 15 und ZT 18 haben den Schwerpunkt ihrer Starkniederschlagsrelevanz südlich des Alpenhauptkamms (Abbildung 3.3.3d, g und h). Sie sind durch meridionale Zirkulationsmuster gekennzeichnet mit südlicher bis südwestlicher Anströmung im Bereich der Region Süd. Unterschiede zwischen den

Tabelle 3.3.3.1: Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen im Herbst in den Niederschlagsregionen. Zeitraum 1951-2006

	N-West	S-West	Ost	Erzg	N-Stau	Süd	Mitte
ZT1	0	0	1,18	2,75	0	0	0
ZT2	0	0	0	0	0	0	0
ZT3	4,71	7,06	21,57	19,61	33,73	0,39	12,16
ZT4	0,39	0	0	0	0	0	0
ZT5	5,49	30,59	1,57	3,53	0	0	10,59
ZT6	45,49	0,78	1,96	21,96	0	0,39	24,31
ZT7	8,24	0	0	2,35	0	0	3,14
ZT8	7,06	18,04	10,2	11,76	10,2	22,75	11,37
ZT9	1,57	0,39	7,84	1,18	0,78	19,22	0
ZT10	0	0	11,37	5,49	1,57	0	0
ZT11	5,49	22,35	9,02	7,06	20,78	3,53	13,33
ZT12	0,78	0	4,31	3,53	0	0	0,39
ZT13	0	0	0	0	0	0	0
ZT14	20,78	13,73	9,02	16,08	9,8	0	22,35
ZT15	0	1,18	9,02	1,18	10,59	39,22	0,39
ZT16	0	0	0	0	0	0	0
ZT17	0	0	0	0	0	0	0
ZT18	0	5,88	12,94	3,53	12,55	14,51	1,96



Tabelle 3.3.3.2: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die im Herbst in den Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind. Zeitraum 1951-2006

	N-West	S-West	Ost	Erzg	N-Stau	Süd	Mitte
ZT1	0	0	0,5	1,17	0	0	0
ZT2	0	0	0	0	0	0	0
ZT3	7,55	11,32	34,59	31,45	54,09	0,63	19,5
ZT4	0,3	0	0	0	0	0	0
ZT5	7,25	40,41	2,07	4,66	0	0	13,99
ZT6	70,73	1,22	3,05	34,15	0	0,61	37,8
ZT7	6,8	0	0	1,94	0	0	2,59
ZT8	19,35	49,46	27,96	32,26	27,96	62,37	31,18
ZT9	1,5	0,38	7,52	1,13	0,75	18,42	0
ZT10	0	0	11,2	5,41	1,54	0	0
ZT11	23,33	95	38,33	30	88,33	15	56,67
ZT12	0,63	0	3,49	2,86	0	0	0,32
ZT13	0	0	0	0	0	0	0
ZT14	89,83	59,32	38,98	69,49	42,37	0	96,61
ZT15	0	2,94	22,55	2,94	26,47	98,04	0,98
ZT16	0	0	0	0	0	0	0
ZT17	0	0	0	0	0	0	0
ZT18	0	39,47	86,84	23,68	84,21	97,37	13,16



Zirkulationstypen beziehen sich auf die typinterne Variabilität, so scheint ZT 18 häufiger besonders akzentuierte Luftdruckfelder auszubilden, und Weiterentwicklungen zu geschlossenen Cut-off lows sind hier in erhöhtem Ausmaß zu erwarten.

Zusammengefasst sind derartige abgeschnürte Tiefdruckzellen im Herbst aber weniger prominent vertreten als im Frühjahr und Sommer. Stattdessen zeigen sich häufiger zonale, gemischte und meridionale Zirkulationsmuster im Zusammenhang mit regionalen Starkniederschlägen, wobei erstere vor allem im Norden und Westen, letztere im Süden und gemischte Typen am Nordrand der Alpen dominieren.

3.3.4 Winter

Die Bedeutung jeweils nur weniger Zirkulationstypen für Starkniederschläge in den einzelnen Regionen trifft schließlich auch für den Winter zu (Tabelle 3.3.4.1 und 3.3.4.2). In dieser Jahreszeit sind aufzuführen:

- a) ZT 6 und ZT 11 sind primär relevant für die Region Süd (Abbildung 3.3.4a und c), die Luftdruckmuster zeigen großamplitudige Tiefdrucktröge, die zur Bildung von Cut-off lows über Oberitalien führen können, wie es insbesondere schon im Zentroid von ZT 11 zu erkennen ist. In diesem Bereich finden sich auch die Maxima von Hebung und relativer Luftfeuchtigkeit.
- b) ZT 8 bringt im gesamten Untersuchungsgebiet häufig regionale Starkniederschläge mit sich (Tabelle 3.3.4.2), der Schwerpunkt liegt in Teilen der Region Nordstau (Abbildung 3.3.4b). Das Zirkulationsmuster ist gekennzeichnet von weiträumiger südöstlicher Ausdehnung tiefen Luftdrucks vom subpolaren Kern aus (ähnliche Konstellationen wurden bereits für das Frühjahr beschrieben).
- c) ZT 12 und ZT 16 sind dagegen den zonalen Zirkulationsmustern zuzuordnen (Abbildung 3.3.4d und f), wobei ZT 12 intensiver ausgebildet ist und in allen Regionen außer Nordstau und Süd erhebliche Starkniederschlagsanteile an den ZT-Tagen (über 60%) mit sich bringt, während ZT 16 nur in den nördlichen Regionen und das mit Werten unter 50% hervortritt (Tabelle 3.3.4.2).
- d) ZT 14 zeigt die höchsten Niederschlagsraten im Südwesten mit Ausläufern in die Region Nordstau (Abbildung 3.3.4e). Das Luftdruckfeld markiert einen beginnenden Übergang von Zonal- zu Wellenzirkulation, die Maxima von Hebung und relativer Luftfeuchtigkeit finden sich relativ weit westlich.
- e) ZT 15 und ZT 18 entfalten ihre Starkniederschlagsrelevanz vor allem im Nordstau der Alpen (Abbildung 3.3.4g und h), die Luftdruckverteilung induziert

Tabelle 3.3.4.1: Prozentanteil der Zirkulationstypen an den Starkniederschlagstagen in den winterlichen Niederschlagsregionen. Zeitraum 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



Tabelle 3.3.4.2 Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage, die in den winterlichen Niederschlagsregionen mit Starkniederschlag verbunden sind. Zeitraum 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



nordwestliche Anströmung bei gemischter Zirkulation (Zwischenstadium zwischen zonaler und meridionaler Zirkulation). Die atmosphärischen Variablenfelder sind bei ZT 15 akzentuierter ausgebildet.

Zusammengefasst ergeben sich im Winter erneut zonale/gemischte/meridionale Zirkulationsmuster mit Starkniederschlagsrelevanz im Norden & Westen/Nordstau/Süden, wobei Cut-off lows v.a. über Oberitalien in der letztgenannten Kategorie deutlicher in Erscheinung treten als im Herbst.

3.3.5 TOP 20 Niederschlagsereignisse - Zuordnung von Zirkulationstypen

Tabelle 3.3.5 listet für alle Niederschlagsregionen in den verschiedenen Jahreszeiten auf, welche Zirkulationstypen bei den jeweiligen TOP 20 Niederschlagsereignissen geherrscht haben. Es fällt auf, dass nicht alle der TOP 20 Ereignisse auf starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen entfallen, d.h. in Einzelfällen können auch Zirkulationstypen zu extremen Gebietsniederschlägen führen, die in der Langzeitstatistik keine auffällige Neigung zu regionalen Starkniederschlägen zeigen. Andererseits wird aber auch erkennbar, dass einige der starkniederschlagsrelevanten ZT nahezu die Hälfte bis nahezu drei Viertel der 20 stärksten regionalen Niederschlagsereignisse auf sich vereinen. Sie kennzeichnen sich damit als primär bedeutsam für extreme Niederschlagsverhältnisse. Jahreszeitlich differenziert handelt es sich dabei um folgende ZT, deren Zentroide bereits in den Abbildungen A 3.3.1 bis 4 im Anhang zu diesem Kapitel gezeigt worden sind:

- i) im Frühjahr eine für die Region Südwest relevante Troglage (ZT 13) sowie Cut-off lows, die v.a. die Regionen Nordstau (ZT 14) und Süd (ZT 11) betreffen;
- ii) im Sommer verschiedene Cut-off lows, die relevant für die Regionen Nordstau (ZT 5), Ost (ZT 6) und Erzgebirge (ZT 1) sind, sowie eine großamplitudige Troglage, bedeutsam für den Süden (ZT 9);
- iii) im Herbst ein Zirkulationstyp mit Nordwest-Anströmung (ZT 11), der das Gebiet von Südwest bis Nordstau betrifft, ein zonaler Typ (ZT 14), v.a. relevant für die Region Mitte, sowie ein meridionaler Trog mit Cut-off-Potential (ZT 18), bedeutsam für die Region Süd;
- iv) im Winter ein weiterer zonaler Typ (ZT 12), nun v.a. den Nordwesten betreffend, sowie erneut Nordwest-Anströmung (ZT 15, Nordstau) und Trog mit Cut-off (ZT 11, Region Süd).

Neben der Strömungskonfiguration der Zirkulationstypen sind für die Ausbildung extremer Niederschlagsereignisse aber auch typinterne Charakteristika wie Hebung und Luftfeuchtigkeit maßgeblich, die in solchen Fällen besonders markant ausgeprägt sind.

Herbst							
	N-West	S-West	Ost	Erzg	N-Stau	Süd	Mitte
ZT1				1			
ZT2							
ZT3	2	1	8	6	3	2	1
ZT4							
ZT5		1					
ZT6	8	1		2			1
ZT7				1			
ZT8	1	3	1	2	2		2
ZT9		1				3	
ZT10			2	1	2		
ZT11	2	11	3		3		5
ZT12				1			
ZT13							
ZT14	7	2		6	4		11
ZT15						5	
ZT16							
ZT17							
ZT18			6		6	10	

Winter						
	N-West	S-West	Ost	Erzg	N-Stau	Süd
ZT1						
ZT2						
ZT3						
ZT4						
ZT5	1			1		2
ZT6						7
ZT7		3				
ZT8		4	2	1	2	1
ZT9						
ZT10			1	1		
ZT11					1	10
ZT12	9		4	6		
ZT13			2	1	1	
ZT14	4	7	1	2	2	
ZT15	2	5	4	2	12	
ZT16	4		2	3		
ZT17						
ZT18		1	4	3	2	

3.4 Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen

Änderungen in der Auftrittshäufigkeit der Zirkulationstypen werden zunächst für den Beobachtungszeitraum 1951-2006 dargestellt (Kapitel 3.4.1), anschließend für die beiden Projektions-Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100 im Vergleich zum Referenz-Zeitraum 1971-2000 diskutiert (Kapitel 3.4.2). Wir konzentrieren uns auf die Häufigkeitsänderungen der starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen gemäß Kapitel 3.3.

3.4.1 Beobachtungszeitraum 1951-2006

Zum vereinfachenden Überblick werden pro Jahreszeit zunächst die Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für die beiden Teilzeiträume 1951-1978 und 1979-2006 gegenüber gestellt. Für diejenigen starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen, die im gesamten Zeitraum 1951-2006 einen signifikanten Trend (Sicherheitswahrscheinlichkeit 95% unter Berücksichtigung von Autokorrelationen) in der Auftrittshäufigkeit zeigen, erfolgt zusätzlich eine Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer geglätteten Zeitreihe (Gauß'scher Tiefpassfilter 11 Jahre) und dem linearen Trend über den gesamten Zeitraum.

Im Frühling (Abbildung 3.4.1.1a) wird sofort erkennbar, dass die größten Häufigkeitsänderungen bei Zirkulationstypen auftreten, die keine Relevanz für regionale Starkniederschläge besitzen (ZT 8, 12, 15, 18, siehe auch Tabelle 3.3.1.2 aus Kapitel 3.3.1). Die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen im Frühling zeigen dagegen nur in drei Fällen signifikante Häufigkeitsänderungen im Beobachtungszeitraum. Bei ZT 3 ergibt sich eine auf dem 0.05-Niveau signifikante Abnahme über die betrachteten 56 Jahre (Abbildung 3.4.1.2a), die sich interannuellen bis dekadischen Schwankungen überlagert. ZT 3 repräsentiert ein abgeschnürtes Tief (Cut-off low) mit Starkniederschlagsrelevanz für die Region Süd (vgl. Kapitel 3.3.1), die nach Kapitel 2.3 auch rückläufige Werte bei den frühjährlichen Starkniederschlägen zeigt. Ansteigender Trend ist für ZT 2 und ZT 7 gegeben (siehe Abbildung 3.4.1.2a), wobei die Zeitreihen für ZT 7 aufgrund äußerst geringer Absoluthäufigkeiten nicht wiedergegeben werden. Beides sind Zirkulationstypen mit südostwärts ausgreifendem Tiefdruck aus subpolaren Breiten, vor allem die nördlichen und westlichen Regionen betreffend, wo sich zum Teil auch zunehmende Starkniederschläge im Frühling zeigen (vgl. Kapitel 2.3).

Im Sommer (Abbildung 3.4.1.1b) ergibt sich ein prinzipiell ähnliches Bild: größte Häufigkeitsänderungen bei Zirkulationstypen ohne Starkniederschlagsrelevanz, weitgehend insignifikante Änderungen bei den starkniederschlagsrelevanten Typen. Zu erwähnen ist allenfalls ZT 1, dessen abnehmender Trend zwar auf dem 0.05-Niveau signifikant ist, der jedoch insgesamt durch sehr geringe absolute Auftrittshäufigkeiten gekennzeichnet ist (Abbildung 3.4.1.2b). Betroffen ist v.a. der Nordosten des Untersuchungsgebiets mit Schwerpunkt in der Region Erzgebirge (vgl. Kapitel 3.3.2), wo zumindest die sommerliche Starkniederschlagshäufigkeit (weniger die -menge) rückläufig ist (vgl. Kapitel 2.3).

a: Frühling

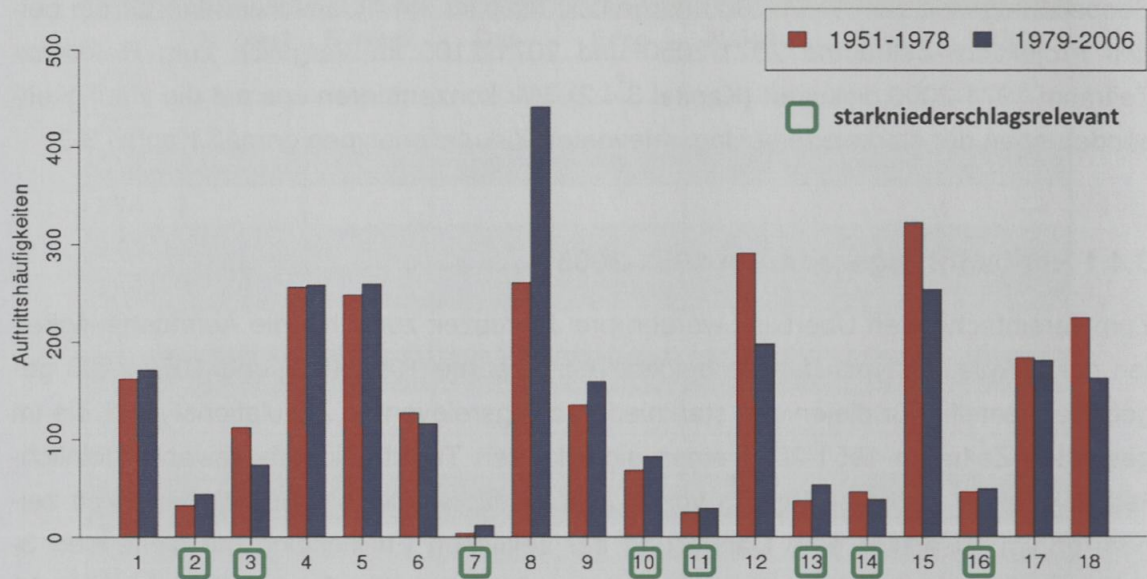


Abbildung 3.4.1.1a: Absolute Auftrittshäufigkeiten der frühjährlichen Zirkulationstypen 1-18 in den beiden Teilzeiträumen 1951-1978 und 1979-2006. Starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen sind farbig markiert.

b: Sommer

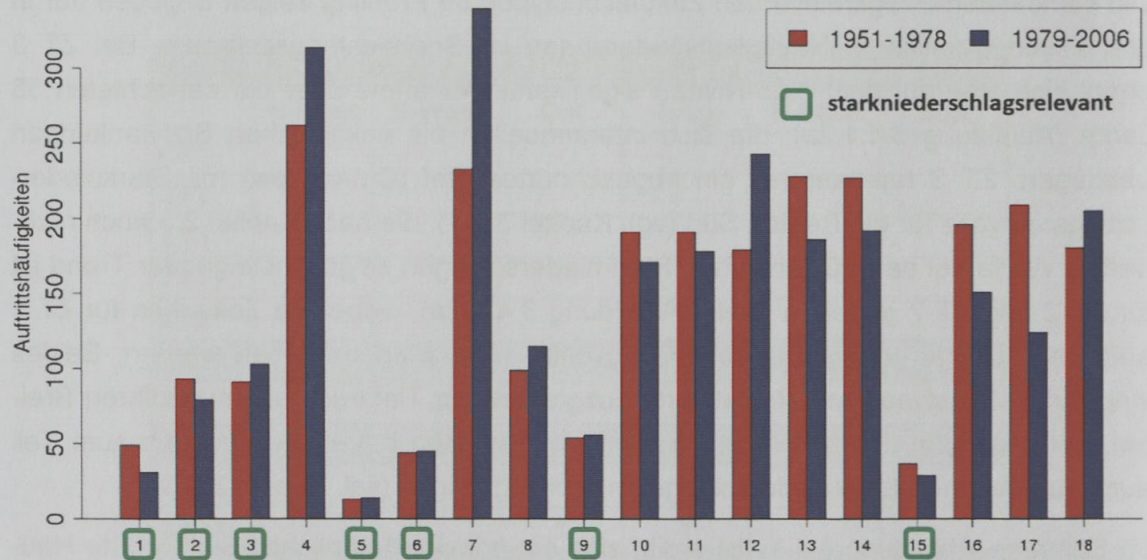


Abbildung 3.4.1.1b: Absolute Auftrittshäufigkeiten der sommerlichen Zirkulationstypen 1-18 in den beiden Teilzeiträumen 1951-1978 und 1979-2006. Starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen sind farbig markiert.

Im Herbst (Abbildung 3.4.1.1c) liegen zwei signifikante Häufigkeitszunahmen bei den starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen vor (Abbildung 3.4.1.2c): bei einem meridionalen Muster (ZT 8), v.a. die Region Süd betreffend, und bei einem eher zonalen Muster (ZT 14), v.a. den westlichen Teil des Untersuchungsgebiets betreffend. Die absoluten Häufigkeiten sind aber recht gering. Die Tatsache, dass Häufigkeit und Menge der herbstlichen Starkniederschläge jedoch in allen Regionen mit Ausnahme des Ostens zugenommen haben (vgl. Kapitel 2.3), verweist auf die wesentliche Rolle, die Änderungen in der typinternen Charakteristik von Zirkulationstypen zukommen kann (z.B. Druckgradienten, relative Vorticity, Feuchtigkeitsgehalt etc.). Darauf wird im abschließenden Ausblick noch einzugehen sein.

Im Winter (Abbildung 3.4.1.1d) treten 3 starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen mit signifikanten Häufigkeitsänderungen auf (Abbildung 3.4.1.2d). Rückläufigen Trend zeigt ZT 6 (Troglage mit Potential zum Cut-off über Oberitalien), der für die Region Süd relevant ist, die in Übereinstimmung damit auch winterliche Abnahmen bei den Starkniederschlägen verzeichnet (vgl. Kapitel 2.3). Signifikant zugenommen haben ZT 12 und ZT 16, ersterer allerdings auf sehr geringem Absolutniveau. Sie gehören zu den zonalen Zirkulationsmustern, die vor allem im Norden und Westen des Untersuchungsgebiets starkniederschlagsrelevant sind (vgl. Kapitel 3.3.4). Ihre Zunahmen bilden den Hintergrund für den Anstieg winterlicher Starkniederschläge in den nördlicheren Regionen des Untersuchungsgebiets (vgl. Kapitel 2.3).

Insgesamt lassen sich jedoch nur teilweise signifikante Häufigkeitsänderungen bei den starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen feststellen, die Mehrzahl tritt im Beobachtungszeitraum 1951-2006 in jeweils etwa gleicher Größenordnung auf, überlagert von kürzeren, interannuellen bis dekadischen Schwankungen.

c: Herbst

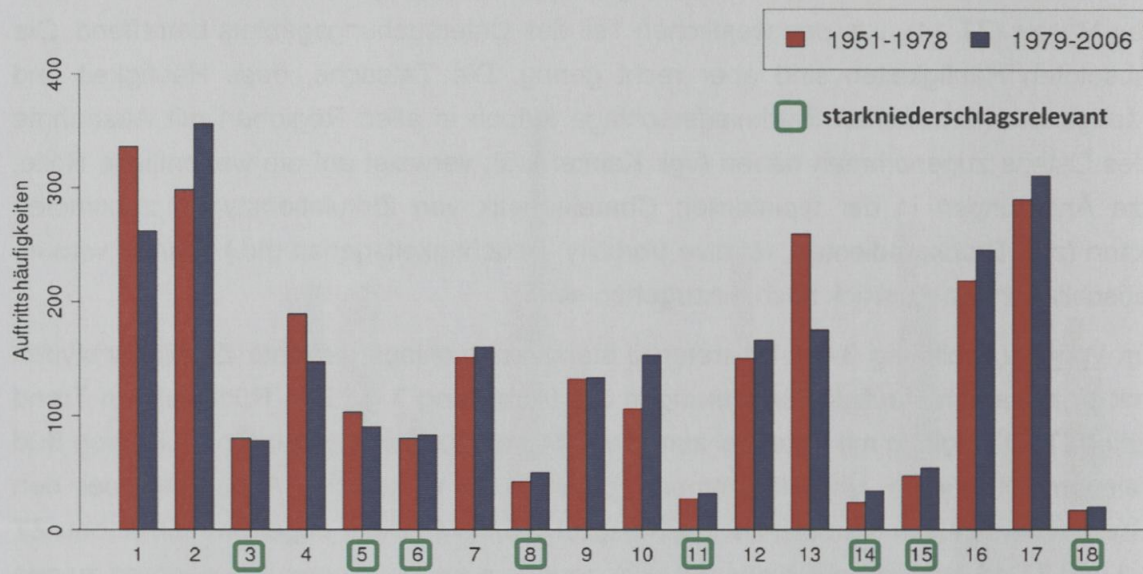


Abbildung 3.4.1.1c: Absolute Auftrittshäufigkeiten der herbstlichen Zirkulationstypen 1-18 in den beiden Teilzeiträumen 1951-1978 und 1979-2006. Starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen sind farbig markiert.

d: Winter

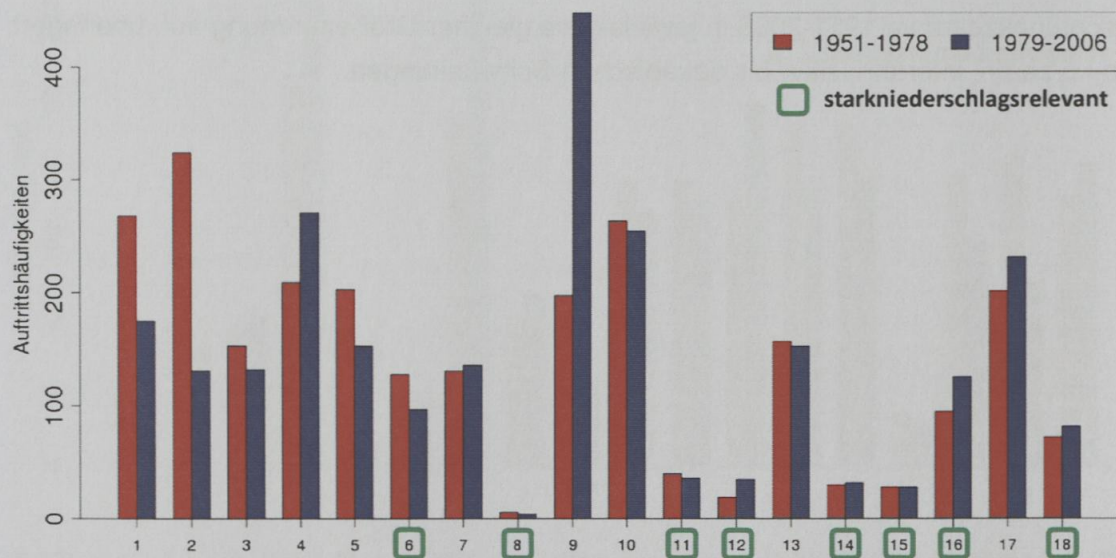


Abbildung 3.4.1.1d: Absolute Auftrittshäufigkeiten der winterlichen Zirkulationstypen 1-18 in den beiden Teilzeiträumen 1951-1978 und 1979-2006. Starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen sind farbig markiert.

3.4.2 Projektions-Zeiträume 2021-2050 und 2071-2100

Die Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen in den beiden zukünftigen Zeiträumen werden aus den Ausgabedaten globaler Klimamodelle für die Variablenfelder Luftdruck im Meeresniveau sowie Omega und relative Luftfeuchte im 700-hPa-Niveau bestimmt. Dabei wird jeder Einzeltag in den Projektions-Zeiträumen demjenigen Zirkulationstyp zugeordnet, zu dessen Zentroidfeldern die betreffenden Einzelfelder die geringste euklidische Distanz aufweisen. Die prozentualen Häufigkeitsänderungen gegenüber dem Referenz-Zeitraum 1971-2000 werden für die drei Globalmodelle ECHAM6, ECHAM5 und EC-EARTH bestimmt, die sich zum Teil in den zugrundeliegenden Szenarien und der Anzahl an Ensemble-Mitgliedern (Realisationen) unterscheiden: so beinhalten die Auswertungen für ECHAM6 und EC-EARTH die beiden RCP-Szenarien 4.5 und 8.5, für ECHAM6 in jeweils 3 Realisationen, für EC-EARTH nur in einer Realisation; die Auswertungen für das ältere Globalmodell ECHAM5 beinhalten in jeweils 2 Realisationen nur eines der älteren SRES-Szenarien, das einem mittleren Emissionsniveau entsprechende Szenario A1B. Die Balkendarstellung der Häufigkeitsänderungen bezieht sich jeweils auf das Ensemble-Mittel, bei mehr als einer Realisation sind durch die Whiskers zusätzlich Maximum und Minimum der einzelnen Häufigkeitsänderungen markiert. Die mit einem Stern gekennzeichneten Änderungen sind auf dem 0.05-Niveau signifikant (U-Test nach Mann-Whitney), wobei dieses Symbol eingetragen wird, wenn mindestens für eine Realisation ein signifikanter Unterschied gegeben ist. Die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen, die im Folgenden angesprochen werden, sind in ihren kennzeichnenden Zentroid-Feldern bereits in Kapitel 3.3 erläutert und in den zugehörigen Abbildungen dargestellt worden.

Folgende Änderungen von Zirkulationstypen für die Zukunft ergeben sich für die verschiedenen Jahreszeiten:

Im Frühling zeigt ECHAM6 am häufigsten signifikante Auftrittsänderungen der Zirkulationstypen (Abbildung 3.4.2.1a), allerdings sind davon nur 4 starkniederschlagsrelevante Typen betroffen. ZT 14, ein Cut-off low mit primärer Relevanz im Nordstau der Alpen, geht beim kräftigen Szenario RCP8.5 im späten Zeitraum 2071-2100 zurück. Signifikante Zunahmen verzeichnet vor allem ZT 16 (außer beim schwachen Szenario im frühen Zeitraum), ein weiteres Cut-off low jetzt mit primärer Relevanz im Osten des Untersuchungsgebiets. Weitere, wenngleich schwächere Zunahmen zeigt ZT 2, bedeutsam vom Norden des Untersuchungsgebiets bis zum Alpennordrand. ZT 10, primär relevant für den Nordwesten, steigt erst beim starken Szenario im späten Zeitraum signifikant an. Das ältere Globalmodell ECHAM5 reproduziert keine der genannten Häufigkeitsänderungen (Abbildung 3.4.2.1b), während sich bei EC-EARTH zumindest teilweise Ähnlichkeiten ergeben (Abbildung 3.4.2.1c), so die Abnahme von ZT 14 und die Zunahme von ZT 16 (signifikant allerdings nicht im späten, sondern im frühen Zeitraum). Anstelle von ZT 2 und ZT 10, die keine Signifikanz mehr erreichen, gilt dies nun

im späten Zeitraum für ZT 7 (Troglage bedeutsam am Alpennordrand) und im frühen Zeitraum für ZT 11 (Cut-off low bedeutsam im Süden).

Im Sommer zeigen sich bei den starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen kaum signifikante Zunahmen (lediglich bei ECHAM5 und nur im frühen Zeitraum für ZT 5 – ein Cut-off low bedeutsam am Alpennordrand), dagegen wiederholt signifikante Abnahmen (Abbildung 3.4.2.2). Betroffen sind bei ECHAM6 und EC-EARTH ZT 2 (relevant im Westen des Untersuchungsgebiets), bei ECHAM 6 und ECHAM5 im späten Zeitraum ZT 15 (relevant im Südwesten), bei ECHAM5 ZT 3 und ZT 6 (Cut-off lows mit Bedeutsamkeit im Süden bzw. vom Alpennordrand Richtung Osten) sowie bei EC-EARTH im späten Zeitraum bei starkem Szenario ZT 1 und ZT 5 (Cut-off lows relevant im Nordosten bzw. am Alpennordrand). Trotz aller Unterschiedlichkeit im Einzelnen zwischen den verschiedenen Modellen lässt sich jedoch insofern eine übereinstimmende Tendenz für den Sommer feststellen, als starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen entweder annähernd gleichbleibende oder signifikant reduzierte Auftrittshäufigkeiten in den beiden Projektions-Zeiträumen zeigen.

Im Herbst lässt sich jahreszeitlich die geringste Anzahl an signifikanten Häufigkeitsänderungen feststellen (Abbildung 3.4.2.3). Unter den starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen sind bei ECHAM 6 nur ZT 6 (zonales Muster, relevant im Nordwesten, mit Abnahmen beim schwachen und Zunahmen beim starken Szenario) und ZT 8 (meridionales Muster, primär relevant im Süden, mit Abnahme beim starken Szenario im späten Zeitraum) betroffen sowie bei ECHAM5 ZT 5 (gemischtes Zirkulationsmuster, relevant im Südwesten, mit Zunahme nur im frühen Zeitraum). EC-EARTH zeigt keine signifikanten Änderungen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen und drückt damit die vorherrschende Tendenz für den Herbst aus.

Im Winter (Abbildung 3.4.2.4) erreicht ZT 18 (nordwestliche Anströmung, relevant im Nordstau der Alpen) die stärksten positiven Änderungen unter den starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen, signifikant bei ECHAM6 für das starke Szenario in beiden Projektions-Zeiträumen, bei EC-EARTH – etwas fragwürdig – allerdings nur für das schwächere Szenario im frühen Zeitraum und bei ECHAM5 insignifikant verbleibend. Geringere Zunahmen zeigt ZT 8 (ähnliche Anströmung, ebenfalls relevant in Teilen der Region Nordstau), allerdings nur in den beiden ECHAM-Modellen, nicht in EC-EARTH. Gänzlich widersprüchlich verhält es sich bei ZT 6 (Potential für Cut-off lows über Oberitalien, primär relevant für den Süden): Zunahme bei EC-EARTH, Abnahme bei ECHAM5, insignifikant verbleibend bei ECHAM6. Nur bei ECHAM5 werden teils signifikante Änderungen erreicht für ZT 12 (Zunahme zonales Muster, relevant v.a. im Norden und Westen) sowie ZT 14 (Abnahme zyklonales Wellenmuster, relevant v.a. im Südwesten).

Insgesamt lassen sich sowohl generelle Übereinstimmungen (z.B. Zunahme zonaler Muster im Winter, vorwiegend gleichbleibende oder abnehmende Häufigkeiten starkniederschlagsrelevanter Zirkulationstypen im Sommer) als auch Diskrepanzen bei einzelnen Zirkulationstypen feststellen (Beispiel ZT 6 im Winter). Grundsätzlich muss zu

diesem Unterkapitel aber auch klargestellt werden, dass mögliche Starkniederschlagsänderungen sich nicht allein aus den hier betrachteten signifikanten Häufigkeitsänderungen einzelner Zirkulationstypen ableiten lassen; vielmehr gehen in die Regressionsmodelle zur Abschätzung von Starkniederschlagsänderungen die Auftrittshäufigkeiten mehrerer Zirkulationstypen ein (vgl. Kapitel 3.5 und 3.6), die im Gesamteffekt ein anderes Ergebnis erzeugen können als es die Häufigkeitsänderung lediglich einzelner markanter Zirkulationstypen suggerieren mag.

Auf der Grundlage der (in den vorangehenden Kapiteln erläuterten) zielgrößenspezifisch optimierten Zirkulationsklassifikationen erfolgt die statistische Modellierung regionaler monatlicher Werte der Anzahl der Tage mit Starkniederschlag (Überschreitungen des 95%-Perzentsils der täglichen Gebietsniederschlagssummen im Zeitraum 1951-2006) sowie desjenigen Teils der monatlichen Niederschlagssummen, die durch diese Starkniederschläge verursacht sind. Für beide Zielgrößen werden separate Modelle für die vier Jahreszeiten Frühjahr (MAM), Sommer (JJA), Herbst (SON) und Winter (DJF) entwickelt.

Die statistische Modellierung erfolgt mittels schrittweiser multipler Regressionsmodelle. Als Prädiktoren (unabhängige Einflussgrößen) werden dabei monatliche Auftrittshäufigkeiten (Anzahl in Tagen) der 18 Zirkulationstypen verwendet, die spezifisch für Region und Jahreszeit bestimmt worden sind. Als Prädiktand (abhängige Zielgröße) dienen Monatswerte der Anzahl der Starkniederschlagstage bzw. monatliche Starkniederschlagssummen der jeweiligen Niederschlagsregion. Im Rahmen der schrittweisen Regression werden hierbei nur diejenigen Prädiktoren selektiert und in das Regressionsmodell aufgenommen, die zu einer signifikanten Verbesserung der Modellgüte führen – erfasst durch das Akaike-Informationskriterium (Akaike 1974). Diese Vorgehensweise zur regressionsbasierten Modellierung auf der Grundlage von Zirkulationstyp-Häufigkeiten wurde in verschiedenen Untersuchungen für variierende Zielgrößen erfolgreich eingesetzt (Beck et al. 2014a, Beck et al. 2014b).

Jahreszeiten-, regions- und zielgrößenspezifische Regressionsmodelle werden zunächst unter Verwendung der beobachteten Prädiktoren- und Prädiktandenwerte des gesamten Beobachtungszeitraums (1951-2006) erstellt. Aus diesen Modellen ergeben sich die optimale Anzahl und Kombination von Prädiktoren, die in allen nachfolgenden, weiterführenden Anwendungsvarianten der regressionsbasierten Niederschlagsmodellierung (Validierungsstudien, Anwendung auf Klimamodelldaten) verwendet werden.

In den meisten Fällen führt die schrittweise Regressionsanalyse zu einer deutlichen Reduktion der Prädiktorenanzahl. Von den initial berücksichtigten 18 Prädiktoren werden meist nur 3 bis 7 in die optimierten Regressionsmodelle integriert. Mehrheitlich handelt es sich bei diesen ausgewählten Prädiktoren um die monatlichen Auftrittshäufigkeiten der in Kapitel 3.3 diskutierten – jahreszeiten- und regionspezifischen – starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen.

Bevor die Anwendung der Regressionsmodelle auf Klimamolldaten erfolgt (Kapitel 3.5), wird mittels Kreuzvalidierung überprüft, inwieweit eine ausreichende Robustheit der Modelle bei Übertragung von einem Kalibrierungszeitraum – in dem das Modell erstellt wird – auf einen davon unabhängigen Validierungszeitraum – in dem beobachtete und modellierte Prädiktandenwerte verglichen werden – gegeben ist (z.B. Michaelson 1987).

Hierzu wird der Zeitraum 1951-2000 in fünf Dekaden aufgeteilt. In fünf Kalibrierungs-/Validierungsschritten (Tabelle 3.4.1) werden jeweils 4 Dekaden zur Erstellung der Regressionsmodelle verwendet, während in der jeweils verbleibenden 5. Dekade die Anwendung der Modelle und die Überprüfung der Modellgüte mittels Vergleich der beobachteten und modellierten Prädiktandenwerte erfolgt. Zur Quantifizierung der Modellgüte werden verschiedene Metriken herangezogen (R^2 - Erklärte Varianz, MSSS - Mean Squared Skill Score (Murphy 1988)).

Tabelle 3.4.1: Zur Kreuzvalidierung verwendete Kalibrierungs- und Validierungszeiträume

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

Aus der Kreuzvalidierung resultierende Ergebnisse für das Gütemaß Erklärte Varianz (R^2) sind in den Abbildungen 3.4.1 für die Zielgröße "Anzahl der Starkniederschlagstage pro Monat" und für die Zielgröße "durch Starkniederschläge verursachte monatliche Niederschlagssummen" in Abbildung 3.4.2 dargestellt. Entsprechende Abbildungen für das Gütemaß Mean Squared Skill Score (MSSS) finden sich in den Abbildungen A 3.4.3 und A 3.4.4 im Anhang zu diesem Kapitel.

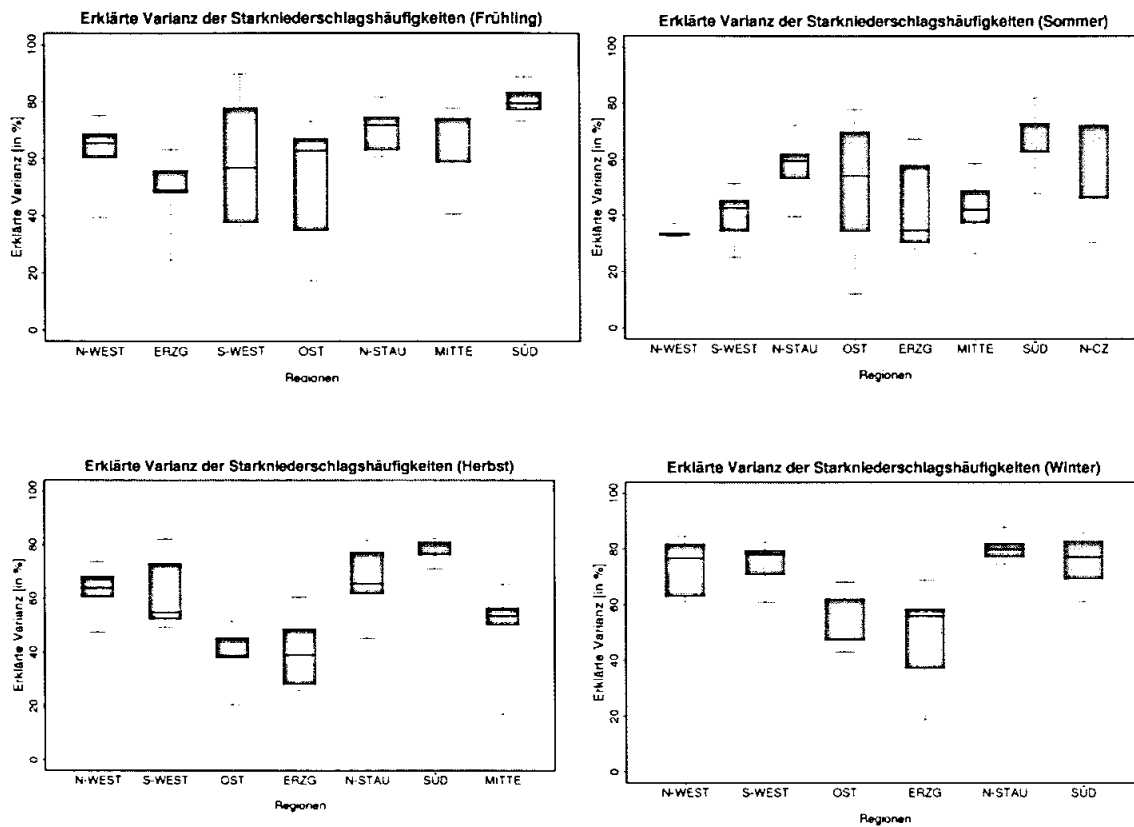


Abbildung 3.4.1: Erklärte Varianzen (in %) der beobachteten Starkniederschlagshäufigkeiten durch modellierte Regressionszeitreihen in fünf unabhängigen Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.

Bezüglich der erklärten Varianz der Modelle zeigen sich teils sehr ausgeprägte Variationen der Modellgüte, sowohl zwischen den Jahreszeiten als auch zwischen den Niederschlagsregionen. Im Mittel über alle Niederschlagsregionen werden die höchsten Modellgüten in den Wintermonaten erreicht. Insgesamt geringere Modellgüten sind für die Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst und vor allem für den Sommer festzustellen. Höchste Modellgüten (R^2) erreichen in einzelnen Validierungsperioden nahezu 90%, während einzelne Minimalwerte von R^2 auf unter 20% absinken. Als Niederschlagsregionen mit mehrheitlich überdurchschnittlich hoher Modellgüte können vor allem die Regionen "SÜD", "N-STAU" sowie "N-WEST" und "S-WEST" (letztere beide nicht im Sommer) identifiziert werden. Regionsspezifische Ausprägungen zeigen sich auch bezüglich der Schwankungsbreite der Modellgüte zwischen den Validierungsperioden (ausgedrückt durch die Höhe der Boxplots). Insbesondere im Frühling ("S-WEST", "OST") und Sommer ("OST", "ERZG", "N-CZ") zeigen sich vereinzelt sehr ausgeprägte Variationen der Modellgüte zwischen den Validierungsperioden, die als Hinweis auf potenzielle zeitliche Instationaritäten in den Prädiktor-Prädikand-Beziehungen in den jeweiligen Regionen und Jahreszeiten zu interpretieren sind.

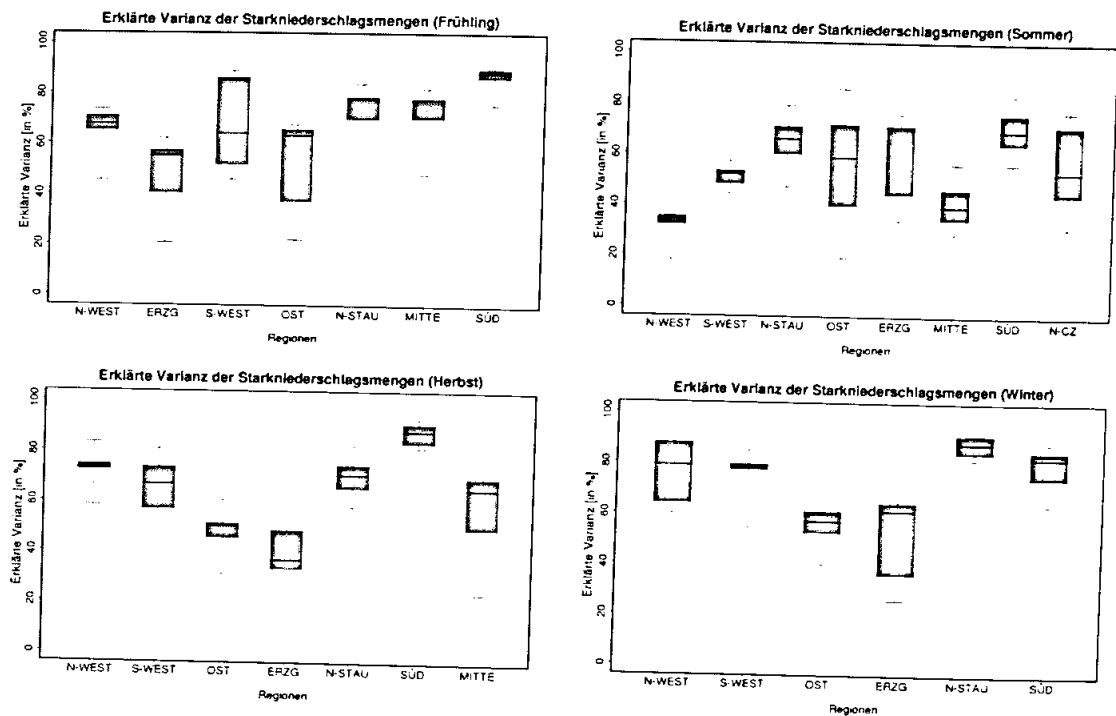


Abbildung 3.4.2: Erklärte Varianzen (in %) der beobachteten Starkniederschlagssummen durch modellierte Regressionszeitreihen in fünf unabhängigen Validierungsperioden. Für jede jahreszeitliche Niederschlagsregion repräsentiert der schwarze Querstrich den Median aus den betreffenden Regressionsmodellen, die Whiskers Maximum und Minimum.

Systematische, aber nur gering ausgeprägte Unterschiede der Modellgüten zeigen sich beim Vergleich der Validierungsergebnisse für die beiden Zielgrößen. Mehrheitlich werden leicht höhere Werte von R^2 bei der Modellierung der monatlichen Starkniederschlagssummen erreicht.

Die für die erklärte Varianz (R^2) dargestellten Differenzierungen der Modellgüte werden auch aus den entsprechenden Darstellungen der Validierungsergebnisse unter Verwendung des Gütemaßes MSSS (Mean Squared Skill Score) deutlich (Abbildung 3.4.3 und A 3.4.4 im Anhang zu diesem Kapitel). Nur in wenigen Fällen wird kein positiver MSSS-Wert erreicht. Die große Mehrheit der Modelle erreicht in allen Validierungsperioden positive MSSS-Werte und damit eine höhere Modellgüte als eine bloße Abschätzung der Zielgrößen unter Verwendung des langzeitlichen Mittelwerts ("Referenzvorhersage"). Hieraus kann auf eine generelle Eignung der Modelle geschlossen werden, aussagekräftige Abschätzungen der beiden Zielgrößen zu generieren. Dies wird weiterhin bestätigt durch die mehrheitlich sehr gute Übereinstimmung der Modellgüten aus der Kreuzvalidierung mit den entsprechenden Gütemaßen, wie sie sich für die über den Gesamtbeobachtungszeitraum kalibrierten Regressionsmodelle ergeben (für R^2 dargestellt in Abbildung 3.4.5 und A 3.4.6 im Anhang zu diesem Kapitel).

3.5 Niederschlagsänderung Zukunft

Die im vorangehenden Kapitel erläuterten Regressionsmodelle, die im Zeitraum 1951-2006 abgeleitet und in multiplen Kalibrierungs-/Validierungsschritten bezüglich ihrer Robustheit quantitativ charakterisiert wurden, werden nachfolgend auf verschiedene globale Klimamodelldaten für die Prädiktoren übertragen, um zu Abschätzungen möglicher zukünftiger Veränderungen der monatlichen Starkniederschlagshäufigkeit und der monatlichen Starkniederschlagssummen in den verschiedenen Niederschlagsregionen zu gelangen.

Das generelle Vorgehen zur Generierung solcher Zukunftsabschätzungen beinhaltet die folgenden Schritte:

- Erstellung der Zirkulationsklassifikationen für die jeweiligen Klimamodelldaten durch Zuordnung der täglichen atmosphärischen Felder aus dem Klimamodell zu den Zentroiden der Zirkulationstypen aus dem Beobachtungszeitraum (aufgrund der minimalen euklidischen Distanz).
- Erstellung der Prädiktorvariablen (monatliche Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen) auf der Grundlage der Klassifikation der Klimamodelldaten. Anzahl und Kombination der Prädiktoren entsprechen hierbei jeweils dem im Beobachtungszeitraum erstellten Regressionsmodell.
- Modellierung der Prädiktandenwerte (Starkniederschlagshäufigkeiten und Starkniederschlagssummen) durch Verwendung der Prädiktorvariablen im entsprechenden Regressionsmodell.

Diese Vorgehensweise wird – separat für MAM, JJA, SON und DJF, für die Niederschlagsregionen und für die Zielgrößen – auf Output-Daten verschiedener globaler Klimamodelle (ECHAM6, ECHAM5, EC-EARTH) und deren unterschiedliche Realisationen (max. 3 numerische Ensemble Members), variierende Szenarien (RCP4.5, RCP8.5 bei ECHAM6 und EC-EARTH, A1B bei ECHAM5) und Modellzeiträume (Referenz-Zeitraum 1971-2000, Projektions-Zeiträume 2021-2050, 2071-2100) angewendet.

Zusätzlich zur Übertragung der Regressionsmodelle, die für den gesamten Zeitraum 1951-2006 erstellt wurden, werden auch die jeweils 5 im Rahmen der Kreuzvalidierung für unterschiedliche Kalibrierungszeiträume erstellten Modelle entsprechend zur Zukunftsabschätzung der Starkniederschläge verwendet. Die aus diesen statistischen Modellensembles resultierenden Ergebnisse werden in Kapitel 3.7 (Unsicherheiten) diskutiert.

Die in diesem Kapitel dargestellten Ergebnisse beruhen also alle auf der Anwendung von Regressionsmodellen, die unter Verwendung des gesamten Beobachtungszeitraums (1951-2006) erstellt wurden. Weiterhin repräsentieren die Ergebnisse jeweils

das "Ensemble Mean", also den Mittelwert der Ergebnisse aus den bis zu 3 Realisationen des jeweils verwendeten Klimamodells.

Als Referenz für die Änderungsabschätzungen in den Projektions-Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 wird jeweils der Referenz-Zeitraum 1971-2000 aus den "Historical Runs" des jeweiligen Klimamodells herangezogen. Die für die Zukunftszeiträume modellierten Werte der Zielgrößen werden zu den für diesen Referenz-Zeitraum modellierten Werten in Beziehung gesetzt, d.h. die Unterschiede zwischen Projektions-Zeitraum und Referenz-Zeitraum werden in Form relativer Veränderungen (in %) quantifiziert.

Die statistische Signifikanz der Unterschiede zwischen Projektions-Zeitraum und Referenz-Zeitraum wird mittels zweier alternativer Vorgehensweisen überprüft. Beide Ansätze beruhen auf dem Vergleich zweier Stichproben, die die modellierten Werte im Projektions-Zeitraum bzw. die modellierten Werte im Referenz-Zeitraum beinhalten. Der erste Ansatz ermittelt die 95%-Konfidenzintervalle der prozentualen Änderungen der Mittelwerte in Projektions-Zeitraum und Referenz-Zeitraum. Ist der Wert 0 in einem Konfidenzintervall nicht enthalten, kann auf statistische Signifikanz (hier bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit) der Veränderung geschlossen werden. Der zweite Ansatz vergleicht die beiden Stichproben hinsichtlich Unterschieden der zentralen Tendenz mittels eines nicht-parametrischen Mann-Whitney Tests (hier für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%). Beide Vorgehensweisen führen zu ähnlichen Ergebnissen, weshalb im Folgenden nur die Signifikanzprüfung auf der Grundlage von Konfidenzintervallen berücksichtigt wird.

In Abbildung 3.5.1 sind die Veränderungen der Anzahl der Starkniederschlagstage pro Monat zwischen Projektions-Zeiträumen und Referenz-Zeitraum auf der Grundlage unterschiedlicher Klimamodelle und Szenarien in jahreszeitlicher Differenzierung für die untersuchten Niederschlagsregionen dargestellt. Abbildung 3.5.2 stellt die entsprechenden Sachverhalte für die Veränderungen der monatlichen Starkniederschlagssummen dar.

Die modellierten Veränderungen zwischen Projektions-Zeiträumen und Referenz-Zeitraum sind in allen Fällen für die Starkniederschlagshäufigkeit (Abbildung 3.5.1) und für die Starkniederschlagssummen (Abbildung 3.5.2) bezüglich Vorzeichen und Betrag der prozentualen Änderungen sehr ähnlich, mehrheitlich sogar nahezu gleich. Daraus ergibt sich eine im Mittel weitgehend gleichbleibende Intensität der regionalen Starkniederschläge; lediglich in zwei Fällen (Region Erzgebirge im Herbst und Region Ost im Winter) zeigt sich beim starken Szenario eine substantielle Zunahme in der mittleren Intensität um etwas mehr als +5%.

Nur in wenigen Fällen erreichen die modellierten Veränderungen statistische Signifikanz. 95%-Konfidenzintervalle, die den Wert Null nicht beinhalten und damit signifikante Änderungen indizieren, tauchen in Abbildung 3.5.1 und Abbildung 3.5.2 in nennenswerter Anzahl lediglich im Winter und vor allem im Sommer auf. In den Übergangsjah-

reszeiten werden nie (Herbst) bzw. lediglich in zwei Fällen (Frühjahr) statistisch signifikante Änderungen detektiert.

Im Frühjahr ergeben sich signifikante prozentuale Zunahmen für ECHAM6 (RCP8.5) im Zeitraum 2071-2100 in den Regionen N-WEST und ERZG. Dieses Änderungssignal wird bezüglich seines Vorzeichens von den anderen Modellen bestätigt und findet sich auch in den meisten anderen Regionen wieder (mit Ausnahme von OST und SÜD), allerdings ohne statistische Signifikanz.

Die deutlichsten Veränderungen sind im Sommer ausgeprägt. Signifikante prozentuale Zunahmen zeigen sich im frühen Zeitraum 2021-2050 für ECHAM6 (RCP8.5) und ECHAM5 (A1B) in den Regionen S-WEST, N-STAU, Ost (nur für ECHAM6 (RCP8.5)), ERZG (nur für ECHAM6 (RCP8.5)), SÜD und N-CZ. EC-EARTH (RCP8.5) zeigt allerdings in allen genannten Fällen eine nicht-signifikante Veränderung entgegengesetzten Vorzeichens. Signifikante prozentuale Abnahmen sind demgegenüber im späteren Zeitraum 2071-2100 festzustellen, wiederum für die Modelle ECHAM6 (RCP8.5) und ECHAM5 (A1B) in den Regionen S-WEST, N-STAU, OST, ERZG, MITTE, SÜD und N-CZ. Diese Abnahmen werden auch, wenngleich nicht signifikant, für EC-EARTH (RCP8.5) ersichtlich. Ein von den anderen Regionen auffallend abweichendes Bild ergibt sich für die Niederschlagsregion N-WEST, die in allen Fällen, also auch im frühen Zeitraum, meist insignifikante Abnahmen aufweist.

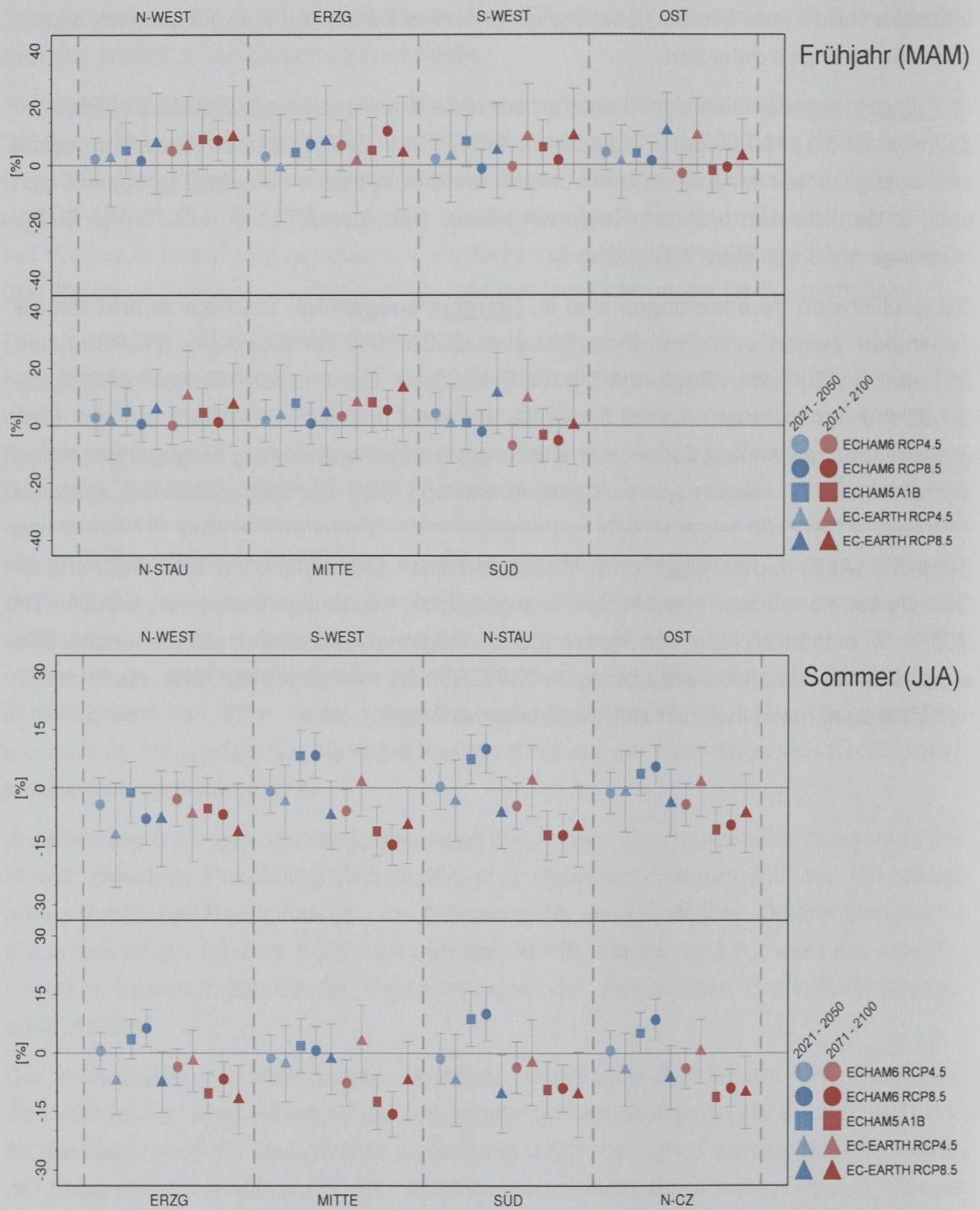


Abbildung 3.5.1: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten in den Projektions-Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 gegenüber 1971-2000 inklusive 95%-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf einem Regressionsmodell und dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

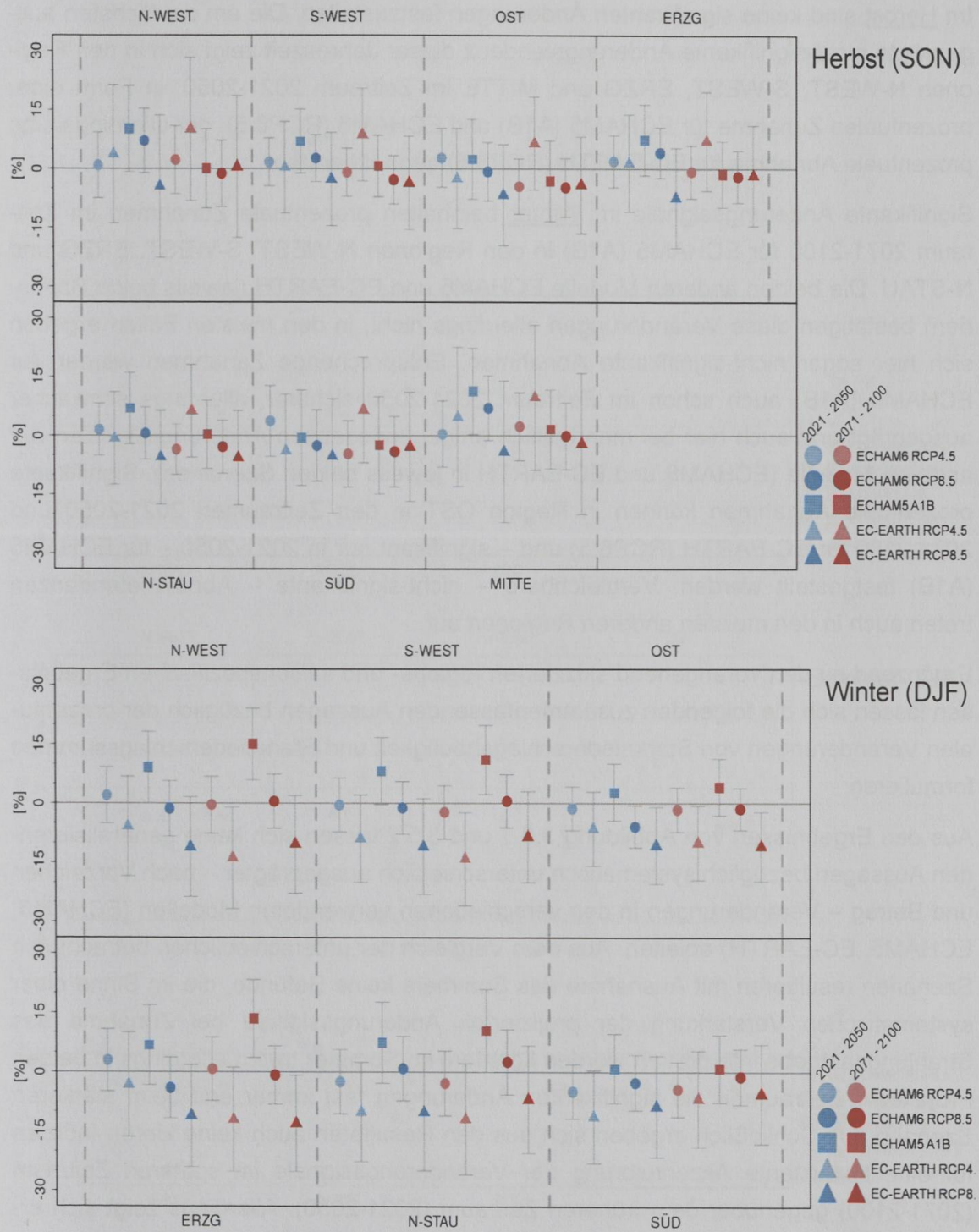


Abbildung 3.5.1 (Fortsetzung): Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten in den Projektions-Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 gegenüber 1971-2000 inklusive 95%-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf einem Regressionsmodell und dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

Im Herbst sind keine signifikanten Änderungen festzustellen. Die am deutlichsten ausgeprägte nicht-signifikante Änderungstendenz dieser Jahreszeit zeigt sich in den Regionen N-WEST, S-WEST, ERZG und MITTE im Zeitraum 2021-2050, in Form einer prozentualen Zunahme für ECHAM5 (A1B) und ECHAM6 (RCP8.5), der allerdings eine prozentuale Abnahme für EC-EARTH (RCP8.5) gegenübersteht.

Signifikante Änderungssignale im Winter beinhalten prozentuale Zunahmen im Zeitraum 2071-2100 für ECHAM5 (A1B) in den Regionen N-WEST, S-WEST, ERZG und N-STAU. Die beiden anderen Modelle ECHAM6 und EC-EARTH (jeweils beide Szenarien) bestätigen diese Veränderungen allerdings nicht; in den meisten Fällen ergeben sich hier sogar nicht-signifikante Abnahmen. Entsprechende Zunahmen werden für ECHAM5 (A1B) auch schon im Zeitraum 2021-2050 sichtbar, allerdings schwächer ausgeprägt und auch hier bei mehrheitlich entgegengesetzten Änderungssignalen der anderen Modelle (ECHAM6 und EC-EARTH in jeweils beiden Szenarien). Signifikante prozentuale Abnahmen können in Region OST in den Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 für EC-EARTH (RCP8.5) und – signifikant nur in 2021-2050 – für ECHAM5 (A1B) festgestellt werden. Vergleichbare – nicht-signifikante – Abnahmetendenzen treten auch in den meisten anderen Regionen auf.

Ergänzend zu den vorangehend skizzierten regions- und seasonspezifischen Ergebnissen lassen sich die folgenden zusammenfassenden Aussagen bezüglich der prozentualen Veränderungen von Starkniederschlagshäufigkeit und Starkniederschlagssummen formulieren:

Aus den Ergebnissen von Abbildung 3.5.1 und 3.5.2 lassen sich keine generalisierenden Aussagen bezüglich systematisch unterschiedlich ausgeprägter – nach Vorzeichen und Betrag – Veränderungen in den verschiedenen verwendeten Modellen (ECHAM6, ECHAM5, EC-EARTH) ableiten. Aus dem Vergleich der unterschiedlichen betrachteten Szenarien resultieren mit Ausnahme des Sommers keine Befunde, die im Sinne einer systematischen Verstärkung der projizierten Änderungssignale bei Zunahme des Strahlungsantriebs interpretiert werden könnten; im Sommer treten allerdings in beiden Projektions-Zeiträumen die signifikanten Änderungen fast immer erst beim stärkeren Szenario auf. Schließlich ergeben sich aus den Resultaten auch keine klaren Indizien für eine konsistente Akzentuierung der Veränderungssignale im späteren Zeitraum (2071-2100) gegenüber dem früheren Zeitraum (2021-2050). Allerdings zeigt sich erneut im Sommer ein Spezifikum insofern, als die verbreitet negativen Vorzeichen bei den Starkniederschlagsgrößen erst im späteren Zeitraum zustande kommen.

Die beiden letztgenannten Sachverhalte werden auch aus Abbildung 3.5.3 im Anhang zu diesem Kapitel ersichtlich. Die beispielhaft dargestellten kontinuierlichen Zeitreihen der modellierten Änderungen der Starkniederschlagshäufigkeiten im Zeitraum 2007-2100 zeigen stark ausgeprägte dekadische bis multi-dekadische Schwankungen bei nur vereinzelt deutlichen langzeitlichen Trends. Darüber hinaus werden markante Variationen in der Relation der Änderungsausmaße bei RCP4.5 und RCP8.5 ersichtlich.

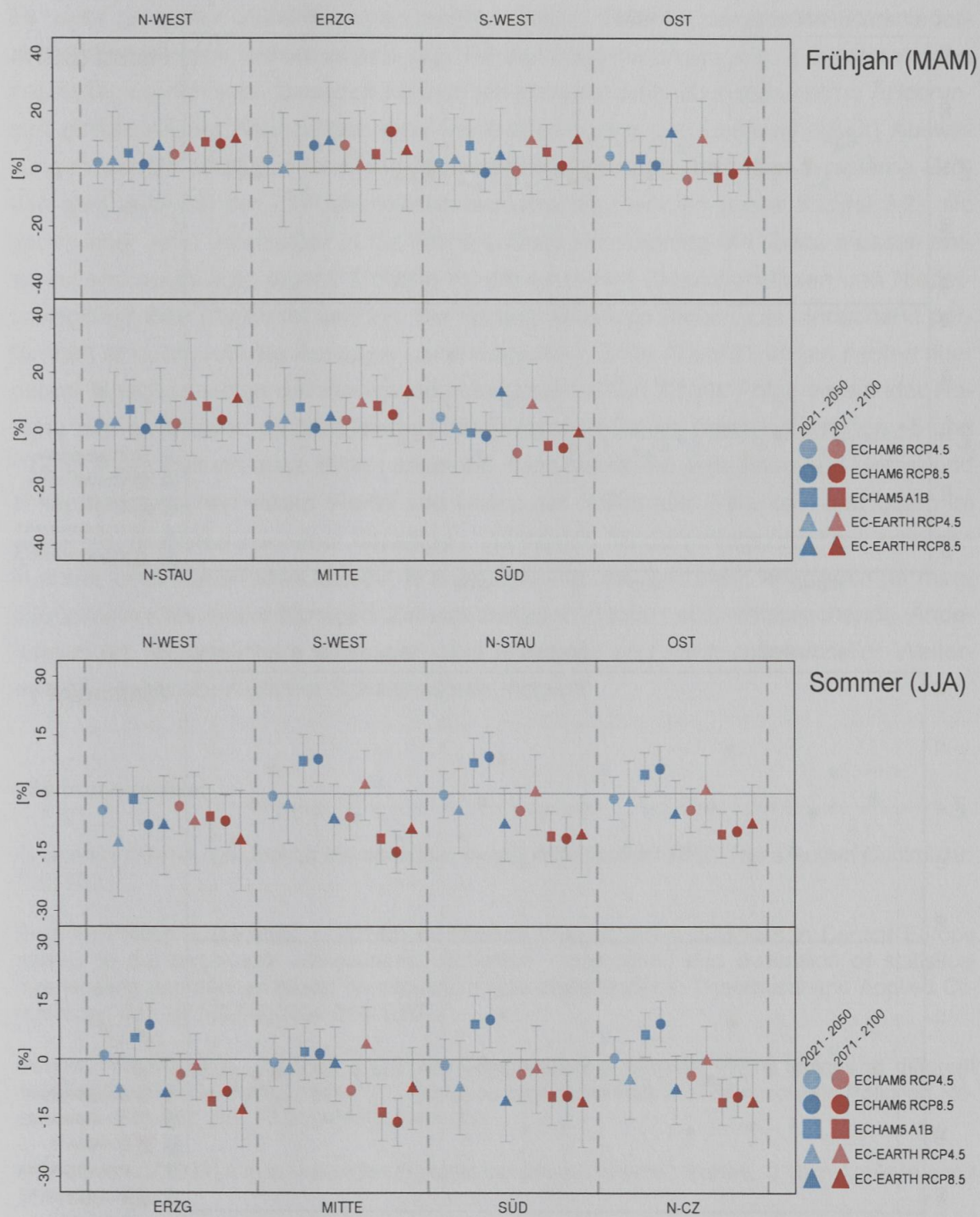


Abbildung 3.5.2: Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagssummen in den Projektions-Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 gegenüber 1971-2000 inklusive 95%-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf einem Regressionsmodell und dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

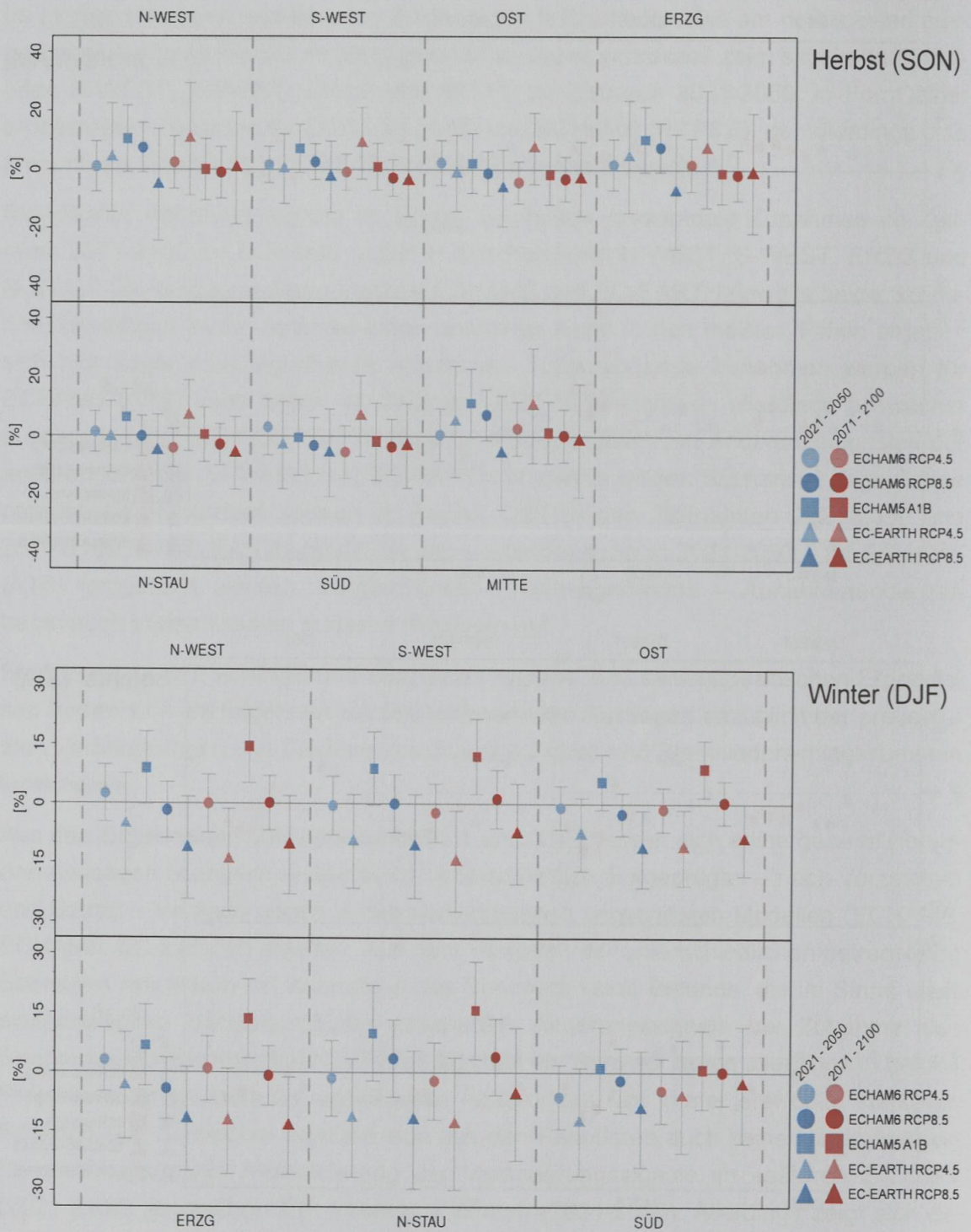


Abbildung 3.5.2 (Fortsetzung): Prozentuale Änderungen der regionalen Starkniederschlagssummen in den Projektions-Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 gegenüber 1971-2000 inklusive 95%-Konfidenzintervalle. Die Abschätzungen basieren auf einem Regressionsmodell und dem jeweiligen Ensemble-Mittel der in der Legende spezifizierten Modellsimulationen.

Es muss an dieser Stelle nochmals betont werden, dass die projizierten Starkniederschlagsänderungen ausschließlich aus Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen abgeleitet worden sind. Daneben können jedoch auch zirkulationstyp-interne Änderungen einflussreicher Kenngrößen (wie Vertikalbewegung und Luftfeuchtigkeit) Auswirkungen auf die künftigen Niederschlagsverhältnisse haben. Derartige typinterne Größen sind zwar bei der ZT-Klassifikation berücksichtigt worden (siehe Kapitel 3.2), sie gehen aber nicht unmittelbar in die Niederschlagsabschätzung ein. Dazu müssen entsprechend ausgelegte eigene Modelle für die einzelnen Zirkulationstypen und Niederschlagsregionen abgeleitet werden, die bislang allerdings meist nicht hinreichend performant sind, um robuste Aussagen zu ermöglichen. Erste Abschätzungen deuten aber darauf hin, dass einige der starkniederschlagsrelevanten ZT als Folge verstärkter Hebung und Luftfeuchte erhöhte Niederschlagswerte (meist im Bereich zwischen +5 und +12%) in der Zukunft auszubilden scheinen. Dies betrifft am wenigsten den Herbst und ansonsten zwischen einem Viertel und knapp der Hälfte aller Fälle (am häufigsten im Sommer). Betroffen von einer derartigen typinternen Niederschlagszunahme scheinen in erster Linie Cut-off lows zu sein (v.a. im Frühling und Sommer), aber auch für manche zonalen bis wellenförmigen Zirkulationstypen deuten sich entsprechende Änderungen an. Verlässlichere Aussagen sind allerdings erst nach substanzieller Weiterentwicklung diesbezüglicher Schätzmodelle möglich.

Literaturverweise:

Akaike H (1974) A new look at the statistical model identification. *IEEE Trans Autom Control* 19: 716–723

Beck C, Philipp A, Jacobeit J (2014a) Interannual drought index variations in Central Europe related to the large-scale atmospheric circulation - application and evaluation of statistical downscaling approaches based on circulation type classifications. *Theoretical and Applied Climatology*, doi: 10.1007/s00704-014-1267-z

Beck C, Weitnauer C, Jacobeit J (2014b) Downscaling of monthly PM10 indices at different sites in Bavaria (Germany) based on circulation type classifications. *Atmospheric Pollution Research* 5: 741-752, doi: 10.5094/APR.2014.083

Michaelsen J (1987) Cross-validation in statistical climate forecast models. *J Clim Appl Meteorol* 26: 1589–1600.

Murphy AH (1988) Skill scores based on the mean square error and their relationship to the correlation coefficient. *Mon Weather Rev* 116: 2417–2424

3.6 Tagesbezogene Abschätzungen auf Basis der Analogmethode

Ergänzend zu den monatlich aggregierten Abschätzungen der Starkniederschlagsveränderungen wurden Statistiken zu Veränderungen auf einzeltäglicher Basis mithilfe der Analogmethode (Zorita und v. Storch 1999) abgeleitet. Der Kern dieser Methode besteht darin, für jedes tägliche Zirkulationsmuster der Klimamolldatensätze ein Analogon innerhalb der historisch-rezenten Beobachtungsdatensätze zu finden und den jeweils dazu assoziierten Niederschlagswert als Abschätzung für künftige Verhältnisse heranzuziehen. An diese für die verschiedenen Modelle und Szenarien generierten täglichen Niederschlagszeitreihen lassen sich statistische Verteilungen und auch geeignete Extremwertverteilungen anpassen, die Aussagen über Häufigkeiten von Starkniederschlagstagen sowie Starkniederschlagssummen erlauben.

Als Beobachtungsdatensätze für den historisch-rezenten Zeitraum wurden die NCEP/NCAR-Reanalyse für die COST733-Domain 6 (hier die Variablen SLP, OM700 und RH700) sowie die Niederschlagswerte der WETRAX-Niederschlagsregionen in täglicher Auflösung herangezogen. Als Klimamolldaten wurden die Ensemble-Members verschiedener Szenarien von ECHAM6 (historical, RCP4.5, RCP8.5), von ECHAM5 (20C und A1B) sowie von EC-Earth (historical, RCP4.5, RCP8.5) einbezogen. Die Zirkulations- und Luftfeuchtedaten wurden im Zuge der Präprozessierung einer VARIMAX-rotierten Hauptkomponentenanalyse mit 20 Principal Components (PCs) unterzogen, um den ungleichen Anteil von Rauschen in Beobachtungs- und Molldaten zu eliminieren. Die Ähnlichkeit zwischen einzelnen Tagen bei der Analogon-Suche stützt sich auf die Euklidische Distanz, berechnet auf Grundlage der 20 PC-Score-Reihen.

Validierung

Um das Erklärungspotential dieser Methode abzuschätzen, wurde ein sog. Leave-One-Out Validierungsverfahren durchgeführt. Hierbei werden einzelne Tagesniederschlagssummen der Vergangenheit modelliert, ohne das vorhergehende, aktuelle und nachfolgende Jahr des jeweiligen Kandidaten bei der Analogon-Suche zu berücksichtigen, um tatsächlich unabhängige Analoga zu gewährleisten. Auf diesem Weg werden alle einzelnen Tagesniederschläge im Zeitraum 1951-2006 abgeschätzt. Die Übereinstimmung der so gewonnenen modellierten Zeitreihen mit den Beobachtungsdaten wird für die vier meteorologischen Jahreszeiten durch die erklärte Varianz sowie den Mean Error evaluiert, basierend auf den Monatssummen für jede WETRAX-Niederschlagsregion. Abbildung 3.6.1 zeigt die durch die Niederschlagsmodelle erklärte Varianz bei monatlicher Aggregation der Niederschlagssummen. Dabei zeigt sich, dass die Modellierung zwar in keinem Fall mehr als die Hälfte der gesamten Niederschlagsvariabilität zu erklären vermag, dass jedoch wichtige synoptische Signale für die Niederschlagsschwankungen in den Modellen enthalten sind. Im Vergleich zu Er-

gebnissen aus der COST Action 733 (Beck et al. 2010) sind die hier dokumentierten Erklärungsanteile durchaus überdurchschnittlich.

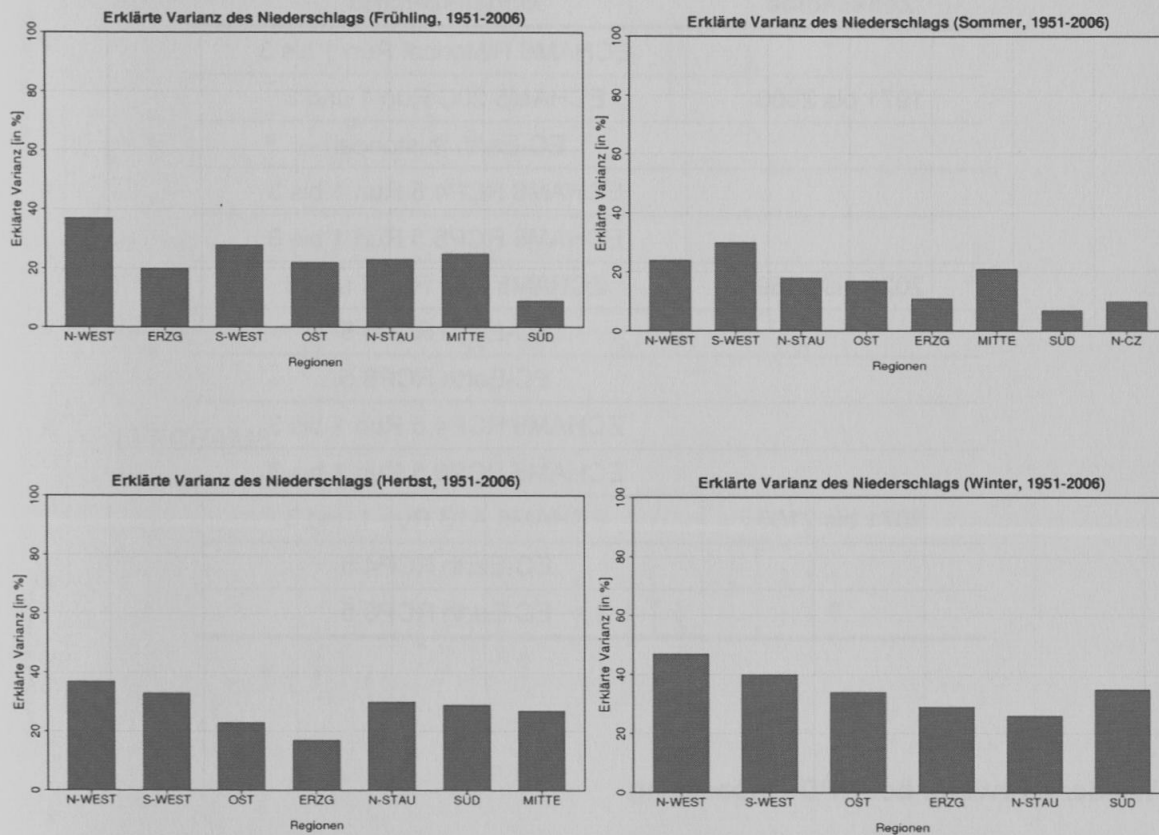


Abbildung 3.6.1: Erklärte Varianzen (in %) der beobachteten Niederschläge durch die nach Analogmethode generierten Niederschläge im Zeitraum 1951-2006 bei monatlich aggregierten Niederschlagssummen für die WETRAX-Niederschlagsregionen in den vier meteorologischen Jahreszeiten.

Projektion

Äquivalent zum beschriebenen Vorgehen bei der Validierung wird die Projektion auf Klimamodell-Outputdaten für die drei Zeitscheiben 1971-2000, 2021-2050 sowie 2071-2100 durchgeführt. Tabelle 3.6.1 gibt den Überblick über die hierbei durchgeführten Projektionen.

Zur erforderlichen Biaskorrektur der täglichen Niederschlagszeitreihen wurde das Verfahren des Quantile-Mapping eingesetzt. Hierbei wird die empirische Häufigkeitsverteilung der abgeschätzten Niederschläge an die Verteilung der Beobachtungsdaten angepasst. Hierzu werden in Quantilsschritten von 1% jeweils Korrekturterme berechnet, mit denen die modellierten Daten desselben Quantils korrigiert werden. Zwischen den 1%-Quantilsschritten werden die Korrekturterme interpoliert. Dies führt insbesondere zur Korrektur der Unterschätzung von Extremen bei der statistischen Modellierung.

Tabelle 3.6.1: Mit der Analogmethode durchgeführte Projektionen zur Modellierung täglicher Niederschlagsreihen der WETRAX-Regionen.

Zeitscheibe	Modellszenario
	ECHAM6 Historical Run 1 bis 3
1971 bis 2000	ECHAM5 20C Run 1 und 3
	EC-Earth (historical)
	ECHAM6 RCP4.5 Run 1 bis 3
	ECHAM6 RCP8.5 Run 1 bis 3
2021 bis 2050	ECHAM5 A1B Run 1 und 3
	EC-Earth RCP4.5
	EC-Earth RCP8.5
	ECHAM6 RCP4.5 Run 1 bis 3
	ECHAM6 RCP8.5 Run 1 bis 3
2071 bis 2100	ECHAM5 A1B Run 1 und 3
	EC-Earth RCP4.5
	EC-Earth RCP8.5

Wiederkehrwerte bei GPD-Anpassung

Die oben generierten und bias-korrigierten täglichen Niederschlagssummen werden zur Abschätzung der Auftrittscharakteristika von Starkniederschlägen herangezogen. Hierzu wird die Generalisierte Pareto Verteilung (GPD), die derartige Berechnungen gerade für die niedrigen Auftretshäufigkeiten im Extremwertbereich einer Verteilung zulässt, an die modellierten Niederschlagsdaten angepasst.

Abbildung 3.6.2 gibt exemplarisch für das Frühjahr die resultierenden Änderungen von Niederschlags-Wiederkehrwerten für verschiedene Wiederkehrintervalle in der WETRAX-Region 3 (Südwest) wieder. Bei keinem der drei Modelle ECHAM5, ECHAM6 und EC-EARTH ergeben sich hierbei signifikante Änderungen der Wiederkehrwerte, was durch die Überlappung der Konfidenzintervalle (hier für 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit) offensichtlich wird. Auch ergeben sich unterschiedliche Tendenzen zwischen den drei Modellen bezüglich absoluter Veränderungen. Während mit ECHAM5 tendenziell eine systematische Steigerung der Tagessummen des Niederschlags bei sehr seltenen Extremereignissen (20-, 50- und 100-jährlich) im 21. Jahrhundert angenommen werden kann (stärker für 2021-2050 als für 2071-2100), ist dies bei ECHAM6 nicht der Fall. Für den Zeitraum 2071-2100 wird bei den RCP8.5 Szenarien sogar ein Rückgang angedeutet.

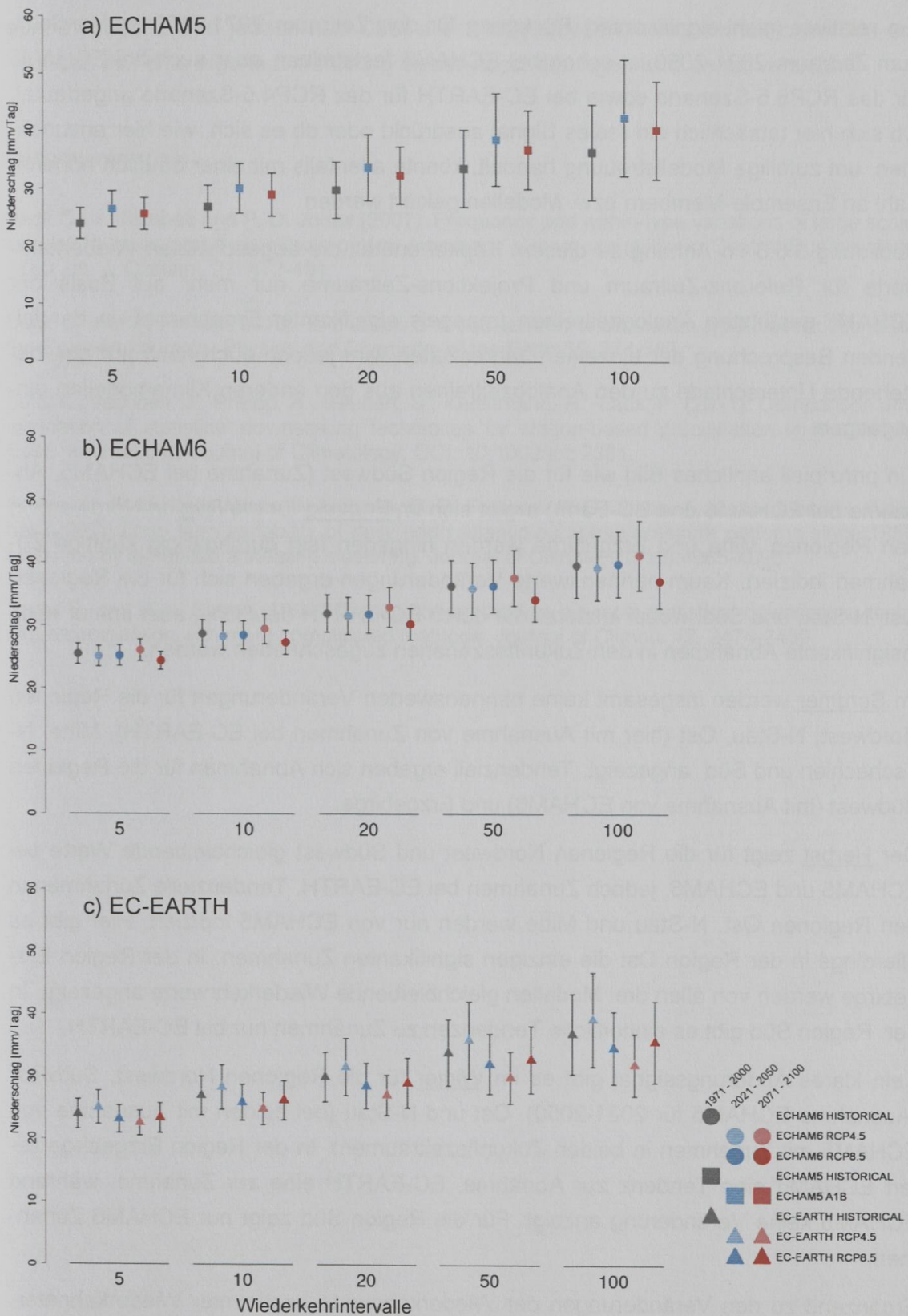


Abbildung 3.6.2: Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95%-Konfidenzintervallen für die Wiederkehrintervalle 5, 10, 20, 50 und 100 Jahre in der Region Südwest im Frühling. Bei der zugrundeliegenden Analogmethode wurde in den angegebenen Zeiträumen (siehe Legende) das jeweilige Ensemble-Mittel herangezogen.

Ein relativer (nicht-signifikanter) Rückgang für den Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 2021-2050 ist schon bei ECHAM5 feststellbar, aber auch bei ECHAM6 für das RCP8.5-Szenario sowie bei EC-EARTH für das RCP4.5-Szenario angedeutet. Ob sich hier tatsächlich ein reales Signal ausdrückt oder ob es sich, wie hier anzunehmen, um zufällige Modellstreuung handelt, könnte allenfalls mit einer deutlich höheren Zahl an Ensemble-Mitgliedern bzw. Modellen geklärt werden.

Abbildung 3.6.3 im Anhang zu diesem Kapitel enthält die abgeschätzten Wiederkehrwerte für Referenz-Zeitraum und Projektions-Zeiträume nur mehr auf Basis der ECHAM6-gestützten Analogzeitreihen (mangels signifikanter Ergebnisse), in der folgenden Besprechung der einzelnen Jahreszeiten wird jedoch auch noch auf ggf. bestehende Unterschiede zu den Analogzeitreihen aus den anderen Klimamodellen eingegangen.

Ein prinzipiell ähnliches Bild wie für die Region Südwest (Zunahme bei ECHAM5, Abnahme bei ECHAM6 und EC-Earth) ergibt sich im Frühling für die Region Nordwest. In den Regionen Mitte und Erzgebirge werden hingegen fast durchgängig künftige Zunahmen indiziert. Kaum nennenswerte Veränderungen ergeben sich für die Regionen Ost, N-Stau und Süd, wobei letzterer nur durch EC-EARTH deutliche, aber immer noch insignifikante Abnahmen in den Zukunftsszenarien zugeschrieben werden.

Im Sommer werden insgesamt keine nennenswerten Veränderungen für die Regionen Nordwest, N-Stau, Ost (hier mit Ausnahme von Zunahmen bei EC-EARTH), Mitte, N-Tschechien und Süd angezeigt. Tendenziell ergeben sich Abnahmen für die Regionen Südwest (mit Ausnahme von ECHAM6) und Erzgebirge.

Der Herbst zeigt für die Regionen Nordwest und Südwest gleichbleibende Werte bei ECHAM5 und ECHAM6, jedoch Zunahmen bei EC-EARTH. Tendenzielle Zunahmen in den Regionen Ost, N-Stau und Mitte werden nur von ECHAM5 indiziert. Hier gibt es allerdings in der Region Ost die einzigen signifikanten Zunahmen. In der Region Erzgebirge werden von allen drei Modellen gleichbleibende Wiederkehrwerte angezeigt. In der Region Süd gibt es einheitliche Tendenzen zu Zunahmen nur bei EC-EARTH.

Kein klares Änderungssignal gibt es im Winter für die Regionen Nordwest, Südwest (Ausnahme ECHAM5 für 2021-2050), Ost und N-Stau (bei beiden mit Ausnahme von ECHAM5 mit Zunahmen in beiden Zukunftszeiträumen). In der Region Erzgebirge liefert ECHAM6 eine Tendenz zur Abnahme, EC-EARTH eine zur Zunahme, während ECHAM5 keine Veränderung anzeigt. Für die Region Süd zeigt nur ECHAM6 Zunahmen.

Ergänzend zu den Veränderungen der Wiederkehrwerte bestimmter Wiederkehrintervalle lassen sich aus den mittels Analogmethode generierten Niederschlagszeitreihen auch monatliche, saisonale und jährliche Veränderungen von regionalen Starkniederschlagshäufigkeiten und Starkniederschlagssummen berechnen. Hier ergeben sich nur für einzelne Regionen in unterschiedlichen Jahreszeiten teils signifikante Veränderun-

gen, insgesamt wird jedoch kein über alle Klimamodelle hinweg einheitliches Bild erkennbar. Auf eine eigene Darstellung dieser Abschätzungen wird daher verzichtet.

Literaturverweise:

Beck C., J. Jacobeit and P. D. Jones (2007): Frequency and within-type variations of large scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in Central Europe since 1780. *Int. J. Climatol.* 27: 473-491.

Beck C. and A. Philipp (2010): Evaluation and comparison of circulation type classifications for the European domain. *Physics and Chemistry of the Earth* 35: 374-387.

Lutz, K., Jacobeit, J., Philipp, A., Seubert, S., Kunstmann, H., Laux, P. (2011): Comparison and evaluation of statistical downscaling techniques for station-based precipitation in the Middle East. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.2381.

Philipp A., P. M. Della-Marta, J. Jacobeit, D. R. Fereday, P. D. Jones, A. Moberg, and H. Wanner (2007): Long term variability of daily north atlantic-european pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering. *Journal of Climate*, 20(16):4065-4095.

Zorita E. and H. v. Storch (1999): The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *Journal of Climate* 12, 2474-2489

3.7 Unsicherheiten (AP3)

Neben der Unsicherheit, welche Szenario-Annahmen die tatsächliche Zukunftsentwicklung am ehesten widerspiegeln, erwachsen weitere Unsicherheiten aus den methodischen Vorgehensweisen: zum einen durch die Verwendung numerischer Klimamodelle, die nicht nur untereinander Differenzen aufweisen (siehe Kapitel 3.6), sondern auch für sich selbst genommen in Abhängigkeit von leicht differierenden Anfangsbedingungen unterschiedliche Ergebnisse hervorbringen. Diese interne Modellvariabilität wird versucht zu quantifizieren, indem mehrere Läufe (Realisationen) mit demselben Klimamodell durchgeführt werden (im Fall von ECHAM6 waren jeweils drei verfügbar) und die Spannweite der Resultate dieses Ensembles betrachtet wird. Zum anderen entstehen Unsicherheiten durch statistische Modellabschätzungen, die durch ein weiteres Ensemble, diesmal aus mehreren statistischen Modellen mit unterschiedlichen Kalibrierungsperioden, quantifiziert werden können. Dies wird in Kapitel 3.7.1 für den regressionsanalytischen Ansatz aufgezeigt, während in Kapitel 3.7.2 im Kontext der Analog-Methode Konfidenzintervalle für die Wiederkehrwerte der mehrfachen numerischen Realisationen spezifiziert werden.

3.7.1 Unsicherheiten im Kontext der Regressionsanalyse

Dabei werden also keine Ensemble-Mittel mehr betrachtet (wie in Kapitel 3.6), sondern für jede Realisation des Globalmodells ein eigener Box-Plot gezeichnet (Abbildung 3.7.1). Dieser gibt die Ergebnis-Spannweite aus fünf statistischen Modellen wieder, deren unterschiedliche Kalibrierungsperioden unter Auslassung jeweils eines anderen Jahrzehnts aus Tabelle 3.7.1 zu entnehmen sind.

Tabelle 3.7.1: Übersicht der Kalibrierungs- und Validierungsperioden für die Aufstellung der 5 statistischen Modelle.

Verfügbare Niederschlagsdaten Zeitraum 1951-2006	
Kalibrierungsperiode	Validierungsperiode
1961 - 2006	1951 - 1960
1951 - 1960, 1971 - 2006	1961 - 1970
1951 - 1970, 1981 - 2006	1971 - 1980
1951 - 1980, 1991 - 2006	1981 - 1990
1951 - 1990, 2000 - 2006	1991 - 2000

Die fünf statistischen Modelle werden herangezogen, um für die ECHAM6-Prädiktoren aus allen drei numerischen Realisationen saisonale und regionspezifische Werte von Starkniederschlagssumme und Starkniederschlagshäufigkeit zu berechnen, und zwar für den Referenz-Zeitraum wie für die beiden künftigen Zeiträume und die beiden Sze-

narien. Die beispielhaften Box-Plots in Abbildung 3.7.1 zeigen jeweils die saisonalen Mittelwerte der Starkniederschlagsgrößen in ihrer statistisch bedingten Spannweite.

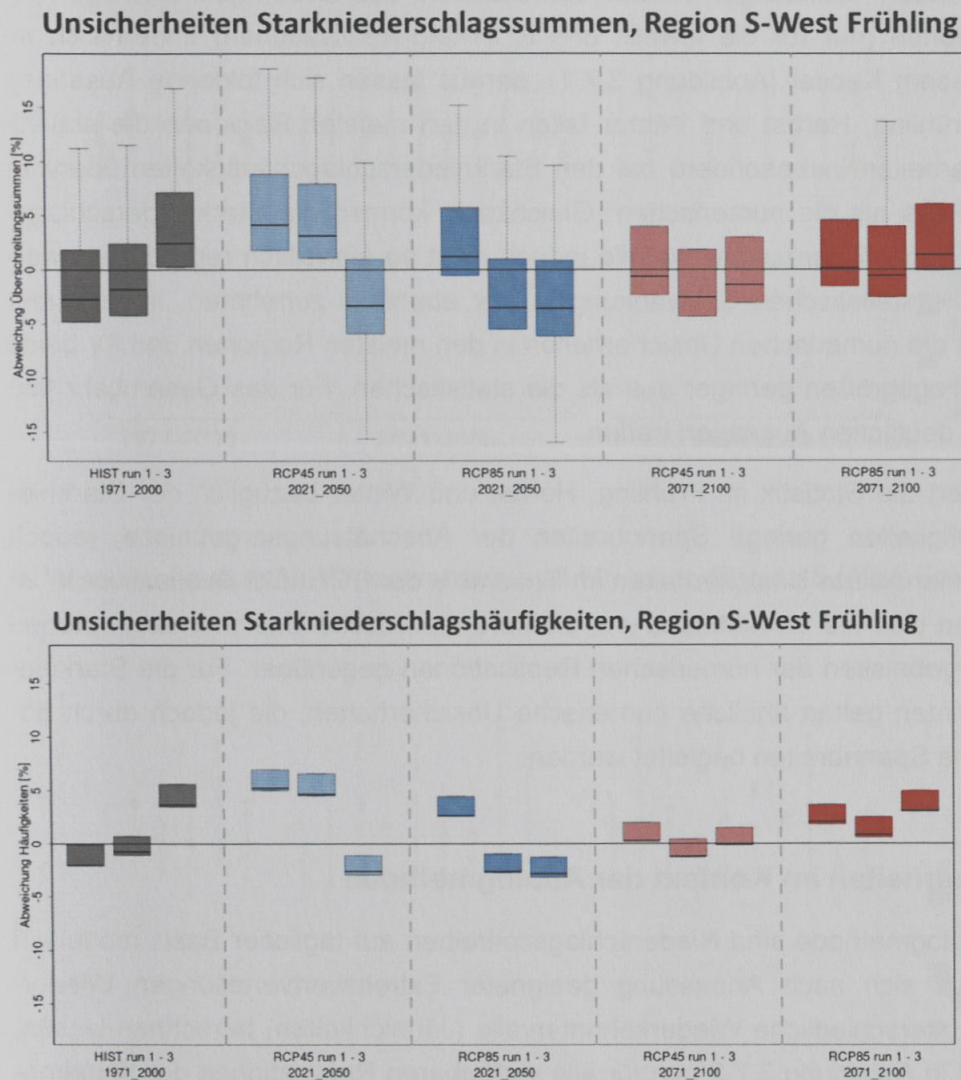


Abbildung 3.7.1: Unsicherheits-Spannbreiten für Starkniederschlagssummen und Starkniederschlagshäufigkeiten, Beispiel Region S-West Frühling. Für jede der jeweils 3 ECHAM6-Realisationen wird ein eigener Boxplot gezeigt, sowohl im Referenz-Zeitraum 1971-2000 als auch in den Projektions-Zeiträumen 2021-2050 und 2071-2100 für die RCP4.5 und RCP8.5 Szenarien. Jeder Boxplot beinhaltet die Ergebnisse aus 5 statistischen Regressionsmodellen mit unterschiedlichen Kalibrierungsperioden (siehe Tabelle 3.7.1), wobei der schwarze Querstrich den Median repräsentiert, die Box seine benachbarten Werte und die Whiskers Maximum und Minimum.

Wie Abbildung 3.7.1 zu entnehmen ist, bestehen sowohl statistische als auch numerische Unsicherheiten, welche stets bei der Beurteilung von Ergebnissen berücksichtigt werden müssen. Im Beispiel Frühling/Niederschlagsregion "S-WEST" fällt die Spannweite der statistischen Abschätzungen bei der Starkniederschlagshäufigkeit deutlich

geringer aus als jene, welche sich aus den drei Realisationen des ECHAM6-Modells ergibt. Zugleich werden jedoch die statistischen Unsicherheiten bei den Starkniederschlagssummen wesentlich größer.

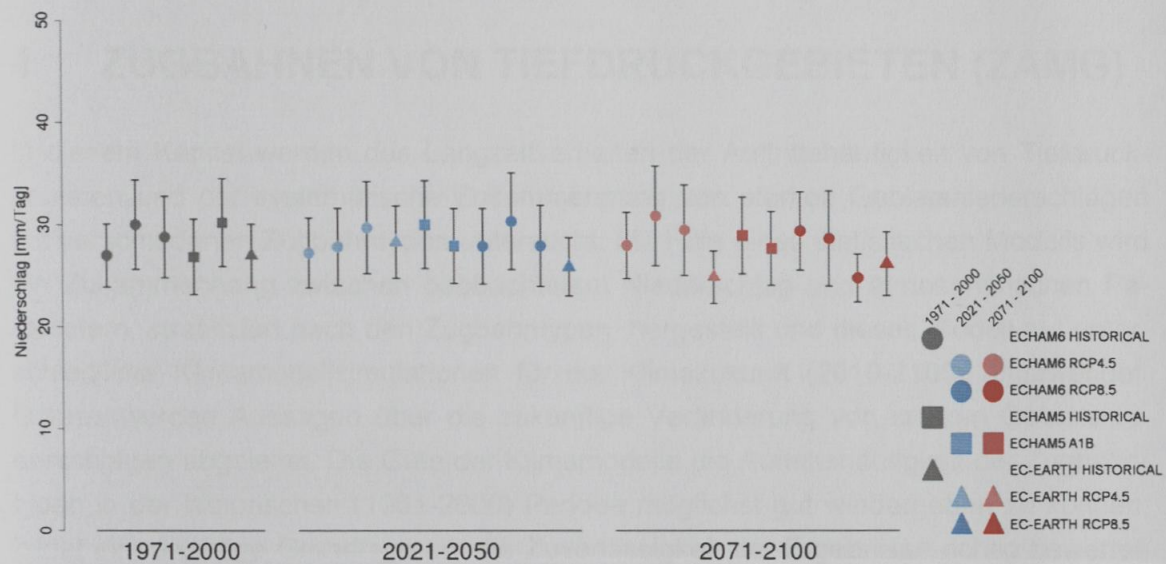
Die entsprechenden Abbildungen für alle Jahreszeiten, das Gesamtjahr und alle Niederschlagsregionen (nur für die jeweils drei ECHAM6-Realisationen) finden sich im Anhang zu diesem Kapitel (Abbildung 3.7.1), daraus lassen sich folgende Aussagen ableiten: im Frühling, Herbst und Winter fallen in den meisten Regionen die statistischen Unsicherheiten insbesondere bei den Starkniederschlagshäufigkeiten überwiegend geringer aus als die numerischen. Gleichzeitig können die Starkniederschlagssummen mithilfe der Regressionsmodelle jedoch nicht so einheitlich reproduziert werden, sodass die statistischen Schwankungen hier ebenfalls zunehmen. Im Sommer fallen dagegen die numerischen Unsicherheiten in den meisten Regionen und für beide Starkniederschlagsgrößen geringer aus als die statistischen. Für das Gesamtjahr lassen sich keine deutlichen Aussagen treffen.

Insgesamt liefert die Statistik im Frühling, Herbst und Winter bezüglich der Starkniederschlagshäufigkeiten geringe Spannbreiten der Abschätzungsergebnisse, jedoch verbleiben nennenswerte Unsicherheiten im Ensemble der ECHAM6-Realisationen. Im Sommer kehren sich die Verhältnisse um, stärkere statistische Unsicherheiten stehen ähnlicheren Ergebnissen der numerischen Realisationen gegenüber. Für die Starkniederschlagssummen gelten ähnliche numerische Unsicherheiten, die jedoch durch höhere statistische Spannbreiten begleitet werden.

3.7.2 Unsicherheiten im Kontext der Analogmethode

Mittels der Analogmethode sind Niederschlagszeitreihen auf täglicher Basis modelliert worden, woraus sich nach Anpassung geeigneter Extremwertverteilungen Wiederkehrwerte für unterschiedliche Wiederkehrintervalle (Jährlichkeiten) berechnen lassen. Dies geschieht in Abbildung 3.7.2 nun für alle verfügbaren Realisationen der Klimamodelle (3 bei ECHAM6, 2 bei ECHAM5, 1 bei EC-EARTH), wobei Wiederkehrwerte eines 10-jährlichen und eines 50-jährlichen Ereignisses für alle Zeitscheiben und Szenarien wiedergegeben werden. Zusätzlich sind die entsprechenden Konfidenzintervalle für 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit eingetragen. Als Beispiel sei ein 50-jährliches Ereignis im Referenz-Zeitraum (1971-2000) herausgegriffen, bei dem aufgrund der 3 ECHAM6-Realisationen und ihrer Konfidenzintervalle die Wiederkehrwerte in der erheblichen Spannweite zwischen ca. 28mm und 48mm zu liegen kommen. Bei höheren Wiederkehrintervallen nehmen die Unsicherheiten bezüglich der entsprechenden Wiederkehrwerte erwartungsgemäß weiter zu (nicht gezeigt).

a: Wiederkehrwerte für Wiederkehrintervall 10 Jahre, Region S-West Frühling



b: Wiederkehrwerte für Wiederkehrintervall 50 Jahre, Region S-West Frühling

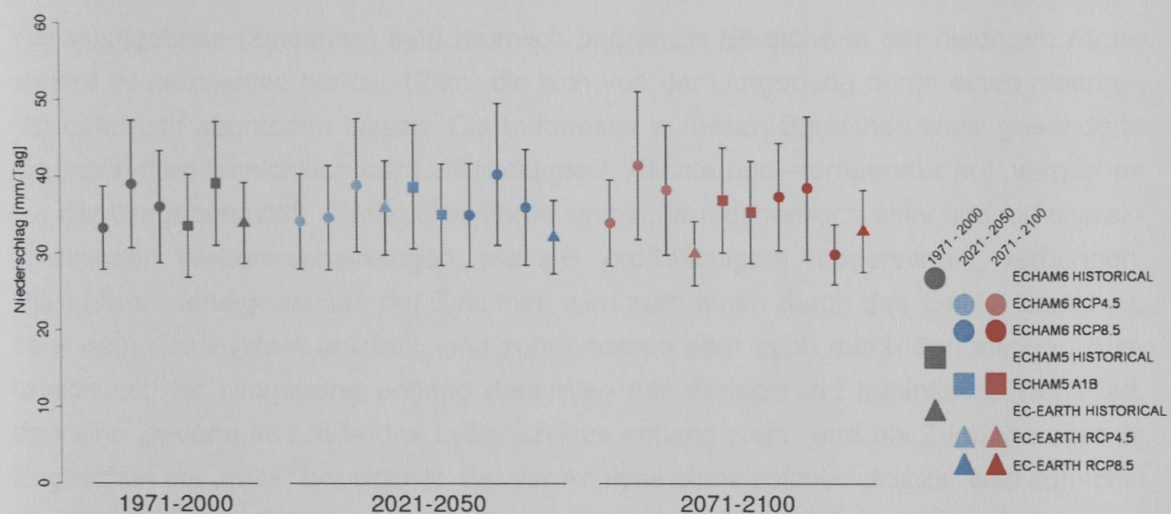


Abbildung 3.7.2: Tägliche Niederschlags-Wiederkehrwerte mit 95%-Konfidenzintervallen für verschiedene Wiederkehrintervalle, Beispiel Region S-West Frühling. Die bei der Analogmethode verwendeten Modelldaten für Referenz-Zeitraum (1971-2000) und Projektions-Zeiträume (2021-2050 und 2071-2100) sind in der Legende spezifiziert. Anzahl der Realisationen: ECHAM6 3, ECHAM5 2, EC-EARTH 1.

Ähnliche Verhältnisse ergeben sich auch in den anderen Niederschlagsregionen und den anderen Jahreszeiten (siehe Abbildung 3.7.2 im Anhang zu diesem Kapitel).

Angesichts derartig großer Unsicherheitsbereiche sind auch kaum signifikante Änderungen beim Vergleich Projektions- und Referenz-Zeitraum zu erwarten, wie es in Kapitel 3.7 bereits zu konstatieren war.

4 ZUGBAHNEN VON TIEFDRUCKGEBIETEN (ZAMG)

In diesem Kapitel werden das Langzeitverhalten der Auftretshäufigkeit von Tiefdruckgebieten und der systematische Zusammenhang von starken Gebietsniederschlägen mit verschiedenen Zugbahntypen untersucht. Mit Hilfe eines statistischen Modells wird ein Zusammenhang zwischen beobachtetem Niederschlag und atmosphärischen Parametern, stratifiziert nach den Zugbahntypen, hergestellt und dieses Modell auf unterschiedliche Klimamodellsimulationen für die Klimazukunft (2010-2100) angewendet. Daraus werden Aussagen über die zukünftige Veränderung von starken Gebietsniederschlägen abgeleitet. Die Güte der Klimamodelle die Auftretshäufigkeit der Zugbahntypen in der historischen (1961-2000) Periode möglichst gut wiedergeben zu können, bildet eine wichtige Grundlage um die Zuverlässigkeit der Ergebnisse richtig bewerten zu können.

4.1 Bestimmung und Klassifikation der Zugbahnen

Tiefdruckgebiete (Zyklonen) sind räumlich begrenzte Bereiche in der niedrigen Atmosphäre (Bodenniveau bis ca. 12km) die sich von der Umgebung durch einen niedrigeren Luftdruck abgrenzen lassen. Die Luftmasse in diesen Bereichen weist gesonderte Eigenschaften hinsichtlich der Luftfeuchtigkeit, -dichte und -temperatur auf, verglichen mit der Umgebungsluft. Tiefdrucksysteme sind zudem dynamisch aktiv und mit charakteristischen Wettererscheinungen, wie z.B. großflächigem Niederschlag, verbunden. Die Luftmasseneigenschaft der Zyklonen wird zum einen durch das Gebiet bestimmt, über dem das System entsteht, und zum anderen aber auch durch den stetigen Austausch mit der Umgebung entlang dem Weg der Verlagerung beeinflusst. Der Pfad, den eine Zyklone im Laufe des Lebenszyklus entlang zieht, wird als Zugbahn oder im Englischen als „track“ bezeichnet. Bei der Analyse eines solchen „tracks“ wird zunächst das Zentrum der Zyklone bestimmt und danach die räumlich-/zeitliche Verlagerung mittels eines sogenannten „tracking“-Verfahrens bestimmt. Neben der Erfassung der Verlagerung eines Tiefdruckzentrums werden in dieser Untersuchung auch sogenannte Randtiefs berücksichtigt. Derartige Tiefs sind im Randbereich von großen Tiefdruckkomplexen eingebettet und verlagern sich im Allgemeinen wesentlich rascher als das Zentraltief.

Die Zugbahn ermöglicht somit die Position der Systeme zu jedem Zeitpunkt zu bestimmen und damit auch den unmittelbaren Einflussbereich hinsichtlich der Wetterwirksamkeit im Untersuchungsgebiet zu erfassen. Des Weiteren ermöglicht die Zugbahn zu erkennen, aus welcher geographischen Region ein Tiefdruckgebiet nach Mitteleuropa zieht um so eine indirekte Unterscheidung der Systeme hinsichtlich Ihrer Eigenschaften machen zu können.

Datengrundlage

Als Basis für die Entwicklung der Tracking Methode wurden Reanalysedaten des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF: European Center for Medium Range Weather Forecast) sowie des NCAR (National Center for Atmospheric Research) verwendet. ERA-40 (Uppala et al., 2005) ist eines der Reanalyseprodukte des ECMWF und deckt einen Zeitraum von Mitte 1958 bis Mitte 2002 ab. Die zeitliche Auflösung beträgt sechs Stunden, die horizontale $1,125^\circ$. NCEP1-Reanalysen (Kalnay et al, 1996) stammen vom NCAR und werden laufend aktualisiert, sodass für dieses Projekt Daten von 1948 bis 2012 verwendet werden können. Die horizontale Auflösung beträgt 2.5° , die zeitliche Auflösung sechs Stunden. Die Reanalysen unterscheiden sich damit in ihrer räumlichen Auflösung und im Zeitraum für den sie zur Verfügung stehen. Zusätzlich bestehen Unterschiede in der Berechnung selbst, d.h. in dem zugrunde liegenden Umfang an Beobachtungsdaten und deren Aufarbeitung bzw. Verarbeitung.

Für das Tracking wurden die geopotentielle Höhe (GPH) auf dem atmosphärischen Druckniveau von 700hPa (entspricht ungefähr 3km Höhe) und der auf mittlere Meereshöhe reduzierte Bodenluftdruck (MSLP) genutzt. Daraus abgeleitet wurden weitere Größen wie die geostrophischen Windkomponenten U und V sowie die relative (geostrophische) Vorticity. Letzteres wird als Maß für die Intensität des Tiefdruckgebietes verwendet. Da ein Tiefdruckgebiet im Lebenszyklus eine unterschiedliche Neigung der zentralen (vertikalen) Achse aufweist und dadurch unterschiedliche Zugbahnen in den verschiedenen Niveaus resultieren können, erfolgt die Zugbahnanalyse auf beiden Niveaus parallel, aber unabhängig voneinander. Der Vorteil des 700hPa Niveaus liegt darin, von der darunter liegenden Orographie nicht mehr so stark beeinflusst zu sein wie MSLP, letzteres wiederum ist besonders geeignet um starke Tiefs erkennen und verfolgen zu können. Als Überblick sind in Abbildung 4.1.1 verschiedene Druckflächen und das MSLP Niveau für einen idealisierten Fall dargestellt.

Eine physikalisch konsistente Verknüpfung der Tiefdruckgebiete beider Niveaus ist zwar möglich, aber methodisch höchst komplex und wurde deshalb nicht im Rahmen dieses Vorhabens durchgeführt. Die Verwendung von zwei unterschiedlichen Niveaus zur Zugbahnanalyse stellt jedoch bereits einen erheblichen Mehrwert dar und erscheint aufgrund der relativ komplexen Topographie im Untersuchungsgebiet (z.B. die Alpen) als notwendig. In der gängigen Tracking-Fachliteratur ist es üblich die Analysen stets nur auf ein bestimmtes atmosphärisches Niveau zu stützen.

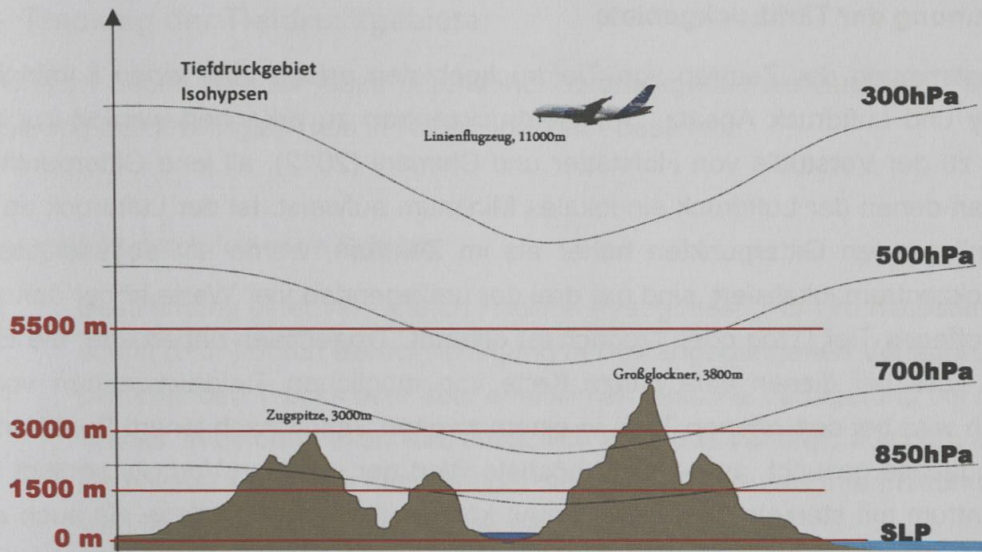


Abbildung 4.1.1: Vertikalschnitt eines Tiefdruckgebietes zur Veranschaulichung des Konzepts der in der Studie verwendeten Druckniveaus (z.B. 700hPa) und des auf 0m Seehöhe fixierten Niveaus MSLP („mean sea level pressure“).

Datenaufbereitung

Um die Ergebnisse der Datensätze vergleichbar zu machen, war es notwendig sie auf ein identes Gitter zu bringen. Zusätzlich wurde ein Tiefpass-Filter angewendet um kleinräumige, für dieses Projekt nicht relevante Systeme, herauszufiltern. Um den Filter anwenden zu können, mussten alle Reanalysen zunächst auf ein regelmäßiges x-y-Gitter transformiert werden. Das neue Gitter hat eine räumliche Auflösung von 80km mit 71/63 Gitterpunkten in zonaler/meridionaler Richtung und deckt weite Teile Europas und des östlichen Atlantiks ab. Der Mittelpunkt des Gitters liegt auf 5°O und 50°N. Die interp-Methode basiert auf der Interpolation von Polynomen, wobei die ursprünglichen Datengitter in Dreiecke aufgeteilt werden. Für ERA40 konnte die nicht-lineare Interpolationsmethode angewendet werden, für NCEP musste die lineare Version genutzt werden. Für die Filterung wurde der Low-pass-Filter von Freser und von Storch (2005) genutzt. Dieser diskrete räumliche Filter entfernte alle Systeme kleiner als 400km. Systeme größer als 1000km wurden von dem Filter nicht beeinflusst, zwischen 400km und 1000km befindet sich eine Übergangszone mit abnehmendem Einfluss der Filterung. Dadurch ist eine Fokussierung auf synoptisch-skalige, wetterrelevante Systeme möglich.

Bestimmung der Tiefdruckgebiete

Die Bestimmung der Zentren von Tiefdruckgebieten erfolgt über einen kombinierten Vorticity und Luftdruck Ansatz. Um Tiefdruckzentren zu erkennen werden zunächst, analog zu der Vorstudie von Hofstätter und Chimani (2012), all jene Gitterpunkte gesucht, an denen der Luftdruck ein lokales Minimum aufweist. Ist der Luftdruck an allen vier umliegenden Gitterpunkten höher als im Zentrum, wurde ein abgeschlossenes Tiefdruckzentrum lokalisiert, sind nur drei der umliegenden vier Werte höher dann wurde ein offenes Tief (Trog oder Trogachse) erkannt. Trogachsen haben aber die Eigenschaft, dass bei diesen eine ganze Kette von möglichen Tiefdruckzentren vorliegt. Deshalb wird bei den offenen Tiefs in einem zweiten Schritt nach jenem Punkt entlang der Trogachse gesucht, an dem der höchste Wert der relativen Vorticity vorliegt (Aktions-Zentrum mit stärkster Rotation). Damit können nun sowohl offene als auch abgeschlossene Tiefs im Tracking Verfahren analysiert werden. Dies ist vor allem zur Erfassung von Randtrögen und für die Früherkennung von neu entstandenen, oder sich auflösenden Systemen wichtig. In Abbildung 4.1.2 ist die Wetterkarte für den 28.2.1990 (06:00 UTC) in Form der Geopotential Verteilung über Europa aus ERA-40 abgebildet. An diesem Termin wurden beispielsweise ein abgeschlossenes Tiefdruckgebiet über Finnland sowie ein Randtrog über Island und einer über Griechenland gefunden.

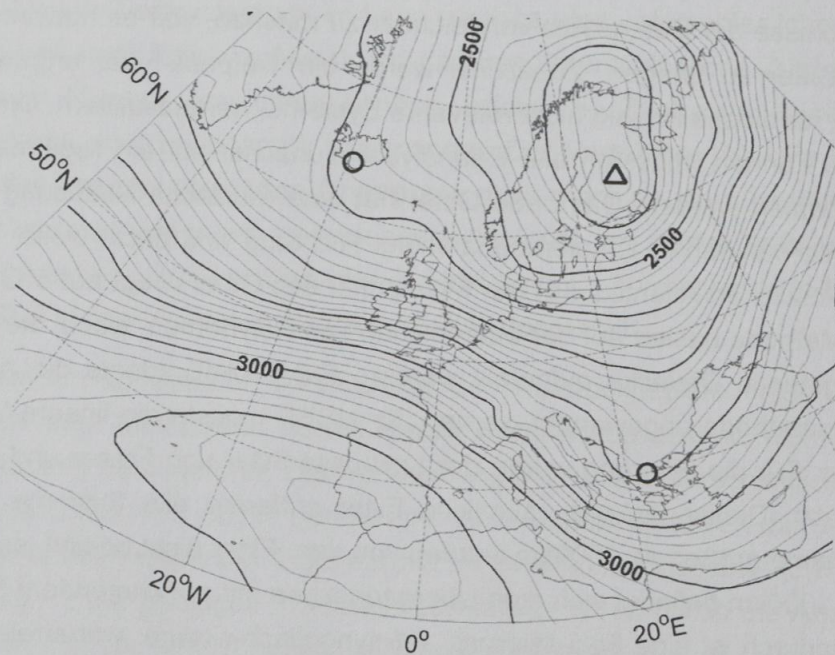


Abbildung 4.1.2: Beispiel für die Detektion von Tiefdruckzentren über Europa für den 28.2.1990 um 06:00 UTC aus ERA-40 (GPH700). Kreise kennzeichnen offene-, das Dreieck abgeschlossene Tiefs.

4.1.1 Tracking der Tiefdruckgebiete

Im nächsten Schritt wird für jedes gefundene Tiefdruckgebiet die Zugbahn - also die Verlagerung des jeweiligen Tiefs in Raum und Zeit - bestimmt.

Dies geschieht durch folgende Schritte:

- 1) Bestimmung einer vermuteten Position (first guess, „FG“) im nächsten Zeitschritt (t+6h) durch Berücksichtigung der vorangegangenen Verlagerung bei bestehenden Tracks oder über eine klimatologische Verlagerung bei neuen Tracks. In beiden Fällen wird zusätzlich auch das Windfeld aus dem aktuellen Niveau sowie aus dem darüber liegenden Niveau als Information verwendet (GPH700 für MSLP oder GPH500 für GPH700).
- 2) Vergleich des FG mit den beobachteten Tiefzentren im nächsten Zeitschritt und Bewertung der Unterschiede in der Verlagerungsrichtung und -entfernung für jeden Kandidaten, relativ mit dem FG (als richtig angenommen). Solange der sogenannte „Score“ über einem Schwellwert von 0,5 liegt, wird jeder Kandidat als plausibel eingestuft und die dazugehörige Zugbahn gebildet.
- 3) In diesem Verfahren wird kein Kandidat ausgeschlossen (sofern er über 0,5 als Score hat). Damit ist auch eine Mehrfachverbindung von oder zu einem Tief möglich. Dies erlaubt das Abbilden von sogenannten „splittings“ oder „mergings“ von Zugbahnen.

4.1.2 Klassifikation

Alle Zugbahnen, die sich in das Kern-Untersuchungsgebiet (TRZ: 0.5°O-23.9°O, 42.3°N-56.2°N) hinein verlagern, werden je nach Herkunft in verschiedene Typen eingeteilt. Das Untersuchungsgebiet TRZ („Track Recognition Zone“) selbst ist in Abbildung 4.1.2.1 dargestellt (rot umrandeter Bereich).

Die Aufteilung der Zugbahnen (Abbildung 4.1.2.1a) erfolgt in 5 Hauptgruppen: ATL (atlantisch), STR (subtropisch), MED (mediterran), CON (kontinental), POL (polar), sowie in den Zugbahntyp Vb (Abbildung 4.1.2.1b) und weitere drei Klassen X-N, X-S und TRZ.

Tiefdruckgebiete des Typs ATL, POL, CON, MED, STR (und zum Teil Vb) ziehen von außerhalb nach Mitteleuropa herein, wohingegen die Typen TRZ, X-N und X-S innerhalb der rot gekennzeichneten Zone entstehen. Zugbahnen des Typs X-N oder X-S müssen dabei erstmalig in den Gebieten nas* oder med* detektiert werden. Je nach Verlagerungsrichtung während der ersten sechs Zeitschritte werden diese Systeme noch in „nordwärts wandernd: X-N“ oder als „südwärts wandernd: X-S“ differenziert. Diese beiden Typen werden gesondert behandelt, da in den Bereichen südlich der Al-

pen sehr viele Tiefdruckgebiete entstehen. Der Zugbahntyp TRZ selbst wird schlussendlich für alle Tiefdruckgebiete verwendet, die innerhalb des Gebietes der TRZ detektiert werden und keinem anderen Typ zugeordnet werden konnten.

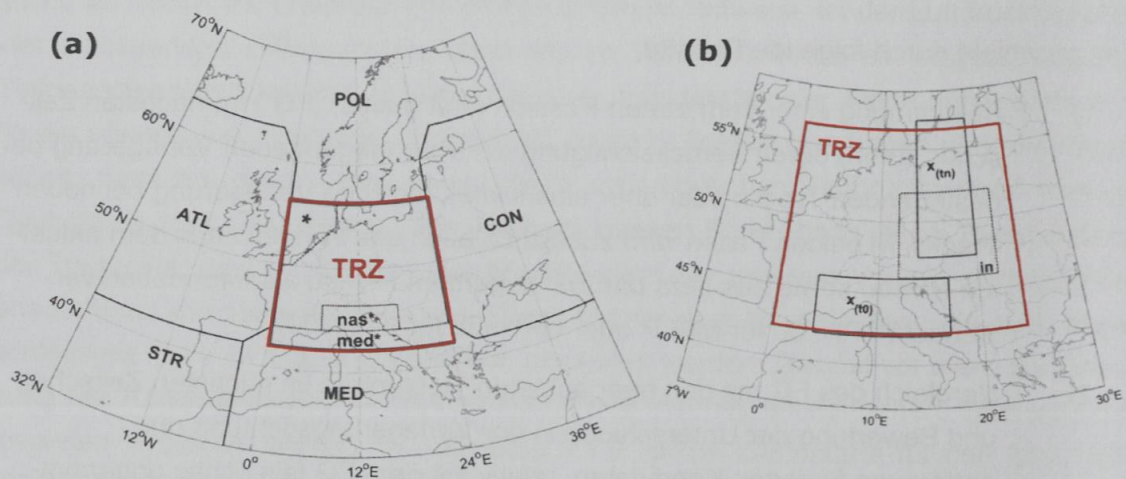


Abbildung 4.1.2.1: Links: Untersuchungsgebiet TRZ (roter Rand) und die Festlegung der Gebiete für die Differenzierung der Zugbahntypen. Rechts: Gebietsauswahl zur Bestimmung des Zugbahntyps Vb. (Details im Text)

Der Zugbahntyp „Vb“ wurde von van Bebber (1882, 1891) definiert und bezieht sich auf Tiefdruckgebiete die aus Norditalien – östlich der Alpen – nach Norden Richtung Polen wandern (Abbildung 4.1.2.1b). Da speziell dieser Zugbahntyp mit extremen Niederschlagsereignissen in Verbindung gebracht wird (Mudelsee et al, 2004, Kundzewicz et al, 2005, Ulbrich et al, 2003), wird dieser Typus als eigene Zugbahnklasse analysiert.

Eine Vb-Zugbahn (Abbildung 4.1.2.1b) muss die folgenden Kriterien erfüllen:

- 1) Zumindest einen Zeitschritt lang muss das System in dem mit $x(t_0)$ (4-17°O, 42-46°N) bezeichneten Bereich liegen.
- 2) Irgendwann danach muss das System in $x(t_n)$ zu liegen kommen
- 3) Das System muss dabei das Gebiet in (12-22°O, 46-52°N) gequert haben.

Um jeder Zugbahn einen eindeutigen Typ zuordnen zu können, wurde eine Reihung der Klassen eingeführt (Tabelle 4.1.2.1), welche sich an die synoptische Beobachtung, hinsichtlich der beobachteten (und damit vermuteten Starkniederschlagsrelevanz), orientiert. Zur Zuordnung des jeweiligen Zugbahntyps werden die letzten fünf Zeitschritte betrachtet (-30 Stunden), bevor das jeweilige Tief in das Untersuchungsgebiet TRZ eintritt. Der Zugbahntyp „STR“ (subtropisch) wird im Weiteren nicht ausgewertet, da die

Häufigkeit dieses Typs sehr niedrig ist und damit etwaige Analysen nicht repräsentativ wären.

Tabelle 4.1.2.1: Beschreibung und Reihenfolge der verschiedenen Zugbahntypen.

Priorität	Abkürzung	Typ
1	Vb	Van Bebbber's Typ "fünf-b"
2	X-N	Nord Verlagerung, Ursprung in <i>nas*</i> oder <i>med*</i>
3	X-S	Süd Verlagerung, Ursprung in <i>nas*</i> oder <i>med*</i>
4	MED	Mediterran
5	STR	Subtropisch
6	ATL	Atlantil
7	POL	Polar
8	CON	Kontinental
9	TRZ	"track recognition zone" Alle Zugbahnen aus TRZ (außer Vb, X-N, X-S)

In Abbildung 4.1.2.2 sind als Beispiel für das Ergebnis der Zugbahnanalyse die resultierenden Zugbahnen für das Hochwasserereignis im August 2002 dargestellt (700hPa Niveau). Dabei verlagert sich ein Atlantiktief vom 8. August (00 UTC) bis zum 10. August nach Nordfrankreich (12 UTC). Das Tief über den Südalpen wird damit als Neuentwicklung angesehen, welches sich von 10. August bis 13. August in Richtung Südostpolen verlagert und als Vb klassifiziert wird.

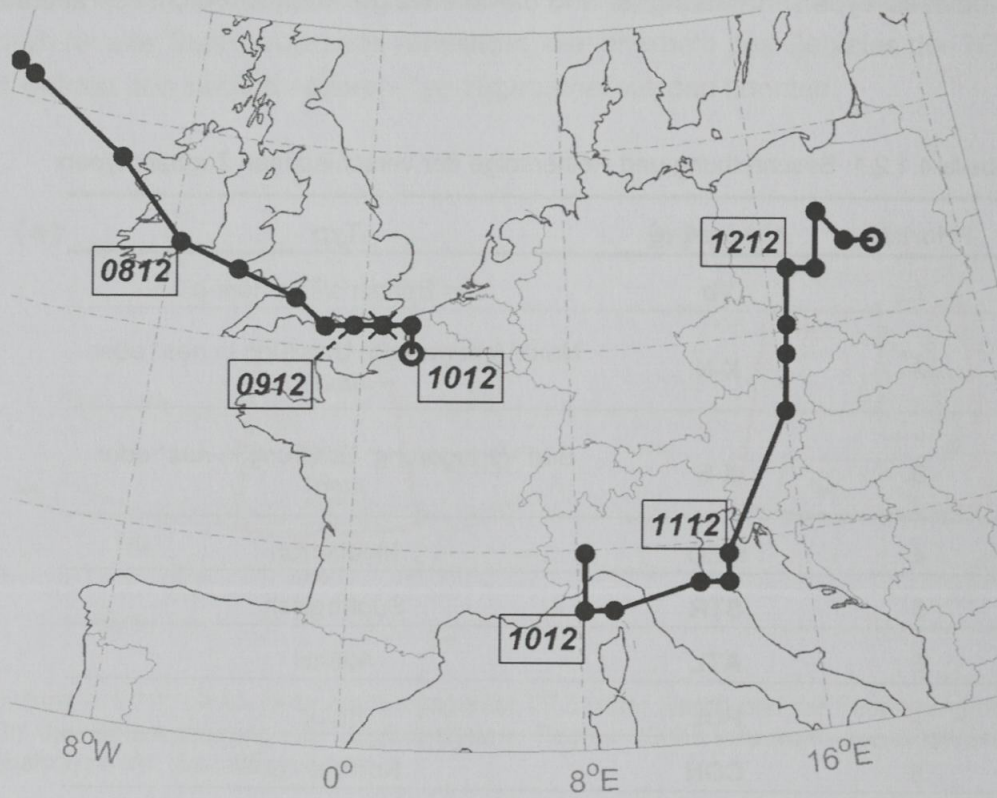


Abbildung 4.1.2.2: Beispiel für die Zugbahnen der Tiefdruckgebiete zum Hochwasserereignis im August 2002 und deren Zugbahntyp auf dem Niveau 700hPa. Die Ziffern geben den Tag und die Uhrzeit in Stunden an. (1018: 10. August 2002 um 18 Uhr UTC)

4.2 Klimatologie der Zugbahnen

Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse der Zugbahnanalysen aus ERA-40 in Form von Zugbahnkarten gezeigt. Danach folgt ein Vergleich der Zugbahnhäufigkeiten zwischen ERA-40 und NCEP1 um die Wertigkeit beider Datengrundlagen für die Trendanalyse bestimmen zu können. Danach folgt eine umfassende Darstellung der Klimatologie der Zugbahnen aus ERA-40 (Auftrittshäufigkeit, Jahresgang, Intensitätsanalyse).

4.2.1 Zugbahnkarten für 1961-2001 aus ERA-40

Die verschiedenen Zugbahntypen sind zusammenfassend in Abbildung 4.2.1.1 dargestellt, detaillierte Abbildungen zum Zugbahnkatalog finden sich im Kapitel 5 „Synthese“ am Ende dieses Berichtes.

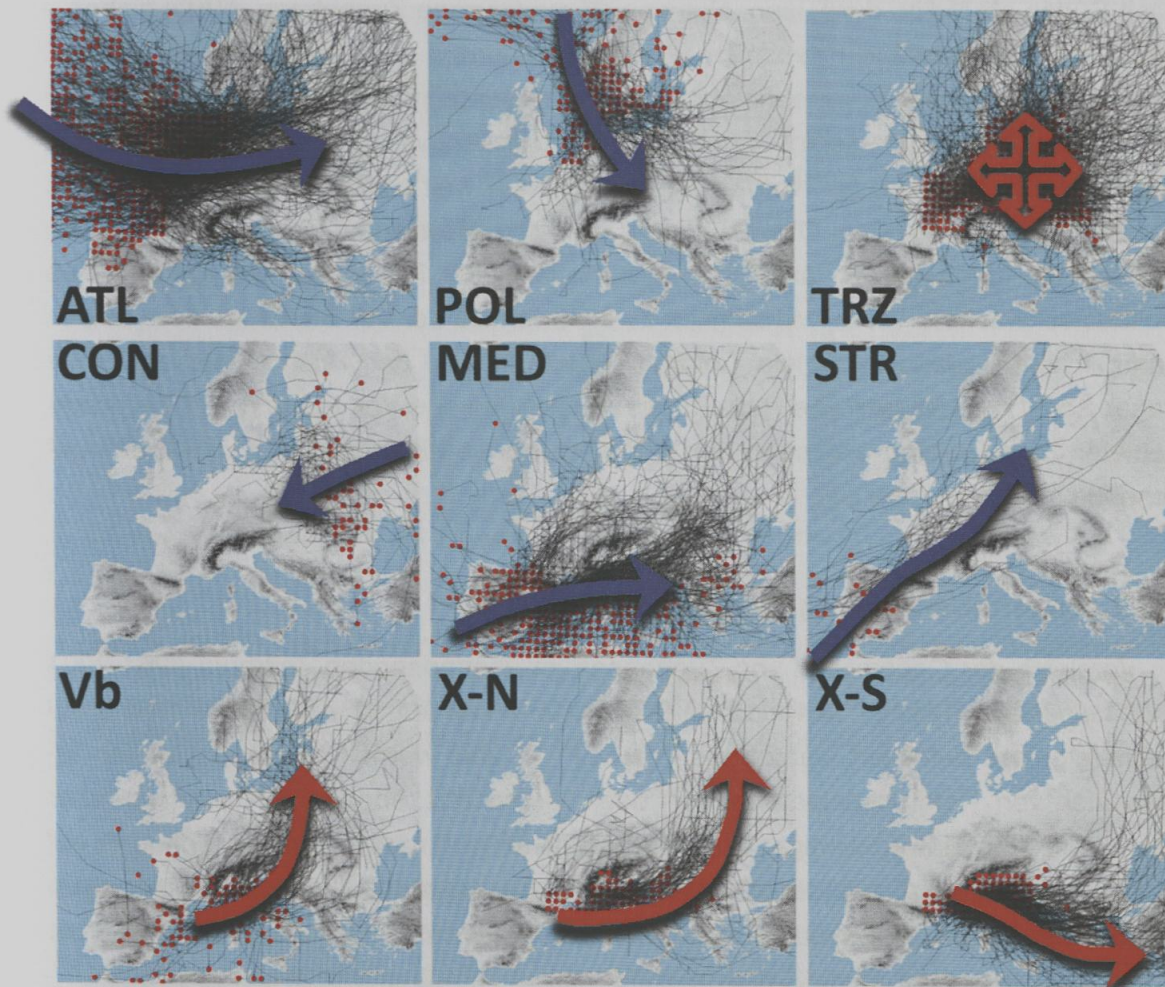


Abbildung 4.2.1.1: Zugbahntypen nach Hofstätter et al. (2015) für Mitteleuropa. Schwarze Linien kennzeichnen den Verlauf der einzelnen Zugbahnereignisse ausgehend von der Position der ersten Detektion (roter Punkt). Die Pfeile symbolisieren den typischen Verlauf des jeweiligen Zugbahntyps.

Die Karten weisen für jeden Zugbahntyp charakteristische Muster der räumlichen Verlagerung der Zugbahnen über Mitteleuropa auf. Darüber hinaus zeigen sich bestimmte Regionen, in denen die dazugehörigen Tiefdruckgebiete häufiger durchziehen als anderswo. Diese Muster hängen einerseits mit der Steuerung der Systeme in Ihrer Verlagerung über die Windfelder der großräumigen Zirkulation zusammen und werden andererseits von der darunter liegenden Orographie und der Oberfläche beeinflusst.

Das auffälligste Merkmal ist die dominante Hauptverlagerung der Tiefdruckgebiete von West nach Ost, welche naturgemäß von der mittleren Westwinddrift der allgemeinen Zirkulation bedingt wird. Besonders die Regionen über Nord-Italien, der Ligurischen See und der Küstenlinie zwischen Frankreich und Dänemark sind sogenannte „hot spots“ der Zugbahnhäufigkeit zu erkennen.

Der Typ ATL ist ein typisches Phänomen Nordwesteuropas und gelangt selten bis nach Südosteuropa. Der polare Typus von Norden kommend gelangt selten weiter nach Süden als bis zu den Alpen. Nur wenige mediterrane Zugbahnen (MED) ziehen – meist über Spanien und Frankreich – nach Mitteleuropa. Andere Typen wie Vb, X-S oder X-N zeigen wiederum sehr ähnliche Verlagerungsmuster, mit einer erheblichen Anzahl von Systemen die im Verlauf der Tiefdruckentwicklung nordwärts wandern, jedoch liegt der Bereich der Nordverlagerung bei X-N weit östlich von TRZ und bei X-S bereits östlich der Ukraine. Obwohl diese Tiefdruckgebiete somit Vb-artig nach Norden wandern ist aufgrund der räumlichen Distanz in dieser Phase der Verlagerung eine weitaus schwächere Wetterwirksamkeit zu erwarten als bei Vb. Die Ergebnisse zeigen darüber hinaus, dass sehr viele Tiefdruckgebiete im Lee der Alpen entstehen. Diese tragen somit eine wesentliche Rolle für die Entstehung und Verlagerung von Tiefdruckgebieten über Europa, welche in der Folge von großer Bedeutung für das Wettergeschehen in Mitteleuropa ist.

4.2.2 Gegenüberstellung von ERA-40 und NCEP1

Im Vergleich der Gesamtzahl von Zugbahnen im überlappenden Zeitraum 1961-2001 (Abbildung 4.2.2.1) zeigt sich, dass in ERA-40 im Mittel um 60% bis 100% mehr Zugbahnereignisse detektiert werden als in NCEP1. Dabei werden keine bestimmten Intensitäten von Tiefdruckgebieten unter- oder überschätzt, sondern systematisch über alle Intensitäten hinweg weniger Ereignisse in NCEP1 erkannt. Dies lässt sich eher auf Unterschiede in der Größe der abgebildeten Tiefdrucksysteme zurückführen, vor allem bei Strömungskonstellationen bei denen ein oder mehrere kleinräumige Systeme über Europa zu finden sind. Diese Systeme werden in NCEP1 unzureichend abgebildet.

Abbildung 4.2.2.1 zeigt darüber hinaus, dass die relative Auftrittshäufigkeit der verschiedenen Typen zwischen ERA-40 und NCEP1 sehr ähnlich ist. Lediglich für den Zugbahntyp X-S und TRZ werden in ERA-40 deutlich mehr Ereignisse gefunden, für den Typ ATL hingegen weniger. Insgesamt ist die Übereinstimmung der relativen An-

teile der unterschiedlichen Typen trotzdem sehr gut, vor allem wenn man die stark unterschiedliche räumliche Auflösung von $1,25^\circ$ in ERA-40 und $2,5^\circ$ in NCEP1 bedenkt.

Besonders auffällig ist in ERA-40 die niedrige relative Häufigkeit von Vb-Zugbahnen in MSLP. Entgegen der generellen Tendenz, dass in MSLP in etwa die doppelte Anzahl von Zugbahnen wie in 700hPa vorliegt, ist die Anzahl von Vb hier fast genau gleich hoch (absolut). Für dieses Faktum konnte bis jetzt noch keine zufriedenstellende Erklärung gefunden werden. Ein Vergleich von ERA-Interim unterstützt im Übrigen das Ergebnis von NCEP1 in dieser speziellen Frage.

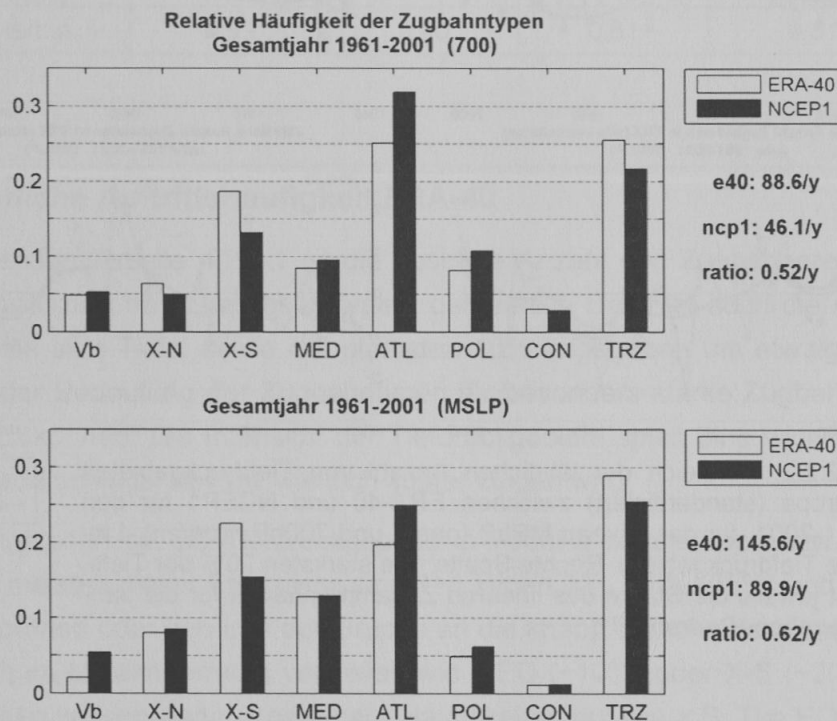


Abbildung 4.2.2.1: Vergleich von ERA-40 und NCEP1 für die mittleren relativen Zugbahnhäufigkeiten des Zeitraumes 1961-2001 auf den unterschiedlichen atmosphärischen Niveaus. Auf der rechten Seite ist jeweils die mittlere jährliche Anzahl aller Zugbahnen über Mitteleuropa sowie das Verhältnis dieser Anzahl zwischen ERA-40 und NCEP1 angegeben.

Im Folgenden ist in Abbildung 4.2.2.2 der zeitliche Verlauf der jährlichen Anzahl von Zugbahnereignissen über Mitteleuropa für ERA-40 und NCEP1 dargestellt. Die Werte wurden zwecks Vergleichbarkeit standardisiert, das heißt jeweils der Mittelwert aus 1961-2001 abgezogen und durch die modellspezifische Standardabweichung dividiert. Generell zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der beiden Datensätze, vor allem wenn man bedenkt, dass in ERA-40 die Gesamtanzahl der Tiefs um den Faktor 1,8 größer ist und der Datensatz über eine wesentlich höhere räumliche Auflösung verfügt. Die Übereinstimmung ist in MSLP größer als in 700hPa und ist im Falle der starken Tiefs noch einmal deutlich besser als ohne Unterscheidung der Intensität. Das multidekadische Verhalten (durchgezogene Kurven des 11-j. Gauß-Tiefpassfilters) stimmt

grundsätzlich ebenfalls gut überein, in bestimmte Dekaden zeigen sich aber doch Unterschiede wie beispielsweise um 1970 in 700hPa. Dennoch ist der langfristige (>20 Jahre) Verlauf in beiden Datensätzen sehr ähnlich. Daraus kann geschlossen werden, dass für die Analyse des Langzeitverhaltens (Trends) der Aufttrittshäufig von Zugbahnen beide Datensätze gleichwertig verwendet werden können.

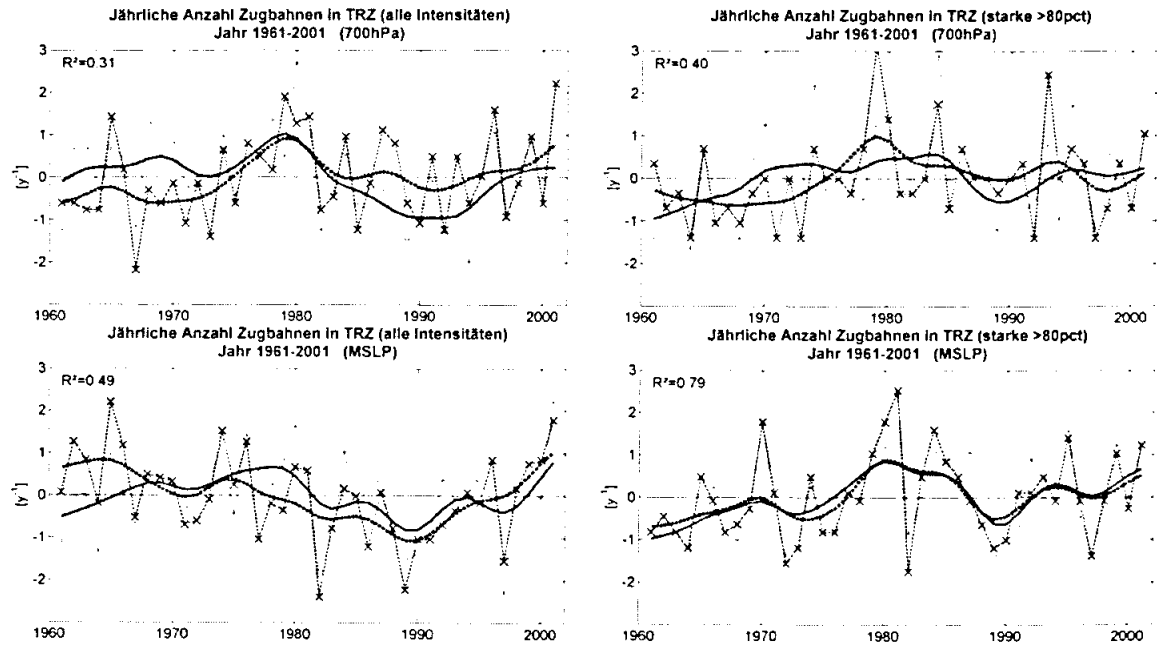


Abbildung 4.2.2.2: Vergleich der jährlichen Anzahl von Tiefdruckgebieten über Mitteleuropa (standardisiert) zwischen ERA-40 und NCEP1 für den Zeitraum 1961-2001, für das Niveau MSLP (oben) und 700hPa (unten). Linke Spalte: Alle Tiefdruckgebiete. Rechte Spalte: Die stärksten 20% der Tiefs. Links oben ist jeweils die Stärke des linearen Zusammenhangs für die Jahreswerte angegeben (Pearson R^2)

Ein Vergleich der zeitlichen Entwicklung der jährlichen Zugbahnhäufigkeit (ohne Unterscheidung des Zugbahntyps) für beide Datensätze ist im Anhang zu diesem Kapitel 4.2 (Abbildung 4.2.2.1 und 4.2.2.2) zu finden.

In Tabelle 4.2.2.1 ist die zeitliche Korrelation der jährlichen Anzahl von Tiefdruckgebieten getrennt für alle Saisonen angegeben. Die Ähnlichkeit der beiden Datensätze für die jährliche Häufigkeit ist demnach im Sommer am niedrigsten und im Winter tendenziell am höchsten. Wie auch schon für das Gesamtjahr gilt, dass die Übereinstimmung in MSLP deutlich höher als in 700hPa ist. Im Winter kann für die starken Tiefs bereits 83% der Varianz gegenseitig erklärt werden. Damit ist vor allem auf MSLP für starke Tiefs eine saisonale Differenzierung in der Trendanalyse (Kapitel 4.5.1) möglich.

Tabelle 4.2.2.1: Erklärte Varianz für die jährliche (standardisierte) Anzahl von Zugbahnen zwischen NCEP1 und ERA-40 für den Zeitraum 1961-2001. Die Bezeichnung „Starke Tiefs“ bezieht sich auf jene Teilmenge von Tiefs welche über Mitteleuropa eine relative Vorticity größer dem 80. Perzentil aufweist.

R ²	700hPa		MSLP	
	Alle	Starke Tiefs	Alle	Starke Tiefs
Gesamtjahr	0.31	0.40	0.49	0.79
Winter	0.59	0.35	0.75	0.83
Frühling	0.26	0.52	0.46	0.69
Sommer	0.14	0.37	0.26	0.61
Herbst	0.59	0.40	0.61	0.51

4.2.3 Jährliche Aufttrittshäufigkeit ERA-40

In der folgenden Tabelle 4.2.3.1 ist die absolute Anzahl von Zugbahnereignissen für ERA-40, stratifiziert nach den acht Typen, dargestellt. Dazu ist auch die relative Aufttrittshäufigkeit aller Tiefs, sowie der stärksten 10% angegeben um etwaige Verschiebungen in der Bedeutung der Zugbahntypen für besonders starke Zugbahnereignisse erkennen zu können. Die Intensität der Tiefdruckgebiete spielt eine wichtige Rolle für die Starkniederschlagsrelevanz wie sich später zeigen wird.

Pro Jahr erreichen ca. 90 Tiefdruckgebiete in 700hPa Mitteleuropa bzw. ca. 145 in MSLP. Die meisten dieser Ereignisse sind den Typen ATL (20%–25%) und TRZ (25%–30%) zuzuordnen oder gehören der Gruppe an die knapp südliche der Alpen entstehen und danach im Mittelmeerraum verweilen wie MED (~10%) oder X-S (~20%). Andere Zugbahntypen weisen weitaus geringere Häufigkeiten auf wie z.B. Typ POL (5%–8%), CON (~2%), X-N (~7%) oder Vb (2%–5%).

Der Zugbahntyp TRZ ist somit der häufigste, etwa 30% aller Tiefdruckgebiete entstehen lokal über Mitteleuropa. Damit sind Tiefdruckgebiete des Typs ATL nicht so häufig in Mitteleuropa anzutreffen wie man zunächst vermutet. Eine manuelle Fallanalyse hat außerdem gezeigt, dass Tiefdruckgebiete des Typs TRZ oftmals durch einen Höhentrog aus dem Atlantik, direkt über Mitteleuropa entstehen und damit eng mit Atlantiktiefs in Verbindung stehen.

In der Analyse der starken Tiefs (>90. Perzentil der Vorticity über Mitteleuropa) lässt sich eine deutliche Verschiebung in den relativen Häufigkeiten erkennen. Bei der Gruppe X-S, X-N, CON, MED und vor allem TRZ ist ein Absinken der relativen Häufigkeiten auf bis zu ¼-tel des ursprünglichen Wertes zu erkennen. Eine ausgeprägte Zunahme in der relativen Häufigkeit von starken Tiefs weisen die Typen ATL (40%–50%), Vb (7%–13%) und POL (7%–10%) auf. Dies bedeutet, dass speziell Zugbahnen des Typs ATL, Vb oder POL einen besonders hohen Anteil an starken Tiefs aufweisen.

Diese Aussage gilt natürlich nur im statistischen Mittel, ein starkes Tief kann grundsätzlich in jedem Zugbahntyp vorkommen.

Tabelle 4.2.3.1: Klimatologie der Auftrittshäufigkeit der Zugbahntypen aus ERA-40 für 1961-2001 für das Gesamtjahr. Die relative Häufigkeit für starke Tiefs bezieht sich auf die oberen 10% der Tiefs mit der relativen Vorticity als Intensitätsmaß.

	Mittlere jährliche Anzahl		Relative Häufigkeit			
	GPH700	MSLP	GPH700		MSLP	
			alle	starke	alle	starke
Vb	4,3	3,2	4,8%	12,8%	2,2%	6,9%
X-N	5,7	11,7	6,5%	3,5%	8,0%	2,8%
X-S	16,4	32,9	18,6%	10,1%	22,5%	11,9%
MED	7,4	18,7	8,4%	4,9%	12,8%	12,4%
ATL	22,1	28,7	25,1%	40,8%	19,7%	49,9%
POL	7,2	7,0	8,1%	10,1%	4,8%	7,2%
CON	2,7	1,6	3,0%	4,1%	1,1%	1,5%
TRZ	22,3	42,4	25,3%	13,9%	29,0%	7,4%
Total	88.6	145.6	100%	100%	100%	100%

Eine Darstellung der zeitlichen Entwicklung der jährlichen Zugbahnhäufigkeiten für den Zeitraum 1948–2012 (NCEP1) für jeden Zugbahntyp ist dem Anhang zu diesem Kapitel (Abbildung 4.2.3.1) zu entnehmen.

4.2.4 Saisonalität der Zugbahnhäufigkeiten ERA-40

Bei Betrachtung der Saisonalität konnte für einzelne Typen ein ausgeprägter Jahresgang gefunden werden (Tabelle 4.2.4.1, linker Teil). In 700hPa ist für Tiefs des Typs MED, CON und POL ein Frühlings-Maximum zu sehen, ansonsten ist der Jahresgang in 700hPa nur schwach ausgeprägt. In MSLP hingegen zeigt sich für mehrere Typen ein starker Jahresgang:

MSLP MAM-Maximum: Vb, TRZ und CON
 JJA-Maximum: X-N, X-S und CON
 DJF-Maximum: ATL und POL

Ohne Unterscheidung der Zugbahntypen ist im Herbst in beiden Niveaus ein Minimum in der saisonalen Auftrittshäufigkeit zu erkennen. Der Grund für die relativ schwache saisonale Komponente dürfte sein, dass es im Sommer zwar weniger Tage mit ausgeprägter Tiefdrucktätigkeit gibt, diese niedrige Anzahl an Tagen aber durch eine größere Anzahl von kleinräumigen und schwächeren Tiefs kompensiert wird. Diese Schlussfol-

gerung wird aufgrund der im Folgenden gezeigten saisonalen Verschiebung der Häufigkeit - weg vom Sommer - für starke Tiefs gezogen. Denn deutlich anders verhält sich die Saisonalität wenn nur die stärksten 10% der Tiefs ausgewertet werden (Tabelle 4.2.4.1, rechter Teil). Hier sind in beiden Niveaus ein deutliches Minimum der Auftretshäufigkeiten im Hochsommer und ein starkes Maximum im Hochwinter, speziell in MSLP zu finden. Besonders auffällig ist dabei die Verschiebung des Anteils an starken Zugbahnereignissen vom Sommer in den Winter für X-S, ATL, POL oder vom Sommer in den Herbst/Winter für X-N, CON. Ganz im Gegenteil dazu verschiebt sich das Maximum bei Vb aus dem Winter und Frühling in den Hochsommer, sowie etwas schwächer ausgeprägt in den Herbst. Dies ist eine sehr neue und überraschende Erkenntnis die für die spätere Analyse der Niederschlagsrelevanz von Bedeutung sein wird. Be trägt der Anteil an Zugbahnen in MSLP im Mittel 11%, so beträgt dieser im Fall von Vb 46%. Der Vb-ähnliche Zugbahntyp X-N hat dagegen nur 9% Häufigkeit im Sommer aber 41% im Herbst. Damit unterscheiden sich diese beiden Typen offensichtlich ganz klar voneinander, die Trennung der nordwärts ziehenden Tiefs in Vb und X-N ist damit gerechtfertigt.

Tabelle 4.2.4.1: Saisonalität der Zugbahntypen über Mitteleuropa aus ERA-40 für 1961-2001.

Links: ohne Unterscheidung der Intensitäten, Rechts: Alle Tiefs mit einer relativen Vorticity > 90%-Perzentil. Die Farbwerte kennzeichnen Felder mit einer signifikanten Überschreitung des Erwartungswertes (0,25).

		Alle Intensitäten				Die stärksten 10% je Zugbahntyp			
		MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON	DJF
700hPA	'Vb'	0,29	0,24	0,26	0,21	0,29	0,29	0,18	0,24
	'X-N'	0,29	0,27	0,22	0,21	0,33	0,17	0,21	0,29
	'X-S'	0,22	0,28	0,22	0,28	0,37	0,07	0,25	0,30
	'MED'	0,32	0,19	0,26	0,23	0,30	0,07	0,33	0,30
	'ATL'	0,25	0,23	0,24	0,27	0,16	0,16	0,35	0,33
	'POL'	0,31	0,24	0,18	0,27	0,41	0,17	0,17	0,24
	'CON'	0,44	0,16	0,12	0,28	0,55	0,00	0,18	0,27
	'TRZ'	0,28	0,25	0,22	0,26	0,28	0,23	0,22	0,27
	ALLE TYPEN	0,28	0,24	0,23	0,26	0,27	0,17	0,27	0,29
MSLP	'Vb'	0,35	0,18	0,26	0,20	0,23	0,46	0,31	0,00
	'X-N'	0,31	0,35	0,20	0,13	0,24	0,09	0,41	0,26
	'X-S'	0,26	0,33	0,20	0,22	0,33	0,08	0,26	0,33
	'MED'	0,28	0,18	0,24	0,30	0,35	0,05	0,27	0,33
	'ATL'	0,25	0,20	0,24	0,31	0,17	0,06	0,32	0,46
	'POL'	0,24	0,12	0,22	0,41	0,07	0,03	0,21	0,69
	'CON'	0,35	0,35	0,11	0,18	0,00	0,29	0,29	0,43
	'TRZ'	0,35	0,25	0,20	0,20	0,42	0,17	0,19	0,23
	ALLE TYPEN	0,29	0,25	0,22	0,24	0,24	0,11	0,27	0,38

4.2.5 Intensität der Zugbahntypen ERA-40

Als letztes Ergebnis der Analyse der Zugbahncharakteristiken für die Vergangenheit soll noch auf die mögliche Relevanz der einzelnen Zugbahntypen für deren Wetterwirksamkeit eingegangen werden. Typischerweise beträgt die Lebensdauer eines Tiefdruckgebietes drei bis acht Tage und der Entwicklungszustand wird durch den zeitlichen Verlauf des Kerndrucks oder der relativen Vorticity gekennzeichnet. Tiefdruckgebiete zeigen im Allgemeinen die stärksten Auswirkungen auf unser Wettergeschehen, wenn diese den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreicht haben (niedrigster Kerndruck und/oder größte relative Vorticity). In Abbildung 4.2.5.1 sind diese beiden Größen als Mittelwert für jeden Zugbahntyp dargestellt. Betrachtet man die schwarzen Balken, so zeigt sich, dass in Mitteleuropa vor allem die Typen ATL (700hPa und MSLP) und POL (nur 700hPa) mit einem niedrigen Kerndruck verbunden ist. Aufgrund der großräumigen Dynamik der Atmosphäre ist dies auch zu erwarten. Danach folgt aber bereits Typ Vb (MSLP und 700hPa) sowie etwas abgeschwächt MED (MSLP).

In Bezug auf das Intensitätsmaß weist die Zugbahn Vb sogar die größten Werte der relativen Vorticity auf. Dies gilt für beide Niveaus und weist zum zweiten Mal auf die Besonderheit von Tiefdruckgebieten des Typs Vb hin.

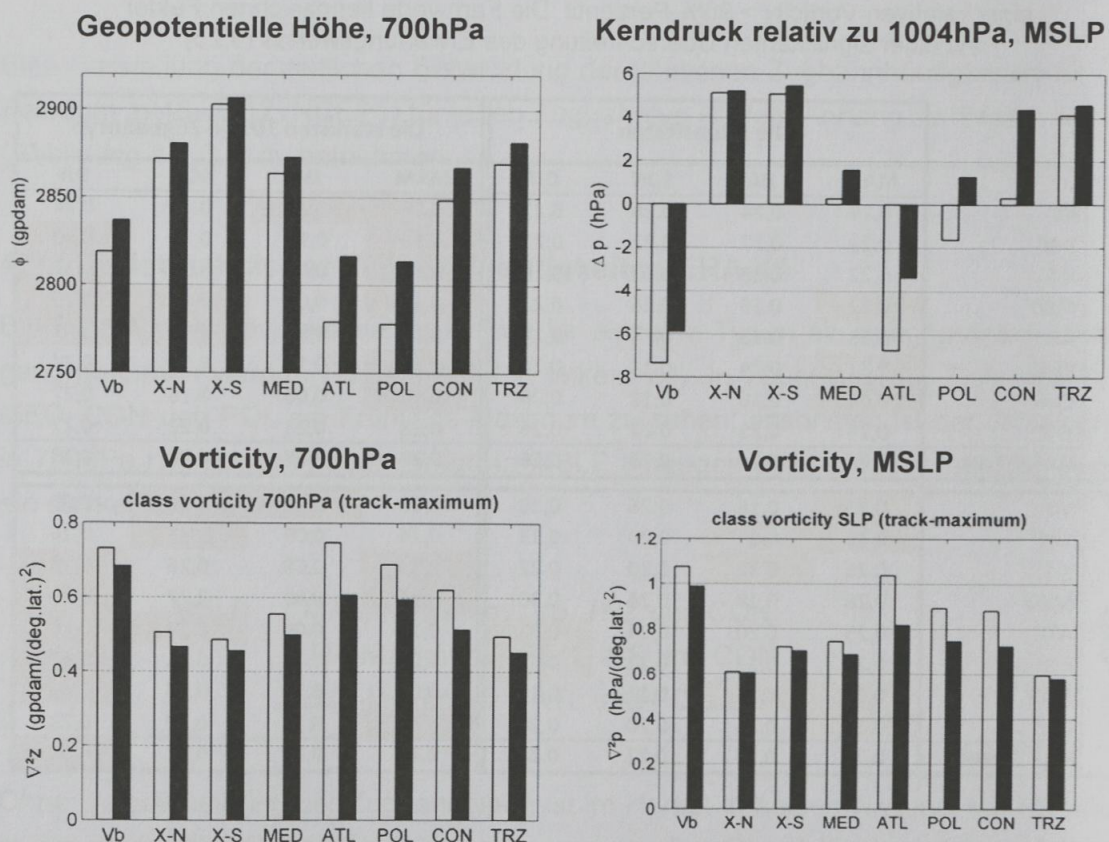


Abbildung 4.2.5.1: Klimatologie des minimalen Kerndrucks/-Geopotentials (oben) sowie der Intensität der Tiefdrucksysteme (unten) als Mittelwert für jeden Zugbahntyp. Weiß: Minimum während der gesamten Lebensdauer, Schwarz: Minimum innerhalb Mitteleuropas.

4.3 Zugbahntypen in den globalen Klimamodellen

Im folgenden Abschnitt wird die Güte der globalen Klimamodelle ECHAM5, ECHAM6 (MPI-ESM) und EC-Earth hinsichtlich der Abbildung der Zugbahnen überprüft. Der Vergleich für den Zeitraum 1961-2001 bezieht sich stets auf ERA-40 und NCEP1, wobei ERA-40 als Referenz betrachtet wird. Als Gütemaß wird die relative Häufigkeit der Zugbahntypen (alle Tiefs, starke Tiefs), die Erfassung einer etwaigen saisonalen Komponente und die interannuelle Variabilität ausgewertet.

Im Vergleich der relativen Klassenhäufigkeit ohne Unterscheidung der Intensität der Tiefdruckgebiete gegen ERA-40 zeigt sich (Abbildung 4.2.5.1), dass die Klimamodelle die grundlegenden Muster der meisten Zugbahntypen gut erfassen. In 700hPa betrifft dies vor allem die Typen X-N, CON, TRZ und ATL. Eine Unterschätzung der relativen Aufttrittshäufigkeit ist hier bei POL und vor allem X-S zu erkennen. Der Anteil der Zugbahnen Vb und MED wird von den Klimamodellen klar überschätzt. Im Niveau MSLP wird X-S stark unterschätzt, eine Überschätzung ist hier bei ATL und Vb zu finden. Die Überschätzung ist im Fall von ATL und X-S jedoch weitaus schwächer, wenn NCEP1 als Referenz betrachtet wird. Offensichtlich beeinflusst die räumliche Auflösung des Referenzdatensatzes neben der Zugbahn-Häufigkeit auch die relative Aufttrittshäufigkeit der Zugbahntypen.

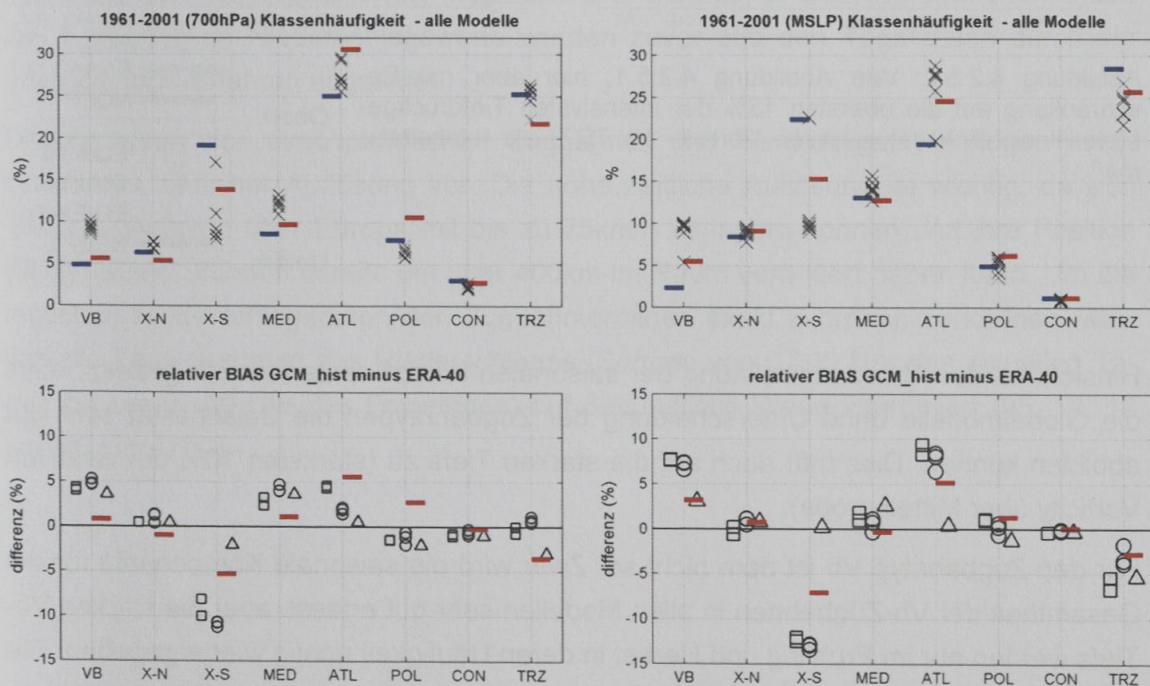
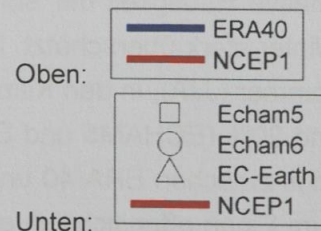


Abbildung 4.2.5.1: Oben: Relative Häufigkeit der Zugbahntypen für ERA-40, NCEP1 und alle historischen Klimamodellläufe (mit X gekennzeichnet). Unten: Abweichung in der relativen Häufigkeit aller historischen Modellläufe und NCEP1 gegenüber ERA-40. Zeitraum: 1961-2001, Gesamtjahr



Im Vergleich der Klimamodelle untereinander ist eindeutig das Modell EC-Earth als jenes mit den geringsten Abweichungen gegenüber ERA-40 anzuführen. Da die jeweiligen Läufe eines bestimmten Klimamodell sehr ähnliche Fehlerstrukturen aufweisen, kann der Schluss gezogen werden, dass der Bias ein Modellspezifikum ist und nur wenig von der interannuellen Klimavariabilität gesteuert wird.

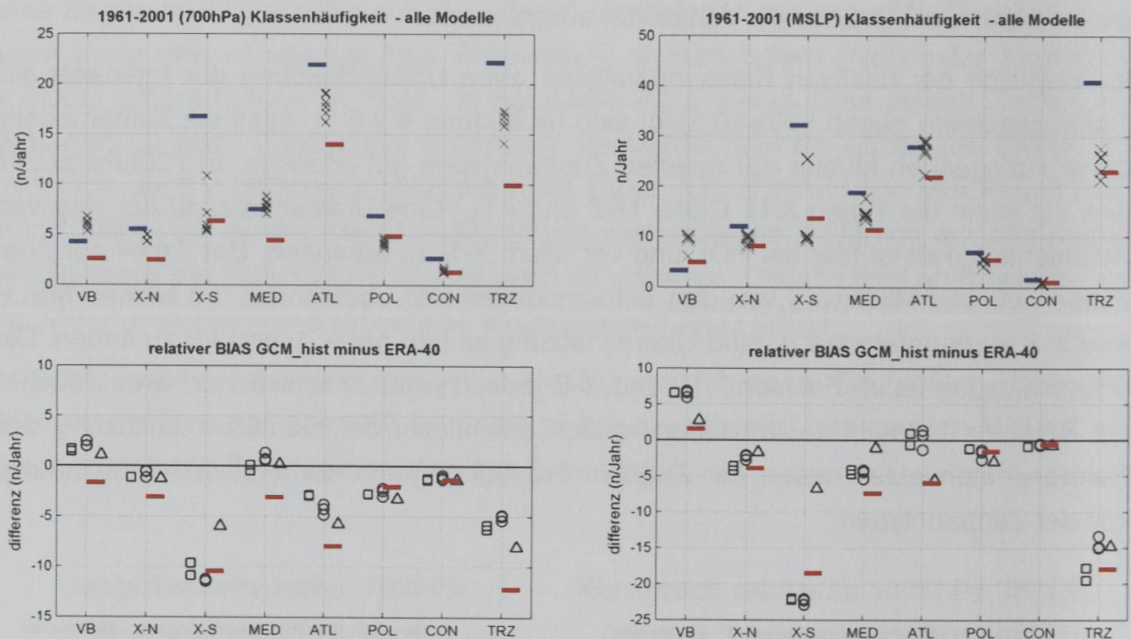
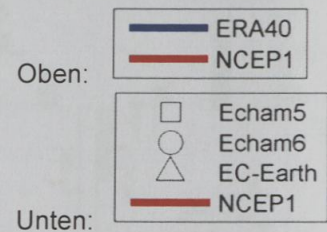


Abbildung 4.2.5.2: Wie Abbildung 4.2.5.1, hier aber mit Beschränkung auf die obersten 15% der intensivsten Tiefdruckgebiete hinsichtlich der relativen Vorticity (in TRZ) als Intensitätsmaß.



Hinsichtlich der Abbildungsleistung der saisonalen Komponente hat sich gezeigt, dass die Globalmodelle ohne Unterscheidung der Zugbahntypen die Saisonalität sehr gut abbilden können. Dies trifft auch auf die starken Tiefs zu (stärksten 10% der relativen Vorticity über Mitteleuropa).

Für den Zugbahntyp Vb ist dem nicht so. Zwar wird die saisonale Komponente für die Gesamtheit der Vb-Zugbahnen in allen Modellen sehr gut erfasst, aber die starken Vb-Tiefs werden nur im Frühling und Herbst in deren Häufigkeit richtig wiedergegeben. Die relative Häufigkeit der starken Vb-Tiefs wird im Sommer stark unterschätzt, sowie im Winter stark überschätzt. In ERA-40 entfallen 45% der starken Vb-Tiefs auf den Hochsommer (JJA), in den Klimamodellen beträgt dieser Wert nur 5% (EC_Earth) bzw. 15% und 20% (ECHAM5 und ECHAM6). Die gröber aufgelöste Reanalyse NCEP1 liegt mit 25% zwischen ERA-40 und dem Ergebnis der Klimamodelle. Damit ist dieses Problem zum Einen offensichtlich ein Problem der räumlichen Auflösung und liegt zum Anderen

auch im Modell selbst begründet, da beispielsweise das Modell EC_Earth bei der höchsten räumliche Auflösung aller Globalmodelle den größten saisonalen Fehler aufweist.

4.4 Starkniederschlagsrelevanz von Zugbahntypen

In diesem Abschnitt werden die aggregierten Gebietsniederschläge den atmosphärischen Zugbahnen gegenüber gestellt. Es wird überprüft mit welchen Zugbahntypen starke Gebietsniederschläge in Mitteleuropa in Zusammenhang stehen. Dies hilft zum einen hochwasserrelevante meteorologische Situationen besser zu verstehen und damit auch früher erkennen zu können (Prognose, Vorwarnung), zum anderen können dadurch die Veränderungen des Starkniederschlagsrisikos im Klimawandel gezielt ausgewertet und interpretiert werden.

4.4.1 Zeitliche Aggregation des Niederschlages

Die Niederschlagsanalysen für die Zugbahnen basieren auf zwei unterschiedlichen Niederschlagsgrößen. Diese unterscheiden sich durch die Zeiträume über welchen die Niederschlagswerte aggregiert (aufsummiert) werden. Die zeitliche Aggregation wird für jede Niederschlagsregion getrennt durchgeführt. Im Folgenden bezeichnet R^6 den 6-stündlichen Niederschlagswert, welcher die Grundlage für alle Aggregationen bildet. Die 6-stündlichen Niederschlagswerte wurden zuvor aus den Tagesdaten durch ein Interpolationsverfahren abgeleitet.

Die Analysen der atmosphärischen Zugbahnen der Tiefdruckgebiete liegen in 6-stündlicher zeitlicher Auflösung vor. Die hohe zeitliche Auflösung ist wichtig, da sich Tiefdrucksysteme über Europa mit bis zu 75km/h verlagern können und ihre Position damit nach 6 Stunden bereits um über 400km im Raum verändert haben kann. Um die täglichen Niederschlagsdaten den Zugbahnterminen exakt zuordnen zu können, werden die Tagessummen des Niederschlages (Summe von 07:00 Uhr des aktuellen Tages bis um 07:00 Uhr des Folgetages) auf 6-stündliche Werte interpoliert (06, 12, 18 und 00 Uhr UTC).

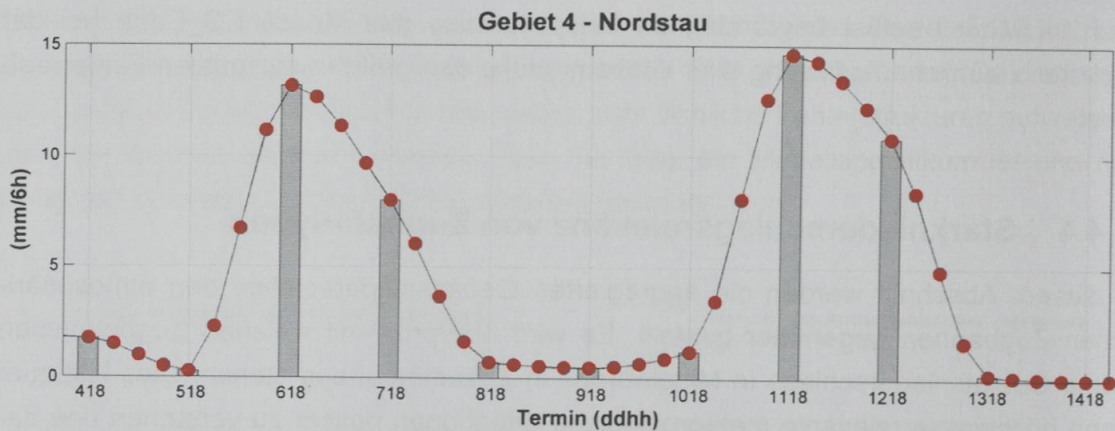


Abbildung 4.4.1.1: Interpolation der Tageswerte des Niederschlages (Originalwerte als graue Balken, Termin 07:00 Uhr) auf 6-stündliche Summen (rote Punkte) zum Zeitpunkt 6, 12, 18 und 00 Uhr UTC. Beispiel für das Doppelereignis vom August 2002 (7.-8. und 10.-12.).

Die Interpolation erfolgt dabei über die Anpassung einer stetigen (glatten) Funktion, welche stets exakt durch die 24-stündlichen Werte läuft. Zur Anpassung wird eine „monotone kubisch-hermite Polynomfunktion“ verwendet. Die 6-stündlichen Werte werden danach so skaliert, dass die Gesamtsumme des Niederschlages aus den 6h-Werten exakt mit der Summe aus den 24h-Werten übereinstimmt (Skalierung um $\frac{1}{4}$ -tel über die Summe des gesamten Zeitraumes 1951-2006). Das Verfahren ist robust, hat aber den Nachteil die Niederschlagspitzen leicht zu unterschätzen.

Als nächster Schritt werden die 6-h Niederschlagswerte für jedes Gebiet den Zugbahnereignissen zugeordnet. Dazu werden folgende Bezugszeiträume verwendet:

- 1) **Maximalwert** R_{X6}
- 2) **42h-Summe**: gleitende Summe über 42 Stunden:

$$R_{\Sigma 42} = 1/7 * \sum_{t=-3}^{+3} R_{(t)}^6$$

- 3) **Ereignissumme** R für eine bestimmte Zugbahn:

$$R_{\Sigma} = \sum_{t=-1}^m R_{(t)}^6$$

Die Summation des Niederschlages R_{Σ}^k für eine bestimmte Zugbahn k , erfolgt für die gesamte Zeitdauer in welcher die Zugbahn innerhalb des Gebietes TRZ ist (siehe Abbildung 4.6.2.1).

4.4.2 Extremwertanalyse

Eine zentrale Fragestellung in der vorliegenden Studie ist die empirische Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines extremen Niederschlagsereignisses und ob sich die Mengen von diesen seltenen (und starken) Ereignissen im Klimawandel verändern.

Als extrem wird jener Niederschlagswert bezeichnet, welcher das 95%-Perzentil (q_{95}) überschreitet. Diese Menge wird im Mittel in 5 von 100 Fällen erreicht oder überschritten. Zur Bestimmung der Überschreitungshäufigkeiten und der Niederschlagsmengen für das 95%-Perzentil ist es – aufgrund der statistischen Eigenschaften der Daten – notwendig eine theoretische Extremwertverteilung an die Niederschlagswerte anzupassen. Als geeignete Verteilungsfunktion wird eine sogenannte „generalisierte Pareto Verteilung“ (GPD) verwendet (z.B. in Coles, 2001). Im Zuge der Anpassung der Verteilung über die Maximum-likelihood Methode ist es auch möglich, die statistische Unsicherheit der jeweiligen Perzentilwerte zu bestimmen (Vertrauensbereich für den Schätzer).

Die GPD hat folgende Form:
$$G_{(x)} = 1 - \left(1 + \xi \frac{x}{\beta} \right)^{-1/\xi}$$

Mit den Parametern β = Skalierung, ξ = Form der Verteilung. Je nach Wert des Formparameters gleicht die Funktion einer Gumbel ($\xi = 0$, „exponential tail“), einer Pareto ($\xi > 0$, „heavy tail“) oder einer Weibull Verteilung ($\xi < 0$).

Die Anpassung der GPD erfolgt nicht für das gesamte Datenkollektiv sondern wird nur für eine Stichprobe gemacht, welche aus dem oberen Wertebereich (Extremwerte) entnommen wird. Die Größe der Stichprobe ist dabei so zu wählen, dass bestimmte Kriterien hinsichtlich der Robustheit der Anpassung erfüllt werden. Um bestimmte Robustheitskriterien zu erfüllen, werden zunächst all jene Werte ausgewählt, die über dem 90. Perzentil liegen (Peak Over Threshold - Methode). Da die Anpassungen jedoch auch für jene Zugbahntypen durchgeführt wird (nach Zugbahntypen stratifizierte Auswertung) bei denen das Datenkollektiv zum Teil sehr klein sein kann, wird je nach Kollektivgröße adaptiv ein niedrigeres Perzentil als Grenzwert verwendet. Der jeweilige Grenzwert wird automatisch festgelegt und führt zu einer Stichprobenvergrößerung von 10% auf bis zu 20%, je nach Anzahl der Ereignisse eines bestimmten Zugbahntyps. Die Prozedur zur Festlegung dieser Größe wurde nach umfangreichen Vergleichstests mit verschiedenen Stichprobengrößen festgelegt.

Die Verteilungen unterscheiden sich deutlich in Abhängigkeit der Regionen und Zugbahntypen. So beträgt der Wert für das 95%-Perzentil in der Region Nordstau beispielsweise 129.5mm für Vb und 103.6mm für X-N Zugbahnen, der Unsicherheitsbereiche in der Schätzung des 95%-Perzentils umfasst den Bereich 113.2–157.5 mm sowie 90.9–121.6mm. Der angegebene Vertrauensbereich für die Schätzung des 95%-Perzentils beschreibt ausschließlich Unsicherheiten welche aufgrund der Stichproben-

größe des Datenkollektivs sowie aus der jeweiligen Charakteristik der Extremwertverteilung entstehen.

4.4.3 Definition der Starkniederschlagsrelevanz für Zugbahnereignisse

Eine zentrale Fragestellung dieser Untersuchung ist, ob bestimmte Zugbahntypen systematisch mit hohen Gebietsniederschlägen in Zusammenhang stehen. Als Maß für die Niederschlagsrelevanz wird die empirische Wahrscheinlichkeit für das Überschreiten einer fixen Niederschlagsmenge (95%-Perzentil aus 1961-2001) verwendet. Als Grundlage dafür werden einerseits Ereignissummen des Niederschlages je Zugbahn und andererseits der sechsstündliche Maximalniederschlag aus jedem Zugbahnereignis verwendet. Der daraus fixe Niederschlagswert bezieht sich auf sämtliche Zugbahnereignisse, ohne Unterscheidung des Zugbahntyps (ohne Stratifizierung) und wird wie folgt bezeichnet:

- 1) R_{X6}^{95} : 6h-Maximalniederschlag je Zugbahnereignis mit einer Überschreitungshäufigkeit von 5 in 100.
- 2) $R_{\Sigma 42}^{95}$: 42h-Maximalwert als Indikator für die Ereignissumme des Niederschlages je Zugbahnereignis mit einer Überschreitungshäufigkeit von 5 in 100. (Summenbildung nur wenn sich die jeweilige Zugbahn innerhalb des Gebietes TRZ befindet)

4.4.4 Typinterne Starkniederschlagsrelevanz

Angenommen keiner der einzelnen Zugbahntypen steht systematisch mit hohen Niederschlagsmengen in Zusammenhang, so müsste die empirische Wahrscheinlichkeit einer Überschreitung der Bezugsgrößen $R_{\Sigma 42}^{95}$ bzw. R_{X6}^{95} für jeden Zugbahntyp (typintern) genau 5 in 100 betragen. Wird dieser Wert jedoch typintern überschritten, so weist der jeweilige Zugbahntyp eine erhöhte Starkniederschlagsrelevanz (>5) auf.

Ein Beispiel für die typinterne Relevanz ist in Abbildung 4.4.4.1 dargestellt. Gezeigt werden die für jeden Zugbahntyp angepassten Extremwertverteilungen für das Gebiet 4 (Nordstau). In diesem Vergleich zeigen sich erhebliche Unterschiede in den Niederschlagsmengen bei gleicher (typinterner!) Überschreitungshäufigkeit der stratifizierten Zugbahnereignisse. Die gestrichelte Kurve markiert dabei die Niederschlagsverteilung aller Zugbahnen ohne Stratifizierung (95%-Perzentil: 90mm). Damit sind in diesem Beispiel die Zugbahntypen Vb, X-N und ATL systematisch mit großen Niederschlagsmengen verbunden. Diese Zugbahnen weisen somit eine hohe, typinterne Starkniederschlagsrelevanz im Gebiet 4 auf. Typ Vb ist dabei zwar besonders starkniederschlagsrelevant, wenn auch die absolute Auftretshäufigkeit von Zugbahnen des Typs Vb niedrig ist (siehe Tabelle 4.2.3.1).

Die typinterne Niederschlagsrelevanz weist somit Zugbahntypen aus, welche systematisch mit hohen Gebietsniederschlägen verbunden sind. Diese Größe berücksichtigt jedoch nicht die absolute Häufigkeit der einzelnen Zugbahntypen, die sich zwischen den Zugbahnen stark unterscheiden kann.

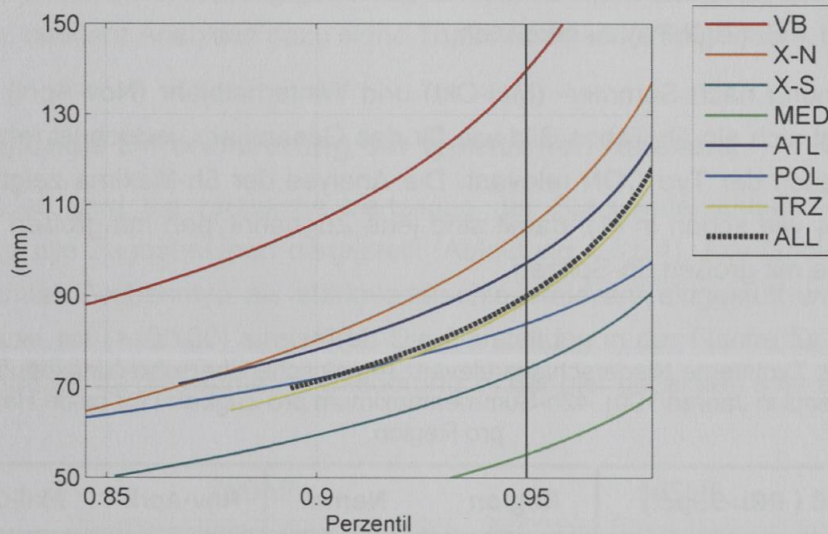


Abbildung 4.4.4.1: Typinterne Niederschlagsrelevanz basierend auf die Zugbahnanalyse mit ERA-40 (700hPa) für das Gebiet 4 – Nordstau. Gezeigt sind die Kurven der angepassten Extremwertverteilung stratifiziert nach Zugbahntypen. Die vertikale Linie markiert den jeweiligen Niederschlagswert für ein Ereignis mit einer Überschreitungshäufigkeit von 5 in 100.

Tabelle 4.4.4.1: Typinterne Niederschlagsrelevanz (empirische Überschreitungshäufigkeiten für das 95%-Perzentil in Jahren/100). Gelb/Orange: $N/100 > \text{Erwartungswert von } 5,5$;

- (1) 42h-Summenmaximum pro Zugbahn Gesamtjahr
- (2) Wie (1) jedoch für das Sommerhalbjahr (Mai-Okt) und Winterhalbjahr (Nov-April)
- (2) 6-h Maximum pro Zugbahn Gesamtjahr

			Vb	X-N	X-S	MED	ATL	POL	CON	TRZ				
(1)	Gesamtjahr	700	13	8	5	3	5	2	2	4	$R_{\Sigma 42}^{95}$			
		MSLP	18	6	6	4	5	3	5	4				
(2)	Nov-April	MSLP	10	5	6	4	6	3	10	3				
		Mai-Okt	23	5	5	5	4	3	1	4				
(3)	Gesamtjahr	700	15	8	4	3	5	2	1	4			R_{X6}^{95}	
		MSLP	19	6	5	4	5	3	5	4				

In Tabelle 4.4.4.1 (Punkt 1 bis 3) ist die empirische Überschreitungshäufigkeit (95%-Perzentil) für die 42h-Summe (Punkt 1 und 2) und für den 6h-Maximalwert (Punkt 3) je Zugbahntyp dargestellt. Für das Gesamtjahr ist eine außergewöhnlich hohe Starkniederschlagsrelevanz beim Zugbahntyp Vb in allen Niveaus zu erkennen. In 700hPa sind 13 von 100 und in MSLP 18 von 100 der Vb-Ereignisse starkniederschlagsrelevant. Eine erhöhte Starkniederschlagsrelevanz ist beim Zugbahntyp X-N (beide Niveaus), X-S (MSLP) und ATL (700hPa) zu erkennen.

Bei der Trennung nach Sommer- (Mai-Okt) und Winterhalbjahr (Nov-April) für MSLP (Punkt 2) zeigt sich ein ähnliches Bild wie für das Gesamtjahr, jedoch ist jetzt im Sommerhalbjahr auch der Typ CON relevant. Die Analyse der 6h-Maxima zeigt ein ähnliches Ergebnis wie schon in (1), damit sind jene Zugbahntypen mit großen 42h Summen auch jene mit großen 6h-Spitzen.

Tabelle 4.4.4.2: Typinterne Niederschlagsrelevanz (empirische Überschreitungshäufigkeiten für das 95%-Perzentil in Jahren/100). 42h-Summenmaximum pro Zugbahn für beide Halbjahre und pro Region.

N/100 (RRi>95pct)	Region	Name	Nov-April	Mai-Okt
$R_{\Sigma 42}^{95}$ MSLP regional differenziert Zugbahntyp: Vb	Alle	-	10	23
	1	Nordwest	1	8
	2	Südwest	5	28
	3	Erzgebirge	9	28
	4	Nordstau	11	23
	5	Ost	22	26
	6	N-CZ	14	23
	7	Süd	18	14
	8	Mitte	5	17

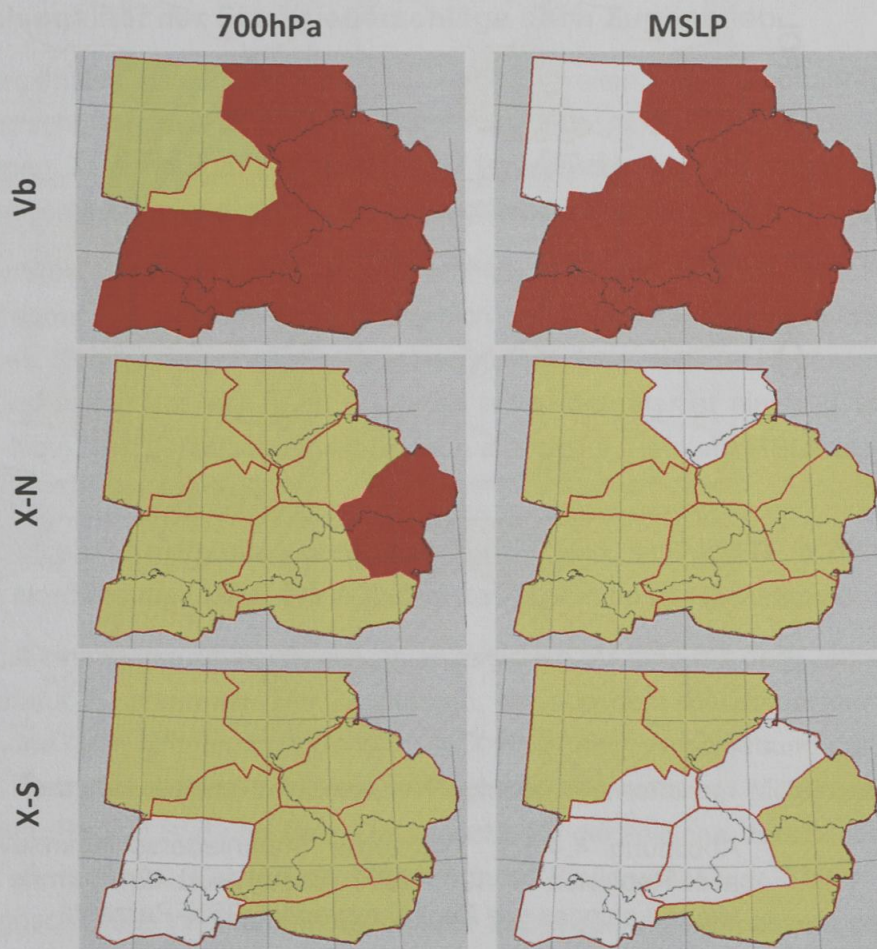
Aufgrund der erheblichen Starkniederschlagsrelevanz von Vb für 42h-Summen wird in Tabelle 4.4.4.2 nochmals die empirische Überschreitungshäufigkeit für Vb – hier jedoch getrennt für jede Region – gezeigt. Dabei gibt es große Unterschiede zwischen den Regionen und den beiden Jahreszeiten. Im Winter ist die Relevanz im Mittel deutlich niedriger als im Sommer, ausgenommen in der südlichen und östlichen Regionen (Erzgebirge, N-Tschechien, Ost, Nordstau, Süd), wo auch im Winter in 9-22 von 100 Fällen mit starken Niederschlägen zu rechnen ist. Im Sommer erreicht der Wert in diesen Regionen sogar 14-28. Damit sind Vb-Zugbahnen im Sommer (Mai-Okt) besonders starkniederschlagsrelevant. In Region 1 (Nordwest) ist die Relevanz von Vb sehr niedrig (Sommer 8 in 100).

Auch wenn durch die Analyse der typinternen Relevanz bestimmte Zugbahnen mit besonderer Starkniederschlagsrelevanz bestimmt werden können, muss betont werden,

dass die absolute Auftretshäufigkeit ebenfalls eine wichtige Rolle für die Gesamtrelevanz eines Zugbahntyps darstellt. Beispielsweise beträgt die absolute Auftretshäufigkeit der Zugbahn ATL das 4-5 fache von Vb, auch wenn im statistischen Mittel nur jede 20. ATL Zugbahn mit starken Niederschlägen verbunden ist. Andererseits kann durch die einfache Verknüpfung der Zugbahnhäufigkeit und der Starkniederschlagsrelevanz nicht trivial eine robuste Aussage über die Gesamtrelevanz der einzelnen Typen getätigt werden. (weitere Analysen dazu siehe Top20 Analyse im Folgenden).

4.4.5 Regionale Differenzierung der typinternen Relevanz

Im Folgenden wird die räumliche Verteilung der Starkniederschlagsrelevanz (42h-Summe) für alle Zugbahntypen dargestellt (Abbildung 4.4.5.1). Alle Gebiete, in denen ein bestimmter Zugbahntyp als starkniederschlagsrelevant eingestuft wurde, ist gelb (>6/100) bzw. rot (>10/100) eingefärbt. Die Darstellung in der Fläche für die 6h Maximalwerte entfällt, da die räumliche Gliederung zu der hier gezeigten sehr ähnlich ist.



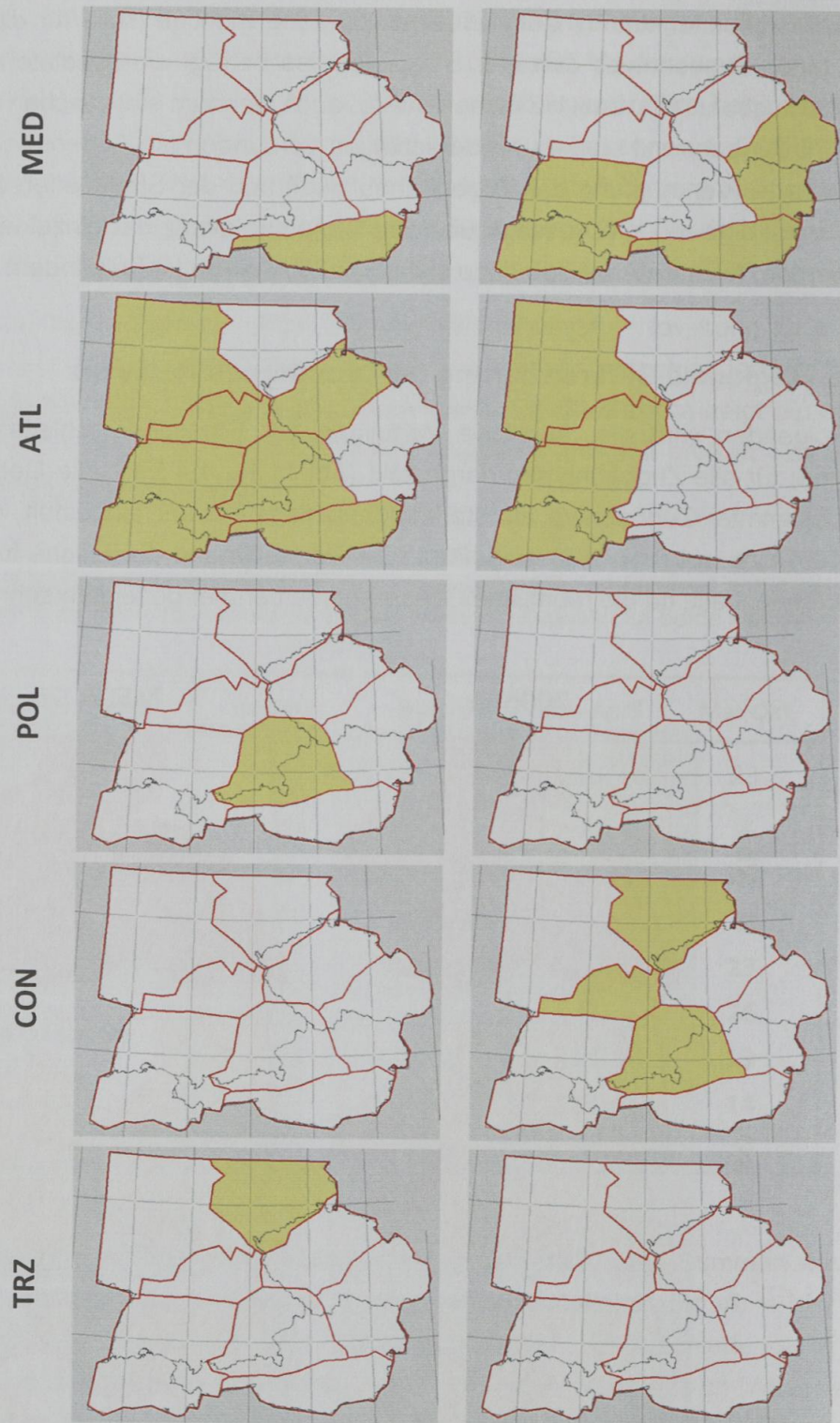


Abbildung 4.4.5.1: Typinterne Starkniederschlagsrelevanz aller Regionen für 1961-2002. Bezugswert: 42h Summe des Niederschlages pro Zugbahnereignis, 95%-Perzentil

Generell zeigen die Ergebnisse räumlich konsistente – und damit plausible - Ergebnisse. Unklare Muster wie z.B. bei CON oder X-S in MSLP sind darauf zurück zu führen, dass die Werte für diese beiden Fälle sehr nahe beim Schwellwert von 5 liegen und damit keine eindeutige Aussage für die räumliche Verteilung möglich ist. Die Vb-Zugbahn betrifft grundsätzlich alle Gebiete ausgenommen den Nordwesten. Ähnliches gilt für X-N, wobei hier die Relevanz allgemein niedriger ist als bei Vb. X-S ist schwach relevant, nur in den Regionen Süd und Ost (MSLP) ist X-S klar relevant. MED betrifft vor allem die Region Süd. ATL ist speziell im Westen und Nordwesten starkniederschlagsrelevant (besonders in 700hPa).

Tiefdrucksysteme welche lokal über Mitteleuropa erstmals detektiert werden (TRZ) sind nicht oder nur schwach (Erzgebirge 700hPa) starkniederschlagsrelevant.

Insgesamt zeigt die Analyse, wie wichtig die räumliche Differenzierung der Ergebnisse für jeden einzelnen Zugbahntypus ist. Die Bedeutung einer bestimmten Zugbahn für das Starkniederschlagsgeschehen ist damit nur regional gültig.

4.4.6 Saisonalität der Starkniederschläge nach Zugbahnen

Neben regionalen Unterschieden und Abhängigkeiten vom Zugbahntyp in der Starkniederschlagsrelevanz, stellt die Frage nach saisonalen Abhängigkeiten den dritten wichtigen Baustein zum Verständnis der Problematik dar. Die Ergebnisse werden hier zusammengefasst und nicht in Form von Abbildungen dargestellt.

In den meisten Gebieten spielt die Zugbahn Vb in beiden Niveaus (MSLP, 700hPa) eine überragende, dominante Rolle hinsichtlich der mittleren Ereignissummen des Niederschlages. Das Maximum der Ereignismenge liegt dabei stets im Hochsommer (Juni-August) und verschiebt sich nach Südosten hin in den Herbst hinein (Ost: Aug-Okt, Süd: Aug-Nov). Die Verschiebung ist deutlich stärker für Tiefs auf MSLP als in 700hPa und gilt auch für den Typ X-N!

Weitere Zugbahnen mit großen saisonalen Spitzen sind der Typ ATL in 700hPa in den Regionen Nordwest und Mitte. Für ATL liegt das Maximum im Hochsommer.

Generell ist eine starke Analogie der jahreszeitlichen Maxima mit dem Jahresgang der Lufttemperatur zu erkennen. Bei Zugbahnen, die aus dem Mittelmeerraum bzw. der Oberen Adria nach Mitteleuropa ziehen (Vb, X-N) ist eine Verschiebung der Maxima in Richtung Herbst zu sehen, vor allem in Regionen die nahe am Mittelmeer bzw. der Adria liegen (Region Süd und Ost). Die Ursache für die zeitliche Verschiebung könnte entweder dynamisch (Entstehung, Stärke oder Stationarität der Tiefs) oder thermisch/hygrisch (hohe Wasserdampfgehalt der einbezogenen Luftmassen) bedingt sein.

4.4.7 Analyse der TOP10 und TOP20 Niederschlagsereignisse

Als weiteres Maß zur Bestimmung der Starkniederschlagsrelevanz der verschiedenen Zugbahntypen erfolgt eine Auswertung der 10 und 20 stärksten Niederschlagsereignis-

se hinsichtlich der dabei beteiligten Zugbahnen von Tiefdruckgebieten. Diese Analyse stellt eine wichtige Grundlage dar um die typinterne Starkniederschlagsrelevanz besser verstehen und interpretieren zu können. Sie geht im Unterschied zu den vorigen Analysen nicht von den Zugbahnereignissen, sondern von unabhängigen Niederschlagsereignissen aus.

Die Bestimmung der Top 10/20 Niederschlagsereignisse erfolgt für 42h-Summen und wird für jede der acht Regionen getrennt durchgeführt. Alle TOP-Ereignisse aus dem Zeitraum 1961-2002 sind voneinander unabhängig. Die Unabhängigkeit wird durch ein sogenanntes „Entclusterings-Verfahren“ erreicht:

- 1) Berechnen der gleitenden 42h Niederschlagssummen aus den 6-stündlichen Daten.
- 2) Markierung jener Termine bei denen der 42h-Niederschlagswert über dem 90. Perzentil liegt.
- 3) Festlegung der zeitlich zusammenhängenden Ereignisse (alle Termine die zeitlich direkt nebeneinander liegen und Kriterium (ii) erfüllen).
- 4) Festlegung der unabhängigen Ereignisse durch Vorgabe eines zeitlichen Abstandes von mindestens 24h zwischen zwei Ereignissen aus Punkt (iii). Während dieser 24h muss – gemäß den zuvor genannten Punkten – jeder Niederschlagswert kleiner als das 90. Perzentil sein.
- 5) Aus diesen unabhängigen Ereignissen werden nun jene 20 ausgewählt die den größten Niederschlagswert (42h-Summe) aufweisen.

Nach der Entclusterung erfolgt die Zuordnung der beobachteten Zugbahnen zu den einzelnen Niederschlagsereignissen. Dabei werden all jene Zugbahnen betrachtet, welche sich zum Zeitpunkt der Niederschlagspitze (± 6 Stunden) eines bestimmten 42h TOP Ereignisses über Europa befinden. Jene Zugbahn die nun den größten Wert der gewichteten Intensität ($1/\text{Entfernung} \cdot \text{Intensität}$) aus einem der drei möglichen Zeitpunkte aufweist, wird kausal als Ursache für das Niederschlagsereignis festgelegt. Somit gibt es pro Niveau (700hPa und MSLP) maximal einen Zugbahntyp, welcher mit einem TOP-Niederschlagsereignis assoziiert wird. Danach wird der Mittelwert aller abstandsgewichteten Intensitäten pro Zugbahntyp berechnet und anschließend normalisiert, sodass die Summe aller Typen pro Region exakt 1 ergibt.

In Abbildung 4.4.7.1 ist das Ergebnis dieser Assoziation von Zugbahntypen mit den TOP10 und TOP20 Niederschlagsereignissen für jede Region dargestellt. Im Nordwesten und der Region Mitte ist in 50-70% eine ATL oder TRZ Zugbahn bei TOP10/20 Ereignissen zu beobachten. In einer manuellen Analyse hat sich gezeigt, dass starke

TRZ Tiefs oftmals aus neuen Tiefdruckentwicklungen über Mitteleuropa entstehen und diese Entwicklung in Zusammenhang mit einem atlantischen Höhentief steht. Diese starken TRZ-Tiefs können somit durchaus als Atlantik-verwandt betrachtet werden.

In allen anderen Regionen sind in der Mehrheit aller Fälle Vb, X-N oder X-S Zugbahnen den TOP Niederschlagsereignissen zuzuordnen. Besonders hoch ist der Anteil von Vb Zugbahnen bei den TOP10. In der Region N-Tschechien, Nordstau und Ost können bereits circa 50% der TOP10 Ereignisse Vb zugeschrieben werden, obwohl die absolute Häufigkeit dieses Typus nur bei 3% liegt. TRZ, CON oder POL Zugbahnen treten bei den TOP10 Ereignissen völlig in den Hintergrund. Zusammenfassend bestätigt diese Auswertung die Ergebnisse der typinternen Relevanz, weist aber darüber hinaus noch stärker auf die Bedeutung von Zugbahnen hin, welche südliche der Alpen entstehen.

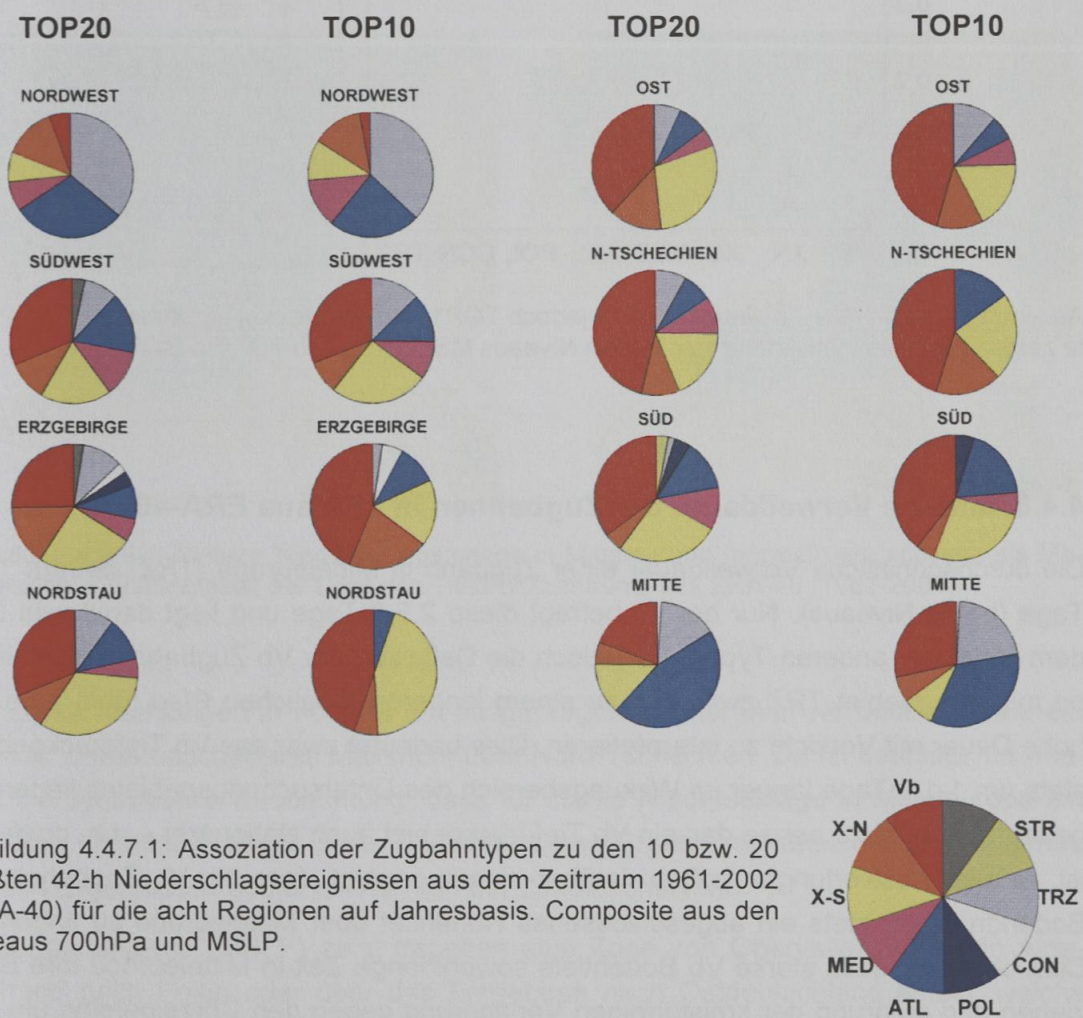


Abbildung 4.4.7.1: Assoziation der Zugbahntypen zu den 10 bzw. 20 größten 42-h Niederschlagsereignissen aus dem Zeitraum 1961-2002 (ERA-40) für die acht Regionen auf Jahresbasis. Composite aus den Niveaus 700hPa und MSLP.

Abschließend ist noch ein Beispiel für die TOP10 Analyse (Region Nordstau) gegeben, bei dem die relativen Anteile der Zugbahnen im Niveau 700hPa und MSLP dargestellt sind (Abbildung 4.4.7.2). Dabei zeigen sich sehr interessante Unterschiede hinsichtlich der Bedeutung der unterschiedlichen Niveaus für die Assoziation der TOP10 Niederschlagsereignisse. So ist in Region Nordstau bei Vb vor allem ein 700hPa-Tief entscheidend, für den Typ X-S jedoch ein Bodentief. Damit kann gezeigt werden wie wichtig die getrennte Analyse der Zugbahnen auf den beiden Niveaus in dieser Untersuchung ist.

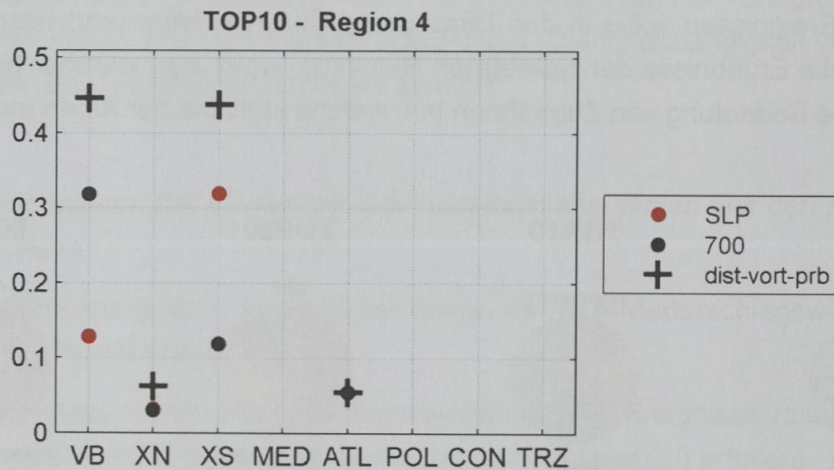


Abbildung 4.4.7.2: Wie Abbildung 4.4.7.1 jedoch TOP10 für die Region Nordstau (4). Die Punkte zeigen die jeweiligen Anteile der beiden Niveaus MSLP (rot) und 700hPa (schwarz).

4.4.8 Mittlere Verweildauer der Zugbahnen in TRZ aus ERA-40

Die durchschnittliche Verweildauer einer Zugbahn in Mitteleuropa (TRZ) beträgt 1-1,5 Tage (beide Niveaus). Nur bei Vb beträgt diese 2,5-3 Tage und liegt damit weit über dem Mittel der anderen Typen. Da jedoch die Definition der Vb Zugbahn in Kombination mit dem Gebiet TRZ zwingend zu einem längeren möglichen Pfad führt, ist diese hohe Dauer mit Vorsicht zu interpretieren. Dies bedeutet zwar das Vb Tiefdruckgebiete stets um 1-1,5 Tage länger im Wirkungsbereich des Untersuchungsgebietes liegen, es bedeutet aber nicht per se das ein Vb Tiefdruckgebiet auch stationärer – d.h. ortsfest – ist. Andere Auswertungen haben darüber hinaus gezeigt, dass bei Vb Zugbahnen im Bodendruckfeld stets ein abgeschlossenes Höhentief über Mitteleuropa zu finden ist. Dies bestätigt, dass starke Vb Bodentiefs sowohl lange Zeit in Mitteleuropa ihre Bahn ziehen und aufgrund der kreisförmigen Verlagerung gegen den Uhrzeigersinn um das Untersuchungsgebiet herum – in Bezug auf Mitteleuropa – als „quasi-stationär“ betrachtet werden können.

4.4.9 Worst-Case Zugbahn-Szenario für Mitteleuropa

Zum Abschluss der Untersuchung der Niederschlagsrelevanz wird gezeigt, wie die Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet (6h-Niederschlagssumme aller 8 Regionen) mit der Lage des Tiefs in Europa zusammen hängen (Abbildung 4.4.7.1). Die Farbe kennzeichnet dabei jeweils die normalisierte Niederschlagsmenge (Maximalwert ist schwarz) als Mittelwert über alle Regionen. Diese Analyse gibt zum einen all jene Positionen von Tiefs über Europa zu erkennen, welche mit starkem Niederschlag verbunden sind und zum anderen bietet diese Darstellung die Möglichkeit, die Punkte der größten Niederschlagsmengen zu einer „ideellen“ Zugbahn zu verbinden und so eine worst-case Zugbahn zu definieren.

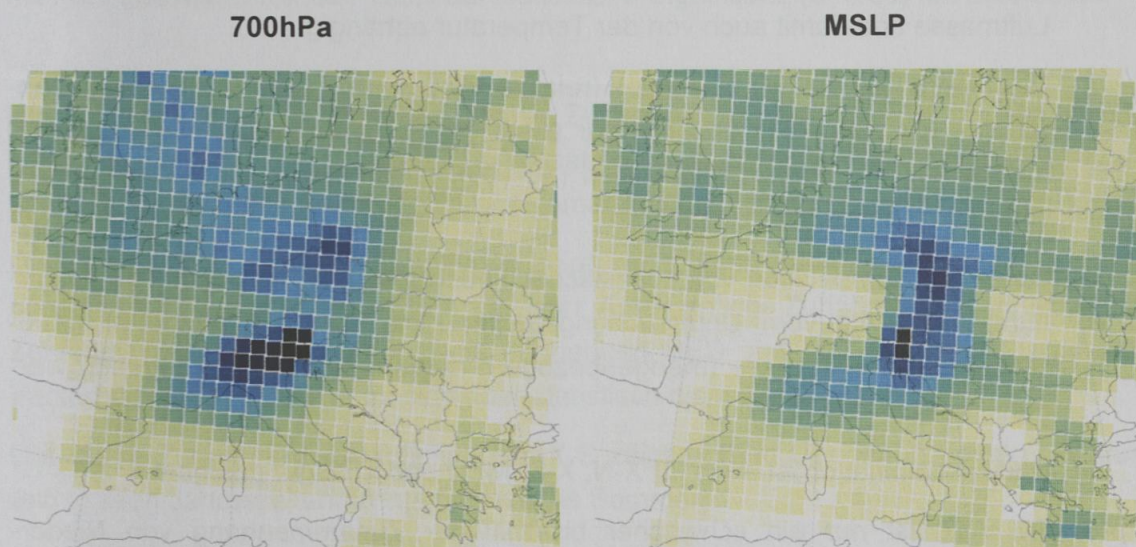


Abbildung 4.4.9.1: Mittlere Niederschlagsmenge in Mitteleuropa (normalisiert, schwarz als Maximalwert) in Abhängigkeit der Lage des Tiefdruckzentrums aus ERA-40 (1961-2001).

Die Ergebnisse zeigen in 700hPa ein ausgeprägtes Gebiet über Norditalien sowie ein zweites, etwas unschärferes Maximum über Nord-Tschechien. Damit bestätigt die Analyse die synoptische Beobachtung, dass für starke Niederschläge in Mitteleuropa ein Tief über Oberitalien liegen sollte (700hPa). Diese Ergebnisse decken sich sehr genau mit den Ergebnissen aus den Analysen der Zirkulationstypen.

Die Bodenanalyse (MSLP) zeigt dagegen eine Zone von Oberitalien über den Alpenrand nach Polen oder über das Erzgebirge nach Ostdeutschland hinein, welche sehr ähnlich der von Van Bebber definierten Vb Zugbahn ist. Damit kann im Zuge dieser Untersuchung die Existenz der Vb Zugbahn als worst-case Szenario für starke Niederschlagsereignisse in Mitteleuropa objektiv bestätigt werden.

4.4.10 Ursachenforschung

Im Rahmen dieser Studie wurden weitere Analysen durchgeführt die helfen sollen zu verstehen, warum ein bestimmtes Vb-Ereignis zu extremen (36-h) Niederschlagsmengen führt aber ein anderes nicht. Die Erkenntnisse daraus werden hier zusammengefasst, werden aber nicht in Form von Abbildungen visualisiert:

- 1) Die stärksten Niederschlagsereignisse finden allesamt in der warmen Jahreszeit statt (Mai-Sep) mit Spitzenwerten im Juli und August. In den Regionen N-CZ, Ost und vor allem Süd verlängert sich diese Periode auf Mai-Okt (Süd bis Nov). Hier zeigt sich sogar ein zweites, sekundäres Maximum im Okt/Nov (speziell in den Regionen Ost und Süd).
- 2) Die Niederschlagsmengen sind sehr stark von der spezifischen Feuchte der Luftmasse und damit auch von der Temperatur abhängig.
- 3) Die Stärke des Tiefdruckgebietes (relative Vorticity und Kerndruck) spielt ebenso eine wichtige Rolle und hilft vor allem die Reihenfolge der Niederschlagsmengen in den oberen Perzentilen (50-100), zusammen mit der Distanz zum Untersuchungsgebiet, zu erklären.
- 4) Durch die Kombination von spezifischer Feuchte, Stärke des Tiefs und Entfernung des Tiefs vom Untersuchungsgebiet kann die Reihenfolge aller Vb-Niederschlagsereignisse (mengenbezogen) hervorragend wiedergegeben werden.
- 5) Diese Kombination ist auch für X-N, X-S, MED und TRZ gut geeignet.
- 6) Für ATL ist nur ein schwacher bis mäßiger Zusammenhang von Niederschlagsmenge und dem Monat des Jahres oder der Lufttemperatur vorhanden. Für die Gebiete West, Südwest und Mitte lässt sich dennoch ein guter Zusammenhang von der Stärke des Tiefs und der spezifischen Luftfeuchte mit der Niederschlagsmenge zeigen. Extrem schwache oder starke Niederschlagsmengen können für den Typ ATL jedoch nicht erklärt werden.

4.5 Änderung der Häufigkeit von Zugbahnen

Im Folgenden wird die Veränderung der Auftrittshäufigkeit der verschiedenen Zugbahntypen für die Vergangenheit analysiert.

4.5.1 Beobachtungsperiode 1948-2012

Die Änderung der Auftrittshäufigkeit der unterschiedlichen Zugbahntypen für die Vergangenheit wird im Folgenden mit Hilfe von einfachen linearen, monotonen Trends (Theil-Sen Schätzer) untersucht. Als Interpretationshilfe wird in den dazugehörigen Abbildungen zum linearen Trend jeweils auch ein nichtlinearer Verlauf in Form einer Gauß-Tiefpass (Filterbreite 21 Jahre, $\text{var}=2.0$) Kurve dargestellt. Der lineare Trend wird mit Hilfe des Mann-Kendall Tests auf statistische Signifikanz ($\alpha=0.05$) hin untersucht.

Die Resultate der Trendanalyse für alle Zugbahnen (Tabelle 4.5.1.1, Spalte „ALL“) zeigt nur für den Winter in MSLP eine statistisch signifikante Veränderung der Zugbahnhäufigkeit. Diese Änderung kommt primär aus dem späteren Zeitraum nach 1981.

Die Stratifizierung nach Zugbahntypen zeigt, dass diese Zunahme vorwiegend durch den Typ X-S verursacht wird. Ein kleinerer Anteil an der Zunahme wird im späteren Zeitraum 1981-2012 auch durch die Zugbahnen MED und TRZ verursacht (ebenfalls Winterhalbjahr), diese Trends sind aber statistisch nicht signifikant.

Die starke Zunahme der Häufigkeit von X-S zeigt sich im Übrigen in beiden Niveaus und in allen Jahreszeiten (Winter stärker als Sommer).

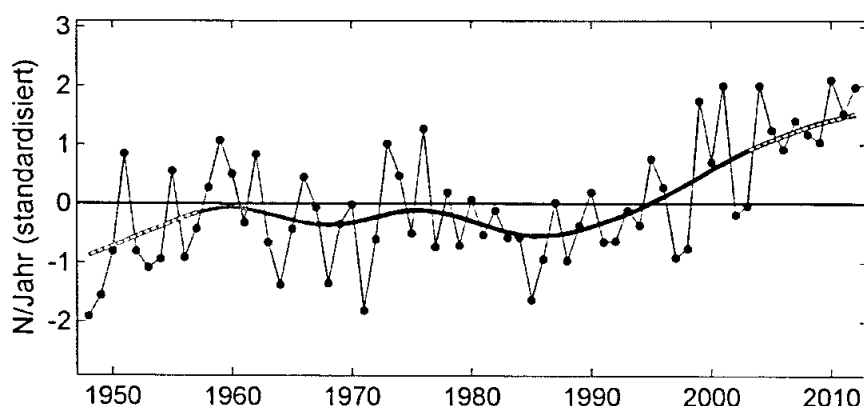


Abbildung 4.5.1.1: Jährliche Anzahl von X-S Zugbahnen aus NCEP1 für den Zeitraum 1948-2012 (Gesamtjahr). Die Zeitreihe zeigt ein Composite aus den standardisierten Reihen der Niveaus MSLP und 700hPa.

Andere Zugbahntypen zeigen in einem der beiden Zeiträume vereinzelt signifikante Trends (ATL Sommer MSLP, TRZ Jahr MSLP, MED Winter 700hPa). Im Fall von ATL ist diese Zunahme aber lediglich Teil einer multidekadischen Schwankung.

Tabelle 4.5.1.1: Lineare Trends aus NCEP1 für zwei unterschiedliche Zeitperioden (1948-2012 und 1981-2012) für das Gesamtjahr, das Winterhalbjahr (Nov-April) und das Sommerhalbjahr (Mai-Oktober). Werte geben die Steigung der Trendgeraden relativ zum Ausgangswert im ersten Jahr der Zeitreihe an. Fett gedruckt bedeutet die Änderung ist im angegebenen Zeitraum statistisch signifikant.

			ALL	Vb	X-N	X-S	MED	ATL	POL	CON	TRZ
1948-2012	JAHR	700	5	0	0	72	0	0	0	0	0
		MSLP	0	-53	-48	72	20	22	0	0	-15
	WINTER	700	8	0	0	112	0	0	0	0	0
		MSLP	3	-30	-34	99	22	18	0	0	-17
	SOMMER	700	9	0	0	0	0	0	0	0	0
		MSLP	-7	-42	-58	26	0	39	0	0	-19
1981-2012	JAHR	700	0	0	0	63	0	-13	0	0	0
		MSLP	43	0	0	86	19	0	0	0	37
	WINTER	700	14	0	0	122	70	0	0	0	0
		MSLP	27	0	0	64	42	16	0	0	38
	SOMMER	700	-9	0	0	0	-69	-23	0	0	-24
		MSLP	19	0	0	89	0	-32	0	0	26

Tabelle 4.5.1.2: Wie Tabelle 4.5.1.1, jedoch für die stärksten 20% der Tiefdruckgebiete über Mitteleuropa. (relative Vorticity > 80. Perzentil)

			ALL	Vb	X-N	X-S	MED	ATL	POL	CON	TRZ
1948-2012	JAHR	700	24	0	0	0	0	0	0	0	0
		MSLP	36	0	0	186	0	50	0	0	0
	WINTER	700	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		MSLP	46	0	0	183	106	61	0	0	0
	SOMMER	700	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		MSLP	68	0	0	0	0	0	0	0	0
1981-2012	JAHR	700	-5	0	0	0	0	-61	0	0	0
		MSLP	5	0	0	163	0	0	0	0	0
	WINTER	700	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		MSLP	12	0	0	144	0	0	0	0	0
	SOMMER	700	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		MSLP	-4	0	0	0	0	0	0	0	0

In Tabelle 4.5.1.2 ist selbe Auswertung nochmals für die stärksten 20% der Zugbahnen durchgeführt worden. Auch hier bestätigt sich die Zunahme von X-S wobei die Zunahme jetzt ausschließlich im Winter für MSLP statistisch signifikant ist. Diese Zunahme kann besonders in den Regionen Nordstau, Osten, Süd und N-Tschechien (sowie für den gesamten Balkan!) zu einer signifikanten Veränderung der Starkniederschlagshäufigkeit führen! Aufgrund der möglichen Bedeutung dieser Veränderung ist als Ergänzung die Zeitreihe aller X-S Zugbahnen in Abbildung 4.5.1.1 dargestellt.

Bei den starken Zugbahnereignissen für 1948-2012 gibt es darüber hinaus signifikante Zunahmen beim Typ ATL und MED, welche sich vorwiegend auf den Winter (MSLP) beschränken und nicht nachhaltig sind. Für die starkniederschlagsrelevanten Zugbahntypen Vb und X-N kann keinerlei signifikanter Trend gefunden werden.

4.5.2 Klimazukunft 2009-2100

Als letzte Auswertung im Abschnitt „Zugbahnen von Tiefdruckgebieten“ wird die Veränderung der Häufigkeit von Zugbahnen für die Klimazukunft gezeigt. Dabei wird die relative Änderung für die Zeiträume 2009-2040 und 2059-2099 im Vergleich zu 1959-1999 in Abbildung 4.5.2.1 (Gesamtjahr) und Abbildung 4.5.2.2 (Sommer-, Winterhalbjahr) dargestellt. Durch die große interne Klimavariabilität war es in dieser Auswertung notwendig, die Vergleichszeiträume auf mehr als 30 Jahre zu erweitern. Ansonsten wird das Klimasignal durch die Variabilität überdeckt und macht es schwierig Aussagen über Veränderungen in der Klimazukunft ableiten zu können.

In den Abbildungen für die Klimazukunft werden folgenden Symbole verwendet:

** 2009-2049 **		** 2059-2099 **	
■	Echam5: sres A1b	■	Echam5: sres A1b
●	Echam6: rcp 4.5	●	Echam6: rcp 4.5
●	Echam6: rcp 8.5	●	Echam6: rcp 8.5
▲	EC-earth: rcp 4.5	▲	EC-earth: rcp 4.5
▲	EC-earth: rcp 8.5	▲	EC-earth: rcp 8.5

Ohne Unterscheidung der Zugbahntypen, zeigen fast alle Klimamodelle eine statistisch signifikante Abnahme der Tiefdrucktätigkeit über Mitteleuropa von -5% bis -20% (alle Intensitäten und beide Niveaus). Die Abnahme zeigt sich auch für die stärksten 30% der Tiefdruckgebiete, wobei hier die Streuung der Ergebnisse generell größer ist.

Die Stratifizierung nach Zugbahntypen für das Gesamtjahr zeigt viele signifikante Abnahmen, aber die Unsicherheiten sind insgesamt groß. Stärker belastbar sind die Änderungen (Abnahme der Häufigkeiten) für die Typen ATL, POL und TRZ. Bei anderen starkniederschlagsrelevanten Zugbahntypen wie Vb, X-N und X-S zeigt sich ein uneinheitliches Bild, nur bei Vb deutet sich tendenziell eher eine Abnahme an. Für die starken Vb-Tiefs beschränkt sich diese Tendenz auf den späteren Zeitraum, im früheren Zeitraum ist keine eindeutiges Signal erkennbar.

Im Vergleich von Sommer- und Winterhalbjahr (Abbildung 4.5.2.2) lässt sich erkennen, dass die Abnahme für alle Zugbahnen vorwiegend aus dem Sommerhalbjahr (Mai-Okt) kommt, im Winterhalbjahr (Nov-April) ist die Änderung stets schwächer ausgeprägt und lässt keine Aussage zu. Im Sommerhalbjahr gibt es einzelne statistisch signifikante Abnahmen. Vor allem beim Typ Vb sind hier starke und teils auch signifikante Abnahmen zu erkennen. Im Fall von X-S sind die Änderungen sehr unterschiedlich, obwohl signifikant (MSLP positiv, 700hPa negativ). Im Winter sind die Änderungen kleiner, uneinheitlicher und in deutlich weniger Fällen signifikant.

Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellläufen oder den Modellen selbst größer als die Unterschiede zwischen den Zeitperioden oder den Emissionsszenarien. Damit ist vor allem bei einer Stratifizierung nach Zugbahntypen die natürliche Variabilität im Verhältnis zum Klimasignal sehr groß. Die Ergebnisse sind demnach nur für die Gesamtheit der Zugbahnen richtig belastbar.

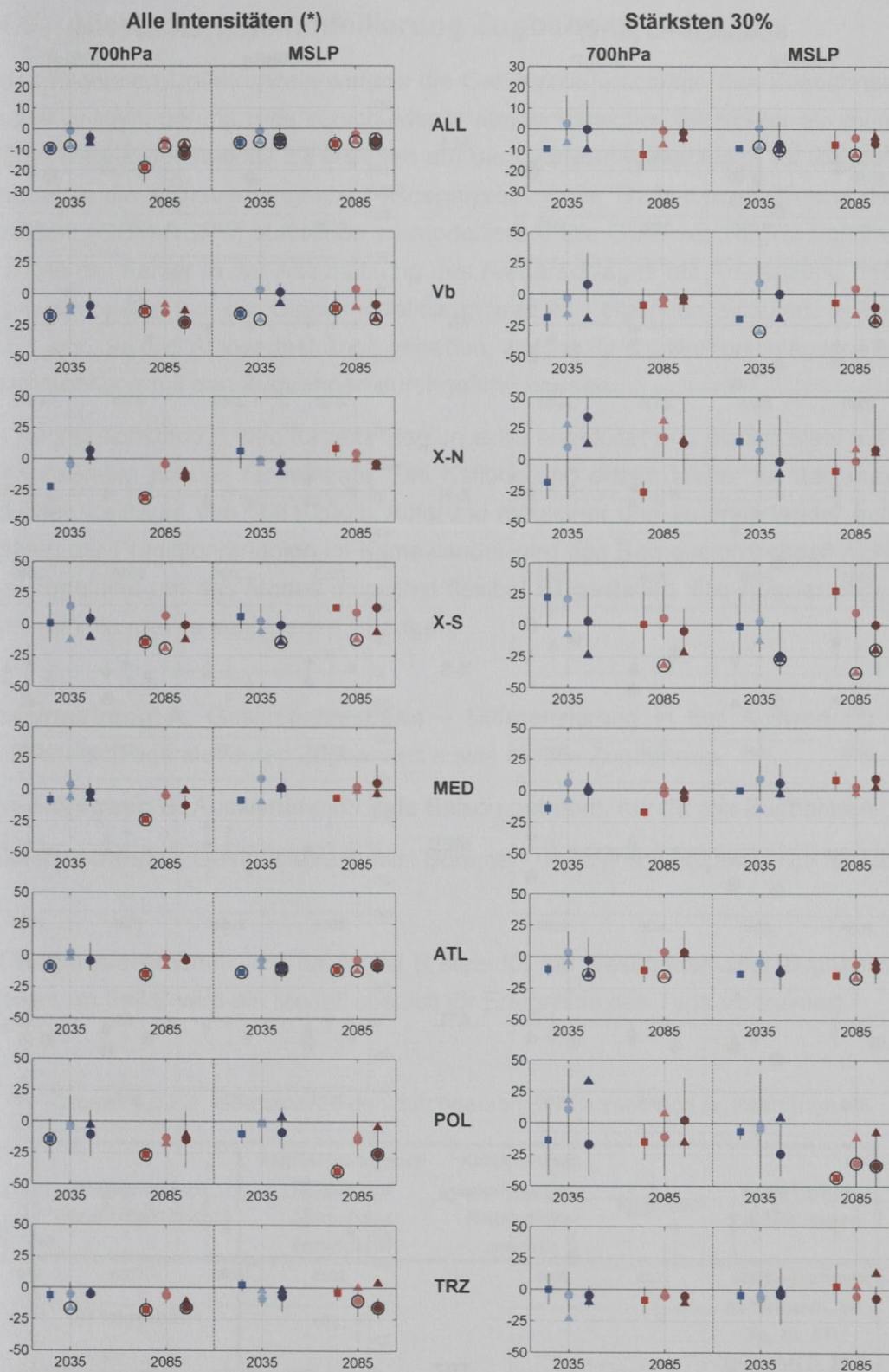


Abbildung 4.5.2.1: Relative Änderung der jährlichen Anzahl von Zugbahnereignissen über Mitteleuropa aus den Klimamodellen ECHAM5, ECHAM6 und EC-Earth. (Projektion – Historisch). Die Symbole geben den Mittelwert je Modell an, die vertikalen Linien kennzeichnen die Bandbreite der Läufe des jeweiligen Modells. Statistisch signifikante Änderungen sind mit einem Kreis umrandet ($\alpha=0,05$). Links: Alle Systeme mit einer relativen Vorticity >30pct. Rechts: Alle Systeme mit einer relativen Vorticity >70pct.

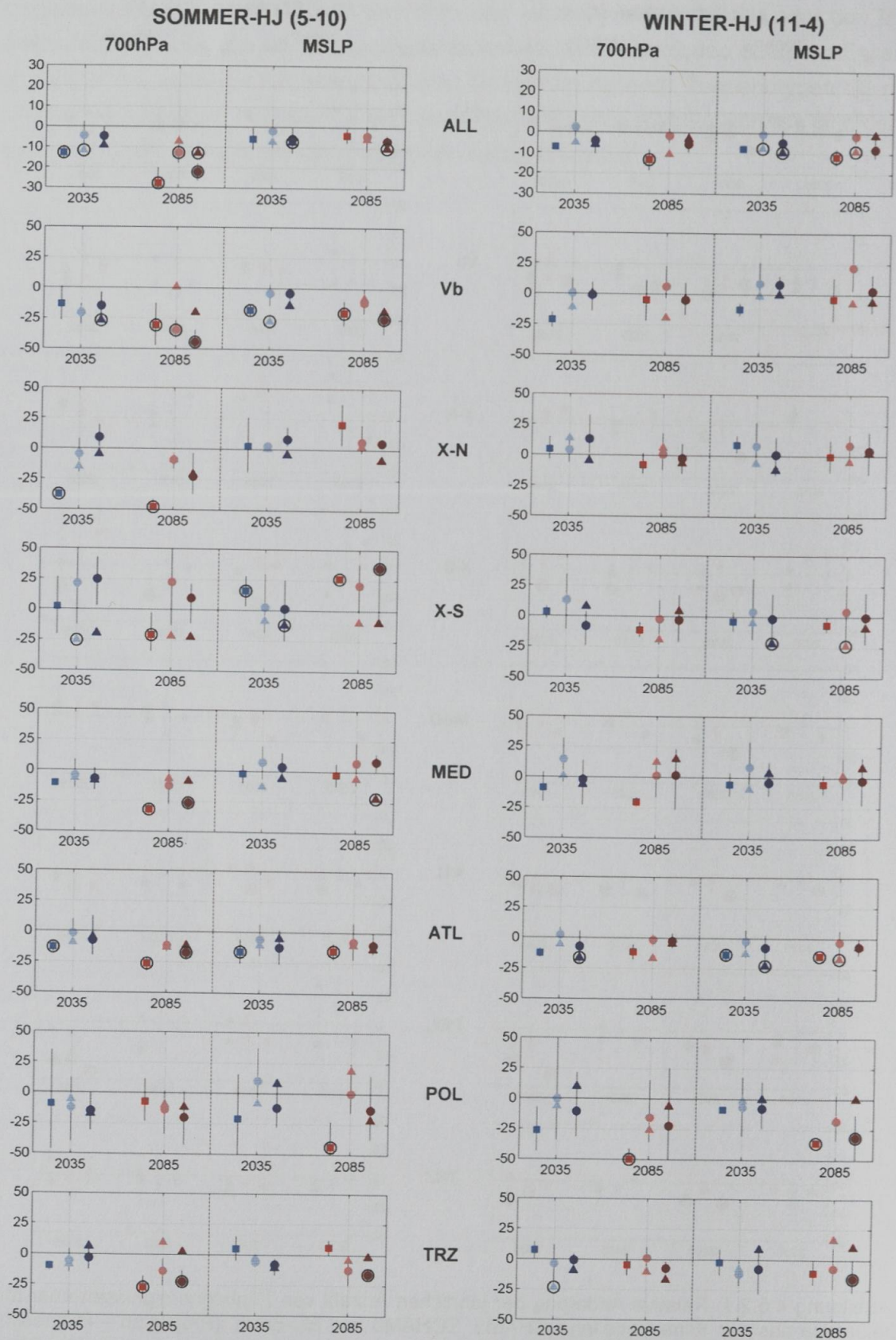


Abbildung 4.5.2.2: Wie in Abbildung 4.5.2.1 links, jedoch getrennt nach Sommer- und Winterhalbjahr.

4.6 Niederschlagsmodellierung Zugbahnen

Im den folgenden Unterkapiteln werden die Gebietsniederschläge den Zugbahnen gegenüber gestellt, um mit Hilfe verschiedener atmosphärischer Parameter ein multiples lineares Regressionsmodell zu erstellen um die Gebietsniederschläge für Zugbahnergebnisse für die Klimavergangenheit (Reanalysemodelle, GCM-historisch) und die Klimazukunft (GCM-RCP's) statistisch zu modellieren. Die Güte des Regressionsmodells sowie der Fehler in der Abschätzung des Niederschlages bei Anwendung des Regressionsmodells auf die Globalmodelldaten wird im Folgenden evaluiert. In Tabelle 4.6.5.1 sind die drei Auswertestränge gegeben, welche für die Niederschlagsanalyse in Zusammenhang mit den Zugbahnen durchgeführt wurden.

Das Regressionsmodell wird für jede Region extra abgeleitet und basiert stets auf dem Datenensemble für das Gesamtjahr. Die Kalibrierung erfolgt immer für den maximal möglichen Zeitraum von 1961-2001. Aufgrund möglicher und zu erwartender Instationaritäten der Prädiktorvariablen im Klimawandel wird das Regressionsmodell nicht saisonal abgeleitet um das Modell möglichst flexibel zu gestalten. Die Auswertungen erfolgen dann in drei verschiedenen Strängen:

Auswertestrang A: Gesamtjahresbasis – Differenzierung in der Auswertung nach starkniederschlagsrelevanten Zugbahnen sowie für alle Zugbahnen.

Auswertestrang B: Auswertung für jede Saison getrennt, nur für alle Zugbahnen.

Auswertestrang C: Gesamtjahresbasis, Sommer- und Winterhalbjahr – Nur für Vb.

Das Regressionsmodell wird für A und B stets für die Gesamtheit aller Zugbahntypen kalibriert, im Fall C wird ein Modell speziell für Ereignisse des Typs Vb trainiert.

Tabelle 4.5.2.1: Übersicht zu den durchgeführten Analysen und Auswertungen.

Analyseansätze (Hauptergebnisse)	Regressionsmodell (immer auf Jahresbasis entwickelt)	Kalibrierungs- periode des Regressions- modells	Regionen	untersuchte Zugbahntypen
A) Jahresbasis	reg_all		8	alle Zugbahnen gemeinsam, Vb, Xn, Xs, ATL; (POL, MED, TRZ)
B) saisonale Basis	reg_all	full (1961-2001)	MAM=7; JJA=8; SON=7; DJF=6	alle Zugbahnen gemeinsam
C) Jahresbasis & halbjährlich	reg_Vb		8	Vb

4.6.1 Zusammenfassung der Ergebnisse Starkniederschlagsänderungen

Als Einstieg in Kapitel 4.6 wird eine Zusammenfassung der Ergebnisse für die Änderung der statistisch abgeleiteten Starkniederschlagsmengen, basierend auf dem Klimamodell ECHAM6, gezeigt. Die Wahl fällt auf ECHAM6, da für dieses Modell insgesamt drei gleichwertige Modellläufe zur Verfügung stehen.

Auswertestrang A und B

In Abbildung 4.6.1.1 ist die relative Änderung der zukünftigen Starkniederschlagsmengen für die Auswertestränge A und B dargestellt. Dabei zeigt sich für den späteren **Zeitraum 2071-2100 in den Saisonen Herbst, Winter und Frühling eine Zunahme von +7% bis +12%**, während im **Hochsommer eine Abnahme von -10% bis -22%** simuliert wird. Die Abnahme ist im Szenario RCP8.5 deutlich stärker ausgeprägt als in RCP4.5. Es sei betont dass diese Werte und auch das Vorzeichen der Änderung nur für die Gesamtheit der Zugbahnen gilt und im Einzelfall für bestimmte Zugbahntypen anders aussehen kann.

Auswertestrang C (Vb-Zugbahn)

So zeigt sich in der speziellen Analyse für die **Vb-Zugbahn** (Abbildung 4.6.1.2) **sowohl für das Sommer-Halbjahr als auch für das Winterhalbjahr eine Zunahme der Starkniederschlagsmengen im späteren Zeitraum 2061-2100**. Der Zeitraum wurde aufgrund der geringen Anzahl der Vb-Zugbahnen in dieser Analyse von 30 auf 40 Jahre erweitert und die Saisonen als Halbjahre betrachtet. **Die Zunahme für Vb umfasst in RCP4.5 +7% bis +11% und ist in RCP8.5 mit +19% bis +26%** nochmals deutlich höher. Demnach wird zukünftig das Auftreten einer Vb-Zugbahn mit deutlich höheren Niederschlagsmengen verbunden sein. Die Unterschiede zwischen den Gebieten sind nicht gering und lassen in meteorologischer Hinsicht kein plausibles Muster erkennen, daher sollten diese nicht überinterpretiert werden.

ECHAM6		2021-2050					ÄNDERUNG DER STARKNIEDERSCHLAGSMENGEN				
		ggü. 1971-2000					alle Zugbahnen [%]				
Szenarios	Regionen	Ensemblemean (3 Modell-Läufe)					ERA-40, "beobachtet"				
		Jahr	MAM	JJA	SON	DJF	Bezugswerte [mm], 1971-2000				
		Jahr	MAM	JJA	SON	DJF	Jahr	MAM	JJA	SON	DJF
rcp45-hist	N-West	3	-8	3	12	2	15	14	18	15	12
rcp85-hist		0	1	-1	11	-2	23	20	33	23	14
rcp45-hist	S-West	4	-6	-1	3	1	14	13	20	13	8
rcp85-hist		7	6	-1	7	2	25	23	33	23	19
rcp45-hist	Erzg.	5	2	-2	13	4	17	15	23	15	8
rcp85-hist		6	9	-12	12	1	14		23		
rcp45-hist	N-Stau	4	5	6	6	3	29	25	36	31	17
rcp85-hist		9	7	3	6	12	16	16	20	16	
rcp45-hist	Ost	7	17	4	16	13	Jahr	MAM	JJA	SON	DJF
rcp85-hist		10	13	-1	12	10	19	18	26	19	13
rcp45-hist	N-CZ	8		7							
rcp85-hist		9		-2							
rcp45-hist	Süd	3	11	5	0	2					
rcp85-hist		7	8	4	7	11					
rcp45-hist	Mitte	5	1	3	13						
rcp85-hist		7	10	6	20						
		Jahr	MAM	JJA	SON	DJF					
rcp45-hist	Regions-mittel	5	3	3	9	4					
rcp85-hist		7	8	-1	11	6					

ECHAM6		2071-2100					ÄNDERUNG DER STARKNIEDERSCHLAGSMENGEN				
		ggü. 1971-2000					alle Zugbahnen [%]				
Szenarios	Regionen	Ensemblemean (3 Modell-Läufe)					Klimamodell				
		Jahr	MAM	JJA	SON	DJF	Bezugswerte [mm], 1971-2000				
		Jahr	MAM	JJA	SON	DJF	Jahr	MAM	JJA	SON	DJF
rcp45-hist	N-West	1	3	-12	15	9	15	14	15	14	16
rcp85-hist		9	11	-11	9	12	19	18	22	16	11
rcp45-hist	S-West	6	2	-19	12	7	17	14	20	12	11
rcp85-hist		7	7	-32	-4	6	21	17	19	15	11
rcp45-hist	Erzg.	2	9	-11	-1	6	19	15	21	14	8
rcp85-hist		12	13	-20	8	7	19		21		
rcp45-hist	N-Stau	2	4	-10	7	9	22	18	19	19	14
rcp85-hist		7	5	-29	1	11	16	16	18	12	
rcp45-hist	Ost	7	12	-5	8	11	Jahr	MAM	JJA	SON	DJF
rcp85-hist		12	21	-28	14	11	19	16	19	15	12
rcp45-hist	N-CZ	5		-3							
rcp85-hist		13		-23							
rcp45-hist	Süd	3	10	-5	8	8					
rcp85-hist		8	11	-20	4	1					
rcp45-hist	Mitte	2	5	-10	14						
rcp85-hist		10	15	-13	14						
		Jahr	MAM	JJA	SON	DJF					
rcp45-hist	Regions-mittel	3	7	-10	9	8					
rcp85-hist		10	12	-22	7	8					

Abbildung 4.6.1.1: Auswertestrang A und B: Prozentuelle Änderung der Starkniederschlagsmengen für die Gesamtheit der Zugbahnen als Mittelwert aus den drei Modellläufen von ECHAM6 (Mittel aus MSLP und 700hPa). Rot: Abnahme kleiner -5%; Hellblau: Zunahmen größer +5%. Auf der rechten Seite unten sind die Referenzwerte aus dem Klimamodell in mm angegeben, oben rechts als Vergleich jene aus den Reanalysedaten ERA-40 (Gebietsniederschlag für ein Zugbahnereignis aus 1971-2000).

ECHAM6		2011-2050 ggü. 1961-2000			ÄNDERUNG DER STARKNIEDERSCHLAGSMENGEN Vb Zugbahnen [%]		
Szenarios	Regionen	Ensemblemean (3 Modell-Läufe)			ERA-40, "Beobachtung"		
		Jahr	Mai-Oktober	November-April	Bezugswerte [mm], 1961-2000		
		Jahr	Sommer-HJ	Winter-HJ	Jahr	SHJ	WHJ
rcp45-hist	N-West	11	7	16	21	28	18
rcp85-hist		1	9	4	46	53	29
rcp45-hist	S-West	7	10	7	36	47	21
rcp85-hist		13	20	10	54	68	36
rcp45-hist	Erzg.	-2	-7	7	37	47	27
rcp85-hist		7	6	12	38	47	20
rcp45-hist	N-Stau	7	8	8	46	55	37
rcp85-hist		12	13	11	35	40	21
rcp45-hist	Ost	1	2	15	Jahr	SHJ	WHJ
rcp85-hist		3	1	15	39	48	26
rcp45-hist	N-CZ	5	1	13			
rcp85-hist		11	8	16			
rcp45-hist	Süd	7	6	9			
rcp85-hist		9	11	7			
rcp45-hist	Mitte	5	5	8			
rcp85-hist		12	15	14			
		Jahr	Sommer-HJ	Winter-HJ			
rcp45-hist	Regions- mittel	5	4	10			
rcp85-hist		8	10	11			

ECHAM6		2061-2050 ggü. 1961-2000			ÄNDERUNG DER STARKNIEDERSCHLAGSMENGEN Vb Zugbahnen [%]		
Szenarios	Regionen	Ensemblemean (3 Modell-Läufe)			Klimamodell		
		Jahr	Mai-Oktober	November-April	Bezugswerte [mm], 1961-2000		
		Jahr	Sommer-HJ	Winter-HJ	Jahr	SHJ	WHJ
rcp45-hist	N-West	10	10	15	21	25	16
rcp85-hist		22	21	33	32	37	25
rcp45-hist	S-West	6	8	14	37	47	25
rcp85-hist		15	16	23	37	46	27
rcp45-hist	Erzg.	3	10	9	35	43	25
rcp85-hist		15	11	28	42	56	27
rcp45-hist	N-Stau	5	9	8	36	40	31
rcp85-hist		18	26	20	26	31	19
rcp45-hist	Ost	-2	-4	12	Jahr	SHJ	WHJ
rcp85-hist		16	24	26	33	41	24
rcp45-hist	N-CZ	2	7	9			
rcp85-hist		20	22	38			
rcp45-hist	Süd	3	1	9			
rcp85-hist		13	19	10			
rcp45-hist	Mitte	3	11	9			
rcp85-hist		13	14	27			
		Jahr	Sommer-HJ	Winter-HJ			
rcp45-hist	Regions- mittel	4	7	11			
rcp85-hist		17	19	26			

Abbildung 4.6.1.2: Auswertestrang C: Prozentuelle Änderung der Starkniederschlagsmengen für die Zugbahn Vb als Mittelwert aus den drei Modellläufen von ECHAM6 (Mittel aus MSLP und 700hPa). Rot: Abnahme kleiner -5%; Hellblau: Zunahmen größer +5%. Auf der rechten Seite unten sind die Referenzwerte aus dem Klimamodell in mm angegeben, oben rechts als Vergleich jene aus den Reanalysedaten ERA-40 (Gebietsniederschlag für ein Zugbahneignis aus 1971-2000).

4.6.2 Datenaufbereitung

Für die im nächsten Schritt folgende Erstellung des multiplen linearen Regressionsmodells zur Niederschlagsmodellierung ist es zuerst erforderlich, die zu modellierenden Größen zu bestimmen und anschließend die zur Modellierung erforderlichen Eingangsdaten zu ermitteln und danach aufzubereiten.

Ziel der Niederschlagsmodellierung ist es, drei Niederschlagsgrößen für ein Zugbahnereignis zu modellieren. Diese sind folgende:

- 1) die **Ereignissumme**

$$RR_{\Sigma} = \sum_{t=0}^{tn} R_{(t)}^6$$

- 2) der **24h Maximalwert** RR_{MAX24} und

- 3) der **48h Maximalwert** RR_{MAX48} während eines Zugbahnereignisses.

Zur Ermittlung der Ereignissumme RR_{Σ}^k für eine bestimmte Zugbahn k , werden die regionalen Niederschlagswerte zuerst auf 6-stündliche Werte interpoliert (siehe Kapitel 4.4.1). Anschließend werden diese Werte für die gesamte Zeitdauer, in welcher sich diese Zugbahn innerhalb des Untersuchungsgebietes TRZ befindet (siehe Abbildung 4.6.2.1) aufsummiert.

Um hingegen RR_{MAX24}^k und RR_{MAX48}^k zu ermitteln, werden aus den 6-stündlichen Niederschlagswerten, gleitende 24h- und 48h-Mittelwerte berechnet. Bei der Gewichtung gehen jeweils der erste und letzte Wert nur zur Hälfte in die Mittelbildung ein, die restlichen hingegen kommen vollständig zum Tragen.

Zur Bestimmung des statistischen Zusammenhanges von Zugbahnen und Gebietsniederschlägen wurden, als Ergebnis eines umfangreichen Testverfahrens, die Temperatur t in 925hPa (ca. 1000m Seehöhe), als Hebungsgröße die Vertikalgeschwindigkeit w in 700hPa, sowie die spezifische Luftfeuchtigkeit q in 925hPa als geeignete Prädiktorvariablen ausgewählt. Da auch die relative Luftfeuchtigkeit rh einen wichtigen Zusammenhang mit Niederschlagsereignissen aufweist, wird diese zusätzlich mit Hilfe der Temperatur und der spezifischen Feuchte berechnet.

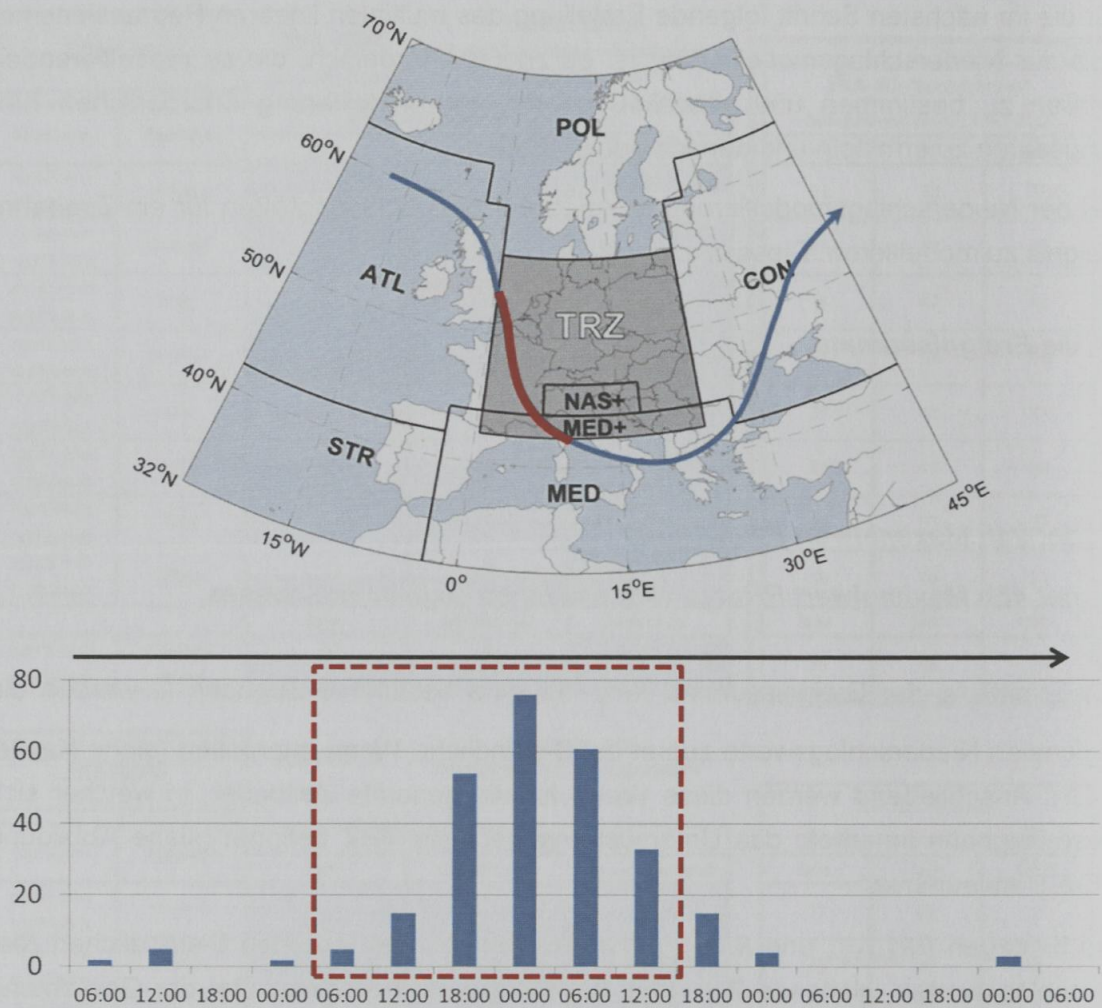


Abbildung 4.6.2.1: Gebiet TRZ, welches für die Akkumulierung des Ereignisniederschlages verwendet wird. Die blaue Linie ist ein Beispiel für eine mögliche Atlantik Zugbahn. In rot ist jener Zeitraum markiert, über welchen die zeitliche Aggregation des Niederschlages erfolgt.

Zunächst müssen die niederschlagsrelevanten Größen (Prädiktorvariablen) für die in Kapitel 2.2 festgelegten Regionen aggregiert werden da diese zunächst auf Gitterpunkten vorliegen. Anschließend werden diese auf deren Zusammenhang mit den beobachteten Gebietsniederschlägen geprüft (siehe Abbildung 4.6.2.2.).

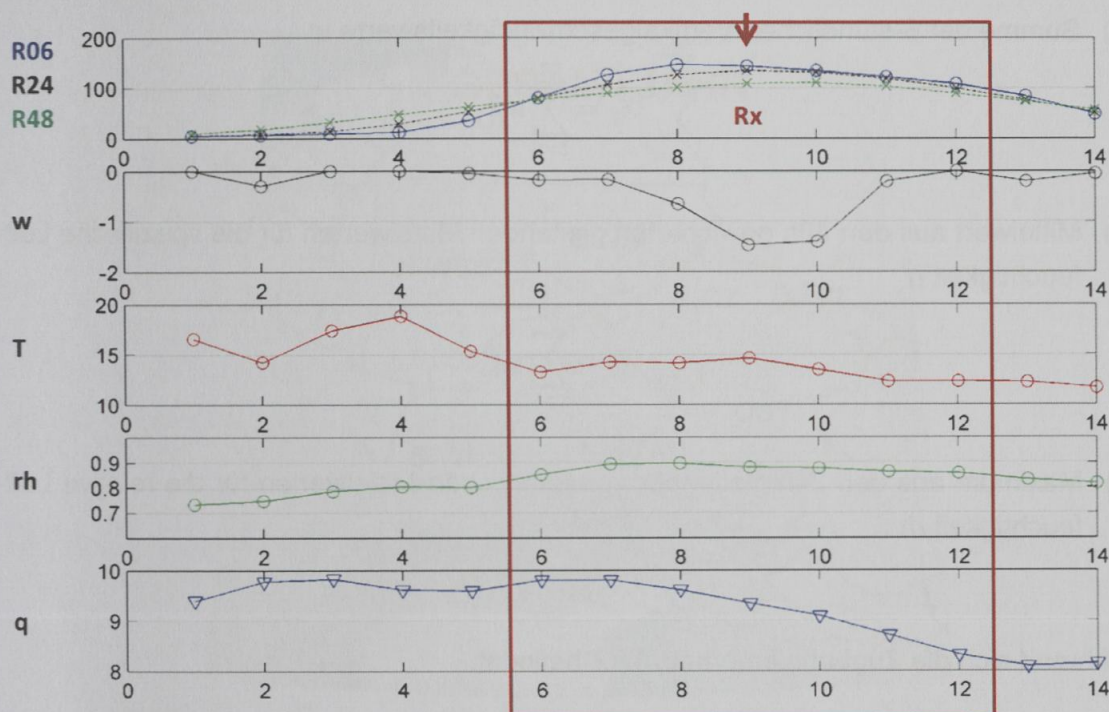


Abbildung 4.6.2.2: Darstellung der getesteten Parameter (w...Vertikalgeschwindigkeit, T...Lufttemperatur, rh...relative Luftfeuchtigkeit, q...spezifische Luftfeuchtigkeit), die bei der Niederschlagsmodellierung Anwendung finden sollen. Der rote Bereich markiert ein Zugbahnereignis innerhalb von TRZ.

4.6.3 Regressionsmodell zur Niederschlagsabschätzung

Entwicklung des Regressionsmodelles

Für die Niederschlagsmodellierung kommt ein multiples lineares Regressionsmodell zur Anwendung. Dieses beschreibt den Zusammenhang zwischen einer Zielvariable (Prädikand) – in unserem Fall die drei erwähnten zu modellierenden Niederschlagsgrößen – und n erklärender Variablen (Prädiktor) X_1, \dots, X_n . Für die Erstellung des Regressionsmodells werden zu aller erst jeder Zugbahn über die Dauer in der sie sich innerhalb von TRZ befindet, die zur Niederschlagsmodellierung vorgesehenen Niederschlagswerte aus dem vorliegenden Datensatz zugewiesen. Anschließend folgten umfangreiche Tests mit etlichen unterschiedlichen Einstellungen, um die Parameter und Parameterkombinationen zu ermitteln, die sich am besten für die Niederschlagsmodellierung eignen. Dabei trat deutlich zu Tage, dass sich die Modellierung des 24h und 48h Maximums als schwierig erweist, aber die Modellierung der Ereignissumme von Zugbahnen in einem Gebiet sehr gut funktioniert. Aus umfangreichen Tests die hier nicht gezeigt werden, ergibt sich die folgende Parameterkombination für die statistische Niederschlagsmodellierung:

- 1) Summe der 6-stündlichen Vertikalgeschwindigkeitswerte w

$$X_1 = \sum_{t=0}^{tn} w_{(t)}^6$$

- 2) Mittelwert aus den 48h gewichteten gleitenden Mittelwerten für die spezifische Luftfeuchtigkeit q

$$X_2 = \overline{\sum_{t=0}^{tn} q_{(t)}^{48}}$$

- 3) Maximum aus den 24h-gleitenden, quadratischen Mittelwerten für die relative Luftfeuchtigkeit rh

$$X_3 = \max_{0 \leq t \leq tn} rh_{24}^2$$

während sich die Zugbahn innerhalb TRZ befindet.

Schlussendlich ergibt sich für die Modellierung der Ereignissumme folgende Formel:

$$RR_{\Sigma} = b_0 + \{b_1 * X_1\} + \{b_2 * X_2\} + \{b_3 * X_3\} + \{b_4 * (X_1 * X_2)\} + \{b_5 * (X_1 * X_3)\}$$

wobei b_0, \dots, b_5 unbekannte Parameter, die sogenannten Regressionskoeffizienten sind, die mit Hilfe der vorhandenen Daten für jede Niederschlagsregion separat geschätzt werden.

Varianten des Regressionsmodelles

Das Regressionsmodell wurde einmal für die Gesamtheit aller Zugbahnen entwickelt und jeweils für die einzelnen Zugbahntypen. Eine gründliche Evaluierung der modellierten Niederschläge dieser beiden Varianten hat jedoch gezeigt, dass die Stratifizierung nach Zugbahnen mehr Nachteile als Vorteile aufweist – außer für die Zugbahn Vb, die deshalb in einem eigenen Kapitel (4.8) einer gesonderten Betrachtung und Analyse (Auswertestrang C) unterzogen wird.

Anwendung des Regressionsmodelles

(i) Jahresbasis, Gesamtniederschlagscharakteristik

Mit Hilfe des entwickelten Regressionsmodelles wird der Ereignisniederschlag für die auf Jahresbasis definierten Niederschlagsregionen (Abbildung 4.6.3.1) auf Basis von der ERA-40 Reanalysedaten für die Vergangenheit (1961-2000) modelliert.



Abbildung 4.6.3.1: Darstellung der definierten Niederschlagsregionen für die Niederschlagsmodellierung und anschließende Auswertungen auf Jahresbasis.

Anschließend sind unterschiedliche statistische Maße berechnet und für jede einzelne Niederschlagsregion tabellarisch zusammengefasst worden (siehe Tabelle 4.6.3.1). Diese sind die erklärte Varianz (R^2) und der mittlere absolute Fehler (MAE). Darüber hinaus sind das 90., 95. und 98. Perzentil (P_{90} , P_{95} , P_{98}) des beobachteten Ereignisniederschlags bestimmt worden, um anschließend deren Position in der modellierten Reihe zu ermitteln sowie die theoretische Lage des beobachteten Wertes der ausgewählten Perzentile in der modellierten Reihe zu bestimmen und somit feststellen zu können, wie gut Starkniederschlagsereignisse durch das Modell wiedergegeben werden.

Tabelle 4.6.3.1: Erklärte Varianz (R^2) zur Bestimmung der Güte des Regressionsmodells auf Jahresbasis (voller Kalibrierungszeitraum: 1961 bis 2001).

Region	700hPa	MSLP
N-West	0,80	0,80
S-West	0,83	0,84
Erzg.	0,75	0,75
N-Stau	0,77	0,80
Ost	0,77	0,76
N-CZ	0,74	0,75
Süd	0,83	0,79
Mitte	0,75	0,75

Aus Tabelle 4.6.3.1 ist ersichtlich, dass das Regressionsmodell gut den beobachteten Ereignisniederschlag für Zugbahnen auf Jahresbasis erfassen kann. Die erklärte Varianz zwischen beobachteter und modellierter Ereignisniederschlagsreihe liegt zwischen 74% und 84% (700hPa, MSLP) und der entsprechende mittlere absolute Fehler zwischen 1,9mm und 3,6mm.

Die Ergebnisse der Niederschlagsmodellierung basierend auf ERA-40 sind graphisch auch in Form von Quantil-Quantil Plots für den Zeitraum 1961–2000 dargestellt (Abbildung 4.6.3.2 und Abbildung 4.6.3.3). Hierbei werden die sortierten Niederschlagswerte der modellierten und beobachteten Reihen für jedes Perzentil gegenübergestellt (blaue Kreuze in den Graphiken). Ergeben die einzelnen Punkte annähernd eine Gerade (entlang der in den Graphiken eingezeichneten schwarz strichlierte Hilfslinie von 45°) kann davon ausgegangen werden, dass beiden Reihen dieselbe Verteilung zu Grunde liegt. Zusätzlich sind in den einzelnen Darstellungen die mit Hilfe der Extremwertanalyse bestimmten Starkniederschlagsschwellwerte (95%-Perzentil) eingezeichnet (schwarze Punkte).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass der modellierte Niederschlag durch das lineare Regressionsmodell auf Jahresbasis in beiden Niveaus tendenziell unterschätzt wird. Diese Unterschätzung ist bis zum Starkniederschlagswert des 95%-Perzentils linear, das Modell wird damit auf Jahresbasis für die Gesamtheit der Zugbahnen als hinreichend robust eingeschätzt.

Eine erweiterte Darstellung der Quantil-Quantil Plots für die einzelnen Zugbahntypen ist dem Anhang zu diesem Kapitel 4.6.3 zu entnehmen (Abbildungen 1 bis 6). Diese beschränkt sich auf die Gruppe der starkniederschlagsrelevanten Zugbahnen (siehe Kapitel 4.4.5). Nochmals zusammengefasst sind das die Zugbahnen Vb (700hPa und MSLP), X-N (700hPa und MSLP), X-S (MSLP) und ATL (700hPa). In der stratifizierten Darstellung zeigt sich eine Besonderheit für die Zugbahn Vb. Für diese ist der systematische Fehler in der Abschätzung der Niederschlagsmengen nicht linear von der Menge abhängig. Damit weist das nicht stratifizierte Regressionsmodell auf Jahresbasis für Vb eine große Unsicherheit auf. Dies erfordert eine gesonderte Analyse des Zugbahntyps Vb (Auswertestrang C).

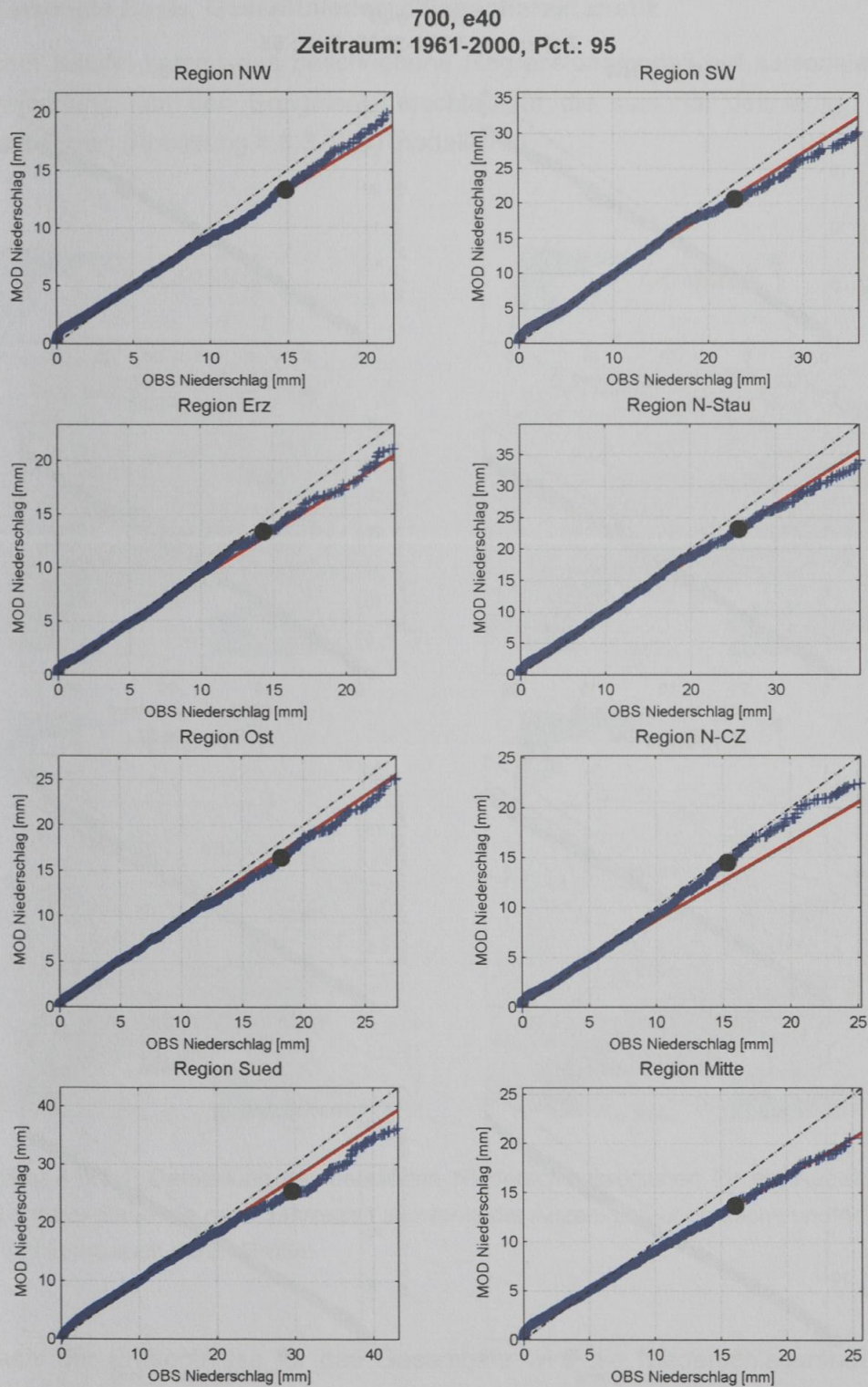


Abbildung 4.6.3.2: Quantil-Quantil Plot, 700hPa, 1961 bis 2000, alle Zugbahnen, blaue Kreuze: beobachteter (x-Achse) gegen mit ERA-40 modellierter (y-Achse) Ereignisniederschlag, schwarzer Punkt: Starkniederschlagsschwellwert (95%-Perzentil, nach der Extremwertanpassung), rote Linie: lineare Verlängerung der Verbindungslinie zwischen dem 25. und 75. Perzentil, schwarz strichlierte Linie: Hilfslinie von 45° (= perfekte Regression).

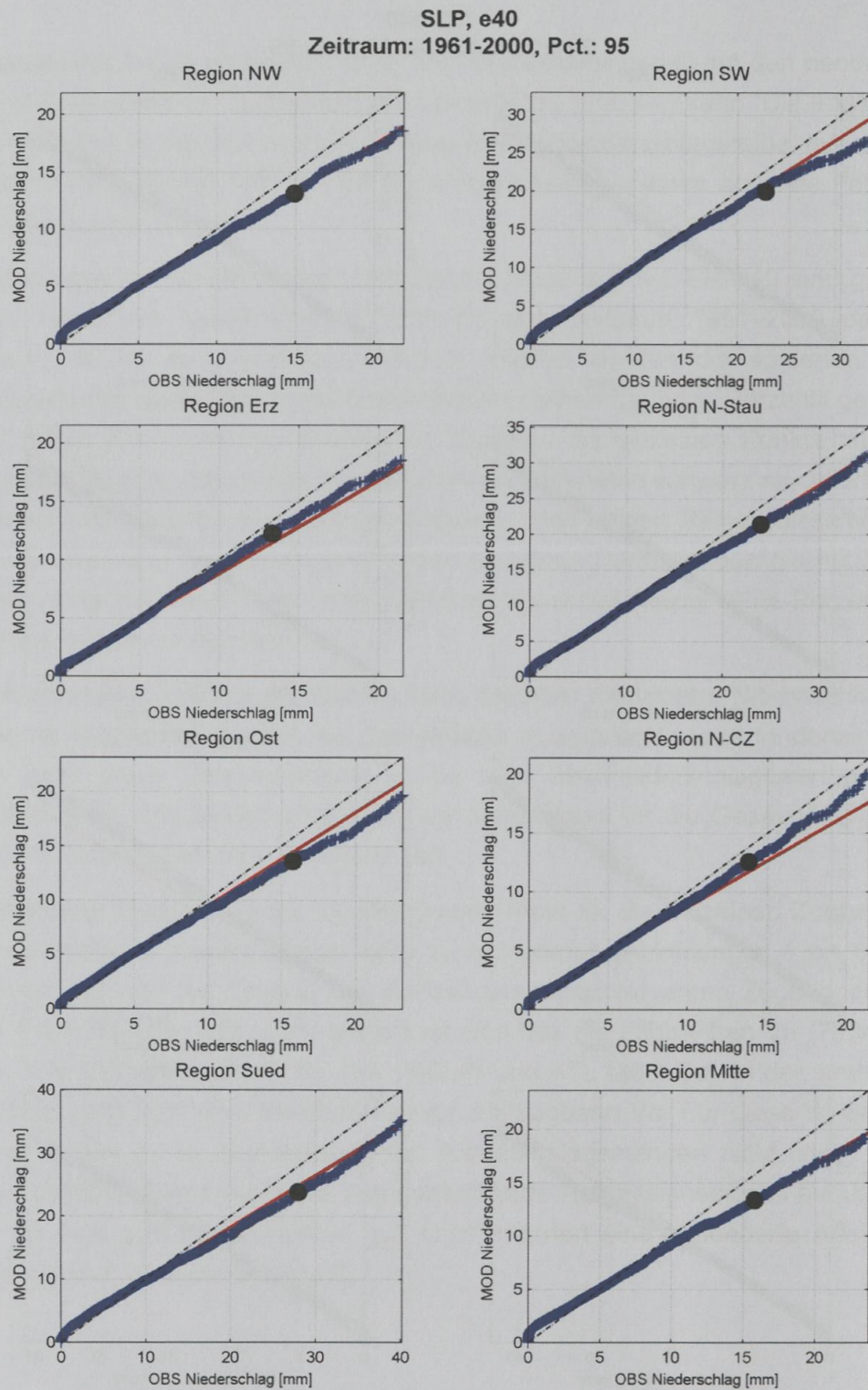


Abbildung 4.6.3.3: Wie Abbildung 4.6.3.2, jedoch für MSLP (mean sea level pressure).

(ii) Saisonale Basis, Gesamtniederschlagscharakteristik

In diesem Kapitel kommt das beschriebene Regressionsmodell auf saisonaler Basis zur Anwendung, um den Ereignisniederschlag für die saisonal definierten Niederschlagsregionen (Abbildung 4.6.3.4) zu modellieren.

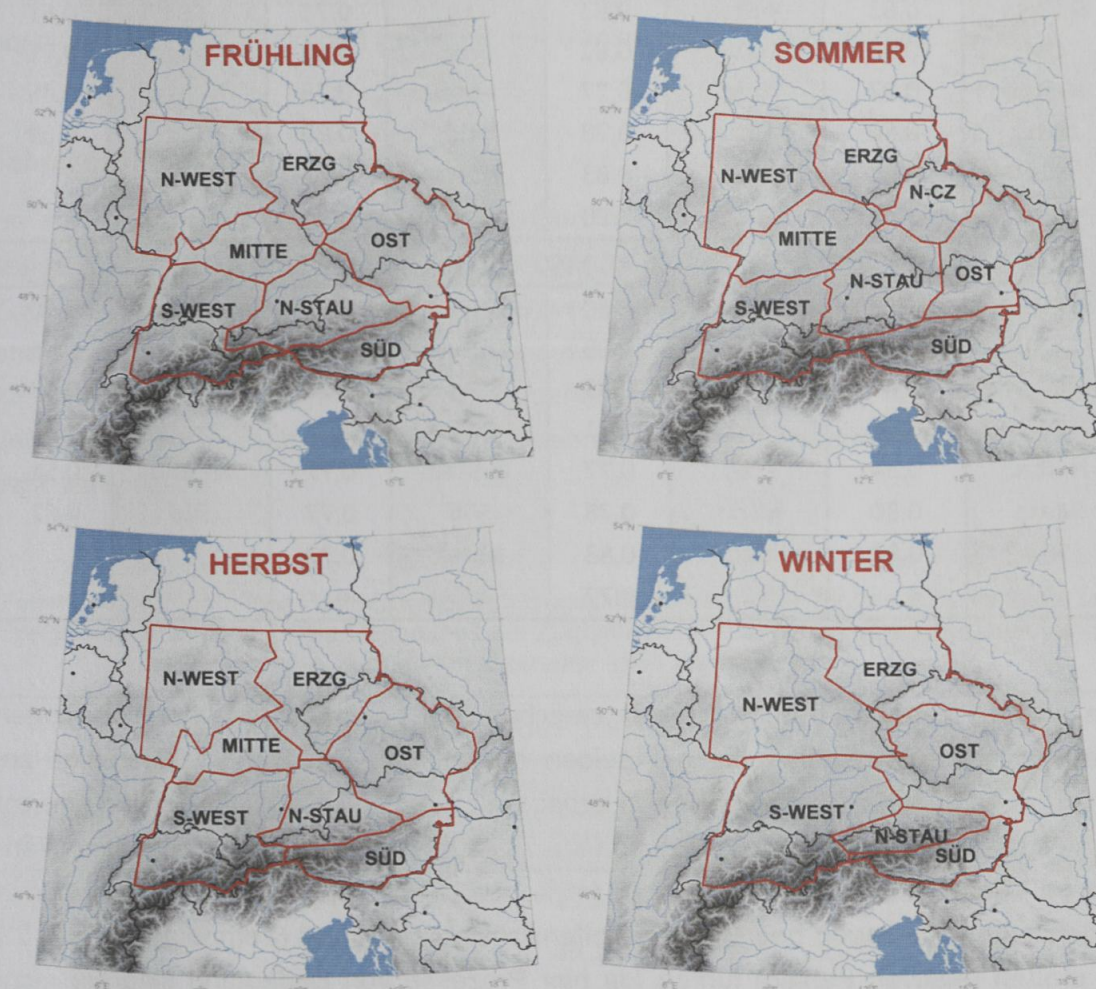


Abbildung 4.6.3.4: Darstellung der definierten Niederschlagsregionen für die Auswertungen auf saisonaler Basis. Je nach Jahreszeit schwankt die Anzahl zwischen sechs und acht Regionen und somit auch deren Größe.

Auf Basis der Erkenntnisse für das Gesamtjahr wird die Niederschlagsmodellierung auch auf saisonaler Basis nicht nach Zugbahntypen stratifiziert. Somit basieren die Regressionskoeffizienten auf den jahreszeitlich erstellten regionalen Niederschlagszeitreihen nur für die Gesamtheit aller Zugbahnen. Die Bestimmung der Güte des Regressionsmodells auf saisonaler Basis erfolgt parallel zu jener auf Jahresbasis, jedoch wird für auf saisonaler Basis nur die erklärte Varianz gezeigt.

Tabelle 4.6.3.2: Erklärte Varianz (R^2) zur Bestimmung der Güte des Regressionsmodells auf saisonaler Basis (voller Kalibrierungszeitraum: 1961 bis 2001).

700hPa							
Regionen	MAM	Regionen	JJA	Regionen	SON	Regionen	DJF
N-West	0,84	N-West	0,78	N-West	0,76	N-West	0,79
Erzg.	0,80	S-West	0,87	S-West	0,77	S-West	0,80
S-West	0,83	N-Stau	0,83	Ost	0,71	Ost	0,61
Ost	0,84	Ost	0,81	Erzg.	0,68	Erzg.	0,71
N-Stau	0,82	Erzg.	0,77	N-Stau	0,75	N-Stau	0,46
Mitte	0,80	Mitte	0,78	Süd	0,80	Süd	0,69
Süd	0,84	Süd	0,83	Mitte	0,71		
		N-CZ	0,80				
MSLP							
N-West	0,81	N-West	0,80	N-West	0,76	N-West	0,80
Erzg.	0,79	S-West	0,86	S-West	0,80	S-West	0,85
S-West	0,85	N-Stau	0,83	Ost	0,71	Ost	0,63
Ost	0,82	Ost	0,81	Erzg.	0,71	Erzg.	0,75
N-Stau	0,84	Erzg.	0,77	N-Stau	0,77	N-Stau	0,51
Mitte	0,80	Mitte	0,78	Süd	0,77	Süd	0,62
Süd	0,82	Süd	0,83	Mitte	0,72		
		N-CZ	0,77				

Die erklärte Varianz (Tabelle 4.6.3.2) zwischen den beobachteten und modellierten Ereignisniederschlagsreihen ist auf beiden Niveaus im Frühling und Sommer am höchsten und beträgt in etwa 80%. Im Herbst sinkt dieser Wert auf 75% ab und erreicht im Hochwinter den niedrigsten Wert von ca. 70%. Am niedrigsten ist die erklärte Varianz im Winter in der Region Nordstau (46% bzw. 51%). Dies liegt vermutlich in den sogenannten Staulagen begründet die offensichtlich im Winter (Temperaturen um 0°) zu großen relativen Fehlern führen, da hier Prozesse von Bedeutung sind die nicht vom Regressionsmodell erfasst werden.

Analog zur Niederschlagsmodellierung auf Jahresbasis werden die Ergebnisse der Niederschlagsmodellierung auf saisonaler Basis für ERA-40 in Form von Quantil-Quantil Plots gezeigt (siehe Anhang zu Kapitel 4.6.3; Abbildungen 7 bis 14). Die Analysen veranschaulichen deutlich, dass das Regressionsmodell auf saisonaler Basis ebenfalls sehr gut in der Lage ist den beobachteten Ereignisniederschlag wiederzugeben. Das Regressionsmodell unterschätzt auch hier die Mengen, der relative Fehler ist aufgrund der geringen Referenzmengen im Winter am größten.

4.6.4 Validierung der modellierten Starkniederschläge

Zur Validierung des Regressionsmodells, hinsichtlich der Starkniederschläge, wird für die beobachteten und die mit ERA-40 modellierten Ereignisniederschlagsreihen für den Zeitraum von 1961 bis 2000 eine Extremwertanalyse durchgeführt (GPD, siehe Kapitel 4.4.2). Daraus wird der Niederschlagsschwellwert für das 95%-Perzentil errechnet. Anschließend werden diese Schwellwerte in Relation gesetzt, um den relativen [%] und absoluten (mm) Fehler in den Starkniederschlagsmengen zu bestimmen.

Jahresbasis, 95%-Perzentil

Bei der Validierung auf Jahresbasis werden nicht nur alle Zugbahnen gemeinsam, sondern auch alle Zugbahnen getrennt ausgewertet. Folglich erhält man auch für jede Zugbahn einen eigenen Niederschlagsschwellwert für das 95%-Perzentil aus den Beobachtungsdaten. In der folgenden Tabelle 4.6.4.1 erfolgt eine Auflistung dieser Werte für die starkniederschlagsrelevanten Zugbahnen. Dabei zeigt sich, dass die Starkniederschlagsschwellwerte zwischen den beiden betrachteten Druckniveaus grundsätzlich sehr ähnlich sind.

Tabelle 4.6.4.1: Jährliche Referenz Niederschlagsschwellwerte [mm] für das 95%-Perzentil des Ereignisniederschlags für die Gesamtheit der Zugbahnen und die starkniederschlagsrelevanten Zugbahnen, Zeitraum: 1961 bis 2000.

ERA-40, Referenzperiode: 1961-2000 (Gesamtjahr)								
	alle Zugbahnen		Vb		X-N		X-S	ATL
Regionen	700hPa	MSLP	700hPa	MSLP	700hPa	MSLP	MSLP	700hPa
N-West	14,8	14,9	19,4	23,5	13,9	15,3	15,2	19,3
S-West	22,8	22,7	46,5	46,1	26,8	25,0	22,8	26,1
Erz.	14,3	13,4	30,8	41,9	17,3	13,8	13,4	15,4
N-Stau	25,6	23,9	52,9	54,3	35,3	28,8	27,5	26,5
Ost	18,2	15,8	38,0	36,0	25,3	17,6	17,4	17,6
N-CZ	15,3	13,8	35,0	41,0	23,1	15,4	14,3	15,6
Süd	29,7	28,0	45,7	47,1	37,1	36,6	30,6	32,9
Mitte	16,1	15,8	32,3	38,3	17,1	17,8	16,0	18,8

In Abbildung 4.6.4.1 und Abbildung 4.6.4.2 zeigt sich, dass die Starkniederschlagsmenge (95%-Perzentil) vom Regressionsmodell im Allgemeinen unterschätzt wird. Der mittlere relative Fehler (Regionsmittel) beträgt bei der Betrachtung aller Zugbahnen allerdings nur -10% (beide Niveaus). Für die einzelnen Zugbahntypen ist dieser jedoch größer. Beschränkt man die Betrachtung auf die starkniederschlagsrelevanten Zug-

bahnen, liegt die mittlere regionale Abweichung in 700hPa für Vb um die -20% sowie für X-N und für ATL um die -15%, auf MSLP für Vb um die -20%, für X-N um die -10% und für X-S um die -15%. Diese Zahlen veranschaulichen Konsistenz und Plausibilität der verwendeten Methode, da die Abweichungen in 700hPa und auf MSLP ähnlich hoch sind und auch die regionale Charakteristik in beiden Niveaus ähnlich verläuft obwohl diese unabhängig voneinander bearbeitet werden!

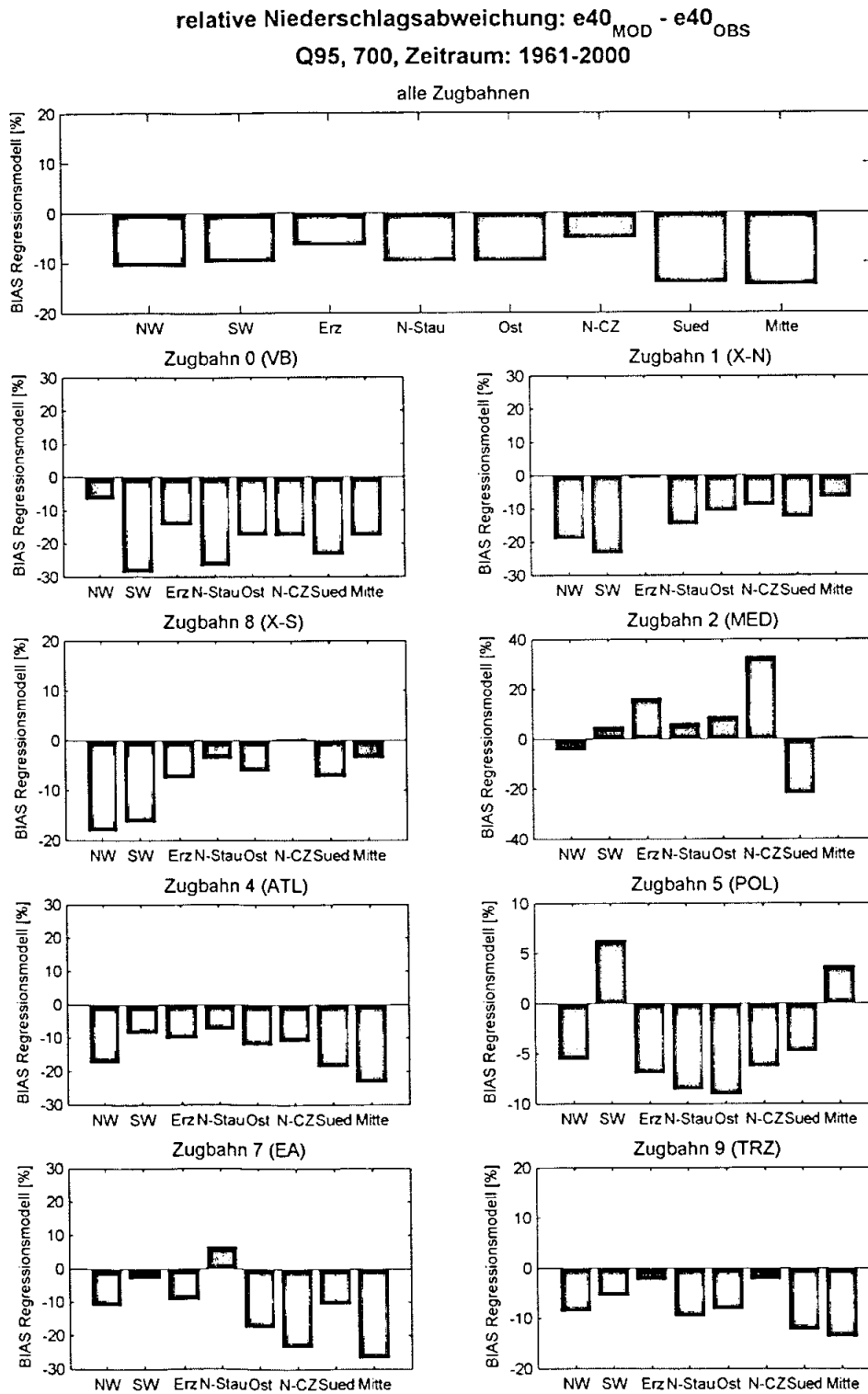


Abbildung 4.6.4.1: BIAS des Regressionsmodells für den Starkniederschlagsschwellwert (95%-Perzentil), 700hPa, 1961 bis 2000, für alle Zugbahnen gemeinsam je betrachteter Niederschlagsregion, sowie für einzelne Zugbahntypen

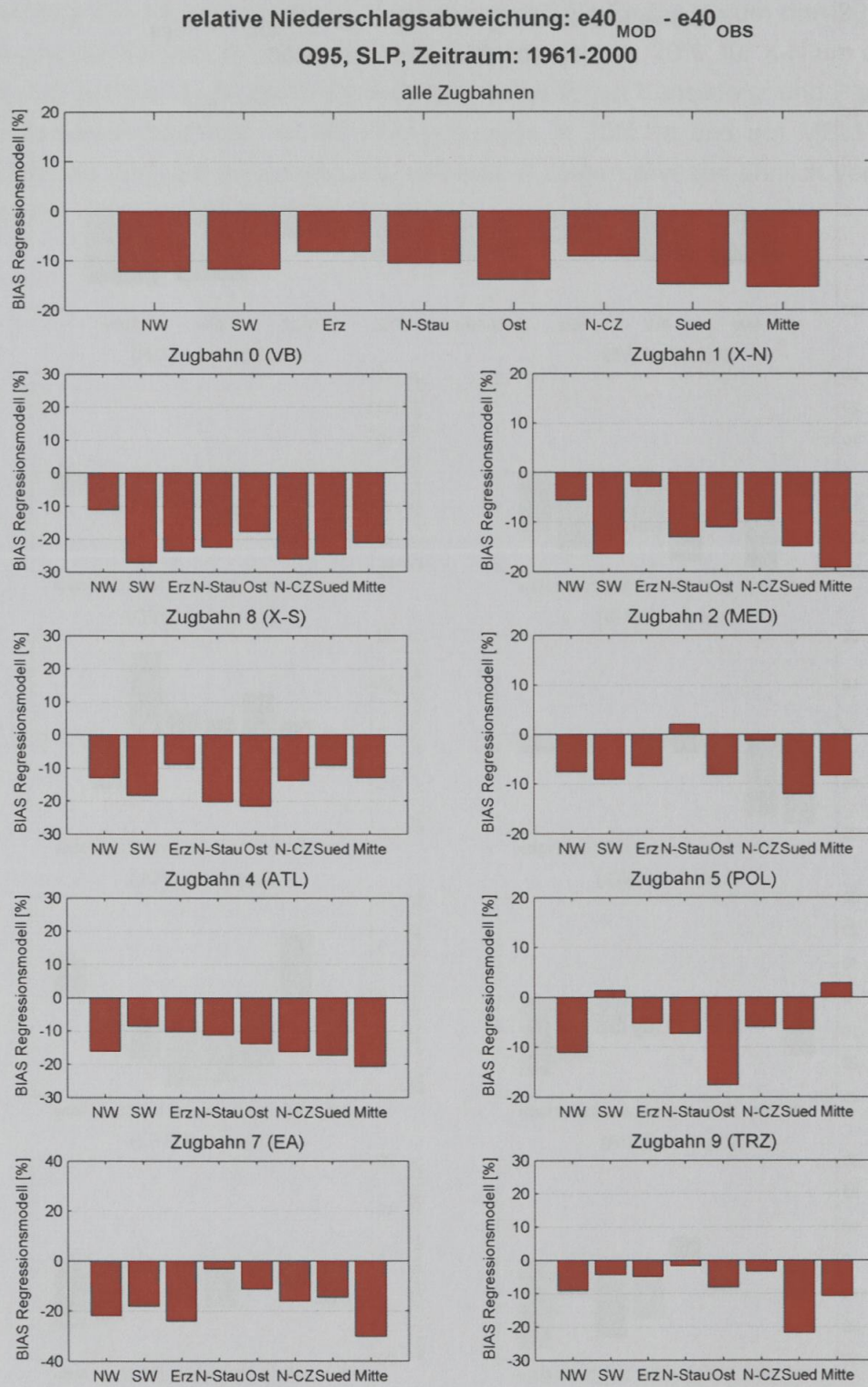


Abbildung 4.6.4.2: Wie Abbildung 4.6.4.1, jedoch für MSLP.

Saisonale Basis, 95%-Perzentil

Bei der Validierung auf saisonaler Basis wird nicht nach Zugbahntypen stratifiziert. In der folgenden Tabelle 4.6.4.2 sind die aus der Beobachtungsperiode (ERA-40) abgeleiteten Starkniederschlagsschwellwerte (95%-Perzentil) dargestellt.

Tabelle 4.6.4.2: Saisonale Referenz Niederschlagsschwellwerte [mm] für das 95%-Perzentil des Ereignisniederschlags für die Gesamtheit der Zugbahnen, Zeitraum: 1961 bis 2000.

ERA-40, Referenzperiode: 1961-2000 (Saisonen)					
MAM			JJA		
Regionen	700hPa	MSLP	Regionen	700hPa	MSLP
N-West	14,0	13,1	N-West	18,8	18,6
Erz.	14,1	13,0	S-West	35,2	30,9
S-West	20,8	20,6	N-Stau	36,6	29,2
Ost	15,9	13,8	Ost	26,1	20,9
N-Stau	23,7	22,9	Erz.	21,3	18,3
Mitte	16,3	14,7	Mitte	21,8	19,5
Süd	25,8	24,2	Süd	37,9	34,3
			N-CZ	25,0	19,3
SON			DJF		
Regionen	700hPa	MSLP	Regionen	700hPa	MSLP
N-West	14,9	15,3	N-West	11,0	12,8
S-West	20,9	22,2	S-West	14,2	15,3
Ost	16,7	14,3	Ost	7,9	8,3
Erz.	12,7	12,4	Erz.	8,2	9,2
N-Stau	24,3	22,7	N-Stau	17,5	20,8
Süd	32,9	30,2	Süd	16,5	15,8
Mitte	15,1	14,7			

Analog zur Analyse auf Jahresbasis sind die Starkniederschlagsschwellwerte auch in den einzelnen Saisonen ähnlich. Darüber hinaus spiegelt sich auch das jahreszeitliche Niederschlagsverhalten mit einem Maximum der Mengen im Sommer sowie einem Minimum im Winter wieder. Aufgrund der unterschiedlichen Anzahl und Größe der definierten Niederschlagsregionen für die einzelnen Jahreszeiten können diese Schwellwerte untereinander (zwischen den Saisonen) nicht direkt in Relation zueinander gesetzt werden.

Aus Abbildung 4.6.4.3 geht hervor, dass auch bei der Ereignisniederschlagsmodellierung auf saisonaler Basis – übereinstimmend mit jener auf Jahresbasis – die Starkniederschlagsereignisse tendenziell unterschätzt werden. Während der Fehler für den Frühling, den Sommer und den Herbst im Mittel um die -10% beträgt (700hPa und MSLP) – und insofern eine gute Abbildung der Starkniederschlagsereignisse gewähr-

leistet – beträgt die Unterschätzung im Winter im Mittel etwa -20% in 700hPa und -15% auf MSLP. Die relative Abweichung ist somit im Winter auch hier am größten.

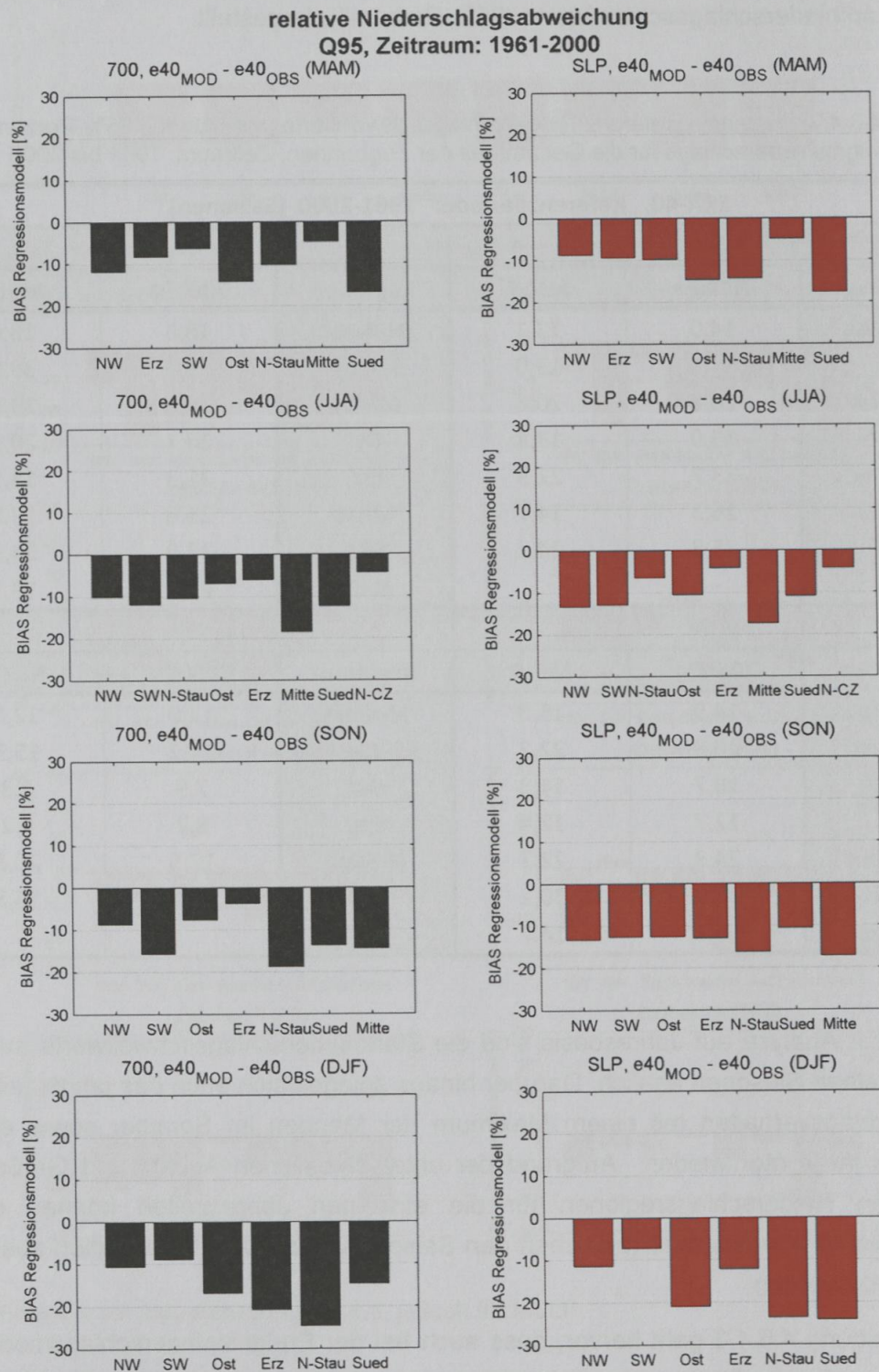


Abbildung 4.6.4.3: BIAS des Regressionsmodells für den Starkniederschlagsschwellwert (95%-Perzentil), 700hPa (schwarz) und MSLP (rot), 1961 bis 2000, für alle Zugbahnen gemeinsam je betrachteter Niederschlagsregion und Jahreszeit.

4.6.5 Validierung der modellierten Starkniederschläge: Klimamodelle

Zur Validierung der Klimamodelle werden die beobachteten und die mit den Klimamodelldaten modellierten Ereignisniederschlagsreihen der unterschiedlichen Realisationen für den Zeitraum von 1971 bis 2000 einer GPD-Extremwertanalyse unterzogen um Niederschlagsschwellwerte für das 95%-Perzentil zu bestimmen. Anschließend werden diese Schwellwerte verglichen, um die relativen [%] und absoluten [mm] Abweichungen in den Starkniederschlagsmengen der modellierten Zeitreihen aus dem Klimamodell zu bestimmen, welche die Fähigkeit der einzelnen Klimamodelle beschreiben, die tatsächlichen Ereignisniederschlagsmengen aus ERA-40 wiederzugeben.

Jahresbasis, 95%-Perzentil

Bei der Validierung auf Jahresbasis alle Zugbahnen gemeinsam und alle starkniederschlagsrelevanten Zugbahnen für sich analysiert. Folglich erhält man auch für jede Zugbahn einen eigenen Niederschlagsschwellwert für das 95%-Perzentil aus den Beobachtungsdaten. In Tabelle 4.6.5.1 sind die Referenzwerte für die Periode 1971-2000 aus ERA-40 aufgelistet.

Tabelle 4.6.5.1: Referenz-Niederschlagsschwellwerte [mm] für das 95%-Perzentil des Ereignisniederschlags für alle Zugbahnen gemeinsam und starkniederschlagsrelevante Zugbahnen, Zeitraum: 1971 bis 2000.

ERA-40, Referenzperiode: 1971-2000 (Gesamtjahr)								
	alle Zugbahnen		Vb		X-N		X-S	ATL
Regionen	700hPa	MSLP	700hPa	MSLP	700hPa	MSLP	MSLP	700hPa
N-West	14,7	14,8	20,0	23,3	15,4	15,6	14,4	18,1
S-West	23,0	23,1	44,7	48,2	26,9	26,2	22,7	26,3
Erzg.	14,2	13,2	31,1	43,2	17,4	14,3	12,9	15,4
N-Stau	25,5	24,0	48,5	55,4	33,3	30,5	26,6	26,3
Ost	17,7	15,3	36,4	37,8	23,9	16,7	16,5	17,6
N-CZ	15,2	13,7	36,6	42,7	20,5	15,9	13,6	15,8
Süd	30,0	28,0	44,1	43,7	35,0	36,1	30,0	33,5
Mitte	16,4	15,9	31,0	39,9	20,1	18,4	15,8	18,5

Die entsprechenden Werte für die einzelnen Klimamodelle, Szenarien und Realisationen sind dem Anhang des vorliegenden Kapitels 4.6.5 zu entnehmen (Tabelle 1).

Bei der Validierung der Klimamodelle (Abbildung 4.6.5.1 bis Abbildung 4.6.5.5) fällt erneut die überaus ähnliche regionale Charakteristik zwischen den einzelnen Realisationen der Modelle ECHAM5 und ECHAM6 auf. Weniger stark ausgeprägt ist diese

Charakteristik bei der Zugbahn X-S. Gänzlich anders verhält sich EC-Earth, welches seine ganz eigene regionale Charakteristik aufweist.

Betrachtet man den Fehler aller Zugbahnen gemeinsam (Abbildung 4.6.5.1), so werden die Starkniederschlagsmengen auf beiden Niveaus in den östlichen Regionen (Erzgebirge, N-Tschechien, Ost) deutlich überschätzt. In den anderen Regionen ergibt sich je nach Modell eine leichte Über- oder Unterschätzung. Im Vergleich der Modelle ist im Mittel über alle Regionen der Bias in EC-EARTH am niedrigsten.

In der Stratifizierung nach Zugbahnen (Abbildung 4.6.5.2 bis Abbildung 4.6.5.5) zeigen sich größere Fehler in der Schätzung der Starkniederschlagsmenge als für die Gesamtheit der Zugbahnen. Tendenziell wird am Niveau MSLP unterschätzt, auf 700hPa hingegen ist der Bias stark von der Region und vom Zugbahntyp abhängig. Die regionale Charakteristik des Fehlers für die Gesamtheit der Zugbahnen wird stark durch die Zugbahn ATL und TRZ (nicht gezeigt) bestimmt.

Vb wird in 700hPa von einem Großteil der Modelle und Realisationen eher unterschätzt, während beim Rest die Über- und Unterschätzung erneut recht ausgeglichen auf die einzelnen Niederschlagsregionen verteilen. Auf MSLP wird diese Zugbahn jedoch klar in ausschließlich allen Regionen von allen Klimamodellen und Realisationen unterschätzt und zwar teilweise massiv mit bis zu -50%. Die Zugbahn X-N wird in 700hPa fast ausschließlich unterschätzt (im regionalen Mittel -35% bis -10%). Auf MSLP fällt auf, dass Starkniederschlagsereignisse in den Regionen Ost und N-Tschechien fast durchwegs von allen Klimamodellen überschätzt werden, während diese in den restlichen Gebieten unterschätzt werden. Betrachtet man die Zugbahn X-S auf MSLP erkennt man eindeutig eine Unterschätzung der Starkniederschlagsereignisse, die bei EC-Earth am geringsten ausfällt. Schlussendlich weisen die Klimamodelle für die Zugbahn ATL in 700hPa eher eine Unterschätzung mit teilweise großen regionalen Unterschieden auf (im regionalen Mittel -20% bis -15%).

relative Niederschlagsabweichung
Q95, Zeitraum: 1971-2000

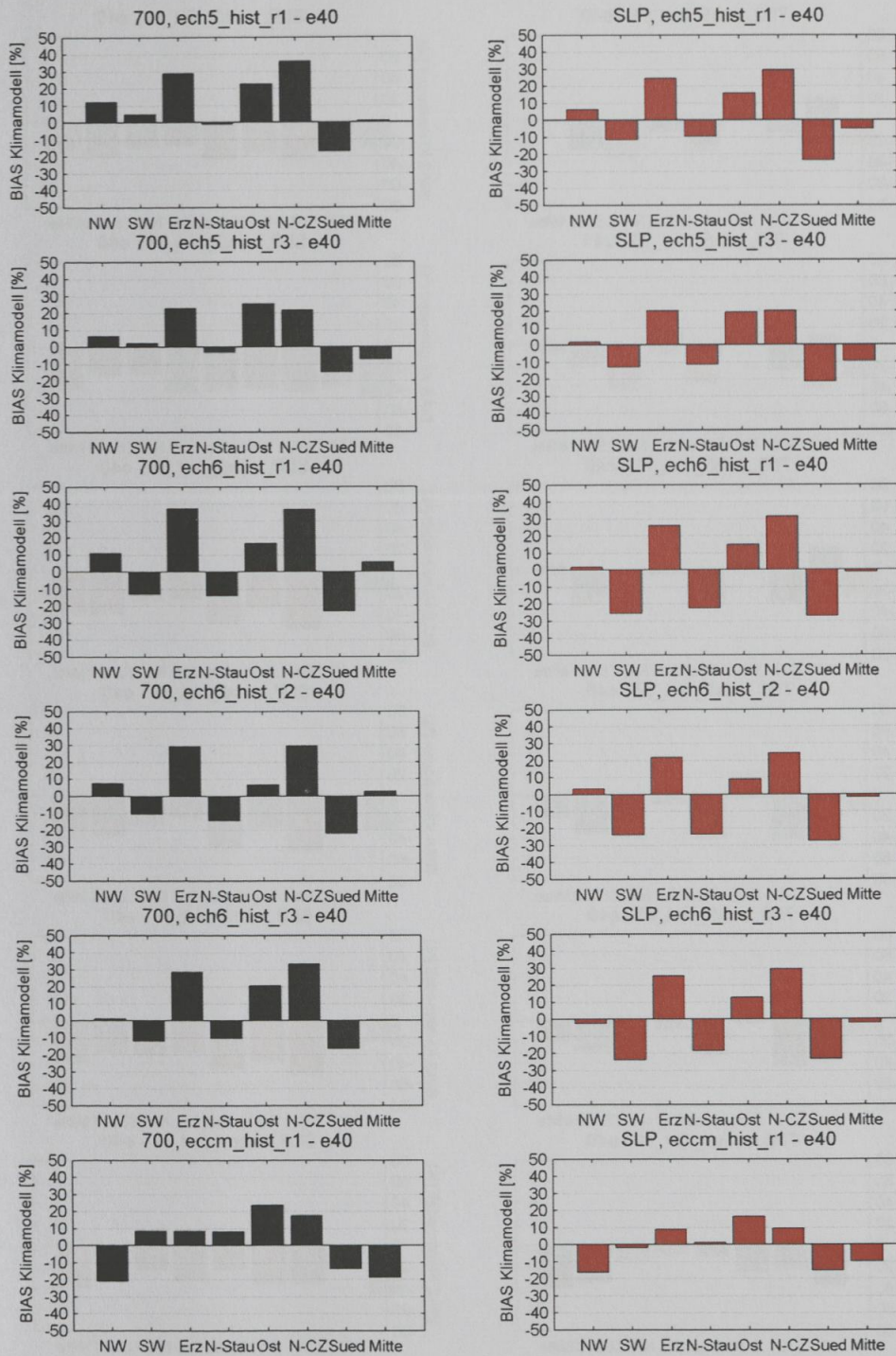


Abbildung 4.6.5.1: BIAS der einzelnen Emissionsszenarien und Modellläufe der verwendeten Klimamodelle für den Starkniederschlagsschwellwert (95%-Perzentil), 700hPa (schwarz) und MSLP (rot), 1971 bis 2000, für alle Zugbahnen gemeinsam je betrachteter Niederschlagsregion.

relative Niederschlagsabweichung: Zugbahn 0 (VB)
Q95, Zeitraum: 1971-2000

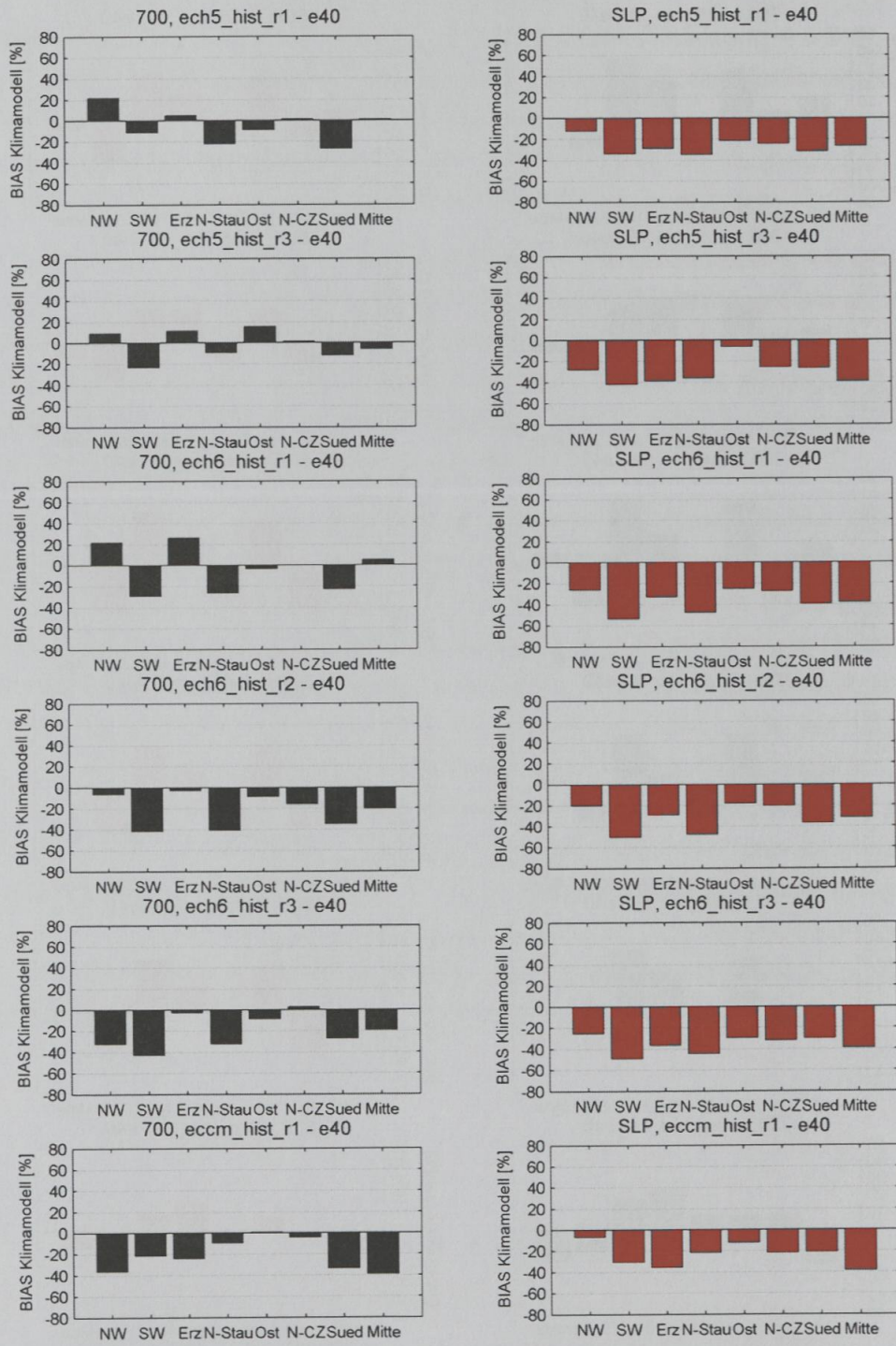


Abbildung 4.6.5.2: Wie Abbildung 4.6.5.1, jedoch für Vb.

relative Niederschlagsabweichung: Zugbahn 1 (X-N)
Q95, Zeitraum: 1971-2000

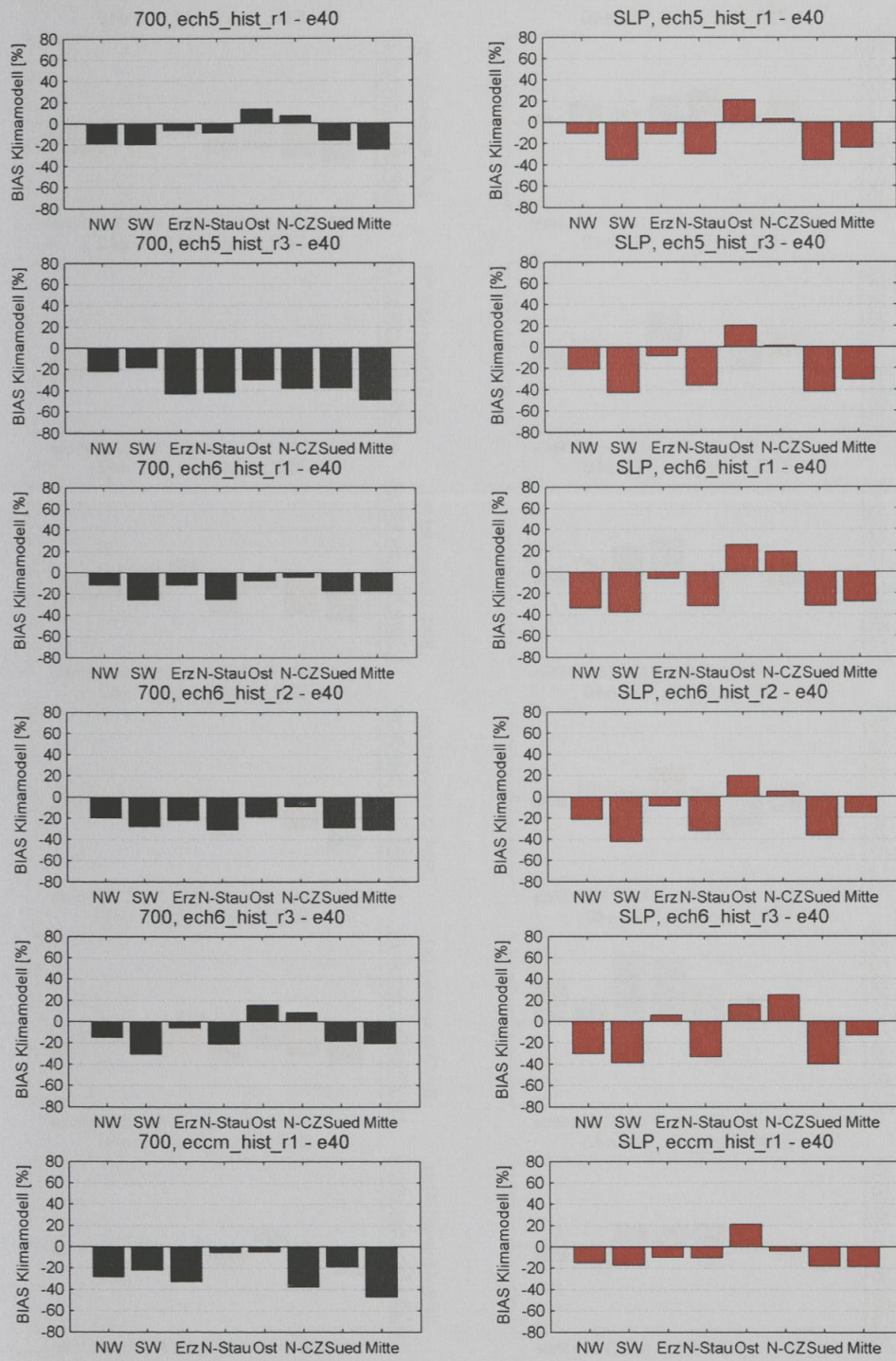


Abbildung 4.6.5.3: Wie Abbildung 4.6.5.1, jedoch für X-N.

relative Niederschlagsabweichung: Zugbahn 8 (X-S)
Q95, Zeitraum: 1971-2000

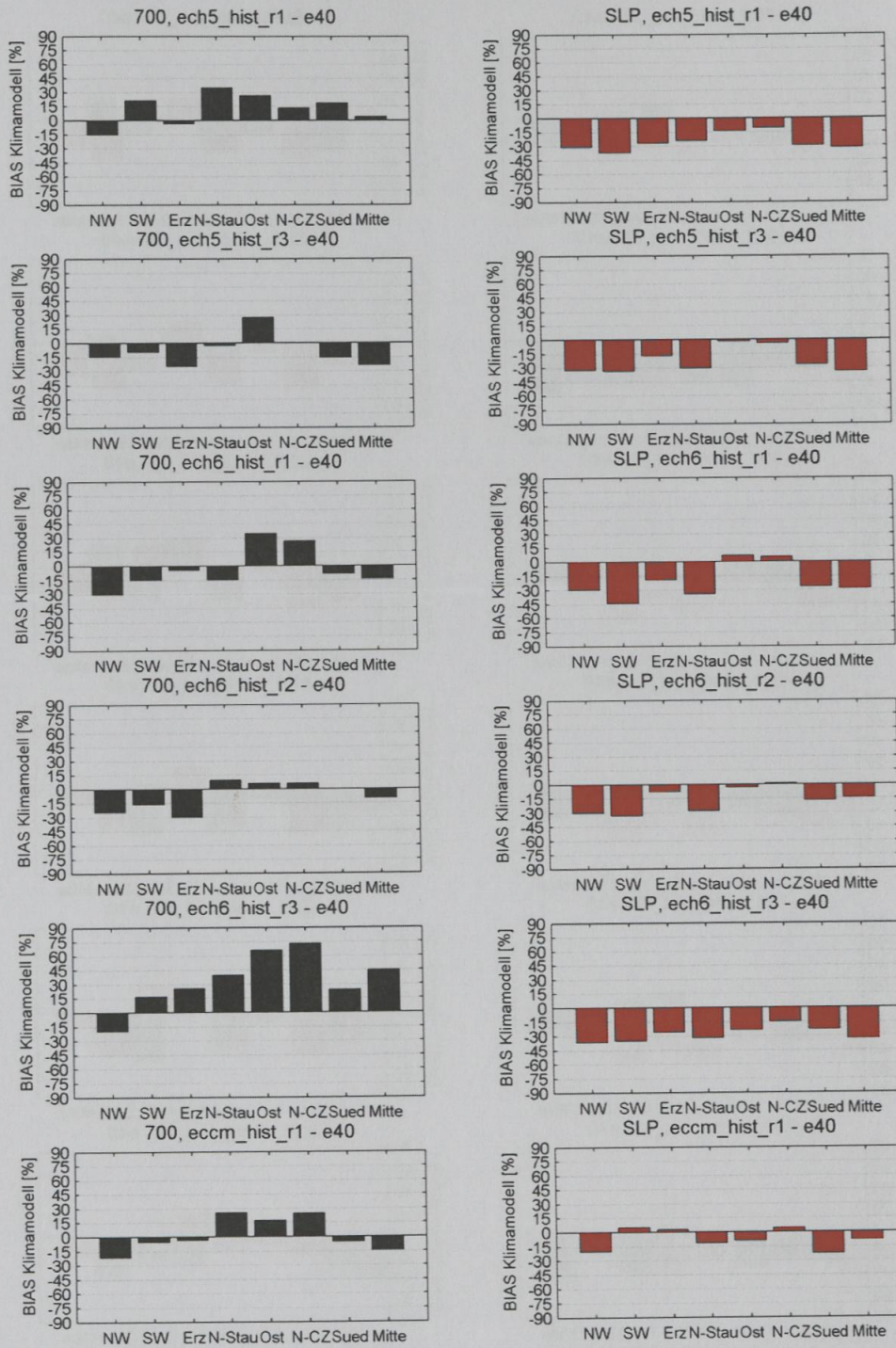


Abbildung 4.6.5.4: Wie Abbildung 4.6.5.1, jedoch für X-S.

relative Niederschlagsabweichung: Zugbahn 4 (ATL)
Q95, Zeitraum: 1971-2000

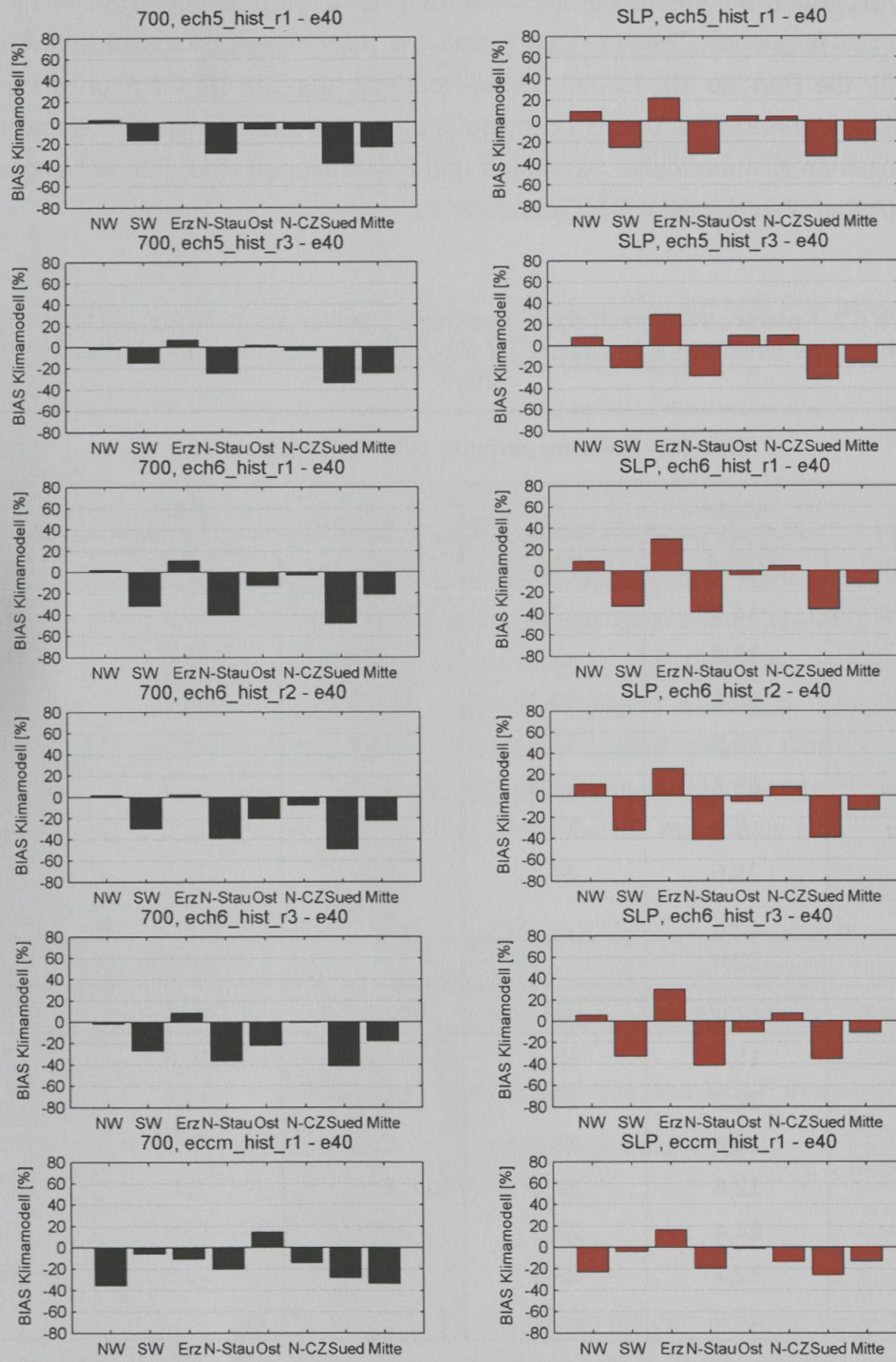


Abbildung 4.6.5.5: Wie Abbildung 4.6.5.1, jedoch für ATL.

Saisonale Basis, 95%-Perzentil

Bei der Validierung auf saisonaler Basis werden nur alle Zugbahnen gemeinsam analysiert. In der folgenden Tabelle 4.6.5.2 sind die Starkniederschlagsschwellwerte aus ERA-40 für die Periode 1971-2000 (95%-Perzentil aus den Beobachtungsdaten) für die einzelnen Jahreszeiten und Druckniveaus dargestellt. Die ermittelten Schwellwerte für die einzelnen Klimamodelle, Szenarien und Realisationen sind dem Anhang zu entnehmen (Anhang zu Kapitel 4.6.5, Tabelle 2).

Tabelle 4.6.5.2: Referenz-Niederschlagsschwellwerte [mm] für das 95%-Perzentil des Ereignisniederschlags der einzelnen Jahreszeiten für alle Zugbahnen gemeinsam, Zeitraum: 1971 bis 2000.

ERA-40, Referenzperiode: 1971-2000 (Saisonen)					
MAM			JJA		
Regionen	700hPa	MSLP	Regionen	700hPa	MSLP
N-West	14,6	13,1	N-West	18,1	17,8
Erz.	13,8	12,8	S-West	35,6	31,4
S-West	20,6	20,2	N-Stau	36,2	28,9
Ost	15,8	13,4	Ost	25,5	20,3
N-Stau	23,2	22,5	Erz.	21,5	18,4
Mitte	17,0	14,8	Mitte	20,8	18,9
Süd	25,6	24,5	Süd	37,6	34,0
			N-CZ	26,7	20,0
SON			DJF		
Regionen	700hPa	MSLP	Regionen	700hPa	MSLP
N-West	15,1	15,6	N-West	10,8	12,5
S-West	22,2	23,2	S-West	13,5	15,1
Ost	16,4	13,7	Ost	8,0	8,0
Erz.	12,8	12,3	Erz.	8,1	8,6
N-Stau	24,4	22,5	N-Stau	16,9	20,3
Süd	32,7	29,8	Süd	16,9	16,3
Mitte	15,9	15,9			

Zusammenfassend sind die Ergebnisse bezüglich des Klimamodell-BIAS für ECHAM5 und ECHAM6 in der regionalen Charakteristik und dem Verlauf sehr ähnlich. Lediglich die Modellläufe eins und zwei aus ECHAM6 zeigen eine leichte Abweichung in Stärke und Richtung des BIAS auf. Im Folgenden wird auf die einzelnen Saisonen detailliert eingegangen:

Frühling:

ECHAM5 und ECHAM6 zeigen sowohl Unter- als auch Überschätzungen, EC-Earth hingegen zeigt generell in beiden Niveaus eine Niederschlagsunterschätzung. Der mittlere Fehler über alle Regionen beträgt:

- ECHAM5: in 700hPa in etwa +10%, auf MSLP in etwa +5% bis +10%
- ECHAM6, Realisationen eins und zwei: in 700hPa in etwa -10% bis -20%, auf MSLP in etwa -15% bis -20%
- ECHAM6 Realisation drei: in 700hPa in etwa +15%, auf MSLP in etwa +5%
- EC-Earth: in 700hPa in etwa -20%, auf MSLP in etwa -15%

Sommer:

Der Klimamodell-BIAS für ECHAM5 und ECHAM6 ist sehr einheitlich und zeigt einen ähnlich Verlauf sowie eine ähnliche regionale Charakteristik zueinander sowohl in 700hPa und MSLP. Jener der Realisationen eins und zwei aus ECHAM6 befindet sich jedoch auf einem deutlich tieferen Niveau und zeigt in allen Gebieten eine Unterschätzung der Starkniederschlagsmengen, während hingegen ECHAM5, Realisation drei von ECHAM6 und EC-Earth Unter- und Überschätzungen zeigen. Darüber hinaus ist bei ECHAM5 durchwegs eine Überschätzung der Niederschlagsmengen in den nördlichen Gebieten erkennbar, während bei den anderen kein regionales Muster erkennbar ist.

- ECHAM5: in 700hPa in etwa 0% bis +5%, auf MSLP in etwa -5% bis +5%
- ECHAM6 Realisationen eins und zwei: in 700hPa in etwa +30%, auf MSLP in etwa +30%
- ECHAM6 Realisation drei: in 700hPa in etwa -5%, auf MSLP in etwa -5%
- EC-Earth: in 700hPa in etwa +5%, auf MSLP in etwa +5%

Herbst:

Die Ergebnisse für den Herbst lassen sich mit denen für den Frühling vergleichen, mit einer Überschätzung der Starkniederschlagsmengen eher in den nordöstlichen Gebieten.

- ECHAM5: in 700hPa in etwa +5% bis +10%; auf MSLP in etwa 0%
- ECHAM6 Realisationen eins und zwei: in 700hPa in etwa -30% bis -25%, auf MSLP in etwa -35% bis -30%
- ECHAM6 Realisation drei: in 700 hPa in etwa 0%, auf MSLP in etwa -5
- EC-Earth: in 700hPa in etwa -10%, auf MSLP in etwa -10%

Winter:

Generell ist der Klimamodell-BIAS für beide ECHAM5 Modellläufe fast ident und Realisation drei aus ECHAM6 zeigt einen dazu synchronen Verlauf, der sowohl in 700hPa als auch auf MSLP zu finden ist. EC-Earth zeigt wiederum seine ganz eigenen regionale Charakteristik und in dieser Jahreszeit fast durchgehend den geringsten BIAS. Darüber hinaus fällt auf, dass der BIAS von ECHAM5 und ECHAM6 in 700hPa für die Regionen N-West (+30% bis +70%), Erzgebirge (+30% bis +45%) und N-Stau (-25% bis -60%) durchwegs enorm ausfällt! Dieses Verhalten spiegelt sich in abgeschwächter Form auch auf MSLP wieder.

- ECHAM5: in 700hPa in etwa +5% bis +10%, auf MSLP in etwa 0%
- ECHAM6 Realisationen eins und zwei: in 700hPa in etwa -5% bis 0%, auf MSLP in etwa -10%
- ECHAM6 Realisation drei: in 700 hPa in etwa +15%, auf MSLP in etwa +10%
- EC-Earth: in 700hPa in etwa -10%, auf MSLP in etwa 0%

Bei der Betrachtung der einzelnen Jahreszeiten bleibt die regional Charakteristik des BIAS in der Niederschlagsmodellierung für die Modelle ECHAM5 und ECHAM6 auf beiden untersuchten Druckniveaus sehr ähnlich, wobei einzelne Realisationen mit einem tieferem Temperaturniveau und somit weniger Feuchte in der Atmosphäre rechnen dürften, wodurch der Ereignisniederschlag stärker unterschätzt wird. Dieses Verhalten ist in allen Jahreszeiten zu finden, außer im Winter, der auch die größte Unsicherheit in der Niederschlagsmodellierung zeigt. Der Frühling und der Herbst weisen ähnliche Fehlermaße auf, wobei EC-Earth die Niederschlagsmengen im Frühling generell unterschätzt. Im Sommer liegt die Größe des BIAS zwischen jener des Winters und des Frühlings und Herbsts.

EC-Earth bestätigt auch in dieser Analyse seine ganz eigene Modellcharakteristik und scheint bei der Niederschlagsmodellierung für einzelne Jahreszeiten im regionalen Durchschnitt am besten abzuschneiden.

Zusammengefasst kann festgestellt werden, dass der durchschnittliche BIAS je Klimamodell nicht sehr hoch zu sein scheint, betrachtet man die Niederschlagsregionen jedoch einzeln, so sind die Abweichungen je nach Saison deutlich größer. Der relative Fehler hängt im Allgemeinen auch stark von den absoluten Niederschlagsmenge der betrachteten Regionen und Saison ab.

relative Niederschlagsabweichung
Q95, Zeitraum: 1971-2000 (MAM)

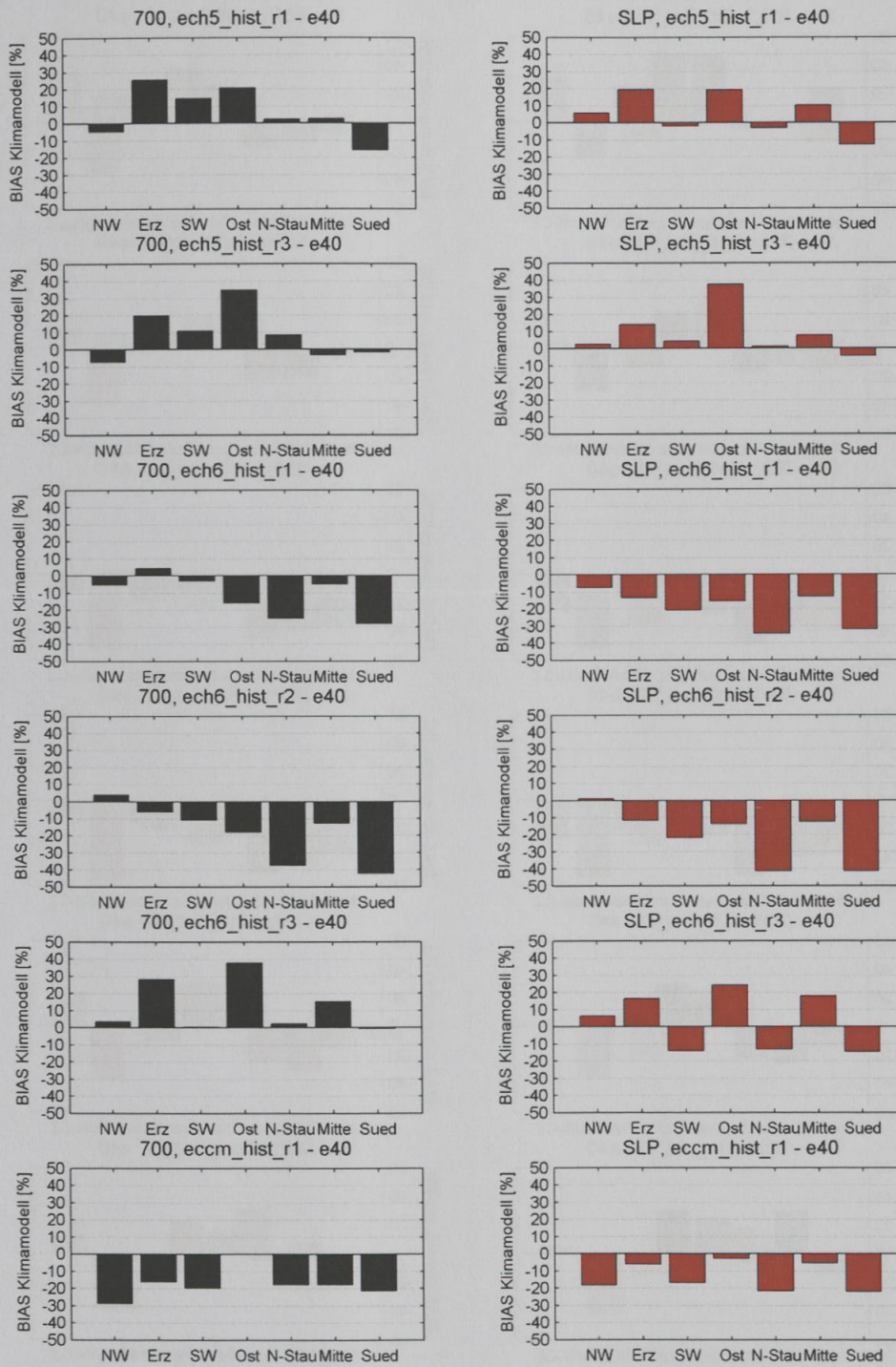


Abbildung 4.6.5.6: BIAS der einzelnen Emissionsszenarien und Läufe der verwendeten Klimamodelle für den Starkniederschlagsschwellwert (95%-Perzentil), 700hPa (schwarz) und MSLP (rot), 1971 bis 2000, Frühling (MAM), für alle Zugbahnen je betrachteter Niederschlagsregion.

relative Niederschlagsabweichung
Q95, Zeitraum: 1971-2000 (JJA)

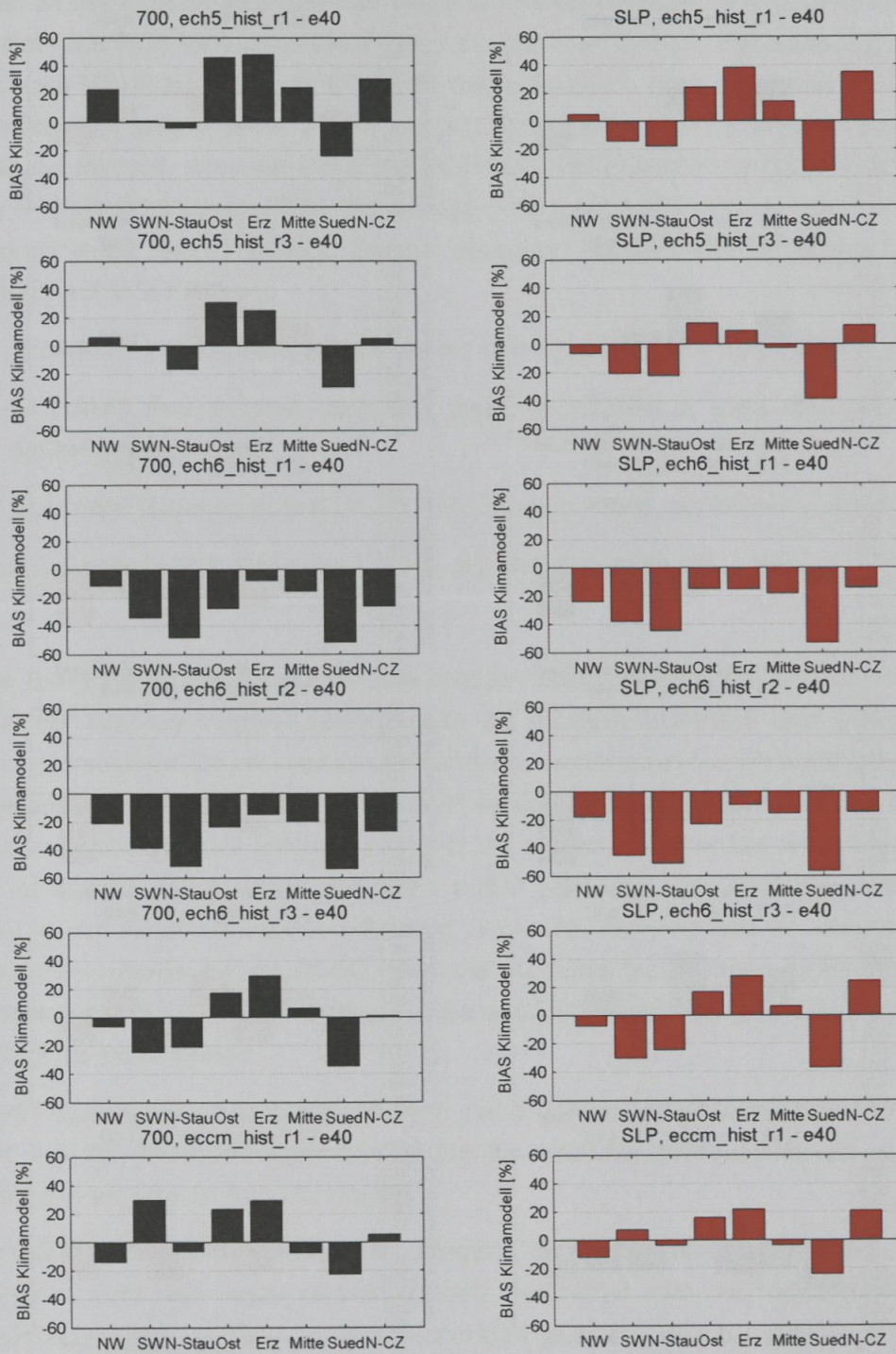


Abbildung 4.6.5.7: Wie Abbildung 4.6.5.6, jedoch für den Sommer (JJA).

relative Niederschlagsabweichung
Q95, Zeitraum: 1971-2000 (SON)

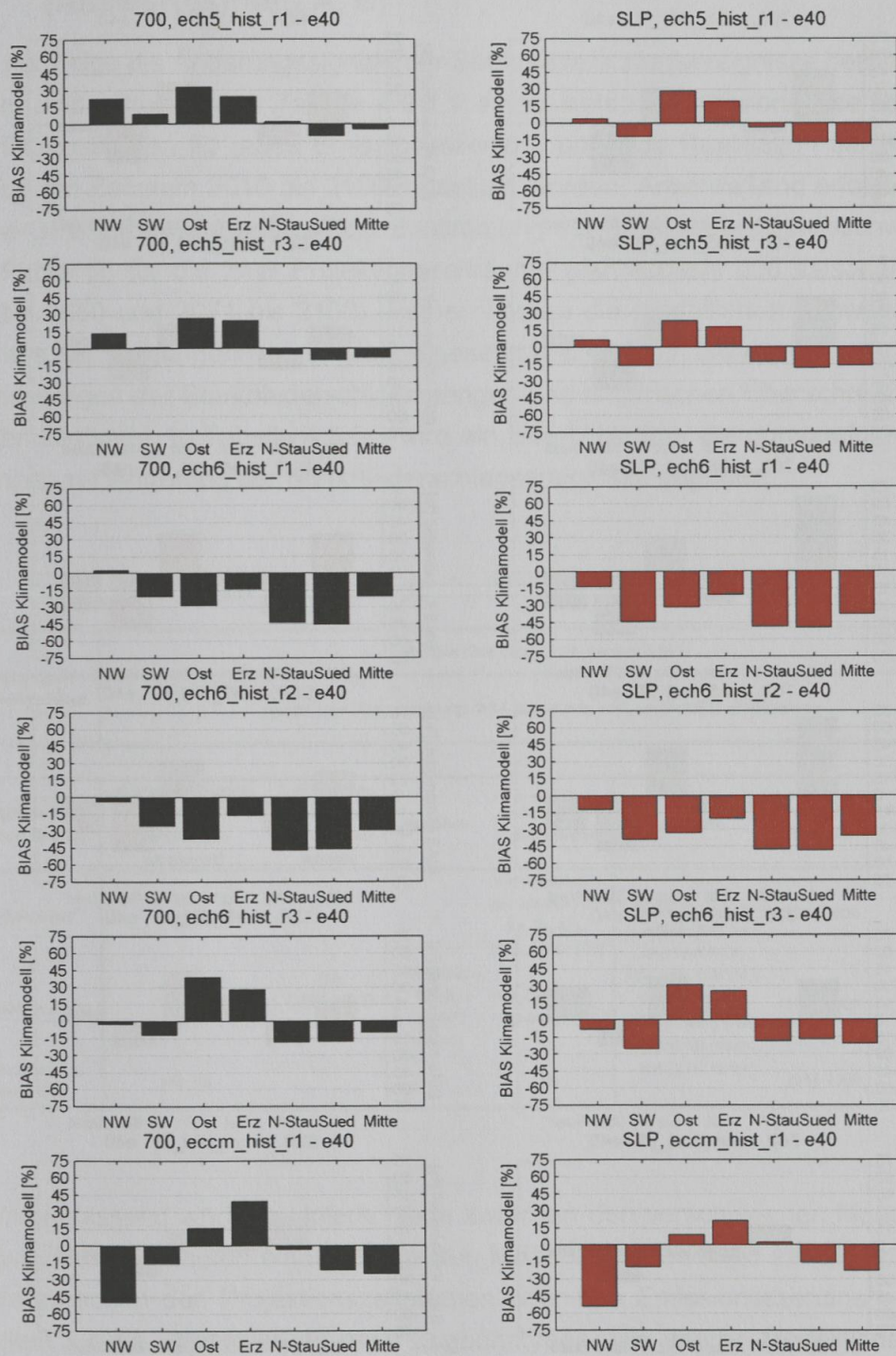


Abbildung 4.6.5.8: Wie Abbildung 4.6.5.6, jedoch für den Herbst (SON).

relative Niederschlagsabweichung
Q95, Zeitraum: 1971-2000 (DJF)

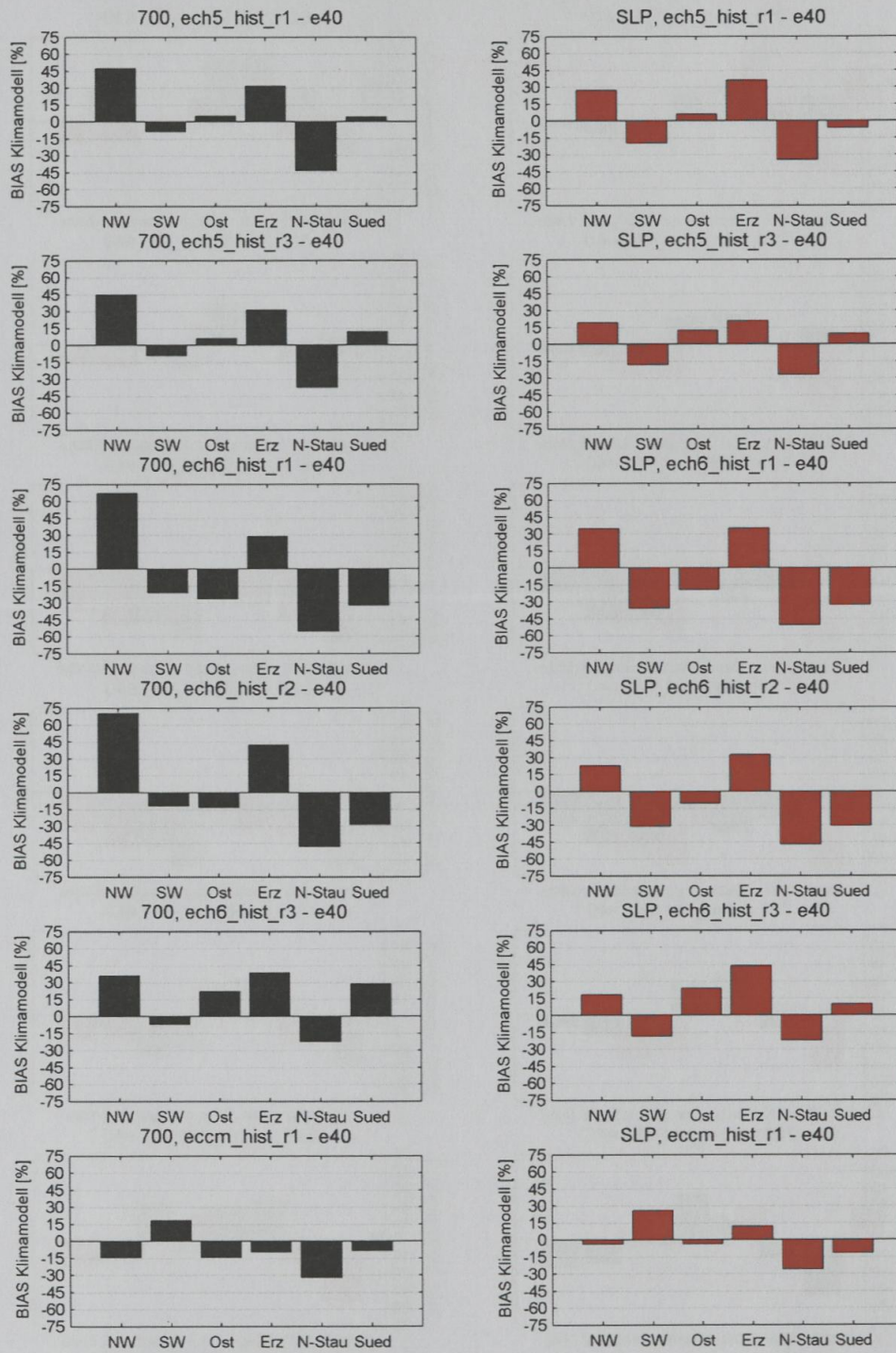


Abbildung 4.6.5.9: Wie Abbildung 4.6.5.6, jedoch für den Winter (DJF).

4.7 Veränderung der Starkniederschläge in der Zukunft (Auswertestrang A, B)

Um in der Folge die Änderungssignale der Starkniederschlagsereignisse bestimmen zu können, sind mittels der in Tabelle 4.9.1.1 aufgelisteten Regressionsensembles Niederschlagszeitreihen für jedes Emissionsszenario und jede Realisation der Klimamodelle für den Zeitraum 2010 bis 2100 modelliert worden. Anschließend erfolgte wiederum die GPD Extremwertanalyse zur Bestimmung der Starkniederschlagsschwellwerte (95%-Perzentil) für die zwei Projektionszeiträume (Jahresbasis und saisonale Basis: 2021 bis 2050 und 2071 bis 2100). Ferner werden die modellierten Schwellwerte zu jenen aus der Vergangenheit in Relation gesetzt und dadurch die relativen und absoluten Änderungen der Starkniederschlagsmengen und empirischen Überschreitungshäufigkeiten bestimmt. In Tabelle 4.6.5.1 wird ein Überblick über die durchgeführten Auswertungen zur Änderung der Starkniederschlagsereignisse gegeben.

Tabelle 4.6.5.1: Übersicht zu den durchgeführten Analysen und Auswertungen.

Veränderung der Starkniederschläge	Mengen (fixe Werte = 95. Perzentil) in %						
	empirische Überschreitungs-WSK (fixe Werte = 95. Perzentil) in n/100 Jahren						
Analyseansätze (Hauptergebnisse)	Regressionsmodell (immer auf Jahresbasis entwickelt)	Kalibrierungsperiode des Regressionsmodells	Regionen	untersuchte Zugbahntypen	Modelle	Bezugsperiode	Projektionszeiträume
A) Jahresbasis	reg_all		8	alle Zugbahnen gemeinsam, Vb, Xn, Xs, ATL; (POL, MED, TRZ)	ECHAM5: 2xA1B; ECHAM6: 3xRCP4.5 und 3xRCP8.5; EC-Earth: 1xRCP4.5 und 1xRCP8.5; pro Modell 1 Wert (Ensemble mean: aus 2/3/1 runs)	1971-2000	2021-2050; 2071-2100
B) saisonale Basis	reg_all	full (1961-2001)	MAM=7; JJA=8; SON=7; DJF=6	alle Zugbahnen gemeinsam		1971-2000	2021-2050; 2071-2100
C) Jahresbasis & halbjährlich	reg_Vb		8	Vb		1961-2000	2011-2050; 2061-2100

Zusammenfassend sind die Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen, sowie zwischen den Läufen eines bestimmten Modelles, größer sind als die Änderungssignale zwischen den Projektionszeiträumen oder den Emissionsszenarien. Dies gilt vor allem für die Stratifizierung nach Zugbahntypen. Die interne Modellvariabilität ist offensichtlich im Verhältnis zum Klimasignal sehr groß. Die Ergebnisse sind folglich nur für die Gesamtheit der Zugbahnen richtig belastbar (betrifft nur Auswertestrang A und B).

Im Vergleich der beiden betrachteten Niveaus, sind die Änderungen in 700hPa deutlich stärker ausgeprägt als in MSLP.

Gleichzeitig sind die Änderungen im ersten Projektionszeitraum (2021 bis 2050) deutlich geringer und zum Teil sogar gegenläufig wie im späteren Projektionszeitraum (2071-2100).

EC-Earth zeigt die stärksten Änderungssignale, die Modelle ECHAM5 und ECHAM6 liegen hinsichtlich der zukünftigen Änderungen näher beisammen.

Zwischen den Emissionsszenarien selbst gibt es keine klar erkennbaren Unterschiede, tendenziell sind die Änderungen in RCP8.5 etwas stärker als in A1B oder RCP4.5.

In den folgenden Abbildungen für die Klimazukunft werden die Ergebnisse der Realisationen der einzelnen Emissionsszenarien je Klimamodell als Mittel zusammengefasst dargestellt (sogenanntes Ensemble-Mittel). Daraus ergibt sich die Verwendung folgender Symbole und Farben in der aufgelisteten Reihenfolge (Jahresbasis und saisonale Basis):

*** 2021-2050 ***		*** 2071-2100 ***	
●	ECHAM6 RCP4.5	●	ECHAM6 RCP4.5
▲	EC-Earth RCP4.5	▲	EC-Earth RCP4.5
□	ECHAM5 A1B	□	ECHAM5 A1B
●	ECHAM6 RCP8.5	●	ECHAM6 RCP8.5
▲	EC-Earth RCP8.5	▲	EC-Earth RCP8.5

Darüber hinaus findet sich in den Darstellungen auch noch eine schwarz strichlierte Linie je Projektionszeitraum, die nur als Orientierungshilfe dient und den Mittelwert der Ergebnisse aller Klimamodelle darstellt.

4.7.1 Änderung auf Jahresbasis (Auswertestrang A)

(i) Starkniederschlagsmenge (95%-Perzentil)

Bei der allgemeinen Betrachtung aller Zugbahnen gemeinsam (siehe Abbildung 4.7.1.1 und Abbildung 4.7.1.2) lässt sich eine Zunahme in den Starkniederschlagsmengen für den späteren Projektionszeitraum (2071 bis 2100) ausmachen, die auf 700hPa ein wenig stärker ausfällt als auf MSLP. Dabei zeigen die Regionen N-West, Erzgebirge, Ost, N-Tschechien und Mitte in 700hPa die stärksten Änderungen (im Mittel +15%, alle Modelle bis auf EC-Earth RCP 4.5) und auf MSLP die Regionen Erzgebirge, N-Tschechien und Mitte (im Mittel + 10%).

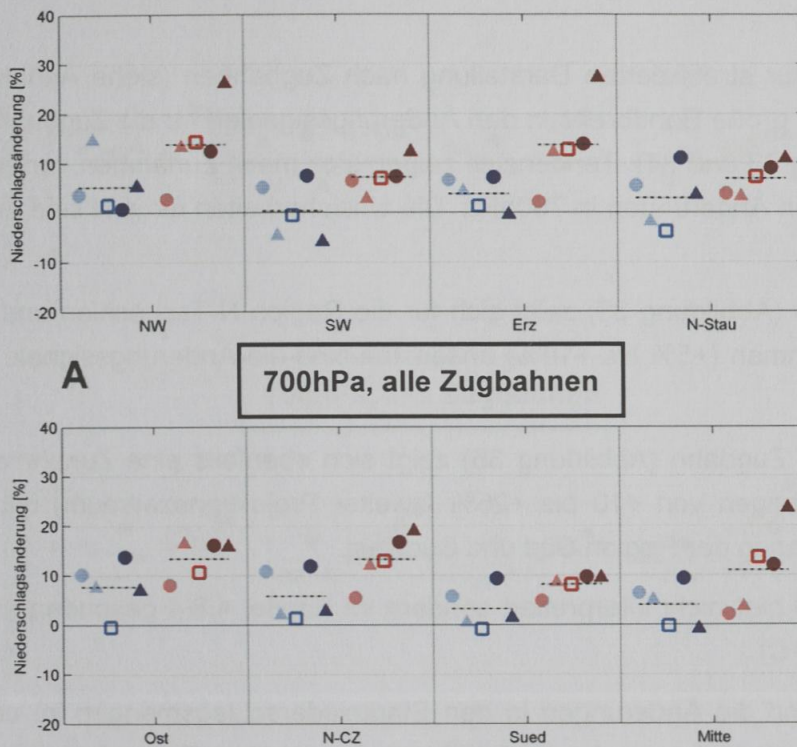


Abbildung 4.7.1.1: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

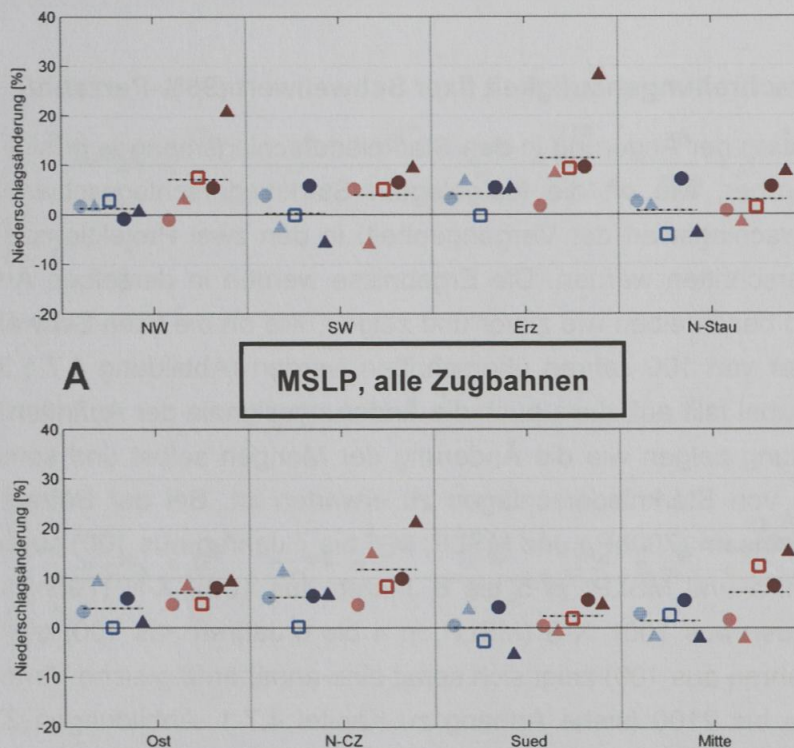


Abbildung 4.7.1.2: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

Wechselt man nun zur stratifizierten Darstellung nach Zugbahnen (siehe Anhang zu Kapitel 4.7.1) ist eine große Bandbreite in den Änderungssignalen für die Zugbahn X-N erkennbar (Abbildung 33 und 34). Tendenziell zeigen sich meist Zunahmen von bis zu +20% mit den größten Änderungen in 700hPa. Die Unsicherheiten für X-N sind erheblich.

Für die Zugbahn X-S (Abbildung 35) zeigt sich für die Region N-Tschechien und Erzgebirge leichte Zunahmen (+5% bis +10%) ansonsten sind die Änderungssignale sehr klein.

Für die 700hPa ATL Zugbahn (Abbildung 36) zeigt sich ebenfalls eine Zunahme der Starkniederschlagsmengen von +10 bis +25% (zweiter Projektionszeitraum) mit den geringsten Änderungen in der Region Süd und Südwest.

Die Zugbahn Vb wird hier nicht interpretiert sondern im Kapitel 4.8.4 gesondert analysiert (Auswertestrang C).

Zusammengefasst sind die Änderungen in den Starkniederschlagsmengen im ersten Projektionszeitraum schwächer und uneinheitlicher. Im zweiten Zeitraum zeigt sich generell eine Zunahme in der Größenordnung von +10% bis +20%. Die Änderungen der Starkniederschlagsmengen sind im Klimaszenario RCP 8.5 erwartungsgemäß größer als in RCP 4.5.

(ii) Empirische Überschreitungshäufigkeit fixer Schwellwert (95%-Perzentil)

Neben der Untersuchung der Änderung in den Starkniederschlagsmengen erfolgt auch eine Auswertung darüber, wie oft die festgelegten Starkniederschlagsschwellwerte (95%-Perzentil Niederschlagswert der Vergangenheit) in den zwei Projektionszeiträumen der Zukunft überschritten werden. Die Ergebnisse werden in derselben Art und Weise präsentiert und beschreiben wie zuvor und zeigen, wie oft die fixen Schwellwerte in einem Zeitfenster von 100 Jahren überschritten werden (Abbildung 4.7.1.3 und Abbildung 4.7.1.4). Dabei fällt auf, dass auch die Änderungssignale der Auftrittshäufigkeit in dieselbe Richtung zeigen wie die Änderung der Mengen selbst und somit ein vermehrtes Auftreten von Starkniederschlägen zu erwarten ist. Bei der Betrachtung aller Zugbahnen gemeinsam (700hPa und MSLP; in 6 bis 7 Jahren aus 100) sowie der Zugbahnen Vb (700hPa und MSLP; in 5 bis 8 Jahren aus 100), X-N (700hPa und MSLP; in 4 bis 6 Jahren aus 100), X-S (MSLP; in 4 bis 6 Jahren aus 100) und ATL (700hPa; in 6 bis 8 Jahren aus 100) zeigt sich somit eine annähernd gleiche Verteilung der Änderungssignale bis 2100 (siehe Anhang zu Kapitel 4.7.1, Abbildungen 37 bis 42).

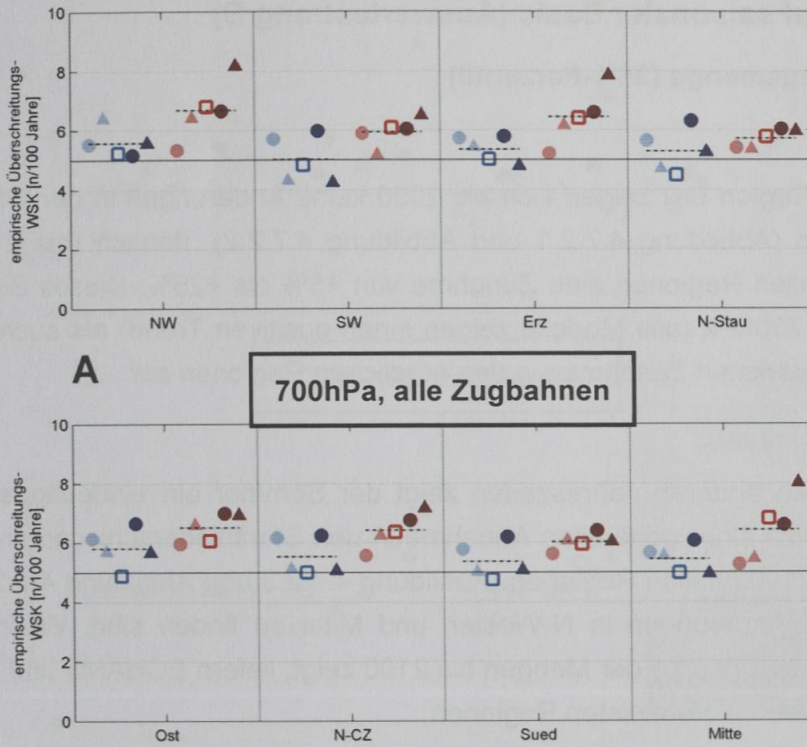


Abbildung 4.7.1.3: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

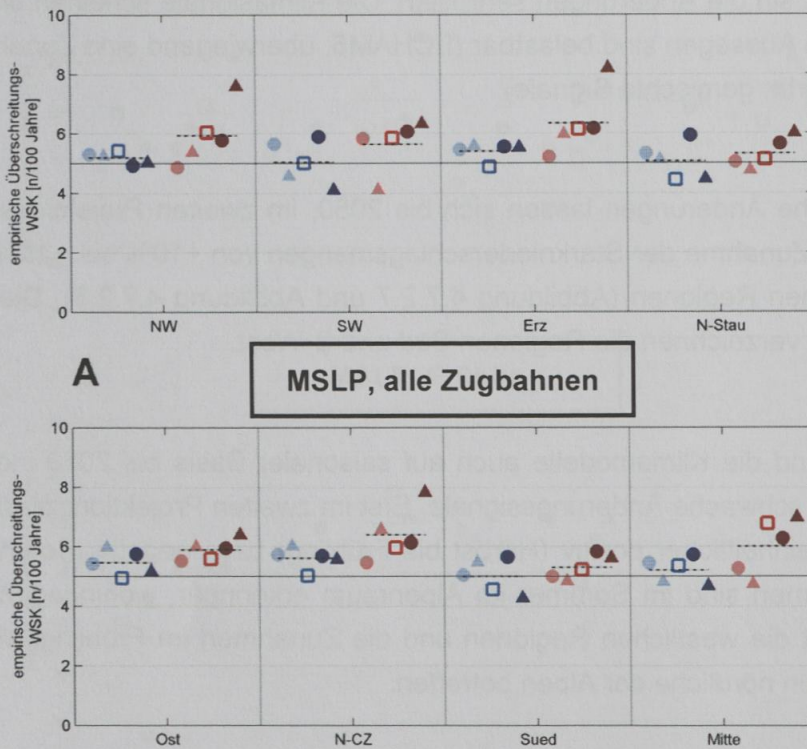


Abbildung 4.7.1.4: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

4.7.2 Änderung auf saisonaler Basis (Auswertestrang B)

(i) Starkniederschlagsmenge (95%-Perzentil)

Frühling

Abgesehen von der Region Ost zeigen sich bis 2050 keine Änderungen in den Starkniederschlagsmengen (Abbildung 4.7.2.1 und Abbildung 4.7.2.2), danach (bis 2100) zeigt sich jedoch in allen Regionen eine Zunahme von +5% bis +25%. Dieses Signal findet sich sowohl in 700hPa (alle Modelle zeigen einen positiven Trend) als auch auf MSLP und weist die stärksten Zunahmen in den nördlichen Regionen auf.

Sommer

Im Gegensatz zu allen anderen Jahreszeiten zeigt der Sommer ein eindeutiges bis markantes Signal hin zu einer generellen Abnahme in den Starkniederschlagsmengen um 0% bis -15% bis 2100 in allen Regionen (Abbildung 4.7.2.3 und Abbildung 4.7.2.4), wobei die geringsten Änderungen in N-Westen und Mitte zu finden sind. Während ECHAM6 generell eine Abnahme der Mengen bis 2100 zeigt, liefern ECHAM5 und EC-Earth gemischte Signale für die meisten Regionen.

Herbst

In dieser Jahreszeit ist kein eindeutiger Trend erkennbar (Abbildung 4.7.2.5 und Abbildung 4.7.2.6). Schwach positive Änderungen lassen sich in den westlichen Regionen erkennen, ansonsten sind die Änderungen sehr klein. Die Klimasignale scheinen uneinheitlich und somit die Aussagen sind belastbar (ECHAM5: überwiegend eine Zunahme, ECHAM6 und EC-Earth: gemischte Signale).

Winter

Unklare und schwache Änderungen lassen sich bis 2050, im zweiten Projektionszeitraum hingegen eine Zunahme der Starkniederschlagsmengen von +10% bis +20% vor allem in den nördlichen Regionen (Abbildung 4.7.2.7 und Abbildung 4.7.2.8). Die geringsten Änderungen verzeichnen die Regionen Süd und S-West.

Zusammengefasst sind die Klimamodelle auch auf saisonaler Basis bis 2050 indifferente und zeigen nur schwache Änderungssignale. Erst im zweiten Projektionszeitraum werden die Signale einheitlicher positiv (Herbst bis Frühling) bzw. negativ (Sommer). Die stärksten Abnahmen sind im Sommer im Alpenraum erkennbar, wohingegen die Zunahmen im Herbst die westlichen Regionen und die Zunahmen im Frühling/Winter vor allem die Regionen nördliche der Alpen betreffen.

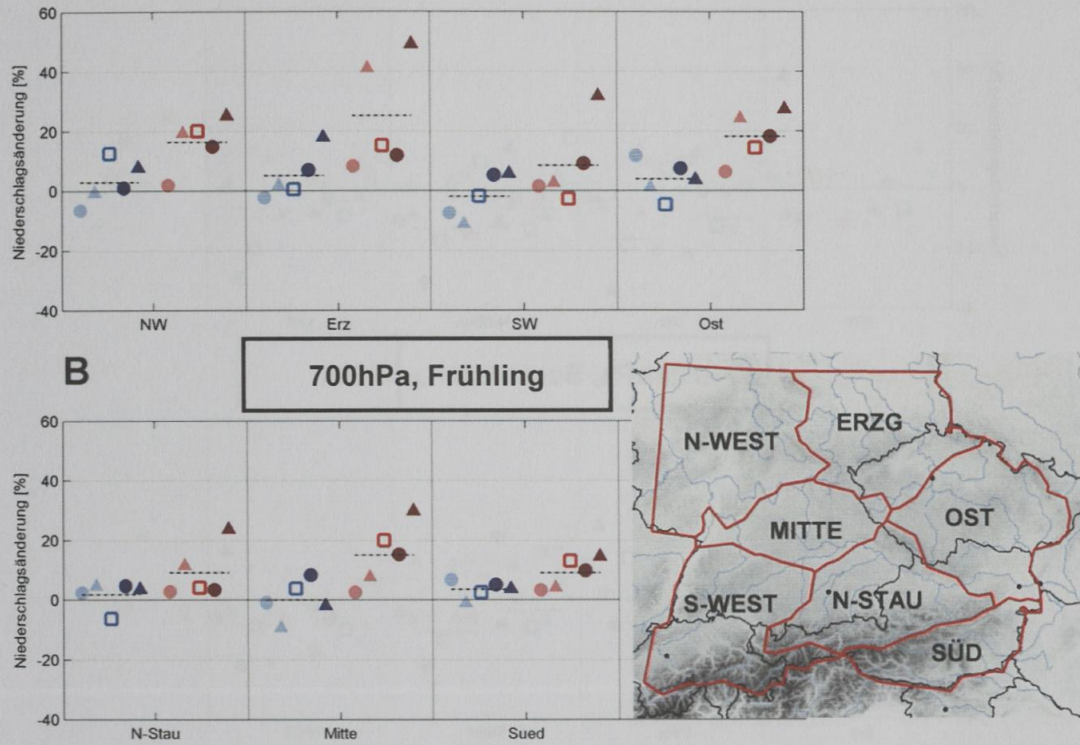


Abbildung 4.7.2.1: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Frühling (MAM), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Frühling (MAM)

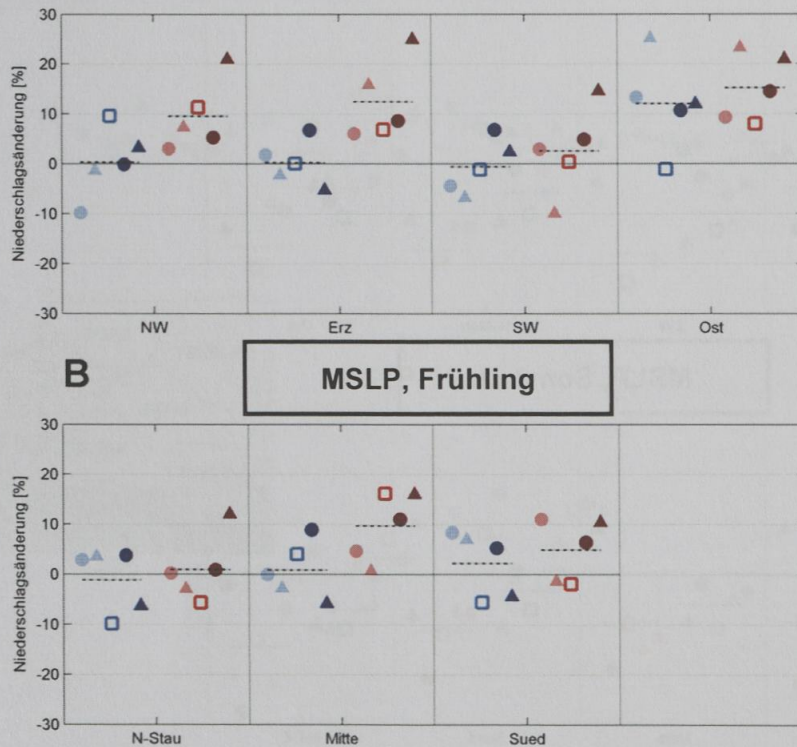


Abbildung 4.7.2.2: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Frühling (MAM), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

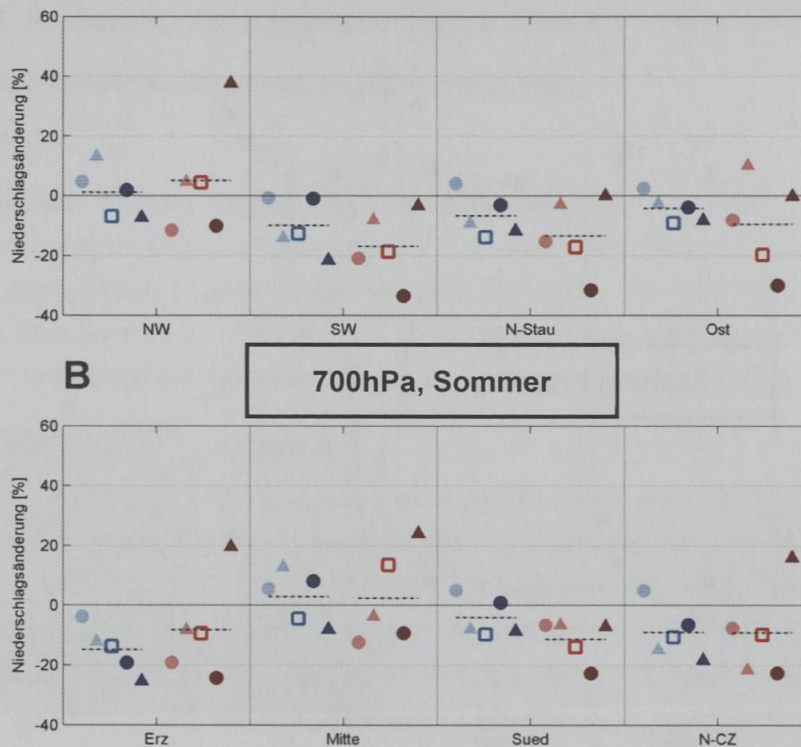


Abbildung 4.7.2.3: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Sommer (JJA), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

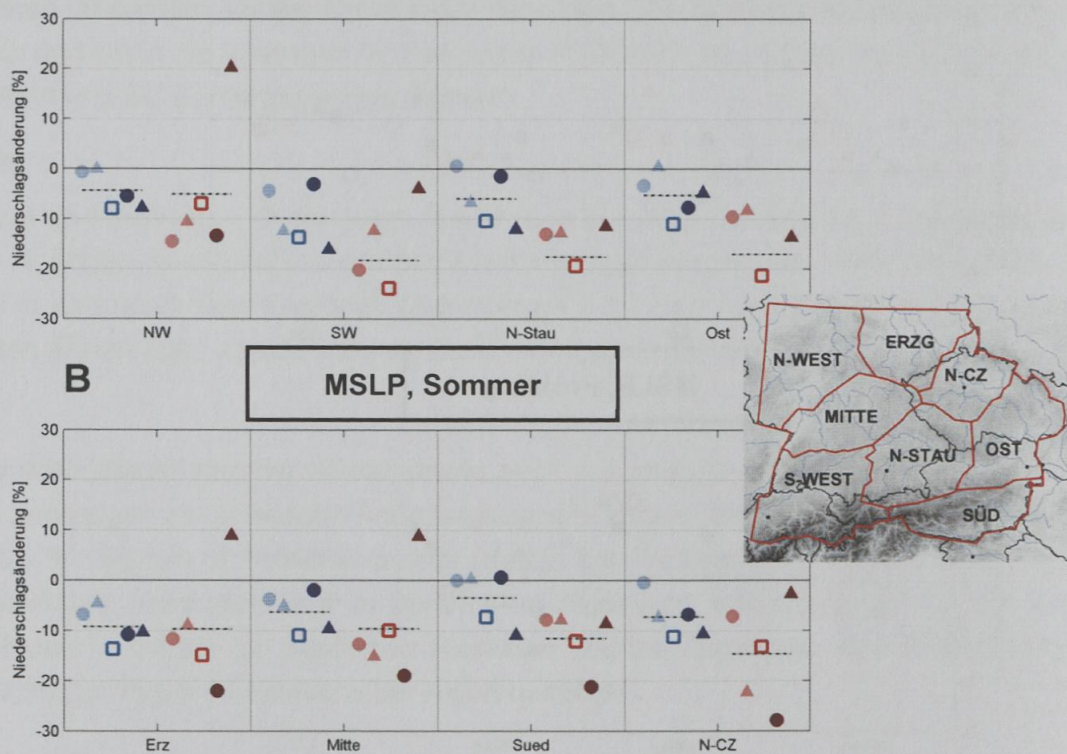


Abbildung 4.7.2.4: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge des MSLP, Sommer (JJA), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Sommer (JJA)

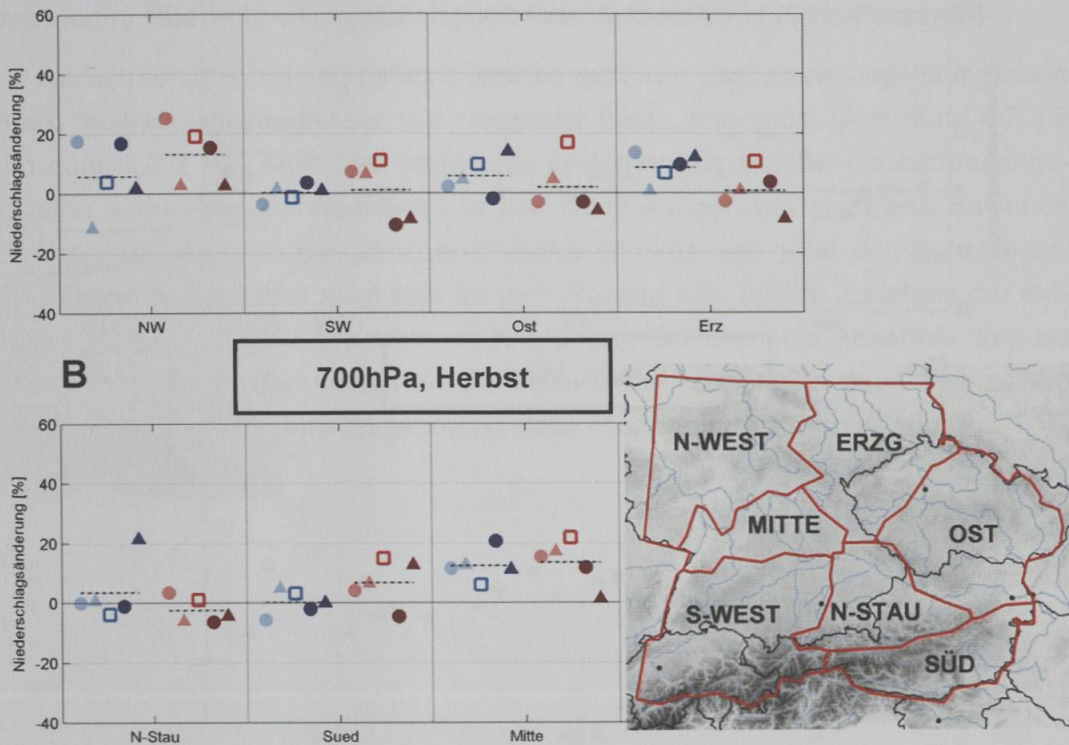


Abbildung 4.7.2.5: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Herbst (SON), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Herbst (SON)

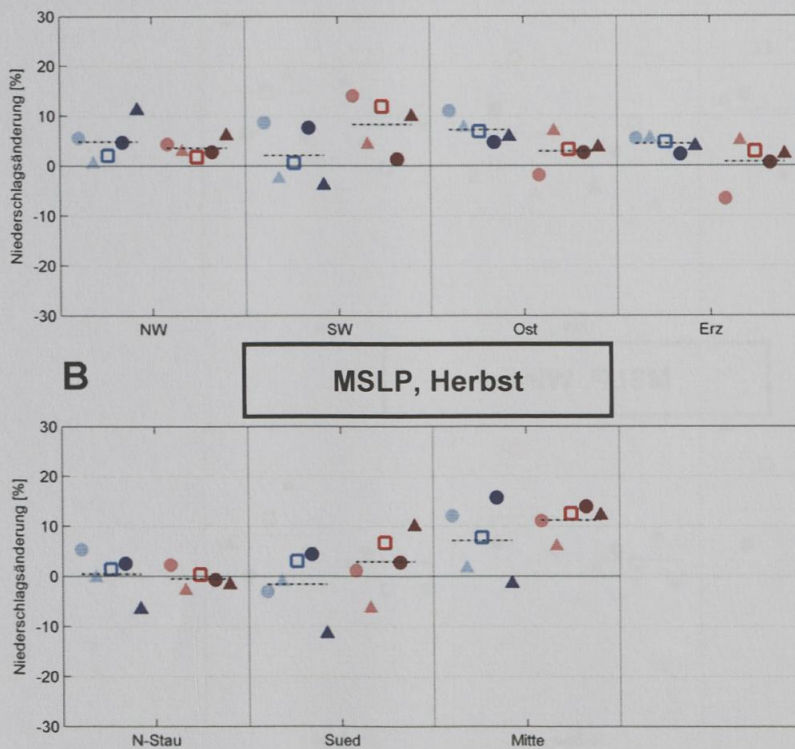


Abbildung 4.7.2.6: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge des, MSLP, Herbst (SON), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

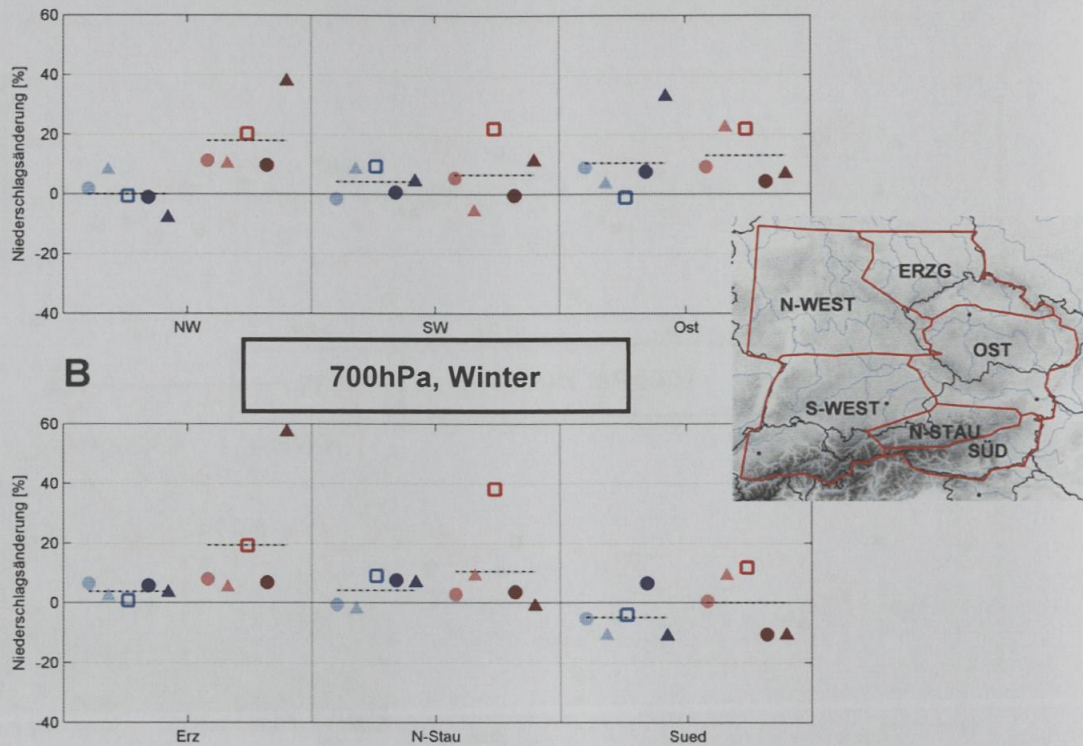


Abbildung 4.7.2.7: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Winter (DJF), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Winter (DJF)

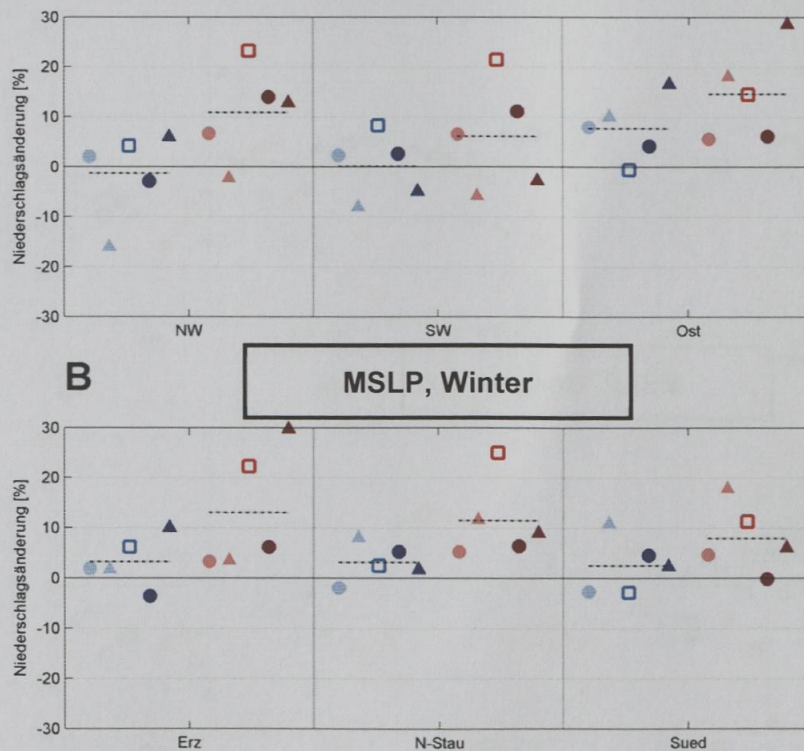


Abbildung 4.7.2.8: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Winter (DJF), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

(ii) Empirische Überschreitungshäufigkeit fixer Schwellwert (95%-Perzentil)

Analog zur Betrachtung auf Jahresbasis werden auch die Überschreitungshäufigkeiten von Starkniederschlagsereignissen auf saisonaler Basis untersucht (Abbildung 4.7.2.9 bis Abbildung 4.7.2.16). Auch hier zeigen die Änderungssignale der Überschreitungshäufigkeiten eines fixen Schwellwertes in den Darstellungen der einzelnen Saisonen die gleiche Richtung und die annähernd selbe Struktur wie jene der Starkniederschlagsmengen auf. Konkret zeigt sich für den Frühling eine leichte Zunahme der extremen Ereignisse (in 5 bis 7 Jahren aus 100), für den Sommer eine Abnahme (in 2 bis 5 Jahren aus 100), für den Herbst bis auf vereinzelte Ausnahmen ein Gleichbleiben und für den Winter erneut eine Zunahme (in 5 bis 7 Jahren aus 100) bis 2100.

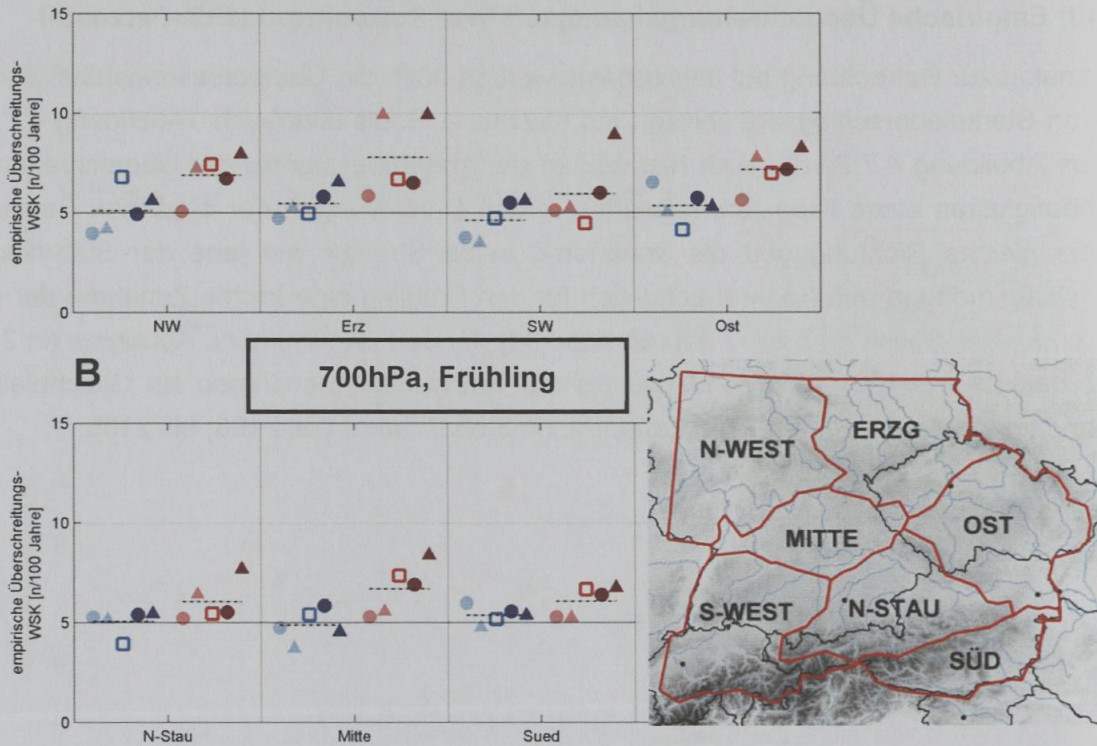


Abbildung 4.7.2.9: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Frühling (MAM), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Frühling (MAM)

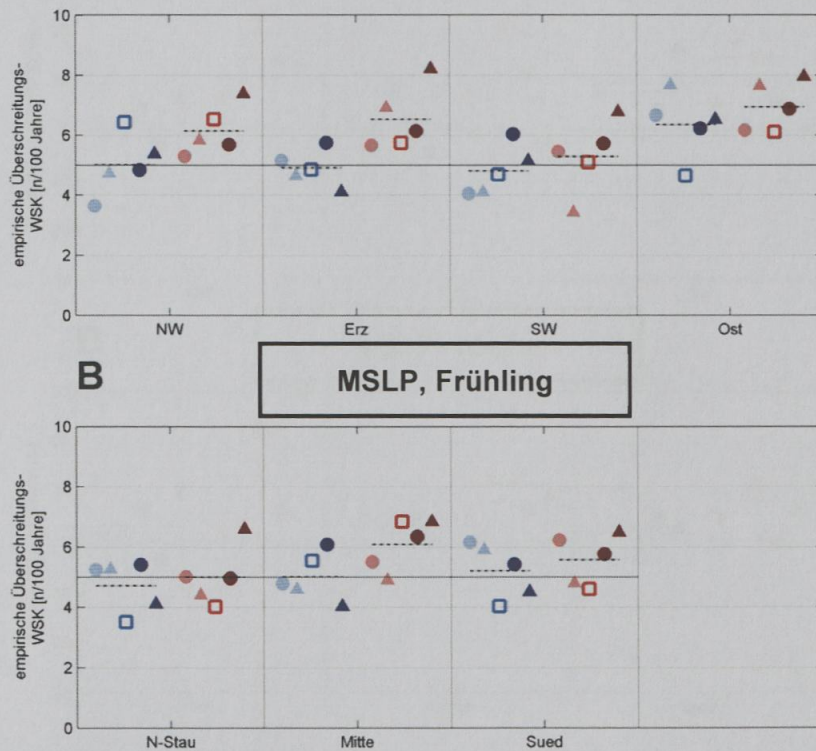


Abbildung 4.7.2.10: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Frühling (MAM), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

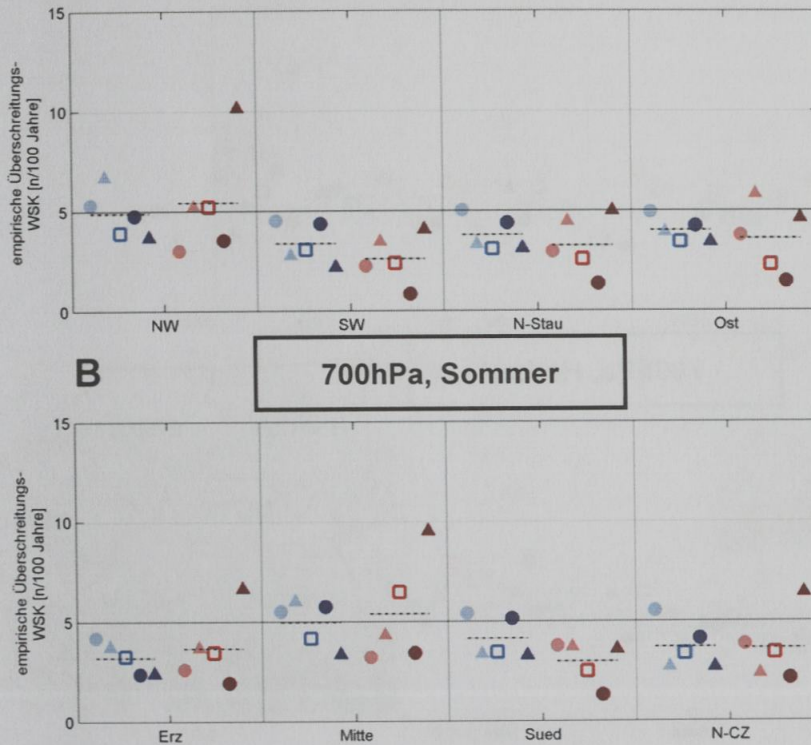


Abbildung 4.7.2.11: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Sommer (JJA), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

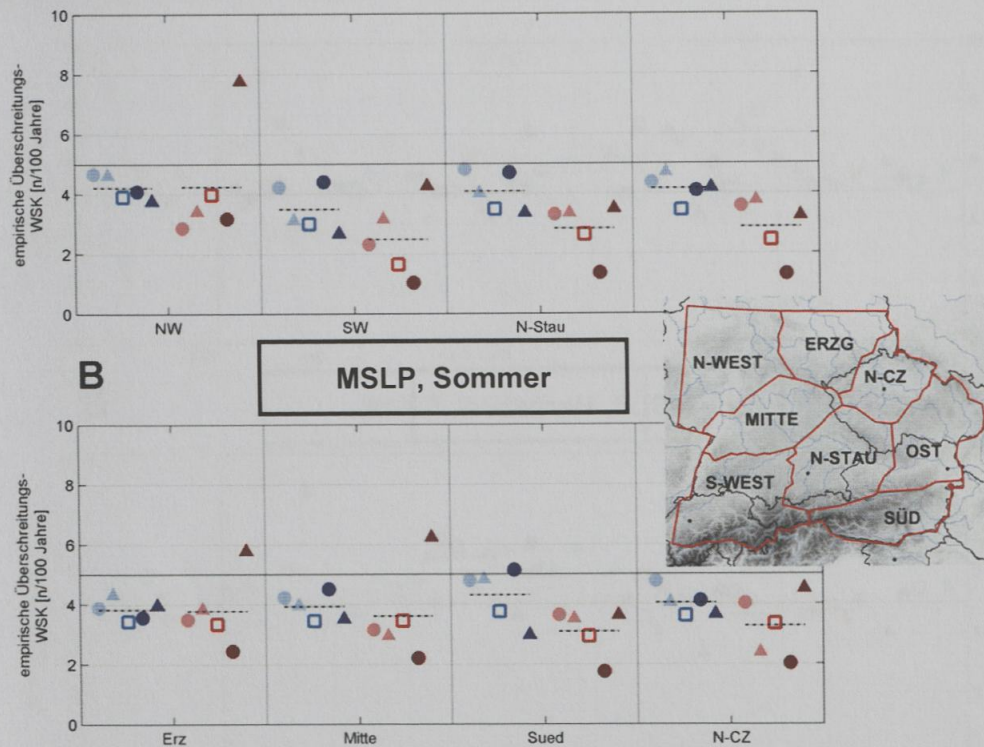


Abbildung 4.7.2.12: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Sommer (JJA), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Sommer (JJA)

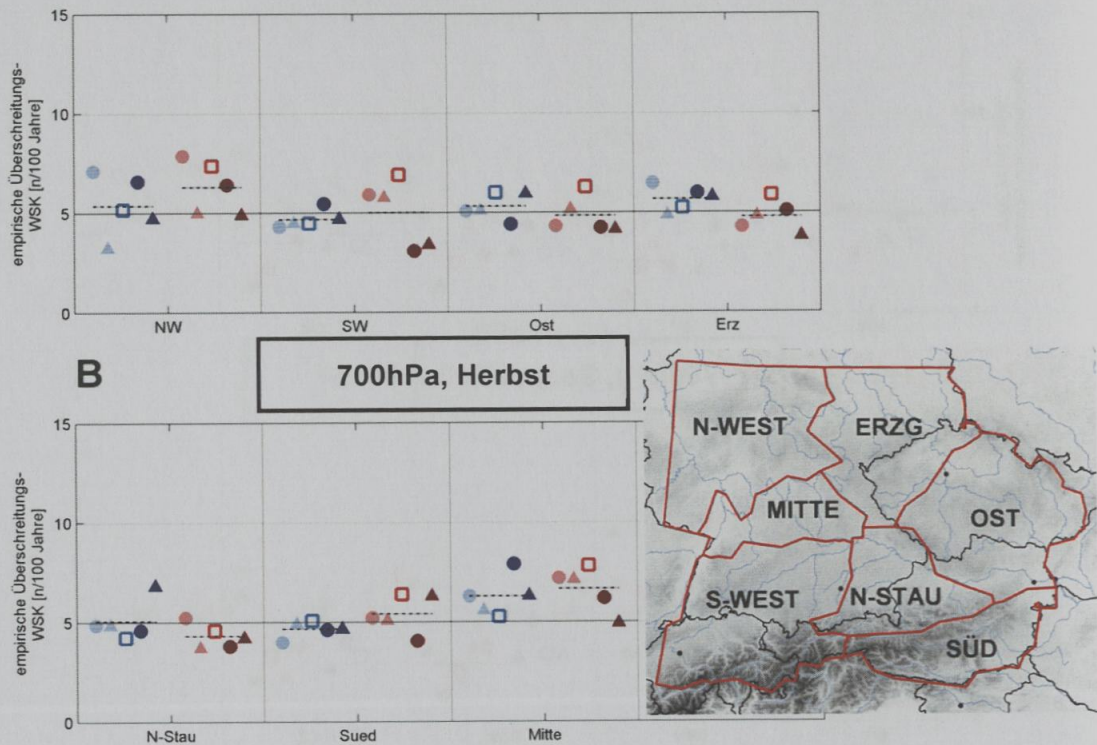


Abbildung 4.7.2.13: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Herbst (SON), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Herbst (SON)

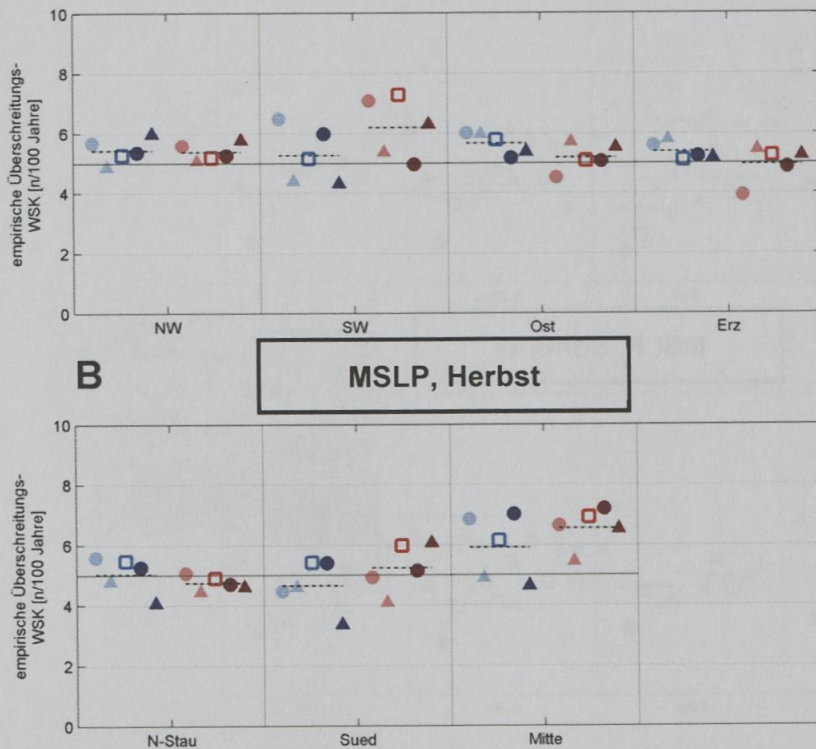


Abbildung 4.7.2.14: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Herbst (SON), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

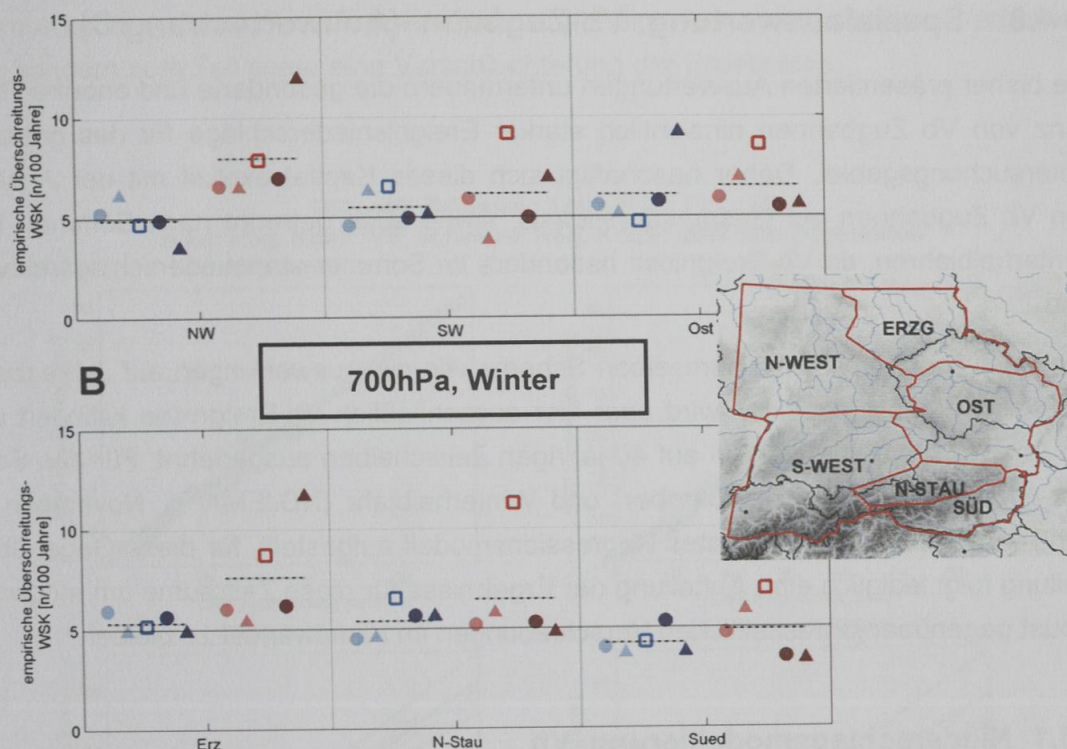


Abbildung 4.7.2.15: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Winter (DJF), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien; Darstellung der Niederschlagsregionen für den Winter (DJF)

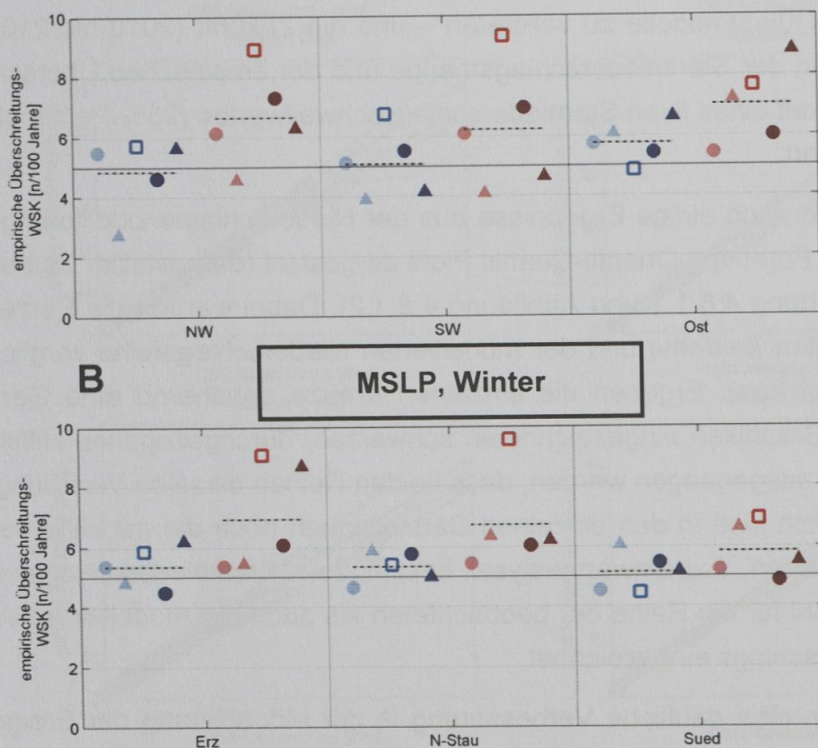


Abbildung 4.7.2.16: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Winter (DJF), alle Zugbahnen gemeinsam, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

4.8 Spezialauswertung: Vb-Zugbahn (Auswertestrang C)

Die bisher präsentierten Auswertungen untermauern die gesonderte und enorme Relevanz von Vb Zugbahnen hinsichtlich starker Ereignisniederschläge für das gesamte Untersuchungsgebiet. Daher beschäftigt sich dieses Kapitel explizit mit der Analyse von Vb Zugbahnen auf Gesamtjahresbasis, sowie auch getrennt nach Sommer- und Winterhalbjahren, da Vb-Ereignisse besonders im Sommer starkniederschlagsrelevant sind.

Alle Analysen laufen nach demselben Schema wie die Auswertungen auf Jahresbasis ab. Das Regressionsmodell wird aber hier ausschließlich Vb-Ereignisse kalibriert und die Analysezeiträume werden auf 40-jährigen Zeitscheiben ausgedehnt. Für das Sommer- (MJJASO ... Mai bis Oktober) und Winterhalbjahr (NDJFMA ... November bis April) wird jedoch kein separates Regressionsmodell aufgestellt, für diese Gegenüberstellung folgt lediglich eine Aufteilung der Ergebnisse für diese Zeiträume um möglichst robust gegenüber jahreszeitlichen Verschiebungen im Klimawandel zu bleiben.

4.8.1 Niederschlagsmodellierung, Vb

Die Niederschlagsmodellierung erfolgt analog zu Kapitel 4.6.1 – mit Eingangsdaten aus ERA-40, ECHAM5, ECHAM6 und EC-Earth), jedoch nur für die Zugbahn Vb, die Niederschlagsregionen sind dieselben wie bei Kapitel 4.6.1. Somit wird hier ebenfalls der Ereignisniederschlag für die Vergangenheit (1961 bis 2000) – um das Reanalysemodell ERA-40 und die Klimamodelle zu validieren – und die Zukunft (2010 bis 2100) – um die Änderungen in der Starkniederschlagsmenge und der empirischen Überschreitungswahrscheinlichkeit eines fixen Starniederschlagsschwellwertes (95%-Perzentil) zu bestimmen – modelliert.

Zuerst werden jedoch noch einige Ergebnisse aus der Niederschlagsmodellierung mit ERA-40 graphisch in Form von Quantil-Quantil Plots dargestellt (dargestellter Zeitraum: 1961 bis 2000, Abbildung 4.8.1.1 und Abbildung 4.8.1.2). Dabei werden die Perzentilwerte der beobachteten Zeitreihe und der modellierten Niederschlagsreihe verglichen (Kreuze in den Graphiken). Ergeben die einzelnen Kreuze annähernd eine Gerade (entlang der in den Graphiken eingezeichneten schwarzen, durchgezogenen Hilfslinie von 45°) kann davon ausgegangen werden, dass beiden Reihen dieselbe Verteilung zu Grunde liegt. Zusätzlich sind in den einzelnen Darstellungen noch die mit Hilfe der in Kapitel 4.4.2 erläuterten Extremwertanalyse bestimmten Starkniederschlagswerte (95%-Perzentil) sowohl für die Reihe der beobachteten als auch der modellierten Werte des Ereignisniederschlags eingezeichnet.

Die Graphiken zeigen eine deutliche Verbesserung in der Modellierung der Ereignisniederschlagsmengen in allen Niederschlagsregionen, allen Druckniveaus und allen betrachteten Zeiträumen (Gesamtjahr siehe Abbildung 4.8.1.1 und Abbildung 4.8.1.2, Sommer- und Winterhalbjahr siehe im Anhang zu Kapitel 4.8.1, Abbildungen 59 bis 62). Diese enorme Verbesserung der Güte der Regression war nur für den Zugbahntyp

Vb zu erkennen, für andere Zugbahntypen ergibt sich keine vergleichbare Verbesserung sondern zum Teil sogar eine Verschlechterung der Ergebnisse.

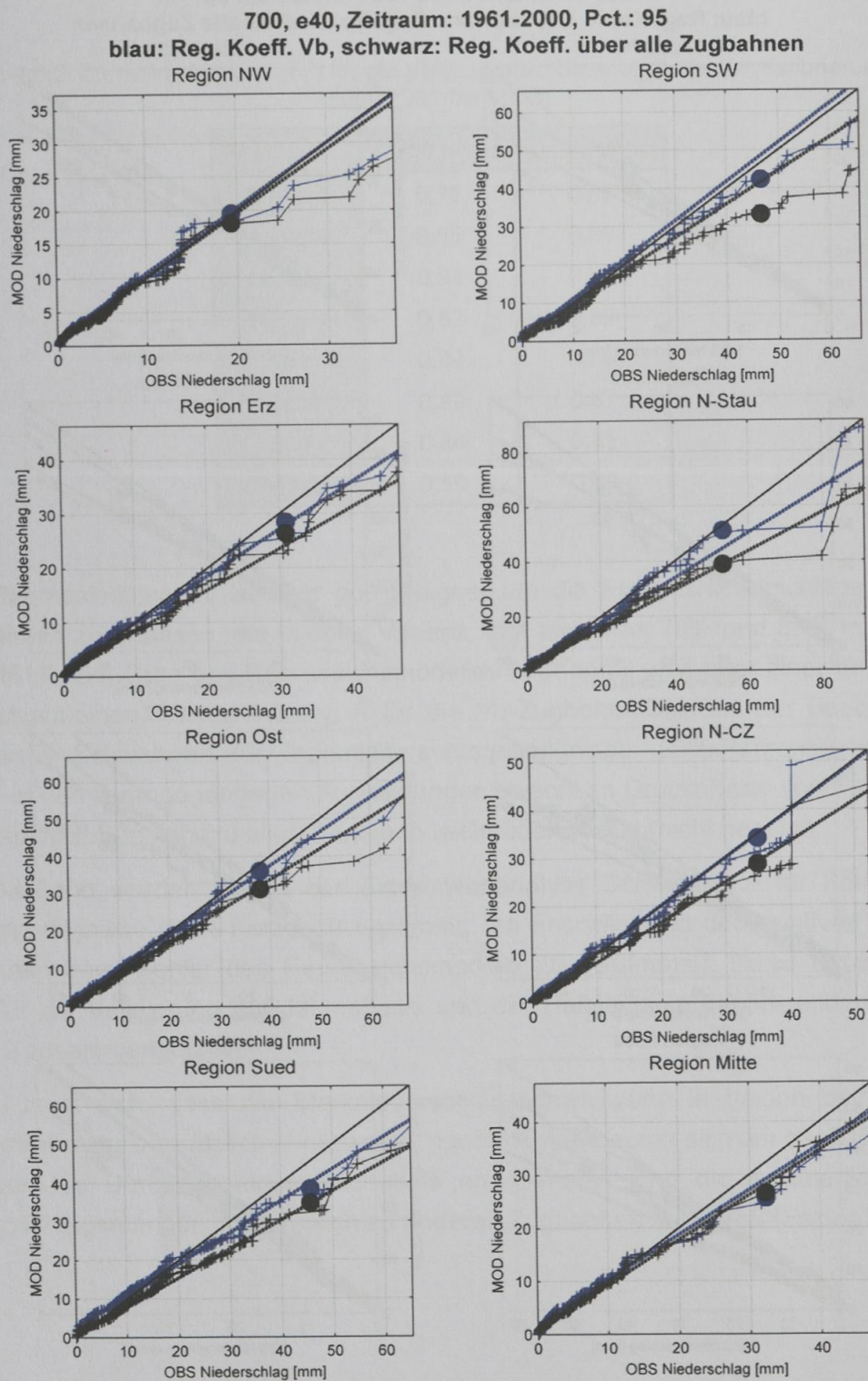


Abbildung 4.8.1.1: Quantil-Quantil Plot, 700hPa, 1961 bis 2000, Vb Zugbahn, blau: beobachteter (x-Achse) gegen mit ERA-40 modellierter (y-Achse) Ereignisniederschlag (mit eigens für die Vb Zugbahn berechneten Regressionskoeffizienten), schwarz: beobachteter (x-Achse) gegen mit ERA-40 modellierter (y-Achse) Ereignisniederschlag (mit allgemeinen Regressionskoeffi-

zienten), Kreuze: Ereignisniederschlagswerte, Punkte: Starkniederschlagsschwellwerte nach der Extremwertanpassung (95%-Perzentil), strichlierte Linien: lineare Verlängerung der Verbindungslinie zwischen 25. und 75. Perzentil, schwarze Linie: Hilfslinie von 45° Linie (= perfekte Regression)

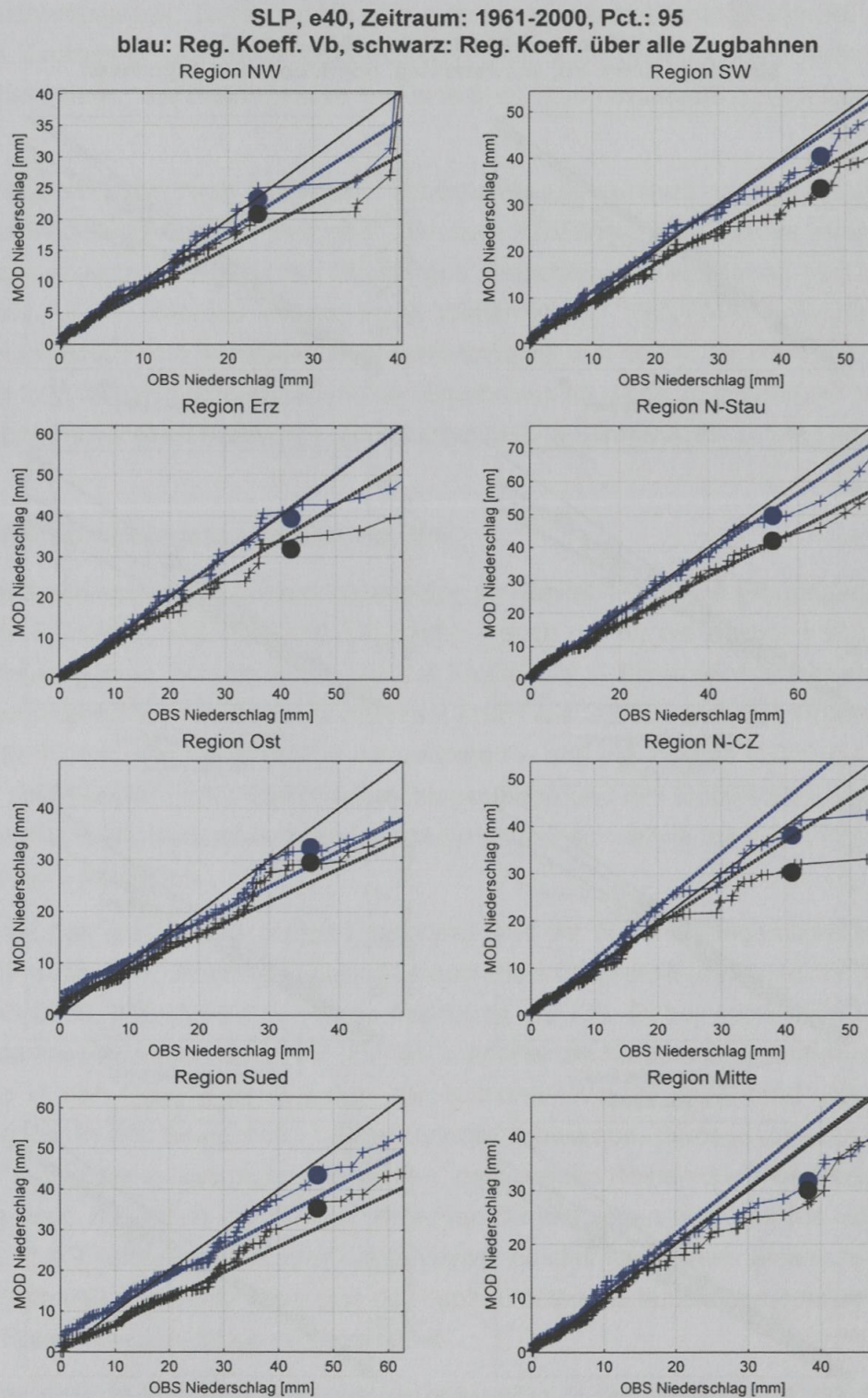


Abbildung 4.8.1.2: Wie Abbildung 4.8.1.1, jedoch für MSLP.

4.8.2 Validierung des Regressionsmodells, Vb

Die Validierung des Regressionsmodells erfolgt analog zu Kapitel 4.6.4.

In

Tabelle 4.8.2.1 ist die erklärte Varianz (R^2) für das Gesamtjahr aufgelistet.

Tabelle 4.8.2.1: Erklärte Varianz (R^2) für die Vb-Zugbahn, Gesamtjahr (voller Kalibrierungszeitraum: 1961 bis 2000).

Regionen	700 hPa	MSLP
N-West	0,78	0,86
S-West	0,85	0,89
Erzg.	0,82	0,86
N-Stau	0,82	0,89
Ost	0,84	0,86
N-CZ	0,89	0,87
Süd	0,84	0,81
Mitte	0,80	0,87

Das Regressionsmodell ist sehr gut geeignet um die Ereignisniederschläge für Vb-Zugbahnen zu erfassen, die erklärte Varianz liegt zwischen 78% und 89% in 700hPa und MSLP. Die Güte des Regressionsmodelles liegt damit weit über jener für die aus dem allgemeinen Auswertestrang A für die Vb-Zugbahn. Der aus der Beobachtung bestimmte Schwellwert für Starkniederschlagsereignisse (95%-Perzentil), wird wie schon in den vorangegangenen Auswertungen sowohl im Druckniveau von 700hPa als auch auf MSLP in nahezu allen Regionen leicht überschätzt (nicht gezeigt).

Anschließend werden mittels der Extremwertanalyse Schwellwerte für Starkniederschlagsereignisse (95%-Perzentil) bestimmt, um anschließend den relativen [%] und absoluten [mm] Fehler des Regressionsmodells zu bestimmen. Diese Schwellwerte sind für die Validierung auf Jahresbasis und der Halbjahre in der folgenden Tabelle 4.8.2.2 zusammengefasst.

Dabei zeigt sich, dass die Starkniederschlagsschwellwerte in beiden betrachteten Druckniveaus grundsätzlich ähnlich sind, nur im Winter deuten sich um ca. 20% höhere Mengen bei Durchzug eines Bodentiefs an. Generell sind die sommerlichen Vb-Niederschlagsmengen im Vergleich zu anderen Zugbahnen sehr groß (Faktor 2).

Tabelle 4.8.2.2: Niederschlagsschwellwerte [mm] für das 95%-Perzentil des Ereignisniederschlags für alle Zugbahnen gemeinsam, nach der Extremwertanpassung, Zeitraum: 1961 bis 2000

Referenzperiode: 1961-2000 (Saisonen)						
Jahreszeit	Jahresbasis		MJJASO		NDJFMA	
Regionen	700hPa	MSLP	700hPa	MSLP	700hPa	MSLP
N-West	19,4	23,5	26,2	30,2	16,4	20,4
S-West	46,5	46,1	54,6	51,1	24,1	34,2
Erz.	30,8	41,9	38,5	55,4	18,4	22,8
N-Stau	52,9	54,3	70,3	65,8	32,1	39,1
Ost	38,0	36,0	51,8	41,7	26,4	28,0
N-CZ	35,0	41,0	46,0	48,5	19,5	21,4
Süd	45,7	47,1	58,9	51,1	30,7	42,7
Mitte	32,3	38,3	36,9	43,6	18,6	22,9

Die folgende Abbildung 4.8.2.1 zeigt den relativen Fehler in der Abschätzung der Niederschlagsmengen für das 95%-Perzentil. Dabei wird der Ereignisniederschlag vom Regressionsmodell tendenziell unterschätzt. Besonders auffällig ist dies auf Jahresbasis (700hPa und MSLP im Durchschnitt -10%) sowie für das Sommerhalbjahr (700hPa und MSLP im Durchschnitt -10%). Im Winterhalbjahr kommt je nach betrachteter Region zu einer geringen (<15%) Über- oder Unterschätzung der Starkniederschlagsereignisse, wobei die Region Südwest in 700hPa den größten Fehler aufweist (+24%).

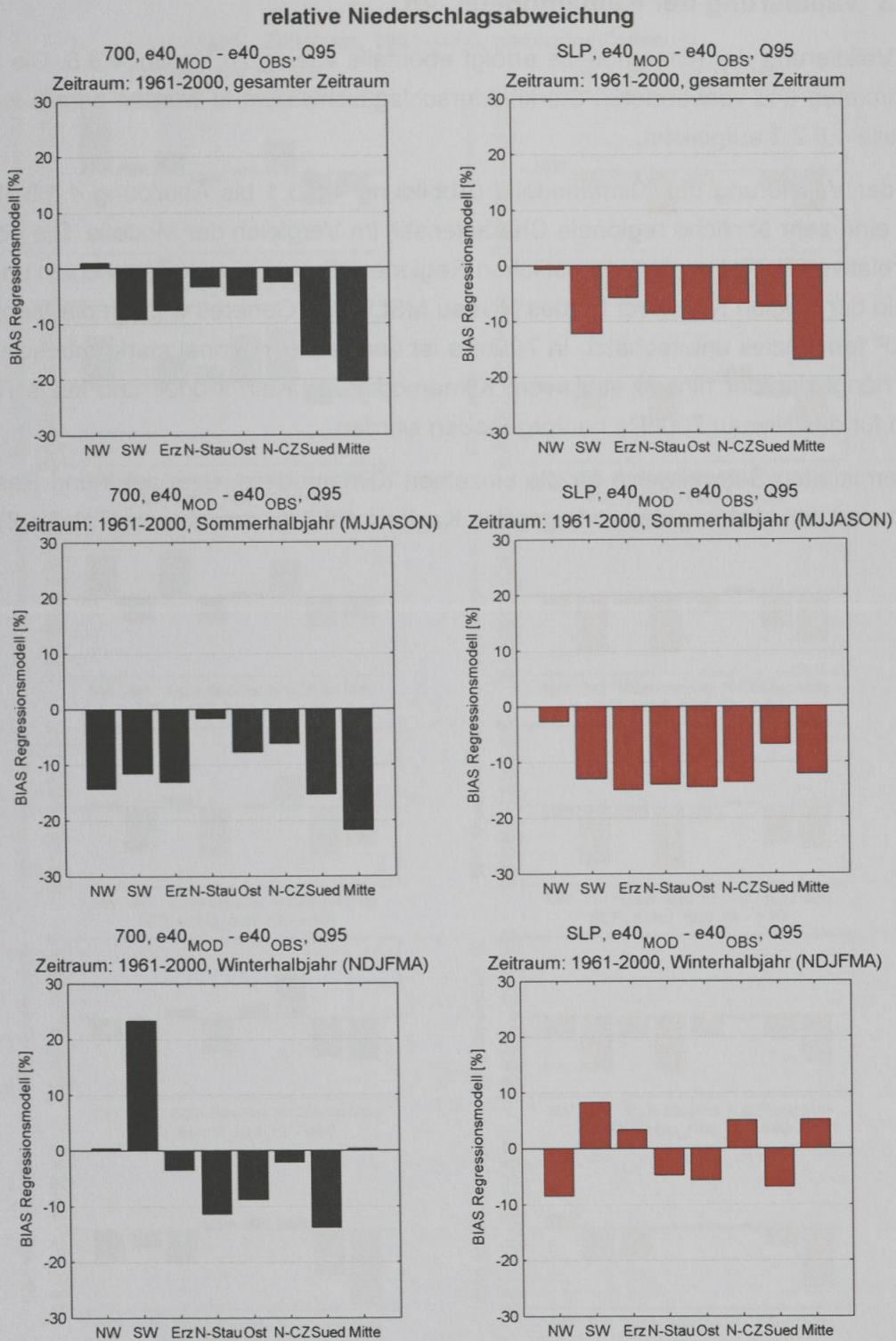


Abbildung 4.8.2.1: BIAS des Regressionsmodells für den Ereignisniederschlagsschwellwert (95%-Perzentil), 700hPa (schwarz) und MSLP (rot), 1961 bis 2000, Vb Zugbahn je betrachteter Niederschlagsregion und Auswertungszeitraum (Jahresbasis, Sommer-, Winterhalbjahr).

4.8.3 Validierung der Klimamodelle, Vb

Die Validierung der Klimamodelle erfolgt ebenfalls analog zu Kapitel 4.6.5. Die hierfür bestimmten und verwendeten Starkniederschlagsschwellwerte wurden bereits zuvor in Tabelle 4.8.2.2 aufgelistet.

Bei der Validierung der Klimamodelle (Abbildung 4.8.3.1 bis Abbildung 4.8.3.3) zeigt sich eine sehr ähnliche regionale Charakteristik im Vergleich der Modelle. Die geringsten relativen Fehler weisen die östlichen Regionen (Erzgebirge, N-Tschechien und Ost) und in der Region Nordwest für das Niveau MSLP auf. Generell werden die Mengen in MSLP tendenziell unterschätzt. In 700hPa ist der Fehler regional stark unterschiedlich und hängt darüber hinaus auch vom Klimamodell ab. Kein Modell und keine Region kann für das Niveau 700hPa hervorgehoben werden.

Die ermittelten Schwellwerte für die einzelnen Klimamodelle, Szenarien und Realisationen sind dem Anhang des vorliegenden Kapitels 4.8.3 zu entnehmen (Tabelle 3).

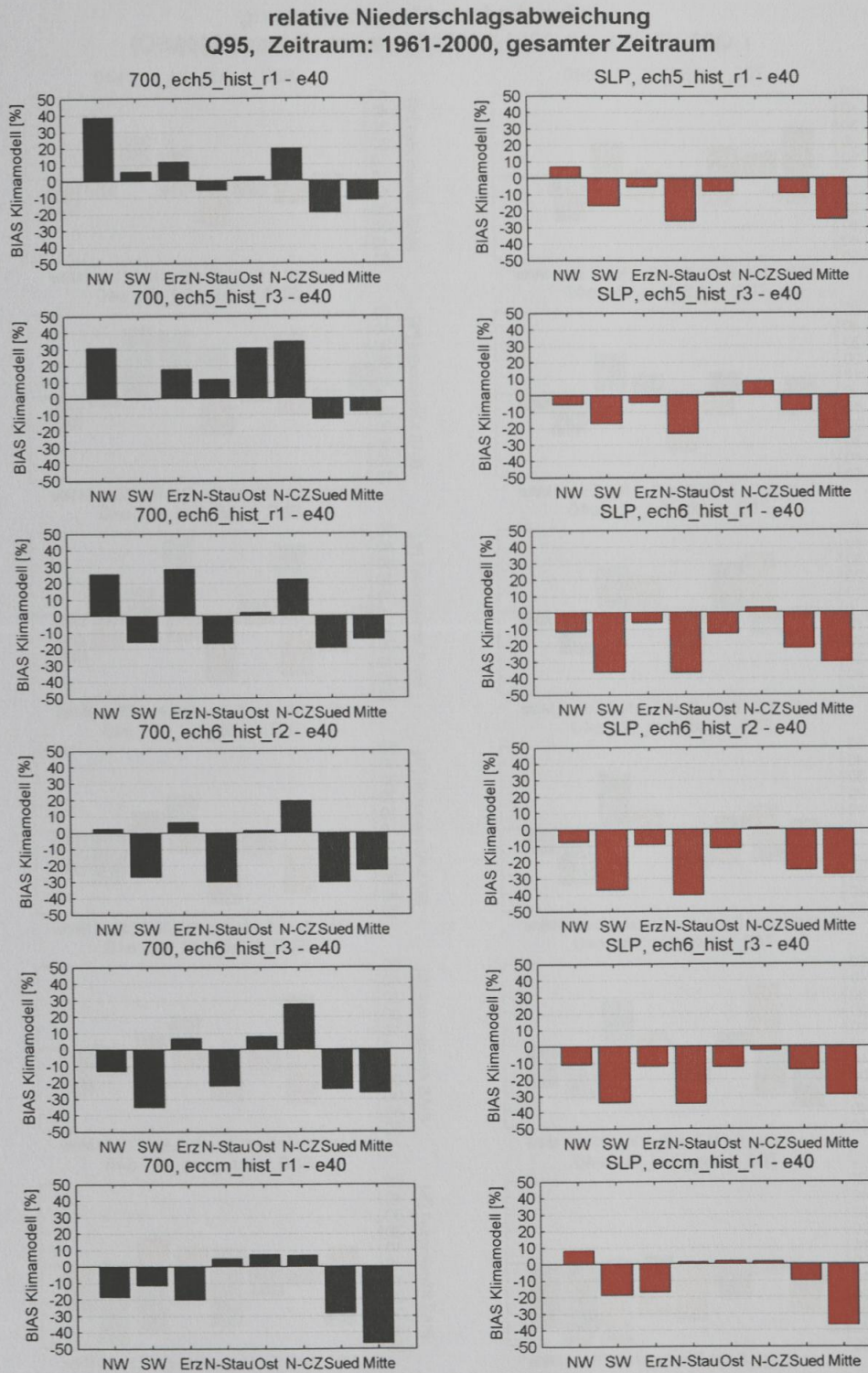


Abbildung 4.8.3.1: BIAS der einzelnen Emissionsszenarien und Läufe der verwendeten Klimamodelle für den Ereignisniederschlagsschwellwert (95%-Perzentil), 700hPa (schwarz) und MSLP (rot), 1961 bis 2000, auf Jahresbasis, Vb Zugbahn je betrachteter Niederschlagsregion.

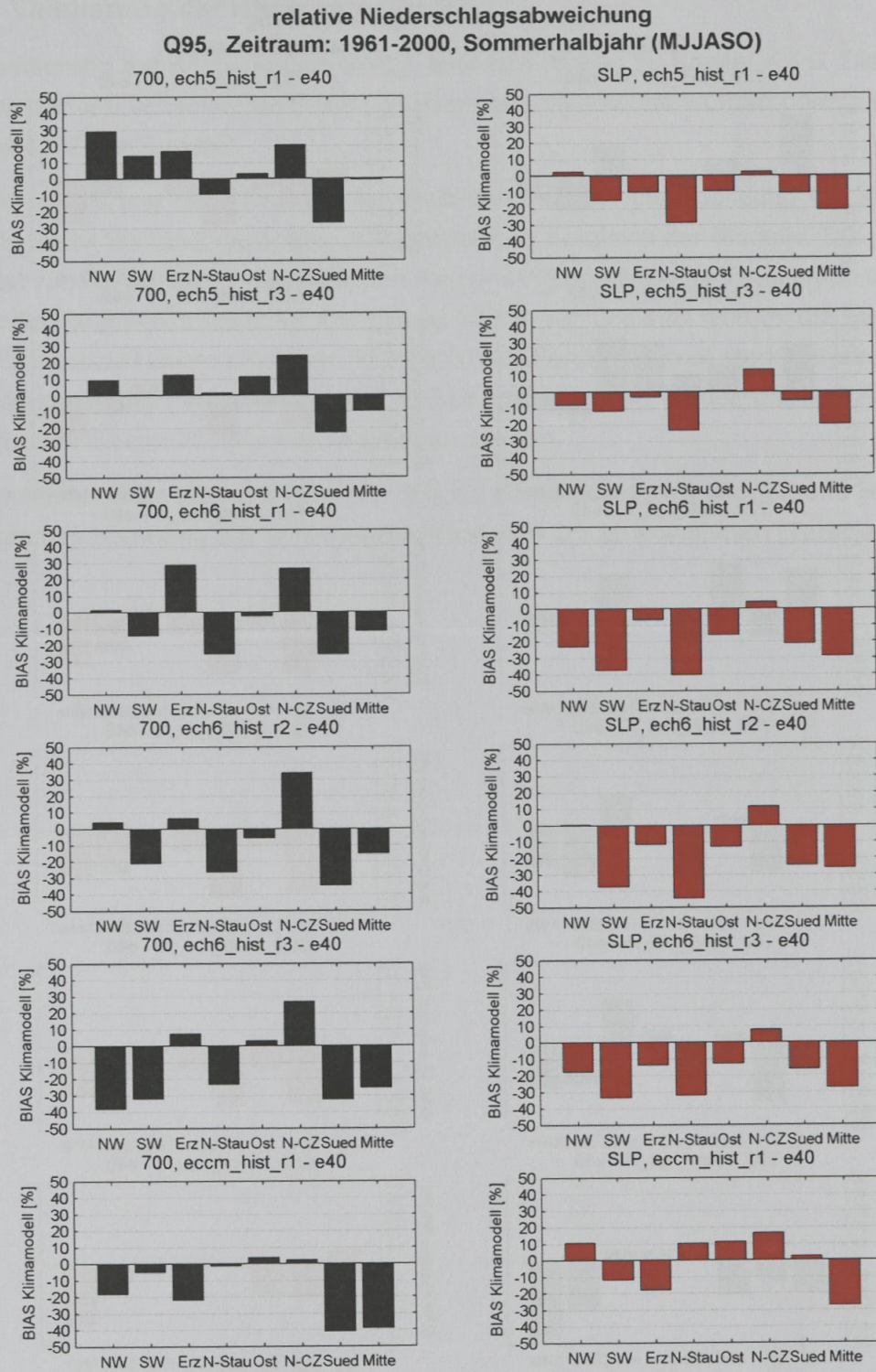


Abbildung 4.8.3.2: Wie Abbildung 4.8.3.1, jedoch für das Sommerhalbjahr (MJJASO).

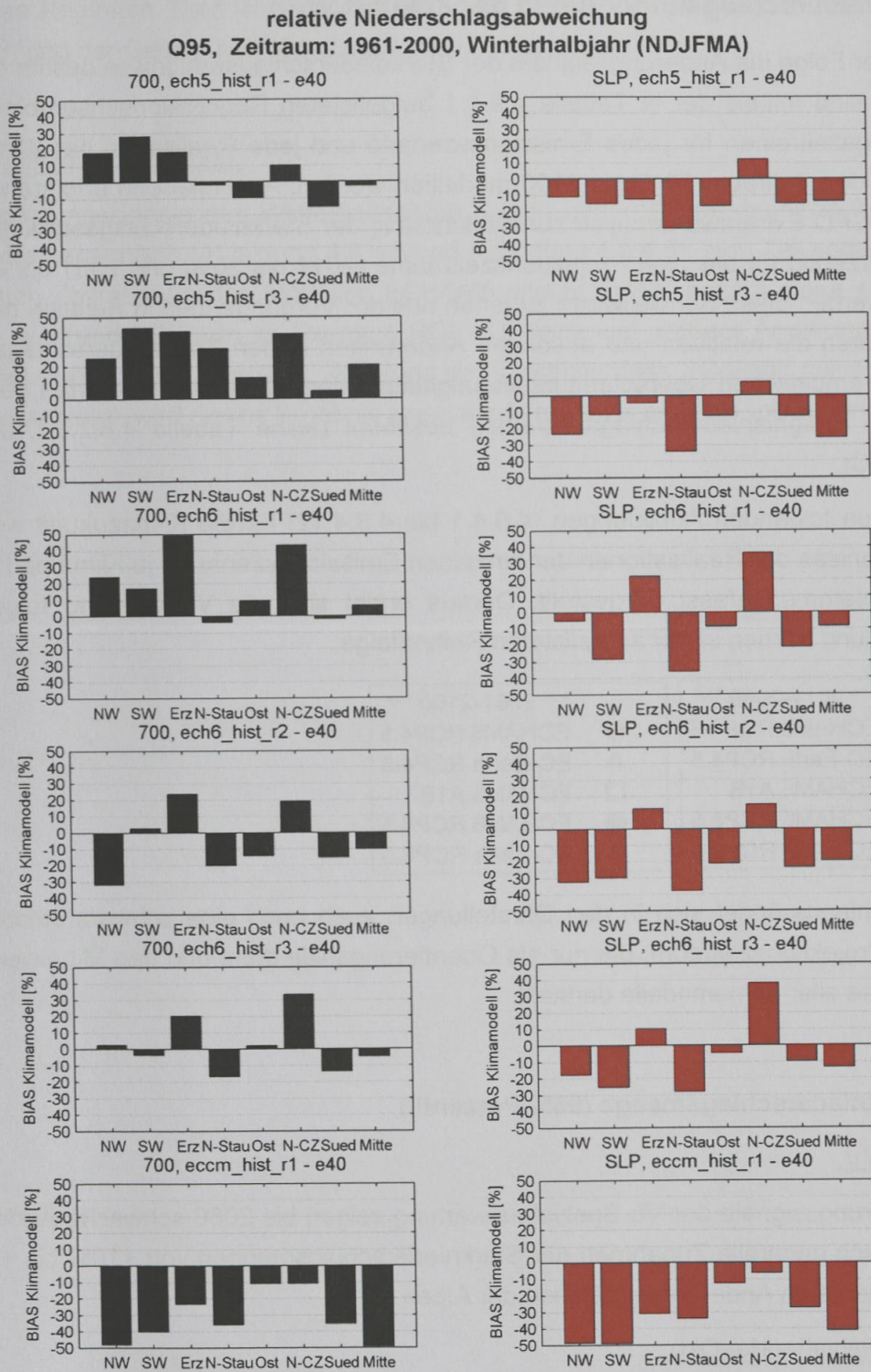


Abbildung 4.8.3.3: Wie Abbildung 4.8.3.1, jedoch für das Winterhalbjahr (NDJFMA).

4.8.4 Niederschlagsänderung in der Zukunft Vb

Um in der Folge die Änderungssignale der Starkniederschlagsereignisse bestimmen zu können, sind mittels der in Tabelle 4.9.1.1 aufgelisteten Regressionsensembles Niederschlagszeitreihen für jedes Emissionsszenario und jede Realisation der Klimamodelle für den Zeitraum 2010 bis 2100 modelliert worden. Anschließend erfolgte wiederum die GPD Extremwertanalyse zur Bestimmung der Starkniederschlagsschwellwerte (95%-Perzentil) für die zwei Projektionszeiträume (2011 bis 2050 und 2061 bis 2100). Ferner werden diese Schwellwerte zu jenen aus der Vergangenheit in Relation gesetzt und dadurch die relativen und absoluten Änderungen in den Starkniederschlagsmengen und empirischen Überschreitungshäufigkeiten eines fixen Schwellwertes der modellierten Ereignisniederschlagszeitreihen bestimmt (siehe Tabelle 4.8.2.2, Auswertstrang C).

In den nun folgenden Abbildungen (4.8.4.1 bis 4.8.4.12) für die Klimazukunft werden die Ergebnisse der Realisationen der einzelnen Emissionsszenarien je Klimamodell als Mittel zusammengefasst dargestellt. Daraus ergibt sich die Verwendung folgender Symbole und Farben in der aufgelisteten Reihenfolge:

*** 2011-2050 ***		*** 2061-2100 ***	
●	ECHAM6 RCP4.5	●	ECHAM6 RCP4.5
▲	EC-Earth RCP4.5	▲	EC-Earth RCP4.5
□	ECHAM5 A1B	□	ECHAM5 A1B
●	ECHAM6 RCP8.5	●	ECHAM6 RCP8.5
▲	EC-Earth RCP8.5	▲	EC-Earth RCP8.5

Darüber hinaus findet sich in den Darstellungen auch noch eine schwarz strichlierte Linie je Projektionszeitraum, die nur als Orientierungshilfe dient und den Mittelwert der Ergebnisse aller Klimamodelle darstellt.

(i) Starkniederschlagsmenge (95%-Perzentil)

Gesamtjahr:

Die Änderungssignale der Vb Spezialauswertung zeigen bis 2050 schwache Änderungen, danach generelle Zunahmen der Starkniederschlagsmengen von +10% bis +20% mit den stärksten Änderungen nördlich der Alpen.

Sommerhalbjahr (Mai-Okt):

Im Gegensatz zur doch vorherrschenden Abnahme der Starkniederschlagsmengen bei der saisonalen Auswertung im Sommer für die Vb-Zugbahn, zeigt sich bei der Betrachtung des Sommerhalbjahres in der Vb-Spezialauswertung ein gänzlich anderes Bild (Abbildung 4.8.4.3 und Abbildung 4.8.4.4). Die Änderungssignale sind im ersten Projektionszeitraum (2011 bis 2050) zunächst unterschiedlich und schwach ausgeprägt. Im späteren Zeitraum (2061 bis 2100) zeigt sich hingegen in den meisten Gebieten eine Zunahme von +5% bis +20%, mit den stärksten Änderungen in 700hPa in den

östlichen Regionen. Dies ist gänzlich konträr zur generellen Abnahme im Sommer bei Betrachtung der Gesamtheit aller Zugbahnen (Auswerteschiene B).

Winterhalbjahr (Nov-April):

Die Änderungssignale des Winterhalbjahres zeigen generell eine deutliche Zunahme der Extremereignisse (Abbildung 4.8.4.5 und Abbildung 4.8.4.6), zum Teil sogar bereits im ersten Zeitraum. In den Modellen ECHAM5 und ECHAM6 beträgt diese +15% bis +30%, während EC-Earth im Szenario RCP 8.5 noch viel größere Änderungssignale aufweist (Faktor 2 bis 4 größer). Aufgrund der Tatsache dass EC-Earth nur einen Modelllauf anbietet, wird dieses Ergebnis zwar anerkannt aber nicht als robust eingestuft.

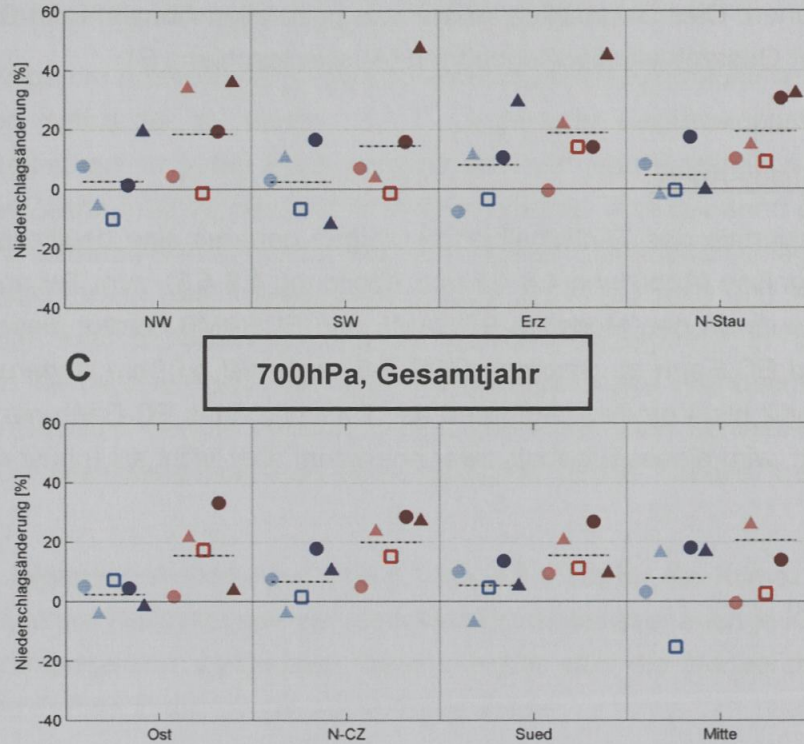


Abbildung 4.8.4.1: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, auf Jahresbasis, Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

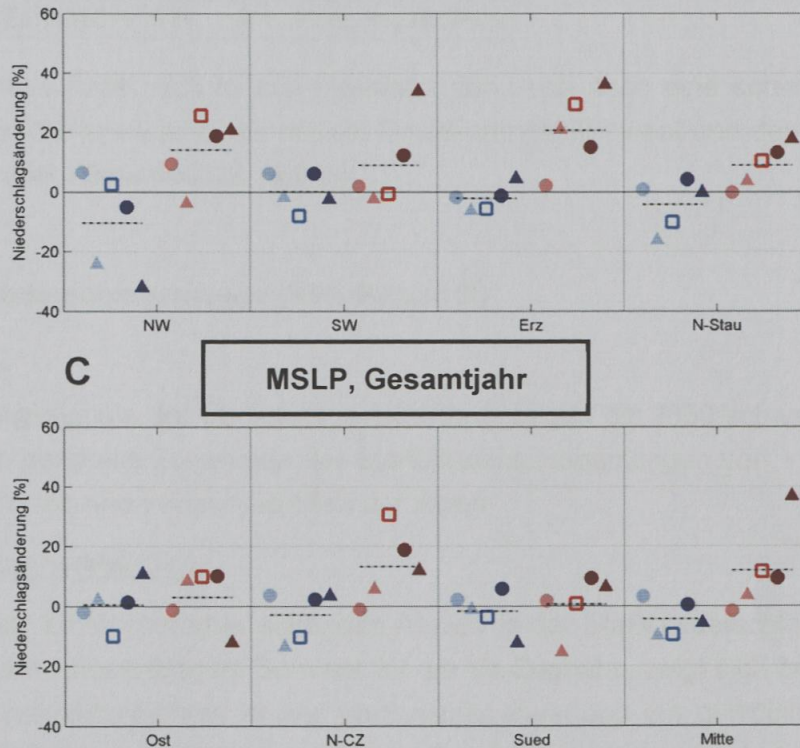


Abbildung 4.8.4.2: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, auf Jahresbasis, Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

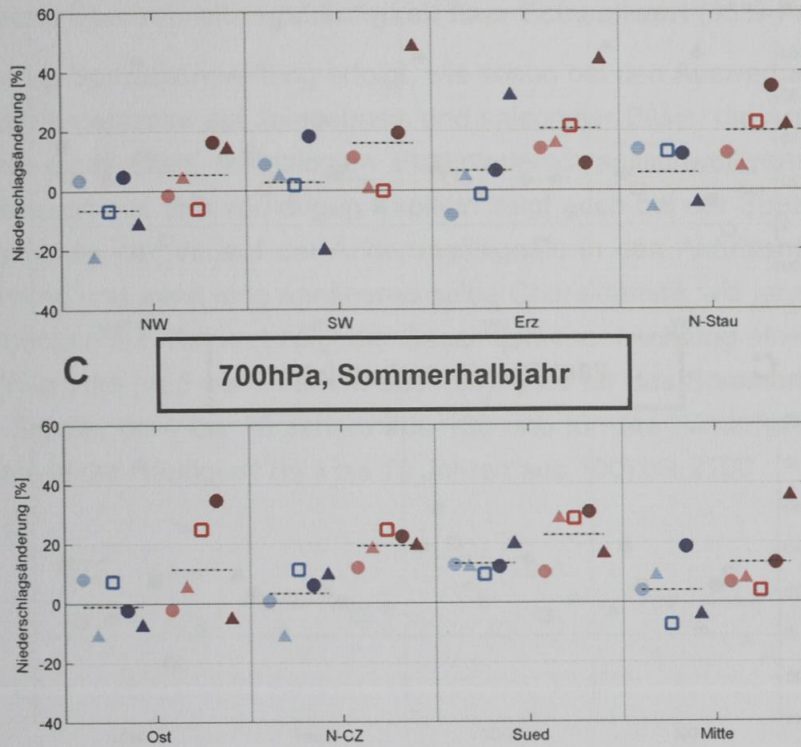


Abbildung 4.8.4.3: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Sommerhalbjahr (MJJASO), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

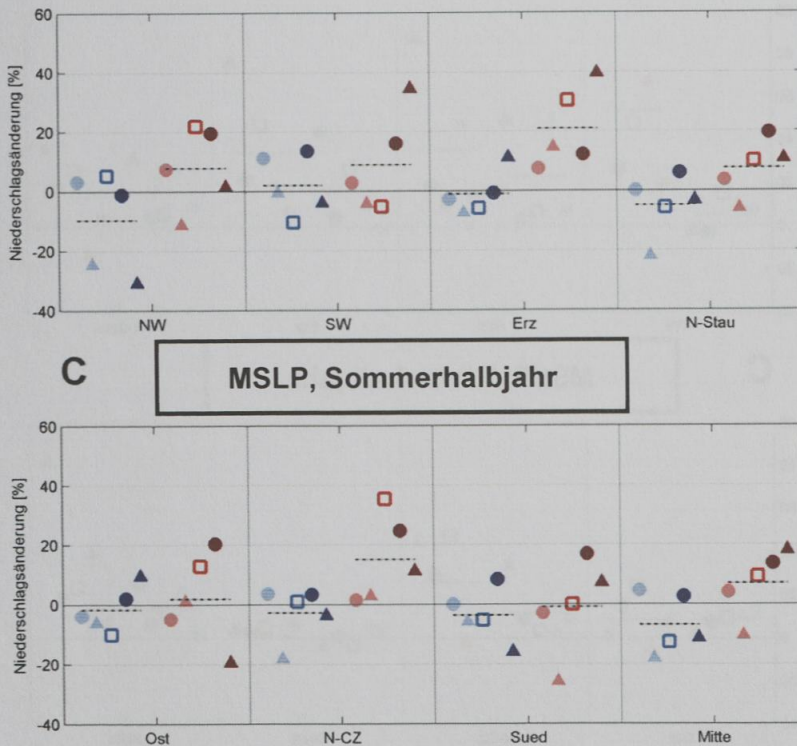


Abbildung 4.8.4.4: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Sommerhalbjahr (MJJASO), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

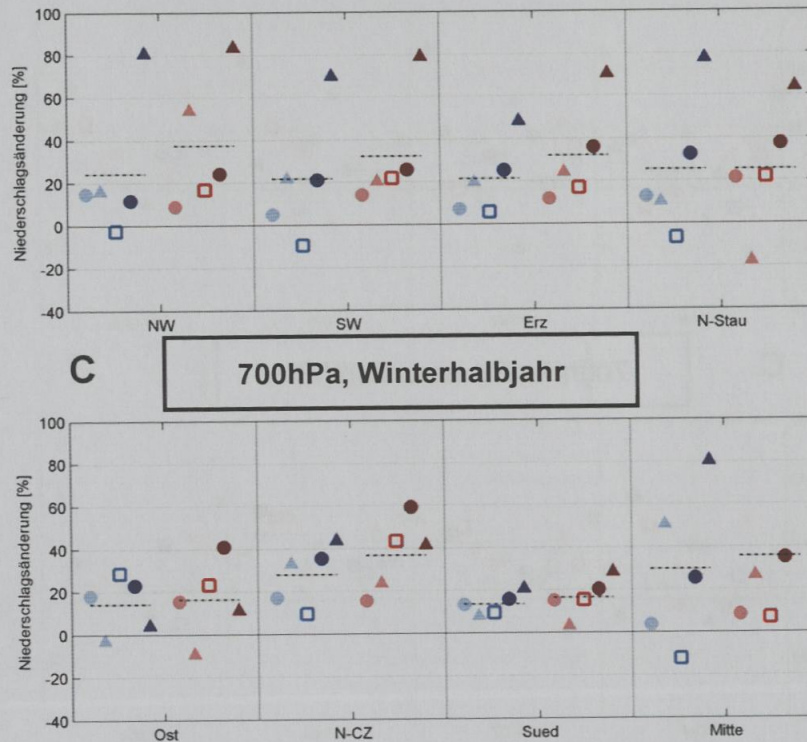


Abbildung 4.8.4.5: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Winterhalbjahr (NDJFMA), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

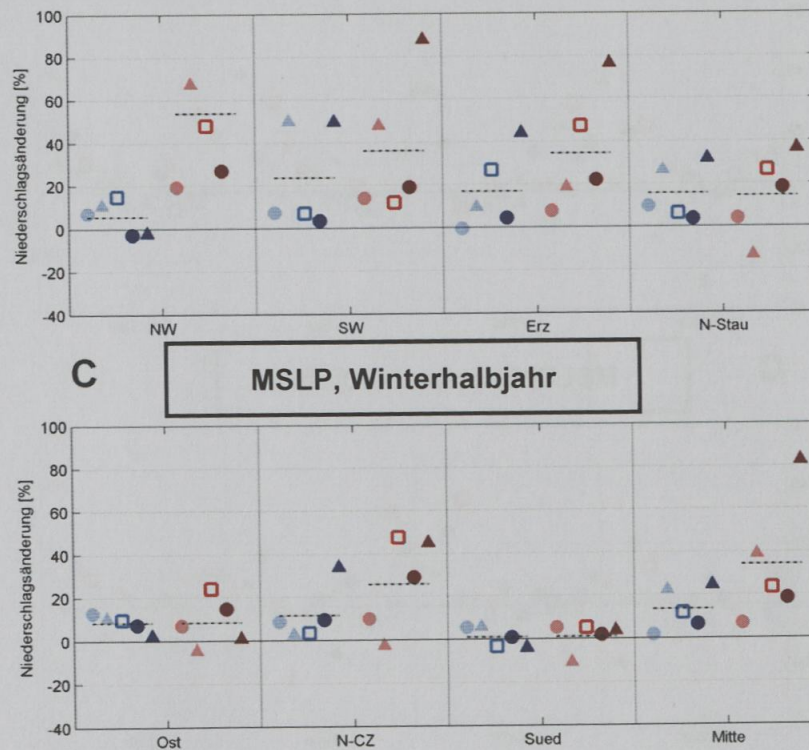


Abbildung 4.8.4.6: Zusammenfassung aller Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Winterhalbjahr (NDJFMA), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

(ii) Empirische Überschreitungshäufigkeit fixer Schwellwert (95%-Perzentil)

Auch bei der Vb Spezialauswertung erfolgt, wie schon bei den Auswertungen und Darstellungen der Ergebnisse auf Jahresbasis und saisonaler Basis, die Analyse der Auftrittshäufigkeit eines fixen, festgelegten Starkniederschlagsschwellwertes. Analog zu den Erkenntnissen aus den vorherigen Kapiteln zeigt auch bei der Spezialauswertung der Vb Zugbahnen der Verlauf der Änderungssignale in den Auftrittshäufigkeiten die gleiche Richtung und weist eine annähernd selbe Charakteristik wie jene der Starkniederschlagsmengen auf. Konkret zeigt die Gesamtjahresbetrachtung eine Zunahme der extremen Ereignisse (in 5 bis 9 Jahren aus 100), jene für das Sommerhalbjahr unterschiedliche Signale (in 4 bis 10 Jahren aus 100 und für das Winterhalbjahr ebenfalls eine Zunahme in der Häufigkeit (in 5 bis 10 Jahren aus 100) bis 2100.

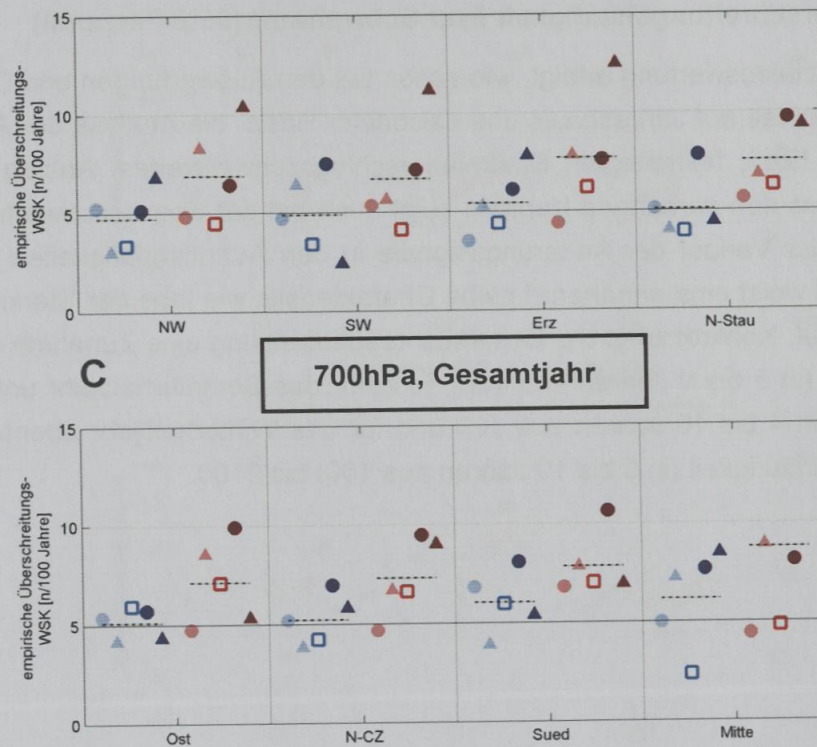


Abbildung 4.8.4.7: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, auf Jahresbasis, Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

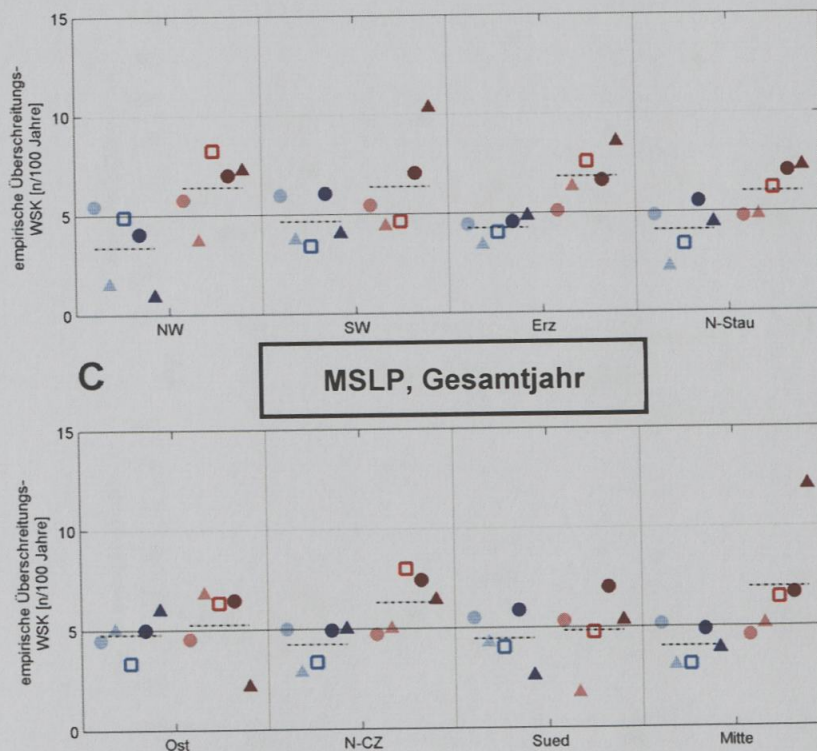


Abbildung 4.8.4.8: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, auf Jahresbasis, Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

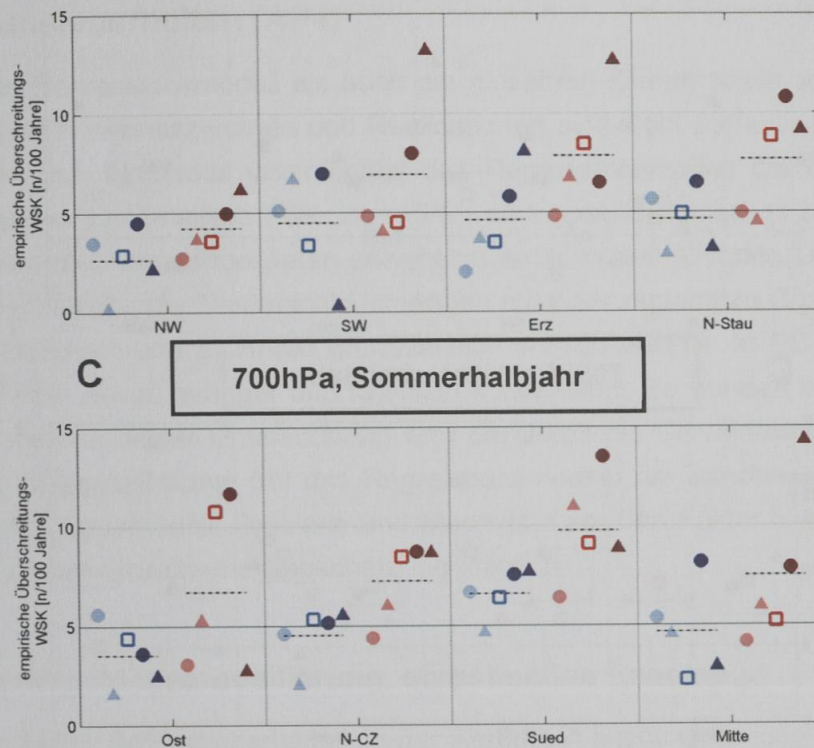


Abbildung 4.8.4.9: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, 700hPa, Sommerhalbjahr (MJJASO), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

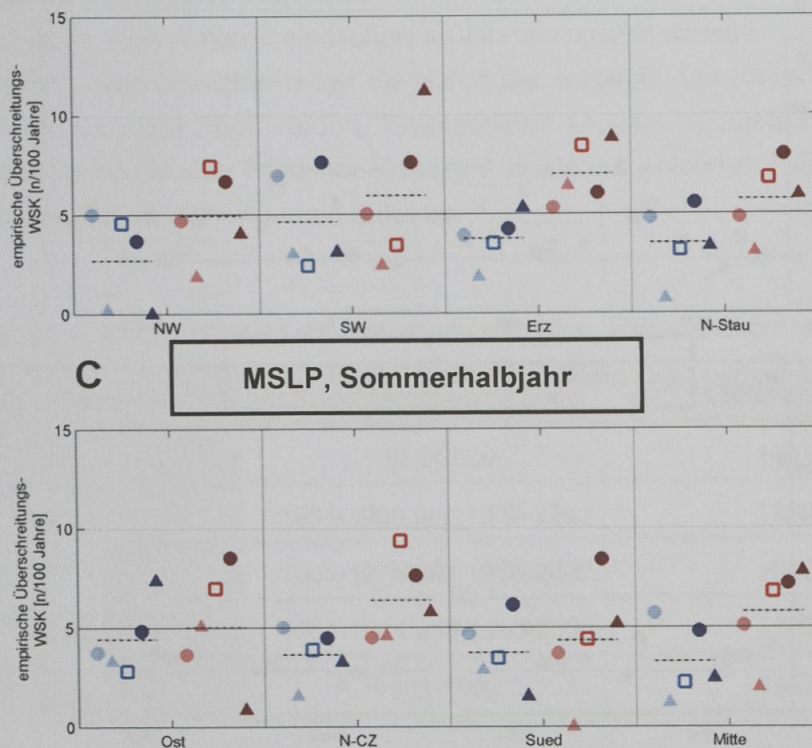


Abbildung 4.8.4.10: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Sommerhalbjahr (MJJASO), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

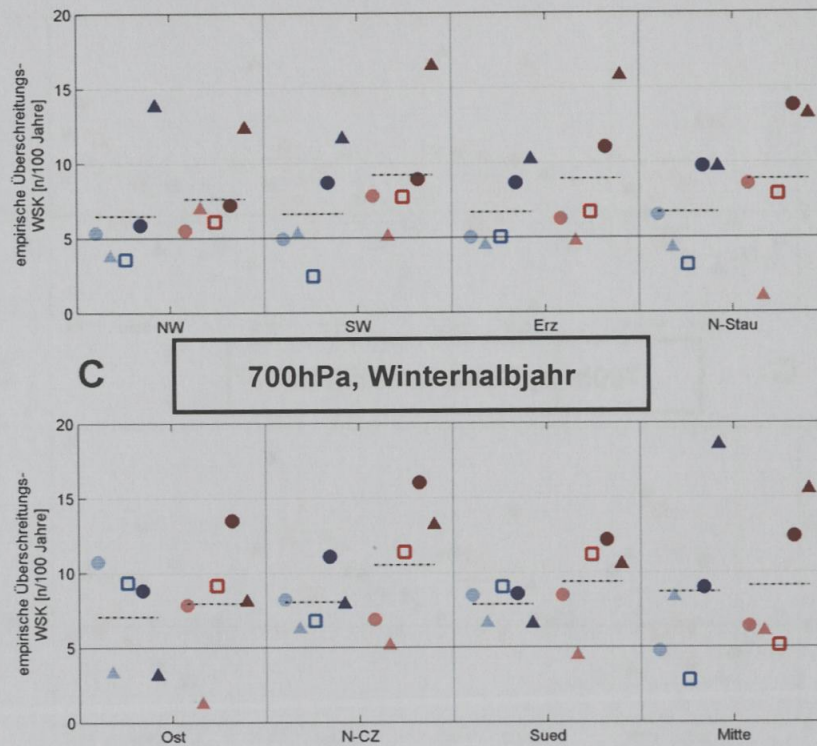


Abbildung 4.8.4.11: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge des 700hPa, Winterhalbjahr (NDJFMA), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

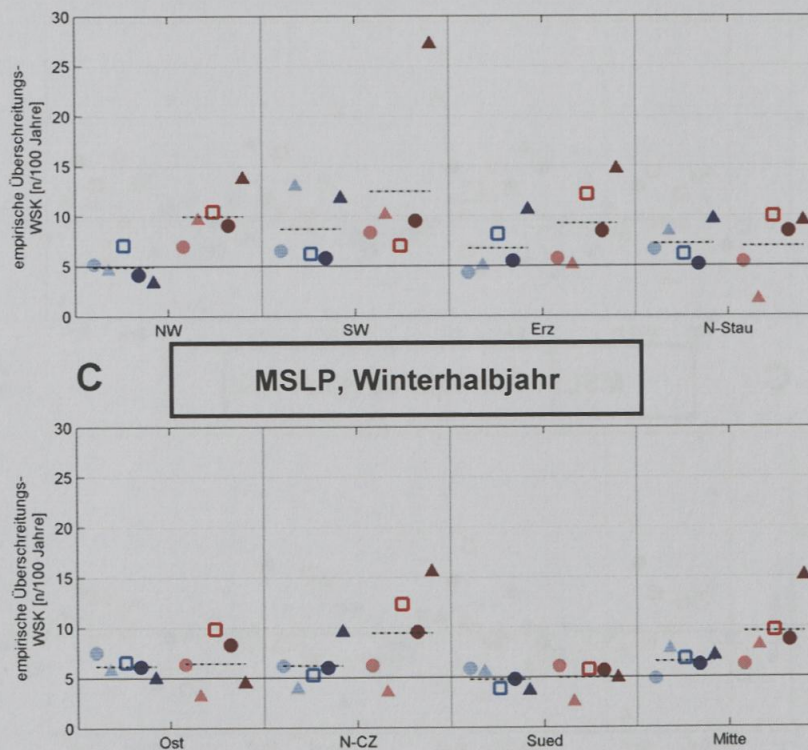


Abbildung 4.8.4.12: Zusammenfassung der empirischen Überschreitungshäufigkeiten der Ereignisniederschlagsmenge, MSLP, Winterhalbjahr (NDJFMA), Vb Zugbahn, Symbole: Mittel aus den einzelnen Läufen der Emissionsszenarien der Klimamodelle, schwarz strichlierte Linie: Mittel aus allen Klimamodellen und Emissionsszenarien

4.9 Unsicherheiten (AP4)

Sowohl das Regressionsmodell als auch die einzelnen Klimamodelle mit ihren unterschiedlichen Emissionsszenarien und Realisationen sind nicht perfekt und weisen Unsicherheiten auf. Einerseits unterschätzt das Regressionsmodell die Ereignisniederschlagsmengen systematisch (-5% bis -15%), andererseits kommt es bei dessen Anwendung auf die Klimamodelldaten sowohl zu einer systematischen Unter- als auch einer Überschätzung der Niederschlagsmengen mit einer regionalen Charakteristik, die zwischen ECHAM5 und ECHAM6 grundsätzlich ähnlich ausfällt. In EC-Earth sind die relativen Fehler etwas geringer und räumlich konsistenter als bei den beiden anderen Klimamodellen. In dieser Untersuchung wird die durch die Verwendung unterschiedlicher Kalibrierungszeiträume (für das Regressionsmodell) die Bandbreite an Ergebnissen für jedes Klimamodell, Szenario und Modelllauf um den Faktor 5 erweitert. Damit ist eine robustere Unsicherheitsabschätzung möglich.

4.9.1 Niederschlagsmodellierung, statistisches Ensemble

Um in der Folge die Unsicherheiten in der Niederschlagsmodellierung abschätzen zu können, sind mittels der in Kapitel 4.6.3 beschriebenen Regressionsensembles Niederschlagszeitreihen für jedes Klimamodell für den Zeitraum 2010 bis 2100 modelliert worden. Für die Analyse der Unsicherheiten werden, zusätzlich zum Regressionsmodell mit dem vollen Kalibrierungszeitraum von 1961 bis 2000, noch fünf weitere Regressionsmodelle mit unterschiedlichen Kalibrierungszeiträumen erstellt (Tabelle 4.9.1.1). Damit sollen Unsicherheiten die durch die Auswahl des Kalibrierungszeitraumes entstehen berücksichtigt werden. Unterschiede können beispielsweise durch dekadische Variationen in den Prädiktor-Prädikant Beziehen entstehen, welche im Klima zeitlich nicht zwingend stationär sein müssen.

Tabelle 4.9.1.1: Auflistung der fünf unterschiedlichen Regressionsensembles.

Ensemble Nummer	Kalibrierungszeitraum	Validierungszeitraum
1	1969-2000	1961-1968
2	1961-1968 und 1977-2000	1969-1976
3	1961-1976 und 1985-2000	1977-1984
4	1961-1984 und 1993-2000	1985-1992
5	1961-1992	1993-2000

Ein Vergleich der erklärten Varianz für die Zugbahnereignis-Niederschläge bei Verwendung unterschiedlicher Kalibrierungszeiträume (Tabelle 4.9.1.2), weist explizit auf

derartige Instationaritäten in den abgeleiteten Prädiktor-Prädiktand Beziehungen hin. Diese sollten in einer weiterführenden Untersuchung explizit berücksichtigt werden.

Tabelle 4.9.1.2: Erklärte Varianzen (R^2) für die gesamte modellierte Niederschlagszeitreihe in fünf unabhängigen Validierungszeiträumen für das Gesamtjahr.

Regionen	Minimum	Median	Maximum	Minimum	Median	Maximum
	700hPa			MSLP		
N-West	0,79	0,82	0,82	0,76	0,80	0,83
S-West	0,81	0,83	0,84	0,81	0,85	0,86
Erzg.	0,71	0,76	0,79	0,75	0,76	0,79
N-Stau	0,76	0,77	0,79	0,76	0,80	0,82
Ost	0,76	0,77	0,80	0,74	0,77	0,77
N-CZ	0,72	0,75	0,77	0,74	0,76	0,76
Süd	0,81	0,83	0,84	0,78	0,79	0,80
Mitte	0,71	0,77	0,78	0,73	0,76	0,77

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Extremwertanalyse zur Bestimmung der Starkniederschlagsschwellwerte (95%-Perzentil) für die zwei Projektionszeiträume (Jahresbasis und saisonale Basis: 2021 bis 2050 und 2071 bis 2100; Spezialauswertung Vb: 2011 bis 2050 und 2061 bis 2100) gezeigt. Ferner werden diese Schwellwerte zu jenen aus der Vergangenheit in Relation gesetzt und mittels Kreuzvalidierung die relativen und absoluten Änderungen in den Starkniederschlagsmengen und empirischen Überschreitungswahrscheinlichkeiten eines fixen Schwellwertes der modellierten Ereignisniederschlagszeitreihen bestimmt. Auf Grund der unterschiedlichen Anzahl von Emissionsszenarien und Realisationen der einzelnen Klimamodelle, ergibt sich hierbei eine ungleiche Verteilung in der Anzahl der zur Verfügung stehenden Werte zur Unsicherheitsanalyse (ECHAM5: 20; ECHAM6 je Emissionsszenario: 45; EC-Earth je Emissionsszenario: 5). Somit kann angenommen werden, dass die nun anstehenden Auswertungen der Unsicherheiten für ECHAM6 die robustesten Ergebnisse liefern dürften. In Tabelle 4.9.1.3 wird ein allgemeiner Überblick über die durchgeführten Unsicherheitsanalysen gegeben.

Tabelle 4.9.1.3: Übersicht zu den durchgeführten Unsicherheitsanalysen.

Veränderung der Starkniederschläge	Mengen (fixe Werte = 95. Perzentil) in %		
	empirische Überschreitungs-WSK (fixe Werte = 95. Perzentil) in n/100 Jahren		
Unsicherheitsanalyse	Re-Kombination der runs je Emissions-szenario untereinander	Regressionsmodelle mit fünf unterschiedlichen Kalibrierungszeiträumen	Gesamtanzahl der Modellensembles für die Unsicherheitsbewertung
jeweils für A, B, C	4 x ECHAM5	1969-2001;	4 x 5
	9 x ECHAM6	1961-1968 und 1977-2001;	9 x 5
	1 x EC-Earth	1961-1976 und 1985-2001; 1961-1984 und 1993-2001; 1961-1992	1 x 5

Jahresbasis (Auswertestrang A)

Als erstes werden an dieser Stelle die Unsicherheiten der Änderungen in der Ereignisniederschlagsmenge (Abbildung 4.9.1.1 und Abbildung 4.9.1.2) und der empirischen Überschreitungswahrscheinlichkeit eines fixen Schwellwertes – in diesem Fall eines 20jährigen Ereignisses – (Abbildung 4.9.1.3 und Abbildung 4.9.1.4) auf Jahresbasis für alle Zugbahnen gemeinsam in 700hPa und auf MSLP anhand von Box-Plots graphisch dargestellt und analysiert. Eingezeichnet sind somit die minimale, mittlere und maximale Änderung, sowie als Box der Bereich vom 1. Quartil (25%) bis zum 3. Quartil (75%). Je kleiner die Boxen, desto robuster sind die Ergebnisse. Nicht täuschen lassen darf man sich jedoch hingegen von den Darstellungen für EC-Earth, bei der jeweils immer nur fünf Werte eingehen! Die einzelnen Darstellungen zur Unsicherheitsabschätzung bezüglich der niederschlagsrelevanten Zugbahnen und deren Aktionsniveau befinden sich in Anhang zu diesem Kapitel.

Bei der Betrachtung der Abbildungen lässt sich generell erkennen, dass die Änderungssignale für alle Zugbahnen gemeinsam über alle Niederschlagsregionen hinweg sowohl in 700hPa als auch auf MSLP überaus robust sind. Für den ersten Projektionszeitraum ist kaum eine Änderung – leicht negativ bis leicht positiv – in den Starkniederschlagsmengen zu erkennen. Etwas stärker ist das Signal für den zweiten Projektionszeitraum in dem eine Zunahme erkennbar ist mit den stärksten Signalen aus ECHAM5 und RCP8.5 aus EC-Earth. Dasselbe Ergebnis spiegelt sich in den Darstellungen für die empirische Auftrittshäufigkeit wieder. Auch hier sind die stärksten Änderungssignale im zweiten Projektionszeitraum zu finden, mit einer Zunahme im Auftreten von Starkniederschlagsereignissen.

Wechselt man nun von dieser Betrachtungsweise in jene der nach Zugbahnen stratifizierten Darstellungen, werden die Unsicherheiten deutlich größer, wobei diese in 700hPa deutlich stärker ausfallen als auf MSLP. Darüber hinaus lässt sich auch ein

deutlicher Unterschied zwischen der Robustheit der Änderungssignale zwischen den Zugbahnen ausmachen. Während diese für Vb, X-N und X-S in allen betrachteten Regionen sehr unsicher erscheinen (MSLP ist robuster als 700hPa), sind die Ergebnisse für ATL ähnlich robust wie jene für alle Zugbahnen gemeinsam und zeigen annäherungsweise die gleichen Signale. Ein zusätzlicher Faktor für die großen Unsicherheiten der anderen Zugbahnen kann auch durch deren geringere Anzahl begründet sein, die somit eine gute Abschätzung erschwert.

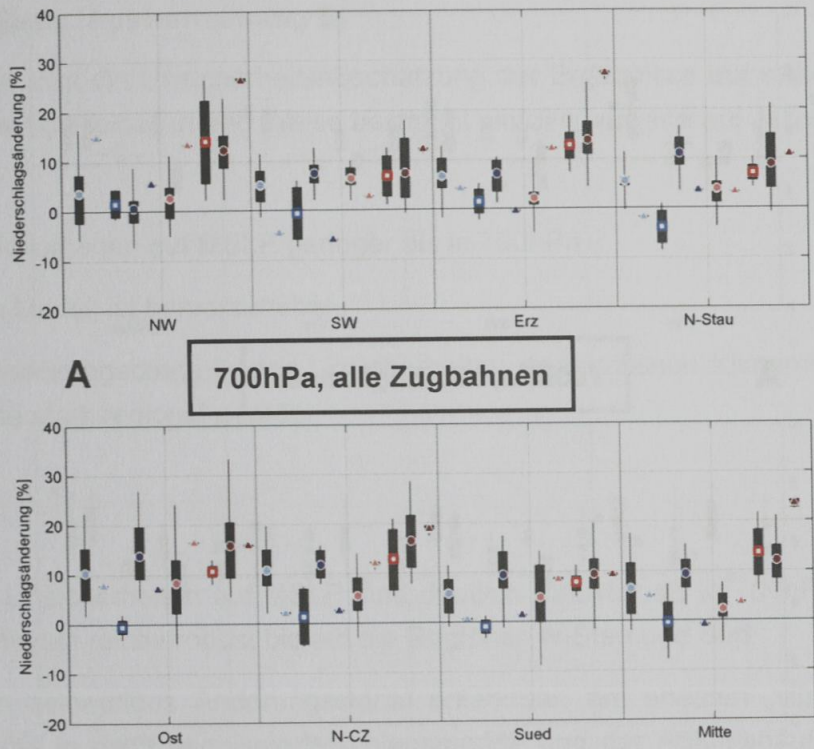


Abbildung 4.9.1.1: Unsicherheiten (Regression, Klimamodell) für die Änderung der Starkniederschlagsmengen, 700hPa, alle Zugbahnen gemeinsam

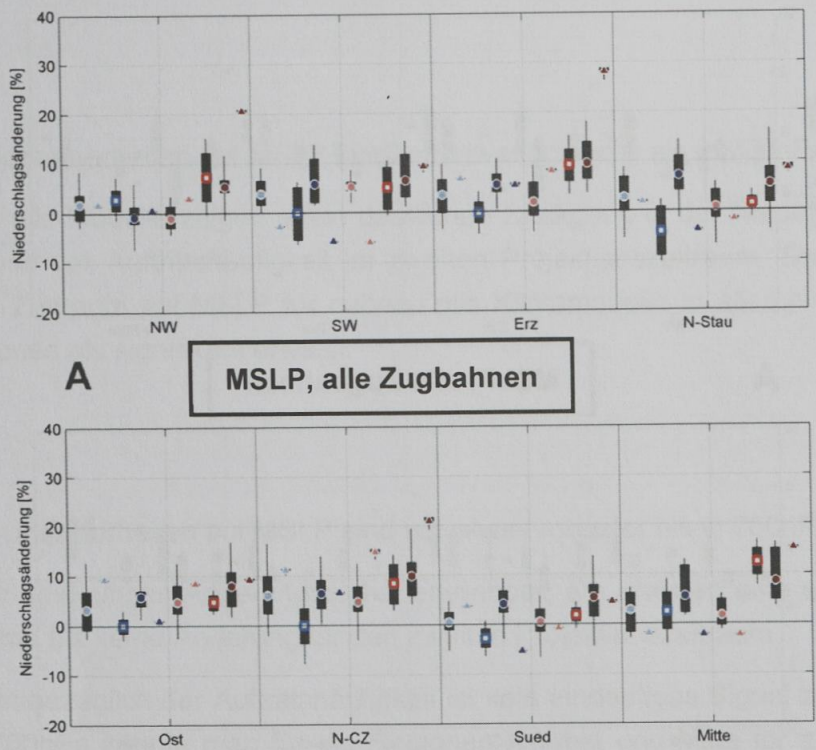


Abbildung 4.9.1.2: Unsicherheiten (Regression, Klimamodell) für die Änderung der Starkniederschlagsmengen, MSLP, alle Zugbahnen gemeinsam

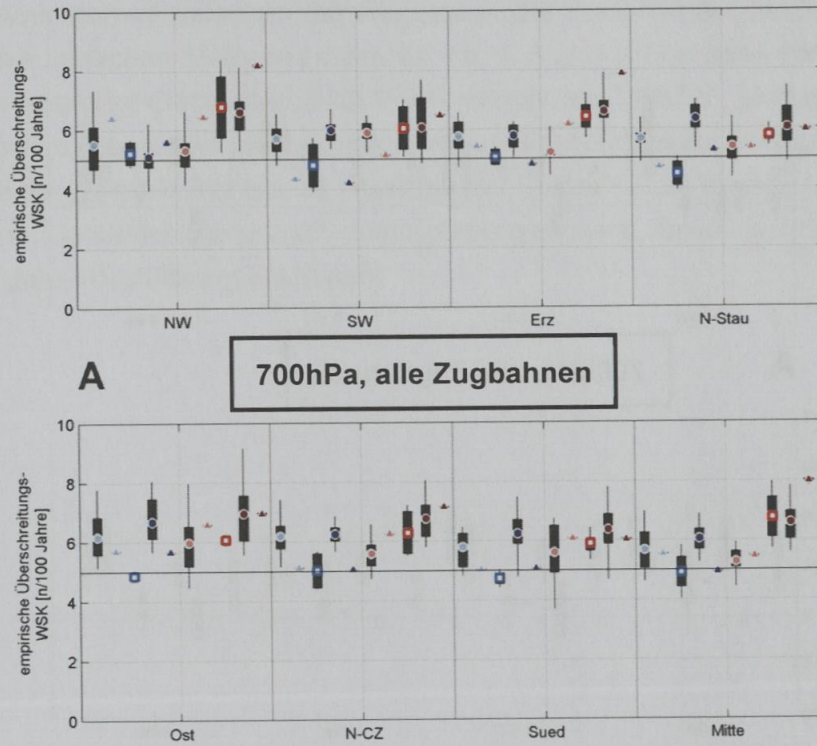


Abbildung 4.9.1.3: Unsicherheiten (Regression, Klimamodell) für die empirische Überschreitungshäufigkeit eines fixen Schwellwertes, 700hPa, alle Zugbahnen gemeinsam

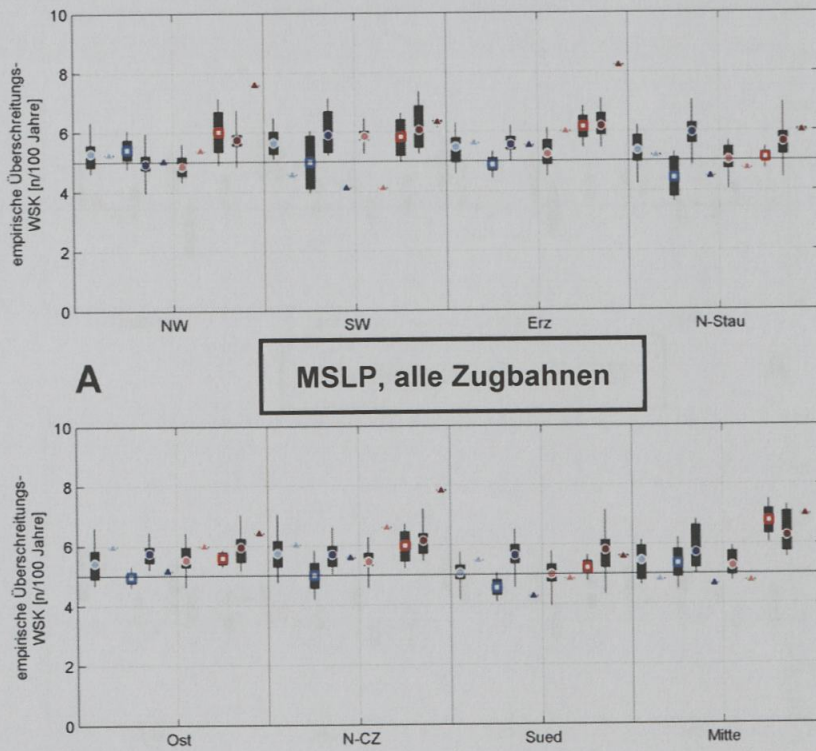


Abbildung 4.9.1.4: Unsicherheiten (Regression, Klimamodell) für die empirische Überschreitungshäufigkeit eines fixen Schwellwertes, MSLP, alle Zugbahnen gemeinsam

Saisonale Basis (Auswertestrang B)

Als nächstes folgt die Unsicherheitsabschätzung der Ergebnisse auf saisonaler Basis. Diese sind auf dieselbe Art und Weise bestimmt worden wie jene auf Jahresbasis.

Generell:

- Unsicherheiten auf MSLP geringer als in 700hPa
- Kein Modell ist hervorzuheben.
- Schwankungsbreite in den Unsicherheiten der einzelnen Klimamodelle ist teilweise stark regional geprägt.

Frühling:

- Die Unsicherheiten auf MSLP sind deutlich robuster als in 700hPa und im Allgemeinen relativ robust bis auf die Regionen N-Stau und Süd.
- Kein eindeutiges Änderungssignal erkennbar, am ehesten „signifikante“ Zunahme in der Ereignisniederschlagsmenge und der Auftrittshäufigkeit für den zweiten Projektionszeitraum für die Regionen Erzgebirge, Ost und Mitte, ansonsten eher gleichbleibend bis leichte Zunahme.

Sommer:

- Die Unsicherheiten auf MSLP sind nur etwas robuster als in 700hPa.
- Fast alle Modelle zeigen einen deutlichen Rückgang in der Niederschlagsmenge und der Auftrittshäufigkeit im zweiten Projektionszeitraum, der sich in diesem Zeitraum auf MSLP für nahezu alle Klimamodelle in allen Niederschlagsregionen als signifikant erweist.

Herbst:

- Die Unsicherheiten auf MSLP sind nur etwas robuster als in 700hPa.
- Kein eindeutiges Änderungssignal erkennbar, am ehesten eine schwache Zunahme bis keine Änderung für den zweiten Projektionszeitraum.
- Auch bezüglich der Auftrittshäufigkeit ist kein eindeutiges Signal auszumachen. In 700hPa könnte man für die Regionen N-West und Mitte für eine Zunahme der Ereignisse im zweiten Projektionszeitraum ausgehen, während auf MSLP überwiegend ein gleichbleiben bis zu einer schwachen Zunahme der Ereignisse auszumachen ist.

Winter:

- Im Gegensatz zu den anderen Jahreszeiten sind die Änderungssignale einzelner Regionen – N-West, S-West und Erzgebirge in 700hPa und nahezu aller auf MSLP – deutlich robuster!
- Zunahme der Niederschlagsmengen und der Auftrittshäufigkeit in den nördlichen Regionen, gemischte Signale für die südlichen Regionen im zweiten Projektionszeitraum.

Vb-Zugbahnen (Auswertestrang C)

Schlussendlich folgt die Unsicherheitsabschätzung der Ergebnisse der Spezialauswertung bezüglich Vb Zugbahnen. Diese sind ebenfalls auf dieselbe Art und Weise bestimmt worden wie jene auf Jahresbasis.

Generell:

- MSLP sehr viel robuster als 700hPa, Änderungssignale in der Starkniederschlagsmenge und der Auftrittshäufigkeit sind ähnlich.
- Die Änderungen bezüglich der Auswertungen des Gesamtjahres sind robuster als jene des Sommerhalbjahrs und diese sind wiederum robuster als jene des Winterhalbjahrs.
- Leichte Zunahme bis gemischte Signale im zweiten Projektionszeitraum.
- Zunahmen sind stärker ausgeprägt in den Emissionsszenarien A1B und RCP8.5, jedoch nicht in allen Regionen. Darüber hinaus sind auch gemischte Signale möglich.
- Es ist kein eindeutig zu bevorzugendes Modell auszumachen.
- Schwankungsbreite in den Unsicherheiten der einzelnen Klimamodelle ist teilweise stark regional geprägt.

Gesamtjahr:

- Zunahme in der Starkniederschlagsmenge in Erzgebirge, N-Stau, Ost, N-Tschechien, Süd und Mitte in 700hPa; in N-West, Erzgebirge, N-Stau, N-Tschechien und Mitte auf MSLP; ansonsten gemischte Signale im zweiten Projektionszeitraum.
- Leichte Zunahme der Auftrittshäufigkeit in 700hPa in Erzgebirge, Verdoppelung in ECHAM6 RCP8.5 für N-Stau, Ost, N-Tschechien und Süd, ansonsten indifferente Signale; kaum Änderungen auf MSLP, tendenziell eine Abnahme oder ein Gleichbleiben im ersten Projektionszeitraum und eine leichte Zunahme im zweiten Projektionszeitraum.

Sommerhalbjahr:

- Robuste Signale in 700hPa im zweiten Projektionszeitraum in den Regionen Erzgebirge, N-Stau, Süd und Mitte mit einer Zunahme in den Starkniederschlagsmengen; auf MSLP bis auf N-West und N-Tschechien durchaus robuste Signale, gemischte Signale, tendenziell eine Zunahme in den Starkniederschlagsmengen, die allein in der Region Erzgebirge signifikant sind.
- Keine robusten Signale bezüglich der Auftrittshäufigkeit in 700hPa erkennbar; auf MSLP ist im ersten Projektionszeitraum tendenziell eine Abnahme in dieser erkennbar, die im zweiten Projektionszeitraum jedoch tendenziell zunimmt oder gleich bleibt im Vergleich zum ersten.

Winterhalbjahr:

- Probleme in der Niederschlagsmodellierung für diese Jahreszeit bei EC-Earth! (N-West, S-West, Erzgebirge, N-Stau und Mitte)
- In 700hPa in beiden Projektionszeiträumen eine große Unsicherheit in den Änderungs-signalen bezüglich der Starkniederschlagsereignisse. Relativ robust sind die Unsicherheiten in der Region Süd mit einer leichten Zunahme der Starkniederschlagsmengen in allen Modellen im ersten Projektionszeitraum, die im zweiten Projektionszeitraum in etwa auf demselben Niveau bleibt. Auf MSLP lassen sich keine Änderungen für die Region Süd ausmachen, moderate Zunahmen in den Regionen S-West, N-Stau, Ost und Mitte und sehr starke Zunahme in der Region N-Tschechien in allen Modellen, abgesehen von EC-Earth. ECHAM5 zeigt vor allem in den Regionen Erzgebirge und N-Tschechien die stärksten Änderungen (im Mittel +40%!) im zweiten Projektionszeitraum, welche jedoch auch mit großen Unsicherheiten einhergehen.
- Bei der Betrachtung der Auftrittshäufigkeiten zeigt sich ein ähnliches Bild. Die Änderungen in 700hPa sind sehr unsicher! Besser sieht dieser Sachverhalt auf MSLP aus. Wiederum sind in der Region Süd keine Änderungen erkennbar. Tendenziell zeigt sich auch hier eine Zunahme in der Auftrittshäufigkeit in allen Regionen, einzelne Modelle zeigen sogar eine Verdoppelung der Starkniederschlagsereignisse (vor allem ECHAM5) im zweiten Projektionszeitraum!

5 SYNTHESE

5.1 Zusammenfassung

Als wesentliche Ergebnisse der Hauptkapitel 2 bis 4 lassen sich unter gliedernden thematischen Schlagzeilen folgende Aussagen zusammenfassen:

- Niederschlagsdatensatz:

Für das Projekt WETRAX wurde ein neuer, grenzübergreifender Niederschlagsdatensatz für Mitteleuropa generiert (Kapitel 2.1). Dieser beinhaltet den Datensatz HYRAS (DWD: Rauthe et al., 2013), der mit einem neu erstellten Datensatz für Österreich (GPARD-6) verschnitten worden ist. Der WETRAX Niederschlags-Datensatz umfasst die Periode 1951-2006 und weist eine räumliche (zeitliche) Auflösung von 6km (24h) auf. Die Evaluierung der Güte des Datensatzes weist eine hervorragende Eignung für die Analyse großflächiger Niederschlagsereignisse aus.

- Niederschlagsregionen als Bezugsgröße starker Gebietsniederschläge:

Die Bestimmung von Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität ist mittels rotierter s-modaler Hauptkomponentenanalysen durchgeführt worden, die je nach Jahreszeit zwischen 6 und 8 derartige Regionen erbracht haben (Kapitel 2.3).

- Entwicklung der starken Gebietsniederschläge 1951-2006:

Es lässt sich kein einheitlicher Trend im gesamten Untersuchungsraum hinsichtlich der regionalen Starkniederschläge oberhalb des 95%-Perzentils feststellen, vielmehr existieren erhebliche jahreszeitliche und regionale Unterschiede (siehe Kapitel 2.4). Am einheitlichsten fällt die Entwicklung im Herbst aus, der fast überall – mit Ausnahme der Region Ost – signifikante Zunahmen ($\alpha=0.05$) in der Starkniederschlagshäufigkeit und bei den Starkniederschlagssummen zeigt.

Zirkulationstypen (Kapitel 3):

- Geeignetste Zirkulationstyp-Klassifikation:

Nach umfangreicher Evaluierung verschiedener Klassifikationen aus dem Katalog der COST Action 733 unter Berücksichtigung unterschiedlicher Parameterkombinationen hat sich für die Zwecke der vorliegenden Untersuchungen eine spezielle Clusterklassifikation (SANDRA: Simulated Annealing and Diversified Randomization) als am besten geeignet erwiesen, die in WETRAX die Parameter Luftdruck im Meeresniveau, Vertikalbewegung im 700-hPa-Niveau und relative Luftfeuchte im gleichen Niveau verarbeitet sowie im konditionierten Modus betrieben wird, also unter Einbeziehung der regionalen Niederschläge.

- Starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen (ZT):

Für jede Region sind jeweils nur wenige ZT starkniederschlagsrelevant, gemessen an ihrem Anteil an den Starkniederschlagstagen sowie am Prozentsatz der ZT-Tage, die mit Starkniederschlag verbunden sind. Jahreszeitlich ergeben sich folgende Differenzierungen:

- i) im Frühjahr handelt es sich vor allem um südöstlich gerichtete Ausweitungen des subpolaren Tiefdrucks sowie um unterschiedlich positionierte Cut-off lows.
- ii) Im Sommer spielen letztere erneut eine wichtige Rolle, daneben aber auch zyklonale Wellen und Tröge.
- iii) Im Herbst lässt sich eine spezifische Differenzierung feststellen, nach der zonale Zirkulationsmuster für den Norden und Westen starkniederschlagsrelevant sind, meridionale Zirkulationsmuster für die Region Süd sowie gemischte Zirkulationsmuster (Zwischenkategorie mit diagonal verlaufenden Strömungsästen) für den Nordrand der Alpen.
- iv) Im Winter lässt sich diese Differenzierung ebenfalls erkennen, zusätzlich kommen auch wieder Cut-off lows ins Spiel, v.a. über Oberitalien.

- TOP 20 Niederschlagsereignisse – Zuordnung von Zirkulationstypen:

Einige der starkniederschlagsrelevanten ZT vereinen nahezu die Hälfte bis nahezu drei Viertel der 20 stärksten regionalen Niederschlagsereignisse auf sich und kennzeichnen sich damit als primär bedeutsam für extreme Niederschlagsverhältnisse. Jahreszeitlich differenziert handelt es sich dabei um folgende ZT:

- i) im Frühjahr eine für die Region Südwest relevante Troglage sowie Cut-off lows, die v.a. die Regionen Nordstau und Süd betreffen;
- ii) im Sommer verschiedene Cut-off lows, die relevant für die Regionen Nordstau, Ost und Erzgebirge sind, sowie eine großamplitudige Troglage, bedeutsam für den Süden;

- iii) im Herbst ein Zirkulationstyp mit Nordwest-Anströmung, der das Gebiet von Südwest bis Nordstau betrifft, ein zonaler Typ, v.a. relevant für die Region Mitte, sowie eine meridionale Troglage mit Cut-off-Potential, bedeutsam für die Region Süd;
- iv) im Winter ein weiterer zonaler Typ, nun v.a. den Nordwesten betreffend, sowie erneut Nordwest-Anströmung (Nordstau) und Trog mit Cut-off (Region Süd).

- Häufigkeitsänderungen der starkniederschlagsrelevanten ZT 1951-2006:

Generell liegen nur vereinzelt signifikante Häufigkeitsänderungen vor, die sich aber auch in entsprechenden regionalen Starkniederschlagstrends widerspiegeln. Jahreszeitlich differenziert sind folgende signifikante Änderungen (0.05-Niveau) zu erwähnen:

- i) im Frühjahr die Abnahme eines Cut-off lows mit Relevanz für die Region Süd, dagegen die Zunahme von Mustern mit südöstlich ausgreifendem Tiefdruck subpolarer Breiten, v.a. die nördlichen und westlichen Regionen betreffend.
- ii) Im Sommer erweist sich lediglich die Abnahme eines Cut-off low mit Relevanz für den Nordosten als signifikant, allerdings vollzieht sich dies auf sehr geringem Absolutniveau.
- iii) Im Herbst haben zwei ZT signifikant zugenommen, ein Trog-Muster mit Relevanz für die Region Süd sowie ein zonales Muster, das v.a. den westlichen Teil betrifft. Angesichts der wesentlich weiter verbreiteten Starkniederschlagszunahme in dieser Jahreszeit (siehe Kapitel 2.3) verweist dies auf die wesentliche Rolle ZT-interner Änderungen etwa in der Vertikalbewegung oder der Luftfeuchte, die neben bloßen ZT-Häufigkeitsänderungen wirksam sind.
- iv) Im Winter ergibt sich wieder ein gemischtes Bild mit der Abnahme einer für den Süden relevanten Troglage und der Zunahme zonaler Muster, die v.a. den Norden und Westen betreffen.

- Künftige Häufigkeitsänderungen der starkniederschlagsrelevanten ZT:

Generell lässt sich eine Zunahme zonaler Zirkulationsmuster („Westwetterlagen“) im Winter sowie gleichbleibende oder abnehmende Häufigkeiten starkniederschlagsrelevanter ZT im Sommer feststellen; die geringste Anzahl signifikanter Änderungen tritt im Herbst auf. Allerdings ergeben sich bei einzelnen ZT auch verbreitete Diskrepanzen zwischen den verschiedenen globalen Klimamodellen.

- Güte der Klimamodelle bezüglich der atmosphärischen Zirkulation:

Die wesentlichen Grundzüge der bodennahen atmosphärischen Zirkulation über dem nordatlantisch-europäischen Bereich werden von den hier verwendeten globalen Klimamodellen hinreichend gut wiedergegeben. Dies zeigt sich insbesondere an den wichtigsten Variabilitätsmodi des Luftdrucks im Meeresniveau, die hinsichtlich der

räumlichen Muster, der zugehörigen Varianzerklärungsanteile und etwaiger Saisonalitäten in allen Klimamodellen beobachtungsnah repräsentiert sind.

- Güte der Regressionsmodelle zur Abschätzung regionaler Starkniederschläge:

Saisonal ist die höchste Modellgüte im Winter zu erzielen, räumlich heben sich die Regionen Süd, Nord-Stau, Nordwest und Südwest durch eine überdurchschnittlich hohe Modellgüte hervor (letztere beide nicht im Sommer). Hinsichtlich der Niederschlagsgrößen schneiden die Modelle für Starkniederschlagssummen leicht besser ab als diejenigen für Starkniederschlagshäufigkeiten. Verbreitet finden sich in den Kreuzvalidierungen Hinweise auf Instationaritäten in den statistischen Beziehungen zwischen ZT-Auftrittshäufigkeiten und regionalen Starkniederschlägen.

- Künftige Starkniederschlagsänderungen:

Generell ähneln sich die projizierten Änderungen für Starkniederschlagshäufigkeiten und Starkniederschlagssummen sehr stark; dementsprechend ergeben sich auch nur sehr selten deutliche Änderungen in der Starkniederschlags-Intensität. Aus den Projektions-Resultaten lassen sich keine durchgängig-systematischen Unterschiede zwischen den verschiedenen globalen Klimamodellen feststellen, hinsichtlich der alternativen Szenarien und der verschiedenen Projektions-Zeiträume im Wesentlichen nur für den Sommer. Die aus den Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen abgeschätzten Änderungen der regionalen Starkniederschläge erreichen nur selten statistische Signifikanz (0.05-Niveau), am ehesten noch im Sommer und im Winter. Jahreszeitlich differenziert lassen sich folgende tendenzielle Änderungen feststellen:

- im Frühjahr vorwiegend Zunahmen (bei beiden Starkniederschlagsgrößen), v.a. in den Regionen Nordwest und Erzgebirge;
- im Sommer eine auffällige Differenzierung zwischen den beiden Projektions-Zeiträumen: während für 2021-2050 (abgesehen von den Regionen Nordwest und Mitte) Zunahmen v.a. für das starke Szenario RCP8.5 vorherrschen (allerdings nicht auf Basis des globalen Klimamodells EC-EARTH), dominieren im späteren Zeitraum 2071-2100 deutliche Abnahmen, insbesondere für das starke Szenario RCP8.5 (allerdings ohne Signifikanz bei EC-EARTH) und meist auch für das mittlere Szenario A1B (auf Basis von ECHAM5). Es bleibt zu betonen, dass diese Abschätzungen nur für großflächige Starkniederschläge in den Regionen gelten, aber nicht auf kleinräumige konvektive Ereignisse übertragen werden dürfen;
- im Herbst lassen sich überhaupt keine signifikanten Starkniederschlagsänderungen identifizieren;
- im Winter sind wenige unterschiedliche Änderungen festzustellen: Zunahmen in den Regionen Nordwest, Südwest, Erzgebirge und Nordstau, allerdings im Wesentlichen auf Basis von ECHAM5 (mittleres Szenario A1B) v.a. im späten Pro-

jektions-Zeitraum 2071-2100, nicht dagegen auf Basis der beiden anderen Klimamodelle; Abnahmen v.a. in der Region Ost auf Basis von EC-EARTH.

Neben diesen auf Häufigkeitsänderungen der Zirkulationstypen beruhenden Starkniederschlagsänderungen können auch zirkulationstyp-interne Änderungen einflussreicher Kenngrößen (wie Vertikalbewegung und Luftfeuchtigkeit) Auswirkungen auf die künftigen Niederschlagsverhältnisse haben. Entsprechend ausgelegte Regressionsmodelle für die einzelnen Zirkulationstypen und Regionen zeigen, dass einige der starkniederschlagsrelevanten ZT als Folge verstärkter Hebung und Luftfeuchte erhöhte Niederschlagswerte (meist im Bereich zwischen +5 und +12%) in der Zukunft auszubilden scheinen. Dies betrifft am wenigsten den Herbst und ansonsten zwischen einem Viertel und knapp der Hälfte aller Fälle (am häufigsten im Sommer). Die zugrunde liegenden Regressionsmodelle sind allerdings meist nicht hinreichend performant, um robuste Aussagen zu ermöglichen.

- Veränderung von Starkniederschlags-Wiederkehrwerten für spezifische Wiederkehrintervalle:

Es zeigt sich nur in einem Fall (Region Ost im Herbst, und das auch nur auf Basis eines der globalen Klimamodelle) eine signifikante Zunahme (für 10- und 50-jährliche Wiederkehrintervalle). Unter den insignifikanten Änderungen fallen noch am ehesten die fast durchgängigen Zunahmen im Frühling in den Regionen Mitte und Erzgebirge sowie die sommerlichen Abnahmen in den Regionen Erzgebirge und Südwest auf.

- Unsicherheiten Regressionsanalyse:

Vergleicht man die Spannbreite der Abschätzungen aus dem statistischen Modell-Ensemble (St) mit derjenigen aus den mehrfachen Realisationen der numerischen Klimamodelle (Nm), ergibt sich folgende saisonale Differenzierung: im Frühling, Herbst und Winter ist St bei den Starkniederschlagshäufigkeiten meist geringer als Nm, während bei den Starkniederschlagssummen St ähnlich groß oder größer als Nm wird; im Sommer ist St bei beiden Starkniederschlagsparametern meist größer als Nm.

Zugbahnen von Tiefdruckgebieten (Kapitel 4):

- Zugbahnhäufigkeiten 1951-2006:

Pro Jahr erreichen ca. 90 Tiefdruckgebiete im 700-hPa-Niveau Mitteleuropa bzw. ca. 145 im Meeresspiegelniveau. Die meisten dieser Ereignisse sind den Zugbahntypen ATL (20%–25%) und TRZ (25%–30%) zuzuordnen oder gehören der Gruppe an, deren Mitglieder knapp südlich der Alpen entstehen und danach im Mittelmeerraum verweilen wie MED (~10%) oder X-S (~20%).

Andere Zugbahntypen weisen weitaus geringere Häufigkeiten auf wie z.B. POL (5%–8%), CON (~2%), X-N (~7%) oder Vb (2%–5%). Vb-Ereignisse sind also sehr selten. Aber auch die weithin bekannten Tiefdruckgebiete des Typs ATL sind nicht so häufig in Mitteleuropa anzutreffen wie man zunächst vermutet.

Zugbahnen des Typs ATL, Vb oder POL weisen einen besonders hohen Anteil an starken Tiefs auf. Der relative Anteil an den stärksten Tiefs (>90%-Perzentil) beträgt bei ATL 40%-50%, bei POL 7%-10% und bei Vb 7%-13%. Grundsätzlich kann jedoch ein einzelnes, starkes Tief in jedem Zugbahntyp beobachtet werden.

- Saisonalität der Zugbahnen:

i) Im 700-hPa-Niveau ist für Tiefs des Typs MED, CON und POL ein Frühlings-Maximum zu sehen, ansonsten ist der Jahresgang nur schwach ausgeprägt.

ii) Im Meeresspiegelniveau hingegen zeigt sich für mehrere Typen ein starker Jahresgang: Vb, TRZ und CON mit Maximum im Frühling, X-N, X-S und CON im Sommer sowie ATL und POL im Winter.

iii) Bei Betrachtung der stärksten Tiefs (>90%-Perzentil) zeigen sich deutliche und unerwartete Verschiebungen in der Saisonalität: Besonders im Meeresspiegelniveau ist dabei eine Verschiebung vom Sommer in den Winter zu sehen (ATL 46%, POL 69%) oder vom Sommer in den Herbst/Winter (X-N 67%, CON 72%).

iv) Ganz konträr dazu sind die stärksten Vb Tiefs im Sommer (46%) sowie im Herbst (31%) zu beobachten. Vb Tiefs gehören im Mittel zu den stärksten Systemen (niedrigster Kerndruck und größte Vorticity), die in Europa neben ATL und POL anzutreffen sind. Damit nimmt Vb in dieser Hinsicht eine herausragende Rolle für die Wetterwirksamkeit ein.

- Starkniederschlagsrelevante Zugbahnen:

i) Hochgradig relevant sind

Vb: in allen Regionen (weniger im Nordwesten und Mitte) sowie für alle Niveaus;

SHJ: in allen Regionen, sehr stark von Südwest über die Alpen bis Erzgebirge;

WHJ: Südwest über die Alpen bis Erzgebirge, besonders in Region Ost.

ii) Mäßig relevant sind

X-N: in allen Regionen (bes. den östlichen), im 700-hPa-Niveau stärker als bodennah;
 ATL: Nordwest, Südwest, Mitte (alle Niveaus), sonst nur schwach bei bodennahem Tief
 CON: nur bodennahe Tiefs in den Regionen Erzgebirge, Nordstau, Mitte;
 X-S: etwas schwächer, beide Niveaus, v.a. in den Regionen Süd, Ost, Nordstau.

- TOP 20 Niederschlagsereignisse – Zuordnung der Zugbahnen:

Nordwest und Mitte: 70% ATL/TRZ; 30% Vb, X-N, X-S
 Erzgebirge: 25% Vb; 25% X-S; 20% X-N; Rest: ATL/TRZ/POL/
 Ost und N-CZ: 45% Vb; 25% X-S; 15% X-N; Rest: ATL/TRZ/MED
 Nordstau und Süd: 30% Vb; 30% X-S; 10% ATL; Rest: TRZ/MED/
 Südwest: 30% Vb; 20% X-S; 15% ATL; 15% MED; Rest: TRZ/X-N

- Ursachenforschung über extreme Ereignisse innerhalb eines Zugbahntyps:

- i) Die Niederschlagsmengen sind stark analog zur Monatsmitteltemperatur.
- ii) Die spezifische Feuchte ist ausschlaggebend für die Niederschlagsmenge!
- iii) Die Distanz zum Tief sowie die Stärke des Tiefs sind weitere wichtige Faktoren.

Schlussfolgerung: Ein extremes Niederschlagsereignis wird durch die **Kombination** aus einem **starken** und nicht zu weit entfernten **Tief** verursacht. Grundvoraussetzung ist dabei ein hohes **Feuchteniveau**.

Staueffekte, die Ereignisdauer und konvektive Verstärkung spielen vermutlich auch eine gewisse Rolle (regionsabhängig).

Eine hohe Anzahl von Zugbahnereignissen ist „begünstigend“, aber nicht notwendig für ein einzelnes extremes Ereignis! Die Abfolge von ähnlichen Ereignissen ist in Kombination mit der Bodenfeuchte entscheidend für die Hochwasserrelevanz!

Worst Case Niederschlags-Szenario für Mitteleuropa: Die kombinierte Niederschlags- und Zugbahnanalyse hat gezeigt, dass die größten Niederschlagsmengen dann zu erwarten sind, wenn sich ein starkes Bodentief entlang einer kreisförmigen Bahn um die jeweilige Region herum bewegt. Diese Bahn entspricht für Süddeutschland und Österreich ziemlich genau der von Van Bebber definierten Vb-Zugbahn. Besonders ausgeprägt ist diese kreisförmige Bahn im Falle des gleichzeitigen Auftretens eines begleitenden Cut-Off Tiefs in höheren Luftschichten (500hPa) welches stationär über Süddeutschland verweilt.

- Zugbahnhäufigkeiten und Langzeitverhalten ERA-40 vs. NCEP-1:

- i) Insgesamt ist die Übereinstimmung der relativen Häufigkeit der unterschiedlichen Zugbahntypen zwischen ERA-40 und NCEP1 sehr gut.
- ii) Lediglich für die Zugbahntypen X-S und TRZ werden in ERA-40 deutlich mehr Ereignisse gefunden, für den Typ ATL hingegen etwas weniger.

- iii) In ERA-40 ist die absolute Anzahl von Zugbahnereignissen generell um das 1,8-fache größer als in NCEP1.
- iv) Der langfristige Verlauf und die dekadischen Schwankungen sind in beiden Datensätzen sehr analog.
- v) Die Übereinstimmung ist im Meeresspiegelniveau und im Winter größer als im 700-hPa-Niveau und im Sommer; sie ist im Falle der starken Tiefs noch einmal deutlich besser als ohne Unterscheidung der Intensität.
- vi) Daraus kann geschlossen werden, dass für die Analyse des Langzeitverhaltens (Trends) der Auftrittshäufigkeit von Zugbahnen beide Datensätze gleichwertig verwendet werden können.

- Veränderung der Zugbahnhäufigkeiten in der Beobachtungsperiode (ERA-40):

- i) In der Vergangenheit hat sich die Häufigkeit der Zugbahnen über Europa insgesamt wenig verändert.
- ii) Allerdings zeigt sich vor allem in den letzten 20 Jahren eine starke und statistisch signifikante Zunahme von Tiefdruckgebieten des Typs X-S.
- iii) Diese betrifft alle Jahreszeiten, im Speziellen aber starke Tiefs im Winterhalbjahr.
- iv) X-S Systeme sind besonders für den Balkan und Südosteuropa von Bedeutung, in Mitteleuropa betreffen sie die Regionen Ost, Nordstau, Süd und N-CZ.

- Güte der Klimamodelle in der Abbildung starkniederschlagsrelevanter Zugbahnen:

- i) Alle Klimamodelle können die Auftrittshäufigkeiten der verschiedenen Zugbahnen gut wiedergeben.
- ii) Nur die Zugbahn Vb wird von den Modellen überschätzt (alle Intensitäten), MED im Meeresspiegelniveau überschätzt und Typ X-S stets unterschätzt (außer Modell EC-Earth).
- iii) Die Güte hängt zu einem Teil davon ab, ob ERA-40 oder NCEP1 als Referenz betrachtet wird.

- Künftige Veränderung der Auftrittshäufigkeit starkniederschlagsrelevanter Zugbahnen:

- i) Für die Klimazukunft zeigen nahezu alle Modelle eine statistisch signifikante Abnahme der Tiefdrucktätigkeit über Mitteleuropa von -5% bis -20% (alle Intensitäten und beide Niveaus).
- ii) Die Abnahme zeigt sich auch für die stärksten 30% der Tiefdruckgebiete, wobei hier die Streuung der Ergebnisse generell größer ist.
- iii) Diese Abnahmen werden zum größten Teil durch ATL, POL und TRZ getragen. Bei anderen Typen (X-N, X-S, MED) sind die Änderungen uneinheitlich und nur wenige

signifikant. Nur bei Vb deutet sich ebenfalls eine generelle Abnahme an, vor allem im Sommer-Halbjahr.

iv) Generell kommt die Abnahme für alle Zugbahnen aus beiden Halbjahren und ist im späten Zeitraum im 700-hPa-Niveau im Sommerhalbjahr (Mai-Okt.) am stärksten.

v) Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellläufen oder den Modellen selbst größer als die Unterschiede zwischen den Zeitperioden oder den Emissionsszenarien.

vi) Damit ist vor allem bei einer Stratifizierung nach Zugbahntypen die natürliche Variabilität im Verhältnis zum Klimasignal sehr groß.

vii) Die Ergebnisse zur Änderung der Zugbahnhäufigkeiten sind demnach nur für die Gesamtheit aller Zugbahnen tatsächlich belastbar.

- Künftige Veränderung der Starkniederschlagsmengen:

i) Im späteren Zeitraum sind die Klimasignale stärker ausgeprägt.

ii) Für das Gesamtjahr zeigt sich generell eine Zunahme von 5% bis 15%.

iii) Die Zunahmen sind in den nördlicheren Regionen stärker als in den südlichen.

iv) Die Änderungen werden hauptsächlich durch die Zugbahnen Vb, ATL und X-N verursacht.

Frühling: Keine Änderung bis 2050, Zunahmen um +5% bis +20% bis 2100, stärkste Zunahmen in den nördlichen Regionen.

Sommer: Generelle Abnahmen um 0% bis -15% bis 2100 in allen Regionen, geringste Änderungen in den Regionen Nordwest und Mitte. Widersprüchliche Signale aus EC-Earth für die meisten Regionen.

Herbst: Schwache Änderungen, Klimasignale uneinheitlich, Aussagen unsicher.

Winter: Unklare und schwache Änderungen bis 2050, danach +10% bis +20% Zunahme vor allem in den nördlichen Regionen. Im Süden und Südwesten wenig Änderung.

- Künftige Veränderung der Starkniederschlagsmengen speziell für Vb:

i) Keine Veränderung bis 2050, danach Zunahmen von +5% bis +20%. Geringste Zunahme im Südwesten, Süden und Osten.

ii) Sommerhalbjahr (Mai-Okt): Generell schwache Änderungen und zum Teil sogar leichte Abnahmen (Nordwesten und Mitte). Bis 2100 Zunahmen von +10% bis +20% N-CZ und Erzgebirge.

iii) Winterhalbjahr (Nov-April): ECHAM5/6: Größere relative Änderungen als im Sommer von +15% bis +30%. Geringste Zunahme im Süden. Sehr große Änderungssignale aus EC-Earth (Faktor 2 größer) in RCP 8.5, damit große Unsicherheiten in EC-Earth.

- Künftige Veränderung der Starkniederschlagsmengen im Vergleich:

i) Generell sind die Änderungen für das 700-hPa-Niveau größer als bodennah.

- ii) Zwischen den Emissionsszenarien gibt es keine klar erkennbaren Unterschiede, tendenziell sind die Änderungen in RCP8.5 etwas stärker als in A1B oder RCP4.5.
- iii) Im Modellvergleich ist ECHAM5 dem Modell ECHAM6 ähnlicher als EC-Earth. EC-Earth zeigt meist die stärksten Änderungssignale.
- iv) Die Änderungen sind in der frühen Periode 2021-2050 deutlich geringer (teils sogar gegenläufig) als in der späten Periode 2071-2100.
- v) In den Abschätzungen speziell für Vb erscheinen die Projektionen aus ECHAM6 am robustesten.
- vi) Die stärksten Klimasignale zeigen sich in den nördlichen Regionen.

- Unsicherheiten bei der Abschätzung von Starkniederschlagsmengen:

- i) *Regressionsmodell*: Die Niederschlagsmengen werden vom Regressionsmodell systematisch unterschätzt (-5% bis -15%). Die Güte hängt nicht systematisch von der Region ab. Der relative Fehler ist im Winter am größten und sonst ähnlich niedrig.
- ii) *GCM-Evaluierung*: Im Modellvergleich sind die Fehler in der Abschätzung der beobachteten Niederschlagsmengen aus ECHAM5 sehr ähnlich jenen aus ECHAM6. Generell sind die relativen Fehler aus EC-Earth etwas geringer und räumlich konsistenter als aus ECHAM5/6.

Die Güte hängt nicht vom atmosphärischen Druckniveau ab. Es zeigen sich darüber hinaus schwache, aber systematische Abhängigkeiten von der Region, diese rühren jedoch nicht von den Modellen, sondern von anderen Einflussgrößen her (Zugbahnen, Eingangsvariablen zur Niederschlagsmodellierung).

5.2 Ergebnisvergleich zwischen Zirkulationstyp- und Zugbahnanalyse

In Abbildung 5.1 werden die prozentualen Veränderungen regionaler Starkniederschlagssummen gegenüber dem Referenz-Zeitraum 1971-2000 aus Zugbahn-Analyse und aus Zirkulationstyp-Analyse vergleichend gegenübergestellt, wobei eine Beschränkung auf diejenigen Ergebnisse erfolgt, die mittels ECHAM6-Daten (Ensemble-Mittel mit der höchsten Anzahl an Ensemble-Members) erzeugt worden sind. Es werden beide Szenarien (RCP4.5 und RCP8.5), beide Projektions-Zeiträume (2021-2050 und 2071-2100) sowie alle Jahreszeiten und das Gesamtjahr betrachtet.

Im Frühjahr ist die Übereinstimmung hinsichtlich des Vorzeichens der künftigen Starkniederschlags-Änderungen relativ gut (abgesehen von den Regionen Südwest im frühen sowie Ost und Süd im späten Zeitraum, in denen für beide Szenarien jeweils entgegengesetzte Änderungen projiziert werden). Es dominieren positive Vorzeichen (Starkniederschlags-Zunahmen), allerdings nur in wenigen Fällen mit statistischer Signifikanz (0.05-Niveau).

Im Sommer ergibt sich im frühen Zeitraum zunächst ein differenziertes Bild: nur insignifikante Änderungen für das schwache Szenario, aber stärker verbreitete signifikante Änderungen für das starke Szenario. Dabei dominieren nach der ZT-Analyse Starkniederschlags-Zunahmen mit Ausnahme des Nordwestens, die dortigen (signifikanten) Abnahmen zeigen sich auch in der ZB-Analyse und erstrecken sich dort noch weiter bis zum Erzgebirge. Im späten Zeitraum ergibt sich sodann die größte Übereinstimmung der gesamten Untersuchung: durchgängig Starkniederschlagsabnahmen, die in der ZB-Analyse mit nur einer Ausnahme fast vollständig signifikant ausfallen, während in der ZT-Analyse erst bei starkem Szenario Signifikanz gegeben ist (bei schwachem Szenario nur in einem Fall). Es fällt auf, dass die Abnahmen gemäß ZB betragsmäßig deutlich höher ausfallen als gemäß ZT. Nach beiden Analysen reduzieren sich die Beträge in Richtung Nordwesten. Es bleibt festzuhalten, dass die übereinstimmenden Abnahmen sich auf großflächige Starkniederschläge in den Regionen beziehen und nicht auf kleinräumige konvektive Ereignisse übertragen werden dürfen!

Im Herbst treten im frühen Zeitraum keinerlei signifikante Änderungen auf, immerhin stimmen aber die vorwiegend positiven Vorzeichen zwischen beiden Analysen überein (außer im Nordstau, Osten und Süden für das starke Szenario). Im späten Zeitraum ergeben sich zwar vereinzelte Signifikanzen (nur ZB-Analyse), generell ist aber eine schlechte Übereinstimmung zwischen beiden Methoden festzustellen. Damit wird der Herbst durch ausgeprägte Unsicherheiten gekennzeichnet.

Auch im Winter treten fast keine signifikanten Änderungen auf. Tendenziell lässt sich erkennen, dass im frühen Zeitraum die Vorzeichen-Übereinstimmung im Norden noch gegeben ist, nicht mehr dagegen im Südosten. Im späten Zeitraum ist die Vorzeichen-Übereinstimmung beim schwachen Szenario schlecht und tendenziell besser beim starken Szenario.

Für das Gesamtjahr ergeben sich unterschiedliche Befunde: im frühen Zeitraum nur ein einziges negatives Vorzeichen, also übereinstimmend Starkniederschlagszunahmen, allerdings nur zum Teil signifikant (häufiger bei ZB als bei ZT). Im späten Zeitraum stellt man überwiegend Unstimmigkeiten fest: für ZT meist insignifikante Abnahmen, für ZB fast durchgängig Zunahmen, zum Teil sogar signifikant.

Abbildung 5.2 fasst die Ergebnis-Vergleiche unter Ausblendung der Signifikanz nochmals generalisiert zusammen. Man erkennt anhand der Vorzeichen-Übereinstimmungen, dass die Diskrepanzen zwischen den verschiedenen Analysen im späteren Zeitraum meist anwachsen (mit Ausnahme des Sommers). Die größte Übereinstimmung resultiert dennoch gerade im späteren Zeitraum, hier findet sich das robuste Signal einer Starkniederschlags-Abnahme im Sommer. Ebenfalls weitgehend übereinstimmend zeigt sich eine Starkniederschlags-Zunahme im frühen Zeitraum für das Gesamtjahr. Weitere Übereinstimmungen lassen sich bei den Zunahmen im Herbst (allerdings nur früher Zeitraum und schwaches Szenario) sowie im Winter feststellen (später Zeitraum und starkes Szenario). Schon etwas eingeschränkt, aber mehrheitlich noch übereinstimmend treten frühjährliche Starkniederschlags-Zunahmen in Erscheinung.

Die tendenzielle Zunahme der Starkniederschlagsmengen im Herbst, Winter und Frühjahr (allerdings nicht durchgängig und häufig ohne statistische Signifikanz) kann auf einen Zuwachs verfügbarer Feuchtigkeit wärmerer Luftmassen sowie auf modifizierte Verweildauer und Intensität von Tiefdruckgebieten zurückgeführt werden. Im Sommer mit seinem markanten Rückgang starker Gebietsniederschläge kommt dagegen eine Verstärkung des Antizyklonalregimes zum Tragen, die auch bei der über die Subtropen hinaus weiter nordwärts erfolgenden Ausdehnung allgemein rückläufiger Niederschläge (IPCC 2013) vor allem in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts klimawirksam wird.

Die besondere Zielsetzung von WETRAX, starke Gebietsniederschläge im Klimawandel mit zwei unterschiedlichen und voneinander unabhängigen Methoden (Zirkulationstypen und Zugbahnen) zu untersuchen, mündet in das generelle Resultat, sowohl die oben beschriebenen Übereinstimmungen als auch eine Reihe abweichender Einschätzungen zu erhalten. Dies kann auf mehrere Gründe zurückgeführt werden: so beruhen die ZT-basierten Analysen im Wesentlichen auf Häufigkeitsänderungen großräumiger Zirkulationstypen, während typinterne Charakteristika (z.B. Hebung, Luftfeuchtigkeit), die in die ZB-basierte Niederschlagsmodellierung einfließen, hier nur bei der ZT-Klassifikation wirksam werden, nicht aber unmittelbar bei der Niederschlagsabschätzung. Dafür müssen eigene, ZT-spezifische Modelle entwickelt werden, die bislang noch keine hinreichende Performanz aufweisen und diesbezüglich weiteren Forschungsbedarf konstituieren. Weiterhin beziehen sich die verschiedenen Analysemethoden auf unterschiedliche Teilbereiche der atmosphärischen Zirkulationsdynamik: zum einen wird auf die großräumige Strömungskonfiguration in der Atmosphäre abgehoben, zum anderen auf die konkrete Verlaufsform (Zugbahn) eines speziellen Ele-

ments (Tiefdruckgebiet) der atmosphärischen Zirkulation. Schon diese grundsätzliche Andersartigkeit lässt Raum für unterschiedliche Einzelabschätzungen resultierender Niederschlagsverhältnisse im Klimawandel. Dennoch gibt es aber auch prozessuale Affinitäten zwischen den beiden fokussierten Momenten der atmosphärischen Zirkulation: so besteht bei einem bestimmten Zirkulationstyp keine gleichverteilte Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Zugbahntypen, vielmehr können aufgrund der großräumigen Strömungskonfiguration einige sich gar nicht entwickeln und andere mit gesteigerter Wahrscheinlichkeit (z.B. werden bei Westwetterlagen der zonalen Zirkulation bevorzugt atlantische Zugbahnen und keine meridional verlaufenden auftreten). Umgekehrt können bestimmte Zugbahnen auch den vorherrschenden Zirkulationstyp indizieren, so ist etwa ein Vb-Tief häufig in eine großräumige Strömungskonfiguration mit Höhentrog und resultierendem Cut-off low im Alpenraum eingebettet. Um die Affinität zwischen Zirkulationstypen und Zugbahnen noch etwas weiter zu beleuchten, sind in Abbildung 5.3 für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen die zugehörigen Häufigkeitsverteilungen der Zugbahntypen wiedergegeben worden. Interessant sind in diesem Zusammenhang vor allem ZB-Auftrittswerte deutlich oberhalb des langzeitlichen Mittelwerts.

Die absolut höchsten Anteile an den gesamten Auftrittstagen starkniederschlagsrelevanter Zirkulationstypen erreichen die Zugbahntypen ATL (nur im Sommer etwas abgeschwächt), MED (mit Schwerpunkt im Winter und Minimum im Sommer), X-S (mit Minimum im Frühling) sowie TRZ (Schwerpunkte im Frühling und Sommer, deutlich reduziert im Herbst und Winter). Deutlich oberhalb ihrer jeweils eigenen mittleren Auftrittshäufigkeit sind diejenigen Fälle vorzufinden, bei denen die großräumige Strömungskonfiguration die Realisierung der betreffenden Zugbahn nachvollziehbar begünstigt: so treten etwa atlantische Zugbahnen überdurchschnittlich gerade bei zonalen Zirkulationstypen auf und mediterrane Zugbahnen bei Zirkulationstypen, die eine südwestliche bis südliche Strömungskomponente im Großraum Alpen beinhalten. Unter den Zugbahntypen mit überproportionaler Repräsentanz im Kollektiv der Tage mit starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen ist die Zugbahn Vb besonders bedeutsam: sie besitzt zwar im Mittel nur eine Auftrittshäufigkeit von 3-5%, ist aber häufig deutlich überdurchschnittlich vertreten, sobald starkniederschlagsrelevante ZT ausgebildet sind. Saisonal differenziert ist das vor allem bei folgenden ZT der Fall:

Im Frühling handelt es sich primär um die Typen ZT 7 (südöstlich ausgreifender subpolarer Tiefdruck, nicht ganz so stark auch für den ähnlich strukturierten ZT 2), ZT 11 (Cut-off low mit Relevanz für die Region Süd) sowie ZT 16 (Cut-off low v.a. den Osten betreffend). Im Sommer treten Vb-Zugbahnen überdurchschnittlich häufig bei weiteren Cut-off-low-Typen auf: ZT 6 (erneut v.a. den Osten betreffend), ZT 1 (weiter nördlich im Erzgebirge wirksam) und ZT 5 (mit Schwerpunkt im Nordstau der Alpen). Im Herbst sticht vor allem ZT 18 hervor, ein meridionaler Trog mit Cut-off-low-Potential (relevant für die Gebiete südlich des Alpenhauptkamms). Im Winter zeigt ZT 6 (erneut ein für den Süden bedeutsamer Trog mit Cut-off-low-Potential) die deutlichste Überrepräsentanz für die Zugbahn Vb.

Aus diesem Überblick wird ersichtlich, dass die Korrespondenz zwischen starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen und Vb-Zugbahnen am deutlichsten für (unterschiedlich positionierte) Cut-off lows entwickelt ist. Dies entspricht auch dem prototypischen Fall eines „Vb-Ereignisses“. Darüber hinaus ließe sich die Korrespondenz zwischen ZT und ZB generell dadurch weiterentwickeln, dass beide Komponenten analytisch zusammen geführt werden (etwa mit Zugbahnen als Kovariaten einer Zirkulationsklassifikation).

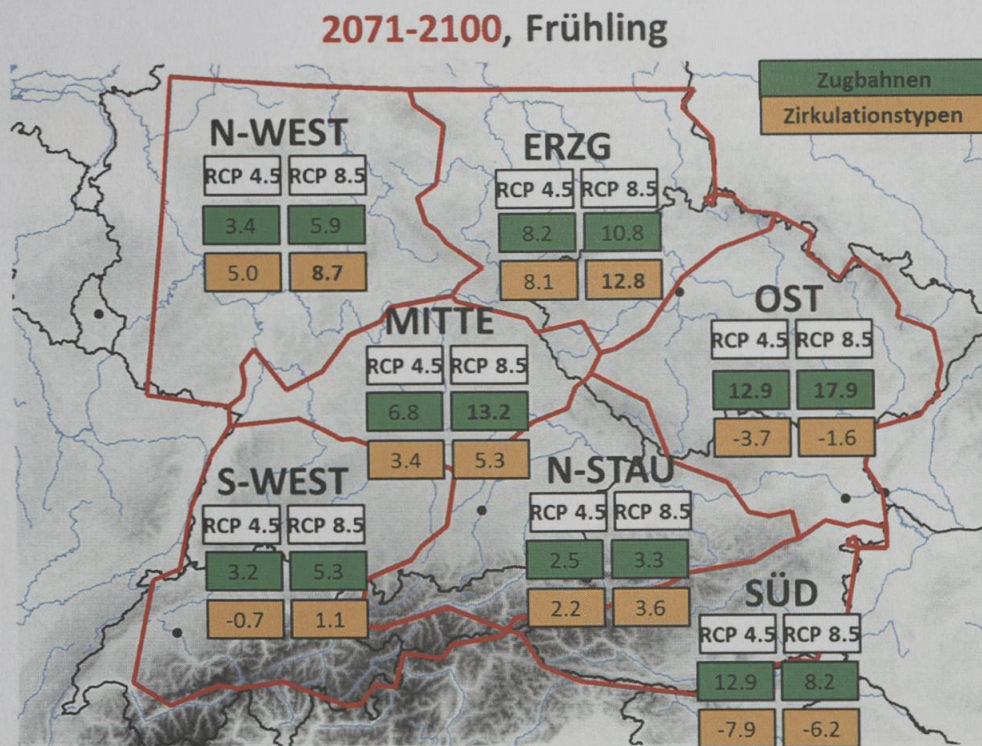
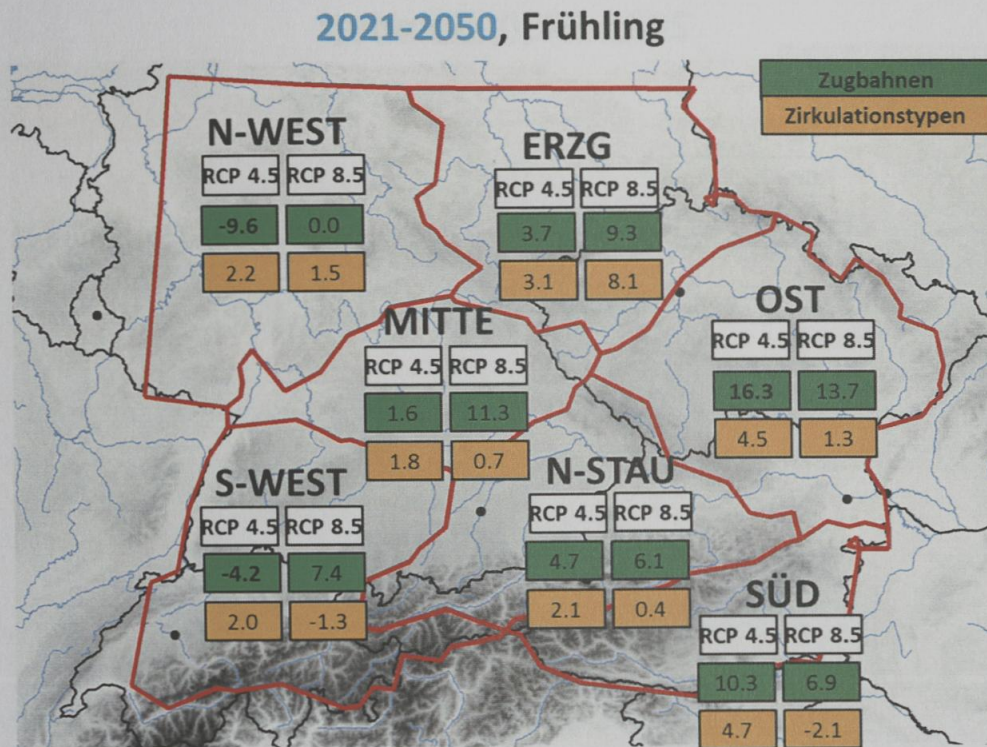


Abbildung 5.1 (a): Vergleich der prozentualen Veränderungen regionaler Starkniederschlags-summen gegenüber 1971-2000 aus Zugbahn-Analyse (grün) und Zirkulationstyp-Analyse (gelb), basierend auf dem ECHAM6-Ensemble-Mittel für die Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 in verschiedenen Zeiträumen (FRÜHLING). Signifikante Änderungen (0.05-Niveau) sind fett gedruckt.

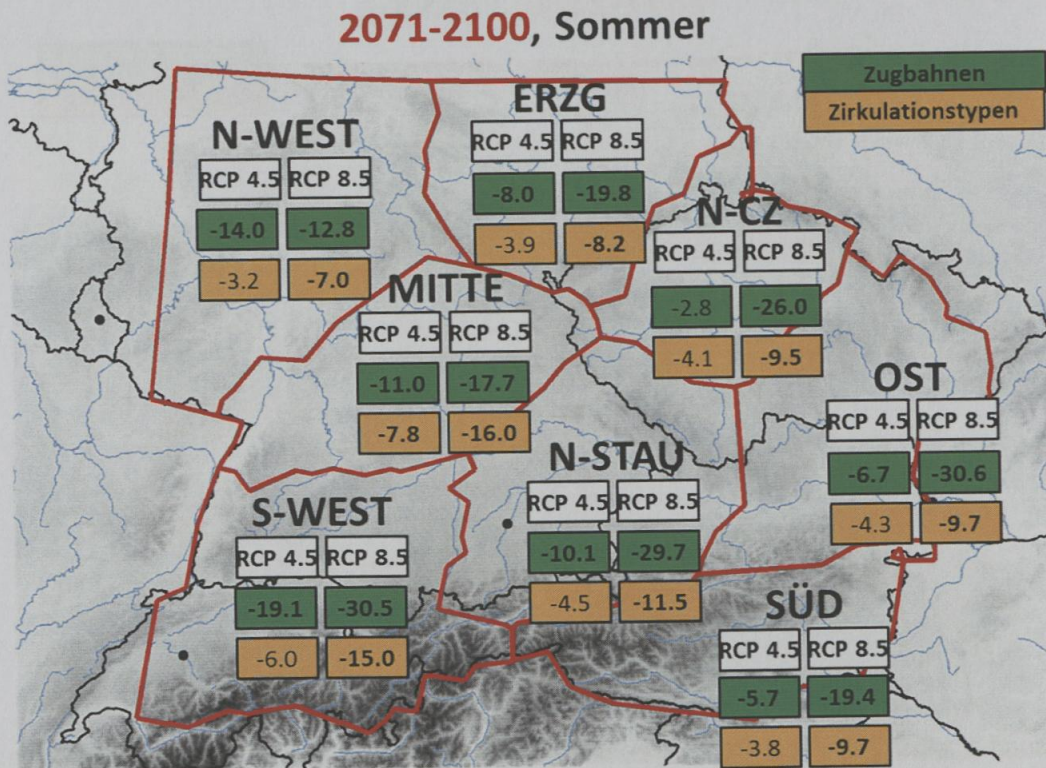
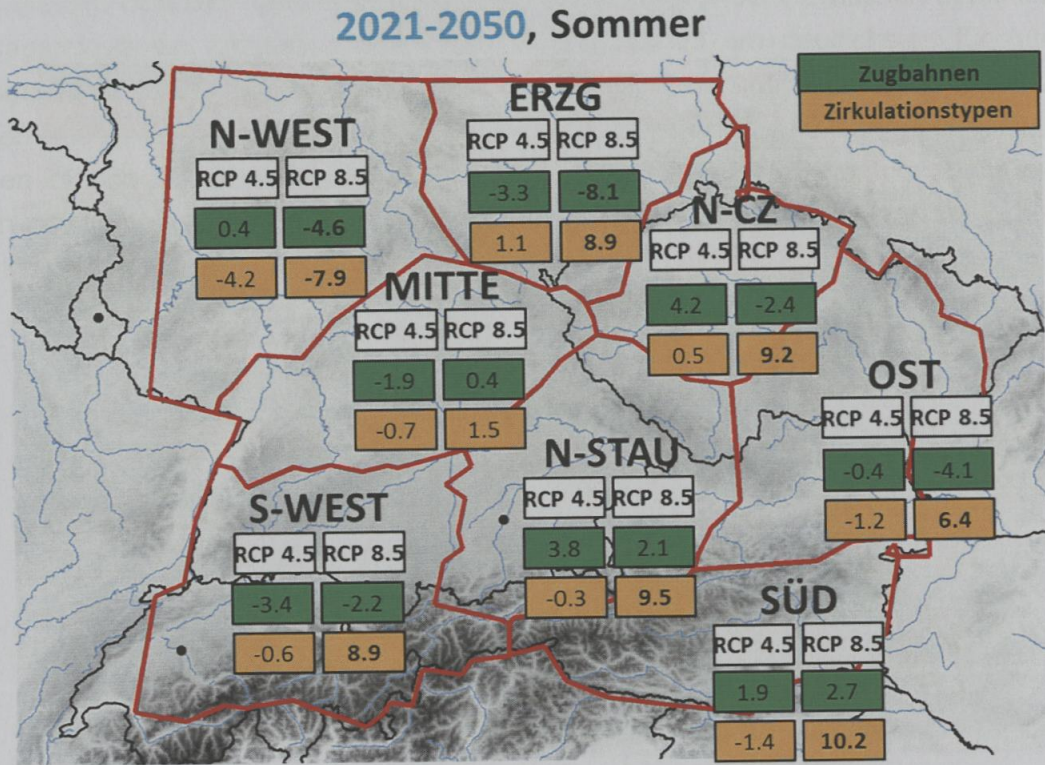


Abbildung 5.1 (b): Vergleich der prozentualen Veränderungen regionaler Starkniederschlags-summen gegenüber 1971-2000 aus Zugbahn-Analyse (grün) und Zirkulationstyp-Analyse (gelb), basierend auf dem ECHAM6-Ensemble-Mittel für die Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 in verschiedenen Zeiträumen (SOMMER). Signifikante Änderungen (0.05-Niveau) sind fett gedruckt.

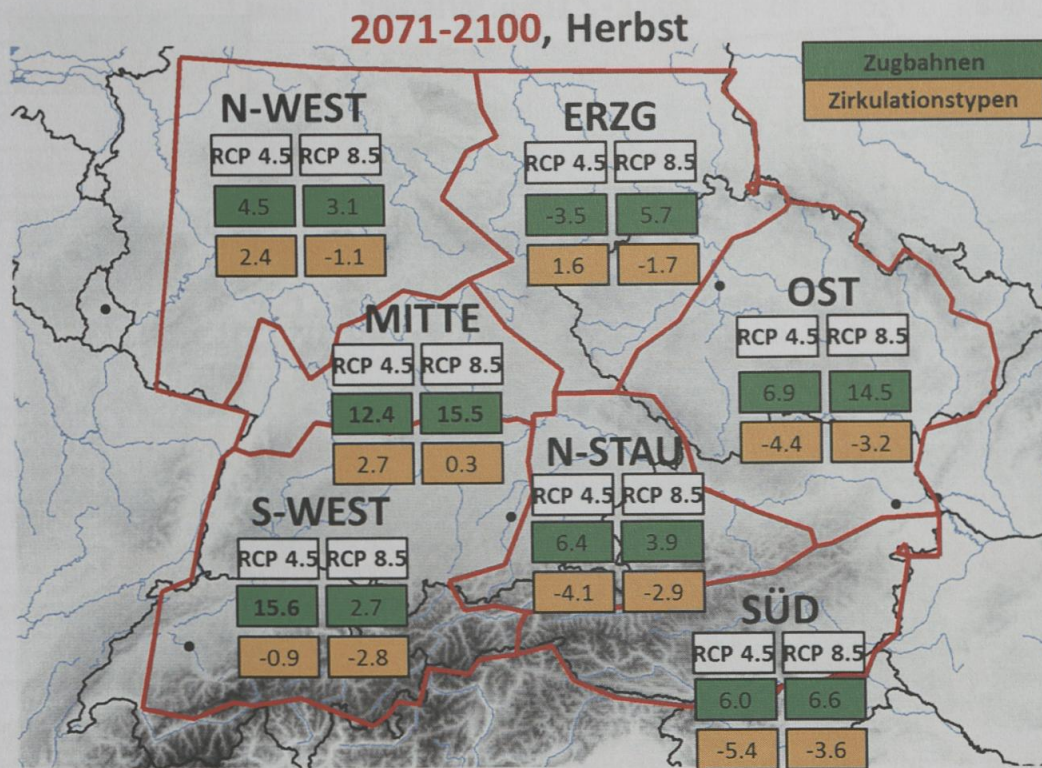
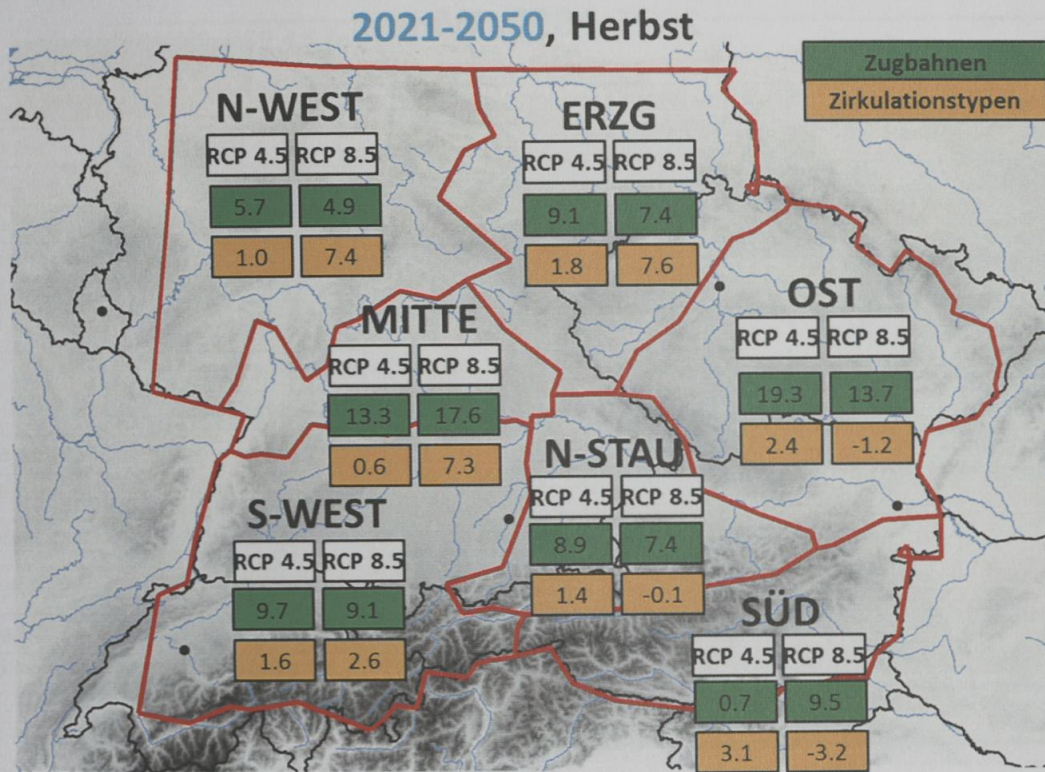


Abbildung 5.1 (c): Vergleich der prozentualen Veränderungen regionaler Starkniederschlags-summen gegenüber 1971-2000 aus Zugbahn-Analyse (grün) und Zirkulationstyp-Analyse (gelb), basierend auf dem ECHAM6-Ensemble-Mittel für die Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 in verschiedenen Zeiträumen (HERBST). Signifikante Änderungen (0.05-Niveau) sind fett gedruckt.

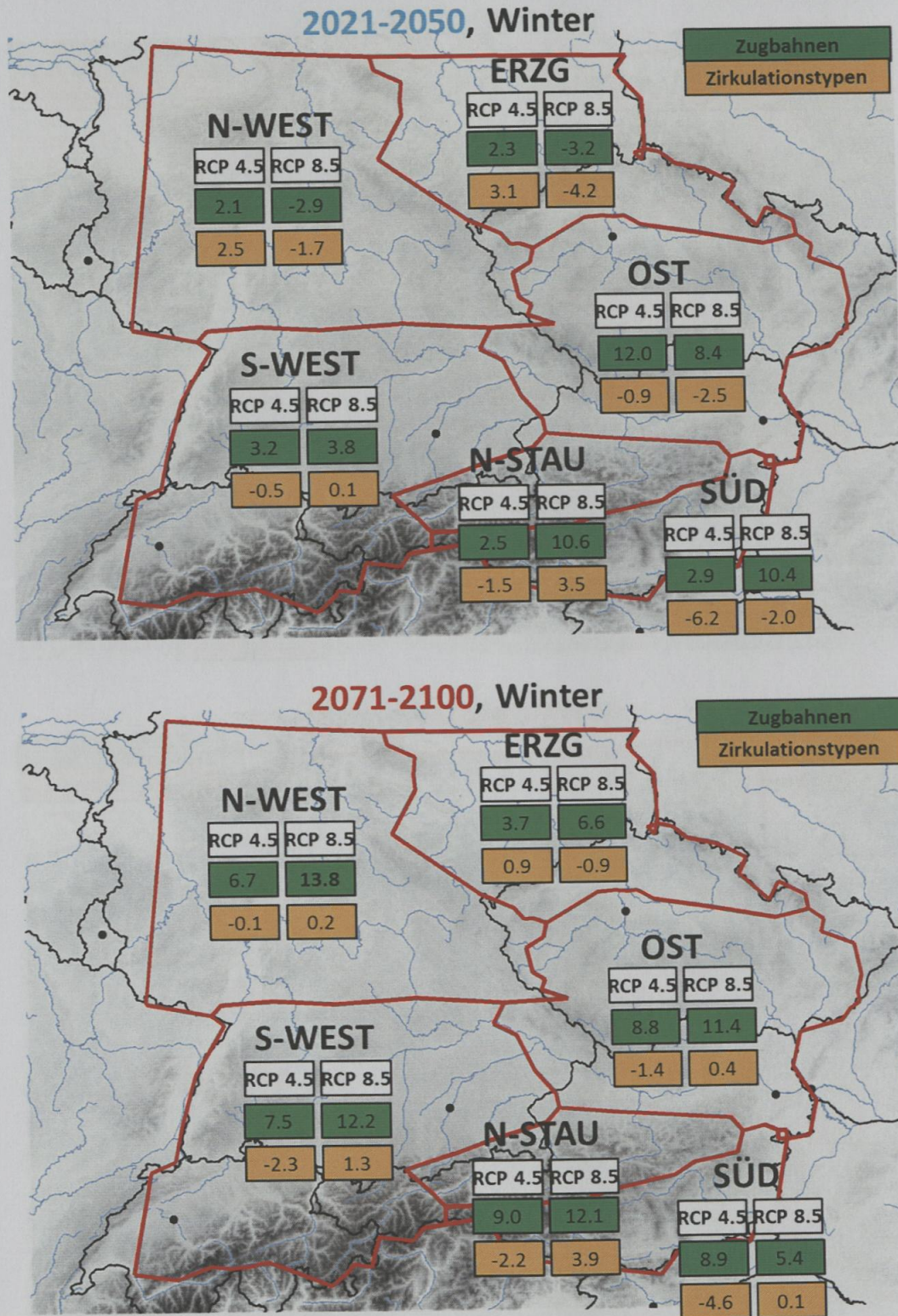


Abbildung 5.1 (d): Vergleich der prozentualen Veränderungen regionaler Starkniederschlags-summen gegenüber 1971-2000 aus Zugbahn-Analyse (grün) und Zirkulationstyp-Analyse (gelb), basierend auf dem ECHAM6-Ensemble-Mittel für die Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 in verschiedenen Zeiträumen (WINTER). Signifikante Änderungen (0.05-Niveau) sind fett gedruckt.

ECHAM6, RCP 4.5 Zeitraum 2021-2050								
Region	N-West	Mitte	S-West	N-Stau	ERZG	N-CZ	OST	SÜD
Winter	Blau	----	Grau	Grau	Blau	----	Grau	Grau
Frühling	Grau	Blau	Grau	Blau	Blau	----	Blau	Blau
Sommer	Grau	Rot	Rot	Grau	Grau	Blau	Rot	Grau
Herbst	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	----	Blau	Blau
Jahr	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau

ECHAM6, RCP 4.5 Zeitraum 2071-2100								
Region	N-West	Mitte	S-West	N-Stau	ERZG	N-CZ	OST	SÜD
Winter	Grau	----	Grau	Grau	Blau	----	Grau	Grau
Frühling	Blau	Blau	Grau	Blau	Blau	----	Grau	Grau
Sommer	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
Herbst	Blau	Blau	Grau	Grau	Grau	----	Grau	Grau
Jahr	Grau	Grau	Grau	Grau	Grau	Blau	Grau	Grau

ECHAM6, RCP 8.5 Zeitraum 2021-2050								
Region	N-West	Mitte	S-West	N-Stau	ERZG	N-CZ	OST	SÜD
Winter	Rot	----	Blau	Blau	Rot	----	Grau	Grau
Frühling	Blau	Blau	Grau	Blau	Blau	----	Blau	Grau
Sommer	Rot	Blau	Grau	Blau	Grau	Grau	Grau	Blau
Herbst	Blau	Blau	Blau	Grau	Blau	----	Grau	Grau
Jahr	Grau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau

ECHAM6, RCP 8.5 Zeitraum 2071-2100								
Region	N-West	Mitte	S-West	N-Stau	ERZG	N-CZ	OST	SÜD
Winter	Blau	----	Blau	Blau	Grau	----	Blau	Blau
Frühling	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	----	Grau	Grau
Sommer	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
Herbst	Grau	Blau	Grau	Grau	Grau	----	Grau	Grau
Jahr	Blau	Grau	Grau	Grau	Grau	Grau	Grau	Grau

Abnahme ZB+ZT
 uneinheitlich
 Zunahme ZB+ZT

Abbildung 5.2: Generalisierter Vergleich der Veränderung regionaler Starkniederschlagssummen gegenüber 1971-2000 aus Zugbahn-Analyse (ZB) und Zirkulationstyp-Analyse (ZT), basierend auf dem ECHAM6-Ensemble-Mittel für die Szenarien RCP4.5 und RCP8.5.

Rot: in beiden Analysen Abnahme der regionalen Starkniederschlagssummen
Blau: in beiden Analysen Zunahme der regionalen Starkniederschlagssummen
Grau: unterschiedliches Vorzeichen der Veränderung

5.3 Vergleich Zirkulationstypen und Zugbahnen

Die folgenden Abbildungen zeigen jeweils links die bedingte Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für den rechts davon abgebildeten Zirkulationstyp ZT.

Die roten Kreuze in der linken Abbildung markieren den Erwartungswerte aufgrund der mittleren Häufigkeit des jeweiligen Zugbahntyps ohne Berücksichtigung des Zirkulationstyps. Ein Balken der das rote Kreuz über- bzw. unterschreitet ist demnach im jeweiligen Zirkulationstyp überdurchschnittlich bzw. unterdurchschnittlich häufig vertreten.

FRÜHLING

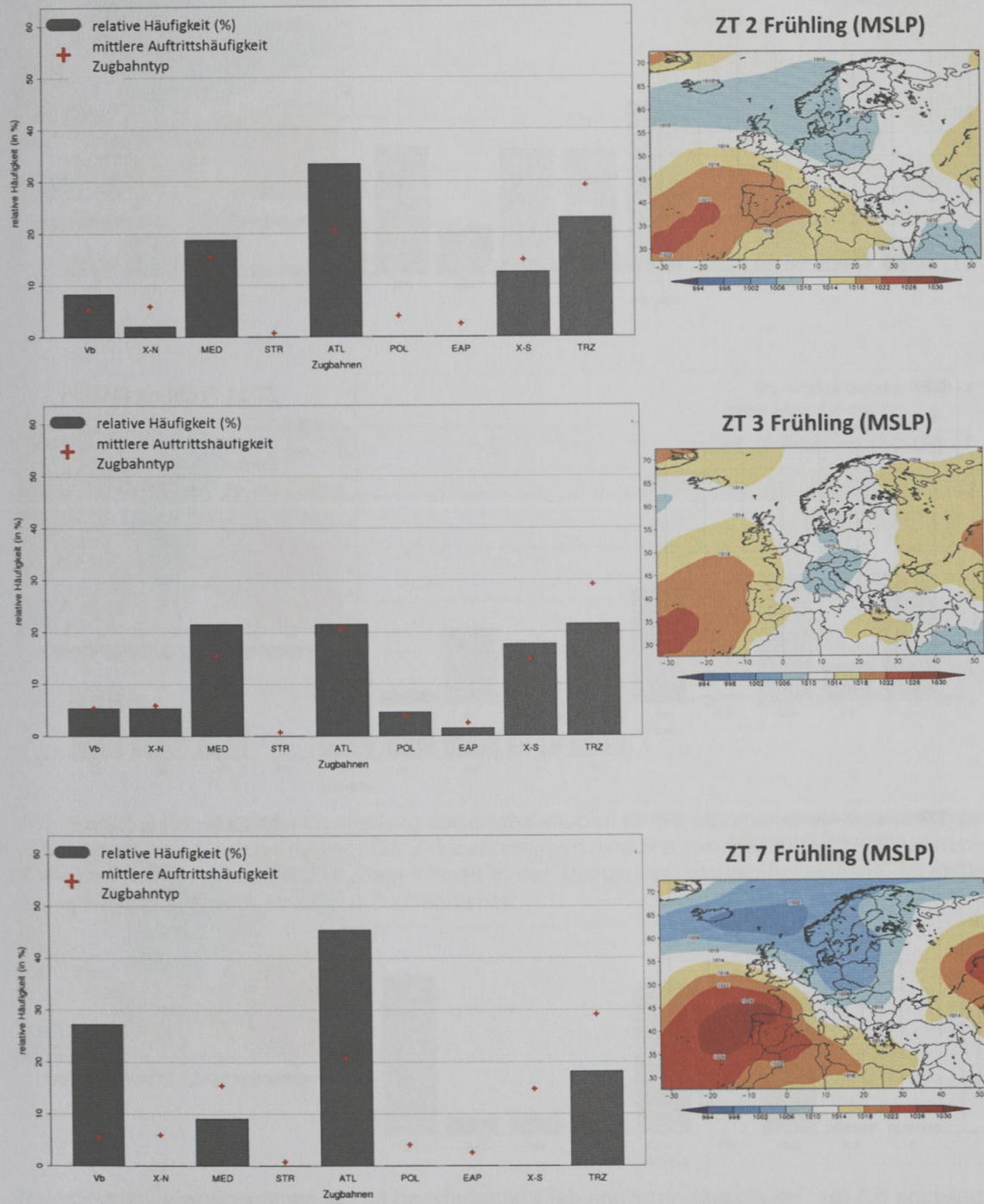


Abbildung 5.3 (a) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Frühling. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftretshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

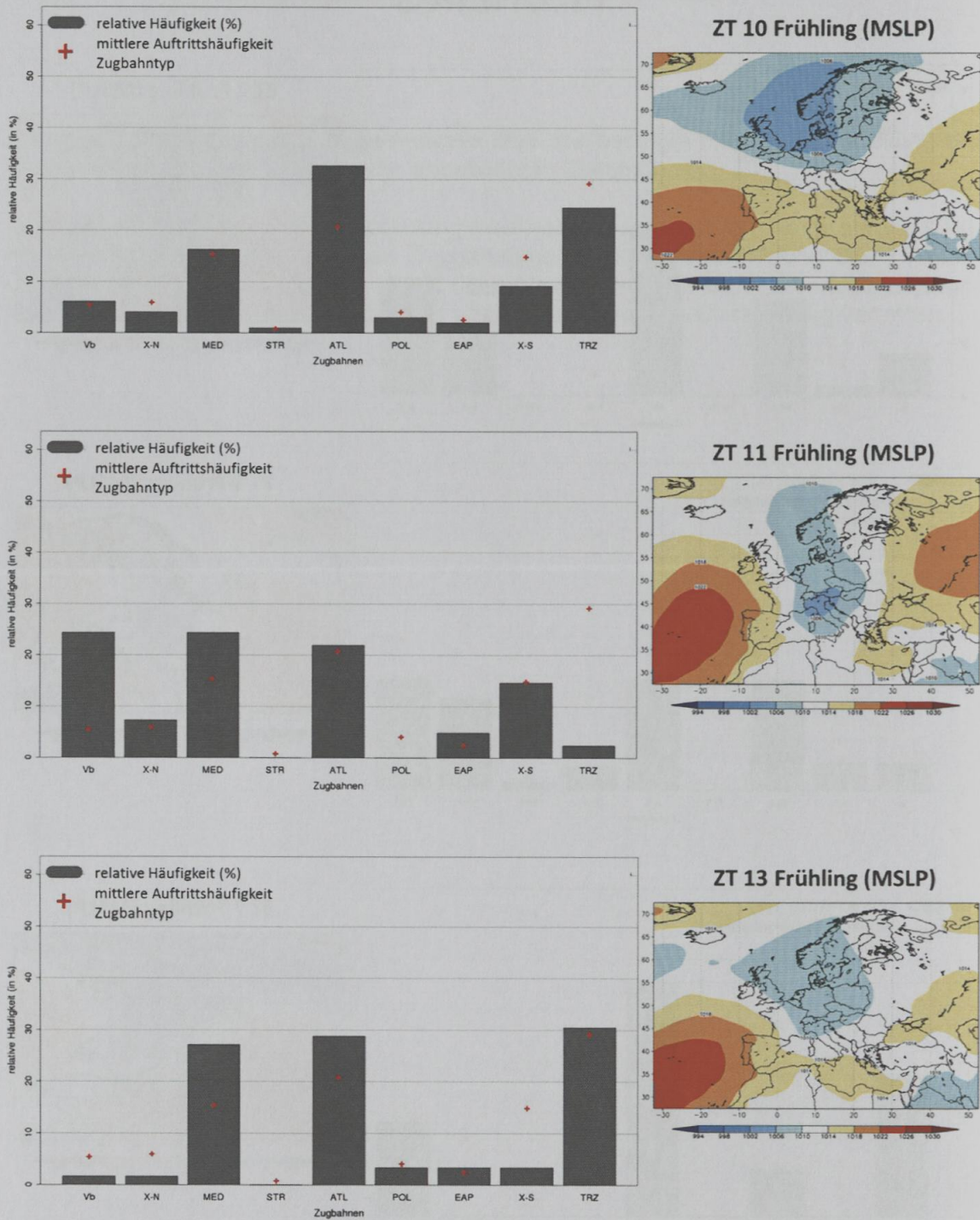


Abbildung 5.3 (b) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Frühling. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

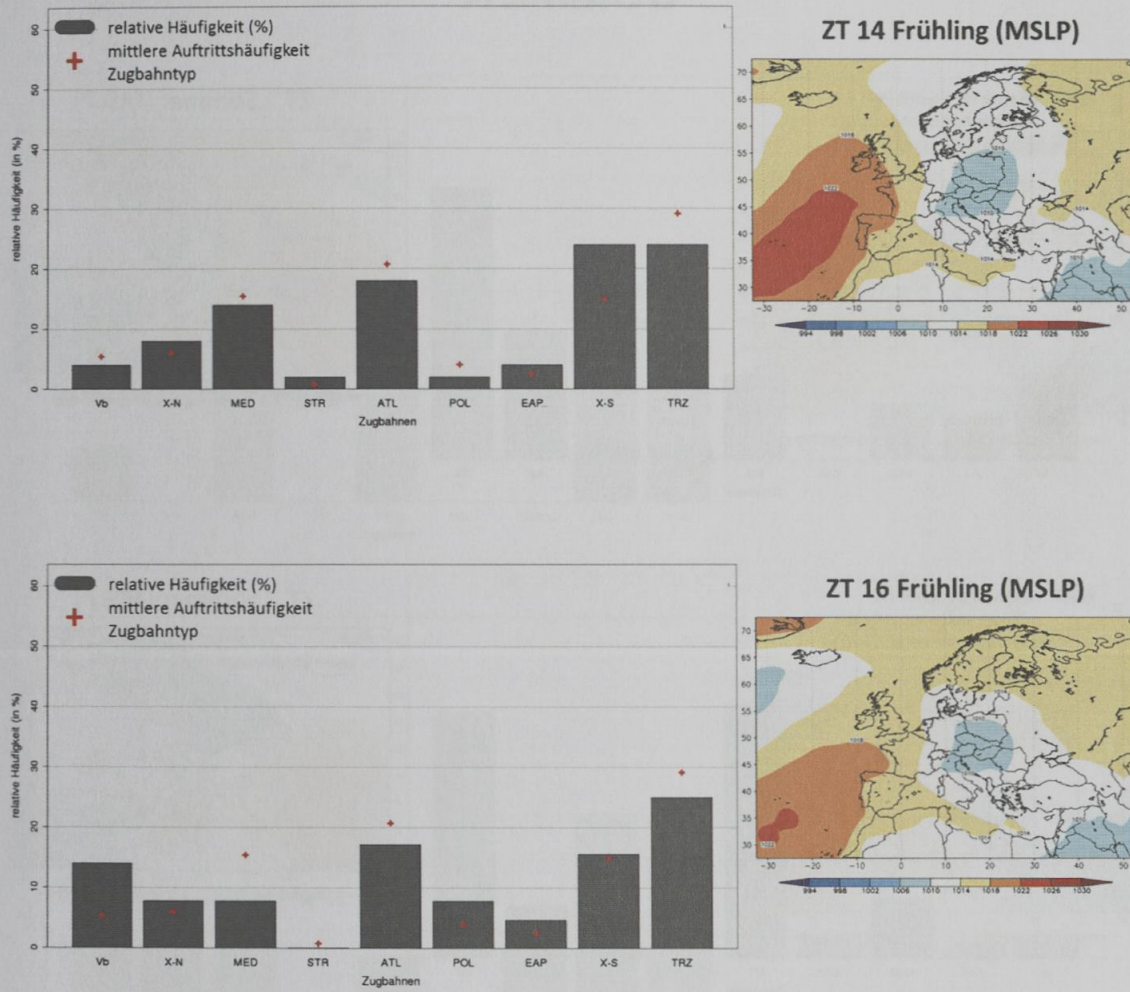


Abbildung 5.3 (c) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Frühling. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

SOMMER

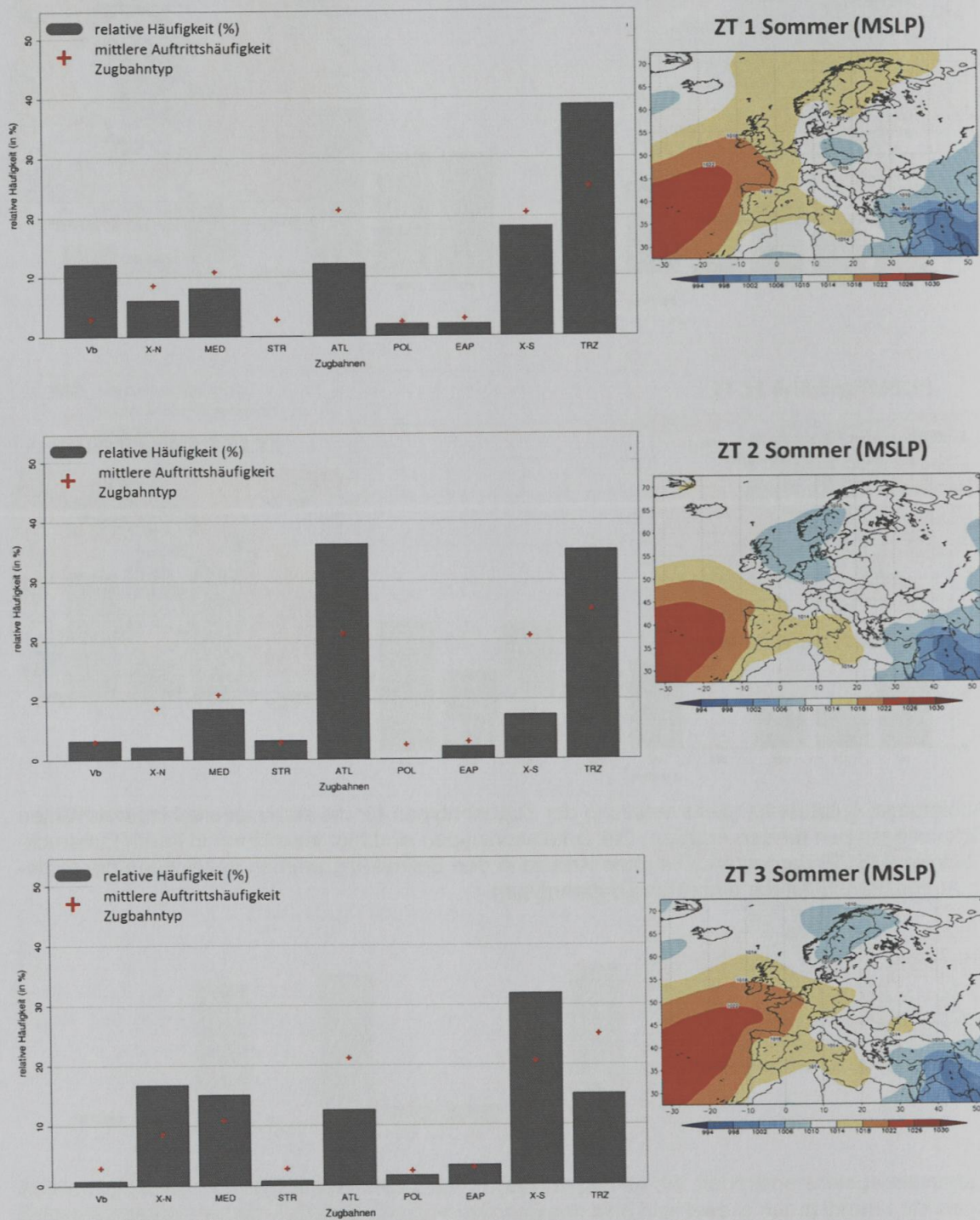


Abbildung 5.3 (d) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Sommer. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittsfrequenz der einzelnen Zugbahntypen.

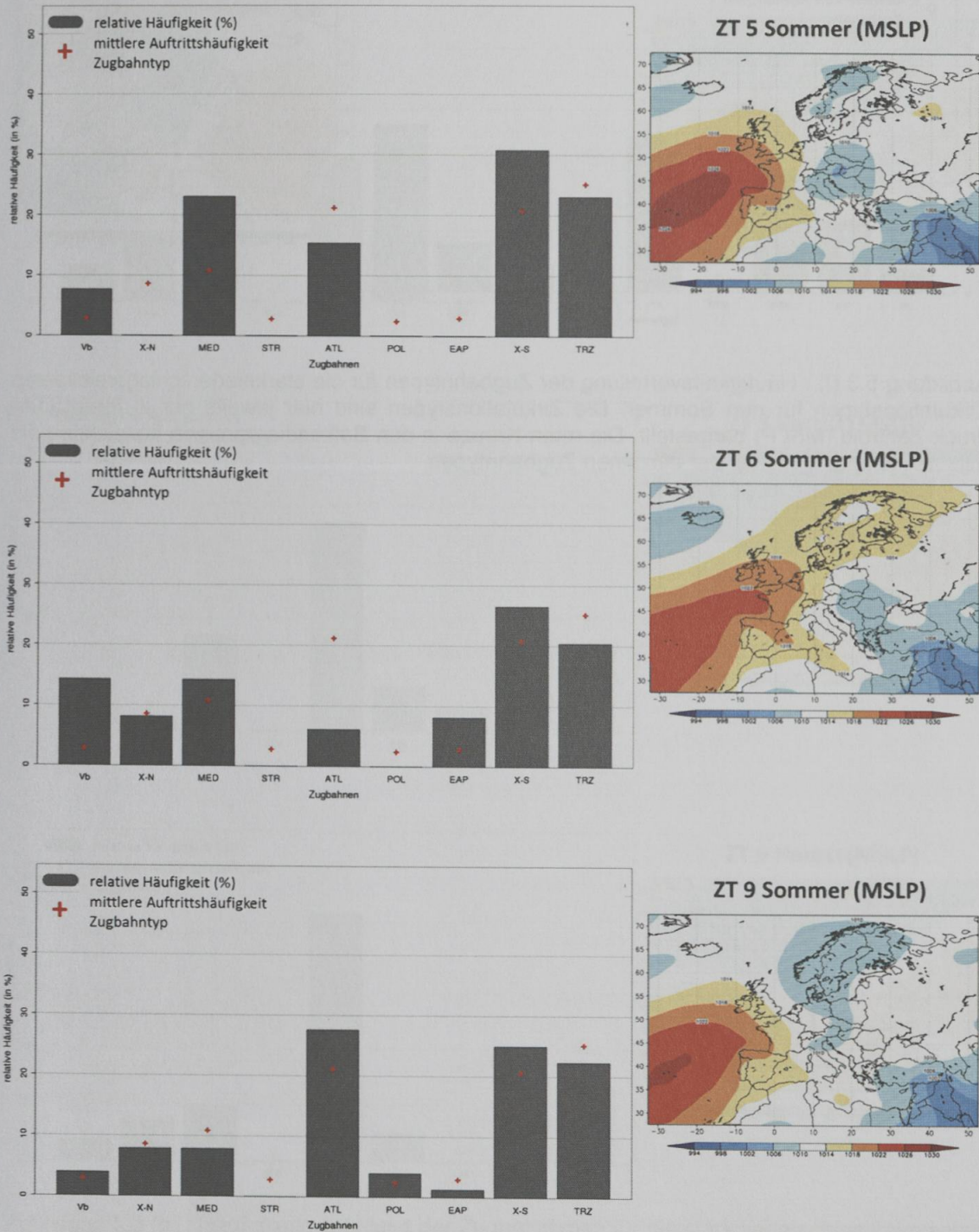


Abbildung 5.3 (e) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Sommer. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

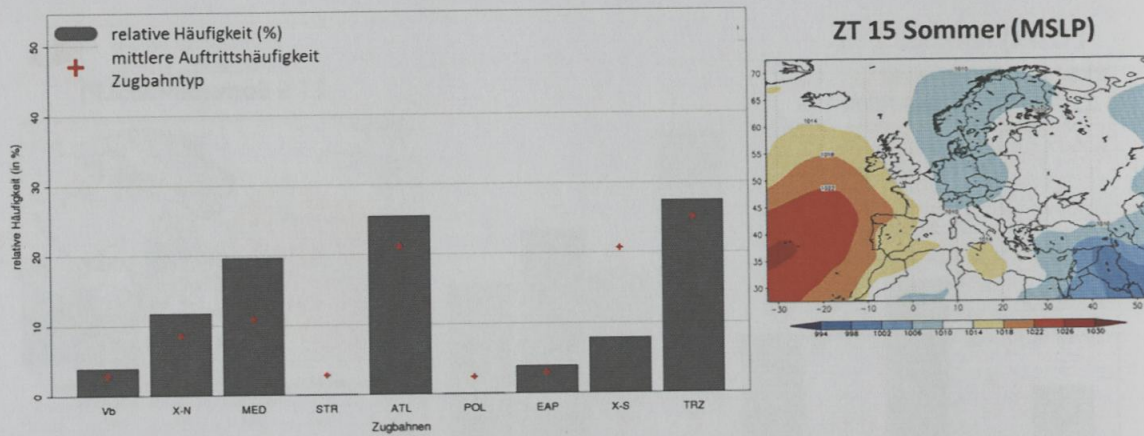


Abbildung 5.3 (f) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Sommer. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

HERBST

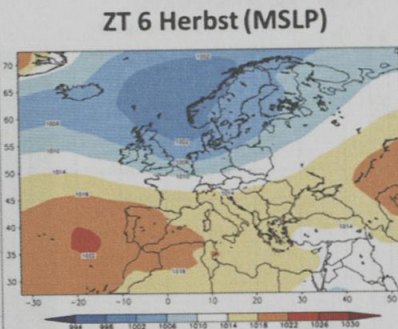
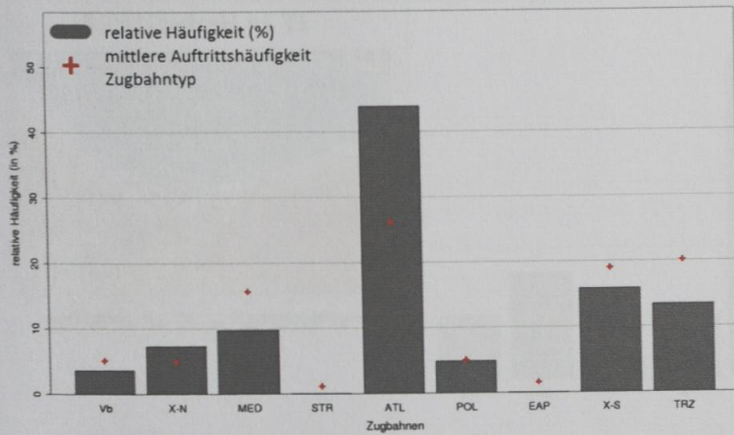
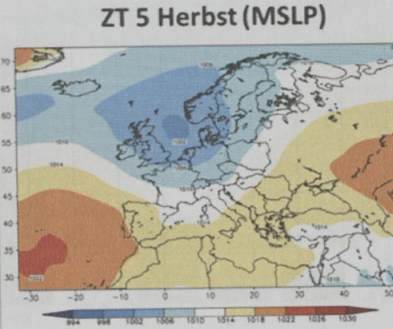
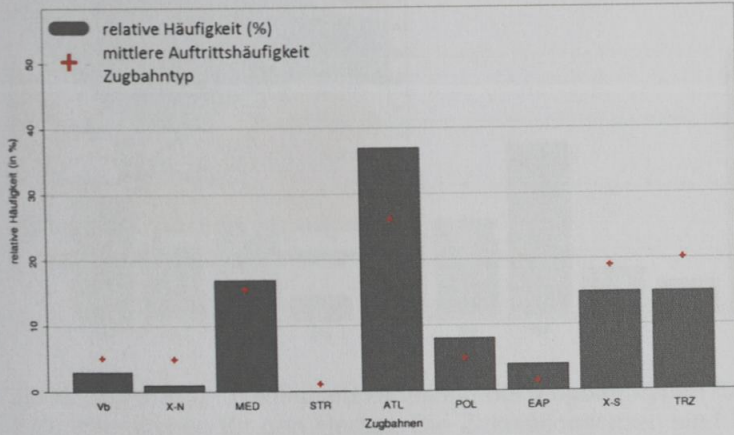
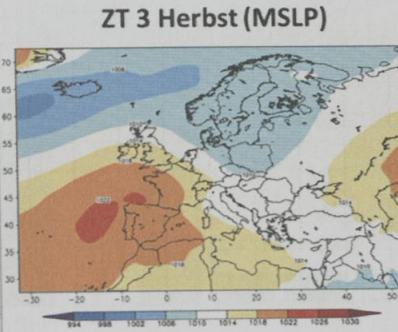
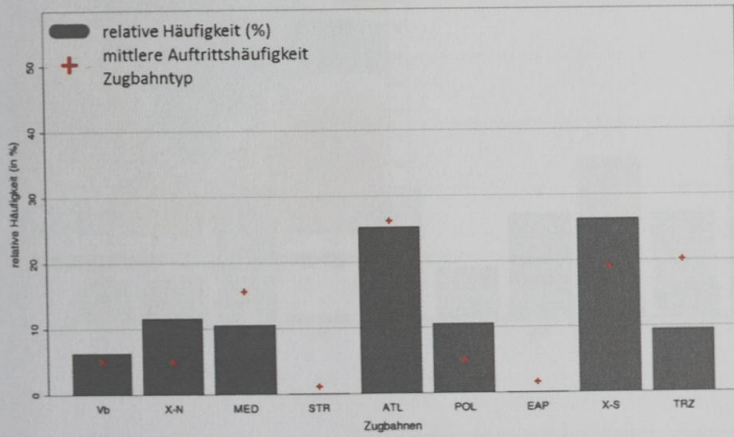


Abbildung 5.3 (g) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Herbst. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

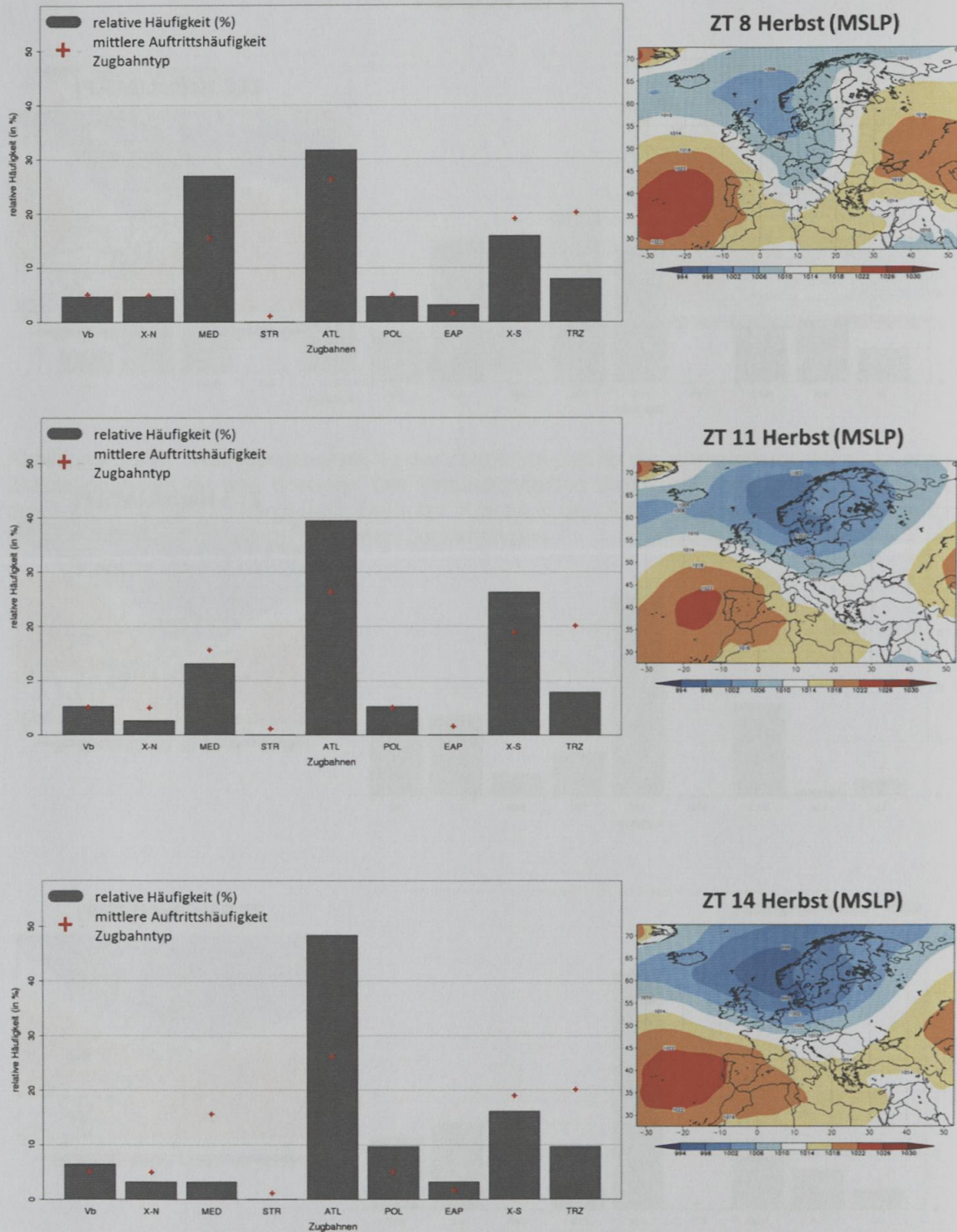


Abbildung 5.3 (h) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Herbst. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

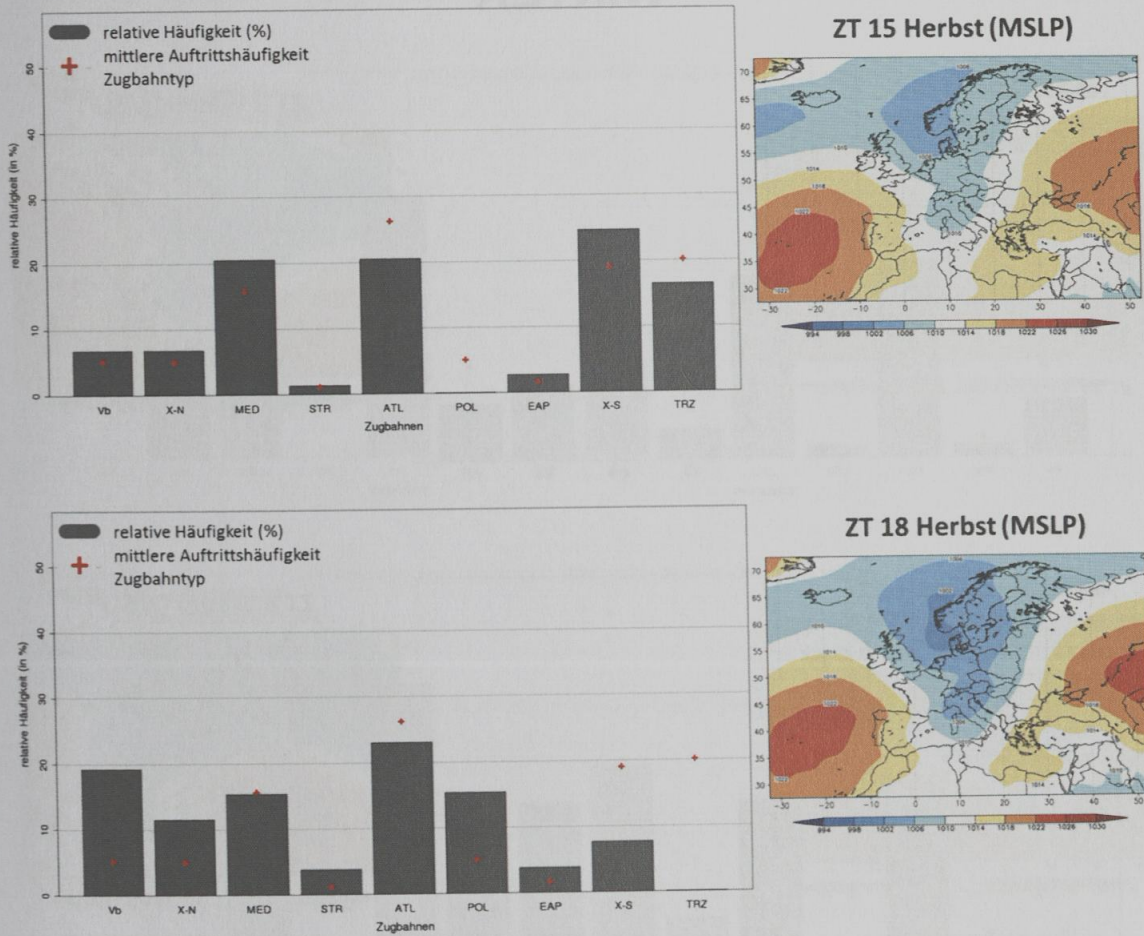


Abbildung 5.3 (i) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Herbst. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

WINTER

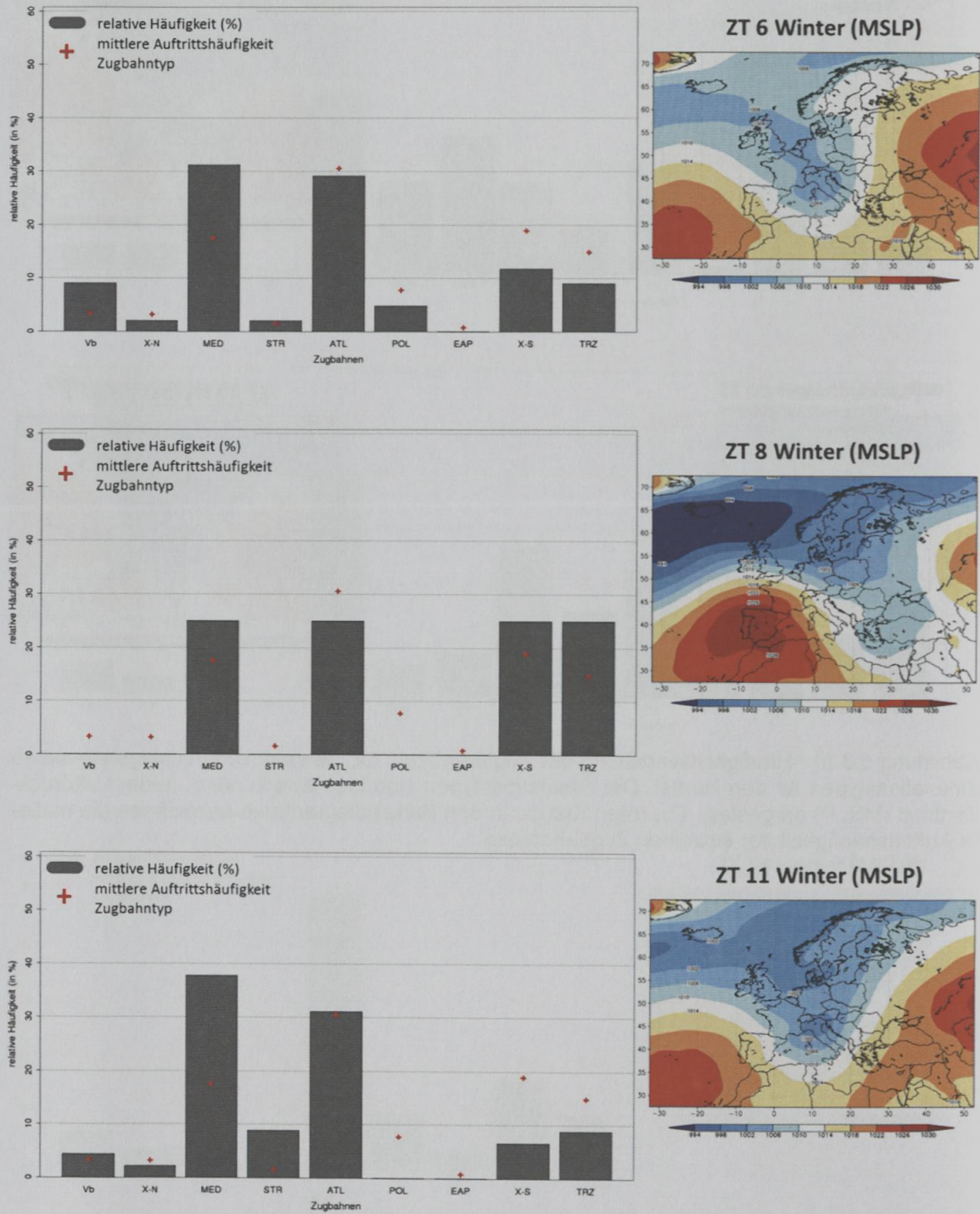


Abbildung 5.3 (j) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Winter. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

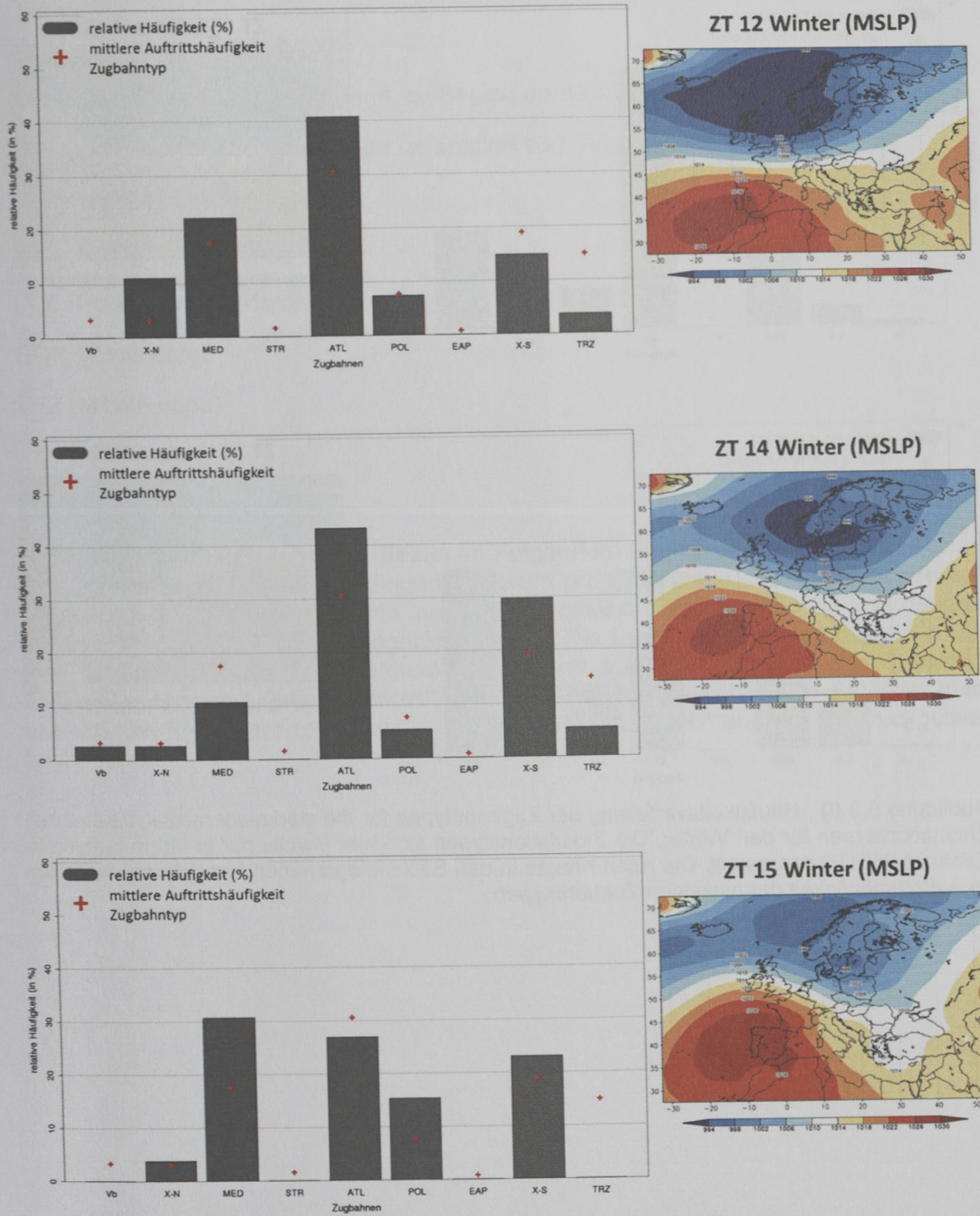


Abbildung 5.3 (k) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Winter. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

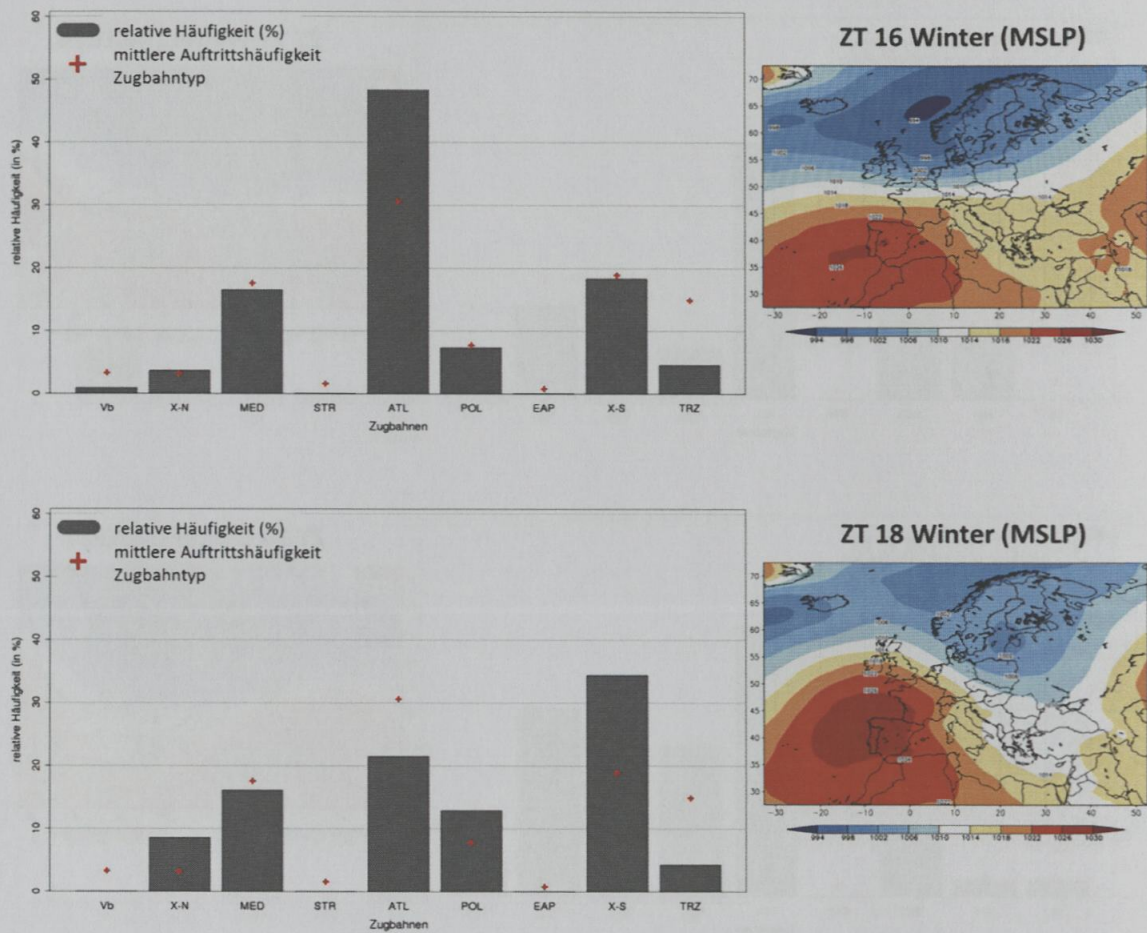


Abbildung 5.3 (I) : Häufigkeitsverteilung der Zugbahntypen für die starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen für den Winter. Die Zirkulationstypen sind hier jeweils nur in ihrem Luftdruck-Zentroid (MSLP) dargestellt. Die roten Kreuze in den Balkendiagrammen bezeichnen die mittlere Auftrittshäufigkeit der einzelnen Zugbahntypen.

5.4 Zugbahnenkatalog

Vb (Van Bebber's Zugbahn Vb)

X-N (Südlich der Alpen entstehend, zu Beginn nordwärts wandernd)

X-S (Südlich der Alpen entstehend, zu Beginn südwärts wandernd)

MED (Mediterran)

ATL (Atlantik)

POL (Polar, bzw. Nordtyp)

CON (Kontinental)

TRZ (Mitteleuropa)

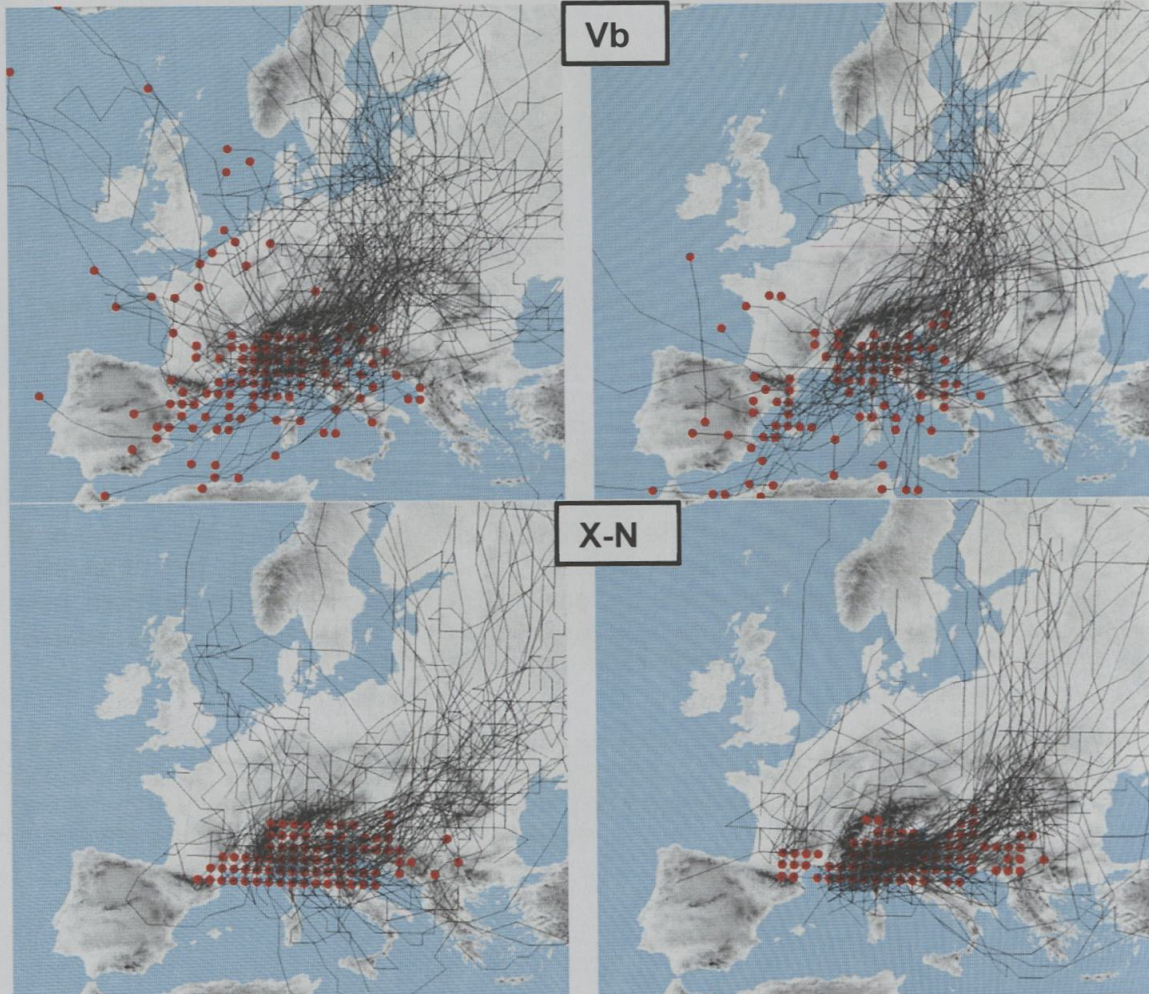
Die in den Dichtekarten (rechte Seiten im Folgenden) angegebenen Farben beziehen sich auf die Summe aller detektierten Zyklonen pro Gitterpunkt. Zur besseren Veranschaulichung wurde dieser Werte zunächst normalisiert (Feldsumme=1) und danach mit dem Faktor $52 \cdot 60$ (Gitterfeldgröße) skaliert. Die Dichtekarten kennzeichnen somit jene Gebiete der stärksten Tiefdrucktätigkeit und auch Gebiete mit den häufigsten Tiefdruckpassagen („Aktionszentren“, geringe Aktivität: bläulich, hohe Aktivität: gelb und rot). Die Pfeile kennzeichnen die mittlere Verlagerungsrichtung der Tiefdruckgebiete.

Linke Seite: Zugbahnkarten aus ERA-40, 1961-2002. Die roten Punkte kennzeichnen den Startpunkt der jeweiligen Zugbahn.

Zugbahnkarten 1961-2001 ERA-40

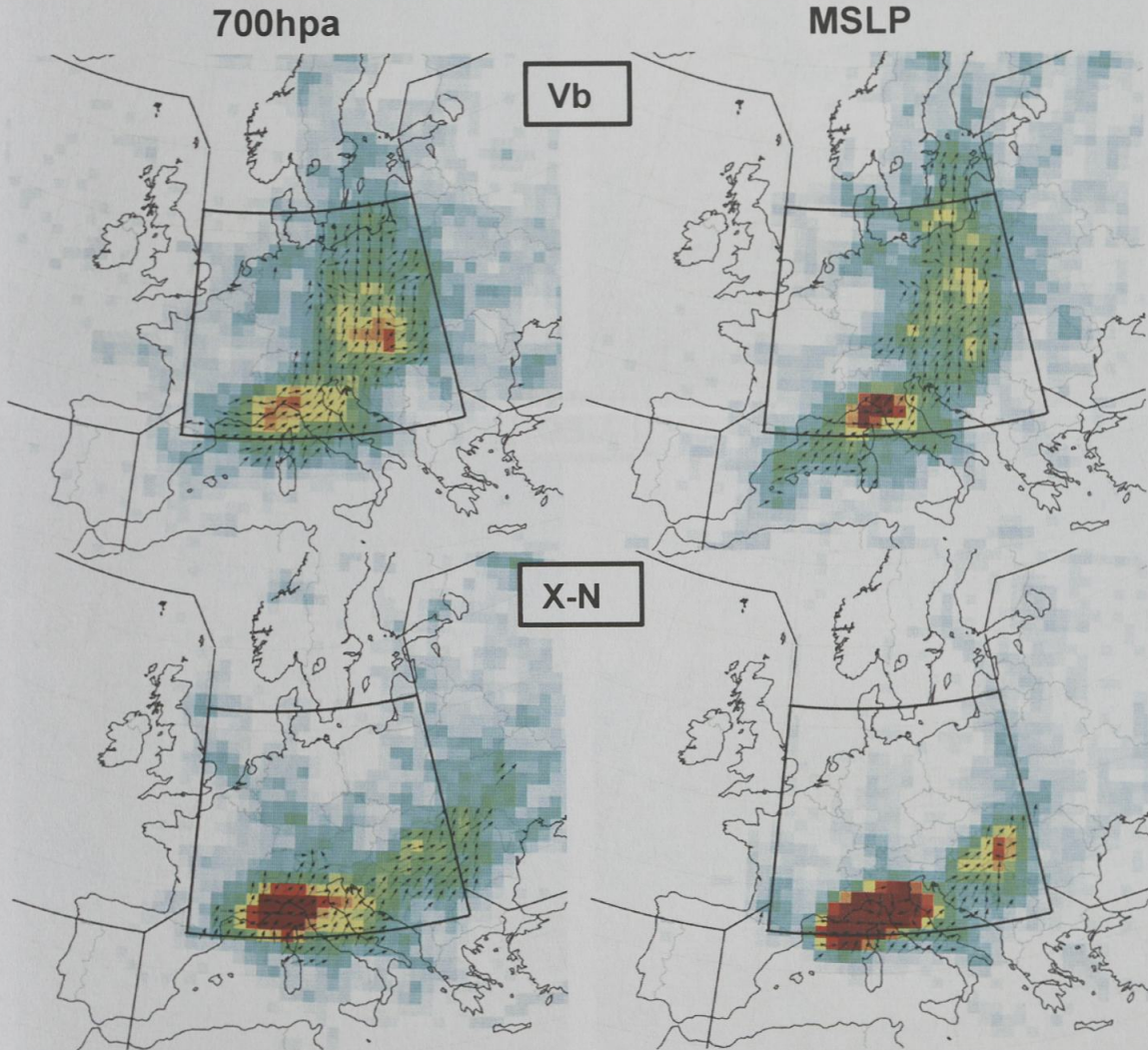
700hpa

MSLP



Rechte Seite: Zugbahndichtekarten aus ERA-40, 1961-2002. Die Pfeile kennzeichnen die mittlere Verlagerungsrichtung der Tiefdruckgebiete am jeweiligen Gitterpunkt. Die Farben kennzeichnen die Aktionszentren der Tiefs (geringe Aktivität: bläulich, hohe Aktivität: gelb bis rot).

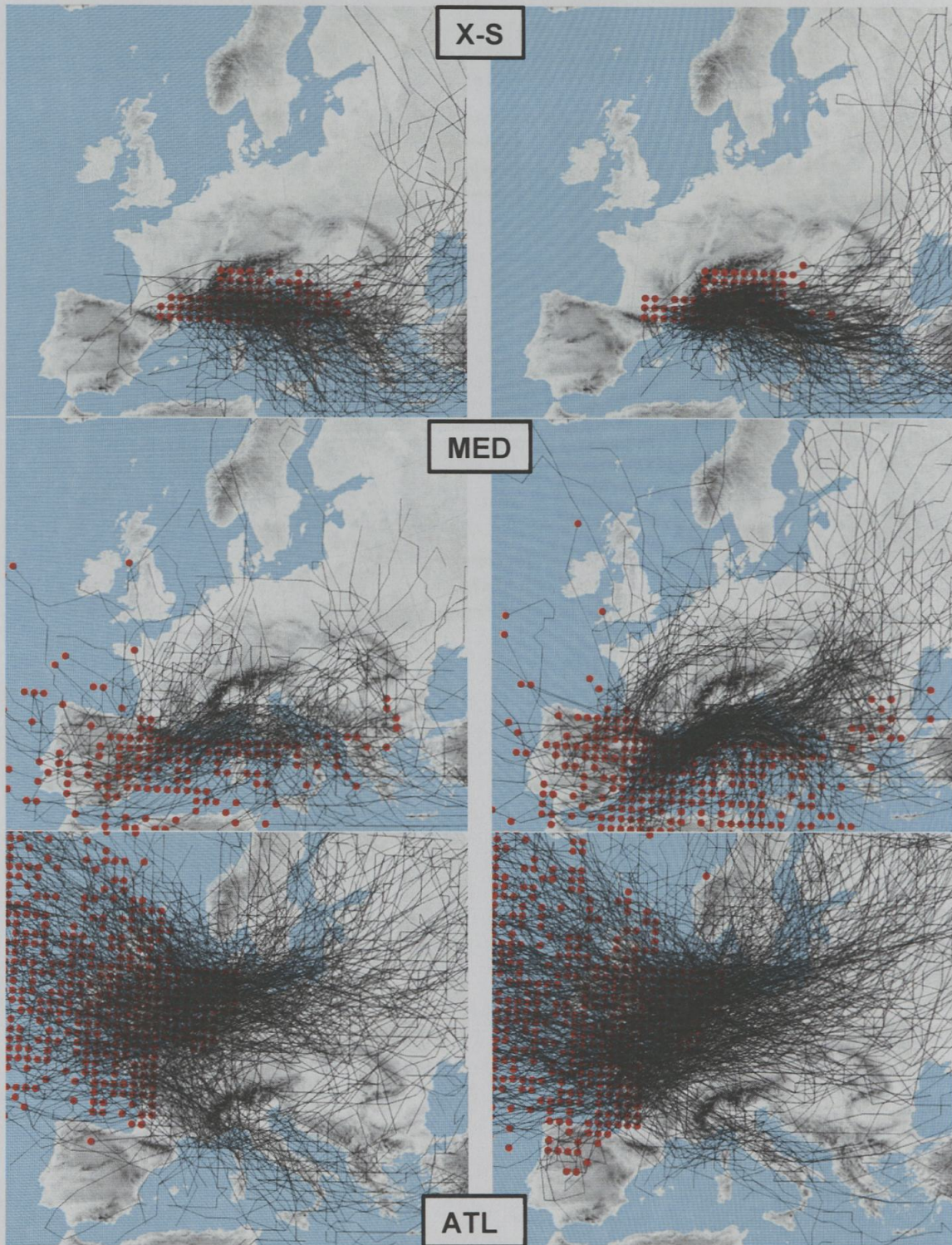
Zugbahndichtekarten MSLP; 1961-2001 ERA-40



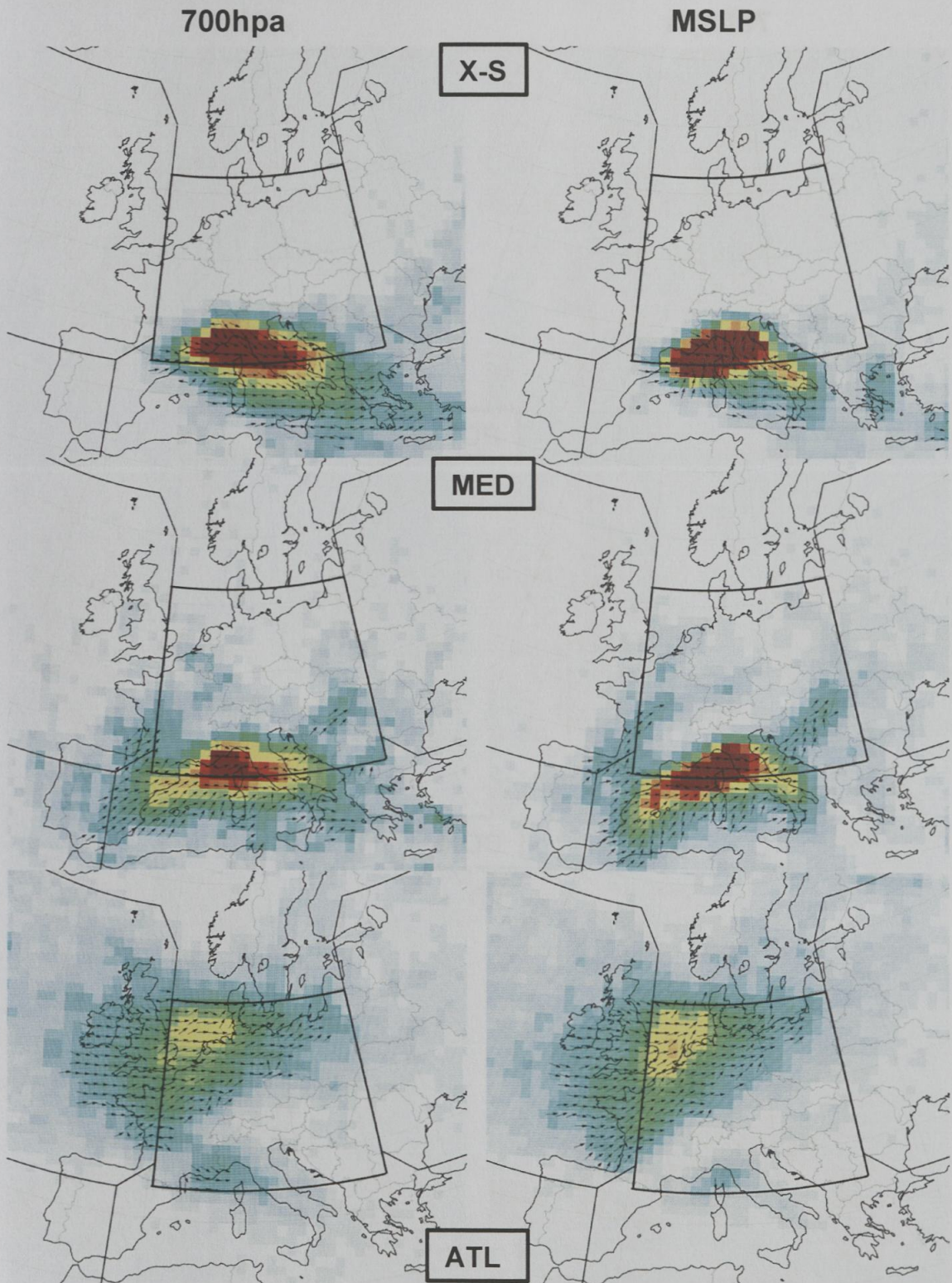
Zugbahnkarten 1961-2001 ERA-40

700hpa

MSLP



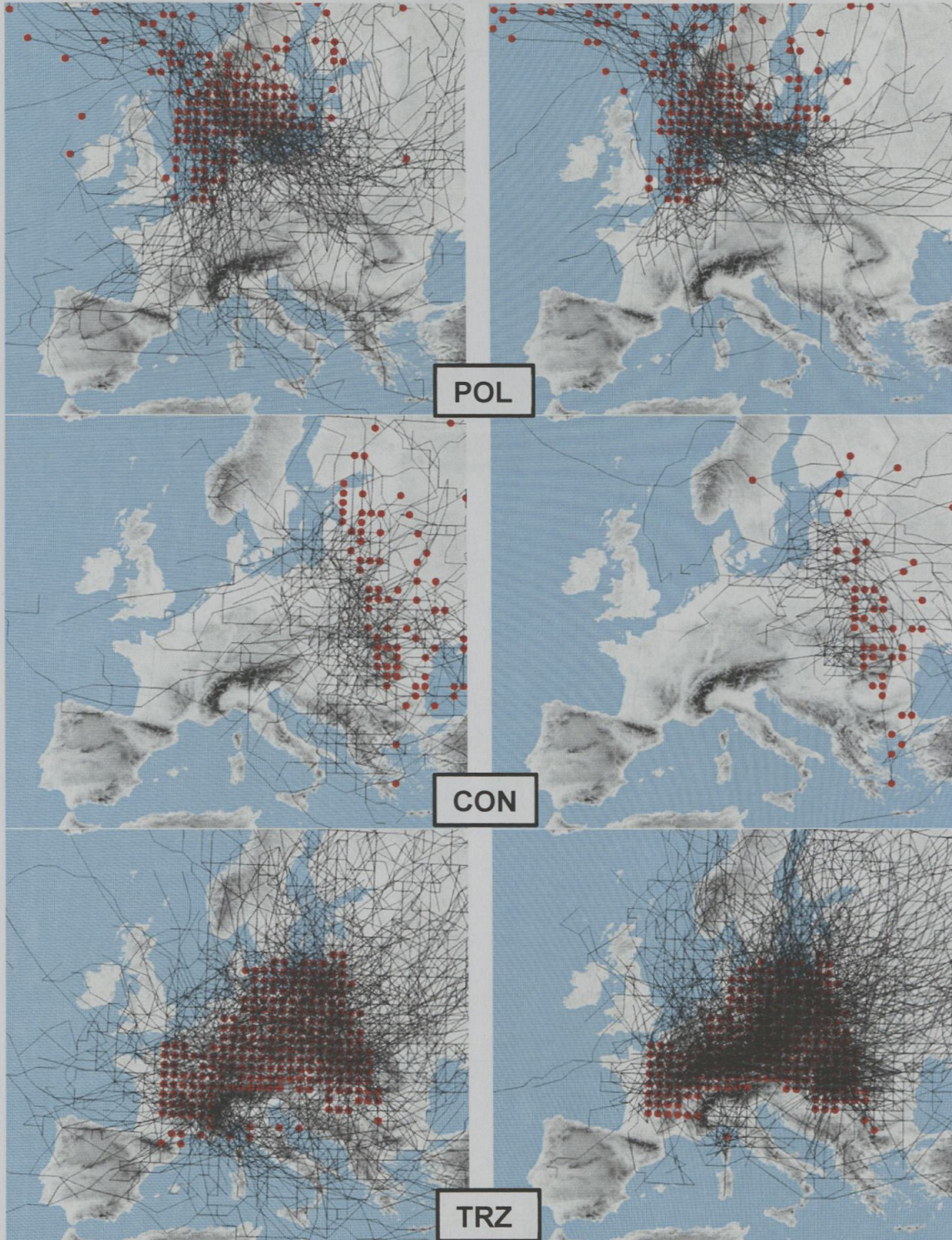
Zugbahndichtekarten MSLP; 1961-2001 ERA-40



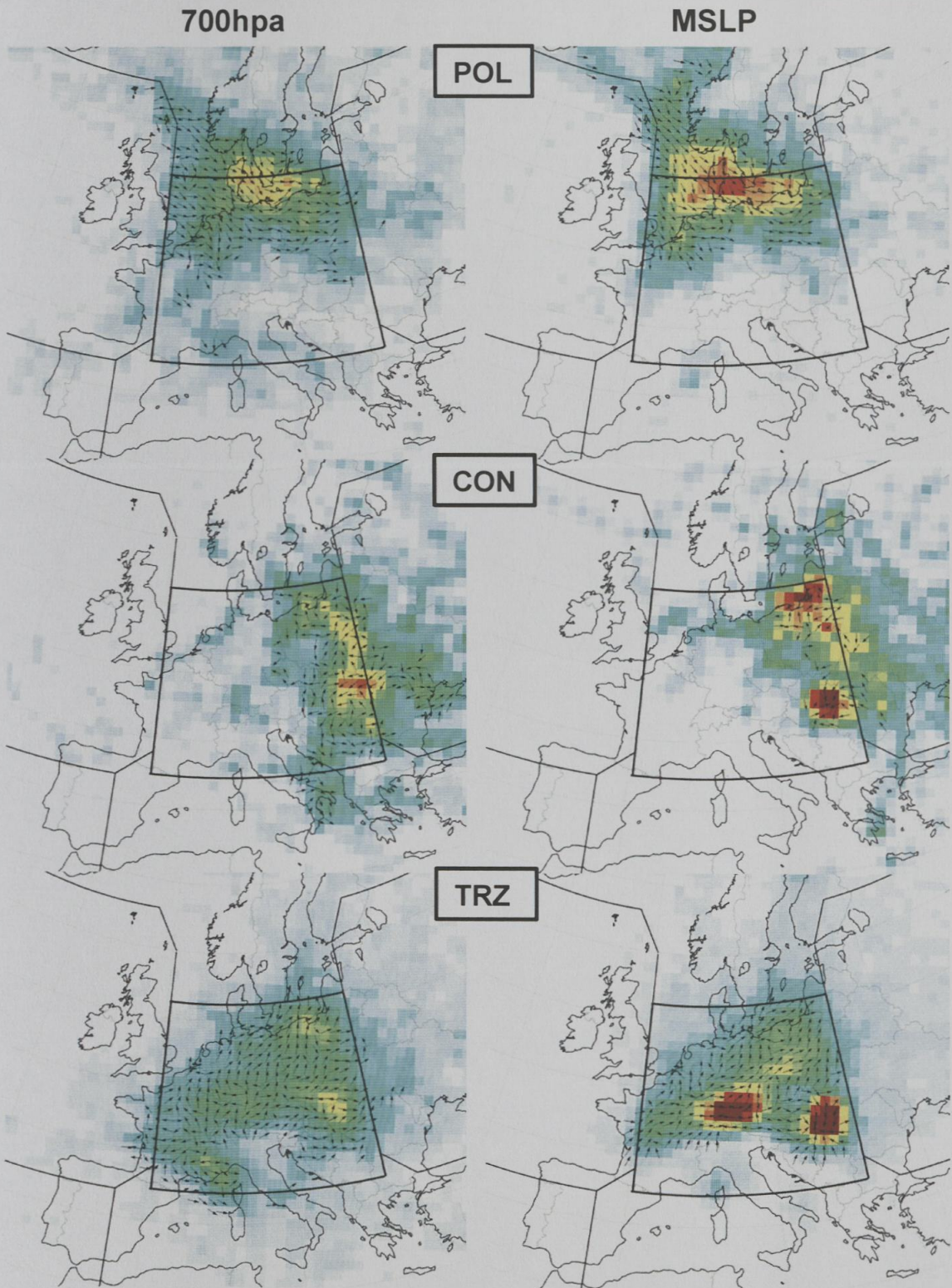
Zugbahnkarten 1961-2001 ERA-40

700hpa

MSLP



Zugbahndichtekarten MSLP; 1961-2001 ERA-40



WETRAX

WEather Patterns, CycloneTRACKs and related precipitation EXtremes

Im Projekt WETRAX wurde die Veränderung von großräumigen Starkniederschlägen im Klimawandel für den Zeitraum 1951 bis 2100 untersucht. Diese Niederschläge haben das Potential zu großräumigen, extremen Flusshochwassern wie z.B. im August 2002 oder im Mai 2013 an Donau und Elbe. Das Untersuchungsgebiet umfasst Süddeutschland, Österreich und angrenzende Teile der Schweiz sowie Tschechiens. Als innovativer Ansatz wurden starkniederschlagsrelevante Muster der atmosphärischen Zirkulation nach zwei verschiedenen Vorgehensweisen bestimmt und ausgewertet. Die Ergebnisse zeigen, dass viele großräumige Starkniederschläge in Mitteleuropa mit nur wenigen Zugbahnen und Zirkulationstypen („Wetterlagen“) erklärt werden können. Das bedeutendste Muster ist ein persistentes Höhentief über dem Alpenraum in Verbindung mit einem Bodentief, welches sich von Oberitalien in Richtung Polen verlagert. Die Erkenntnisse sollen helfen, hochwasserrelevante atmosphärische Vorgänge besser zu verstehen und Entscheidungsträger im Hochwassermanagement mit belastbaren Fakten in der Entwicklung von Klimawandelanpassungsstrategien unterstützen zu können.

Herausgeber:

Priv. Doz. Dr. Christoph Beck
Prof. Dr. Peter Fiener
Prof. Dr. Arne Friedmann
Prof. Dr. Konrad Goppel
Priv. Doz. Dr. Sven Grashey-Jansen
Priv. Doz. Dr. Elke Hertig
Priv. Doz. Dr. Markus Hilpert
Prof. Dr. Jucundus Jacobeit
Prof. Dr. Jukka Krisp
Prof. Dr. Harald Kunstmann
Prof. Dr. Ulrike Ohl
Priv. Doz. Dr. Andreas Philipp
Prof. Dr. Armin Reller
Prof. Dr. Thomas Schneider
Prof. Dr. Matthias Schmidt
Prof. Dr. Karin Thieme
Prof. Dr. Sabine Timpf
Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel