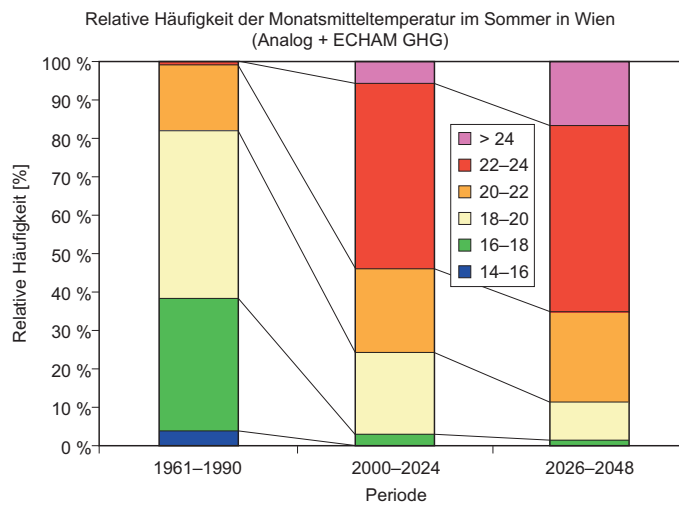


Anwendung der Analog-Methode in komplexem Terrain: Klimaänderungsszenarien auf Tagesbasis für Österreich



Autoren:

C. Matulla

P. Haas

S. Wagner

E. Zorita

H. Formayer

H. Kromp-Kolb

**Anwendung
der Analog-Methode in komplexem Terrain:
Klimaänderungsszenarien auf Tagesbasis
für Österreich**

Autoren:

C. Matulla

(Institut für Meteorologie,
Universität für Bodenkultur,
Wien, Österreich, und
Institut für Küstenforschung,
GKSS, Geesthacht, Deutschland)

P. Haas

(Institut für Meteorologie,
Universität für Bodenkultur,
Wien, Österreich)

S. Wagner

E. Zorita

(Institut für Küstenforschung,
GKSS, Geesthacht, Deutschland)

H. Formayer

H. Kromp-Kolb

(Institut für Meteorologie,
Universität für Bodenkultur,
Wien, Österreich)

Die Berichte der GKSS werden kostenlos abgegeben.
The delivery of the GKSS reports is free of charge.

Anforderungen/Requests:

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH
Bibliothek/Library
Postfach 11 60
D-21494 Geesthacht
Germany
Fax.: (49) 04152/871717

Als Manuskript vervielfältigt.
Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor.

ISSN 0344-9629

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH · Telefon (04152)87-0
Max-Planck-Straße · D-21502 Geesthacht / Postfach 11 60 · D-21494 Geesthacht

Anwendung der Analog-Methode in komplexem Terrain: Klimaänderungsszenarien auf Tagesbasis für Österreich

Christoph Matulla, Patrick Haas, Sebastian Wagner, Eduardo Zorita, Herbert Formayer und Helga Kromp-Kolb

70 Seiten mit 27 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung

Mit der Analog-Methode (Zorita et al. 1995) werden für Österreich Temperatur- und Niederschlags-szenarien auf Tagesbasis erstellt.

Für die Erstellung meteorologisch konsistenter Szenarien ist es wünschenswert, einen großskaligen Prädiktor für die Temperatur und den Niederschlag an den Stationen zu verwenden. Dazu und um einen möglichst belastbaren Zusammenhang zwischen den Skalen zu finden, werden viele großskalige Prädiktoren untersucht. Da der lokale Niederschlag gegenüber der Temperatur die meteorologisch weitaus problematischere Größe ist, werden die Prädiktoren daran gemessen, wie gut sie in der Lage sind, den Niederschlag an den Stationen in der Beobachtungsperiode wiederzugeben. Ein weiteres Kriterium ist, ob die Prädiktoren vom Klimamodell, dessen Szenarien verwendet werden, realistisch modelliert werden.

Aus der Menge der untersuchten Prädiktoren werden hier der SLP (sea level pressure) und die relative Topographie ausgewählt, um die lokalen Szenarien abzuleiten. Die mit der relativen Topographie abgeleiteten Temperatur-Szenarien zeigen starke, räumlich differenzierte Zunahmen, die im Sommer deutlicher ausgeprägt sind als im Winter. Die Veränderungen, die der SLP simuliert, sind vergleichsweise gering. Beim Niederschlag liefert die relative Topographie drastische Reduktionen der saisonalen Summen, während der SLP im Sommer auf Zunahmen und im Winter sowohl auf Zu- wie auf Abnahmen führt.

Die Resultate werden ausführlich diskutiert und anhand sekundärer Klimaelemente wie Hitze- und Sommer-, Eis- und Frosttage, Länge der Wachstumsperiode, aber auch anhand von Veränderungen der saisonalen Niederschlagssummen und der Intensität dargestellt.

Application of the Analogue-Method to complex terrain: climate change scenarios in Austria

Abstract

We apply the Analogue-Method originally introduced into climate research by Zorita et al. (1995) to generate daily scenarios of precipitation and temperature. To detect predictor fields that yield statistically robust realizations of the link between the different scales, a large number of reanalysis fields are entered into a validation procedure, which involves precipitation. To derive consistent local scale scenarios, it is preferable to generate temperature and precipitation with only one predictor. However, it is also important that these predictors are reasonably simulated within the general circulation model (GCM), that provides the large scale scenarios.

Here, sea level pressure (SLP) and relative topographie is used to derive local scale scenarios.

In case of temperature the scenarios which are based on the relative topographie show clear increases whereas the SLP-scenarios show only little changes. In case of precipitation relative topographie yields drastic reductions of the seasonal sums. SLP on the other hand leads to both increases as well as decreases.

The achieved results are presented and their consequences are discussed in detail. Examples are climatic elements of second order as heat- and summerdays, ice- and chilldays and the growing degree season. Changes in the seasonal precipitation sums and the intensity of rain events, as well as precipitation sums below zero degree are also analyzed.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	9
2	Daten	11
2.1	Beobachtungsperiode	11
2.1.1	Reanalysedaten	11
2.1.2	Lokale Beobachtungsdaten	11
2.2	Szenarioperiode	13
2.2.1	Szenariodaten	13
3	Methode	15
4	Wahl der Prädiktoren	17
4.1	Mathematisches Setup	18
4.2	Gütemaße	18
4.3	Resultate	19
4.4	Vergleich von Analog-Methode+ECHAM mit Analog-Methode+ERA	26
4.5	Vergleich der Analog-Methode mit dem LARS-Wettergenerator	29
4.6	Schlussfolgerung	32
5	Vergleich der Prädiktorfelder: ECHAM versus ERA40	34
5.1	SLP	34
5.2	Relative Topographie	38
6	Diskussion der Szenarien	42
6.1	Temperatur	42
6.1.1	Simulierter Temperaturwandel in Wien: CCA versus Analog-Methode	51
6.1.2	Abhängigkeit der Temperaturzunahme von der Höhe	53
6.1.3	Hitze- und Sommertage	55
6.1.4	Eis- und Frosttage	57
6.1.5	Wachstumsperiode	58
6.2	Niederschlag	60
6.2.1	Jahresniederschlag und Intensität	64

Abbildungsverzeichnis

1	Räumliche Verteilung der Stationen	13
2	Graphische Darstellung des Validierungsexperiments	20
3	Reproduktion des Niederschlagsfeldes durch Analog-Methode + relTop	23
4	Reproduktion des Niederschlagsfeldes durch Analog-Methode + SLP	24
5	Reproduktion von Perioden ohne Niederschlag: ERA vs. ECHAM	27
6	Reproduktion von drei Tages-Episoden mit Niederschlag: ERA vs. ECHAM	28
7	Simulation von Perioden ohne/mit Niederschlag: LARS-WG vs. Analog-Methode	29

8	Reproduktion der zeitlichen Abfolge von Winterniederschlagssummen an der Station Feldkirch mittels Analog-Methode + SLP und Analog-Methode + relativer Topographie	30
9	Vergleich von ERA40-SLP mit ECHAM-SLP (Januar, April)	35
10	Vergleich von ERA40-SLP mit ECHAM-SLP (Juli, Oktober)	36
11	Vergleich von ERA40-relTop mit ECHAM-relTop (Januar, April)	39
12	Vergleich von ERA40-relTop mit ECHAM-relTop (Juli, Oktober)	40
13	Vergleich der mit Analog-Methode + SLP erzeugten Häufigkeitsverteilung der Monatsmitteltemperaturen mit der beobachteten	43
14	Vergleich der mit Analog-Methode + relativer Topographie erzeugten Häufigkeitsverteilung der Monatsmitteltemperaturen mit der beobachteten	44
15	Mit Analog-Methode + SLP modellierte Änderung des saisonalen Temperaturmittels an den Stationen	47
16	Mit Analog-Methode + relativer Topographie modellierte Änderung des saisonalen Temperaturmittels an den Stationen	49
17	Jahresgang der Temperaturdifferenz zw. 2019–2048 und 1961–1990, gemittelt über alle Stationen	50
18	Simulierte Änderung der Sommertemperatur in Wien: CCA vs. Analog-Methode	51
19	Änderung der saisonalen Mitteltemperatur für Berg- und Tal- bzw. Flachlandstationen	54
20	Modellierte Änderung von Hitze- und Sommertagen	56
21	Modellierte Änderung von Eis- und Frosttagen	57
22	Modellierte Änderung der Wachstumsperiode	59
23	Mit Analog-Methode + relativer Topographie modellierte Änderung des saisonalen Niederschlagsmittels an den Stationen	61
24	Mit Analog-Methode + SLP modellierte Änderung des saisonalen Niederschlagsmittels an den Stationen	62
25	Modellierte Änderung der Niederschlagsintensität	64
26	Modellierte Änderung der Niederschlagssummen bei Temperaturen unter 0 Grad Celsius	65
27	Johannes Kilian Matulla	67

Tabellenverzeichnis

1	Verwendete Abkürzungen	7
2	Stationen an denen tägliche Temperatur- und Niederschlagsmessungen vorliegen	12
3	Bewertung der Kombination Analog-Methode + ERA40-Prädiktoren	21

Tabelle 1: Verwendete Abkürzungen.

relTop	relative Topographie 700–850 hPa
spch	spezifische Feuchte
wrot	Vorticity
relh	relative Feuchte
vwnd	meridionale Windkomponente
uwnd	zonale Windkomponente
wdiv	Winddivergenz
gpht	Geopotential
2, 5, 7, 8 <small>(hinter den Prediktoren)</small>	200, 500, 700, 850 hPa
pred-com.	Prädiktorkombination
SLP	sea level pressure
Klimanormalperiode	1961–1990
Szenarioperiode	2001–2048
ECHAM	Klimamodell – Max-Planck-Institut für Meteorologie
CNTL	Control
GHG	Greenhouse gas
GSD	Greenhouse gas + sulphate aerosol
ECMWF	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
ERA40	ECMWF Reanalyse
ALOCLIM	Austrian long term climate
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

1 Einführung

Globale Zirkulationsmodelle (GCMs) sind ein wichtiges Instrument, um mögliche Auswirkungen menschlichen Handelns, vor allem die Veränderung der Atmosphärenzusammensetzung auf das Klimasystem realitätsnah zu beurteilen. Diese Modelle schätzen das künftige Klima und sollten räumlich, auf der Basis von Kontinenten, und zeitlich, für Perioden von einigen Jahrzehnten, interpretiert werden. Bisher war es noch nicht möglich mit globalen Zirkulationsmodellen räumlich hochaufgelöste Szenarien für mehrere Jahrzehnte zu erzeugen.

Risikoanalysen, die die Auswirkungen eines möglichen globalen Klimawandels auf die regionale Skala beurteilen, benötigen lokalskalige Klimaänderungsszenarien. Daher ist es notwendig, die grob aufgelösten Ergebnisse der GCMs auf die für die Klimafolgenforschung relevante lokale Skala zu transformieren (Lexer et al. 2002).

Verfahren, die das gewährleisten, werden unter dem Begriff 'Downscaling' zusammengefasst. *A priori* wird dabei angenommen, dass die Beziehung zwischen großskaligem Wettergeschehen und lokalskaligen Verhältnissen als Zusammenhang von großskaligen Prädiktoren und regionalskaligen Prädiktanden formuliert werden kann, dass also der regionale Zustand der Atmosphäre von deren großräumiger Entwicklung gesteuert wird.

Grob können Downscalingverfahren in zwei Gruppen eingeteilt werden:

Dynamisches Downscaling orientiert sich an den bekannten physikalischen Prozessen der Atmosphäre. Hierbei werden hoch aufgelöste Regionalmodelle durch GCM-Output angetrieben (vgl. z.B. 'Limited Area'-Modelle (LAM)). Dabei fungiert der GCM-Output als zeitabhängiger Antrieb für das LAM. Das LAM ermöglicht die Erfassung von kleinen, unter der GCM-Skala liegenden Prozessen (Giorgi 1990; Giorgi et al. 1994). Dynamische Verfahren bieten die Möglichkeit prozessorientiert und physikalisch konsistent den lokalen Zustand aus dem großräumigen zu bestimmen.

Empirisches/statistisches Downscaling bedient sich vorhandener Datenreihen auf der GCM-Skala und der Skala, die aufgelöst werden soll. Mit statistischen Methoden wird zwischen ihnen ein deterministischer oder stochastischer Zusammenhang abgeleitet. Dieser aus den Beobachtungsdaten abgeleitete Zusammenhang ermöglicht es, in Abhängigkeit vom großskaligen Zustand den lokalskaligen Zustand abzuschätzen. Dem Wesen nach entspricht das der Erfahrung eines Prognostikers, die es ihm gestattet, aus dem großskaligen Zustand der Atmosphäre auf das regionale Wettergeschehen zu schließen. Statistische Verfahren sind einfach, benötigen wenig Computerressourcen und kein detailliertes Wissen über die Beschaffenheit der Erdoberfläche.

Die Plausibilität der lokalen Szenarien ist in beiden Fällen von der Fähigkeit des benutzten GCMs abhängig, das großskalige Wettergeschehen über Perioden von einigen Jahrzehnten vernünftig wiederzugeben. Einen Überblick über Downscaling-Verfahren findet man etwa in Matulla et al. (2003).

In dieser Arbeit wird ein empirisches Downscaling-Verfahren, die Analog-Methode, verwendet um aus großräumigen Klimaszenariosimulationen, die mit dem ECHAM4/OPYC3 GCM (Roeckner et al. 1996) am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) berechnet worden sind, lokalskalige Szenarien auf Tagesbasis für Österreich abzuleiten. Notwendige Voraussetzungen, auf denen empirisches Downscaling beruht, sind:

1. Die gewählten Prädiktoren (i) steuern die regionale Variabilität des Klimas und (ii) werden vom GCM realistisch wiedergegeben.
2. Der Klimawandel manifestiert sich in den Prädiktoren.
3. Der abgeleitete Zusammenhang zwischen den Skalen (das empirische Modell) behält auch unter geänderten Klimabedingungen seine Gültigkeit.

2 Daten

2.1 Beobachtungsperiode

2.1.1 Reanalysedaten

Die Reanalyse, die die Beobachtungen auf der GCM-Skala repräsentiert, ist der 12-stündige ERA40-Datensatz (Uppala 2003) des ECMWF (European Centre for Medium range Weather Forecasts, Reading/GB). Die horizontale Auflösung beträgt $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Hier wird die Periode von 1958 bis 2001 betrachtet.

Das Klima Österreichs ist stark von Prozessen über dem Nord-Atlantik, dem Europäischen Kontinent und dem Mittelmeerraum geprägt. Bei der Wahl des geographischen Ausschnittes, der in dieser Arbeit verwendet, wird musste ein Kompromiss gefunden werden. Einerseits soll der Ausschnitt so klein wie möglich sein damit die Analog-Methode im Beobachtungszeitraum ausreichend ähnliche Zirkulationszustände finden kann. Dies wird mit wachsender Zahl an Freiheitsgraden immer problematischer (van den Dool 1994). Andererseits müssen großskalige Prozesse, die sich auf das Wettergeschehen in Österreich auswirken, klar erkennbar sein. Um auch die nordatlantischen Zyklonenzugbahnen erfassen zu können sollte sich das geographische Fenster im Norden bis nach Fennoskandien erstrecken. Daher reicht der in dieser Arbeit verwendete geographische Ausschnitt von -10° W bis 27.5° E und von 35° N bis 65° N.

Die aus dem Reanalysedatensatz extrahierten meteorologischen Felder umfassen die geopotentielle Höhe, die Temperatur, die spezifische Feuchte, das horizontale Windfeld, die Divergenz und die Vorticity und liegen auf den Druckflächen 850, 700, 500 und 200 hPa vor. Weiters wird der mittlere Luftdruck auf Meeresniveau (SLP) und die relative Topographie (700–850 hPa) untersucht.

2.1.2 Lokale Beobachtungsdaten

In Österreich stehen auf Tagesbasis qualitätsgeprüfte Temperatur- und Niederschlagsmessungen an Stationen des Österreichischen Wetterdienstes (ZAMG) zur Verfügung. Die vom österreichischen Wetterdienst durchgeführte Qualitätskontrolle beinhaltet die elektronische Prozessierung der Daten und die Visualisierung von auffälligen Werten. Solche Werte wurden individuell (etwa durch Vergleich mit Nachbarstationen) überprüft. Details über diesen 'StartClim Tagesdatensatz' können in Schöner et al. (2003) nachgelesen werden. Haas (2004) stellt den StartClim Datensatz den Originaldaten auf Tagesbasis und dem homogenisierten ALOCLIM-Monatsdaten (Böhm et al. 2001; Auer et al. 2001) gegenüber und diskutiert Unterschiede. Abbildung 1 zeigt die Verteilung der Stationen für das österreichische Staatsgebiet.

An 71 ZAMG-Stationen (siehe Tabelle 2) gibt es zwischen 1948 und 2001 Tages-Temperaturmittelwerte. Die ZAMG-Berechnung des Tagesmittels erfolgt nach folgender Formel:

$$\bar{T} = \frac{1}{2}(T_{min} + T_{max}). \quad (1)$$

Neben den Tages-Temperaturmittelwerten liegen an den Stationen tägliche Minimal- und Maximaltemperaturen sowie Schneedaten vor. Bis auf die Bergstation Station Sonnblick (Nummer 20 in Abbildung 1 und in Tabelle 2), liegen an allen Stationen auch tägliche Niederschlagsmessungen vor. Dabei wird die Niederschlagssumme im Zeitraum von 7:00 des

Tabelle 2: An allen Stationen, bis auf die Bergstation Sonnblick (keine Niederschlagsmessung), liegen Tageswerte für Temperatur, Niederschlag und Schnee vor. Die Zahl in der ersten Spalte dient zur Identifikation der Station in dieser Arbeit. Bergstationen: 12, 17, 20, 29, 30, 31, 35, 49, 56.

	Name	lon	lat	alt		Name	lon	lat	alt
1	Feldkirch	9.61	47.28	439	37	Kremsmuenster	14.13	48.06	383
2	Bregenz	9.76	47.51	436	38	Hoersching	14.19	48.24	298
3	Schopperrau	10.02	47.31	835	39	Stolzalpe	14.21	47.12	1305
4	Schroecken	10.09	47.26	1263	40	Loibl	14.25	46.45	1098
5	Galtuer	10.19	46.98	1583	41	Klagenfurt	14.34	46.65	447
6	Holzgau	10.35	47.26	1100	42	Freistadt	14.50	48.52	548
7	Landeck	10.57	47.14	818	43	Grossraming	14.52	47.89	379
8	Reutte	10.76	47.51	870	44	Hieflau	14.76	47.61	492
9	Obergurgl	11.03	46.87	1938	45	St.Michael-Bleiburg	14.76	46.58	500
10	Innsbruck-Airp.	11.36	47.26	579	46	Seckau	14.78	47.28	874
11	Innsbruck-Uni	11.38	47.26	577	47	Zeltweg	14.78	47.21	669
12	Patscherkofel	11.46	47.21	2247	48	Pabneukirchen	14.82	48.32	595
13	Jenbach	11.76	47.39	530	49	Preitenegg	14.92	46.93	1055
14	Mayrhofen	11.85	47.15	643	50	Lobming	15.19	47.05	400
15	Kufstein	12.16	47.57	492	51	Stift-Zwettl	15.21	48.63	506
16	St.Jakob-Def	12.35	46.92	1400	52	Bruck-Mur	15.27	47.42	489
17	Mooserboden	12.72	47.15	2036	53	Mariazell	15.32	47.77	875
18	Lienz	12.78	46.82	668	54	Graz-Airport	15.44	46.99	340
19	Zell-am-See	12.78	47.30	753	55	Graz-Uni	15.45	47.08	366
20	Sonnblick	12.96	47.05	3105	56	Schoeckl	15.47	47.20	1436
21	Rauris	13.00	47.22	945	57	Krems	15.61	48.42	223
22	Salzburg-Airport	13.00	47.80	430	58	St.Poelten	15.63	48.20	273
23	Badgastein	13.13	47.12	1100	59	Muerzzuschlag	15.69	47.60	700
24	Reisach	13.15	46.65	646	60	Gleisdorf	15.71	47.11	375
25	Kolbnitz	13.31	46.87	603	61	Reichenau	15.85	47.70	485
26	Mondsee	13.37	47.85	491	62	Bad-Gleichenberg	15.91	46.87	303
27	Reichersberg	13.37	48.34	350	63	Retz	15.95	48.77	242
28	Bad-Ischl	13.63	47.72	469	64	Woerterberg	16.10	47.23	400
29	Villacher-Alpe	13.67	46.60	2140	65	Mariabrunn	16.23	48.21	226
30	Krippenstein	13.70	47.52	2050	66	Hohe-Warte	16.36	48.26	203
31	Feuerkogel	13.73	47.82	1618	67	Oberleis	16.37	48.56	420
32	Bad-Aussee	13.78	47.63	675	68	Laa-Thaya	16.39	48.73	187
33	Tamsweg	13.81	47.12	1012	69	Eisenstadt	16.56	47.86	159
34	Kollerschlag	13.84	48.61	725	70	Schwechat	16.57	48.11	184
35	Kanzelhoehe	13.91	46.68	1526	71	Hohenau	16.90	48.62	155
36	Irdning	14.10	47.51	710					

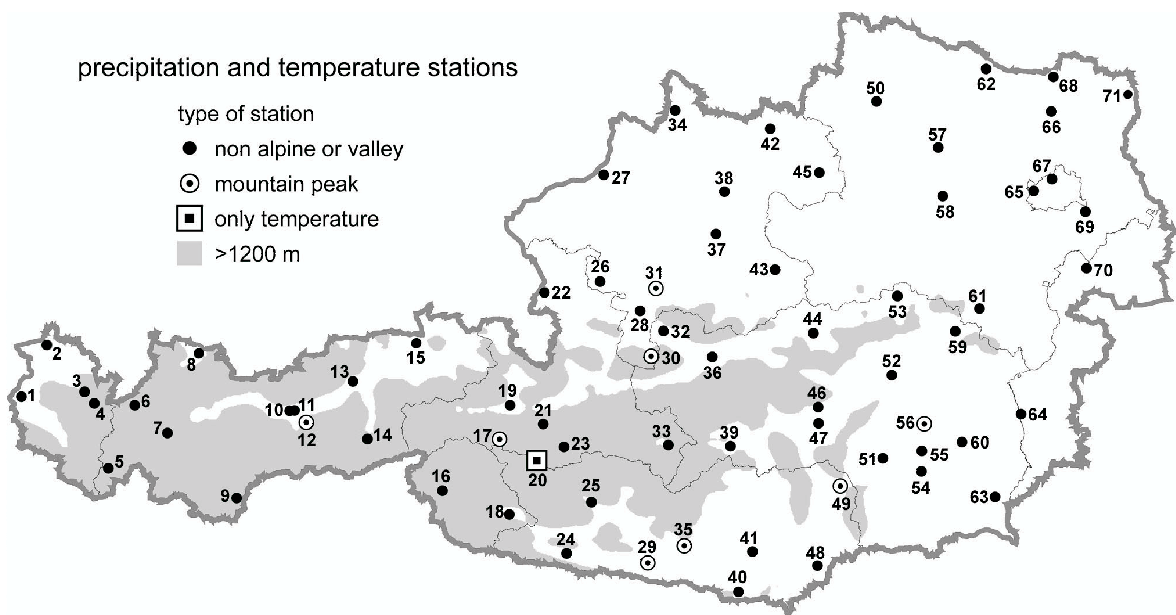


Abbildung 1: Die in dieser Studie verwendeten Stationen. Graue Flächen deuten Regionen über 1200 m an (Auflösung: 25km×25km).

Referenztages bis 7:00 des Folgetages dem Referenztag zugeordnet.

Insgesamt stehen also für die Periode 1958–2001 sowohl auf der lokalen Skala wie auch auf der großräumigen Skala Beobachtungen zur Verfügung.

2.2 Szenarioperiode

Im Folgenden werden die mit ECHAM4/OPYC simulierte IS92A (IPCC 1996) Klimaszenarien skizziert. In der vorliegenden Arbeit werden die 12-Stunden-Halbtageswerte der bei den Reanalysedaten bereits vorgestellten Variablen verwendet. Die Periode 2002–2048 wird als Szenarioperiode bezeichnet. Viele Vergleiche im hinteren Teil dieser Studie stellen die Klimanormalperiode 1961–1990 der 30-Jahresperiode 2019–2048 gegenüber.

2.2.1 Szenariodaten

CNTL : (CoNTroL) Die Konzentrationen von CO_2 , Methan und Stickoxid sind auf dem beobachteten Niveau von 1990 konstant gehalten (siehe IPCC 1990, Tabelle 2.5). Die Konzentrationen der 'industrial gases' (CFC's, usw.) sind auf Null gesetzt, während Ozon und Aerosole entsprechend ihrer klimatologischen Verteilungen beschrieben werden. Der Schwefelkreislauf wird nicht berücksichtigt. Nach einem 100jährigen 'spin-up' wurde das Modell 300 Modelljahre lang bei konstanter Flusskorrektur integriert (Röckner et al., 1998). Diese 300jährige Klimatologie dient als Referenz für die zeitabhängigen Experimente GHG und GSD (siehe unten).

GHG : (Green House Gas) Im GHG-Experiment werden die Treibhausgase CO_2 , CH_4 , N_2O und 'industrial gases' als Funktion der Zeit beschrieben. Von 1860 bis 1990 werden die jährlichen Treibhausgaskonzentrationen entsprechend den beobachteten Konzentrationszunahmen allmählich erhöht. Von 1990 an bis 2100 werden dem Modell die Konzentrationen nach dem IS92a Emissionsszenario (IPCC 1992) vorgegeben. Bei den 'industrial gases' wurde 1996 ein 'update' (IPCC 1996) durchgeführt, um mit dem Kopenhagener Emissionsszenario kompatibel zu sein.

GSD : (GHG plus sulphate aerosols) Zusätzlich zu den Treibhausgaskonzentrationen dient auch direkt der von den Sulfat-Aerosolen induzierte Strahlungseffekt als Antrieb. Der zeitliche Verlauf entspricht hierbei von 1860-1990 den historischen Konzentrationen und von 1990 bis 2049 entsprechend den Schwefelemissionen des IS92a-Szenarios. Der Verlauf der Treibhausgaskonzentrationen entspricht jenem des GHG-Szenarios.

Da der GSD-Lauf im September 2049 endet, wurde als Szenarioperiode 2002–2048 gewählt. Die meisten Resultate, die in dieser Arbeit vorgestellt werden, zeigen einen Vergleich der Klimanormalperiode 1961–1990 mit einer 30jährigen Periode (2019–2048) in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts.

3 Methode

Als Downscaling-Verfahren wurde die Analog-Methode von Zorita und von Storch (1999) in die Klimaforschung eingeführt und von Zorita and von Storch (1999) mit anderen empirischen Downscaling-Verfahren verglichen. Sie ist ein einfaches Verfahren, das aus dem großskaligen Zustand der Atmosphäre auf das lokale Wettergeschehen schließt. Dabei wird die großskalige Zirkulation, wie sie von einem Klimamodell simuliert wird, Termin für Termin mit der historisch beobachteten Zirkulation (Reanalyse) verglichen. Das ähnlichste, beobachtete Zirkulationmuster wird als Analogon gewählt und dessen lokale Wettersituation wird dem simulierten Muster zugeordnet. Dabei ist noch zu definieren wie 'Ähnlichkeit' quantifiziert wird. Eine sinnvolle Möglichkeit ist die Verwendung einer Distanz (siehe Formel 4).

Eine Schwachstelle des Verfahrens ist ihr Bedarf an ausreichend langen Beobachtungen um sicherzustellen, dass stets eine vernünftige, analoge Zirkulationssituation detektiert werden kann. Van den Dool (1994) hat gezeigt, dass auf globaler Basis für den Zweck einer sinnvollen Wettervorhersage viele tausend Jahre an Beobachtungen nötig sind. Tatsächlich liegen globale Beobachtungen nur für einige Jahrzehnte vor. Um die Analog-Methode dennoch verwenden zu können, muss die Zahl der Freiheitsgrade drastisch reduziert werden. Zunächst ist für die Belange des Downscalings im allgemeinen nicht die globale Skala notwendig sondern es sind geographische Ausschnitte in der Größenordnung von Kontinenten ausreichend. Weiterhin werden die Daten mittels EOF-Analyse (Empirische Orthogonal Funktionen; von Storch and Zwiers 1999) gefiltert. Darüberhinaus wird die Analog-Methode nicht zur Wettervorhersage genutzt sondern sie soll über eine Periode von einigen Jahrzehnten lokalskalige Zustände kohärent mit der großräumigen Zirkulation in Verbindung setzen. All das führt auf eine drastische Reduktion der Freiheitsgrade.

Ob die Analog-Methode mit dem vorliegenden Datenmaterial tatsächlich sinnvoll zum Downscaling eingesetzt werden kann, zeigt ihre Leistung in der Validierung (Kapitel 4.3).

Die EOF-Analyse gestattet die Entwicklung des Anomaliefeldes f (z.B. der relativen Topographie) nach den ersten EOFs, bei maximal erklärter Varianz (siehe von Storch und Zwiers 1999 oder Zorita und von Storch 1999, denen hier gefolgt wird):

$$f(i, t) = \sum_{k=1}^n x_k(t) g_k(i) + \epsilon(t, i) \quad (2)$$

wobei i der Gitterpunktsindex, t der Termin, g_k das k te EOF Muster, $x_k(t)$ die Projektion des Anomalievektors zum Termin t auf das k te EOF Muster, n die Zahl von EOF Mustern, die zur Beschreibung des Anomaliefeldes herangezogen werden und ϵ das Residuum ist.

Die Analoga werden nun im n -dimensionalen, von den n EOFs der Beobachtungsperiode, aufgespannten Vektorraum gesucht. Angenommen die Projektion des simulierten Anomaliefeldes zum Termin \tilde{t} auf die EOFs sei gegeben durch:

$$\mathbf{z}(\tilde{t}) = (z_1(\tilde{t}), \dots, z_n(\tilde{t})) \quad (3)$$

Dann kann das beobachtete Analogon zum simulierten Anomaliefeld als der Vektor definiert werden, der den geringsten Euklidischen Abstand zum Anomaliefeld aufweist:

$$\sqrt{\sum_{k=1}^n (z_k(\tilde{t}) - x_k(t))^2} \stackrel{!}{=} \text{Min.} \rightarrow t \quad \forall \tilde{t} \quad (4)$$

In dieser Arbeit dienen die ERA40-Reanalysedaten als die Beobachtungen auf der grob aufgelösten Skala und die ZAMG-Stationsdaten als die lokalen Beobachtungsdaten. Der großräumige, künftige Zustand der Atmosphäre wird vom ECHAM-Klimamodell simuliert. Die Norm zur Detektion der Analoga ist die Euklidische Distanz und n ist die Zahl der EOFs die nötig sind, um 80 % der Varianz des Reanalysefeldes zu beschreiben, maximal jedoch 5. Diese Limitierung soll sicherstellen, dass die verwendeten EOFs gute Schätzungen der Principal Vectors sind (von Storch and Hannoschöck 1985).

4 Wahl der Prädiktoren

Um zu meteorologisch konsistenten Resultaten zu kommen ist es vernünftig für jeden großskaligen Prädiktor ein vollständiges lokalskaliges Szenario abzuleiten. Mit der Analog-Methode werden aus *einem* großräumigen Feld *alle* lokalskaligen Parameter an den Stationen generiert. In dieser Arbeit sind das der Niederschlag, die Minimums-, Maximums- und Mitteltemperatur. Daher sollte der Prädiktor in der Lage sein sowohl den Niederschlag wie auch die Temperatur an den Stationen geeignet zu modellieren.

Der Niederschlag ist gegenüber der Temperatur die komplexere Klimagröße und weitaus komplizierter zu modellieren. Es ist zweckmässig, jene Prädiktoren zu suchen, die ihn verhältnismässig gut wiedergeben. Die Modellierung der Temperatur ist in der Regel nicht so kompliziert.

Dieses Kapitel beschreibt, wie gut die Prädiktoren (z.B. relative Topographie, SLP oder horizontaler Wind) geeignet sind, mit der Analog-Methode das beobachtete lokalskalige Niederschlagsfeld zu reproduzieren. Zuerst wird (i) die Tauglichkeit Analog-Methode zusammen mit verschiedenen Prädiktoren im Validierungszeitraum 1958-2001 demonstriert. Des Weiteren wird (ii) die lokalskalige Schätzung der Kombination 'ECHAM-Daten + Analog-Methode' in der Validierungsperiode mit (a) der lokalskaligen Schätzung der Kombination 'ERA40-Reanalyse + Analog-Methode' und (b) den lokalskaligen Beobachtungen verglichen. Damit wird untersucht, wie gut sich der lokalskalige Klima-Zustand aus den ECHAM-Daten ableiten lässt *und* ob sich diese Schätzung von der der Kombination 'ERA40-Reanalyse + Analog-Methode' unterscheidet. Kann der lokalskalige Zustand aus den ECHAM-Daten mit einer vergleichbaren Güte wie aus den Reanalysedaten abgeleitet werden, stärkt das die Glaubwürdigkeit in die lokalen Szenarien, die aus den ECHAM-Szenarioläufen abgeleitet werden. Es wird (iii) die Leistung der Analog-Methode mit der eines Wettergenerators (LARS-WG – siehe Semenov and Barrow 1997; Haas 2003) verglichen. Der LARS-WG ist in Hinblick auf die Reproduktion von Persistenzen (Länge von Perioden mit bzw. ohne Niederschlag) optimal und dient daher als bester Schätzer. Der Vergleich liefert daher einen weiteren Anhaltspunkt bei der Bewertung der Analog-Methode. Letztendlich sind diese Untersuchungen die Grundlage für die Wahl der Prädiktoren, mit denen dann die lokalen Szenarien berechnet werden. D.h., je nachdem wie verschiedene Prädiktoren in diesen Untersuchungen abschneiden, werden sie dann zur Berechnung der künftigen Szenarien an den Stationen herangezogen oder nicht.

Wie schon mehrfach gesagt, ist das Ziel der Analog-Methode die Bereitstellung von lokalskaligen Szenarien für Temperatur und Niederschlag auf Tagesbasis. Validierungsexperimente quantifizieren, wie gut diese Aufgabe erledigt wird. Diese Quantifizierung kann so geschehen, dass für einen Zeitraum in dem lokalskalige Beobachtungen vorliegen, mit der Analog-Methode, die in einem anderen Zeitraum kalibriert wurde, die lokalskaligen Zeitreihen modelliert und mit den Beobachtungen verglichen werden. Sind die mit der Analog-Methode abgeleiteten Reihen den beobachteten sehr ähnlich, ist die Analog-Methode gut geeignet. Hier wird eine temporäre Kreuzvalidierung durchgeführt, d.h. es wird stets jenes Jahr, für das wir analoge synoptikalige Situationen suchen, aus dem Pool, in dem wir suchen, ausgeschlossen. Der Gebrauch eines solchen Setups ist wegen der zu vernachlässigenden interannualen Autokorrelation gestattet. Mit anderen Worten: wenn zur großskaligen Situation am Tag x im Jahr y ein Analogon gesucht wird, dann wird die großskalige Situation am Tag x im Jahr y mit den großskaligen Situationen der Tage um x herum in allen anderen Jahren außer dem Jahr y verglichen. Es sei z.B. die ähnlichste großskalige Situation am Tag \tilde{x} im Jahr \tilde{y} . Die Werte an den Stationen erhält

man, indem man dem Tag x im Jahr y die lokalen Messwerte des Tages \tilde{x} im Jahr \tilde{y} zuordnet. Wenn man dieses Verfahren für alle Tage in allen Jahren anwendet, erhält man an allen Stationen mit der Analog-Methode abgeleitete Zeitreihen, die dann mit den tatsächlich gemessenen verglichen werden können. Wenn die mit der Analog-Methode an den Stationen abgeleiteten Zeitreihen ähnlich zu den tatsächlich beobachteten Zeitreihen sind, ist das Verfahren geeignet.

4.1 Mathematisches Setup

Für jeden Tag im Jahr wird eine EOF-Analyse auf der synoptischen Skala durchgeführt, d.h. es wird für jeden Tag eine Kovarianzmatrix aufgestellt und das dazugehörige Eigenwertproblem gelöst. Bei der Bestimmung der Kovarianzmatrix für einen bestimmten Tag wird ein Fenster von einigen Tagen um den bestimmten Tag verwendet. Mit anderen Worten: betrachtet man einen beliebigen Tag – z.B. 'x' und eine bestimmte Intervalllänge – z.B. 10, dann gehen in die Kovarianzmatrix die Tage von $x-10$ bis $x+10$ für alle Jahre (1958–2001) ein.

Nach van den Dool (1994) benötigt man zur Analogsuche auf globaler Basis einen Datenpool von vielen 1000 Jahren. Die erforderliche Größe des Pools wächst schnell mit der Anzahl der Freiheitsgrade des Feldes, zu dem man ein Analoges finden möchte. Daher wird in dieser Studie die Suche (i) nicht global sondern über einem relativ kleinen, jedoch für die Zwecke der Untersuchung sinnvollen geographischen Ausschnitt (-10° W to 27.5° E and 35° N to 65° N) durchgeführt und (ii) mit EOF Analyse das Signal vom Rauschen getrennt. Damit wird die Anzahl der Freiheitsgrade ausschlaggebend gesenkt. Letztendlich zeigt aber das Resultat der Validierung, ob das Verfahren funktioniert oder nicht.

4.2 Gütemaße

Der tägliche Niederschlag ist im Vergleich zur Temperatur weitaus komplizierter wiederzugeben. Die Validierung besteht – wie schon gesagt – darin, dass mittels Analog-Methode geschätzte, lokale Niederschlagsfeld an den 70 ZAMG-Niederschlagsstationen mit dem beobachteten Niederschlagsfeld zu vergleichen und beurteilen. Dazu dienen folgende Gütemaße:

1. Die Reproduktion der statistischen Lagemaße der Beobachtungen durch die Analog-Methode. Dieser Test zeigt ob die Analog-Methode als guter Zahlengenerator geeignet ist. Damit gibt der Test eine untere Schranke an, die überschritten werden sollte.
2. Wie gut die Persistenz trockener Tage (storm interarrival time) wiedergegeben wird. Dieser Test geht schon weit über die Fähigkeiten eines Zahlengenerators, der eben zufällig lokalskalige Realisationen des Niederschlagsfeldes erzeugt, hinaus.
3. Wie gut die Analog-Methode in der Lage ist dreitägige Niederschlagsperioden zu reproduzieren. Bei der Darstellung der 'feuchten Perioden' haben wir drei Tage verwendet, da bei zwei Tagen das Problem der Summenbildung von 7:00 des Tages bis 7:00 des Folgetages besteht und daher eine Untersschätzung durch die Analog-Methode von vornherein gegeben ist. Perioden mit Niederschlag, die sich über mehr als drei Tage erstrecken, sind zu selten. Man kann nicht erwarten, dass sie vernünftig wiedergegeben werden, deshalb werden sie hier nicht berücksichtigt.
4. Räumliche Mittelung des geschätzten und beobachteten Niederschlagsfeldes auf saisonaler Basis für den Validierungszeitraum. Dieser Vergleich wurde etwa von Zorita and von

Storch (1999) verwendet. Auf diese Weise kann gezeigt werden ob die Analog-Methode in der Lage ist, die zeitliche Abfolge von feuchten und trockenen Saisonen richtig zu modellieren. Diese Resultate sind mit einem 'running mean' über jeweils drei Jahre erzeugt.

4.3 Resultate

Die relativ große Zahl an möglichen Prädiktoren zieht eine Fülle von Ergebnissen nach sich. Die Prädiktoren sind SLP, geopotentielle Höhe, Temperatur, spezifische Feuchte, das horizontale Windfeld, Divergenz und Vorticity auf den Druckflächen: 850, 700, 500 und 200 hPa und die relative Topographie: 700-850 hPa. Darüberhinaus werden verschiedene Zeitpunkte untersucht: 0 Uhr, 12 Uhr und beide Termine zusammen.

Um den Überblick zu wahren wird wie folgt vorgegangen:

Es wird die Leistung aller Prädiktoren bei der Wiedergabe von besonders feuchten bzw. trockenen Saisonen im Validierungszeitraum gezeigt (siehe Tabelle 3). Dies erfolgt durch eine Summe, deren Summanden sich aus Produkten von Korrelation und Prozentsatz an signifikanten Stationen (Irrtumswahrscheinlichkeit: 5 %) zusammensetzt.

Ein Beispiel dazu: Tabelle 3 enthält in ihrer 54. Zeile die Kombination von relativer Topographie zur Stunde 0 und 12, d.h. bei der Bildung der Kovarianzmatrix ist das Feld der relativen Topographie um 0 Uhr *und* um 12 Uhr eingegangen. Im Winter (DJF, dritte Spalte) ist das Produkt aus Korrelationskoeffizient und Prozentsatz an Stationen mit signifikanten Korrelationen 0.55. Die Analog-Methode ist also in der Lage, die beobachteten Winterniederschlagssummen im Österreichmittel mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.78 wiederzugeben (siehe Abbildung 3, dritte Zeile, dritte Spalte). Dabei sind, wenn man die saisonalen Zeitreihen an den einzelnen Stationen betrachtet, 70 % der Stationsreihen statistisch mit einer Fehlerwahrscheinlichkeit von 5 % signifikant (auch dem Teilbild in Abbildung 3 zu entnehmen). Aus beiden ($0.78 \text{ mal } 0.7$) folgt dann $\rightarrow 0.55$.

Die weiteren Spalten der Tabelle entsprechen den anderen Saisonen und die letzte Spalte dem gesamten Jahr. Die ganze Tabelle mit allen Prädiktoren ist graphisch in Abbildung 2 aufbereitet. Die Abbildung gibt die Leistung der Prädiktoren als Balkendiagramm wieder. Die x-Achse listet die Prädiktoren auf, die y-Achse die Leistung. Das linke bzw. rechte Bild der ersten Zeile zeigt die Prädiktoren von 1 bis 30 bzw. von 31 bis 60. Entsprechendes gilt für die zweite Zeile. Die gerade im obigen Beispiel betrachtete relative Topographie ist also in der ersten Zeile im rechten Bild an Stelle 24 dargestellt. Der dunkelblaue Teil des Balkens entspricht dem DJF, also dem Wert 0.55. Die anderen Saisonen und das gesamte Jahr sind andersfarbig wiedergegeben.

Im Herbst (orange) und Winter (dunkelblau) ist die Leistung am größten. Im Frühjahr und Sommer scheidet die Analog-Methode an der Reproduktion der zeitlichen Abfolge von feuchten und trockenen Saisonen. Augenscheinlich ist auch, dass die Tendenzfelder der Prädiktoren der zweiten Zeile von 80 bis 107 keine guten Prädiktoren sind. Bei der relativen Topographie (6, 38, 54) handelt es sich um einen verhältnismässig leistungsstarken Prädiktor. Der SLP (5, 37, 53) bleibt etwas dahinter zurück. Die Prädiktoren von 25 bis 30 und zwischen 65 und 80 tragen dynamische Informationen (Divergenz, Vorticity und Geopotential). Die letzten vier (116–119) entsprechen der Vorticity. Die dritte Zeile zeigt alle Prädiktoren, wobei keine Differenzierung in Saisonen vorgenommen wurde.

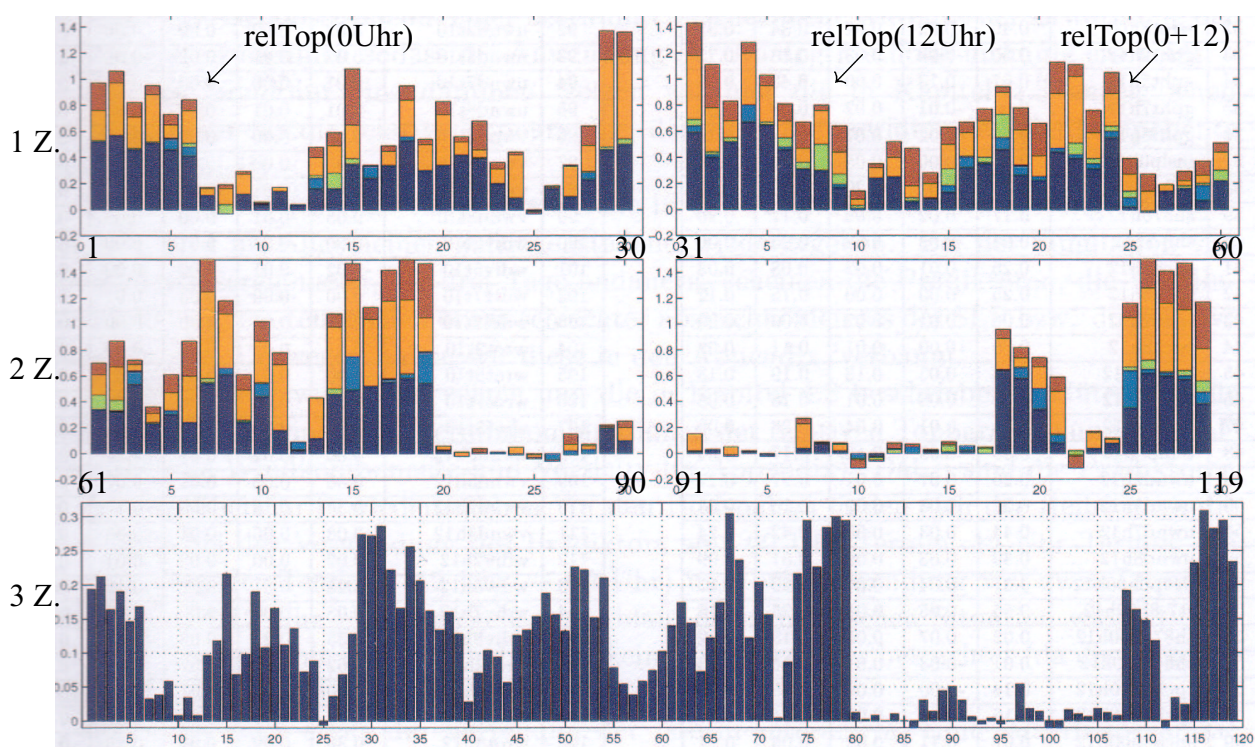


Abbildung 2: Graphische Darstellung des Validierungsexperiments. Zeile 1 und 2: x-Achse: Prädiktoren entsprechend ihrer Nummer in Tabelle 3, y-Achse: Leistung in den Saisonen (dunkelblau: DJF, hellblau: MAM, grün: JJA, orange: SON, rot: Jahr); dritte Zeile: Leistung der Prädiktoren ohne Unterscheidung in Saisonen, y-Achse: reskaliert.

Tabelle 3: Bewertung der Prädiktoren zu verschiedenen Terminen. Werte in den Spalten 3–7 geben an wie gut der Prädiktor die Abfolge von feuchten und trockenen Saisonen modelliert.

No.	Präd.	DJF	MAM	JJA	SON	YEAR
1	gpht2h00	0.52	0.00	0.01	0.23	0.21
2	gpht5h00	0.59	-0.02	0.00	0.40	0.09
3	gpht7h00	0.50	-0.04	0.01	0.24	0.11
4	gpht8h00	0.51	0.00	0.01	0.36	0.07
5	mssl0h00	0.46	0.08	0.01	0.10	0.08
6	rt7-8h00	0.41	0.07	0.03	0.25	0.08
7	sh875h00	0.12	0.00	-0.01	0.06	-0.01
8	sh8-7h00	-0.01	-0.02	0.07	0.12	0.03
9	spch2h00	0.12	0.00	0.00	0.15	0.02
10	spch5h00	0.06	-0.01	0.01	-0.01	-0.01
11	spch7h00	0.14	-0.00	-0.00	0.03	-0.00
12	spch8h00	0.04	-0.00	-0.00	-0.00	0.00
13	temp2h00	0.16	0.08	0.02	0.14	0.08
14	temp5h00	0.17	-0.01	0.12	0.21	0.10
15	temp7h00	0.35	0.00	0.04	0.26	0.43
16	temp8h00	0.24	0.09	0.00	0.00	0.01
17	uwnd2h00	0.34	-0.00	0.00	0.11	0.04
18	uwnd5h00	0.53	0.03	-0.00	0.28	0.11
19	uwnd7h00	0.32	-0.01	-0.01	0.20	0.04
20	uwnd8h00	0.34	-0.00	-0.00	0.39	0.10
21	vwnd2h00	0.47	-0.05	0.00	0.10	0.04
22	vwnd5h00	0.39	0.01	0.00	0.06	0.22
23	vwnd7h00	0.24	-0.04	0.00	0.11	0.05
24	vwnd8h00	0.09	0.00	0.00	0.33	0.02
25	wdiv2h00	0.00	-0.01	-0.01	0.00	-0.01
26	wdiv5h00	0.16	0.00	0.01	0.00	0.01
27	wdiv7h00	0.11	0.01	-0.02	0.23	0.01
28	wdiv8h00	0.23	0.05	0.01	0.20	0.15
29	wrot2h00	0.47	-0.01	0.02	0.67	0.22
30	wrot5h00	0.51	-0.01	0.04	0.63	0.19
31	wrot7h00	0.59	0.05	0.05	0.49	0.25
32	wrot8h00	0.40	0.02	0.02	0.34	0.33
33	gpht2h12	0.55	-0.03	0.03	0.13	0.15
34	gpht5h12	0.67	0.13	0.00	0.40	0.08
35	gpht7h12	0.66	-0.01	0.02	0.28	0.08
36	gpht8h12	0.46	0.02	0.07	0.13	0.13
37	mssl0h12	0.31	0.00	0.05	0.11	0.20
38	rt7-8h12	0.31	-0.01	0.20	0.26	0.04
39	sh875h12	0.17	0.02	0.08	0.17	0.20
40	sh8-7h12	0.04	-0.03	0.02	0.05	0.06
41	spch2h12	0.25	0.01	-0.02	0.08	0.03
42	spch5h12	0.25	0.00	0.00	0.15	0.12
43	spch7h12	0.06	0.01	0.02	0.09	0.29
44	spch8h12	0.08	0.00	0.01	0.11	0.08
45	temp2h12	0.13	0.05	0.13	0.19	0.13
46	temp5h12	0.32	0.08	0.01	0.18	0.08
47	temp7h12	0.35	0.01	0.04	0.28	0.09
48	temp8h12	0.46	0.09	0.18	0.17	0.04
49	uwnd2h12	0.26	0.07	0.01	0.27	0.17
50	uwnd5h12	0.22	0.03	-0.00	0.16	0.25
51	uwnd7h12	0.44	0.03	-0.00	0.42	0.24
52	uwnd8h12	0.39	0.03	0.09	0.51	0.09
53	mssl0h00h12	0.31	0.04	0.04	0.20	0.17
54	rt7-8h00h12	0.55	0.05	0.04	0.25	0.16
55	sh875h00h12	0.02	0.07	0.05	0.13	0.12
56	sh8-7h00h12	0.01	-0.03	0.01	0.15	0.13
57	spch5h00h12	0.14	-0.00	0.00	0.05	-0.00
58	spch7h00h12	0.16	-0.00	0.02	0.04	0.07
59	spch8h00h12	0.07	0.11	0.02	0.06	0.11
60	temp2h00h12	0.22	0.00	0.08	0.14	0.07

continuation next page ...

No.	Präd.	DJF	MAM	JJA	SON	YEAR
61	temp5h00h12	0.34	0.00	0.11	0.16	0.09
62	temp7h00h12	0.32	0.01	0.08	0.26	0.20
63	temp8h00h12	0.53	0.10	0.01	0.05	0.03
64	uwnd2h00h12	0.27	-0.04	0.01	0.07	0.05
65	uwnd5h00h12	0.30	0.03	0.00	0.14	0.14
66	uwnd7h00h12	0.27	-0.03	0.00	0.36	0.27
67	uwnd8h00h12	0.54	0.01	0.03	0.67	0.27
68	vwnd2h00h12	0.61	0.06	-0.01	0.42	0.10
69	vwnd5h00h12	0.24	0.01	0.01	0.23	0.12
70	vwnd7h00h12	0.44	0.10	0.01	0.32	0.15
71	vwnd8h00h12	0.21	-0.03	0.00	0.51	0.09
72	wdiv2h00h12	0.09	-0.06	-0.01	0.01	-0.01
73	wdiv5h00h12	0.18	0.00	-0.06	0.31	0.00
74	wdiv7h00h12	0.46	0.00	0.04	0.48	0.10
75	wdiv8h00h12	0.49	0.26	0.00	0.59	0.13
76	wrot2h00h12	0.53	-0.01	0.00	0.52	0.09
77	wrot5h00h12	0.55	0.02	0.01	0.60	0.24
78	wrot7h00h12	0.58	0.03	0.01	0.57	0.31
79	wrot8h00h12	0.54	0.24	0.01	0.26	0.42
80	gpht2t10	0.02	-0.00	0.01	0.03	0.00
81	gpht5t10	-0.02	-0.00	0.00	0.03	-0.00
82	gpht7t10	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
83	gpht8t10	0.01	-0.01	0.00	-0.00	-0.00
84	spch2t10	0.01	-0.02	0.01	0.05	0.00
85	spch5t10	-0.04	0.00	0.01	0.02	0.01
86	spch7t10	0.00	-0.06	0.01	0.00	-0.01
87	spch8t10	-0.01	0.03	0.00	0.05	0.08
88	temp2t10	-0.00	0.03	0.00	0.03	0.01
89	temp5t10	0.19	0.01	0.00	0.01	0.01
90	temp7t10	0.10	0.00	0.00	0.10	0.05
91	temp8t10	-0.00	0.01	0.01	0.13	0.00
92	uwnd2t10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
93	uwnd5t10	0.02	0.01	0.02	-0.06	-0.01
94	uwnd7t10	0.01	0.00	0.00	-0.00	0.01
95	uwnd8t10	-0.01	-0.01	-0.00	0.00	-0.00
96	vwnd2t10	0.00	-0.00	0.00	0.00	-0.00
97	vwnd5t10	0.05	-0.00	-0.01	0.19	0.04
98	vwnd7t10	0.07	0.01	-0.00	0.01	0.00
99	vwnd8t10	0.03	-0.01	0.00	0.06	-0.01
100	wdiv2t10	-0.00	-0.04	-0.01	0.00	-0.06
101	wdiv5t10	-0.02	-0.01	-0.02	-0.00	-0.01
102	wdiv7t10	0.00	-0.00	0.03	0.01	0.04
103	wdiv8t10	0.00	0.07	0.00	-0.00	-0.02
104	wrot2t10	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
105	wrot5t10	-0.00	0.01	0.05	0.01	0.02
106	wrot7t10	0.02	0.04	-0.00	-0.00	0.00
107	wrot8t10	0.00	0.00	0.05	-0.01	0.00
108	vwnd2h12	0.66	-0.02	0.01	0.24	0.07
109	vwnd5h12	0.58	0.08	0.01	0.07	0.08
110	vwnd7h12	0.34	0.16	0.00	0.17	0.07
111	vwnd8h12	0.08	0.06	0.01	0.33	0.11
112	wdiv2h12	0.02	0.00	-0.03	-0.01	-0.09
113	wdiv5h12	0.05	0.01	-0.02	0.12	0.01
114	wdiv7h12	0.08	0.00	-0.00	0.03	0.01
115	wdiv8h12	0.35	0.29	0.03	0.38	0.11
116	wrot2h12	0.62	0.03	0.07	0.56	0.26
117	wrot5h12	0.60	0.02	0.01	0.53	0.25
118	wrot7h12	0.57	0.03	0.04	0.47	0.36
119	wrot8h12	0.38	0.09	0.09	0.25	0.36

Die Validierung zeigt (siehe Tabelle 3 und Abbildung 2), dass das Geopotential, die relative Topographie, zum Teil der SLP, die Vorticity, zum Teil die zonale Windkomponente und die Divergenz gute Prädiktoren sind. Die spezifische Feuchte, die meridionale Windkomponente sowie die Tendenzfelder sind im allgemeinen keine guten Prädiktoren. Die Tendenzfelder sind aus 00 Uhr_{FolgeTag} minus 12 Uhr_{Tag} gebildet und befinden sich in der Tabelle zwischen der 80 und 107 Zeile. Die gute Performance der Vorticity, die vom Druckniveau und Termin weitgehend unabhängig ist, ist bemerkenswert. Das Geopotential zeigt eine ähnliche Leistung. SLP und relative Topographie sind im guten Mittelfeld.

In Hinblick darauf, dass die Szenarien für die erste Hälfte des 21. Jahrhunderts abgeleitet werden sollen, scheidet das Geopotential als Prädiktor aus, da wegen der von ECHAM in der Zukunft simulierten Temperaturzunahme der Troposphäre keine (vernünftigen) Analoge gefunden werden (Zorita und von Storch 1999). Das Geopotential auf einer bestimmten Druckfläche wird mit der Erwärmung zunehmen, sodass die Anwendung der Analog-Methode nicht gerechtfertigt erscheint. Die meridionale Windkomponente und die Vorticity bleiben bei der Modellierung der feuchten Episoden (siehe Matulla 2004) hinter der relativen Topographie und dem SLP zurück. Daher wird die folgende Diskussion auf die relative Topographie und den SLP beschränkt.

Um die Bilderflut weiter einzudämmen, werden nicht alle Gütemaße (Kapitel 4.2) gezeigt. Da die Reproduktion der statistischen Eigenschaften des Niederschlags weitgehend unabhängig von den Prädiktoren zufriedenstellend funktioniert, und weil diese Fähigkeit nur eine Minimalanforderung ist (siehe Kapitel 4.2), wird im Folgenden darauf nicht Bezug genommen.

Die Abbildungen 3 und 4 zeigen die Leistung der relativen Topographie und des SLP anhand der oben vorgestellten Gütemaße. Dieselben Darstellung für das meridionale Windfeld und die Vorticity finden sich in Matulla (2004). Die Prädiktoren sind in der Bildüberschrift wiedergegeben. In den Bildspalten finden sich der Reihe nach die Resultate bei der Verwendung des Prädiktors zum: 00-Uhr-Termin, 12-Uhr-Termin und bei Verwendung von beiden Terminen – 00 Uhr und 12 Uhr, das spiegelt den Ablauf der synoptischen Situation wieder.

Die erste Zeile stellt die Verteilung der 'storm interarrival time' als Histogramme der Perioden von niederschlagsfreien Tagen dar. Von einem Zahlengenerator kann diese Verteilung nicht zufriedenstellend wiedergegeben werden. Die 'storm interarrival time' (erste Zeile in den Abbildungen; Erläuterung im Kapitel 4.2) wird im Allgemeinen zufriedenstellend wiedergegeben.

Zweite Zeile: Verteilung von Perioden in allen Saisonen, die an drei aufeinanderfolgenden Tagen Niederschlag aufweisen (auch diese Größe kann von einem Zahlengenerator nicht wiedergegeben werden). Bei der Simulation von Niederschlagsereignissen, die drei Tage andauern, schneiden meridionale Windkomponente und die Vorticity, tendenziell etwas schlechter ab (nicht gezeigt) als der SLP bzw. die relative Topographie.

Die drei folgenden Zeilen zeigen die räumlich gemittelten saisonalen Niederschlagssummen (3 year running mean) für die Beobachtungen (durchgezogene Linie) und für die mit Analog-Methode simulierten Saisonen (Strich-Punkt). Rechts oben ist die Korrelation zwischen den Kurven angegeben, rechts unten der Prozentsatz an Stationen, an denen die (ungefilterten) Zeitreihen signifikante Korrelationen aufweisen (Irrtumswahrscheinlichkeit: 5 %). Die dritte Zeile zeigt den Winter (DJF), die vierte den Sommer (JJA) und die letzte Zeile zeigt das Gesamtjahr (keine Unterteilung in Saisonen).

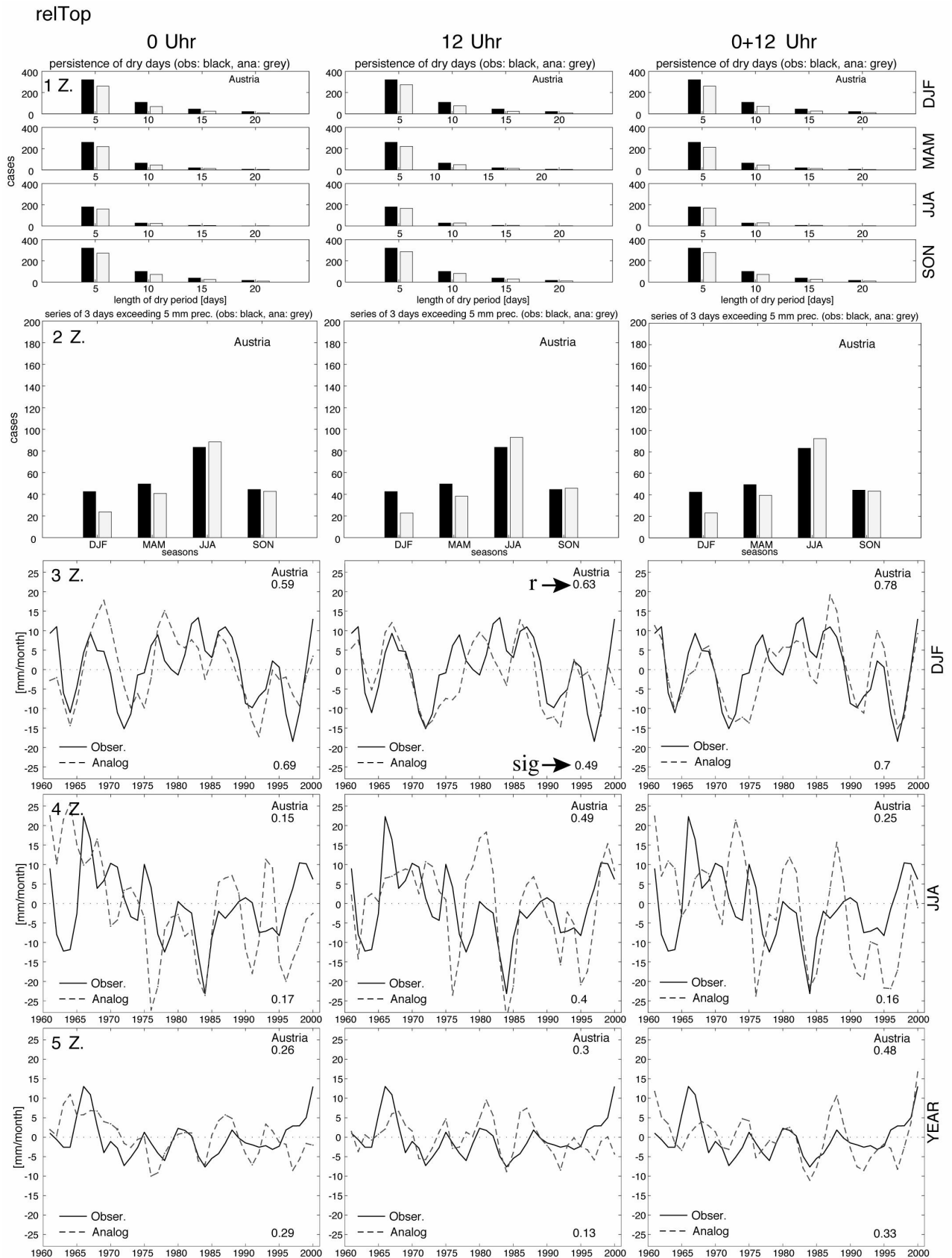


Abbildung 3: Reproduktion des Niederschlagsfeldes durch Analog-Methode+rel.Top. (1958–2001); *schwarz*: Beobachtung, *weiss*: Analog-Methode; *erste Z.*: saisonaler Zyklus von 5, 10, 15, 20 Tagen ohne Niederschlag; *zweite Z.*: saisonaler Zyklus von dreitägigen Niederschlagsereignissen; *Z. 3 bis 5*: Simulation der Abfolge trockener und feuchter Saisonen (DJF/JJA/JAHR); *rechts oben* in den Bilder: *r*; *rechts unten*: Prozentsatz an Stationen mit signifikantem *r* (Irrtumsw. 5 %).

SLP

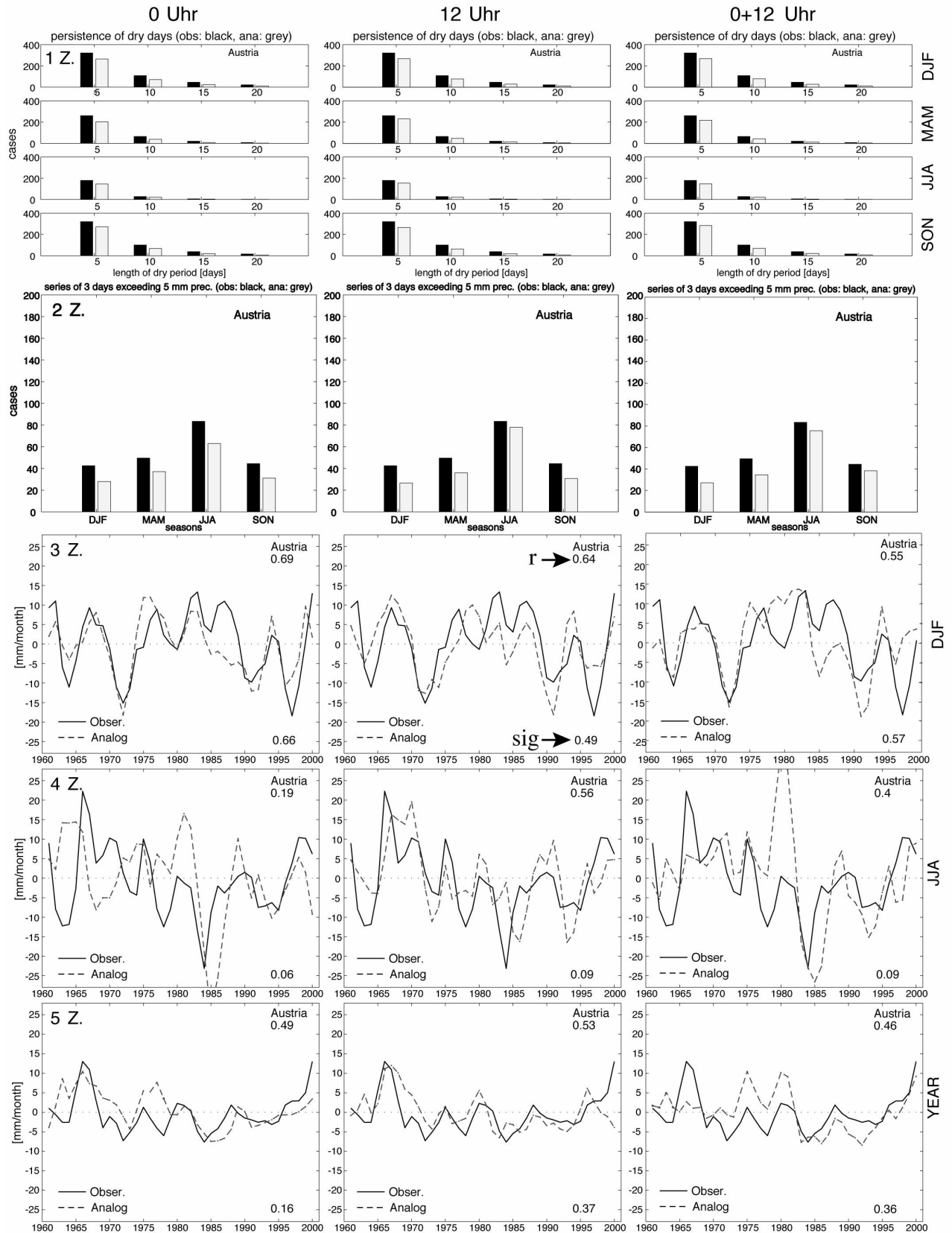


Abbildung 4: Reproduktion des Niederschlagsfeldes durch Analog-Methode+ SLP (1958–2001); schwarz: Beobachtung, weiss: Analog-Methode; erste Z.: saisonaler Zyklus von 5, 10, 15, 20 Tagen ohne Niederschlag; zweite Z.: saisonaler Zyklus von dreitägigen Niederschlagsereignissen; Z. 3 bis 5: Simulation der Abfolge trockener und feuchter Saisonen (DJF/JJA/JAHR); rechts oben in den Bilder: r; rechts unten: Prozentsatz an Stationen mit signifikantem r (Irrtumsw. 5 %).

Betrachtet man beispielsweise die relative Topographie (gpht700-gph850) bei der Verwendung beider Termine (Abbildung 3, dritte Spalte): die erste Zeile zeigt, dass die Analog-Methode die Persistenz von trockenen Tagen leicht unterschätzt (schwarzer Balken: Beobachtung, weiss: Analog-Methode); die zweite Zeile zeigt, dass im Winter (DJF) und im Frühling (MAM) die Zahl der Episoden mit drei Tagen Niederschlag unterschätzt wird, während die Analog-Methode im Sommer (JJA) überschätzt. Im Winter (dritte Zeile) ist die Analog-Methode recht gut in der Lage das Österreichmittel der saisonalen Niederschlagssummen wiederzugeben. Die Korrelation liegt bei 0.78 und an 70 % der Stationen ist die Rekonstruktion des saisonalen Niederschlags mit 5 % Irrtumswahrscheinlichkeit signifikant. Im Sommer und auf das gesamte Jahr gerechnet (Zeile vier und fünf) sind die Resultate deutlich schlechter.

4.4 Vergleich von Analog-Methode+ECHAM mit Analog-Methode+ERA

Für den SLP und die relative Topographie wird gezeigt, welche Resultate die Kombination 'ECHAM-Modelldaten + Analog-Methode' im Vergleich zu der Kombination 'ERA-Reanalysedaten + Analog-Methode' und im Vergleich zu den Beobachtungen liefert. Das ist interessant, da die Szenarien letztendlich mit der Kombination 'ECHAM-Modelldaten + Analog-Methode' generiert werden. Grundsätzlich ist es nicht einmal notwendig, dass das ECHAM-Modell bei diesem Test gut abschneidet, da zur Ableitung der Szenarien Anomalien und keine Absolutwerte Verwendung finden. Dennoch ist es für die Glaubwürdigkeit der lokalen Szenarien gut, wenn in der historischen Periode, in der Beobachtungen vorliegen, der ECHAM Output zusammen mit der Analog-Methode auf der lokalen Skala ein mit der Kombination 'Reanalysedaten + Analog-Methode' vergleichbares Resultat liefert.

Daher werden für den Zeitraum, in dem lokalskalige Beobachtungen vorliegen, aus den ECHAM-Läufen der SLP und die relative Topographie extrahiert. Diese liefern mit der Analog-Methode an den Stationen Zeitreihen auf Tagesbasis für den Niederschlag. Aus diesen Stationsreihen werden die Verteilungen von feuchten und trockenen Perioden bestimmt und mit den Beobachtungen sowie den ERA40 + Analog-Methode-Ergebnissen verglichen.

Die temporäre Abfolge von feuchten und trockenen Saisonen in der Periode 1958–2001 (siehe etwa Abbildung 4, dritte bis letzte Zeile) kann aus den ECHAM-Läufen natürlich nicht richtig wiedergegeben werden, da den globalen Feldern im eigentlichen Sinne kein Datum zugeordnet ist. Nur die auf Perioden von mehr als rund 30 Jahren (Klima) bezogenen Größen, wie eben die klimatologische Verteilung von trockenen und feuchten Episoden können sinnvoll simuliert werden. Wenn nun das Paket 'ECHAM-Modelldaten + Analog-Methode' bei diesen Größen ähnliche Resultate liefert wie das Paket 'ERA40 + Analog-Methode', lässt das den Schluss zu, dass die ECHAM Daten für das Analog-Downscaling ähnlich geeignet sind wie die ERA-Reanalysedaten. Ein expliziter Vergleich zwischen den ECHAM Feldern und den ERA40 Daten wird in Kapitel 5 durchgeführt.

Die folgenden Abbildungen zeigen die Übereinstimmung der Resultate des Pakets 'ECHAM-Modelldaten + Analog-Methode' mit denen des Pakets 'ERA40 + Analog-Methode'. Abbildung 5 zeigt, wie gut die Analog-Methode im Stande ist Perioden ohne Niederschlag wiederzugeben. Auf der x-Achse ist die Zahl der Tage ohne Niederschlag aufgetragen (5, 10, 15, und ≥ 20); auf der y-Achse, wie häufig solche Perioden vorkommen. Abbildung 5 ist aus sechs Teilbildern zusammengesetzt. In der ersten Zeile ist die Leistung der Analog-Methode für den SLP und in der zweiten Zeile für die relative Topographie dargestellt. Jede Zeile hat drei Spalten – von links nach rechts stellen die Spalten die Leistung der Analog-Methode bei Verwendung des: 0-Uhr-, 12-Uhr- und 0- +12-Uhr-Termins dar. Jedes Teilbild enthält wieder vier Teile – von oben nach unten: Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON). So ist für jede Saison die Anzahl an Perioden mit 5, 10, 15 und 20 Tagen ohne Niederschlag gezeigt. Beobachtungen an den Stationen entsprechen schwarze Balken, hellgraue der Analog-Methode + ERA40, dunkelgraue der Analog-Methode + ECHAM-GHG und weisse der Analog-Methode + ECHAM-GSD. Man erkennt in den einzelnen Zeilen keinen wesentlichen Unterschied. Das bedeutet, dass die Persistenz von Trockenperioden von allen Feldern, also SLP bzw. relative Topographie um 0 Uhr, um 12 Uhr und bei der Kombination von beiden Terminen sehr ähnlich wiedergegeben wird. Im allgemeinen erkennt man, dass die Analog-Methode die Anzahl von Trockenperioden leicht unterschätzt. Analog-Methode + ERA40 und

Analog-Methode + ECHAM führen auf nahezu dieselben Ergebnisse. Unabhängig von ERA oder ECHAM simuliert die Analog-Methode die trockenen Perioden im Sommer (JJA) besser als im Winter (DJF). Das bedeutet, dass sich die ERA- und ECHAM-Datensätze hinsichtlich der Persistenz von Tagen ohne Niederschlag ähnlich verhalten und es besteht, wie schon gesagt, kaum ein Unterschied, ob man den 0-Uhr-Termin, den 12-Uhr-Termin oder beide Termine bei der Analogsuche betrachtet.

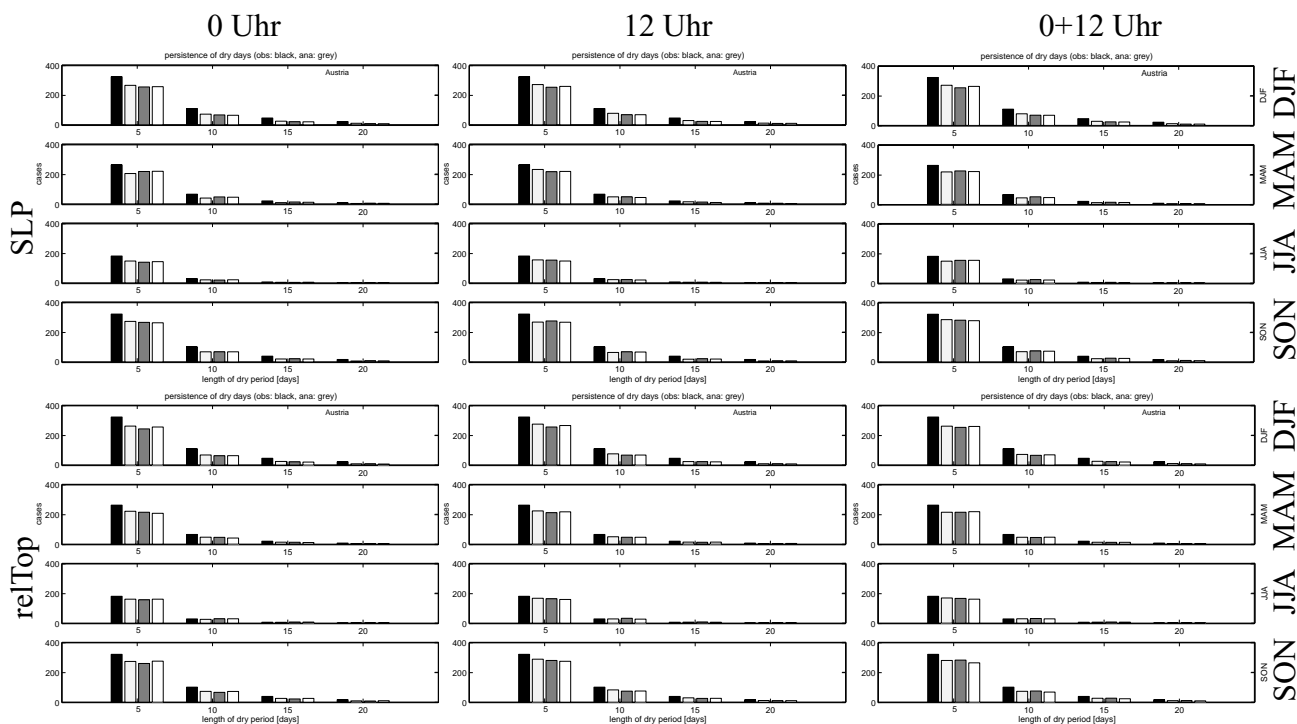


Abbildung 5: Verteilung von Perioden ohne Niederschlag an den Stationen und ihre Reproduktion durch ERA und ECHAM Felder; *x*-Achse: Perioden bestehend aus 5, 10, 15 und 20 trockenen Tagen; *y*-Achse: Anzahl solcher Perioden (1958-2001); *schwarz*: Beobachtung; *hellgrau*: Analog-Methode + ERA40; *dunkelgrau*: Analog-Methode + ECHAM-GHG; *weiss*: Analog-Methode + ECHAM-GSD. *obere Bildhälfte*: Analog-Methode + SLP, *untere*: Analog-Methode + Relative Topographie; *Spalten*: Felder um 0 Uhr, um 12 Uhr und bei der Verwendung beider Termine.

Abbildung 6 zeigt, wie gut Episoden von drei zusammenhängenden Tagen mit Niederschlag (je > 5mm) in den Saisonen wiedergegeben werden. Auf der *x*-Achse sind die Saisonen aufgetragen, auf der *y*-Achse die Anzahl von derartigen Episoden. Der Aufbau ist ähnlich wie bei Abbildung 5: drei Spalten: 0 Uhr, 12 Uhr, 0 Uhr+12 Uhr; erste Zeile: SLP; zweite Zeile: relative Topographie; *schwarz*: lokalskalige Beobachtung an den Stationen; *hellgrau*: Analog-Methode + ERA40; *dunkelgrau*: Analog-Methode + ECHAM-GHG; *weiss*: Analog-Methode + ECHAM-GSD. Interessant ist, dass sowohl beim SLP wie auch bei der relativen Topographie im Sommer die Anzahl der feuchten Episoden bei Verwendung der ERA Daten geringer ausfällt als bei Verwendung der ECHAM Daten. Beim SLP führt das dazu, dass die Schätzungen des Paketes 'Analog-Methode + ECHAM' näher an den lokalskaligen Beobachtungen liegen als die des Pakets 'Analog-Methode + ERA'. Bei der relativen Topographie führt 'Analog-Methode + ECHAM' im Sommer zu einer Überschätzung der Beobachtungen. 'Analog-Methode + ERA' ist in diesem Fall näher an den Beobachtungen als 'Analog-Methode + ECHAM'. Im Winter

(DJF) und im Frühling sind die Ergebnisse der beiden Prädiktorfelder sehr ähnlich und fallen gegenüber der Beobachtung etwas zu gering aus. Im Herbst (SON) simuliert die relative Topographie (zweite Zeile, alle Spalten) die beobachteten Persistenzen etwas besser als der SLP.

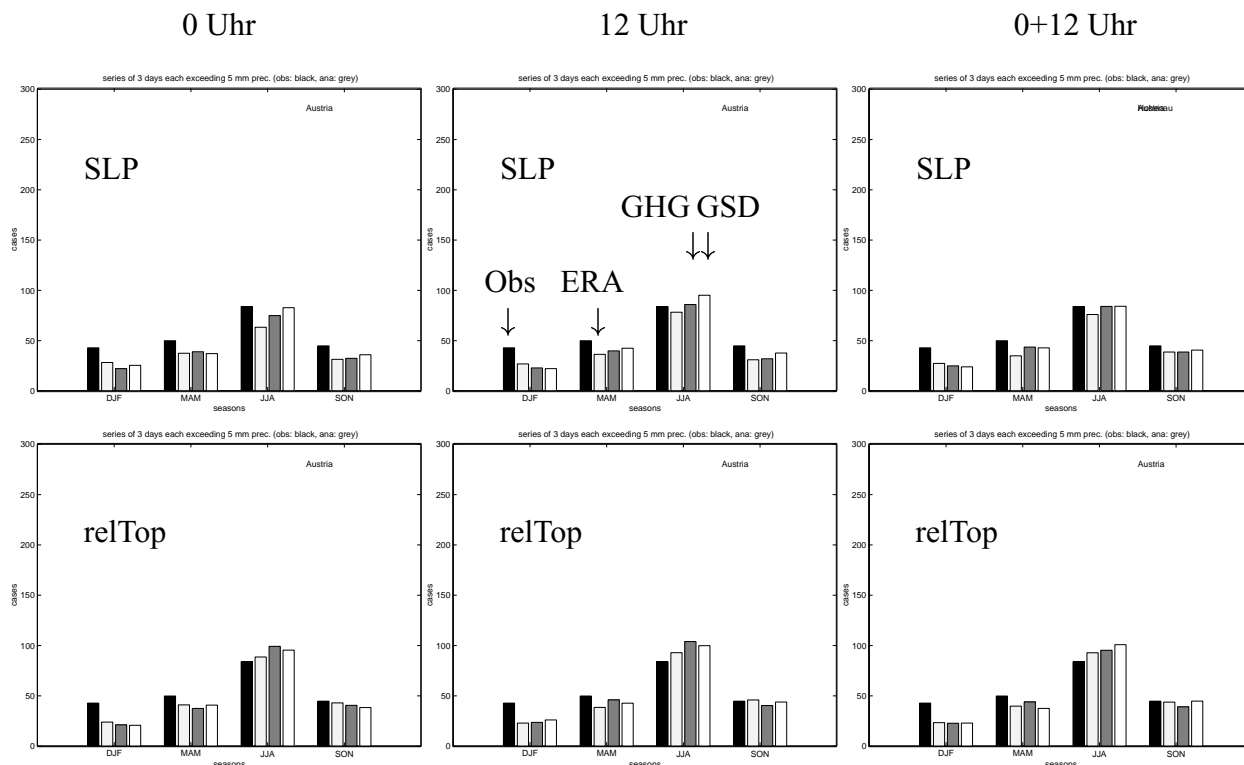


Abbildung 6: Episoden von drei Tagen mit Niederschlag (1958-2001) und ihre Reproduktion durch Analog-Methode + ERA und Analog-Methode + ECHAM; *x-Achse*: DJF, MAM, JJA, SON; *y-Achse*: Anzahl solcher Perioden an den Stationen; *schwarz*: Beobachtung; *hellgrau*: Analog-Methode + ERA40; *dunkelgrau*: Analog-Methode + ECHAM-GHG; *weiss*: Analog-Methode + ECHAM-GSD;

Die Unterschiede zwischen den ERA40-Daten und den ECHAM-Datensätzen sind im Falle von drei zusammenhängenden Tagen mit Niederschlag gering.

Insgesamt kann gesagt werden, dass bei der hier untersuchten Persistenz von feuchten und trockenen Perioden das ECHAM-Modell zusammen mit der Analog-Methode eine vergleichbare Leistung zeigt wie die Kombination 'ERA Reanalysen + Analog-Methode'. Die Abhängigkeit von den verschiedenen Terminen ist relativ gering und im Sommer und Herbst ist die Leistung der Analog-Methode, egal ob SLP oder relative Topographie als Prädiktor verwendet wird, etwas näher an den Beobachtungen als im Winter und Frühjahr.

4.5 Vergleich der Analog-Methode mit dem LARS-Wettergenerator

In diesem Abschnitt wollen wir die Leistung der Analog-Methode der eines LARS-Wettergenerators gegenüberstellen (LARS-WG: Long Ashton Research Station Weather Generator). Der LARS-WG (Semenov and Barrow 1997) verwendet Beobachtungsdaten, um empirische Verteilungen zu erstellen. Dazu werden die Werte der Beobachtungsdaten in Histogrammen zusammengefasst, die dann als Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen dienen. Aus diesen empirischen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen werden mittels eines Zufallszahlengenerators Wetterdaten generiert. Als erstes bestimmt LARS-WG die Anzahl unmittelbar aufeinanderfolgender Tage, an denen es Niederschlag bzw. keinen Niederschlag gibt. Auf der Grundlage dieser Eigenschaft werden dann die weiteren meteorologischen Parameter bestimmt, d.h. für Tage mit und ohne Niederschlag gibt es jeweils eine eigene Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für jeden Parameter. Die Parameter sind Maximumtemperatur, Minimumtemperatur, Niederschlagsmenge und Strahlung. Da der LARS-WG aus den Beobachtungsdaten die Persistenzen bestimmt, wird die Persistenz der Beobachtung von LARS-WG sehr gut wiedergegeben. Daher folgt, dass die Statistik der Persistenz von LARS-WG mit der der Beobachtungsdaten gut übereinstimmt. Der LARS-WG ist also in dieser Hinsicht optimal und sollte die Analog-Methode bei der Reproduktion der statistischen Kenngrößen übertreffen. Was aber vom Wettergenerator nicht wiedergegeben werden kann, ist die zeitliche Abfolge der Beobachtungsdaten d.h. es ist ihm im Gegensatz zur Analog-Methode unmöglich, zu schätzen ob eine bestimmte Saison aus dem Beobachtungszeitraum feuchter oder trockener ist als der langjährige Durchschnitt.

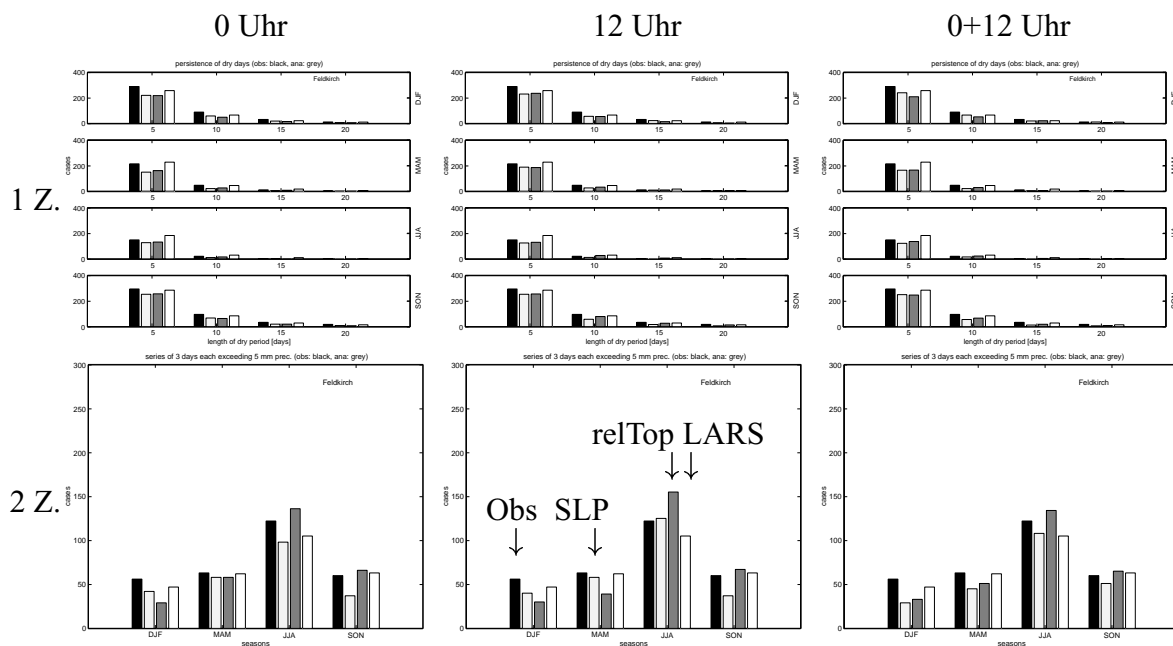


Abbildung 7: Simulation von Perioden ohne/mit Niederschlag (1958–2001); LARS-WG vs. Analog-Methode ; *obere Bildhälfte*: x-Achse: 5, 10, 15 und 20 niederschlagsfreie Tagen; y-Achse: Anzahl solcher Perioden; *untere Bildhälfte*: x-Achse: Saisonen; y-Achse: Zahl der Episoden mit dreitägigem Niederschlag; *von links nach rechts*: Beobachtung (schwarz), Analog-Methode + ERA-SLP (hellgrau), Analog-Methode + ERA-relative Topographie (dunkelgrau) und LARS-WG (weiss).

Betrachten wir die Ergebnisse eines solchen Vergleichs (feuchte/trockene Perioden) für die Analog-Methode mit dem LARS-WG an der Station Feldkirch. Abbildung 7 zeigt (im Sinne der Abbildungen 5 und 6 von vorhin) die Verteilung von Perioden mit/ohne Niederschlag. Die Beobachtungen entsprechen schwarzen Balken, die Analog-Methode + ERA-SLP hellgrauen, die Analog-Methode + ERA-relative Topographie dunkelgrauen und LARS-WG weissen Balken. Es gibt zwei Zeilen: Die erste Zeile zeigt die Häufigkeit von niederschlagsfreien Episoden (5, 10, 15 und 20 Tage). Die zweite Zeile zeigt die Zahl von drei aufeinanderfolgenden Tagen mit Niederschlag. Die drei Spalten zeigen von links nach rechts den 0-Uhr-, den 12-Uhr- und die Kombination 0 -Uhr- + 12-Uhr-Termin.

Man sieht, dass der LARS-WG die Persistenz in allen Saisonen gut wiedergibt; die Analog-Methode unterschätzt im allgemeinen leicht. LARS-WG ist bis auf die Episoden von drei Tagen mit Niederschlag im Sommer näher bei den Beobachtungen als die Analog-Methode. Die Leistung der Analog-Methode ist also mit der des LARS-WG vergleichbar.

Schätzt man im Vergleich dazu die Wahrscheinlichkeit von Episoden mit drei Tagen Niederschlag mittels Zahlengenerator, so erhält man p^3 , wobei p die klimatologische Niederschlagswahrscheinlichkeit ist. Betrachten wir beispielsweise die Winter (DJF) der Periode 1948-2001 – so ist dort $p= 0.195$. Damit ist die Wahrscheinlichkeit für dreitägige Niederschlagsperioden 0.0074. Dieses Ergebnis entspricht natürlich nicht dem tatsächlichen Witterungsverlauf, da die Persistenz des Wettergeschehens nicht berücksichtigt ist. Die Analog-Methode (SLP als Prädiktor) liefert für dreitägige Niederschlagsperioden etwa 0.0201 – also eine gegenüber dem Zahlengenerator rund drei mal erhöhte Wahrscheinlichkeit. Damit simuliert die Analog-Methode Werte in der gleichen Größenordnung wie die tatsächlich beobachteten (0.034).

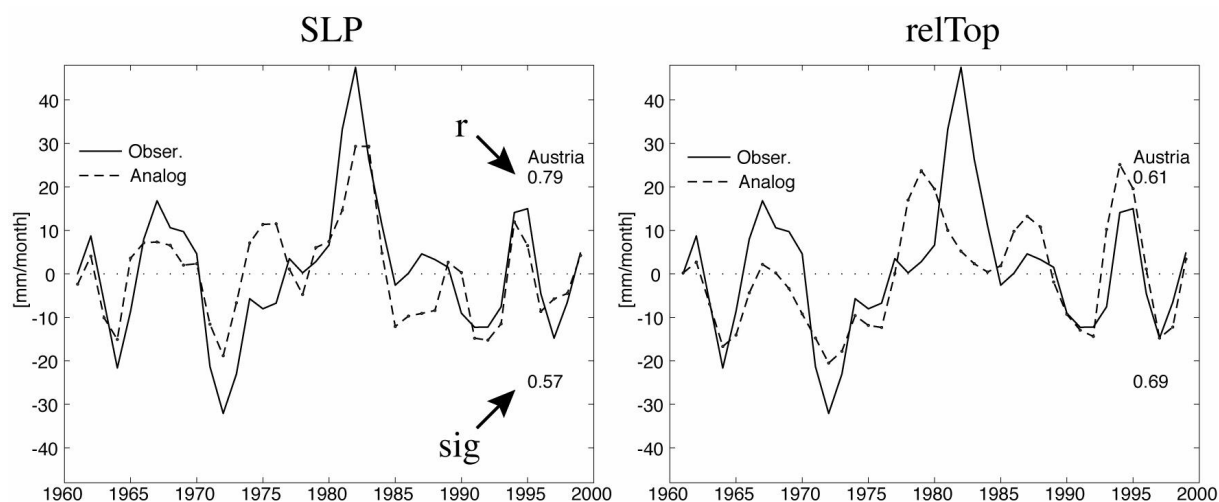


Abbildung 8: Reproduktion der zeitlichen Abfolge von Winterniederschlagssummen an der Station Feldkirch mittels Analog-Methode + SLP und + relativer Topographie. Niederschlagssummen der Periode 1958–2001, gemittelt über die Wintermonate (DJF), gefiltert mit einem 3-jährigem Mittel; *linkes Bild*: Analog-Methode + ERA-SLP; *rechtes Bild*: Analog-Methode + ERA-relative Topographie; *durchgezogene Linie*: Beobachtungen; *gestrichelt*: Analog-Methode. In den Bildern: *rechts oben*: Korrelation (r); *rechts unten*: Stationen mit signifikanten Korrelationen (5% Irrtumsw).

Wie schon erwähnt, kann weder der LARS-WG noch der Zahlengenerator die beobachtete Abfolge von feuchten und trockenen Saisonen im Laufe der Periode 1958-2001 wiedergeben.

Die Analog-Methode hat über die Information auf der synoptischen Skala die Möglichkeit, auf das lokalskalige Wettergeschehen zu schliessen. Insofern hat sie auch das Potential, trockene oder feuchte Saisonen entsprechend den Beobachtungen zu schätzen. Abbildung 8 zeigt diese Schätzung für die Station Feldkirch im Winter (DJF) bei Verwendung des SLP (links) und der relativen Topographie (rechts). Dabei wurde mittels Dreiecksfunktion ein laufendes Mittel über drei Jahre gebildet. Die Güte dieser Schätzung ist stark von den Saisonen abhängig und im Winter, wegen der Großräumigkeit der niederschlags-steuernden meteorologischen Prozesse, deutlich besser als in den anderen Saisonen. Ein solches Verhalten hat sich auch bei Groll (2002a) und Groll (2002b) gezeigt.

4.6 Schlussfolgerung

In diesem Kapitel wurde die Leistung der Analog-Methode als Downscaling-Verfahren für Stations-Niederschlagsreihen auf Tagesbasis untersucht. Es wurde der Niederschlag gewählt, da dieser gegenüber der Temperatur die deutlich komplexere Klimagröße ist. Zu diesem Zweck wurden einige Gütemaße definiert und evaluiert, die die Leistung der Analog-Methode beschreiben. Darüberhinaus wurde die Analog-Methode einer zeitlichen Kreuzvalidierung unterworfen. Als Prädiktoren dienten SLP, geopotentielle Höhe, Temperatur, spezifische Feuchte, das horizontale Windfeld, Divergenz und Vorticity auf den Druckflächen (850, 700, 500 und 200 hPa) der ERA40-Reanalysedaten. Die Datensätze umspannen die Periode 1958–2001 (ERA40) und 1948–2001 (Stationsdaten). Betrachtet man die Fähigkeit der Analog-Methode im Validierungsexperiment den zeitlichen Verlauf von feuchten und trockenen Saisonen wiederzugeben, sieht man, dass das Geopotential, die Vorticity und zum Teil die meridionale Windkomponente und die Divergenz verhältnismäßig gute Prädiktoren sind. SLP und relative Topographie zeigen eine überdurchschnittliche Leistung, wobei der SLP etwas hinter der relativen Topographie zurückbleibt. Generell kann gesagt werden, dass die Abfolge von saisonalen Niederschlägen im Frühjahr und im Sommer nicht zufriedenstellend dargestellt wird. Dieses Ergebnis entspricht den Erwartungen, weil die atmosphärischen Phänomene, die in diesen Saisonen Niederschlag produzieren, zum Teil unter der GCM Skala liegen und nicht aufgelöst werden. Diese Resultate decken sich mit den in Groll (2002a) und (Groll 2002b) erzielten Ergebnissen.

Die Anzahl von trockenen Perioden in der Validierungsperiode und deren Verteilung auf die einzelnen Saisonen wird von der Analog-Methode im Allgemeinen recht gut wiedergegeben. Bei der Reproduktion der im Validierungszeitraum auftretenden Episoden mit drei Tagen Niederschlag und deren Verteilung auf die Saisonen sind der SLP und die relative Topographie (700–850 hPa) tendenziell besser als die Vorticity bzw. die meridionale Windkomponente. Daher werden im Folgenden diese beiden Prädiktoren untersucht. Für den SLP und die relative Topographie wurde die Leistung der Kombination 'ERA40 Reanalyse + Analog-Methode' der Kombination 'ECHAM + Analog-Methode' gegenübergestellt und gefunden, dass weder bei der Reproduktion der feuchten noch der trockenen Perioden signifikante Unterschiede bestehen. Dies stärkt das Vertrauen in die mit dem ECHAM Modell und der Analog-Methode abgeleiteten Szenarien.

Darüberhinaus wurde 'ERA40 + Analog-Methode' dem LARS-WG (siehe Semenov and Barrow 1997; Haas 2003) gegenübergestellt. Der LARS-WG ist so konstruiert, dass er die statistischen Eigenschaften der Reihen, mit denen er kalibriert wird, optimal wiedergibt. Erwartungsgemäß schätzt daher LARS-WG die Zahl der feuchten/trockenen Perioden etwas besser als die Analog-Methode (mit ERA-SLP bzw. relativer Topographie als Prädiktor), jedoch ist die Leistung der Analog-Methode an der Station Feldkirch, an der explizit ein Vergleich durchgeführt wurde (siehe Abbildung 7), durchaus mit der des LARS-WG vergleichbar. Im Gegensatz zu Wettergeneratoren hat die Analog-Methode den entscheidenden Vorteil, aus synoptiskaligen Prozessen auf das lokale Wettergeschehen schließen zu können und damit räumlich konsistente Temperatur- und Niederschlagsverteilungen zu liefern. Im Winter ist die Analog-Methode in der Lage, die Abfolge von feuchten und trockenen Saisonen verhältnismäßig befriedigend wiederzugeben. Im Sommer ist das nicht der Fall (siehe Abbildung 4 oder 3). Dennoch reproduziert die Analog-Methode die statistischen Lagemaße der Sommerniederschläge zufriedenstellend und liefert (per Konstruktionem) räumlich konsistente Temperatur- und Niederschlagsvertei-

lungen. Damit ist die Analog-Methode nicht nur im Winter sondern auch im Sommer für die Zwecke dieser Arbeit besser geeignet als ein Wettergenerator.

Die erzielten Ergebnissen liefern eine Rechtfertigung, die Analog-Methode zusammen mit dem ECHAM GCM zum Downscaling von täglichem Niederschlag in Österreich zu verwenden.

5 Vergleich der Prädiktorfelder: ECHAM versus ERA40

In Kapitel 4 ist die Validierung der Analog-Methode beschrieben. Die Wahl der Prädiktoren, die in der weiteren Folge verwendet werden, ist auf den sea level pressure (SLP) und die relative Topographie (700–850 hPa) gefallen. Diese Prädiktoren werden aus dem ECHAM-Klimamodell extrahiert und zur Erzeugung der lokalskaligen Szenarien für die erste Hälfte des 21. Jhds. verwendet. Das ECHAM-Modell ist validiert und seine Leistungsfähigkeit ist dokumentiert – siehe Roeckner et al. (1996). Dennoch wollen wir einen Blick auf den SLP und die relative Topographie werfen und den ECHAM-SLP bzw. die ECHAM-relative Topographie mit dem ERA40-SLP bzw. der ERA40-relativen Topographie über dem von uns verwendeten Ausschnitt (-10° W nach 27.5° E und 35° N nach 65° N) vergleichen. Diese Vorgangsweise kann als Teil einer Prädiktorvalidierung verstanden werden. Abbildungen 9 und 10 zeigen die Druckverteilung auf Meeressniveau für den jeweils zentralen Monat der vier Jahreszeiten. Abbildungen 9 und 10 zeigen dasselbe für die relative Topographie. Dabei sind in der ersten Zeile die Reanalysedaten (ERA40) geplottet und in der zweiten Zeile, da er den Beobachtungen am nächsten sein sollte, der ECHAM (greenhouse-gas+areosol, im Folgenden: 'GSD') Lauf. Die dritte Zeile zeigt die Differenzen zwischen den ERA- und den ECHAM-GSD-Daten. Positive Werte entsprechen einer Überschätzung durch das Modell. Es folgt eine kurze Diskussion der Abbildungen:

5.1 SLP

Januar : Die ERA-Daten zeigen den für den Januar typischen zonal ausgeprägten Zirkulationszustand mit Hochdruck mit einem Kerndruck von ca. 1022 hPa über der Iberischen Halbinsel und Tiefdruck mit einem Kerndruck von ca. 1005 hPa im Raum südlich Islands. Im zentralen Mittelmeerraum ist ein relativer Tiefdruck mit Kerndruck von ca. 1017 hPa angedeutet. Großräumig verlaufen die Isobaren von Süd-West(SW) nach Nord-Ost (NE). Die Luftdruckunterschiede liegen bei ca. 17 hPa. Insgesamt etabliert sich somit eine Westströmung mit südlicher Komponente.

Die ECHAM-GSD-Daten weisen in der Grundstruktur ein ähnliches Bild mit zonal verlaufenden Isobaren auf. Im Hinblick auf die absoluten Luftdruckwerte ist der Luftdruck vor allem im zentralen Mittelmeer um ca. 3 hPa zu hoch. Dies kann evtl. auf die zu niedrige räumliche Auflösung zurückgeführt werden. In diesem Zusammenhang ist der nordwärtige Einfluss von Kaltluft um die Alpen zu erwähnen, der zur bevorzugten Zyklogenese auf der Südseite der Alpen führt (Genua-Zyklone). Trotz dieser Unterschiede weist die Grundstruktur der ECHAM-GSD-Daten sowohl in der Stärke als auch in der Lage der Aktionszentren relativ große Ähnlichkeit mit den ERA-Daten auf.

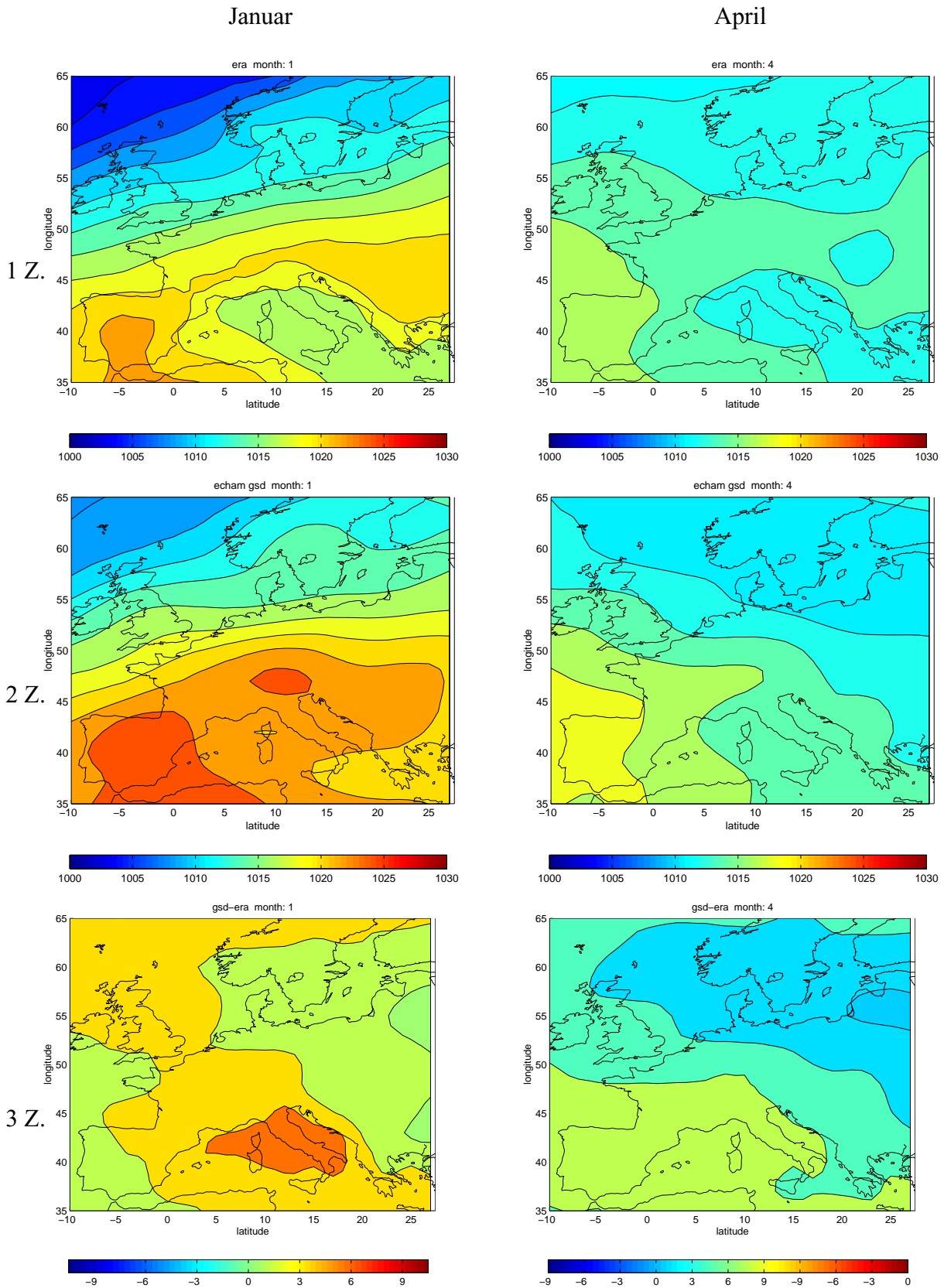


Abbildung 9: Vergleich von ERA40-SLP mit ECHAM-SLP. Mittelungsperiode: 1961–1990; erste Zeile: ERA40; zweite Zeile: ECHAM-GSD; dritte Zeile: Differenz ECHAM-GSD minus ERA40; links: Januar; rechts: April; [hPa].

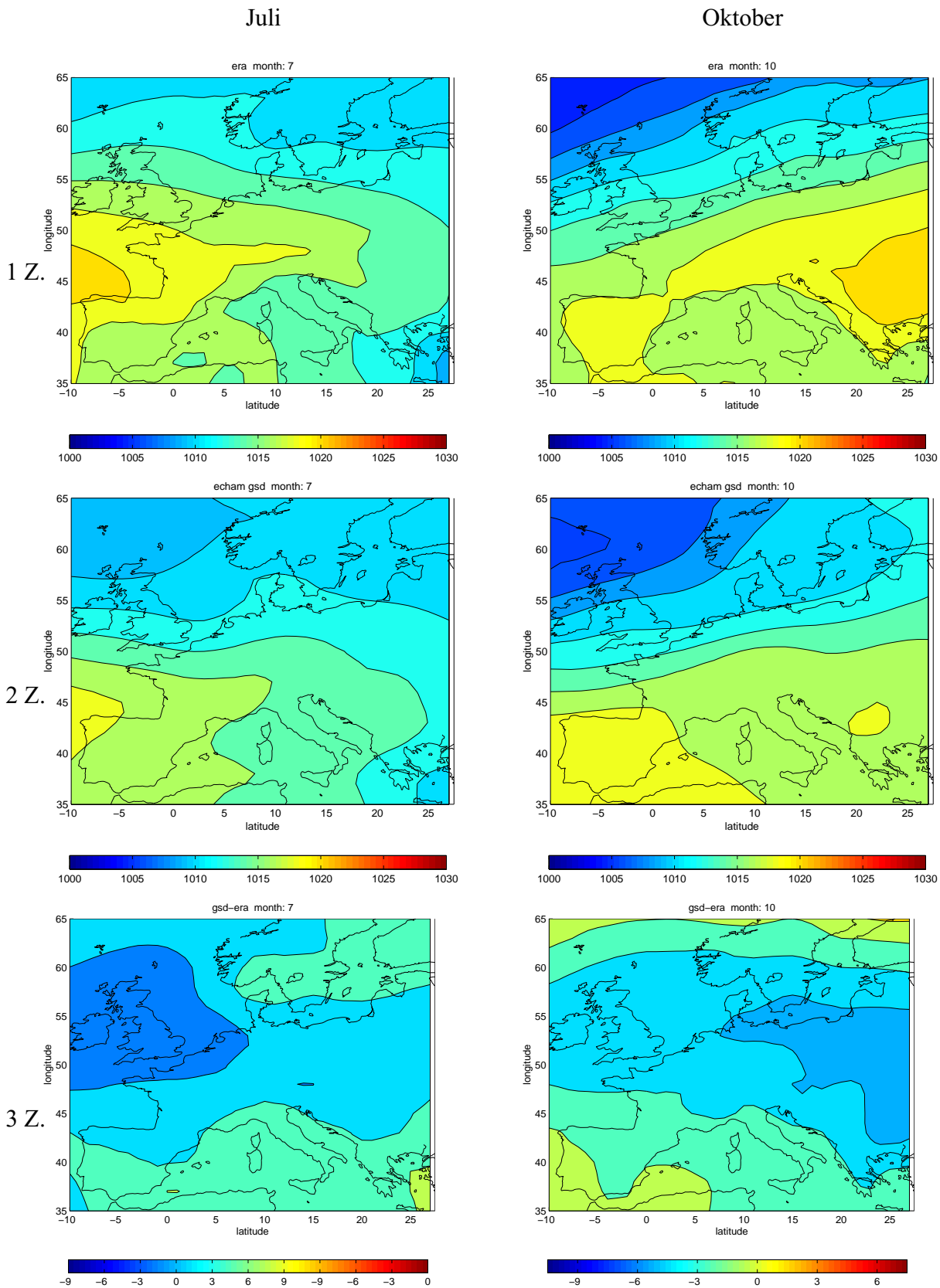


Abbildung 10: Vergleich von ERA40-SLP mit ECHAM-SLP. Mittelungsperiode: 1961–1990; erste Zeile: ERA40; zweite Zeile: ECHAM-GSD; dritte Zeile: Differenz ECHAM-GSD minus ERA40; links: Juli; rechts: Oktober; [hPa].

April : Die ERA-Daten zeigen eine Luftdruckverteilung mit Hochdruck über der Südwestspitze der Iberischen Halbinsel und tieferem Druck über Nordeuropa und dem östlichen Mittelmeer. Insgesamt bilden sich geringere Luftdruckunterschiede in der Größenordnung zwischen 4 und 6 hPa aus, welche einen gemischt- bzw. meridional-gerichteten Luftmassentransport aus Nord nach sich ziehen.

Die ECHAM-GSD-Daten weisen auch hier wieder in der Grundstruktur ein ähnliches Muster auf, das allerdings im Hinblick auf die Luftdruckgegensätze stärker ausgebildet ist. Somit ist der Luftdruck über Südwesteuropa um ca. 2 hPa erhöht, während über Nord- und Nordosteuropa ein um 2 hPa tieferer Luftdruck festgestellt werden kann. Es kann daher angenommen werden, dass innerhalb der ECHAM-GSD-Daten im Mittel eine leicht verstärkte Nordwestströmung vorhanden ist.

Juli : Die ERA-Daten weisen Hochdruck mit Kerndruck von ca. 1021 hPa über der Biscaya auf. Tiefer Druck kennzeichnet den Nord- und Nordosteuropäischen Raum sowie den östlichen Mittelmeerraum. Somit etabliert sich im Mittel eine schwache zonale Grundströmung, wobei das zyklonale Geschehen durch den, nach Norden auswandernden Keil des Azorenhochs ebenfalls nach Norden verschoben wird.

Die ECHAM-GSD-Daten weisen auch hier wieder in der Grundstruktur ein ähnliches Muster auf, wobei bestimmte regionale Details nicht wiedergegeben werden. Der gesamte Luftdruck ist im Mittel um ca. 2 hPa zu niedrig. Der Kerndruck des Biscaya-Hochs ist, um bis zu 3 hPa, zu niedrig. Der, im Mittel zu tiefe Luftdruck, könnte eine Erhöhung des zyklonalen Geschehens zur Folge haben (sowohl advektiv als auch konvektiv).

Oktober : Die ERA-Daten weisen ein mit der Januar-Situation vergleichbares Muster über Westeuropa auf. Die Luftdruckgegensätze von ca. 12 hPa führen zu einer zonalen Grundströmung. Im Gegensatz zur Januar-Situation ist der gesamte Mittelmeerraum durch einen Luftdruck von ca. 1018 hPa gekennzeichnet.

Die ECHAM-GSD-Daten zeigen ebenfalls ein ähnliches Muster mit einer zonalen Strömung, wobei die Druckunterschiede bis zu 14 hPa bestehen. Dies, und der etwas akzentuierter ausgeprägte Gradient über Nordeuropa zieht eine im Mittel etwas verstärkte Westströmung nach sich. Im Gegensatz zu den ERA-Daten weist der südosteuropäische Raum zu geringen Luftdruck auf.

5.2 Relative Topographie

Januar : Die ERA4-Daten weisen eine zonale Ausrichtung mit NW-SE verlaufender Komponente auf. Dabei liegen die tiefsten Temperaturen im Nordosten und die höchsten im Südwesten. Die stärksten Gradienten treten hierbei im südöstlichen Bereich über dem Mittelmeer auf.

Die ECHAM-GH-Daten zeigen für Januar eine zonale Ausrichtung der Isolinien der relativen Topographie mit einer leicht NW-SE verlaufenden Komponente. Der Gradient verläuft von Süd nach Nord, mit hohen Temperaturen im Südwesten und niedrigen Temperaturen im Nordosten. Die größten Gradienten treten dabei im Bereich des subtropischen Jetstreams über dem Mittelmeer auf. Im westeuropäischen Bereich kommt es zu einer Divergenz der Isolinien mit nach Süden ausgreifenden, erniedrigten Temperaturen über der Iberischen Halbinsel und nach Norden ausgreifenden, erhöhten Temperaturen im Bereich des Ärmelkanals. Aufgrund der sehr groben Auflösung (T42) sind hier Grenzflächeneffekte Land-See nicht auszuschließen. Diese Temperaturdivergenz ist allerdings auch leicht in den ERA40-Daten angedeutet.

Zwischen ECHAM und ERA40 besteht für alle Monate ein Bias zu erhöhten Temperaturen im gesamten europäischen Raum. Für den Januar belaufen sich die Unterschiede zwischen 40 und 50 gpm; Für die relative Topographie (700–850 hPa) kann im Mittel 1500 gpm angenommen werden. Der Unterschied zwischen den Feldern beträgt i.A. weniger als 5 % des Mittels. Die größten Unterschiede treten dabei im südöstlichen Mittelmeerraum auf. Unter der Annahme, dass 10 gpm ca. 1.8°K (relative Topographie 700–850 hPa) entsprechen, beträgt der Unterschied zwischen ECHAM und ERA 6 bis 9°K.

April : Im Gegensatz zum Januar zeigt die April-Verteilung für die ERA4-Daten eine stärker zonal angeordnete Temperaturverteilung mit ausgeprägtem S-N-Gefälle. Die stärksten Gradienten treten wiederum im Bereich des subtropischen Jets auf.

Die ECHAM-GHG-Daten zeigen im Vergleich zu den ERA40-Daten ein abweichendes Bild im Hinblick auf die räumlichen Unterschiede. Dennoch treten auch hier die grössten Gradienten über dem Mittelmeerraum auf. Interessant scheint auch hier wieder die westeuropäische Temperaturdivergenz.

Die Unterschiede ECHAM – ERA40 weisen einen W-E-Gradienten auf. Dabei liegt der Temperaturbias bei 8°K über der Biscaya und bis zu 6°K bei dem Balkan.

Januar

April

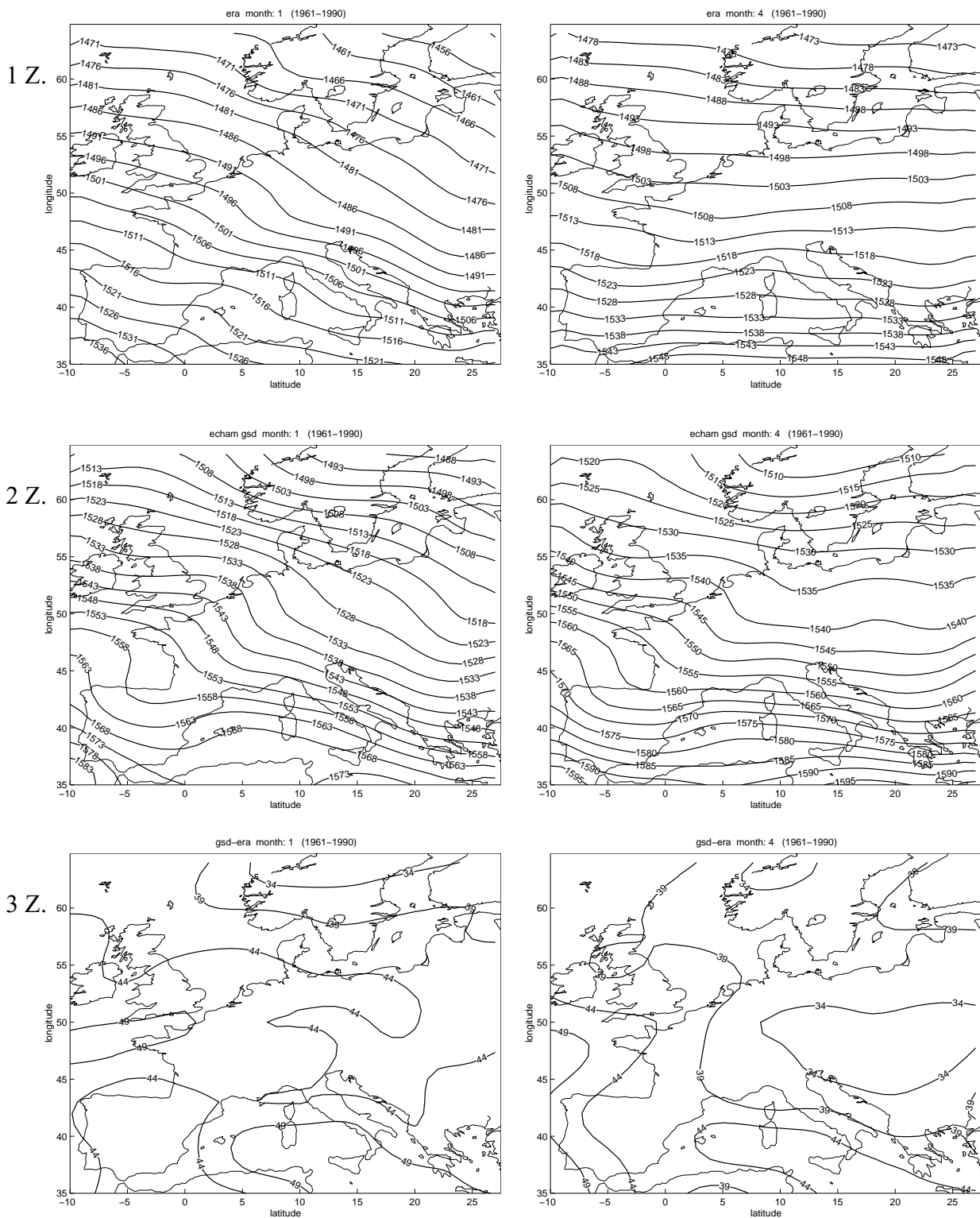


Abbildung 11: Vergleich von ERA40-relTop mit ECHAM-relTop. Mittelungsperiode: 1961–1990; erste Zeile: ERA40; zweite Zeile: ECHAM-GSD; dritte Zeile: Differenz ECHAM-GSD minus ERA40; links: Januar; rechts: April; [gpm].

Juli

Oktober

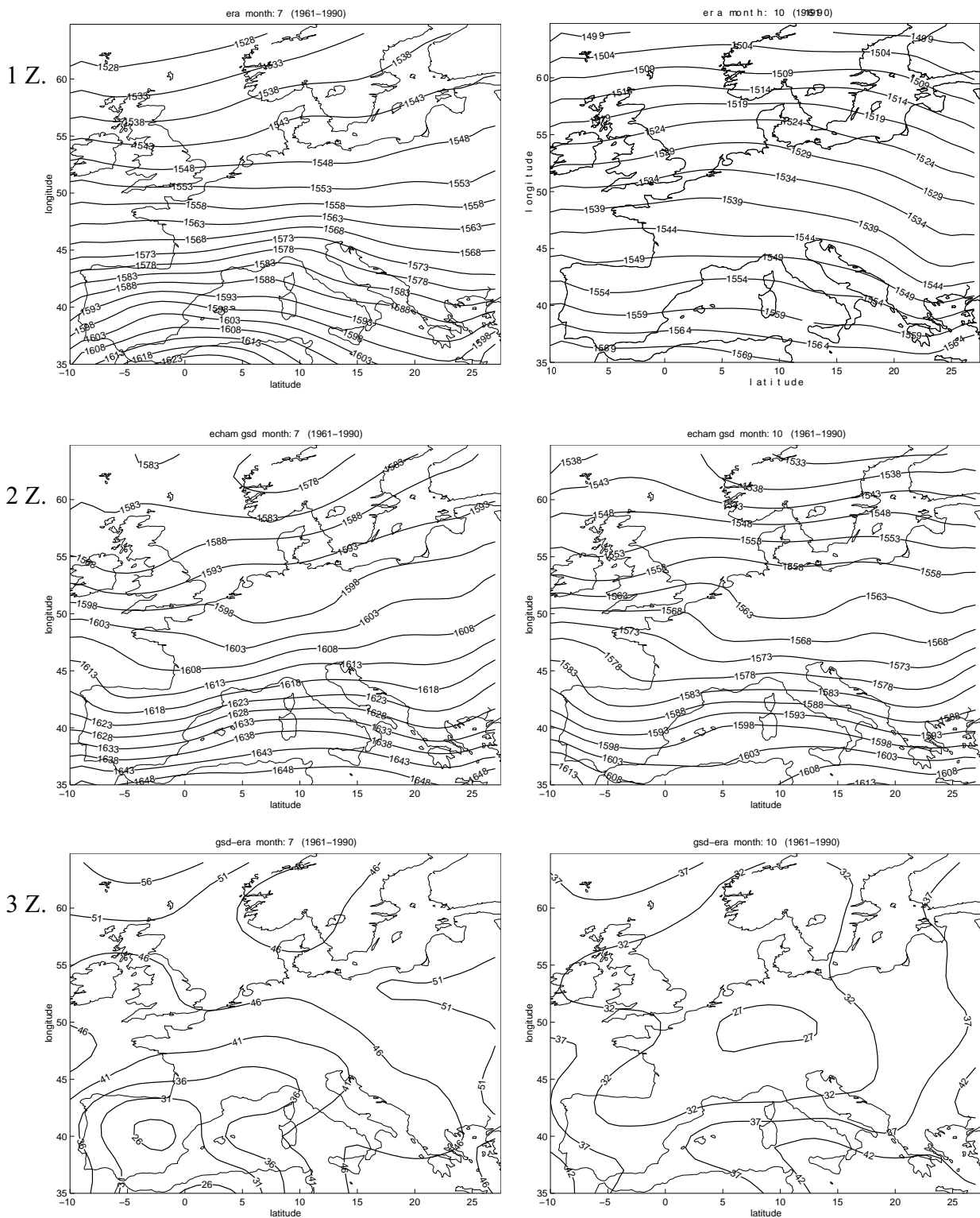


Abbildung 12: Vergleich von ERA40-relTop mit ECHAM-relTop. Mittelungsperiode: 1961-1990; erste Zeile: ERA40; zweite Zeile: ECHAM-GSD; dritte Zeile: Differenz ECHAM-GSD minus ERA40; links: Juli; rechts: Oktober; [gpm].

Juli : Die ERA-Daten zeigen wiederum einen im Allgemeinen zonalen Verlauf vor allem im Mittelmeerraum. Über Nordeuropa weisen die Isolinien eine SW-NE-Anordnung auf. Es treten hierbei nun sehr starke Gradienten über dem Mittelmeerraum, besonders im Westen, auf.

Die ECHAM-GHG-Daten zeigen ein sehr ähnliches Bild zu den ERA40-Daten im Hinblick auf den Verlauf der Isolinien. Die sehr starken Gradienten über dem Mittelmeerraum werden allerdings nicht wiedergegeben.

Die Unterschiede ECHAM – ERA40 zeigen Temperaturunterschiede bis zu 10°K über Nordwesteuropa. Die geringsten Unterschiede (rund 5.5°K) sind über der Iberischen Halbinsel zu finden.

Oktober : Die ERA-Daten zeigen ein sehr einheitliches, zonal verlaufendes Muster mit relativ einheitlichen von Süd nach Nord gerichteten Gradienten.

Die ECHAM-GHG-Daten zeigen eine stärkere räumliche Variabilität im Verlauf der Isolinien. Die Temperaturdivergenz über Westeuropa ist wiederum sehr stark ausgeprägt. Im Vergleich zu den ERA40-Daten sind im Mittelmeerraum die Gradienten relativ stark ausgeprägt.

Die Unterschiede ECHAM – ERA40 zeigen Temperaturunterschiede zwischen 5°K über Westeuropa und 7°K über Ost- und Südosteuropa.

Insgesamt scheint das jahreszeitliche Verhalten der relativen Topographie anzudeuten, dass im Klimamodell die Wirkung des Kontinents etwas überschätzt wird. So ist der Januar über dem Kontinent relativ zu kühl und der August etwas zu warm.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der räumliche Verlauf der SLP- und relativen Topographie-Flächen von ECHAM und ERA40 ähnlich abgebildet werden. Das manifestiert sich in den relativ schwachen Gradienten der Differenzen-Plots (dritte Zeile in den Abbildungen dieses Abschnittes) und zeigt, dass die räumlichen Muster der meteorologischen Felder von ECHAM plausibel wiedergegeben werden. Die zum Teil erheblichen Unterschiede zwischen den Absolutwerten der ECHAM- und ERA40-Datensätze machen besonders eindrucksvoll klar, dass es entscheidend ist das Signal des möglichen Klimawandels über Anomalien und nicht mit Absolutwerten abzuschätzen. Bei der Überschätzung der Reanalysen durch ECHAM handelt es sich um einen Offset, der bei der Anomaliebildung zum größten Teil wegfällt.

6 Diskussion der Szenarien

Dieses Kapitel widmet sich den, mit dem Paket Analog-Methode + ECHAM abgeleiteten, lokalskaligen Temperatur- und Niederschlagsszenarien in Österreich. Basis sind die bisher gezeigten Resultate wie die Validierung für Niederschlag und Temperatur. SLP und relative Topographie haben sich neben anderen Prädiktoren in der Validierung beim lokalskaligen Niederschlag als verhältnismäßig geeignet erwiesen. Für diese Prädiktoren ist auch ein Vergleich zwischen den ERA40-Reanalysedaten und dem ECHAM-Modell durchgeführt worden.

Konsequenter Weise werden nun dieselben großräumigen Prädiktoren herangezogen, um die Szenarien zu produzieren. Um meteorologisch konsistente Resultaten zu erzeugen, leiten wir für jeden Prädiktor ein vollständiges lokalskaliges Szenario ab. Das heisst, wir generieren aus *einem* großräumigen Feld (etwa SLP um 12 Uhr) *alle* lokalskaligen Parameter, wie etwa den Niederschlag, die Minimums-, Maximums- oder Mitteltemperatur an den Stationen.

Obwohl im Folgenden nur mehr die relative Topographie und der SLP betrachtet werden, entstehen durch die Verwendung der drei Termin/kombinationen (0 Uhr, 12 Uhr und 0+12 Uhr – also, Verwendung beider Termine) dennoch eine Fülle an Resultaten. **Um den Überblick zu wahren, werden im Folgenden nur die Ergebnisse bei Verwendung des SLP und der relativen Topographie zum 12-Uhr-Termin gezeigt.** Im Text wird aber auch diskutiert, welche Unterschiede zu der Verwendung des 00-Uhr-Termins bzw. zu der Verwendung der Kombination aus beiden Terminen bestehen.

6.1 Temperatur

Abbildung 13 zeigt die Veränderung der Temperaturverteilung bei Verwendung des SLP als Prädiktor, und Abbildung 14 zeigt die Temperaturverteilung, wenn man die relative Topographie verwendet. Beide Abbildungen stellen die Veränderung zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048 dar, wie sie von Analog-Methode + ECHAM simuliert werden. Detailliert sind in den Bildern die Beobachtungen (i) und die Ergebnisse der Analog-Methode + ECHAM-GSD (ii), sowie der Analog-Methode + ECHAM-GHG (iii) dargestellt. Die Resultate sind für alle Monate wiedergegeben (links oben: Januar; rechts unten: Dezember). Histogramme mit den blauen Balken zeigen die Beobachtungen. Grüne Balken stehen für Analog-Methode + Prädiktor aus dem ECHAM-GDS-Lauf und rote Balken für Analog-Methode + Prädiktor aus dem ECHAM-GHG-Lauf.

Betrachten wir zunächst in Abbildung 13 die Wintermonate (DJF). Die Szenarien zeigen einen Anstieg der mittleren Temperatur um etwas weniger als 0.5 Grad. Der GHG-Lauf bedingt eine deutlichere Erwärmung als der GSD-Lauf. In den Sommermonaten (JJA) ist das Bild nicht einheitlich: Juni und Juli zeigen Abkühlung bzw. keine Veränderung; im August ist eine Erwärmung von rund einem halben Grad zu erkennen. Die ECHAM-Läufe ändern gegenüber dem Winter ihre Wirkung: der GSD-Lauf zeigt größere Temperaturmittel als der GHG-Lauf. Im Frühjahr (MAM) überwiegen Zunahmen der Mitteltemperatur und im Herbst (SON) findet man bei den Szenarien erst im November leicht erhöhte Mitteltemperaturen.

Abbildung 14 zeigt die Veränderungen an den Stationen, wenn die relative Topographie als Prädiktor verwendet wird. Es fällt sofort auf, dass das Signal (Zunahme der Temperatur) gegenüber Abbildung 13 um ein Vielfaches stärker ausgeprägt ist. Dabei ist das Signal in den Übergangssaisonen nicht viel schwächer als im Winter und im Sommer.

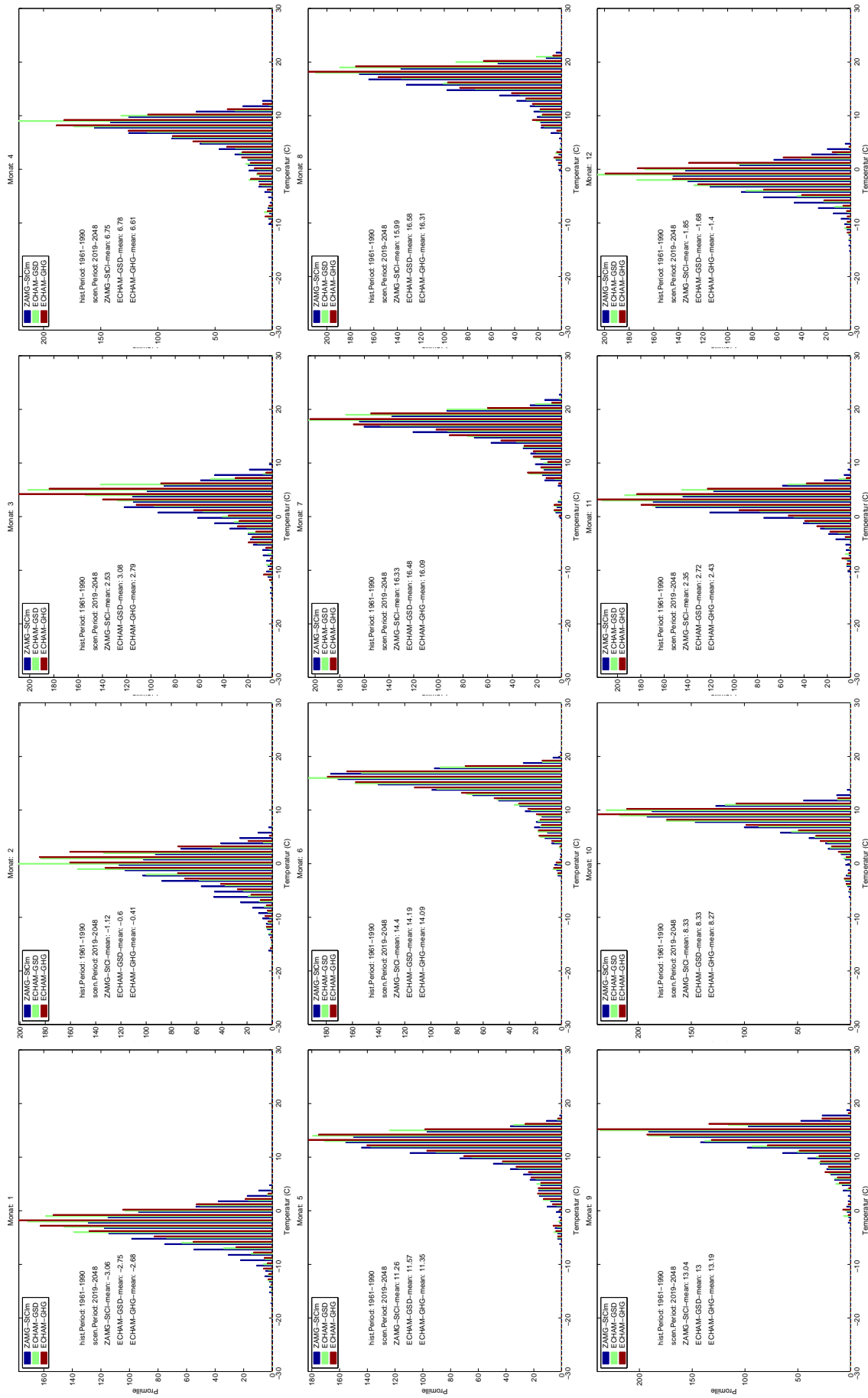


Abbildung 13: Häufigkeitsverteilungen der Monatsmitteltemperaturen aller betrachteten Stationen (Jan.: links oben; Dez. rechts unten). blau: Beobachtet (1961–1990); grün: Analog-Methode + ECHAM-GSD (2019–2048); rot: Analog-Methode + ECHAM-GHG (2019–2048); Prädiktor: SLP um 12 Uhr.

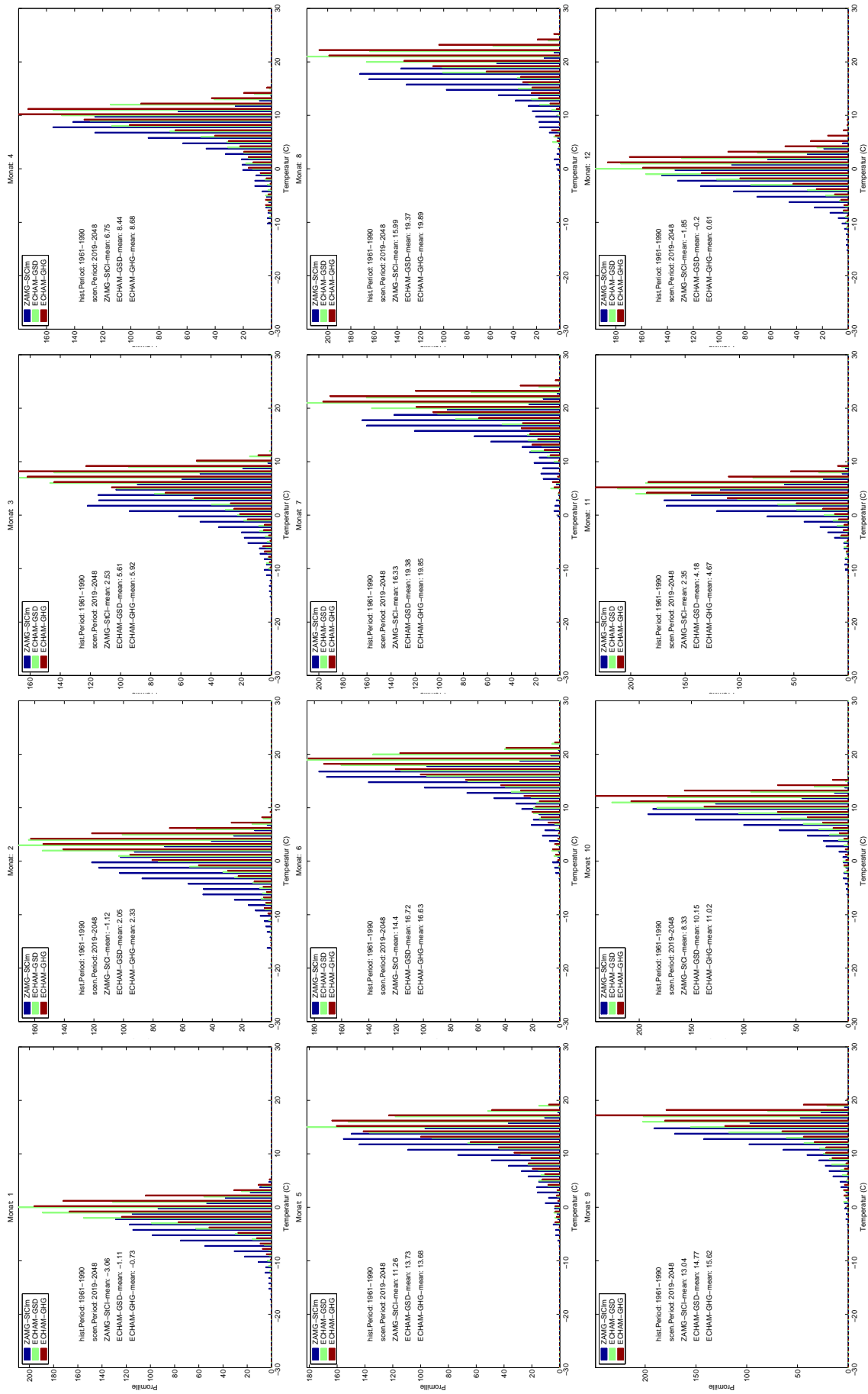


Abbildung 14: Die Häufigkeitsverteilungen der Monatsmitteltemperaturen aller betrachteten Stationen (Jan.: links oben; Dez. rechts unten). blau: Beobachtet (1961–1990); grün: Analog-Methode + ECHAM-GSD (2019–2048); rot: Analog-Methode + ECHAM-GHG (2019–2048); Prädiktor: relative Topographie um 12 Uhr.

Der GHG-Lauf führt in allen Monaten außer im Mai und Juni auf höhere Mitteltemperaturen als der GSD-Lauf. Im August ist die modellierte Erwärmung mit rund 3.6 Grad besonders stark.

Bekanntermaßen ist der Kontrast zwischen Ozean und Kontinent im Winter und Sommer stärker ausgeprägt als in den Übergangsjahreszeiten. Das spiegelt sich auch beim SLP und der relativen Topographie wieder (siehe Kapitel 5). Insofern ist es nicht überraschend, dass saisonal im Winter und monatsbezogen im August ein, im Vergleich zu den anderen Monaten verhältnismäßig deutliches Signal in den Abbildungen 13 bzw. 14 zu erkennen ist.

Der SLP und die Bewegung der Luftmassen stehen in engem Zusammenhang. Wenn sich im SLP-Szenario keine oder nur eine geringe Veränderung der Temperatur in Österreich zeigt, kann das bedeuten, dass in diesen Monaten die Bewegung der Luftmassen im ECHAM-Szenario keine großen Veränderungen zu der historischen Periode aufweisen. Tatsächlich ist in allen Wintermonaten eine Erwärmung zu finden, im Sommer jedoch nur im August. Temperaturabnahmen im Sommer könnten darauf hindeuten, dass das Russlandhoch, das im Sommer hohe Temperaturen in Österreich verursachen kann, in den ECHAM-Szenarien etwas seltener bzw. in abgeschwächter Form auftritt. Daher wird es bei der Analogsuche nicht verstärkt gefunden und kann zu keiner Zunahme der Mitteltemperatur in Österreich führen. Dieses abgeschwächte Blocking könnte im Einklang mit einem, im Vergleich zur Periode 1961–1990, etwas häufigeren Auftreten negativer Werte des NAO Index im Szenario stehen, welche eine Abschwächung des kontinentalen und eine Verstärkung des maritimen Einflusses auf Österreich bedeuten (Hurrell 1995).

Die relative Topographie ist, wie schon gesagt, in dieser Arbeit als Abstand der 850-hPa- von der 700-hPa-Druckfläche in Einheiten des Geopotentials definiert. Sie ist also eine Kombination aus einem thermodynamischen (Mittelschichttemperatur) und, da die räumliche Temperaturverteilung mit der Bewegung der Luftmassen gekoppelt ist, einem dynamischen Maß. Wenn sich daher im relativen Topographie-Szenario das Klima gegenüber der historischen Periode verändert, kann das auf Veränderungen in der Dynamik und/oder auf Veränderungen in den thermodynamischen Eigenschaften der Luftmassen zurückgeführt werden. Bei der relativen Topographie ist die modellierte Zunahme der lokalen Temperaturmittel in allen Monaten um ein Vielfaches höher als beim SLP. Die Änderungen, die in den SLP-Szenarien auftreten, rühren von Veränderungen der Dynamik her, die von der simulierten Erwärmung in den ECHAM-Szenarien bedingt werden. Obwohl sich also im Szenario an der Herkunft der Luftmassen und deren Weg nicht viel ändert (siehe oben), kann es dennoch in Österreich deutlich wärmer werden, weil der Wärmeinhalt der nach Österreich geführten Luftmassen zunimmt.

Ein gutes Beispiel für ein Monat wo sich beim SLP-Szenario an der Temperatur nicht viel ändert ist der Juli (siehe Abbildung 13). Hier scheint die Bewegung der Luftmassen hinsichtlich ihrer Auswirkung auf Österreich gegenüber der Kontrollperiode (1961–1990) fast unverändert. Betrachtet man nun das zum Juli gehörige relative Topographie-Szenario (siehe Abbildung 14), dann kann man den Einfluss ablesen, den das thermische Signal (die Erwärmung der Luftmassen) wiedergibt (in diesem Beispiel etwa 3 Grad).

Im August ist bei der relativen Topographie die Erwärmung um einige Zehntel Grad deutlicher ausgeprägt als im Juli. Diese Zunahme gegenüber dem Juli könnte daher dynamischen Ursprungs sein, z.B. ein häufigeres Auftreten des Russlandhochs. Tatsächlich findet man auch im SLP-Szenario eine Temperaturzunahme.

Dieses Resultat kann man ausgehend vom SLP noch einmal formulieren: Im August zeigt das SLP-Szenario (Abbildung 13) eine vergleichsweise deutliche Zunahme der Mitteltempera-

tur von etwa 0.5 Grad gegenüber dem Juli. Dieser Unterschied könnte auf eine Veränderung in der Luftmassenbewegung hindeuten. Eine Möglichkeit wäre, dass im Szenario öfter als in der historischen Periode warme Luft vom Kontinent nach Österreich geführt wird. Wenn die Luft über Russland zusätzlich noch wärmer wird, was auch die Klimamodelle simulieren (IPCC 2001), sollte das zu einer besonders starken Temperaturzunahme in Österreich führen. Genau das findet man auch bei der relativen Topographie (Abbildung 14), die ein Maß für beides ist: die Dynamik und die Thermodynamik.

Vereinfacht gesagt: 'Der SLP kann eine Veränderung in der Häufigkeit relevanter Luftmassen diagnostizieren, aber er enthält keine Information darüber ob die Luft, die nach Österreich herangeführt wird, im Szenario wärmer ist als in der historischen Periode'.

Ähnlich wie im August könnte man das Signal im Winter interpretieren. Allerdings ist im Winter der Ursprung der warmen Luftmassen der, gegenüber dem Kontinent relativ warme Ozean. Die etwas schwächer ausgeprägten Veränderungen im Frühjahr und Herbst könnten auf die weniger starken Kontraste zwischen Ozean und Kontinent zurückgeführt werden.

Das gesamte Signal der Temperaturveränderung erhält man, wenn man die dynamische *und* die thermodynamische Veränderung betrachtet.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Häufigkeitsverteilungen der lokalskaligen Temperaturszenarien (2019–2048 verglichen mit 1961–1990), die man mit SLP und relativer Topographie als Prädiktoren aus den ECHAM-GHG- und -GSD-Szenarien erhält, meteorologisch sinnvoll interpretiert werden können und einander nicht widersprechen.

Nach der Präsentation von Häufigkeitsverteilungen der monatlichen Mitteltemperaturen an allen betrachteten Stationen bietet es sich an, die Veränderungen der Temperatur im Raum darzustellen. Die folgenden Seiten zeigen die lokalskaligen SLP- und relative Topographie-Szenarien für die Temperatur in der Winter- und Sommersaison. Um das Ausmaß der Veränderung leichter einordnen zu können, ist darüberhinaus einerseits die Differenz zwischen dem downgescalten ECHAM-GHG- und -GSD-Lauf (2019–2048) gezeigt und andererseits die Differenz zwischen downgescalten ERA40-Reanalysedaten und den Beobachtungen in der Kontrollperiode (1961–1990) dargestellt.

Abbildung 15 zeigt die modellierte Veränderung der langjährigen saisonalen Temperaturmittel, in 1/10 Grad, zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048 bei Verwendung des SLP (12 Uhr) als Prädiktor. Im Winter (DJF) ist in eine Temperaturzunahme zu sehen, die regional variiert und zwischen 0.4 und 0.8 Grad liegt. Bei Verwendung der anderen Termine (SLP um 0 Uhr bzw. SLP um 0 *und* 12 Uhr) erhält man eine etwas stärkere Erwärmung (etwa 0.5 bis 1.0 Grad). In der zweiten Zeile ist die Differenz zwischen dem langjährigen Temperatur-Mittel des downgescalten GHG-Laufes und dem Temperatur-Mittel des downgescalten GSD-Laufes an den Stationen dargestellt. Die lokalskalige Temperatur, die aus dem ECHAM-GHG-Szenario folgt, ist im Winter um rund 0.2 Grad höher als jene des ECHAM-GSD-Laufes (zweite Zeile, linke Spalte). Im Sommer (rechte Spalte) liefert das GHG-Szenario überwiegend eine leichte Abkühlung um rund 0.1 bis 0.2 Grad. Außerdem ist das lokalskalige GHG-Szenario, je nach Region um 0.1 bis 0.3 Grad niedriger als das GSD-Szenario (zweite Zeile, rechte Spalte). Das bedeutet, dass das lokalskalige GSD-Szenario eine leichte Erwärmung modelliert. Dieses Verhalten findet sich auch bei Verwendung der anderen Termine (0 Uhr bzw. 0 und 12 Uhr). Es kann auch aus Abbildung 13, die den Jahresgang der lokalen SLP-Szenarien mit den Beobachtungen vergleicht, herausgelesen werden.

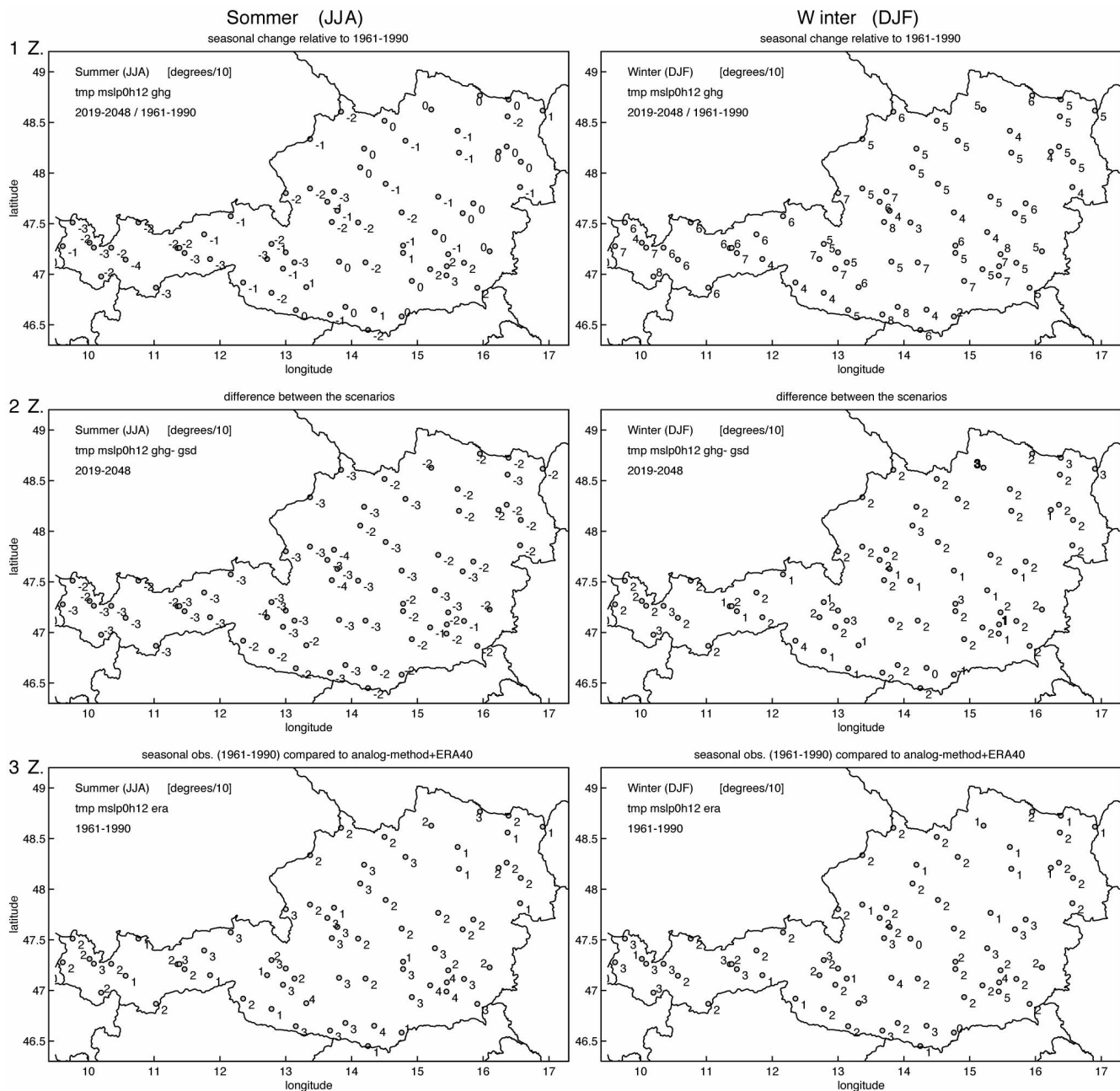


Abbildung 15: Änderung des saisonalen Temperaturmittels an den Stationen zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048 bei Verwendung des SLP als Prädiktor; *erste Zeile*: GHG-Szenario, *zweite Zeile*: Differenz zwischen GHG- und GSD-Szenario (GHG-GSD), *dritte Zeile*: Differenz zwischen Beobachtung und Analog-Methode + ERA40; *links*: DJF, *rechts*: JJA; [1/10 Grad].

Die dritte Zeile in Abbildung 15 beschreibt die Leistung des Pakets Analog-Methode+ERA40. Es ist die Differenz aus beobachteter und der, mittels Analog-Methode aus den ERA40-Reanalysen modellierter, saisonaler Mitteltemperatur. Die Differenz schwankt bis zu 0.4 Grad. Das heisst, dass die Analog-Methode + ERA40 in der Periode 1961–1990 einen Bias zu einem etwas zu warmen Klima hat. Interessant ist vielleicht, dass der eben diskutierte Bias bei Betrachtung der Periode 1958–2001 deutlich geringer ausfällt (siehe Matulla and Haas 2004). Der Bias ist jedenfalls in der Größenordnung der Differenz zwischen den lokalskaligen Szenarien

(GHG-GSD: zweite Zeile) und um etwa einen Faktor 2 kleiner als die Veränderung im lokalen GHG Szenario (1961–1990 ↔ 2019–2048).

Betrachtet man im Winter (linke Spalte, erste Zeile) benachbarte Stationen, bei denen eine Station eine Bergstationen ist (Innsbruck–Patscherkofel, Bad Ischl–Feuerkogel, Bad Aussee–Krippenstein und Graz–Schöckl) so sieht man, dass die Erwärmung mit der Höhe zunimmt (erste Zeile). Diese Eigenschaft ist beim SLP sowohl vom Szenario (GHG, GSD) als auch vom verwendeten Termin unabhängig. Im Sommer findet sich keine stärkere Zunahme der Temperatur mit der Höhe. Dieser saisonale Charakter der Erwärmung mit der Höhe wurde bereits beschrieben (Matulla and Haas 2003) und ist auf Inversionen während der kalten Jahreszeit und auf starke, vertikale Austauschprozesse in der warmen Jahreszeit zurückzuführen. Die Inversionen bewirken eine Abkopplung der Stationen in Tälern und Becken von der großräumigen Strömung, während vertikale Austauschprozesse sehr ähnliche Bedingungen bei Berg- und Tal- bzw. Flachlandstationen verursachen.

Die Temperaturänderung, die aus dem ECHAM-SLP mittels der Analog-Methode folgt, beschreibt jenen Anteil des Temperaturwandels, der einer Änderung der Dynamik (im betrachteten geographischen Ausschnitt) entspricht. Dieses Signal beträgt im Winter (DJF) und im August im Mittel über Österreich rund 0.5 Grad. Regional kann es weniger aber auch bis zu doppelt so viel sein.

Abbildung 16 zeigt die, mit der relativen Topographie modellierte, lokalskalige Veränderung des langjährigen saisonalen Temperaturmittels in Österreich. Die erste Zeile stellt die Differenzen zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048 für den Winter (linke Spalte) und den Sommer (rechte Spalte) dar. Die Temperaturzunahme, die bei Verwendung der relativen Topographie (12 Uhr) als Prädiktor simuliert wird, ist um ein Vielfaches höher als bei Verwendung des SLP. Ähnlich, wie in Matulla and Haas (2003) gezeigt, ist die Erwärmung im Sommer stärker ausgeprägt als im Winter. Im Nordosten Österreichs fällt die Erwärmung im Vergleich zum Rest des Landes moderat aus. Hier ist eine Temperaturzunahme von 2 bis etwa 3 Grad zu sehen. Im Alpenvorland, entlang des Alpenhauptkammes und südlich davon ist die Erwärmung stärker (bis zu 4 Grad). Dabei darf man aber nicht außer Acht lassen, dass bei der Veränderung, die diese Differenzen darstellen, die warmen 1990er nicht in der Kontrollperiode enthalten sind, d.h. gegenüber dem heutigen Niveau fällt die Temperaturzunahme geringer aus. Die Bergstationen erfahren die größte Temperaturänderung. Wie bei den Szenarien, die mittels SLP generiert wurden, nimmt die Erwärmung mit der Höhe zu. Allerdings bleibt sie im Gegensatz zu den SLP Szenarien im Sommer bestehen, wenn auch gegenüber dem Winter in deutlich abgeschwächter Form.

Im Sommer ist das GHG-Szenario um etwa 0.2 bis 0.5 Grad wärmer als das GSD-Szenario. Im Winter ist diese Differenz größer (bis zu einem Grad). Beiden Jahreszeiten ist ein Anwachsen der Differenz zwischen GHG und GSD mit der Höhe gemein. Die größten Differenzen treten tendenziell an den Bergstationen auf. In Abbildung 15 zeigt die dritte Zeile die Leistung Analog-Methode zusammen mit den ERA40-Reanalysedaten. Im Winter ist der Unterschied zwischen Beobachtung und Analog-Methode + ERA40 stets positiv und zwischen 0.1 und 0.5 Grad. Die Werte im Sommer liegen zwischen -0.1 und 0.3 Grad. In jedem Fall ist der Unterschied zwischen Beobachtung und Analog-Methode + ERA40 kleiner als der Unterschied zwischen den Szenarien (GHG-GSD: zweite Zeile) und um mehr als einen Faktor 10 kleiner als das Signal des Temperaturwandels (erste Zeile).

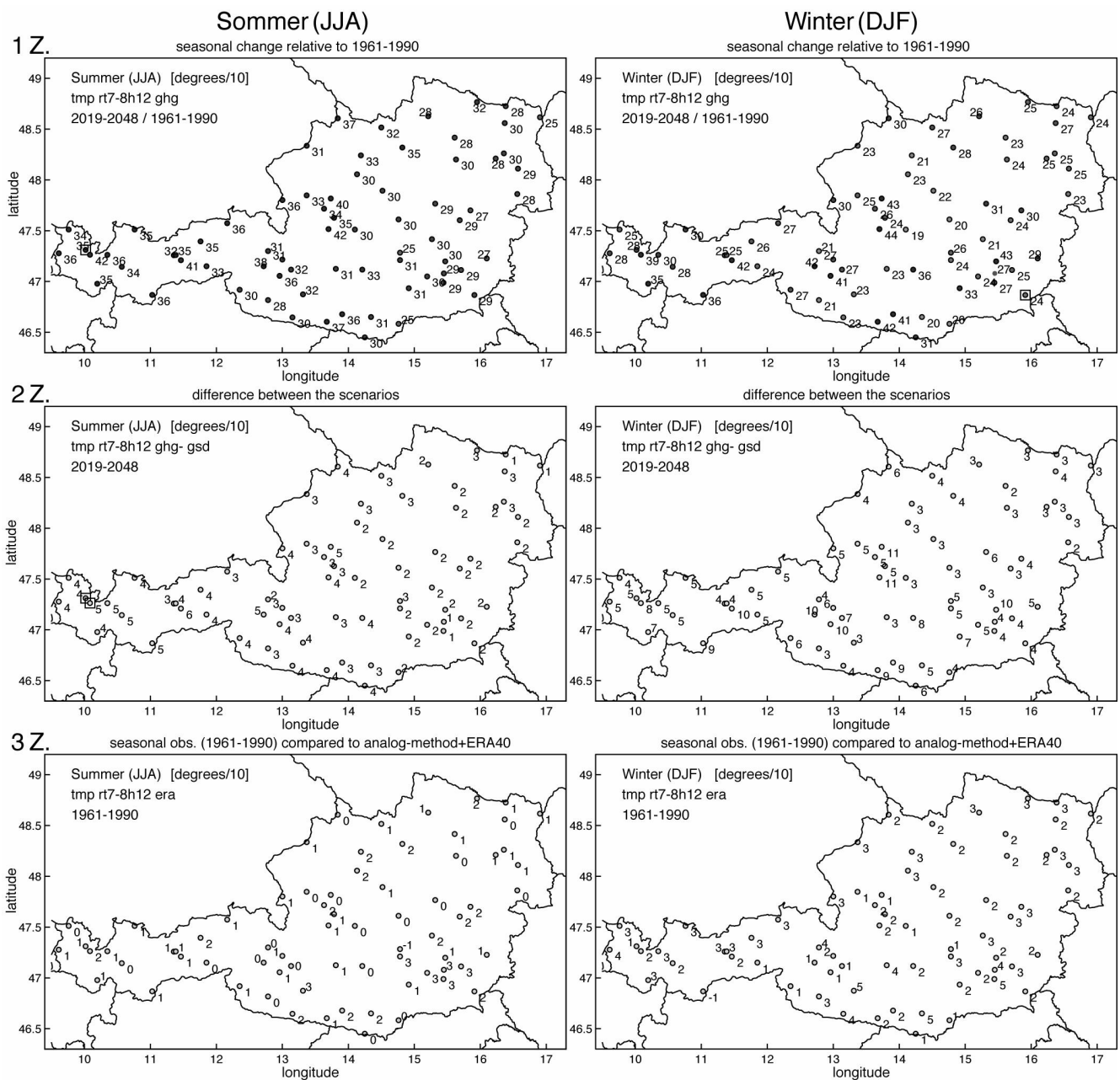


Abbildung 16: Änderung des saisonalen Temperaturmittels an den Stationen zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048 bei Verwendung der relativen Topographie als Prädiktor; *erste Zeile*: GHG-Szenario, *zweite Zeile*: Differenz zwischen GHG-und GSD-Szenario (GHG-GSD), *dritte Zeile*: Differenz zwischen Beobachtung und Analog-Methode + ERA40; *links*: DJF, *rechts*: JJA; [1/10 Grad].

Abbildungen 16 und 15 beschreiben die Temperaturänderung im Winter und Sommer und stellen sie der Differenz zwischen den downgescalten ECHAM-Szenarien (GHG-GSD) gegenüber. Sie enthalten aber keine detaillierte Information über den Jahresgang der Änderung. Die Veränderung des Jahresgangs der Temperatur zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048, gemittelt über alle Stationen, beschreibt Abbildung 17. Die durchgezogenen Linien geben das Verhalten der lokalskaligen Szenarien an, die mit der relativen Topographie generiert worden sind, während die gepunkteten Linien die SLP-Szenarien wiedergeben. Grün steht für

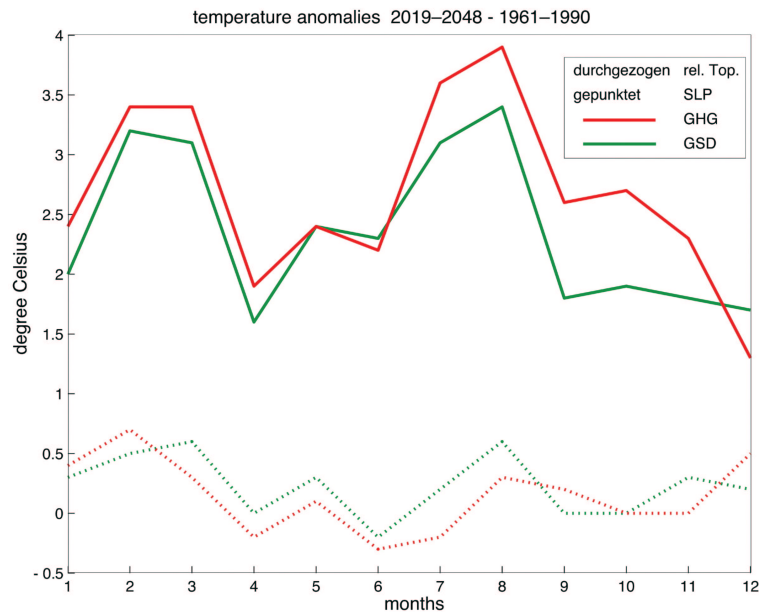


Abbildung 17: Jahresgang der Temperaturdifferenz zwischen 2019–2048 und 1961–1990 gemittelt über alle Stationen. *x-Achse*: Januar bis Dezember, *y-Achse*: Temperaturdifferenz in °K; *durchgezogene Linien*: Szenarien, die mit relativer Topographie erzeugt worden sind, *gepunktete Linien*: Szenarien, die mit SLP erzeugt worden sind; *grün*: GSD, *rot*: GHG.

die Szenarien, die auf dem ECHAM-GSD-Lauf basieren, rot für jene, die auf dem GHG-Lauf beruhen. Die durchgezogenen Kurven zeigen, dass die Temperaturänderung im Winter und im Sommer stärker ausfallen als in den Übergangsjahreszeiten. Besonders sticht der August heraus. Das könnte bedeuten, dass verstärkt warme Luftmassen vom Kontinent herangeführt werden (siehe auch die Diskussion am Anfang dieses Kapitels). Die lokalskaligen Szenarien, die aus dem GSD-Lauf resultieren, liegen um ungefähr 0.5 Grad unter jenen, die aus dem GHG-Lauf abgeleitet worden sind.

Bei den Temperaturszenarien, die auf dem SLP beruhen, erkennt man wieder, dass die Auswirkungen um ein Vielfaches schwächer ausgeprägt sind als bei der relativen Topographie. Der Winter (DJF) und der August zeigen dennoch verhältnismässig deutliche Temperaturzunahmen. Die Rolle von GHG- und GSD-Lauf ist dabei nicht eindeutig. Im Winter scheint das GHG-Szenario die stärkere Erwärmung zu bringen, im Sommer das GSD-Szenario. Die SLP-Szenarien deuten darauf hin, dass sich die Änderungen in der Dynamik, die ECHAM für die Zukunft simuliert, nicht stark auf die Temperatur in Österreich auswirken. Viel stärker ist offenbar die Auswirkung der Erwärmung der Atmosphäre, die in der relativen Topographie abgebildet ist und die über den Kontinenten mit wachsender Breite zunimmt.

Im August zeigen auch die SLP-Szenarien eine Temperaturzunahme. Das könnte ein Hinweis auf eine zunehmende Wahrscheinlichkeit für das Auftreten des Russland-Hochs sein, das, im Laufe der Zeit, entsprechend den Klimamodellen, immer wärmere Luft vom Kontinent nach Österreich führt. Diese Hypothese wird auch von den Szenarien, die mit der relativen Topographie abgeleitet wurden, gestützt. Auch hier wird die maximale Temperaturzunahme im August modelliert (siehe Abbildung 17).

6.1.1 Simulierter Temperaturwandel in Wien: CCA versus Analog-Methode

Im vorigen Kapitel wurde der Temperaturwandel an allen Stationen flächig dargestellt. In diesem Abschnitt soll der Wandel an einer Station etwas genauer betrachtet werden. Formayer et al. (2003) simulierten den möglichen Klimawandel auf Monatsbasis in Österreich ausgehend von ECHAM-Szenarien mit der Kanonischen Korrelationsanalyse (CCA, siehe von Storch und Zwiers). In der Diskussion der Ergebnisse wird dort die Station Wien Hohe-Warte betrachtet. Um diesen Resultaten die hier erzielten gegenüberstellen zu können, wird auch hier der simulierte Wandel an der Station Hohe-Warte diskutiert.

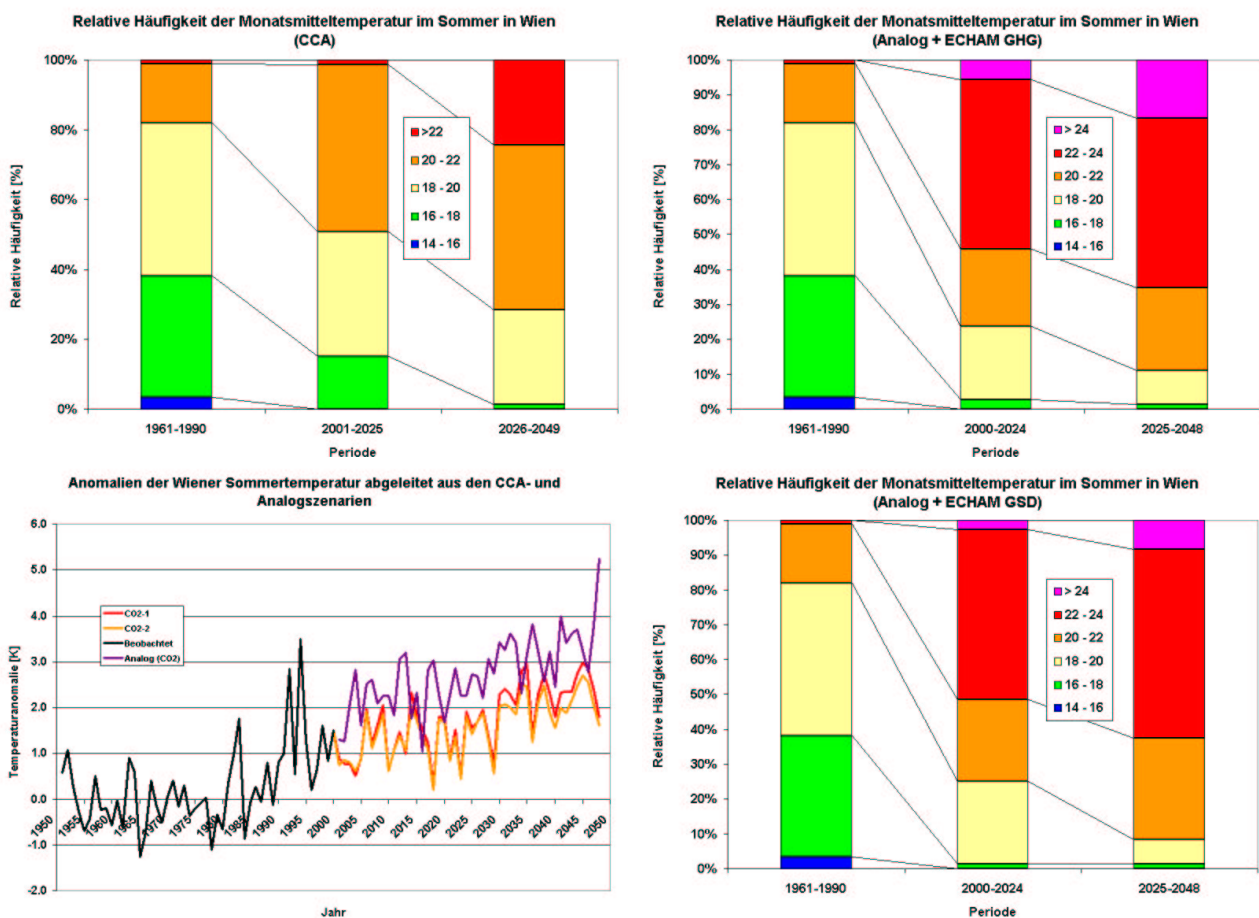


Abbildung 18: Simulierter Temperaturwandel im Sommer an der Station Wien Hohe-Warte [$^{\circ}$ Celsius]. Die drei Balken zeigen die Verteilung der Monatsmitteltemperatur (JJA) in der Klimanormalperiode, im ersten und zweiten Viertel des 21. Jhdts.; *erste Zeile links*: CCA + ECHAM-GHG (Klasse > 24 Grad nicht eingezeichnet), *erste Zeile rechts*: Analog-Methode + ECHAM-GHG-relTop; *zweite Zeile rechts*: Analog-Methode + ECHAM-GSD-relTop; *zweite Zeile links*: möglicher Verlauf der Sommertemperaturen; schwarz: Beobachtung; rot/orange: warme/kühle CCA + ECHAM-GHG Realisierung; violett: Analog-Methode + ECHAM-GHG-relTop.

Abbildung 18 stellt den möglichen Temperaturwandel an der Station Wien Hohe-Warte im Sommer (JJA) dar. Links oben ist der mit CCA aus monatlichen ECHAM-GHG-Szenariodaten simulierte Temperaturwandel zu sehen. Rechts daneben und rechts darunter ist der mit der Analog-Methode aus täglichen ECHAM-Szenariodaten modellierte Temperaturwandel darge-

stellt. Die drei Balken stellen drei Perioden dar – von links nach rechts sind das: die Klimanormalperiode, das erste und das zweite Viertel des 21. Jahrhunderts. Beim CCA-Szenario erkennt man, dass die relativ kühlen (16–18 Grad) und die moderaten (18–20 Grad) Sommermonate von etwa 35 % bzw. 40 % auf rund 20 % und 30 % und weiter auf unter 5 % und 25 % abnehmen. Die Sommermonate (JJA) mit Mitteltemperaturen über 20 Grad nehmen im Gegenzug von 20 % auf 50 % und schliesslich auf fast 70 % zu. Dieser, von der CCA projizierte Wandel wird von der Analog-Methode übertroffen. Für das ECHAM-GHG-Szenario (erste Zeile, rechts) nehmen die kühlen und moderaten Sommer zusammen von rund 80 % in der Klimanormalperiode auf etwa 25 % im ersten Viertel des 21. Jhdts. ab. Im zweiten Viertel fallen sie auf rund 10 %. Dagegen nehmen die warmen bis heissen Sommermonate (über 20 Grad) von 20 % auf nahezu 90 % zu. Das ECHAM-GSD-Szenario + Analog-Methode liefert gegenüber der Analog-Methode + ECHAM-GHG einen milderen Wandel (zweite Zeile, rechts), der allerdings immer noch den von der CCA simulierten deutlich übertrifft.

In der zweiten Zeile ist links der Verlauf der Sommertemperatur für Wien Hohe-Warte dargestellt. Die schwarze Kurve zeigt den historischen Verlauf, die rote/orange Kurve stellt eine besonders warme/kühle Realisierung der Kombination CCA + ECHAM-GHG dar (Details in Matulla and Haas 2003). Die violette Kurve gibt den mit ECHAM-GHG-relativer Topographie + Analog-Methode simulierten Verlauf wieder. Man erkennt den forcierten Temperaturanstieg in den 'warmen 1990ern', der sich in den Szenarien mehr oder minder stark fortsetzt.

Unterschiede zwischen den Projektionen (CCA, Analog-Methode) können auf die verschiedenen Techniken, die Skalen zu verbinden, und auf den Zeitschritt (Monat bzw. Tag) zurückgeführt werden. Die CCA koppelt, im Sinne maximaler Korrelation, Zeitreihen auf verschiedenen Skalen (siehe etwa von Storch und Zwiers). Die ECHAM-Szenarien auf Monatsbasis werden mit dem, in der Beobachtungsperiode abgeleiteten, funktionalen Zusammenhang auf die lokale Skala übertragen. Dabei ist bei der CCA das lokalskalige Szenario nur vom funktionalen Zusammenhang und den ECHAM-Szenarien abhängig und nicht von in der Beobachtungsperiode existenten Realisierungen. Bei der Analog-Methode hingegen ist der Zusammenhang zwischen den Skalen durch die Beobachtung definiert. In der Szenarioperiode wird auf der GCM-Skala für jeden Tag das ähnlichste Analogon in den Reanalysedaten detektiert und an der lokalen Skala die entsprechende, gemessene Verteilung eingesetzt.

Die Analog-Methode simuliert eine stärkere Temperaturzunahme als die CCA. Das bedeutet, dass die Analog-Methode gehäuft großskalige Muster in den täglichen ECHAM-Szenariodaten detektiert, die in der Klimanormalperiode auf ein lokalskaliges Temperaturfeld mit überdurchschnittlich hoher Temperatur geführt haben. D.h. die von ECHAM auf Tagesbasis simulierte großskalige Veränderung im Muster der relativen Topographie führt auf ein gehäuftes Ziehen (durch die Analog-Methode) von warmen bis heissen, beobachteten Temperaturverteilungen auf der lokalen Skala. Der Umstand, dass die Analog-Methode auf eine deutlichere Temperaturzunahme in Österreich insgesamt wie auch an der Station Wien Hohe-Warte führt, bedeutet, dass sich das ECHAM-Szenario + CCA auf Monatsbasis in der Szenarioperiode nicht weit aus der Verteilung bewegt, die aus historischen Tagesdaten abgeleitet werden kann. In der betrachteten Szenarioperiode ist die Limitierung der Analog-Methode durch das historische Sample (Details etwa in Matulla et al. 2004) damit kein Hindernis dafür, wärmere Sommermonate zu simulieren als die CCA, die keine solche Limitierung aufweist.

6.1.2 Abhängigkeit der Temperaturzunahme von der Höhe

In Matulla et al. (2004) wurde gezeigt, dass die Erwärmung in den Szenarien für Österreich einen positiven Höhengradienten aufweist, d.h., die Erwärmung nimmt mit der Höhe zu. Um zu überprüfen ob sich dieses Verhalten auch hier wieder findet, wurde der ECHAM-GHG-Lauf (Prädiktor: relative Topographie, 12 Uhr) analysiert. Dabei werden die Stationen in zwei Gruppen unterteilt. Eine Gruppe bilden die Bergstationen, die andere Gruppe die Talstationen und Flachlandstationen. Bergstationen sind in Abbildung 1 als Kreise mit schwarzem Mittelpunkt gekennzeichnet. Insgesamt sind 10 der 71 Stationen Bergstationen.

Abbildung 19 zeigt das Verhalten der Temperaturänderung mit der Höhe. Die linke Spalte zeigt die Tal- bzw. Flachlandstationen, die rechte Spalte zeigt die Bergstationen. Die vier Zeilen stellen die Saisonen dar (erste Zeile: DJF; bis vierte Zeile SON); Die grünen Kurven stellen die Normalverteilungen dar, die an die beobachteten Häufigkeitsverteilungen angepasst wurden. Die roten Kurven sind die, an die 'GHG-Szenarien' angepassten Normalverteilungen. Auf der x-Achse ist der Temperaturbereich von -30 bis +30 Grad Celsius aufgetragen und auf der y-Achse die Anzahl der Fälle. Die Verteilungen zeigen auf Tagesbasis das Mittel über alle Berg- bzw. Tal- und Flachlandstationen.

Betrachten wir das Teilbild in der ersten Zeile, rechte Spalte: es zeigt die Verteilung der über die Bergstationen gemittelten Temperatur auf Tagesbasis für die Wintersaison (DJF). Die grüne Kurve stellt die Normalverteilung in der Klimanormalperiode (1961–1990) dar. Rot ist die Normalverteilung des mittels Analog-Methode aus dem ECHAM-GHG-Szenario downgescalten, lokalen Szenario dargestellt (Periode: 2019–2048). Man erkennt eine Verschiebung des Mittelwerts von den Beobachtungen zum Szenario von nahezu 3 Grad. Die Varianz nimmt dabei um rund 5 % ab.

Insgesamt zeigt die Temperaturzunahme sowohl für die Tal- und Flachlandstationen wie auch für die Bergstationen einen ähnlichen Jahresgang: die Temperaturzunahme ist im Winter und im Sommer stärker ausgeprägt als in den Übergangsjahreszeiten. Das entspricht GCM-Ergebnissen, die für den europäischen Raum im Winter und Sommer eine Erwärmung simulieren, die weit über dem globalen Durchschnitt liegt (IPCC 2001).

Bei den Bergstationen ist die Erwärmung im Winter größer als im Sommer. Bei den Tal- und Flachlandstationen ist es umgekehrt: hier ist die Erwärmung im Sommer größer als im Winter. Betrachtet man das Ausmaß der Erwärmung, so zeigen die Bergstationen in allen Saisonen eine größere Temperaturzunahme als die Tal- und Flachlandstationen. Im Winter ist dieser Unterschied am größten: ~ 1 Grad, im Sommer am geringsten: ~ 0.3 Grad.

Die Ursache für beide Phänomene kann an den unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen, denen Berg- bzw. Tal- und Flachlandstationen im Winter und Sommer unterworfen sind, liegen. Im Winter befinden sich die Bergstationen oberhalb der Inversionsschicht in der freien Troposphäre. Damit sind sie stark an die großskalige Entwicklung gekoppelt, die in den GCMs eine deutliche Erwärmung zeigen (IPCC 2001). Unterhalb der Inversionsschicht, betrifft also viele Tal- und Flachlandstationen, entwickelt sich ein von lokalen Bedingungen geprägtes Klima, das weitgehend von der großräumigen Entwicklung abgekoppelt ist. In den Übergangssaisonen und besonders im Sommer unterbinden vertikale Durchmischungsprozesse weitgehend die Ausbildung von Inversionen. Das führt zu ähnlichen Bedingungen bei Berg-, Flachland- und Talstationen.

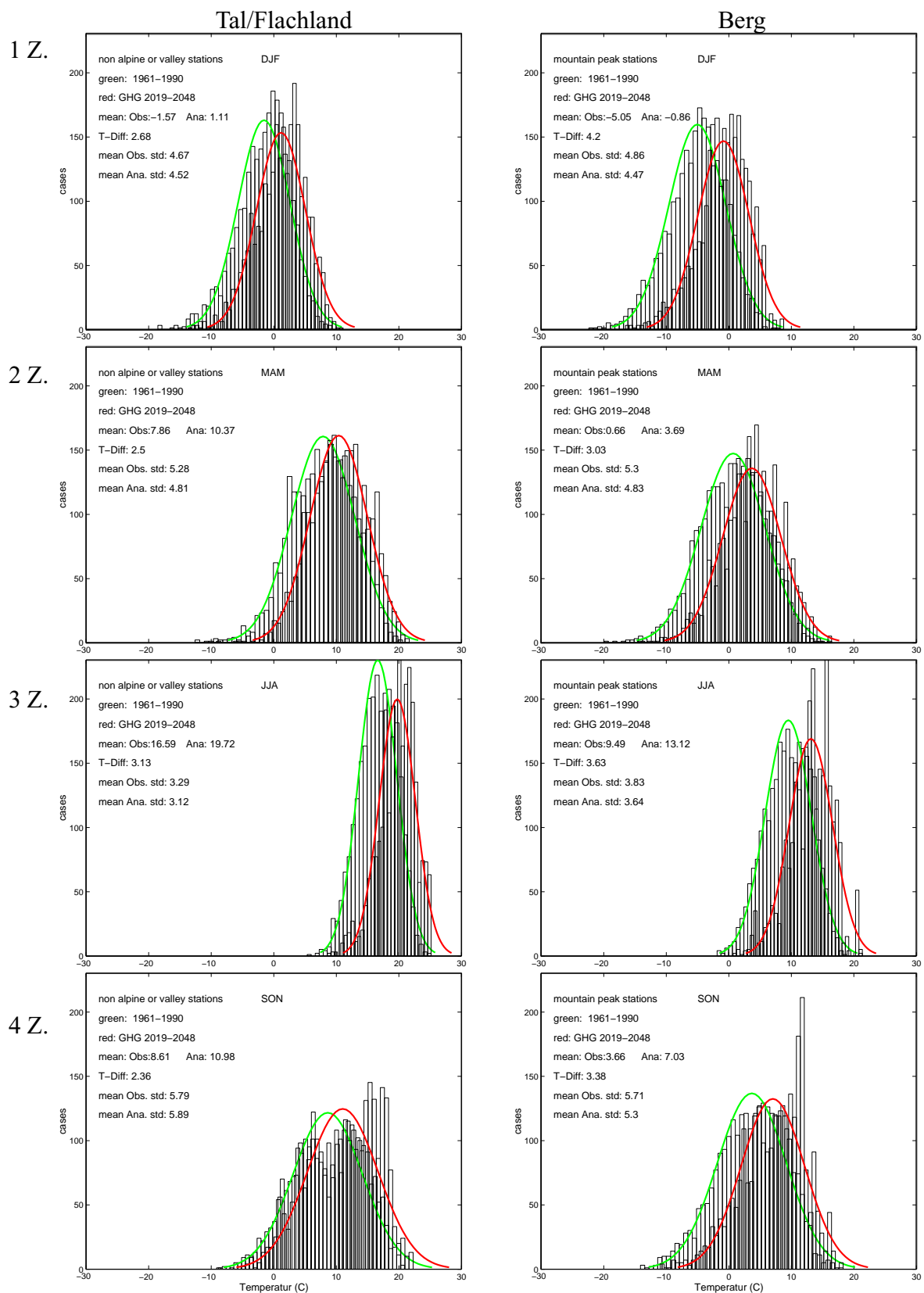


Abbildung 19: Änderung der saisonalen für Tal- bzw. Flachlandstationen (Analog-Methode + relTop). *linke Spalte:* Tal- bzw. Flachlandstationen, *rechte Spalte:* Bergstationen; *grün:* Beobachtung; *rot:* mit relativer Topographie downgescaltes ECHAM-GHG-Szenario; *Zeilen von 1. bis 4.:* DJF, MAM, JJA, SON;

Damit lassen sich die oben skizzierten Resultate interpretieren: (i) die um ein Grad stärkere Temperaturzunahme der Bergstationen im Winter kommt, wie schon ausgeführt, dadurch zu Stande, dass die Bergstationen an die großräumigen Szenarien gekoppelt sind, die eine deutliche Erwärmung simulieren, während die Tal- und Flachlandstationen unterhalb der Inversionsschicht von der großräumigen Entwicklung verhältnismäßig unabhängig sind. (ii) im Sommer ist das Ausmaß der Erwärmung an den Bergstationen wegen starker vertikaler Austauschprozesse nur mehr geringfügig stärker ausgeprägt als im Tal und im Flachland. Daraus lässt sich auch (iii) der Umstand erklären, dass die Erwärmung bei den Bergstationen im Winter am größten ist während an den Tal- und Flachlandstationen der Sommer die größten Zunahmen aufweist.

Im Folgenden sollen moderate Extremereignisse wie Sommertage (Tagesmaximum über 25 Grad Celsius) und Hitzetage (Tagesmaximum über 30 Grad Celsius) beziehungsweise Frosttage (Tagesminimum unter 0 Grad Celsius) und Eistage (Tagesmaximum unter 0 Grad Celsius) untersucht werden.

6.1.3 Hitze- und Sommertage

Abbildung 20 zeigt die Zahl der Sommer- bzw. Hitzetage an allen untersuchten Stationen in der Klimanormalperiode (rot) und für das ECHAM-GHG-Szenario in der Periode 2019-2048 (transparent). Die rechte Spalte stellt das mit der relativen Topographie erzeugte lokalskalige Szenario dar. Links ist das SLP-Szenario abgebildet. Auf den ersten Blick sticht die massive Änderung in der rechten Spalte ins Auge. Dabei handelt es sich ausschließlich um Zunahmen, die in der Regel Vervielfachungen sind. Interessant ist, dass das Ausmaß der Veränderung für die Hitzetage (erste Zeile) jenes für die Sommertage (zweite Zeile) weit überwiegt. Damit wachsen die Hitzetage gegenüber den Sommertagen überproportional. Das bedeutet einerseits eine Zunahme von warmen Tagen insgesamt, und andererseits innerhalb dieser warmen Tage eine Umverteilung hin zu heißen Tagen. Dennoch sollte die Zunahme an Sommertagen nicht unterschätzt werden weil ein Anwachsen des langjährigen Mittels auf etwa 90 und mehr Sommertage, wie es größtenteils der Fall ist, eine Verschiebung hin zu den heutigen Extremen, weit außerhalb der durch die Varianz beschriebenen Schwankungsbreite, bedeutet. Betrachten wir etwa die Station Wien-Hohe-Warte (Nummer 66): Im Rekordsommer 2003 waren in Wien 105 Sommertage zu verzeichnen. Davor war die maximal gemessene Zahl an Sommertagen rund 80. Das, mit der relativen Topographie erzeugte Szenario zeigt für diese Station eine Zunahme der Sommertage im Mittel für 2019–2048 von rund 50 auf 90 und damit werden die bisher gemessenen Extrema überschritten.

Der SLP als Prädiktor führt auf ein abgeschwächtes Signal, wobei bei den Hitzetagen die Zunahmen überwiegen, während bei den Sommertagen fast ausschließlich Abnahmen zu finden sind. Das bedeutet eine noch deutlichere Verschiebung innerhalb der Tage mit Maximum größer 25 Grad hin zu den Tagen mit Maximum größer 30 Grad als im Falle der relativen Topographie. Kurz gesagt: Es ist in diesem Szenario seltener warm als bisher, aber öfter heiss.

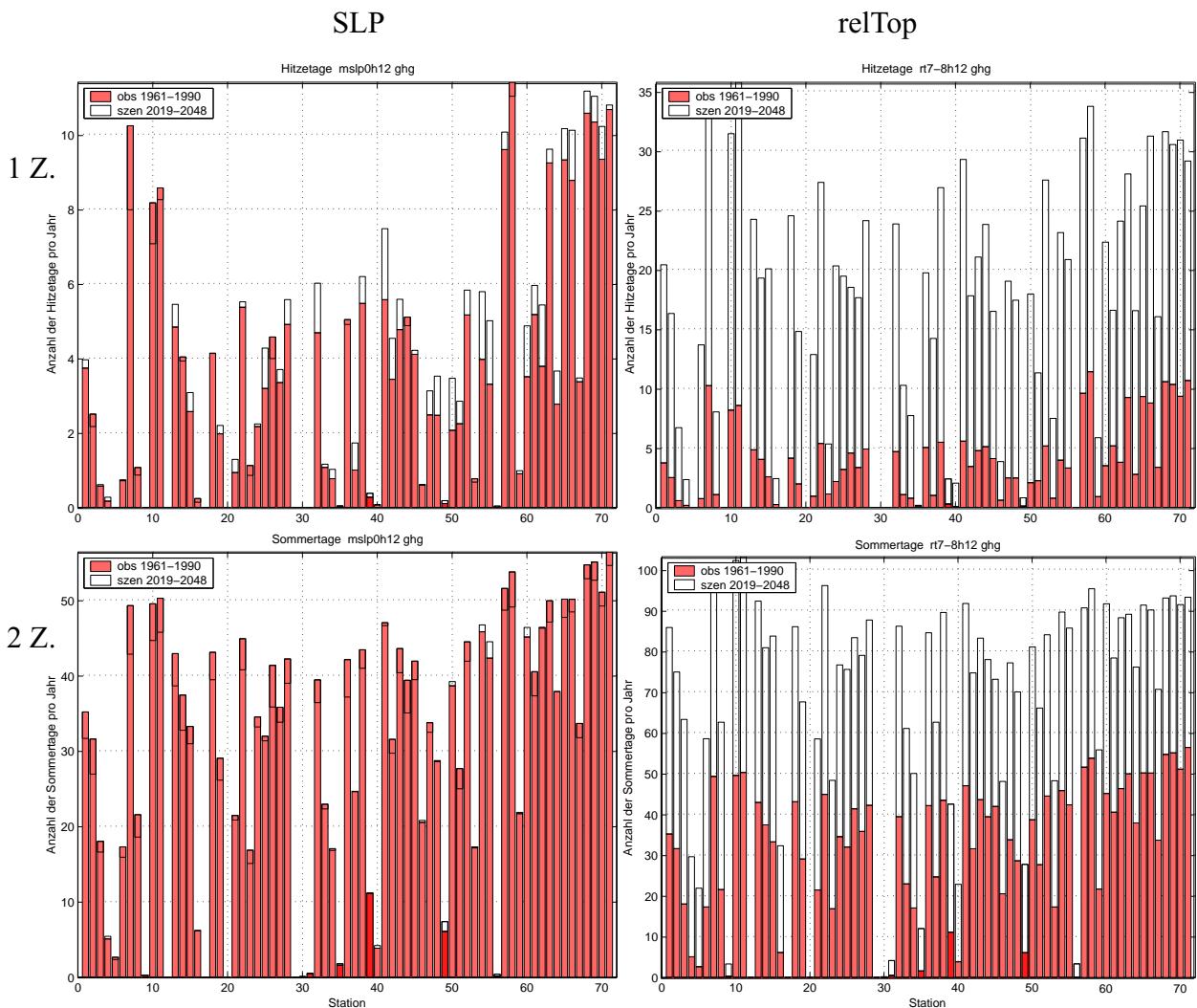


Abbildung 20: Modellierter Änderung von Hitze- und Sommertagen in Österreich für das ECHAM-GHG-Szenario. *erste Zeile*: Hitzetage, *zweite Zeile*: Sommertage; *rot*: Beobachtung (1961–1990; Bergstationen sind *dunkelrot* eingezeichnet), *transparent*: GHG-Szenario (2019–2048); *linke Spalte*: SLP ist Prädiktor, *rechts*: relative Topographie ist Prädiktor; *x-Achse*: Stationen von West nach Ost (siehe Abbildung 1), *y-Achse*: Zahl der Sommer/Hitzetage (Vorsicht: Wertebereich ist von Bild zu Bild unterschiedlich).

An Stationen, an denen in der Beobachtungsperiode (1948-2001) weder Sommer- noch Hitzetage aufgetreten sind, kann die Analog-Methode im Szenario keine solchen produzieren. Dies trifft vor allem auf die Bergstationen über 2000m zu. Diese Eigenschaft keine neuen, noch nicht beobachtete Zustände erzeugen zu können, stellt eine prinzipielle Limitierung der Methode dar, an deren Überwindung wir arbeiten (Matulla et al. 2004).

6.1.4 Eis- und Frosttage

Abbildung 21 zeigt die Veränderung der Eis- und Frosttage, die die Szenarien zur Folge haben.

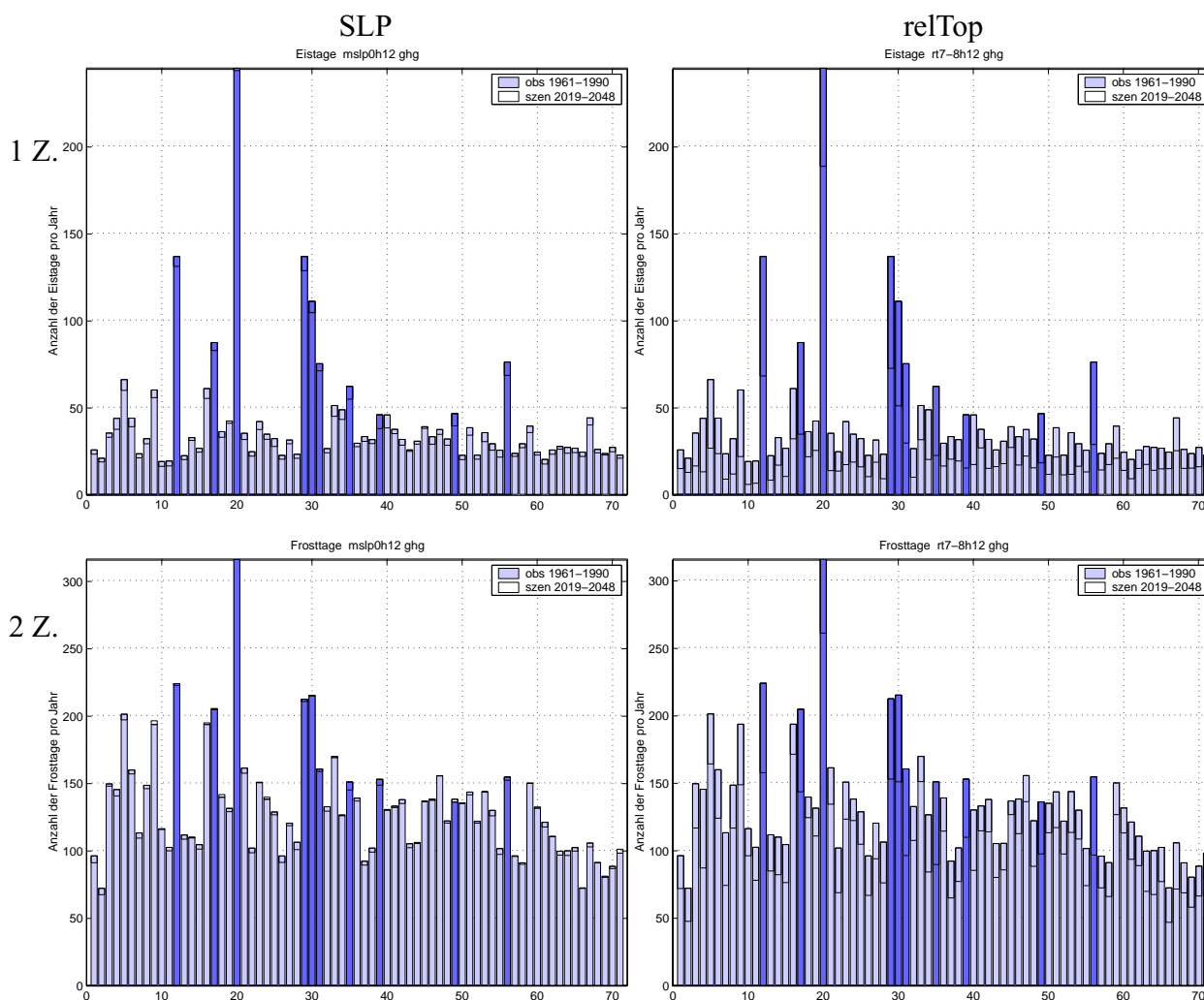


Abbildung 21: Modellierter Änderung von Eis- und Frosttagen in Österreich für das ECHAM-GHG-Szenario: *erste Zeile*: Eistage, *zweite Zeile*: Frosttage; *blau*: Beobachtung (1961–1990; Bergstationen sind *dunkelblau* eingezeichnet), *transparent*: Szenario (2019–2048); *linke Spalte*: SLP ist Prädiktor, *rechts*: relative Topographie ist Prädiktor. *x-Achse*: Stationen von West nach Ost (siehe Abbildung 1), *y-Achse*: Zahl der Frost-/Eistage. (Vorsicht: Wertebereich ist bei den Eis- und Frosttagen unterschiedlich).

Auf den ersten Blick erkennt man, dass die Zahl der Eis- und Frosttage im Mittel, unabhängig vom Prädiktor, immer abnimmt. Das deckt sich mit der Temperaturzunahme, die von beiden Prädiktoren simuliert wird. Bei der relativen Topographie ist das Signal um ein Vielfaches stärker ausgeprägt als beim SLP – wieder in Übereinstimmung mit der modellierten Temperaturentwicklung. Bei den relativen Topographie-Szenarien (Abbildung 21 rechte Spalte, erste und zweite Zeile) erkennt man, dass sich an den Bergstationen Mooserboden (Nummer 17) Feuerkogel (31), Kanzlhöhe (35), Preitenegg (49) und Schoeckl (56) die mittlere Zahl von Eistagen in der Periode 2019–2048 zu dem Wertebereich verschiebt, der von den Flachland und

Talstationen in der Klimanormalperiode (1961–1990) eingenommen wurde. Die anderen Bergstationen liegen über 2000 m und kommen auch bei der simulierten Abnahme von rund 20 % und mehr an Eistagen nicht in die Nähe der Bedingungen der Flachland- und Talstationen in der Klimanormalperiode. Bei den Frosttagen ist nur die Station Sonnblick (3006 m) deutlich von den Bedingungen der Tal- und Flachlandstationen in der Klimanormalperiode entfernt. Allerdings ist auch in der Klimanormalperiode die Unterscheidung der Stationen in Berg- bzw. Tal- und Flachlandstationen mit Hilfe der Frosttage nicht so klar wie anhand der Eistage. Beim SLP-Szenario ist die simulierte Abnahme viel schwächer als bei der relativen Topographie. Da sich die Bedingungen im SLP-Szenario hinsichtlich der Temperatur nicht stark von denen der Klimanormalperiode unterscheiden funktioniert die Differenzierung Berg- bzw. Tal- von Flachlandstationen mit Hilfe der Eistagen nach wie vor.

Bei beiden Szenarien ist die prozentuale Abnahme bei den Eistagen höher als bei den Frosttagen. Dies deutet darauf hin, dass aus Eistagen Frosttage werden, und Tage, die in der Klimanormalperiode Frosttage waren in der Szenarioperiode (2019–2048) keine mehr sind. Dieses 'stetige' Verhalten der Minima (Eis-/Frosttage) steht im Gegensatz zur Entwicklung der Maxima (Sommer/Hitzetage), die zum Teil ein überproportionales Wachstum von Hitzetagen gegenüber den Sommertagen gezeigt haben. Die interannuale Variabilität der Eistage (nicht gezeigt) nimmt auf die Hälfte ab. Dieser Effekt ist eher auf die Abnahme der Zahl an Eistagen zurückzuführen als auf die Analog-Methode, da die Analog-Methode in der Validierung die beobachtete Varianz an den Stationen zufriedenstellend wiedergeben konnte.

6.1.5 Wachstumsperiode

In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts hat es in Zentraleuropa einen Trend phenologischer Frühlingsphasen hin zu früheren Terminen und phenologischer Herbstphasen hin zu späteren Terminen gegeben. In Summe ergibt das eine beobachtete Verlängerung der Wachstumsperiode um rund 10 Tage. Seit den späten 1980ern ist dieser Trend besonders stark bei den Frühjahrsphasen ausgeprägt. Gerade diese Phasen hängen stark von Prozessen über dem Nordatlantik ab (siehe Post and Stenseth 1999; Scheifinger et al. 2002; Matulla et al. 2003).

Das Pflanzenwachstum ist stark von der Lufttemperatur abhängig und im Frühling besonders sensibel (Menzel 2002). Damit ist die Lufttemperatur ein bestimmender Faktor für die Wachstumsperiode.

Es ist üblich die Wachstumsperiode als die Zahl an Tagen zu definieren, deren Mitteltemperatur 5 Grad überschreitet. Unterhalb dieser Temperatur ist das Pflanzenwachstum nicht signifikant. Eine weitere die Wachstumsperiode beschreibende Größe ist die Temperatursumme der Tage mit Mitteltemperatur größer 5 Grad. Diese Größe beschreibt die Intensität der Wachstumsperiode.

Die SLP-Szenarien zeigen eine nur geringe Verlängerung der Wachstumsperiode zwischen 2019 und 2048 gegenüber der Klimanormalperiode. Die Verlängerung beträgt weniger als eine Woche. Als Faustregel gilt, dass einer Temperaturzunahme von einem Grad eine Verlängerung der Wachstumsperiode um etwas mehr als eine Woche entspricht. Das wäre in Übereinstimmung mit der mit dem SLP simulierten, dynamisch bedingten Temperaturzunahme in Österreich, die rund ein halbes Grad im Winter ausmacht. Allerdings nur dann, wenn die Temperaturzunahme dafür ausreicht, dass Tage, die nahe am Schwellwert liegen, dann über 5 Grad Tagesmitteltemperatur aufweisen.

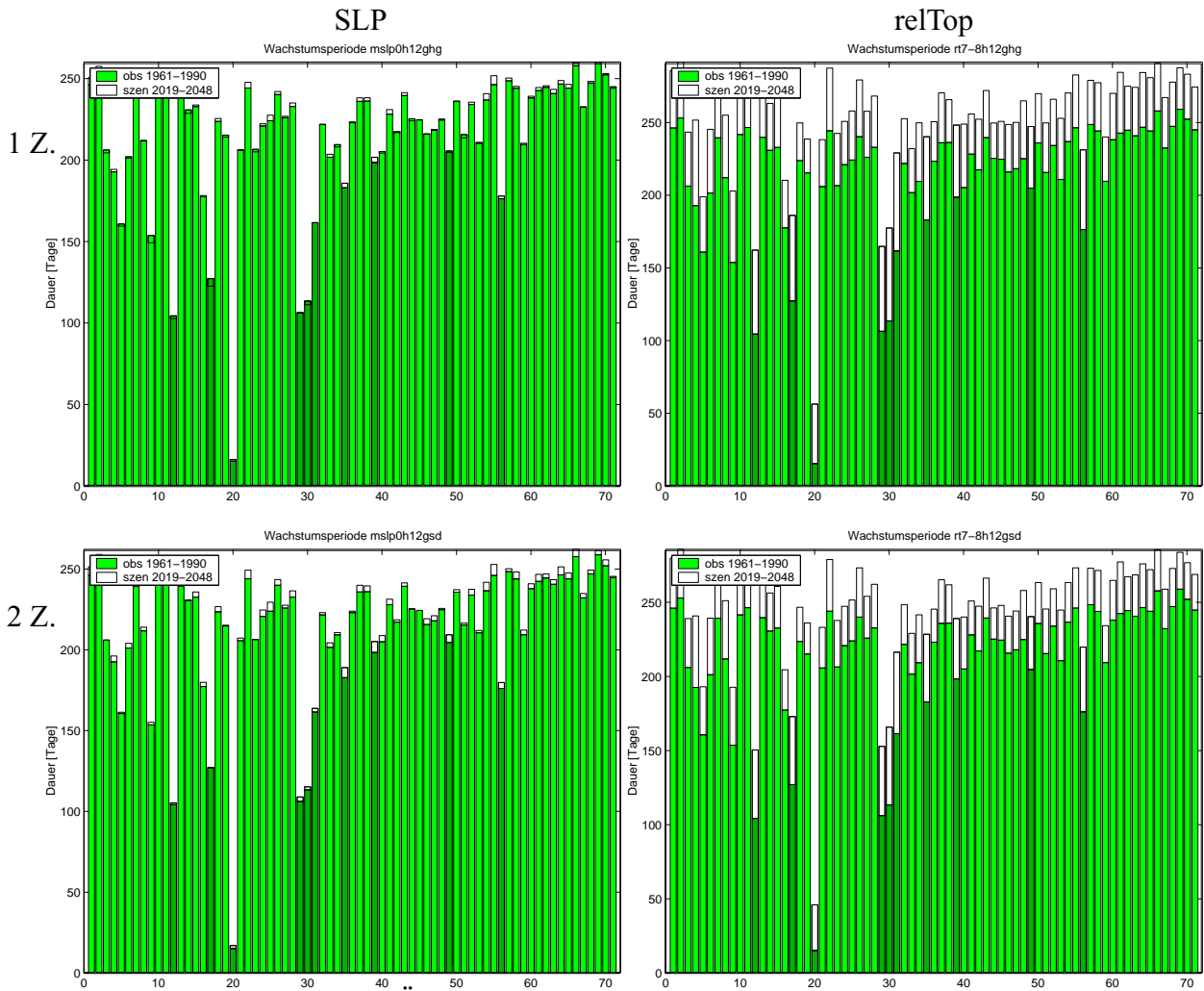


Abbildung 22: Modellerte Änderung der Wachstumsperiode an den Stationen. *erste Zeile*: GHG-Szenario, *zweite Zeile*: GSD-Szenario; *grün*: Beobachtung (1961–1990; Bergstationen sind *dunkelgrün* eingezeichnet); *transparent*: Szenario (2019–2048); *linke Spalte*: SLP, *rechts*: relative Topographie; *x-Achse*: Stationen von West nach Ost (siehe Abbildung 1), *y-Achse*: Länge der Wachstumsperiode [Tage]; (Vorsicht: Wertebereich ist je nach Prädiktor etwas unterschiedlich).

Bei den Szenarien, die mit der relativen Topographie als Prädiktor regionalisiert worden sind, nimmt die Dauer der Wachstumsperiode deutlich (rund 35 Tage) zu. Auch das entspricht der oben genannten Faustregel für die modellierte Temperaturzunahme. An den Bergstationen ist die Verlängerung der Wachstumsperiode besonders stark ausgeprägt. Am Sonnblick wird eine Vervielfachung der Tage mit Tagesmitteltemperatur größer 5 Grad simuliert. Die Stationen Feuerkogel (31), Kanzelhöhe (35), Stolzalpe (39), Preitenegg (49) und Schoeckl (56) kommen im Szenario (2019–2048) auf eine Länge der Wachstumsperiode, die in der Klimanormalperiode (1961–1990) an Flachland- und Talstationen erreicht wird. Zwischen den lokalskaligen Szenarien (GHG und GSD) ist kein großer Unterschied. Das könnte bedeuten, dass sich die bei den Szenarien während der sensiblen Periode, in der ein Pendeln um den Schwellwert (5 Grad) stattfindet, nicht stark unterscheiden.

6.2 Niederschlag

Relative Topographie

Abbildung 23 gibt die Veränderung des räumlichen Niederschlagsmusters zwischen den Perioden 2019–2048 und 1961–1990 bei Verwendung der Analog-Methode und der relativen Topographie als Prädiktor wieder. Die Werte stellen die Differenzen der saisonalen Summen an den Stationen zwischen Szenarioperiode und der Klimanormalperiode relativ zu den Summen der Klimanormalperiode dar (also % bezogen auf 1961–1990). Auffälligstes Merkmal ist die starke Abnahme der Niederschlagssummen beim GHG-Szenario. Dabei wird das Winterhalbjahr (ONDJFM) der künftigen Periode etwas trockener simuliert als das Sommerhalbjahr (AMJJAS). Die modellierten Abnahmen reichen von -15 % bis zu -50 %. Besonders stark ist dabei die Region im Südosten Österreichs im Winterhalbjahr betroffen. Ohne das Resultat überanzusprechen, kann man die Region nördlich des Alpenhauptkammes von Salzburg bis ins Weinviertel, wo die Abnahmen etwas weniger stark ausgeprägt sind, vom Rest Österreichs unterscheiden.

Der Unterschied zwischen dem GHG- und dem GSD-Szenario ist deutlich. Die Abnahmen, die das GSD simuliert, bleiben um bis zu 20 % hinter denen des GHG-Szenarios zurück. Aber auch das GSD-Szenario zeigt Abnahmen um rund ein Fünftel gegenüber den in der Klimanormalperiode beobachteten saisonalen Niederschlagssummen.

Die dritte Zeile zeigt die Unterschiede zwischen den beobachteten, saisonalen Niederschlagssummen und den mit Analog-Methode + ERA40-relativer Topographie modellierten Summen. Hier schwanken die Differenzen zwischen -10 % und +10 %. Dabei wird das Sommerhalbjahr überwiegend zu feucht simuliert während im Winterhalbjahr negative Niederschlagsanomalien überwiegen.

SLP

Im Vergleich zu der relativen Topographie liefert das von Analog-Methode + ECHAM-SLP modellierte Niederschlagsklima der künftigen Periode sehr unterschiedliche Absolutwerte (siehe Abbildung 24, erste Zeile, rechte Spalte). Im Sommerhalbjahr werden, verglichen mit der Klimanormalperiode, deutliche Zunahmen der Summen modelliert, während im Winter Abnahmen die Regel sind. In der Region nördlich des Alpenbogens von Salzburg bis ins Waldviertel finden sich in der Regel deutlichere Niederschlagszuwächse als im Rest Österreichs. Das lokalskalige GSD-Szenario (zweite Zeile) zeigt, wie bei der relativen Topographie, gegenüber dem GHG weniger extreme Zu- bzw. Abnahmen.

Die dritte Zeile veranschaulicht, wie in Abbildung 23, die Unterschiede zwischen den beobachteten, saisonalen Niederschlagssummen und den mit der Analog-Methode + ERA40-SLP modellierten Summen. Auch hier schwanken die Unterschiede zwischen Beobachtung und Modell von -10 % nach +10 %.

Trotz der großen Unterschiede in den Absolutbeträgen zwischen dem SLP-GHG- und relativem Topographie-GHG-Szenario zeigen sie eine ähnliche räumliche und saisonale Struktur. Vereinfacht ausgedrückt ist das relative Topographie-Szenario um 30 % trockener als das SLP-Szenario.

Die Niederschlagszunahme im Sommer und die Abnahme im Winter (siehe Abbildung 24) scheinen im Widerspruch zu den Ergebnissen, die direkt aus GCMs auf kontinentaler Basis folgen (IPCC 2001), zu stehen. Tatsächlich aber zeigen sie die Notwendigkeit von Downscaling

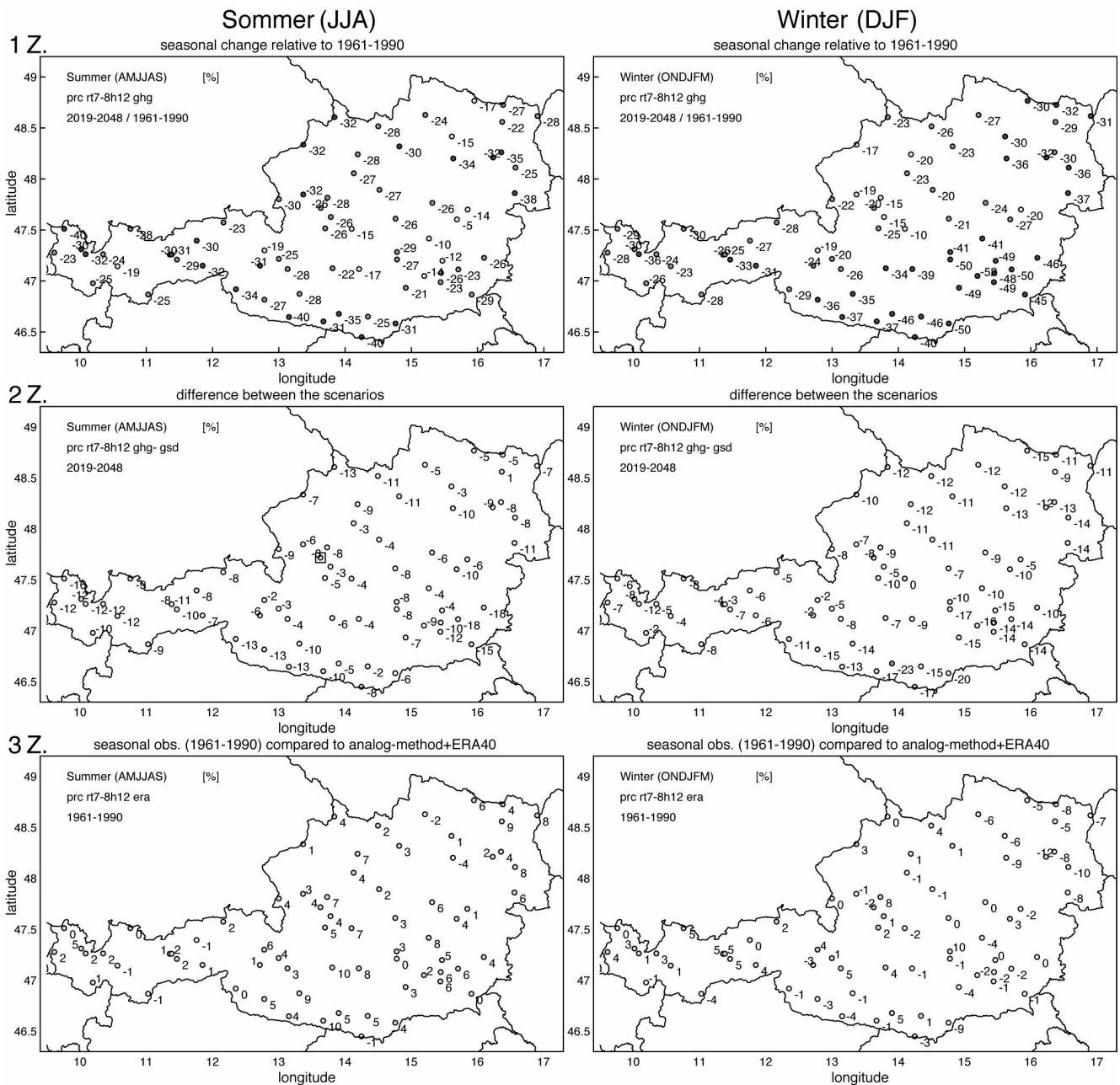


Abbildung 23: Änderung des saisonalen Niederschlagsmittels an den Stationen zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048 bei Verwendung der relativen Topographie (12 Uhr) als Prädiktor. *erste Zeile*: GHG-Szenario, *zweite Zeile*: Differenz zwischen GHG- und GSD-Szenario (GHG-GSD), *dritte Zeile*: Differenz zwischen Beobachtung und Analog-Methode + ERA40; *links*: DJF, *rechts*: JJA; [% bez. auf 1961–1990].

auf (siehe von Storch et al. 1993). Niederschlag in den Alpen ist stark von dynamisch gesteuerten Prozessen wie Aufgleitvorgängen, Lee- und Luveffekten und von Konvektion, die die komplexe Topographie der Alpen auslöst, geprägt. All diese lokalskaligen Effekte bewirken Abweichungen von den großräumigen Ergebnissen der GCMs, da diese in GCMs nicht adäquat aufgelöst werden. Darüberhinaus spielt im Winter wohl auch die vom SLP als Prädiktor nicht erfassbare Änderung der Eigenschaften der Luftmassen (z.B. Precipitable Water Content) eine wichtige Rolle.

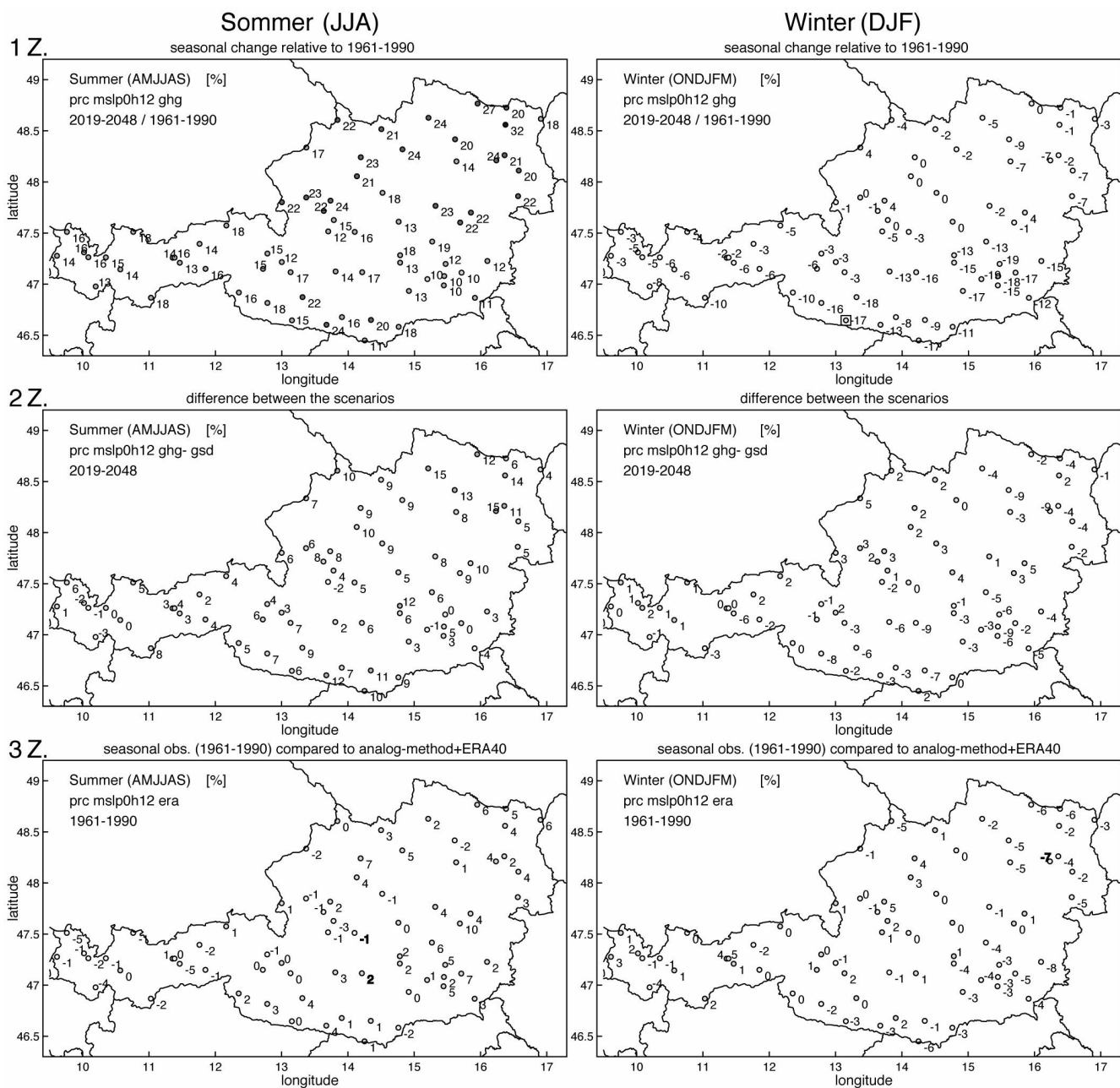


Abbildung 24: Änderung des saisonalen Niederschlagsmittels an den Stationen zwischen den Perioden 1961–1990 und 2019–2048 bei Verwendung des SLP als Prädiktor. *erste Zeile:* GHG-Szenario, *zweite Zeile:* Differenz zwischen GHG- und GSD-Szenario (GHG-GSD), *dritte Zeile:* Differenz zwischen Beobachtung und Analog-Methode + ERA40; *links:* DJF, *rechts:* JJA; [% bez. auf 1961–1990].

Im Unterschied zum SLP repräsentiert die relative Topographie auch die thermischen Eigenschaften der Luftmassen, die nach Österreich geführt werden. Möchte man das Verhalten von SLP und relativer Topographie, trotz der verhältnismäßig geringen Leistung der Analog-Methode beim Niederschlag, interpretieren, bedeutet das, dass Wetterlagen, die in der Klimanormalperiode im langjährigen Durchschnitt Niederschlagsereignisse bringen, ihren thermischen Charakter ändern.

Die Temperaturzunahme über den Kontinenten der nördlichen Hemisphäre ist nach IPCC (2001) mit wachsender Breite überdurchschnittlich stark. Werden nun Luftmassen, die in der Vergangenheit in Österreich zu Niederschlag geführt haben, in der wärmeren ECHAM-Szenario-Troposphäre, über einen überdurchschnittlich erwärmten Kontinent geführt, ändert das die thermischen Eigenschaften der Luftmassen gegenüber der Kontrollperiode. Diese Resultate sind vor allem im Sommerhalbjahr interessant. Dort zeigen die SLP-Szenarien eine deutliche Zunahme der saisonalen Niederschlagssummen, während die Szenarien, die die relative Topographie liefert, deutliche Abnahmen simulieren. Das ist bemerkenswert, da eigentlich eine wärmere Atmosphäre mehr Wasserdampf enthält und daher auch zu mehr Niederschlag führen sollte.

Da der SLP ein guter Indikator für Wetterlagen ist, könnte das ein verstärktes Auftreten von Wetterlagen bedeuten, die in der Klimanormalperiode für Niederschlagsereignisse stehen. Also etwa Wetterlagen die eine forcierte Westströmung verursachen und so den atlantischen Einfluss verstärken. Das gehäufte Auftreten dieser Wetterlagen könnte auch die im SLP-Szenario simulierte Temperaturabnahme im April, Juni und Juli (siehe Abbildung 17) erklären. In Matulla (2003) haben wurde für den Winter (DJF) gezeigt, dass SLP-Repräsentanten für besonders niederschlagsreiche Saisonen in der Region von Salzburg, nördlich des Alpenhauptkammes, bis ins Waldviertel eine ausgeprägte Meridionalkomponente besitzen. Das heißt, sie führen Luftmassen aus dem Nord-Westen gegen die Alpen. Da die Zunahme der Niederschlagssummen gerade in dieser Region deutlicher als im Rest Österreichs auszufallen scheint (siehe oben), sollten derartige Wettersituationen nicht außer Acht gelassen werden.

Obwohl die betrachteten Ergebnisse nur auf Halbjahresbasis vorliegen (Abbildungen 24 und 23), und daher eine ganze Reihe zirkulatorisch und thermisch verschiedener Monate umfassen, sei eine Hypothese formuliert.

Verwendet man die relative Topographie als Prädiktor, werden wegen der Temperaturzunahmen im Szenarienlauf (siehe oben) bevorzugt warme Wetterlagen von der Analog-Methode als ähnlich erkannt. Dies sind im Sommerhalbjahr Hochdrucklagen, die mit keinem oder höchstens mit konvektivem Niederschlag verbunden sind. Aber auch im Winterhalbjahr führen niederschlagsarme Hochdruckgebiete durch Absinkvorgänge zu wärmeren Bedingungen zwischen 850 und 700 hPa.

Als Beispiel für die Hypothese sei eine Nordwestwetterlage betrachtet, die nördlich des Alpenhauptkammes zu starken Niederschlägen führt, deren Luftmasse im Szenario jedoch um 3 Grad wärmer ist als heute. Die relative Topographie kann keine so warme Nordwestwetterlage in der Vergangenheit finden. Stattdessen findet sie irgendeine ähnlich warme Situation, die jedoch dynamisch anders gelagert ist und weniger Niederschlag verursacht.

Sowohl beim SLP wie auch bei der relativen Topographie liefert das GSD-Szenario lokal-skalig weniger extreme Veränderungen. Dieses Resultat steht im Einklang mit den Ergebnissen aus Matulla and Haas 2003. Die genannte Arbeit basiert auf denselben ECHAM-Szenarien, allerdings auf Monatsbasis, und regionalisiert diese Läufe für Österreich mittels kanonischer Korrelationsanalyse.

Wegen der Bedeutung dynamischer Prozesse für die Niederschlagsverteilung in den Alpen scheint der SLP der besser geeignete Prädiktor. Um jedoch auch die Veränderung der Luftmasseigenschaften mit zu berücksichtigen, sollte zusätzlich eine Skalierung mit einem geeigneten Maß, etwa precipitable water content oder der spezifischer Feuchte, durchgeführt werden.

6.2.1 Jahresniederschlag und Intensität

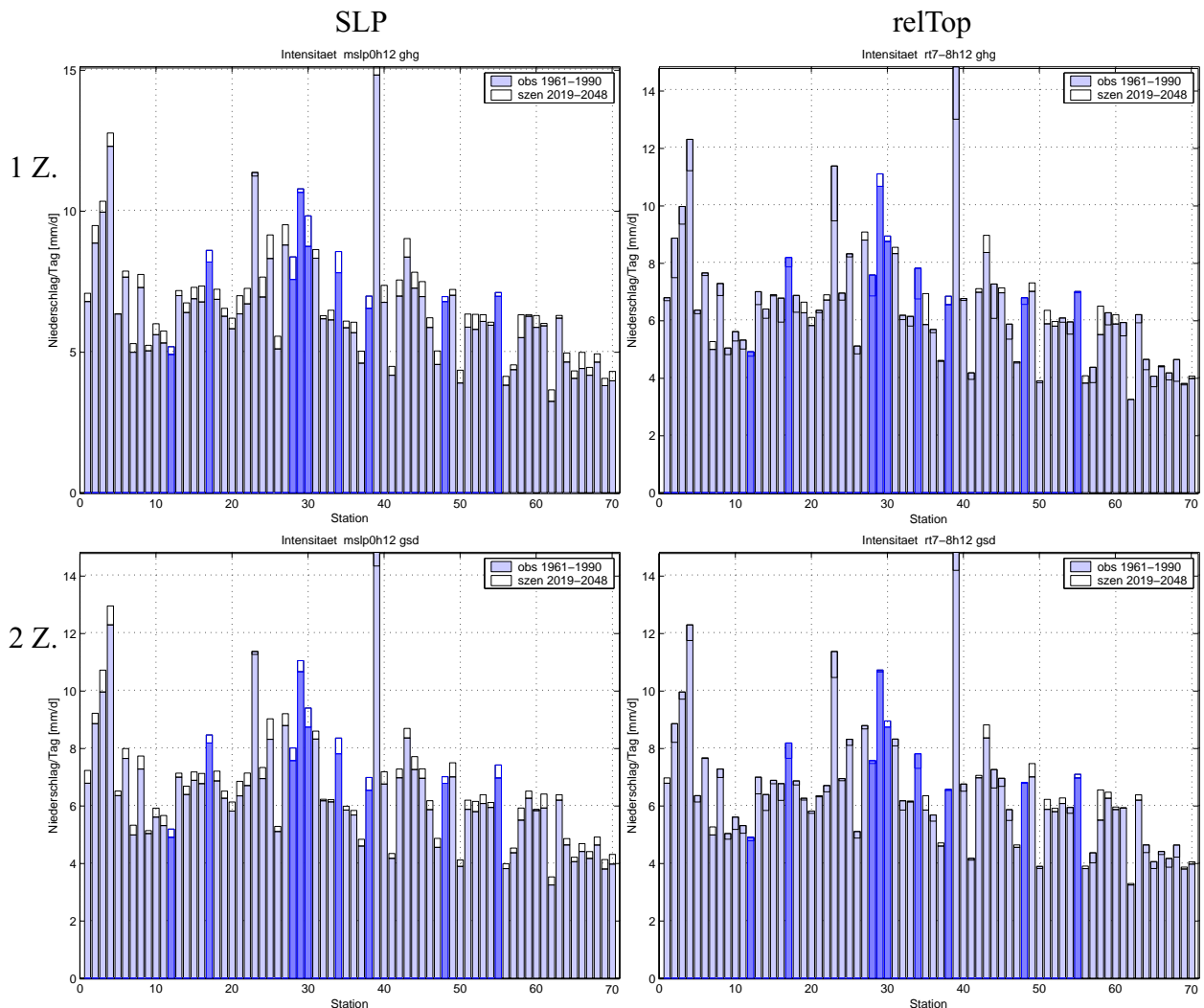


Abbildung 25: Modellierte Änderung der Niederschlagsintensität an den Stationen: *erste Zeile*: GHG-Szenario, *zweite Zeile*: GSD-Szenario; *blau*: Beobachtung (1961–1990; Bergstationen sind *dunkelblau* eingezeichnet); *transparent*: Szenario (2019–2048); *linke Spalte*: SLP, *rechts*: relative Topographie; *x-Achse*: Stationen von West nach Ost (siehe Abbildung 1), *y-Achse*: Jahresniederschlag in mm/Niederschlagstage.

Abbildung 25 zeigt die durch die ECHAM-Szenarien induzierte Veränderung der Niederschlagsintensitäten. Die Niederschlagsintensität ist hier als der Jahresniederschlag bezogen auf die Tage mit Niederschlag bestimmt [mm/Niederschlagstage]. Bei den SLP-Szenarien (linke Spalte) sind an fast allen Stationen Zunahmen festzustellen. Dabei werden im Waldviertel die größten Intensitätssteigerungen simuliert. An den Stationen Reisach und Loibl sind Intensitätsreduktionen modelliert. Diese Stationen liegen südlich des Alpenhauptkammes. Insgesamt scheint das Anwachsen der Intensität an den Stationen im Süden Österreichs vom Klagenfurter Becken ins Grazer Becken etwas geringer als etwa im Nordosten. Die Veränderung ist an Berg-, Tal- und Flachlandstationen ähnlich.

Bei der relativen Topographie sind vor allem Reduktionen der Niederschlagsintensitäten simuliert. Diese stehen aber im Zusammenhang mit den von der relativen Topographie simulierten starken Reduktionen der Niederschlagssummen (siehe Abbildungen 24 und 23, sowie die dort geführte Diskussion).

Wieder führt der ECHAM-GSD-Lauf zusammen mit der Analog-Methode, unabhängig vom Prädiktor, gegenüber dem GHG-Lauf auf ein moderateres lokalskaliges Szenario.

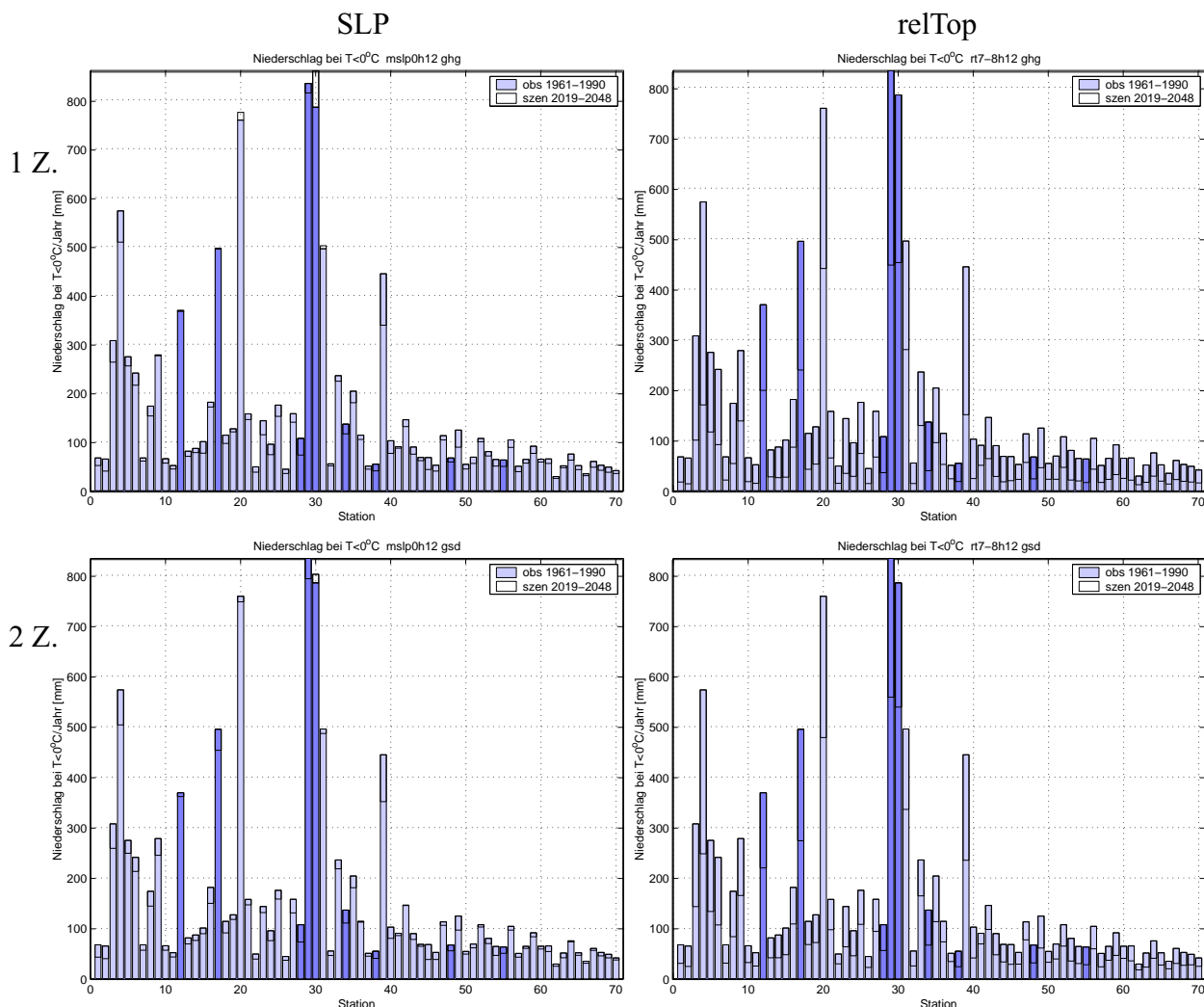


Abbildung 26: Modellierter Änderung der, bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt, gefallenen Niederschlagsmenge an den Stationen: *erste Zeile*: GHG-Szenario, *zweite Zeile*: GSD-Szenario; *blau*: Beobachtung (1961–1990; Bergstationen sind *dunkelblau* eingezeichnet); *transparent*: Szenario (2019–2048); *linke Spalte*: SLP, *rechts*: relative Topographie; *x-Achse*: Stationen von West nach Ost (siehe Abbildung 1), *y-Achse*: Niederschlag bei $\bar{T} < 0$ in mm/Jahr.

Abbildung 26 zeigt die Veränderung der Niederschlagssummen bei Temperaturen unterhalb des Gefrierpunktes. Betrachten wir zuerst wieder das SLP-Szenario. In beiden lokalen Szenarien sind fast immer Abnahmen der bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt gefallenen Niederschlagsmenge festzustellen. Bei Verwendung des ECHAM-GHG-Laufes werden in Rauris, am Feuerkogel und in Bad Aussee Zunahmen simuliert. An den Bergstationen Patscherkofel,

Mooserboden, Krippenstein und Feuerkogel sind meist sehr geringe Abnahmen oder Zunahmen modelliert. An den restlichen Bergstationen, die aber auch schon in der Kontrollperiode (1961–1990) nicht wesentlich mehr Niederschlag bei Temperaturen kleiner Null Grad aufweisen als Flachlandstationen, ist die Reduktion deutlich. Bergstationen aber auch Tallagen, die in der Klimanormalperiode einen verhältnismässig hohen Anteil an Niederschlag unter Null Grad aufweisen, verlieren von diesem Anteil bei einer Erwärmung, wie sie ECHAM simuliert, nicht viel. Dieser Anteil ist bei den restlichen Stationen höher – hier reagiert die Niederschlagsmenge, die unterhalb des Gefrierpunktes fällt, sensibler auf eine Temperaturzunahme (Ausnahme: Loibl, südlich des Alpenhautkammes). Bei den Szenarien, die durch Verwendung der relativen Topographie als Prädiktor abgeleitet werden, zeigen sich extreme Abnahmen. Bei diesem Resultat sollten jedoch die von der relativen Topographie simulierten, starken Reduktionen der Niederschlagssummen nicht außer Acht gelassen werden – siehe Abbildungen 24 und 23, sowie die in diesem Zusammenhang geführte Diskussion.

Interessant ist, dass das ECHAM-GSD-Szenario für diese Grösse (Niederschlagssumme bei $\bar{T} < 0$) das extremere lokalskalige Szenario liefert. Hier sind die Abnahmen bei der Niederschlagsmenge, die unterhalb des Gefrierpunktes fällt, in der Regel größer als beim lokalskaligen GHG-Szenario.

Dank

Diese Studie wurde im Rahmen von StartClim2004 – 'Analysen von Hitze und Trockenheit und deren Auswirkungen auf Österreich' von folgenden Sponsoren: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft; Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kunst; Österreichische Hagelversicherung; Österreichische Nationalbank; Bundesministerium für Wirtschaft und Arbeit und dem Umweltbundesamt gefördert.

Es sei herzlich dem Lions Club Tamsweg und dem Vorsitzenden des Verleihungskomitees Professor Helmut Pichler für die Zuerkennung eines Schinze Stipendiums gedankt. Das Schinze Stipendium hat einen Aufenthalt am GKSS-Forschungszentrum Geesthacht gefördert, bei dem wichtige Teile dieser Untersuchung erarbeitet werden konnten.

Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) stellte die in StartClim-2003 zusammengestellten und qualitätsgeprüften Stationsdaten auf Tagesbasis zur Verfügung. Die Reanalysen stammen vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) und die Szenariodaten wurden aus den Datenarchiven des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) extrahiert.

Professor Hans von Storch hat diese Arbeit und darüber hinaus vieles ermöglicht. Ihm sei dafür herzlich gedankt.

Wir möchten Herrn Dr. H. Kuhn, dem Systemadministrator an der GKSS, herzlich danken. Er ist uns stets (auch bis in die Nächte) mit Rat und Tat in Soft- wie Hardwarefragen zur Seite gestanden und hat die reibungslose Prozessierung unserer Daten ermöglicht.

Michael Scheck sei für die Betreuung des Wiener Rechners gedankt, vor allem für die komplizierte und zeitintensive Verfügbarmachung von Plattenplatz.

Frau Gardeike hat geholfen, Abbildungen zu verbessern. Herbert Matulla und Gerit Stoffregen haben mit Diskussionen und Tipps die Lesbarkeit des Manuskripts erhöht.

Meiner lieben Frau Ewa danke ich für ihre Geduld mit Johannes (Abbildung 27) und mir.



Abbildung 27: Johannes Kilian Matulla (zwölfter von links)

Literatur

- Auer, I., R. Böhm, and W. Schöner, 2001: Austrian long-term climate 1767–2000. *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, **25**, 147 pp.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, M. Maugeri, T. Nanni, and W. Schöner, 2001: Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenized instrumental time series. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1779–1801.
- Formayer, H., C. Matulla, P. Haas, and N. Groll, 2003: Statistische Downscalingverfahren zur Ableitung von Extremereignissen in Österreich (German). In: *StartClim – Startprojekt Klimaschutz: Erste Analysen extremer Wetterereignisse und ihrer Auswirkungen in Österreich*, H. Kromp-Kolb and I. Schwarzl (Eds.), Chapter 5, pp. pp 22. Institute of Meteorology and Physics, BOKU - University of Natural Resources and Applied Life sciences, Türkenschanzstraße 18, A-1180 Vienna, Austria. <http://www.austroclim.at/startclim/>.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate*, **3**, 941–963.
- Giorgi, F., C. Shields Brodeur, and G.T. Bates, 1994: Regional climate-change scenarios over the United-States produced with a nested regional climate model. *J. Climate*, **7**, 375–399.
- Groll, N., 2002a: Analogmethode: Resultate, Abbildungen und Files. COSREM 9. internal report, available from the Institute of Meteorology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Türkenschanzstr. 18, A-1180 Vienna, Austria, Vienna, Austria.
- Groll, N., 2002b: Analogmethode: WO? WAS? WIE? Tagesanalyse und anderes. COSREM 11. internal report, available from the Institute of Meteorology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Vienna, Austria.
- Haas, P., 2003: Der Wetter Generator LARS. COSREM 12. internal report, available from the Institute of Meteorology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Vienna, Austria.
- Haas, P., 2004: Vergleich von homogenisierten Monatsdaten (ALOCLIM) mit Tagesdaten (StartClim). COSREM 13. internal report, available from the Institute of Meteorology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Vienna, Austria.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- IPCC, 1992: *Climate Change 1992 - The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, 200 pp.
- IPCC, 1996: *Climate Change 1995 - The Science of Climate Change; Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 572 pp.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001 - The Scientific Basis*, Chapter 10. Cambridge University Press.
- Lexer, M.J., K. Hönninger, H. Scheifinger, C. Matulla, N. Groll, H. Kromp-Kolb, K. Schaudauer, F. Starlinger, and M. Englisch, 2002: The sensitivity of Austrian forests to scenarios of climate change: a large-scale risk assesment based on a modified gap model and forest inventory data. *Forest Ecology and Management*, **162**, 53–72.

- Matulla, C., 2003: Schlussfolgerungen in 'Multivariate ...'. COSREM 14. internal report, available from the Institute of Meteorology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Türkenschanzstr. 18, A-1180 Vienna, Austria, Vienna, Austria.
- Matulla, C., 2004: Analog-Method: Concept+validation (German). COSREM 16. internal report, available from the Institute of Meteorology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Türkenschanzstr. 18, A-1180 Vienna, Austria.
- Matulla, C., H. Formayer, P. Haas, and H. Kromp-Kolb, 2004: Possible climate trends in Austria in the first half of the 21st century (German). *ÖWAW*, **56**, 1–9.
- Matulla, C., and P. Haas, 2003: Predictor-optimized downscaling combined with weather generators: seasonal and daily climate change scenarios for topographically complex regions (German). GKSS report 24, GKSS research center, Max-Planck-Strasse 1, D-21502 Geesthacht, Germany.
- Matulla, C., and P. Haas, 2004: Analog Methode Teil II: Motivation für neue Formulierung. COSREM 17. internal report, available from the Institute of Meteorology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Vienna, Austria.
- Matulla, C., E.K. Penlap, and H. von Storch, 2003: *Empirisches Downscaling – Überblick und zwei Beispiele*, pp. 20–31. Klimastatusbericht. D-63004 Offenbach: Deutscher Wetterdienst. not peer-reviewed, Available via www.dwd.de.
- Matulla, C., H. Scheifinger, A. Menzel, and E. Koch, 2003: Exploring two methods for statistical downscaling of Central European phenological time series. *Int. J. Biometeorol.*, **48**, 56–64.
- Matulla, C., E. Zorita, S. Wagner, T. Gerersdorfer, P. Haas, H. Formayer, H. Kromp-Kolb, and H. von Storch, 2004: An attempt to enhance the Analog-Method towards extremes. In: *8. Österreichischer Klimatag: Klima, Klimawandel und Auswirkungen*, I. Schwarzel (Ed.), University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, Institute of Meteorology, Türkenschanzstrasse 18, 1180 Vienna, Austria, pp. 85–88. <http://www.boku.ac.at/oegm/Veranstaltungen/klimatag08.html>.
- Menzel, A., 2002: Phenology: its importance to the global change community. *Climatic Change*, **54**, 379–385.
- Post, E., and N.C. Stenseth, 1999: Climatic variability, plant phenology, and northern ungulates. *Ecology*, **80**, 1322–1399.
- Roeckner, E., J. Oberhuber, A. Bacher, M. Christoph, and I. Kirchner, 1996: ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Climate Dyn.*, **12**, 737–745.
- Scheifinger, H., A. Menzel, E. Koch, C. Peter, and R. Ahas, 2002: Atmospheric mechanisms governing the spatial and temporal variability of phenological observations in Central Europe. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1739–1755.
- Schöner, W., I. Auer, R. Böhm, and S. Thaler, 2003: Quality control and statistical characteristics of selected climate parameters on the basis of daily values in the face of Extreme Value Analysis (German). In: *StartClim – Start Project: First analysis of extreme weather events and their impacts on Austria*, H. Kromp-Kolb and I. Schwarzel (Eds.), Chapter 1, pp. pp 54. Institute of Meteorology and Physics, BOKU - University of Natural Resources and Applied Life sciences, Türkenschanzstraße 18, A-1180 Vienna, Austria. <http://www.austroclim.at/startclim/>.
- Semenov, M., and E. Barrow, 1997: Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic Change*, **35**, 397–414.

- Uppala, S., 2003: ECMWF ReAnalysis 1957–2001, ERA-40. *Proceedings of the Workshop on Reanalysis 5–9 Nov. 2001*, ECMWF. 1–10.
- van den Dool, H., 1994: Searching for analogs, how long must we wait? *Tellus*, **46A**, 314–324.
- von Storch, H., and G. Hannoschöck, 1985: Statistical aspects of estimated principal vectors (EOFs) based on small sample sizes. *J. Clim. Appl. Meteor*, **24**, 716–724.
- von Storch, H., E. Zorita, and U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Climate*, **6**, 1161–1171.
- von Storch, H., and F. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 528 pp.
- Zorita, E., J. Hughes, D. Lettenmaier, and H. von Storch, 1995: Stochastic characterisation of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *J. Climate*, **8**, 1023–1042.
- Zorita, E., and H. von Storch, 1999: The analog method - a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *J. Climate*, **12**, 2474–2489.

