

Multi-Modell-Analyse zur Klimaänderung der Nordatlantischen Oszillation im 21. Jahrhundert

Bachelorarbeit

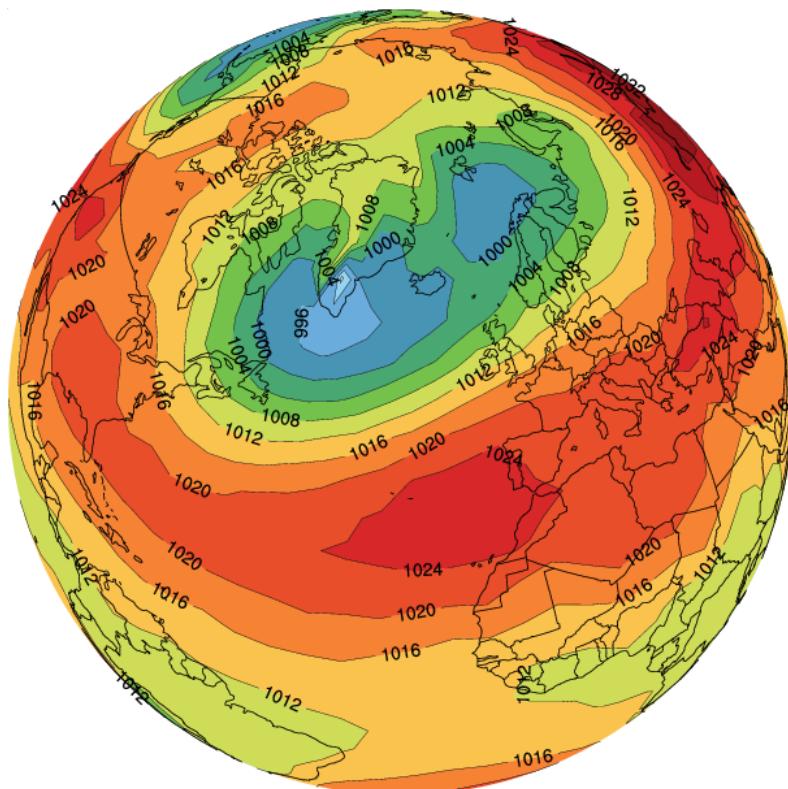


Abbildung 0.1: Beobachtetes Bodendruckfeld [hPa] des Winters 2007

Vorgelegt von: CHRISTOPHER DANEK
Matrikelnummer: 2148547
Betreut durch: Herrn Dr. ROLAND PAPE*
Herrn Prof. Dr. ANDREAS HENSE*

Bonn, September 2012

* Geographisches Institut der Universität Bonn

* Meteorologisches Institut der Universität Bonn

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
1.1 Die Nordatlantische Oszillation	2
1.2 Emissionsszenarien und NAO	3
2 Modelle und Daten	6
2.1 Gekoppelte Atmosphären–Ozean–Modelle	6
2.2 Verwendete Daten	7
3 Methodik	8
3.1 Datenaufbereitung	8
3.2 Statistik	8
3.3 NAO–Index (stationsbasiert)	9
3.4 Empirische Orthogonalfunktion	10
3.5 NAO–Index (EOF–basiert)	12
3.6 Korrektur des systematischen Fehlers	12
3.7 Methodenkritik	13
4 Ergebnisse	14
4.1 Vergleich der Indizes	14
4.1.1 Hurrell–Index	14
4.1.2 NAO–EOF–Index	17
4.2 EOF–Analyse	20
4.3 Korrektur des systematischen Fehlers	22
4.4 Vergleich mit Beobachtungen	23
5 Synthese	24
Literaturverzeichnis	26
Abbildungsverzeichnis	30
Abkürzungsverzeichnis	31
Anhang	32
Erklärung	70

1 Einleitung

Atmosphärische Zirkulationen sind Muster physikalischer Prozesse der Atmosphäre, die in Wechselwirkung mit allen Subsystemen des Klimasystems (Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Biosphäre, Landoberfläche) stehen und große geographische Gebiete umfassen. Ihre zeitlichen und räumlichen Variabilitäten entspringen interner sowie externer Antriebe und beeinflussen das Klima auf globaler Ebene (GILLETT et al. 2003). Sie sind daher wichtige Aspekte klimatologischer Forschung und haben sowohl ökologischen als auch sozio-ökonomischen Einfluss. So entstehen bspw. durch das Atmosphäre–Ozean gekoppelte Zirkulationssystem *El Niño–Southern Oscillation* (ENSO) wirtschaftliche Schäden großen Ausmaßes im Pazifikraum von Südamerika und Indonesien, indem durch eine Umkehrung der normalen Atmosphärenverhältnisse Dürren (Indonesien) und Starkregenereignisse (z.B. Peru) hervorgerufen werden (HÄCKEL 2008).

Die *Nordatlantische Oszillation* (NAO) ist ein atmosphärisches Zirkulationsmuster der Nordhemisphäre, das sich unter anderem auf die Meeresoberflächentemperaturen, Niederschlagsmengen, Windgeschwindigkeiten und Eismassenbewegungen des nordatlantischen Bereichs und deren angrenzende Gebiete (subarktischer Raum von Grönland und Island, Europa, Nordwestafrika und der Ostküste der Vereinigten Staaten) auswirkt (HURRELL et al. 2003, MALBERG 2007).

Zur Charakterisierung und Vorhersage solcher Telekonnektionen werden numerische Modelle eingesetzt, die mittels gekoppelter nicht-linearer Differentialgleichungen die physikalischen Vorgänge der Realität simulieren. Dieser Aufgabe gerecht zu werden ist insofern eine große Herausforderung, als dass das Klimasystem ein stochastisches nicht-lineares System darstellt, dessen Realisierung ein rein zufälliges Ereignis ist (LORENZ 1963). Antriebe (*Forcings*) und Rahmenbedingungen des Systems verändern sich mit der Zeit und die für die Initialisierung notwendigen Anfangswerte sind stets unvollständig (TEBALDI & KNUTTI 2007). Aus diesem Grund werden verschiedene Modelle entwickelt, um möglichst viele Aspekte der dynamischen Atmosphärenprozesse erfassen zu können. Schließlich werden diese auch in der politischen und öffentlichen Debatte um einen etwaigen Klimawandel benutzt, um Auswirkungen wie die der ENSO rechtzeitig erkennen zu können (JOOS et al. 2001). In diesem Zusammenhang wurde vom IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) ein spezieller Bericht zur Emissionsentwicklung des 21. Jahrhunderts (Jh.) angefertigt, der sog. *Special Report on Emission Scenarios* (SRES). Darin werden zukünftige Entwicklungen natürlicher und anthropogener Treibhausgaskonzentrationen sowie deren mögliche Quellen und Senken für das 21. Jh. diskutiert (NAKICENOVIC et al. 2001).

In dieser Arbeit erfolgt eine Multi–Modell–Analyse der NAO für das 21. Jh. Es wird untersucht, in wie weit die Klimamodelle in der Lage sind, das Muster der NAO zu prognostizieren und wie eventuelle Unterschiede zwischen den Modellen strukturiert sind. Weiterhin soll erklärt werden, ob und wie verschiedene Klimaszenarien die Prognosen beeinflussen.

Als Ausblick wird schließlich die beobachtete NAO der ersten zwölf Jahre des 20. Jh. mit den Modellprognosen verglichen.

1.1 Die Nordatlantische Oszillation

Die Nordatlantische Oszillation wird über periodische Variabilitäten des Bodendruckfeldes (*Sea Level Pressure*, SLP) definiert, wobei ein meridionaler Luftmassenaustausch zwischen dem subtropischen und subarktischen Bereich des Nordatlantiks stattfindet. Dadurch kommt es zu Veränderungen der mittleren Windgeschwindigkeiten, Meeresoberflächentemperaturen (*Sea Surface Temperature*, SST), Wassermassenbewegungen, Transporte latenter Wärme und Gewitteraktivitäten (HURRELL et al. 2003, GILLETT et al. 2003, VISBECK et al. 2003).

Die NAO ist nicht stationär, sondern verlagert sich mit den Aktionszentren über die sie auch definiert ist: den Hoch- und Tiefdruckgebieten des subtropischen (*Azorenhoch*) und subarktischen (*Islandtief*) Nordatlantikbereichs. Sind die Kerndrücke dieser Zentren besonders stark ausgeprägt, d.h. der Druckgradient zwischen Azorenhoch und Islandtief besonders groß, so ist auch die NAO stark ausgeprägt und es liegt eine NAO+ Phase vor (meist im Winter), respektive eine NAO– Phase bei einem geringem Druckgradienten (HURREL 1995). Die Entwicklung einer synoptischen NAO+ Situation ist mit einer ostwärtigen Bewegung planetarer Wellen verbunden. Zu Beginn entwickeln sich Rücken–Trog–Systeme über Nordamerika und dem zentralen Bereich des Nordatlantiks. Bei ostwärtiger Bewegung bricht zunächst der nordamerikanische Rücken antizyklisch, d.h. die Achse verläuft von Südwest nach Nordost, wodurch kalte Luftmassen nach Grönland advehiert werden. Ebenso bricht danach das atlantische Rücken–Trog–System, wodurch warme Luftmassen von der Südostküste Nordamerikas in den atlantischen Bereich transportiert werden (FRANZKE et al. 2008). Dadurch entsteht die typisch binäre Struktur der NAO+ Phase (siehe Abbildung 0.1).

Bei NAO– Phasen hingegen bestimmt ein großes Rücken–Trog–System die synoptische Situation im nordatlantischen Bereich, wodurch wärmere Luftmassen nach Grönland und Island transportiert werden und Mitteleuropa unter kontinentalen Hochdruckeinfluss gerät (siehe Abbildung 1.1). Darüber hinaus konnten RODGERS (1984) und HURRELL & DESER (2009) zeigen, dass die Variabilitäten der NAO ebenfalls von anderen atmosphärischen Zirkulationsmustern wie der *Pacific–North American* (PNA) Telekonnektion oder der *Southern Oscillation* (SO) der Südhemisphäre abhängig sind.

Aufgrund des Drehsinns von Hoch– (entgegen) und Tiefdruckgebieten (mit dem Uhrzeigersinn) auf der Nordhemisphäre dominieren bei NAO+ Winde aus westlicher Richtung, die in Mitteleuropa meist spürbar sind (HÄCKEL 2008). Durch die verstärkte Westwinddrift werden feucht–warme Atlantikluft und große Wassermassen nach Europa befördert, was vor allem in Skandina-

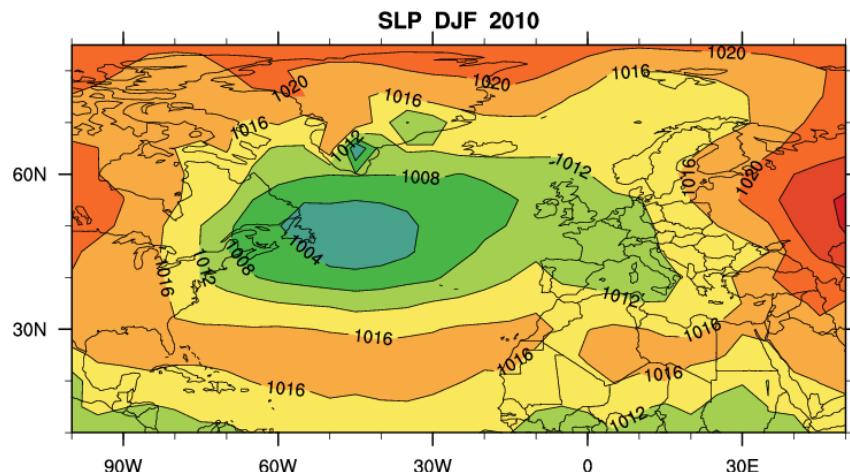


Abbildung 1.1: Beobachtetes Bodendruckfeld [hPa] des Winters 2010

vien zu erhöhten Niederschlagsmengen und warmen Wintern führt und damit einhergehend zu einer früheren und längeren Blüte bestimmter Pflanzen. Im mediterranen Raum hingegen ist es relativ kühl und trocken. Gleichzeitig werden warme Luftmassen nach Nordamerika advehiert (GILLETT et al. 2003). Auch auf lokaler Skala kann gezeigt werden, dass z.B. die Wasseroberflächentemperaturen von Seen in NAO+ Wintern erhöht sind (z.B. Müggelsee in Berlin, GERTEN & ADRIAN 2000).

THOMPSON & JOHN (2000) bemerken, dass die NAO das bedeutendste klimatische Variabilitätssignal der außertropischen Nordhemisphäre ist und dekadische Änderungen der NAO mit regionalen Erwärmungstrends in Verbindung gebracht werden können (PAETH et al. 1999). So sind Temperaturanomalien der letzten Jahrzehnte auf die stark positiven NAO Phasen seit den frühen 80er Jahren zurückzuführen (HURREL 1995).

1.2 Emissionsszenarien und NAO

Die vom IPCC entwickelten SRES Emissionsszenarien ermöglichen einen Ausblick auf die zukünftige Entwicklung anthropogen verursachter Treibhausgaskonzentrationsschwankungen für das 21. Jh. Der Fokus liegt hierbei auf den anthropogenen Einflussfaktoren auf die Konzentration atmosphärischer Spurenstoffe wie demographischen und technischen Wandel und ökonomische Handlungsweisen (NAKICENOVIC et al. 2001). Die Emissionsszenarien liegen in verschiedenen Versionen (Experimenten) vor, wodurch unterschiedliche Entwicklungen der Zukunft und die damit verbundenen Unsicherheiten berücksichtigt werden können. In dieser Arbeit werden die Experimente *A1B*, *A2*, *B1* und *Commitment (Commit)* verwendet. Zusätzlich gibt es das Experiment *20C3M(20th Century Climate in Coupled Models)*, in dem die einzelnen Modelle das 20. Jh. nachrechnen sollen. Diese dienen gleichzeitig als Initialisierung für die Prognoseläufe (MEEHL et al. 2007). In Tabelle 1.1 sind die in dieser Arbeit verwendeten Experimente und deren Merkmale aufgelistet.

Tabelle 1.1: Spezifikationen der in dieser Arbeit verwendeten SRES Experimente nach JOOS et al. 2001 und MEEHL et al. 2007.

Forcing	A1B	A2	B1	Commit
Bevölkerungswachstum	langsam	schnell	langsam	wie Ende 20. Jh.
Ökonomie	rapides Wachstum, hoher Energieverbrauch (Nutzung fossiler und nicht-fossiler Ressourcen im Gleichgewicht), schneller technologischer Wandel	langsmes, regional orientiertes Wachstum	Wandel zur Informations- und Dienstleistungsgesellschaft, Innovationen und Nutzung sauberer Energie	wie Ende 20. Jh.
CO ₂ [ppm] bis 2100	700	820	550	360

Die A1 Experimente (hier A1B) repräsentieren eine Welt mit rapidem ökonomischem Wachstum und schneller Entwicklung neuer Technologien bei gleichzeitig langsamem Bevölkerungswachstum. Das A2 Szenario hingegen beschreibt eine heterogene Welt mit Fokus auf regionalen ökono-

mischen wie kulturellen Entwicklungen und einer damit verbundenen Diversifizierung. Die Bevölkerung nimmt hier stärker zu als im A1B Experiment. Im B1 Szenario findet eine ökonomische Transformation zu einer Informations- und Dienstleistungsgesellschaft statt. Eine Verminderung von Ressourcen- und Materialverbrauch und nachhaltige Technologien sind die Folge. Als Vergleichsexperiment werden beim Commit alle Parameter auf dem Stand des Jahres 2000 fixiert und für den gesamten Zeitraum des 21. Jh. festgehalten. Der Vollständigkeit halber sei noch die vierte Gruppe erwähnt, das B2 Experiment, welches in dieser Arbeit nicht behandelt wird. Dieses wird durch einen moderaten demographischen sowie ökonomischen Wandel charakterisiert. Es kommt zu einem weniger schnellen aber diverseren Wandel technologischer Strukturen und zur Initiierung umweltbezogener Projekte auf lokaler und regionaler Ebene (NAKICENOVIC et al. 2001).

Treibhausgase (z.B. Kohlenstoffdioxid CO_2 , Kohlenstoffmonoxid CO , Methan CH_4 , Fluorkohlenwasserstoffe $FCKW$) sind ein wichtiger Antrieb des Klimasystems (NAKICENOVIC et al. 2001, COX et al. 2000) und wirken positiv verstärkend auf den Strahlungsantrieb und die mittlere Oberflächentemperatur (HOUGHTON et al. 1996, SOLOMON et al. 2007). Mittels eines numerischen Klimamodells (Bern CC model) haben JOOS et al. (2001) eine Analyse der SRES Szenarien für das 21. Jh. durchgeführt. In Abbildung 1.2 sind die prognostizierten Konzentrationen atmosphärischen CO_2 (A) und die global gemittelte Oberflächentemperatur (B) dieser Analyse dargestellt. Es wird deutlich, dass die CO_2 Konzentrationen für alle SRES Experimente stetig zunehmen. Von den bereits vorgestellten Experimenten, welche die Grundlage dieser Arbeit darstellen, erzeugt A2 den größten Zuwachs, gefolgt von A1B und B1 (siehe Tabelle 1.1). Die gleiche Verteilung gilt für die Erhöhung der Oberflächentemperatur, die um bis zu ca. $+3^{\circ}C$ (A2, A1B) bzw. $+2^{\circ}C$ (B1) ansteigt. Für das Commit Experiment stellen TENG et al.

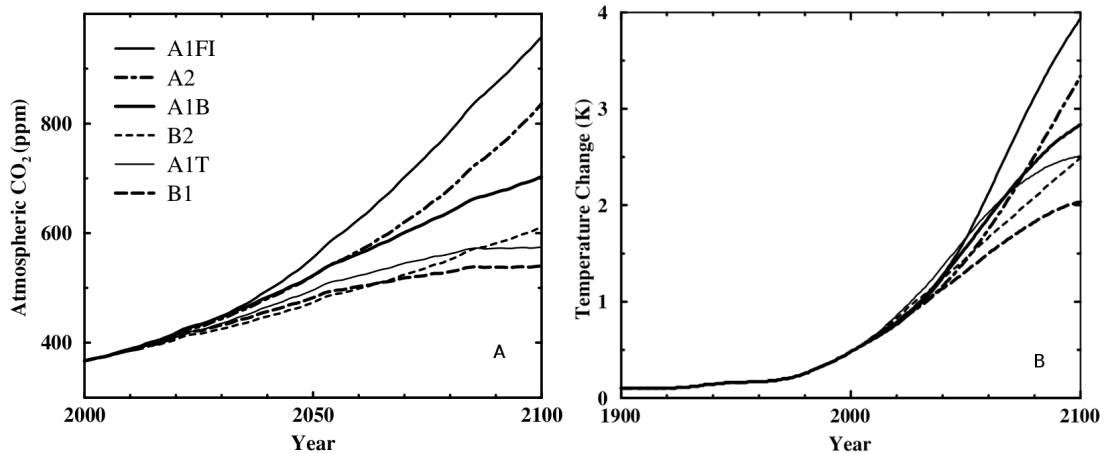


Abbildung 1.2: Durch die SRES Experimente prognostizierte Entwicklungen von atmosphärischem CO_2 (A) und global gemittelte Oberflächentemperaturen (B), leicht verändert nach JOOS et al. 2001

(2006) einen Erwärmungstrend für das 21. Jh. von lediglich $+0.5 (\pm 0.2)^{\circ}C$ fest, also deutlich weniger als bei den anderen Szenarien. Es soll hier explizit keine kausale Erklärung für eine prinzipielle Erwärmung, sondern das Problem der Interpretation klimatologischer Variabilitäten erläutert werden. Bezuglich der NAO werden Treibhausgase als Forcings ihrer Variabilitäten vielerseits untersucht. Bspw. führen ULBRICH & CHRISTOPH (1999) eine Verstärkung der NAO und damit verbundene Gewitteraktivitäten auf erhöhte Treibhausgaskonzentrationen zurück.

OSBORN (2004) bemerkt, dass die NAO Variabilitäten als eine Kombination – systemisch und treibhausgas-induziert – zu verstehen sind. Laut PAETH et al. (1999) ähnelt das durch die NAO verursachte Temperaturmuster dem eines potentiellen Klimawandels ähnlich und GILLETT et al. (2003) bringen den positiven NAO Trend am Ende des 20. Jh. mit gestiegenden Treibhausgas-konzentrationen in Verbindung.

Die für diese Arbeit vorliegenden Modelldaten werden im folgenden Kapitel erläutert.

2 Modelle und Daten

2.1 Gekoppelte Atmosphären–Ozean–Modelle

Die Multi–Modell–Analyse hinsichtlich der Entwicklung der NAO im 21. Jh. erfolgt in dieser Arbeit mit numerischen gekoppelten Atmosphären–Ozean–Modellen (*Atmosphere–Ocean General Circulation Models*, AOGCMs). Diese werden vom *World Climate Research Programme* (WCRP) und der dazugehörigen *Working Group on Coupled Modelling* (WGCM) im Rahmen des PCD-MI (*Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*) bereitgestellt (SOLOMON et al. 2007). Dieses internationale Experiment zu gekoppelten Klimamodellen trägt den Namen *Coupled Model Intercomparison Project 3* (CMIP3), dem die hier verwendeten Modelle zugeordnet sind (das Nachfolgeprogramm CMIP5 ist bereits gestartet, TAYLOR et al. 2012). Hinsichtlich der großen Bedeutung für die globale wie lokale klimatologische Entwicklung wurden diese Daten ebenso für den 4. Sachstandsbericht des IPCC verwendet (MEEHL et al. 2007). Die einzelnen Läufe (*Runs*) der AOGCMs stellen die Experimente, also die Realisierungen (vgl. Kapitel 3.2) der betrachteten Variablen, dar, welche sich in ihren Anfangsbedingungen unterscheiden.

Alle AOGCMs besitzen eigene Konfigurationen hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Auflösung, der in Kapitel 1.2 vorgestellten Klimaszenarien und auch Rahmenbedingungen wie z.B. Land–See–Eis–Verteilung, Atmosphären- und Biogeochemie, berücksichtigte Aerosole & Treibhausgase, dynamische Vegetation, usw. Räumlich sind sie sowohl horizontal als auch vertikal in einzelne Schichten (*Layer*) unterteilt, wobei Atmosphäre und Ozean meist unterschiedlich aufgelöst sind (vgl. Anhang A).

Eine detaillierte Auflistung aller Spezifikationen kann hier nicht erfolgen, es wird aber auf die Dokumentation des 4. Sachstandsberichts des IPCC verwiesen¹. Darüber hinaus wird der Beobachtungsdatensatz HadSLP2 des *Met Office Hadley Centre* aus Großbritannien verwendet, um die Projektionen der AOGCMs der ersten zwölf Jahre des 21. Jh. mit den Beobachtungen vergleichen zu können.

Da Atmosphäre und Ozean mit Hilfe von AOGCMs ins Verhältnis gesetzt werden, können so die atmosphärischen Prozesse, verglichen zu deren Vorgängern, wesentlich besser simuliert werden (CZAJA et al. 2003). Dies ist bemerkenswert, da unter anderem VISBECK et al. (2003) zeigen, dass zwischen der NAO und den Ozeanbewegungen relevante Wechselwirkungen bestehen.

Dennoch haben AOGCMs Grenzen hinsichtlich der räumlichen Auflösung, d.h. dass Prozesse und atmosphärische Forcings auf subskaliger Ebene nicht beachtet werden, jedoch statistisch durchaus relevant sind (STORCH 1997). Ebenso können sie wie alle Modelle nur ein unvollständiges Abbild der Realität liefern, da sie (i) nicht alle prozessskaligen Freiheitsgrade (ca. 10^{32}) des Klimasystems berücksichtigen, (ii) stets von Parametrisierungen und Annahmen ausgehen, die der Realität nicht entsprechen und (iii) abgeschlossene Systeme darstellen, die Simulation von externen Antrieben also immer begrenzt ist (STORCH 2001).

¹ http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php, abgerufen am 29.09.2012

2.2 Verwendete Daten

In Tabelle 4.1 sind alle für diese Arbeit zur Verfügung stehenden Modelle einschließlich der Anzahl der Runs der jeweiligen Experimente aufgelistet.

Tabelle 2.1: Die in dieser Arbeit zur Verfügung stehenden AOGCMs und deren Anzahl an Runs der jeweiligen Experimente

Modell	Experiment (Anzahl Runs)					Zeitraum*	
	20C3M	SRESA1B	SRESA2	SRESB1	COMMIT	von	bis
1 BCC-CM1	4	–	1	–	–	2000	2099
2 BCCR-BCM2.0	1	–	–	1	–	2000	2099
3 CGCM3.1(T47)	3	4	2	2	–	2001	2100
4 CNRM-CM3	1	1	1	1	1	2000	2099
5 CSIRO-Mk3.0	2	1	1	–	1	2000	2099
6 ECHAM5/MPI-OM	3	–	1	–	–	2000	2099
7 ECHO-G	5	–	3	3	4	2000	2099
8 GFDL-CM2.0	3	1	1	1	1	2001	2100
9 GFDL-CM2.1	2	1	1	1	1	2001	2100
10 GISS-AOM	2	2	–	2	–	2001	2100
11 GISS-EH	5	3	–	–	–	2000	2099
12 GISS-ER	9	–	1	–	1	2004	2100
13 INM-CM3.0	1	–	1	1	1	2001	2100
14 IPSL-CM4	1	–	1	–	1	2001	2100
15 MIROC3.2(medres)	3	–	3	3	1	2000	2099
16 MRI-CGCM2.3.2a	5	–	4	1	1	2001	2100
17 NCAR-CCSM3.0	7	–	5	8	1	2000	2099
18 NCAR-PCM1	4	3	4	3	–	2000	2099
19 UKMO-HadCM3	1	1	1	1	1	2000	2099
Σ	62	17	31	28	15		

* Bezieht sich auf alle Experimente außer 20C3M und gibt den für die Berechnungen verwendeten Zeitraum an (weitere Informationen zu den Modellen vgl. Anhang A).

Die Daten der AOGCMs werden vom Meteorologischen Institut der Universität Bonn bereitgestellt, der Beobachtungsdatensatz des HadSLP2 ist auf der Homepage der Wetter- und Ozeanographiebehörde der Vereinigten Staaten (NOAA, *National Oceanic and Atmospheric Administration*) erhältlich¹. Alle AOGCMs liegen für das 21. Jh. vor und beginnen ab dem Jahr 2000, einige allerdings erst ab 2001 bzw. 2004 (GISS-ER).

Beim CMIP3 wurden zusätzlich die Modelle CGCM3.1(T63), CSIRO-Mk3.5, FGOALS-g1.0, INGV-SXG, MIROC3.2(hires) und UKMO-HadGEM1 verwendet, die für diese Arbeit jedoch entweder nicht zur Verfügung stehen oder nicht mit den passenden bzw. nur fehlerhaften Läufen vorhanden sind.

¹ http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Gridded/data.hadslp2.html, abgerufen am 29.09.2012

3 Methodik

Um physikalisch-dynamische Prozesse begreifen und quantifizieren zu können, sind meist statistisch-mathematische Methoden erforderlich. Für die Beschreibung der zeitlichen und räumlichen Variabilitäten der NAO sind verschiedene klimatologische Werkzeuge (Indizes) entwickelt worden, von denen in dieser Arbeit zwei untersucht werden: der stationsbasierte Hurrell-Index (Kapitel 3.3) und der EOF-basierte NAO-Index (Kapitel 3.5). Darüber hinaus werden die Korrelations- oder EOF-Analyse (Kapitel 3.4) benutzt, um etwaige Muster in den Ausgangsdaten erkennen zu können. Schließlich erfolgt eine Bewertung der verwendeten Methoden (Kapitel 3.7).

Grundsätzlich ist zu beachten, dass nahezu alle klimatologischen Daten sowohl zeitlich als auch räumlich von einander abhängig sind, d.h. nicht den Grundannahmen der Statistik - einer identischen und unabhängigen Verteilung (*identical independent distributed, iid*) - gerecht werden (STORCH & NAVARRA 1995, SCHÖNWIESE 2006). Eine kurze Erklärung der statistischen Grundlagen folgt daher im nächsten Kapitel (3.2).

In dieser Arbeit werden sämtliche analytischen bzw. numerischen Berechnungen und auch Plots mit der Programmiersprache NCL (*National Center for Atmospheric Research Command Language*) Version 6.0.0 durchgeführt und angefertigt.

3.1 Datenaufbereitung

Alle Daten werden zunächst auf eine gröbere Auflösung von $5^\circ \times 5^\circ$ (geographische Breite \times geographische Länge) mittels der NCL Funktion *linint2* interpoliert. Dadurch werden zum Einen eine größere Vergleichbarkeit der Daten erzeugt (die Ausgangsdaten haben fast alle unterschiedliche Auflösungen, vgl. Anhang A) und zum Anderen Rechenkapazitäten eingespart. Da der Fokus der Arbeit auf dem Vergleich der Modelle und nicht auf möglichst genauen Werten liegt, ist ein etwaiger Informationsverlust durch die Interpolation nur von geringer Bedeutung. Der HadSLP2 Datensatz ist bereits in dieser räumlichen Auflösung verfügbar. Die Daten beinhalten das Bodendruckfeld als meteorologische Variable in täglicher Auflösung, das durch die Interpolation an 37×73 Gitterpunkten auf die Erdoberfläche projiziert wird.

Einige Datensätze sind für den betrachteten Zeitraum in einzelne Dateien aufgeteilt. In diesem Fall werden sie zunächst mit dem Programm *ncrcat* zusammengefügt.

3.2 Statistik

Die Auseinandersetzung mit ein- bzw. mehrdimensionalen empirisch erhobenen Daten bildet die Grundlage klimatologischer Arbeitsweise. Die Grundgesamtheit ($\Omega \in \mathbb{R}^n$) stellt die Grundlage für Stichproben ($x_{i \in \mathbb{N}} \in \Omega$) dar, die in Form von intersubjektiven, wiederholbaren und überprüfbaren Experimenten gewonnen werden (WAIBL & RAINER 2007). Diese Stichproben werden durch uni- bzw. multivariate Zufallsvariablen (ZVAs) repräsentiert (univariante Zeitreihen bzw. multivariate Informationen in Zeit und Raum). Um die Verteilung der ZVAs (also die Verteilung von Mengen im Stichprobenraum) überhaupt beschreiben zu können (diese ist stets unbekannt,

STORCH & ZWIERS 2000), wird hiernach die Einschätzung der Wahrscheinlichkeit, dass sich die ZVAs nach ihrer Realisierung in einem bestimmten Bereich $[a, b] \in \Omega$ befinden, notwendig. Dies wird in der deskriptiven Statistik durch sog. Parameter und Momente der ZVAs ermöglicht. Unter Annahme (Schätzung) einer für eine ZVA (bzw. den betrachteten meteorologischen Parameter) charakteristischen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion ($f(x)$, abgeleitet von der Verteilung) können diese ermittelt werden (HENSE et al. 2005).

In dieser Arbeit finden vor allem die ersten beiden Momente, der Erwartungswert und die Varianz, Verwendung. Der geschätzte¹ Erwartungswert einer univariaten ZVA $\mathbf{X}^2 = \{x, f(x), x \in [a, b]\}$ ist definiert als

$$\hat{\mu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.1)$$

und ist unter Annahme einer Gleichverteilung (Gaußverteilung) identisch zum arithmetischen Mittelwert, bildet also das Zentrum des Stichprobenraums (bei n Stichproben). Die geschätzte Varianz gibt die Bewegung von \mathbf{X} um das Zentrum an, gewissermaßen also die Abweichung vom Mittelwert:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{\mu})^2. \quad (3.2)$$

Die geschätzte Standardabweichung $\hat{\sigma}$ lässt sich leicht aus $\hat{\sigma}^2$ berechnen.

Für die EOF-Analyse (Kapitel 3.4) wird die sog. Kovarianzmatrix Σ von \mathbf{X} benötigt. Auch diese wird hier geschätzt mit Hilfe der Abweichungen von \mathbf{x}_i vom Mittelwert $\hat{\mu}$ (der nun ebenfalls ein Vektor ist). Es gilt:

$$\hat{\Sigma} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\mathbf{x}_i - \hat{\mu})(\mathbf{x}_i - \hat{\mu})^\top. \quad (3.3)$$

Des weiteren wird für den Vergleich der AOGCM eine Korrelationsanalyse verwendet. Hier wird der Korrelationskoeffizient r benutzt, um etwaige Zusammenhänge zwischen den univariaten Index-Zeitreihen \mathbf{X} und \mathbf{Y} herauszustellen:

$$r = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \hat{\mu}_x)(y_i - \hat{\mu}_y)}{\hat{\sigma}_x \hat{\sigma}_y}. \quad (3.4)$$

3.3 NAO-Index (stationsbasiert)

Die am häufigsten gebrauchte und auch einfachste Methode, die Ausprägung der NAO beurteilen zu können, stellt der stationsbasierte NAO-Index oder auch Hurrell-Index dar. Hier werden die Bodendruckzeitreihen zweier Messstationen, die innerhalb der beiden Aktionszentren der NAO liegen, in Beziehung gesetzt (RODGERS 1984). Häufig werden die Stationen Ponta Delgada ($37^{\circ} 49' 28''$ N, $25^{\circ} 44' 50''$ W) auf den Azoren und Reykjavik ($64^{\circ} 08' 00''$ N, $21^{\circ} 56' 00''$ W) auf Island benutzt. Allerdings gibt es auch Untersuchungen mit Lissabon (Portugal) und Stykkishólmur (Island) als Messstationen (z.B. HURRELL & DESER 2009).

Zunächst müssen die über den Winter (Dezember–Januar–Februar, DJF) gemittelten Druckzeitreihen standardisiert werden, d.h. dass von jedem Messzeitpunkt t der Mittelwert $\hat{\mu}$ der

¹ Ein $\hat{\cdot}$ meint einen Schätzer.

² Fett geschriebene Symbole deuten auf einen Vektor oder eine Matrix hin.

Zeitreihe abgezogen und anschließend durch die Standardabweichung $\hat{\sigma}$ geteilt wird:

$$\mathbf{z}(t) = \frac{\mathbf{x}(t) - \hat{\mu}}{\hat{\sigma}}. \quad (3.5)$$

Die so transformierten Druckzeitreihen für Ponta Delgada $\mathbf{z}_P(t)$ und Reykjavik $\mathbf{z}_R(t)$ werden von einander abgezogen und man erhält den stationsbasierten NAO–Index:

$$\text{Hurrell–Index} = \mathbf{z}_P(t) - \mathbf{z}_R(t).$$

Auf Abbildung 3.1 ist der so berechnete Hurrell–Index für das 20 Jh. bis heute (1900 bis 2012) abgebildet. Die roten bzw. blauen Balken sind NAO+ bzw. NAO– Jahren zugeordnet. Als schwarze

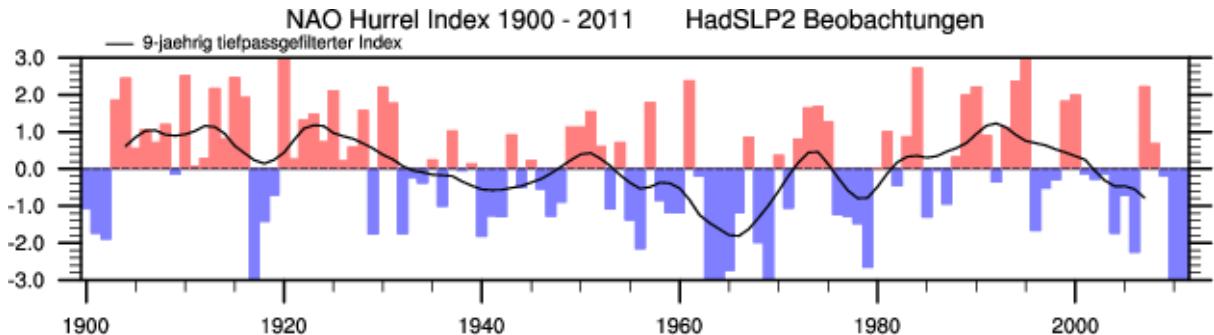


Abbildung 3.1: NAO–Index (Beobachtungen 1900–2011, stationsbasiert)

Linie ist die Zeitreihe tiefpassgefiltert dargestellt, d.h. dass Varianzen auf kleiner zeitlicher Skala (Jahr) gefiltert werden, sodass die dekadische Varianz sichtbar wird. Hierfür werden die NCL Funktionen *filwgts-lanczos* zur Berechnung der entsprechenden Filtergewichte für Tiefpassfilter bei 9–jähriger Glättung und *wgt_runave* für die geglättete Zeitreihe verwendet.

Es werden sowohl die stark ausgeprägten NAO+ Jahre zu Beginn des 20 Jh., den 70er und den 90er Jahren als auch die NAO– Zeiträume der 40er und 60er Jahre und um 1980 deutlich. Weiterhin entwickelt sich ein negativer Trend für den Beginn des 21. Jh., der von einem kurzen NAO+ Zeitraum (Winter 2007) unterbrochen wird.

3.4 Empirische Orthogonalfunktion

Eine Möglichkeit, multivariate Daten hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Varianzen und ihrer immanenten Muster zu analysieren (explorative Statistik), stellt die empirische Orthogonalfunktion (EOF) dar. Die EOF ist eine Form der Hauptkomponentenanalyse, die in den Geowissenschaften seit den 1950er Jahren vielfach eingesetzt wird (KUTZBACH 1967, MONAHAN et al. 2009).

EOFs sind Parameter einer multivariaten Zufallsvariable \mathbf{X} und charakterisieren deren Kovarianzmatrix (STORCH & ZWIERS 2000), müssen also ebenso wie die Verteilung und andere Parameter (z.B. Erwartungswert, Varianz) geschätzt werden. Weiterhin gilt, dass die EOFs eine möglichst kleine Anzahl von orthogonalen¹ Vektoren bilden, mit denen der größtmögliche Anteil der Gesamtvarianz von \mathbf{X} erklärt werden kann (NORTH et al. 1982). Die Projektion dieser Eigen-

¹ Der Begriff Orthogonalität hebt den mathematischen Charakter der EOF–Analyse hervor, da in der Realität eine Orthogonalität der Komponenten nicht immer hergestellt werden kann und eine physikalische Interpretation daher nur bedingt möglich ist (STORCH & ZWIERS 2000).

vektoren zeigt die räumliche Tendenz der atmosphärischen Aktionszentren (KUTZBACH 1970). In dieser Arbeit wird die von HURREL vorgeschlagene Region von 20° N – 80° N und 90° W – 40° O zur Berechnung der EOF verwendet. HURREL (1995) begründet diese Wahl durch den, im Verhältnis zu anderen atmosphärischen Zirkulationen, stark regionalen Charakter der NAO (Nordatlantik und angrenzende Gebiete).

Die EOFs und gleichzeitig die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix Σ von \mathbf{X} (MONAHAN et al. 2009). Da in der Realität die Kovarianzmatrix Σ unbekannt ist, wird ein Schätzer für Σ eingeführt (vgl. Kapitel 3.2):

$$\hat{\Sigma} = \frac{1}{n} \mathbf{X}' \mathbf{X}'^\top \quad (3.6)$$

stellt den Schätzer der Kovarianzmatrix dar, mit der Anzahl an Zeitpunkten n und der Datenmatrix \mathbf{X}' , die Anomalien von \mathbf{X} , d.h. $x'_i = x_i - \hat{\mu}$ (ebenfalls DJF gemittelte Werte), enthält. Es muss nun das Eigenwertproblem

$$\hat{\Sigma} \hat{\mathbf{E}} = \hat{\mathbf{E}} \hat{\Lambda} \quad (3.7)$$

gelöst werden (MONAHAN et al. 2009), wobei $\hat{\mathbf{E}}$ bzw. $\hat{\Lambda}$ die Schätzer der Eigenvektoren bzw. Eigenwerte von $\hat{\Sigma}$ darstellen. Gleichung (3.7) kann nach Gleichung (3.6) umgeschrieben werden als

$$\frac{1}{n} \mathbf{X}' \mathbf{X}'^\top \mathbf{W} \hat{\mathbf{E}} = \frac{1}{n} \mathbf{W}^{1/2} \mathbf{X}' \mathbf{X}'^\top \mathbf{W}^{1/2} \mathbf{W}^{1/2} \mathbf{E} = \mathbf{W}^{1/2} \mathbf{E} \Lambda, \quad (3.8)$$

wobei Datenmatrix und Eigenvektoren jeweils von links bzw. rechts mit der Matrix \mathbf{W} multipliziert werden, die Breitengewichte¹ enthält und unter der Annahme, dass $\hat{\mathbf{E}} = \mathbf{W}^{1/2} \mathbf{E}$ ist (HENSE, mdl. 2012).

Die Eigenvektoren und -werte werden hier numerisch mit Hilfe einer Singulärwertzerlegung (*Singular Value Decomposition, SVD*) der LAPACK-Routine ermittelt. Hierbei wird die gewichtete Datenmatrix $\mathbf{W}^{1/2} \mathbf{X}'$ in deren linke (\mathbf{U}) und rechte (\mathbf{V}^\top) Eigenvektoren sowie Eigenwerte (\mathbf{S}) zerlegt:

$$\mathbf{W}^{1/2} \mathbf{X}' = \mathbf{U} \mathbf{S} \mathbf{V}^\top. \quad (3.9)$$

Man erhält

$$\frac{1}{n} \mathbf{U} \mathbf{S} \mathbf{V}^\top \mathbf{V} \mathbf{S} \mathbf{U}^\top \hat{\mathbf{E}} = \hat{\mathbf{E}} \hat{\Lambda}. \quad (3.10)$$

Mit der Beziehung $\mathbf{V}^\top \mathbf{V} = 1$ reduziert sich das Problem und man findet Eigenvektoren und Eigenwerte:

$$\mathbf{U} = \hat{\mathbf{E}} = \mathbf{W}^{1/2} \mathbf{E} \text{ und}$$

$$\hat{\Lambda} = \mathbf{S}^2/n.$$

Werden die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix auf die Erdoberfläche projiziert (dies ist durch den Bezug zur Datenmatrix \mathbf{X}' möglich), kann so das atmosphärische Zirkulationsmuster der NAO nachgebildet werden. Mit Hilfe der Eigenwerte kann weiterhin der durch die k -te EOF erklärte Anteil V_k der Gesamtvarianz beschrieben werden (KUTZBACH 1967):

$$V_k = \lambda_k / \sum_{i=1}^m \lambda_i. \quad (3.11)$$

¹ Aufgrund der Annahme der Gestalt der Erde als Sphäre müssen die Gitterpunkte in der Nähe des Äquators stärker gewichtet werden als die der hohen geographischen Breiten (vgl. Anhang B).

Durch Multiplikation von V_k mit 100 erhält man diesen Anteil in % ($Var\%$). Es werden damit keine kausalen Zusammenhänge erklärt, sondern lediglich der Anteil der Variabilität des Bodendruckfeldes, der durch die k -te EOF erklärt wird (STORCH & ZWIERS 2000). Die EOF bildet die Grundlage für den EOF-basierten NAO-Index, der im Folgenden erläutert wird.

3.5 NAO-Index (EOF-basiert)

Mit Hilfe der gefundenen ersten Eigenvektoren (erste EOF) der Kovarianzmatrix Σ kann ein weiterer Index zur Ausprägung der NAO erstellt werden, der später mit dem Hurrell-Index verglichen wird.

Hierzu wird die Matrix \mathbf{S} (mit den Eigenwerten auf der Hauptdiagonalen und sonst Nullen) mit den transponierten rechten Eigenvektoren $(\mathbf{V}^\top)^\top = \mathbf{V}$ multipliziert. Dies sind die prinzipalen Komponenten der EOF und bilden eine univariate Zeitreihe der Dimension n , den NAO-EOF-Index (COHEN et al. 2005). Abbildung 3.2 zeigt exemplarisch den so berechneten NAO-EOF-Index für das 20. Jh. Im Vergleich zum Hurrell-Index wird deutlich, dass beide Indizes das

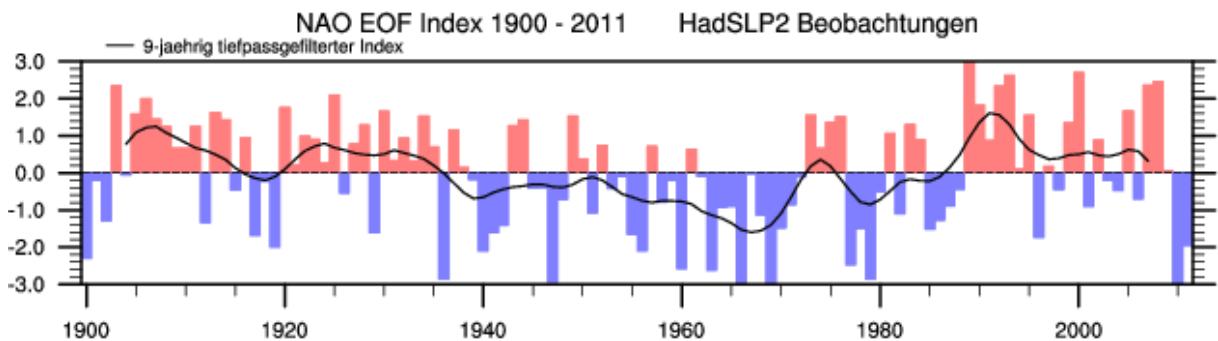


Abbildung 3.2: NAO-Index (Beobachtungen 1900–2011, EOF-basiert)

beobachtete Bodendruckfeld in ähnlicher Weise repräsentieren, d.h. dass wesentliche Tendenzen (NAO+ Phase im ersten Teil des 20. Jh., 70er und 90er Jahre und NAO- Phase besonders in den 40er, 60er und 80er Jahren) beiderseits erkannt werden ($r = 0.76$, wobei die Korrelation der Indizes ansteigt, wenn statt Ponta Delgada Lissabon als Station für das Hochdruckzentrum benutzt wird, HURRELL & DESER 2009). Für das beginnende 21. Jh. ergeben sich sowohl negative als auch positive Indexwerte.

3.6 Korrektur des systematischen Fehlers

Wie in Tabelle 4.1 ersichtlich stehen bei einigen der Daten nur wenige oder nur ein Run eines Experiments zur Verfügung. Daher wird versucht, einen etwaigen systematischen Fehler eines Modells zu verringern, indem langjährige Mittelwerte der Kontrollläufe des 20. Jh. (20C3M) eines Modells und die Beobachtungsdaten des 20. Jh. in die Berechnungen mit einbezogen werden. Hierfür werden die Mittelwerte eines jeden Winters (DJF) von 1961–1990 der Beobachtungsdaten (HadSLP2) von den 20C3M-Läufen des gleichen Zeitraums abgezogen. Anschließend wird dieser Bias von jedem Run der Modelle abgezogen (DAVIES et al. 1997, MCHUGH & ROGERS 2005). Weiterhin muss für den Hurrell-Index beachtet werden, dass das korrigierte DJF-SLP-Feld mit dem Mittelwert und der Standardabweichung des jeweiligen gemittelten

(Runs) 20C3M–Druckfeldes der Jahre 1961–1990, also $\hat{\mu}_{20C3M}$ und $\hat{\sigma}_{20C3M}$, transformiert wird. Für den korrigierten NAO–EOF–Index wird die erste EOF des gleichen Zeitraums (gemitteltes 20C3M–Druckfeld der Jahre 1961–1990) auf die prognostizierten Anomalien für das 21. Jh. projiziert. Eine korrigierte EOF–Analyse für das 21. Jh. kann also nicht erfolgen, da für die Anomalien des 21. Jh. selbst keine EOFs berechnet werden. Durch die Normalisierung mit den 20C3M Daten wird verhindert, einen etwaigen Trend dieses Zeitraums in das 21. Jh. zu übertragen. Schließlich finden alle Berechnungen (s.o.) erneut statt, sodass ein Vergleich zwischen den unkorrigierten und korrigierten Daten erfolgen kann.

3.7 Methodenkritik

Die hier angewendete Methodik bedarf mehrerer Anmerkungen, die hinsichtlich der Interpretation der Ergebnisse (Kapitel 4) beachtet werden müssen:

- i) Sowohl durch die Interpolation auf gröbere räumliche Auflösungen (vgl. Anhang A für ursprüngliche Auflösungen) als auch statistische Schätzverfahren (Erwartungswert, Varianz) kommt es unweigerlich zu einem gewissen Informationsverlust. Des Weiteren sind bei einigen Modellen nur wenige Realisierungen eines Experiments vorhanden, weshalb die Grundlage für eine hinreichende Abbildung der Realität unter Umständen nicht gegeben ist.
- ii) Der stationsbasierte NAO–Index basiert zwar auf Änderungen der atmosphärischen Zirkulation, ist jedoch ortsgebunden. Eine Verstärkung der SLP Unterschiede zwischen Azorenhoch und Islandtief bei gleichzeitiger Verschiebung der Druckzentren würde daher unbemerkt bleiben. Im Gegensatz dazu kann der EOF–NAO–Index eine bessere räumliche Verteilung der NAO wiedergeben, da sie stets den Aktionszentren folgt (PAETH et al. 1999) und zudem weniger anfällig für statistische Fehler ist (MONAHAN et al. 2009). Außerdem erfolgt durch die Projektion der Eigenvektoren eine enorme Reduzierung der ursprünglichen Datengröße. Allerdings trägt die EOF–Analyse vergleichsweise wenig zum physikalischen Verständnis der atmosphärischen Zirkulation bei, da hier nur eine Variable (Bodendruck) verwendet wird und sich wie oben beschrieben eine Interpretation der Eigenvektoren als schwierig erweist (STORCH & ZWIERS 2000, CRADDOCK 1973).
- iii) Ein direkter Vergleich zwischen den Beobachtungsdaten und den Simulationen der AOG–CM für die ersten zwölf Jahre des 21. Jh. wird zwar vorgenommen, ist aufgrund des kurzen Zeitraums jedoch bar jeder statistischen Sicherheit.

4 Ergebnisse

Die Ergebnisse der erläuterten Analysen werden hier vorgestellt. Zuerst werden der stationsbasierte Hurrell–Index und der EOF–basierte EOF–Index untersucht, danach die EOF–Bodendruck–Analyse. Es folgen die Ergebnisse hinsichtlich der SRES Emissionsszenarien und der errechneten NAO–Trends der ersten zwölf Jahre des 21. Jh.

4.1 Vergleich der Indizes

4.1.1 Hurrell–Index

Alle AOGCMs simulieren jährliche Variabilitäten in Größenordnung der bisher für beobachtete SLP berechneten stationsbasierten Indizes. Sowohl jährliche als auch dekadische Schwankungen werden deutlich, wie auch beim Beobachtungszeitraums 1900–2012 (siehe Abbildung 3.1). Die Varianzen der 9–jährig gefilterten Zeitreihen betragen ca. 0.35, die von einigen der Modelle wie z.B. GISS-EH (A1B, 0.89), GISS-AOM (B1, 0.67), GFDL-CM2.0 und MRI-CGCM2.3.2a (beide B1, 0.63) überstiegen, jedoch auch unterschritten werden (z.B. ECHO-G Commit 0.13, CNRM-CM3 B1 0.14, MPI-ECHAM5 und NCAR-CCSM3.0 beide A2 0.16). Einige Runs weisen eine sehr hohe jährliche Variabilität auf, d.h. dass es häufig zu Sprüngen zwischen NAO+ und NAO– Jahren kommt (z.B. CNRM-CM3 Commit und B1, GFDL-CM2.0 Commit und B1, GFDL-CM2.1 A1B, GISS-EH A1B Run 3, GISS-ER A2, MIROC3.2(medres) A2 Run 1 oder ECHO-G A2 Run 1 siehe Abbildung 4.1). Eine andere Gruppe zeichnet sich eher durch dekadische

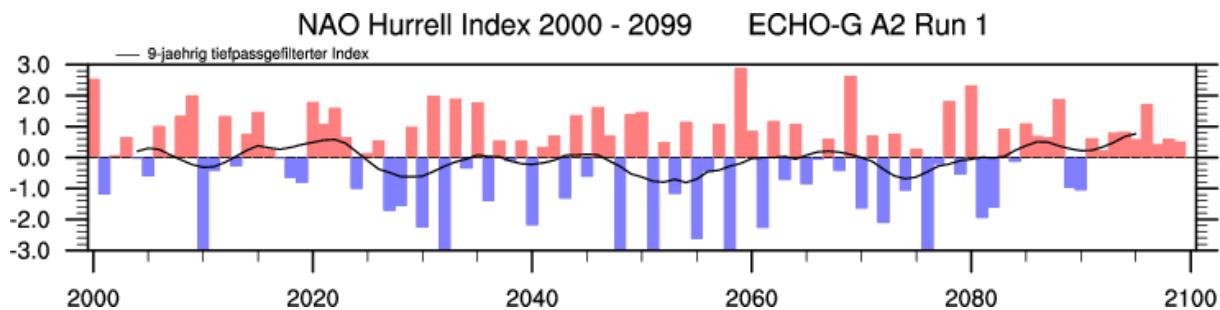


Abbildung 4.1: Jährliche Variabilitäten des Hurrell–Index (ECHO-G A2 Run 1 2000–2099)

Variabilitäten aus (z.B. CGCM3.1(T47) A1B Runs, CNRM-CM3 A1B, GFDL-CM2.1 Commit, GISS-AOM B1 alle Runs, IPSL-CM4 Commit, MRI-CGCM2.3.2a B1 Run 1 oder NCAR-PCM1 A1B Run 4). Des weiteren gibt es Runs, die einen langzeitigen Trend vorhersagen, wobei dieser oft auch ausbleibt. Auf Abbildung 4.2 ist exemplarisch ein solcher Trend dargestellt, der in fast allen Fällen, in denen einer aufgezeigt wird (Ausnahme z.B. NCAR-CCSM3.0 B1 Run 3), positiv ist (z.B. auch GFDL-CM2.0 und GFDL-CM2.1 A1B, GISS-EH A1B Run 3, MIROC3.2(medres) A2 Run 1, ECHO-G B1 Run 1). Eine Auflistung aller stationsbasierten Hurrell–Indizes ist in Anhang C zu finden.

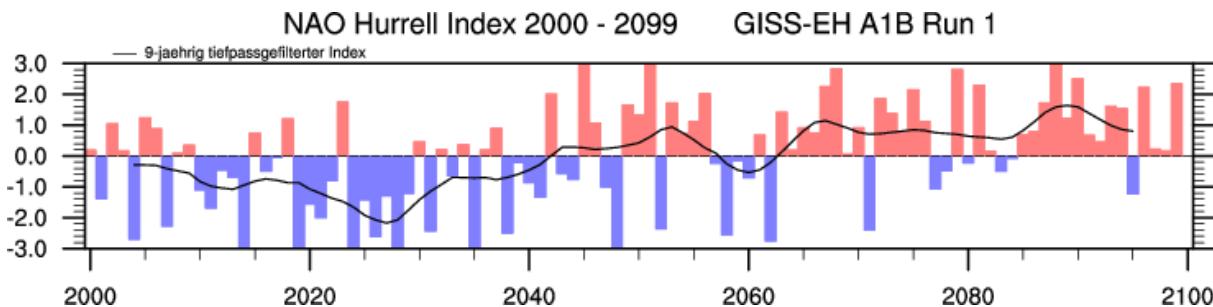


Abbildung 4.2: langjährig positiver Trend des Hurrell–Index (GISS-EH A1B Run 1 2000–2099)

Unterschiede zwischen den Modellen

Auf Abbildung 4.3 sind die Hurrell–Indizes auf Grundlage der über alle Runs eines jeden Modells und Experiments gemittelten Bodendruckfelder dargestellt. Es ist zu beachten, dass für einige Modelle nur ein Run eines Experiments vorhanden ist (siehe Tabelle 4.1).

Die zuvor erfassten Variabilitäten auf jährlicher und dekadische Skala sind auch in diesen Daten wiederzufinden. Für alle Experimente prognostizieren die AOGCMs sowohl NAO+ als auch NAO– Phasen, die durchaus auch gleichzeitig vorliegen. Beim A1B Experiment prognostiziert das GISS-EH eine negative NAO Phase für die 20er Jahre, während das UKMO-HadGEM1 und das CNRM-CM3 positive Anstiege zeigen. Ebenso zeigen das CNRM-CM3 und das NCAR-PCM1 einen Abwärtstrend in den 40er und 50er Jahren, das GFDL-CM2.0, GISS-AOM und GISS-EH jedoch einen aufwärtigen. Fast alle Modelle zeigen allerdings den beschriebenen positiven Trend für das gesamte 21. Jh., insbesondere GISS-EH und GFDL-CM2.0 (das GISS-EH weist die größten Amplituden sowohl für negative als auch positive Indexwerte auf). Für alle bis auf das NCAR-PCM1 endet das 21. Jh. mit einer NAO+ Phase.

Für das A2 Experiment sind die eben beschriebenen Eigenschaften wiederzufinden. Es gibt Phasen mit gleichzeitigen positiven und negativen Trends, wobei dieser Aspekt hier häufiger vorkommt und generell auch die Variabilitäten erhöht sind. In den 60er Jahren verzeichnen die meisten Modelle einen Aufwärtstrend. Bemerkenswert sind das MIROC3.2(medres), GFDL-CM2.1 (wie auch für A1B) und ECHO-G, die dies über das gesamte 21. Jh. hinweg zeigen. Das BCC-CM1 hingegen prognostiziert einen negativen Trend, wobei hier auf große Lücken (2045–2055) in diesem Datensatz hingewiesen wird. Insgesamt zeichnet sich wie für das A1B Experiment ein positiver, jedoch schwächerer Trend ab. Neun der 16 Modelle zeigen zum Ende des 21. Jh. positive Werte und fast alle auch einen positiven Trend (das BCC-CM1 und MRI-CGCM2.3.2a nicht).

Das B1 Experiment verläuft ähnlich wie das A2, allerdings fällt der fehlende Trend für den Untersuchungszeitraum auf. Die wenigsten Modelle zeigen positive bzw. negative Trends für das 21. Jh (das IPSL-CM4 zeigt einen leicht positiven, das NCAR-CCSM3.0 einen leicht negativen Trend). Die Verläufe des Commit Experiments sind ähnlich divers wie die der A2 und B1 Experimente. Allerdings treten häufiger Situationen gleichzeiger negativer und positiver Maxima auf. So verlaufen GFDL-CM2.1 und GISS-ER sowie INM-CM3.0 und UKMO-HadCM3 teilweise entgegengesetzt. Weder ein positiver noch negativer Trend ist in diesem Experiment erkennbar.

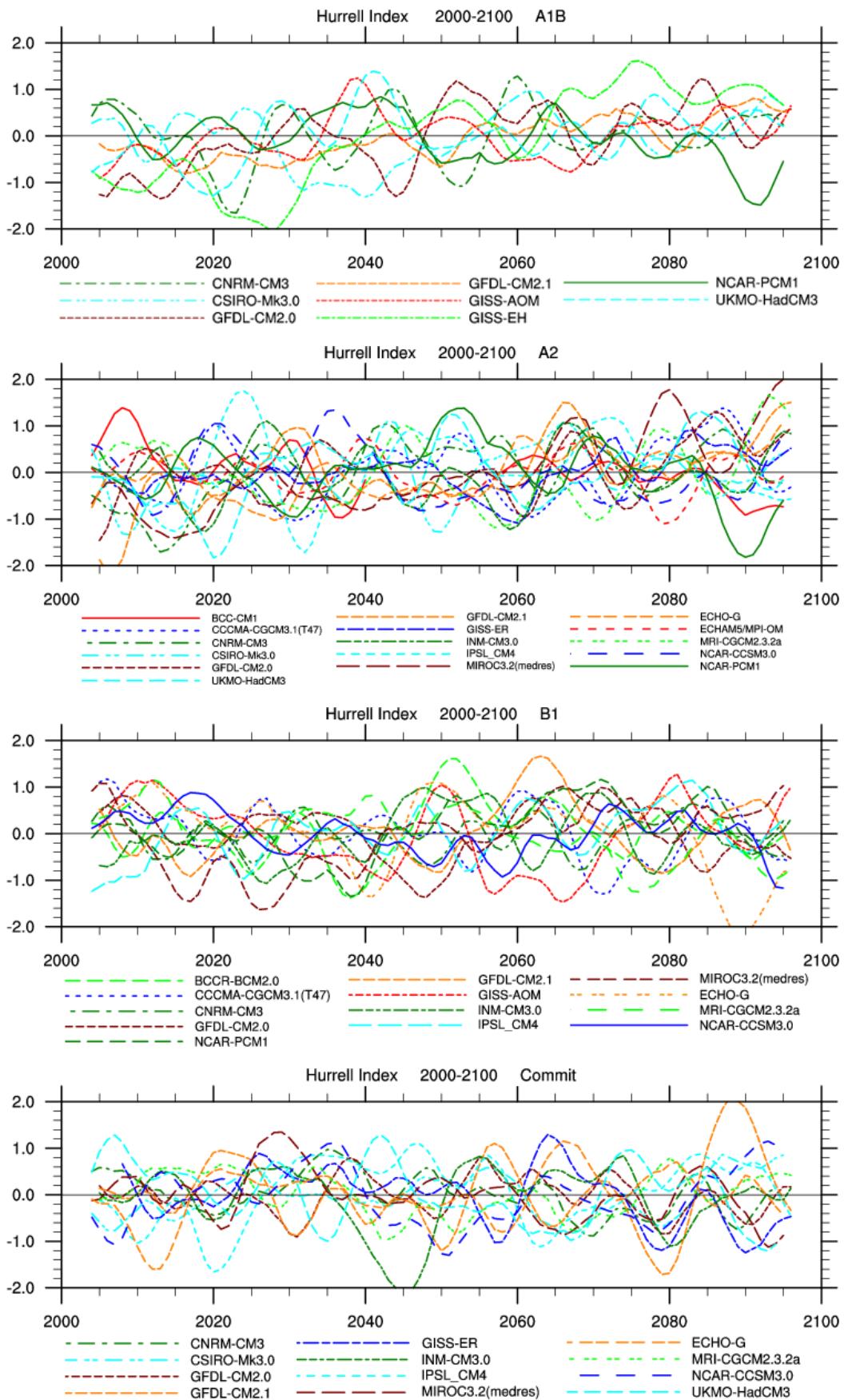


Abbildung 4.3: Hurrell-Indizes auf Grundlage der über alle Runs eines jeden Modells und Experiments gemittelten Daten

Der über alle Runs und Modelle eines Experiments gebildete Hurrell–Index (Ensemble) ist in Abbildung 4.4 dargestellt. Zunächst fällt eine im Vergleich zu den nur Modell–gemittelten Daten Verringerung kurzzeitiger Schwankungen auf. Die Verläufe aller Indizes zeigen fast ausschließlich Variabilitäten auf dekadischer Zeitskala. Des weiteren gibt es auch hier Kurvenverläufe unterschiedlicher Vorzeichen zu gleichen Zeitpunkten. So verfügen A2 und Commit an mehreren Zeitpunkten über entgegengesetzte Anstiege (um 2040, 60er Jahre). Des weiteren werden Trends der Zeitreihen der A1B und A2 Experimente deutlich. B1 beschreibt eine lange NAO+ Phase in der zweiten Hälfte des 21. Jh., jedoch nimmt dieser Trend zum Ende des Gesamtzeitraums ab. Der Verlauf der Commit Zeitreihe ist indifferent.

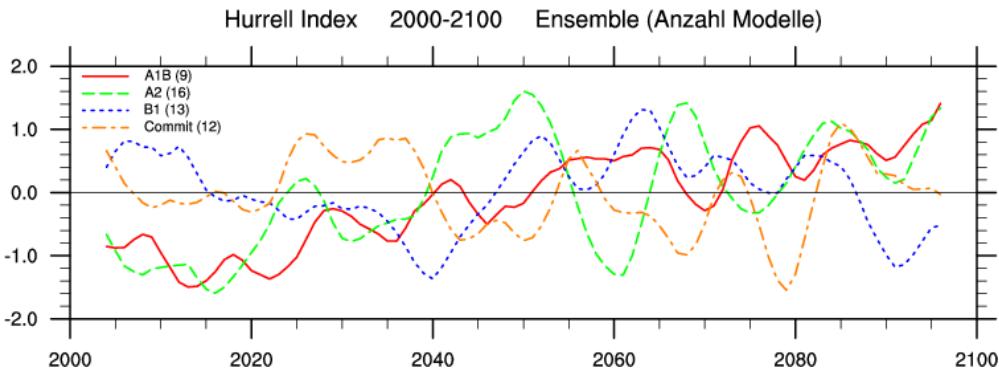


Abbildung 4.4: Hurrell–Indizes der über alle Runs und Modelle gemittelten Daten (Ensemble)

4.1.2 NAO–EOF–Index

Der EOF–basierte NAO–Index prognostiziert ähnliche bis sehr ähnliche NAO–Situationen für das 21. Jh. wie der stationsbasierte Hurrell–Index. Die durch die prinzipalen Komponenten der ersten EOF erhaltenen Zeitreihen zeigen, ähnlich wie die stationsbasierten, NAO–typische Variabilitäten. Diese sind insgesamt gegenüber denen des Hurrell–Index erhöht (Varianz im Durchschnitt ca. 0.61). Die größten Varianzen (tiefpassgefiltert) werden vom A2 Run vom MRI-CGCM2.3.2a und NCAR-CCSM3.0 A2 Run 4 (beide 1.37) und MIROC3.2(medres) A2 Run 1 (1.34) erzeugt. Niedrige Varianzen (0.3) zeigen unter anderem GISS-AOM (A1B Run 1) und MIROC3.2(medres) (B1 Run 2) und das ECHO-G (0.4, B1 Run 3). Die Variabilitäten sind mit den für den Hurrell–Index beschriebenden vergleichbar (jährlich vs. dekadisch, Trend vs. konstanter Verlauf). Hurrell– und EOF–Index hoch miteinander korreliert.

Auf Abbildung 4.5 sind die Ergebnisse der Korrelationsanalyse zwischen allen verwendeten Runs, d.h. jeder Run ist mit jedem in Beziehung gesetzt, dargestellt. Auf der Hauptdiagonalen sind die Korrelationen (r) zwischen Hurrell– und EOF–Index des gleichen Runs abgetragen. Es wird deutlich, dass die Zeitreihen hoch bis sehr hoch korreliert ($r_{max} = 0.89$, CGCM3.1(T47) A1B Run 1, GFDL-CM2.0 A2, INM-CM3.0 Commit und UKMO-HadCM3 A2) sind. Allerdings gibt es auch wenige niedrige Werte ($r_{min} = 0.26$, NCAR-PCM1 A2 Run 4). Bei allen anderen Kombinationen ist keine Struktur ersichtlich, bis auf eine Singularität, die schon LAPP (2011) festgestellt hat (Indexeinträge um ca. 20 auf beiden Achsen). Hierbei handelt es sich um eine signifikant erhöhte Korrelation zwischen den beiden Modellen GFDL-CM2.0 und GFDL-CM2.1. Die bisherigen

Ergebnisse haben diesen Zusammenhang nicht gezeigt.

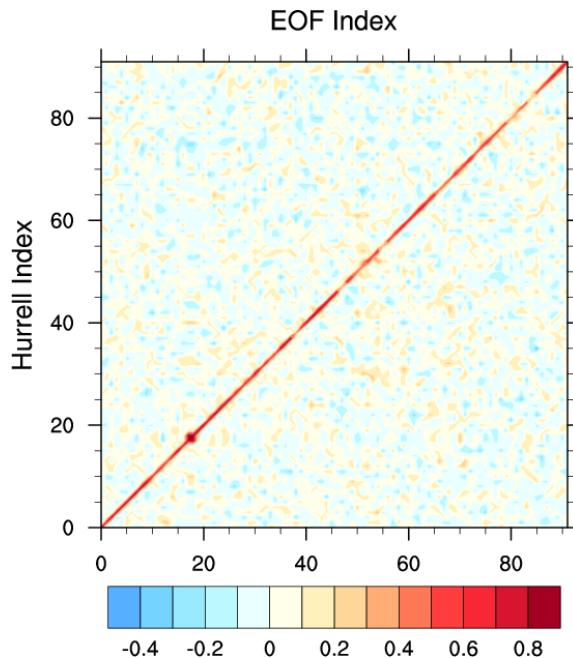


Abbildung 4.5: Korrelationen (r) zwischen Hurrell- und EOF-Indizes aller Runs

Unterschiede zwischen den Modellen

Die Differenzen zwischen den über alle Runs gemittelten Hurrell- und EOF-Indizes sind in Abbildung 4.6 dargestellt. Hier wurden die EOF Zeitreihen von den Hurrell Zeitreihen abgezogen (Hurrell-Index minus EOF-Index). Insgesamt werden die bisher herausgearbeiteten Variabilitäten bestätigt. Für viele Zeitpunkte gibt es Modelle, die positive und auch negative Differenzen zwischen den beiden Indizes aufweisen. Für das A1B Experiment besitzt das NCAR-PCM1 die größten Abweichungen (EOF-Index deutlich niedriger als Hurrell-Index) in der Mitte des 21. Jh., wobei alle anderen Modelle zu diesem Zeitpunkt geringe Abweichungen vorweisen. Maxima mit unterschiedlichen Vorzeichen kommen z.B. für die 30er (GFDL-CM2.0 und GISS-EH), 50er (CSIRO-Mk3.0 und NCAR-PCM1) und die 70er Jahre (UKMO-HadCM3 und GFDL-CM2.1) vor. Insgesamt wird ein leicht negativer Trend deutlich, d.h. dass zu Beginn des Zeitraums der Hurrell-Index höhere Werte erzielt, zum Ende hingegen der EOF-Index (CNRM-CM3, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1). Ähnlich verhält sich das A2 Experiment, wobei das GFDL-CM2.1 auch hier einen leicht negativen Trend aufweist. Größere Unterschiede bestehen hier bspw. zwischen NCAR-PCM1 und GISS-ER (um 2060), MIROC3.2(medres) und dem NCAR-CCSM3.0 (70er Jahre) und dem ECHAM5 und MIROC3.2(medres) (80er Jahre). Für das B1 Experiment sind keine Trends, außer eines leicht positiven des MRI-CGCM2.3.2a, erkennbar. Die Differenzen treten hier vermehrt in dekadischen Abfolgen auf (z.B. NCAR-CCSM3.0, BCCR-BCM2.0, IPSL-CM4). Größere Unterschiede bestehen hier zwischen BCCR-BCM2.0 und CNRM-CM3 (um 2030) und dem CGCM3.1(T47) und GFDL-CM2.0 (40er Jahre). Beim Commit werden ebenfalls dekadische Differenzen zwischen Hurrell- und EOF-Index deutlich, es sind keine Trends vorhanden. Hier fallen die fast über den ganzen Zeitraum hinweg gegensätzlichen

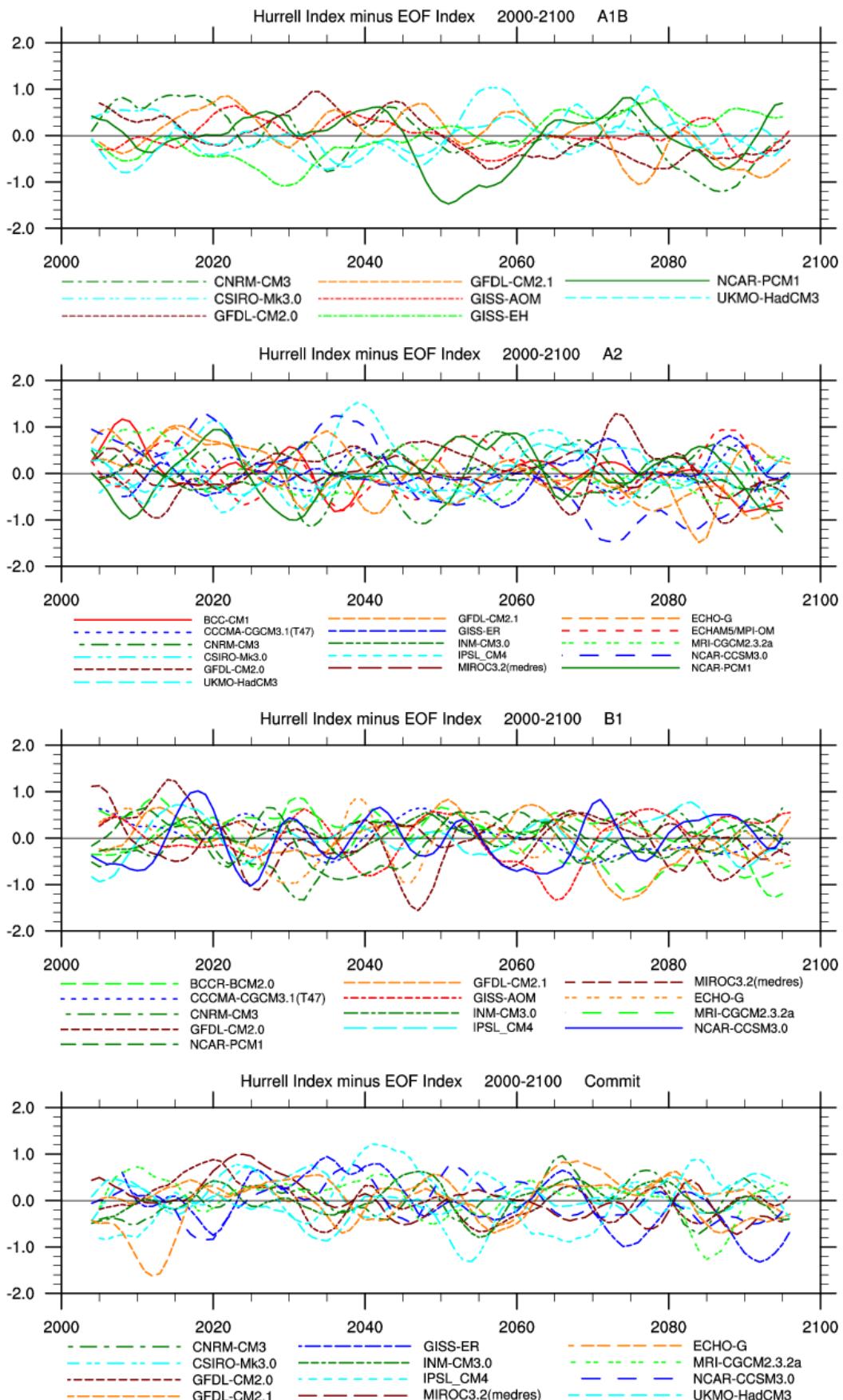


Abbildung 4.6: Hurrell-Index minus EOF-Index aller SRES Experimente und AOGCMs

Verläufe des ECHO-G und MRI-CGCM2.3.2a auf. Für die Ensembleergebnisse des EOF–Index sind für alle Experimente kaum Unterschiede zum Hurrel–Index auszumachen. Die Verläufe der Differenzen sind sehr ähnlich zu denen der stationsbasierten Zeitreihen, lediglich die Amplituden sind vermindert (siehe Abbildung 4.7). Bei genauerer Analyse stellt sich heraus, dass die A1B und A2 EOF–Zeitreihen einen positiven Trend für das gesamte 21. Jh. aufweisen. Die B1 und Commit Daten hingegen nicht.

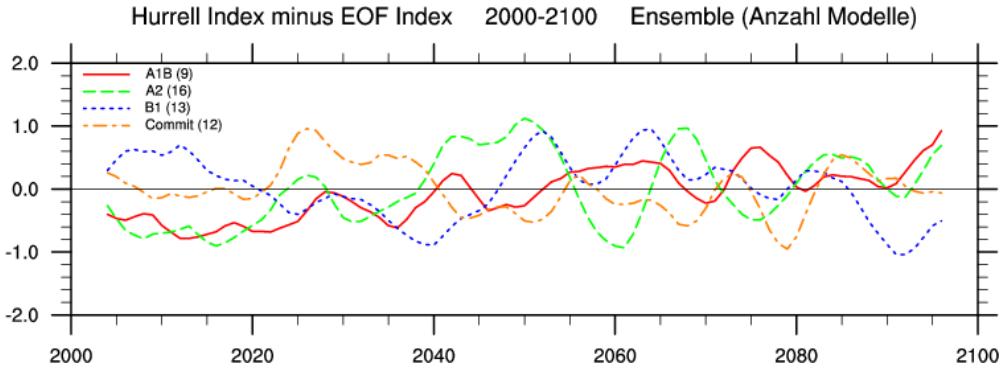


Abbildung 4.7: Hurrell–Indizes minus EOF–Indizes der über alle Runs und Modelle gemittelten Daten (Ensemble)

4.2 EOF–Analyse

Die EOF–Analyse der Bodendruckfelder zeigt in den meisten Fällen ein NAO–typisches räumliches Variabilitätsmuster, indem ein nördliches und ein südliches Aktionszentrum simuliert werden. Es kann folgende Unterteilung der räumlichen Muster vorgenommen werden: zum Einen deutliche und regional begrenzte Aktionszentren, zum Anderen die Ausprägung nur eines starken Signals, weiterhin in geographischer Länge verschobene Muster und schließlich Projektionen, die von allen anderen abweichen. Der ersten Gruppe gehören die meisten der hier verwendeten AOG–CMs an (siehe Abbildung 4.8).

Dieses Muster zeigt eine NAO–typische Verteilung zwischen nördlichem Zentrum, ungefähr zwischen Grönland und Island bei ca. 65° N und 30° W gelegen, und südlichem Zentrum, bei ca. 40° N und 35° W im nordatlantischen Bereich, wobei die Größe vor allem des südlichen Signals variiert. Die mittlere erklärte Varianz liegt bei $Var = 46.1\%$. Die höchste erklärte Varianz besitzen MIROC3.2(medres) und MRI–CGCM2.3.2a (beide A2 Run 3) mit 58.2 %. Ähnlich hohe Werte liefern das GFDL–CM2.0 (A2, 55.1 %) und GFDL–CM2.1 (A2,

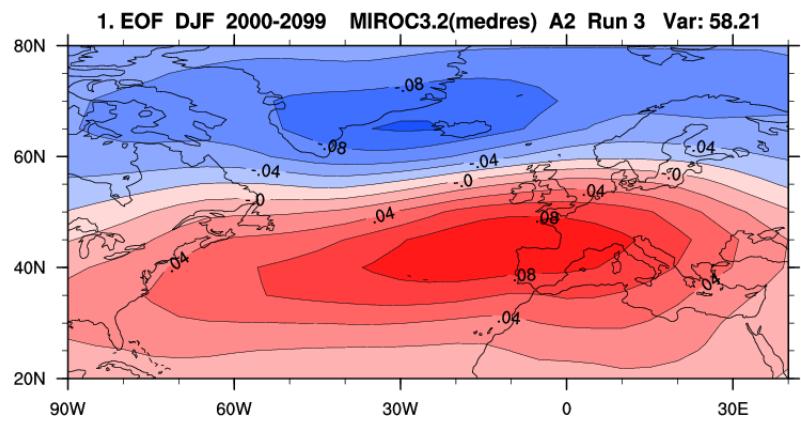


Abbildung 4.8: Projektion der ersten Eigenvektoren der Kovarianzmatrix des Bodendruckfeldes

53.6 %) und GISS-AOM (B1, 53.1 %). Die niedrigsten erklären Varianzen erzeugen das ECHO-G und GISS-ER (beide Commit, 34.2 %) und das NCAR-PCM1 (A2, 35.3 %).

Es kommt vor, dass das südliche Zentrum wesentlich kleiner ausfällt, als in Abbildung 4.2 ersichtlich wird. Dies ist bei CSIRO-Mk3.0 (A1B, A2), GISS-ER (A2, Commit), IPSL-CM4 (A2, Commit), ECHO-G (B1 Run 2) und NCAR-PCM1 (A1B, A2) der Fall. Des weiteren weisen einige Modelle die Tendenz einer östlichen Verschiebung der Aktionszentren (vor allem des nördlichen) auf. Es kann vorkommen, dass das nördliche Zentrum bis Skandinavien und das südliche bis nach Mitteleuropa verschoben ist. Diese Tendenz zeigen das GFDL-CM2.1 (A1B, A2), NCAR-CCSM3.0 (A2, B1, Commit) und NCAR-PCM1 (A1B, B1). Das BCC-CM1 kann zwar eine bipolare Struktur simulieren, die aufgrund der Datenlücken jedoch stark von denen der anderen abweicht. Beim MRI-CGCM2.3.2a sind die Vorzeichen vertauscht. In Anhang D befinden sich die über alle DJF Runs eines jeden Modells gemittelten EOF-Projektionen. Die Ergebnisse für die EOFs der Ensembleläufe sind in Abbildung 4.9 gezeigt.

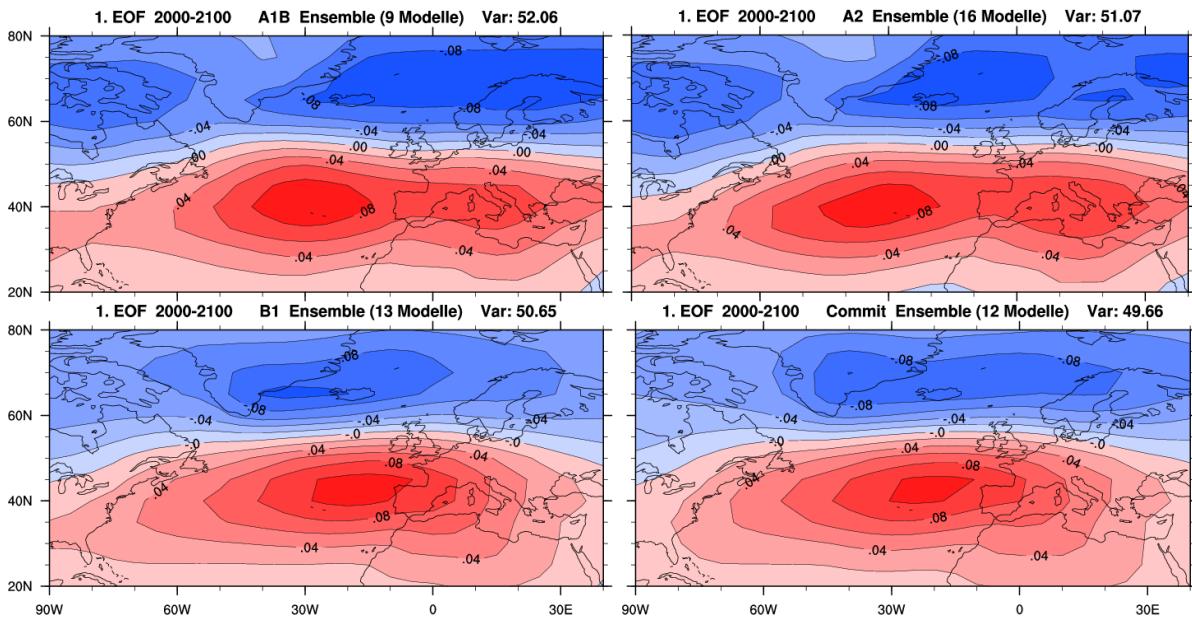


Abbildung 4.9: EOF-Analyse der Ensembledaten (über alle Runs und Modelle gemittelt)

Es wird deutlich, dass für alle verschiedenen Experimente Muster der NAO für das 21. Jh. simuliert wird. Allerdings treten Effekte auf, die bei den einzelnen Runs bisher nicht ersichtlich geworden sind. Sowohl das nördliche als auch das südliche Aktionszentrum sind bei den A1B und A2 Ensembles aufgeteilt. Das nördliche Zentrum spaltet sich in zwei Bereiche auf, nordöstlich von Island und westlich von Grönland. Das südliche Zentrum ist zwar über dem subtropischen Nordatlantik gelegen, zeigt jedoch ebenso eine Tendenz, sich in östliche Richtung aufzuspalten bzw. auszudehnen. Für das B1 und Commit sind diese oder ähnliche Effekte nicht zu erkennen. Diese zeichnen sich durch ein deutliches nördliches und südliches Aktionszentrum aus.

4.3 Korrektur des systematischen Fehlers

Durch Entfernen des systematischen Fehlers werden etwaige Trends des 20. Jh. aus den prognostizierten Daten entfernt. Beim Vergleich der unkorrigierten und korrigierten Zeitreihen werden einige Unterschiede, aber auch Gemeinsamkeiten sichtbar (vgl. Anhang C). Für den Hurrell–Index gilt, dass die korrigierten Zeitreihen weitgehend die gleichen Variabilitäten aufweisen wie die unkorrigierten. Dies gilt insbesondere für CSIRO-Mk3.0 (A1B, A2, vor allem Commit), GFDL-CM2.0 (Commit, A1B, B1, vor allem A2, der fast identisch mit der unkorrigierten Zeitreihe verläuft), GFDL-CM2.1 (A1B, A2), MIROC (A2) ECHAM5 (A2) und MRI-CGCM2.3.2a (A2). Sonst verlaufen die korrigierten Werte meist ein wenig unter den unkorrigierten. Dabei bilden das GISS-AOM, GISS-EH und GISS-ER eine Ausnahme, da die korrigierten Zeitreihen bei ersterem leicht, bei den beiden letzteren weit über den unkorrigierten liegen. Im Kontrast dazu verlaufen die korrigierten Zeitreihen des NCAR-CCSM3.0 und NCAR-PCM1 alle deutlich unter den ursprünglichen.

Bei dem EOF–Index sind die Unterschiede zwischen korrigierten und unkorrigierten Zeitreihen stärker ausgeprägt. Im Gegensatz zum Hurrel–Index liegen die korrigierten Werte hier meist über den ursprünglichen, jedoch mit größerem Abstand als beim Hurrel–Index (siehe Abbildung 4.10). Auch hier bilden die Ergebnisse des NCAR-CCSM3.0 die Ausnahme, indem die korrigier-

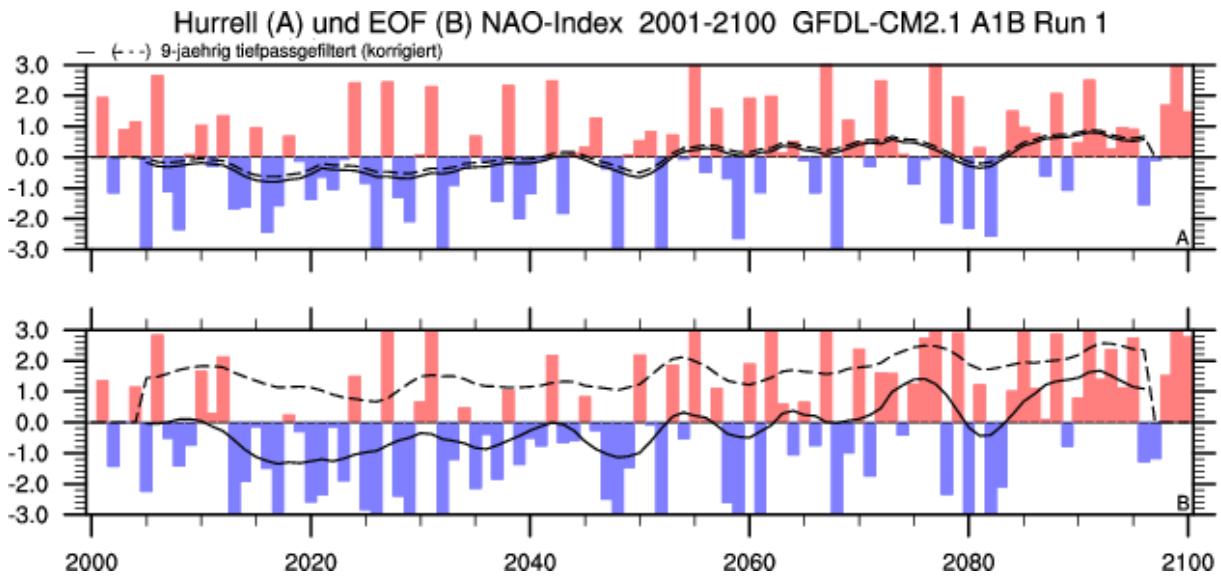


Abbildung 4.10: Vergleich zwischen unkorrigierten und korrigierten Hurrel– und EOF–Indizes

te Zeitreihe unter der unkorrigierten verläuft. Weiterhin weisen die korrigierten EOF–Indizes deutlich verringerte jährliche Varaiabilitäten auf, d.h. die Verläufe sind oft wesentlich flacher als die der unkorrigierten Daten. Trends werden von beiden korrigierten Zeitreihen gleichermaßen wie von den ursprünglichen Daten prognostiziert. Auf Abbildung 4.11 sind die Korrelationen zwischen den korrigierten Hurrel– und EOF–Indizes dargestellt. Es wird deutlich, dass die Korrelationen im Gegensatz zu den unkorrigierten Zeitreihen hier deutlich reduziert sind und im Mittel lediglich 0.42 (0.7) für die korrigierten (unkorrigierten) Zeitreihen betragen. Die größte Korrelation liegt für MIROC3.2(medres) (A2 Run 3, $r_{max} = 0.7$) vor (Indexeinträge um 40 in Abbildung 4.11). Hohe Werte haben die Modelle GFDL-CM2.0 und alle Läufe des INM-CM3.0. Die niedrigsten Werte erzielen NCAR-CCSM3.0 (A2 Run 4, $r_{min} = 0.07$) und ECHAM5. Alle

anderen Kombinationen fallen wie schon für die unkorrigierten Daten unstrukturiert aus (siehe 4.5). Auch die dort gezeigte Verbindung zwischen GFDL-CM2.0 und GFDL-CM2.1 ist hier nicht zu sehen. 4.10).

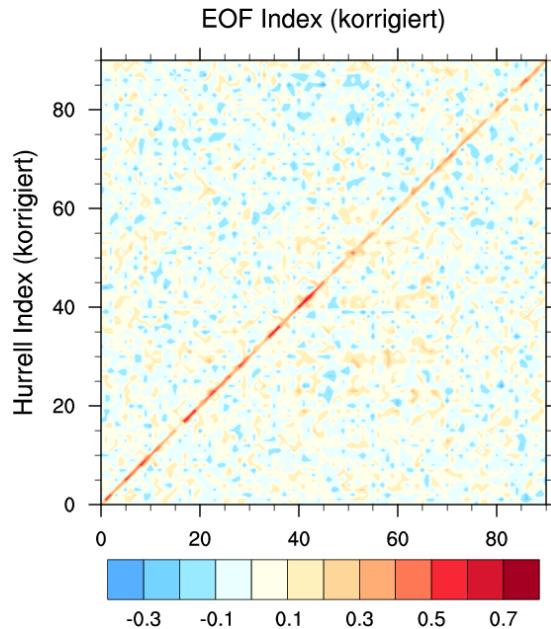


Abbildung 4.11: Korrelationen (r) zwischen korrigierten Hurrell– und EOF–Indizes aller Runs

4.4 Vergleich mit Beobachtungen

Der in den ersten Jahren des 21. Jh. beobachtete Bodendruck ergibt im Durchschnitt einen deutlich negativen Hurrell–Index für diese Zeit (siehe Abbildung 3.1). Im Gegensatz dazu wird durch den EOF–Index kein Trend festgestellt (siehe Abbildung 3.2). Dies lässt sich verdeutlichen, indem die Indexwerte dieses Zeitraums aufsummiert werden und einen „*Kleinen NAO–Index*“, das Vorzeichen dieser Kennzahl, erzeugen. Für den Hurrell–Index wird auf diese Weise ein Wert von -9.9 (entspricht einem \downarrow) und für den EOF–Index $+0.4$ (entspricht einem \uparrow) auf Grundlage der HadSLP2 Datensatzes ermittelt. In Tabelle 4.1 wird der „*Kleine Hurrell–Index*“ für die Ensembles dargestellt. A1B und A2 simulieren sowohl für den stationsbasierten als auch den EOF–Index den positiven NAO–Trend (Hurrell–Index). Bei B1 ist dies nur beim EOF–Index der Fall, Commit beschreibt mit beiden Werten einen positiven Trend, der so deutlich nicht in den Beobachtungen wiederzufinden ist.

Tabelle 4.1: „*Kleiner NAO–Index*“ für die ersten zwölf Jahre des 21. Jh. für die Ensembleergebnisse aller Modelle

Experiment	„ <i>Kleiner NAO–Index</i> “	
	Hurrell–Index	EOF–Index
SRESA1B	$\downarrow (-6.9)$	$\downarrow (-4.5)$
SRESA2	$\downarrow (-8.9)$	$\downarrow (-4.9)$
SRESB1	$\uparrow (+2)$	$\downarrow (-0.7)$
COMMIT	$\uparrow (+4.8)$	$\uparrow (+3)$
Beobachtungen	$\downarrow (-9.9)$	$\uparrow (+0.4)$

5 Synthese

Die Ergebnisse zeigen, dass alle 19 AOGCMs in der Lage sind, ein NAO-typisches Variabilitätsmuster für das 21. Jh. zu prognostizieren. Die auf Grundlage der mittleren Bodendruckfelder (DJF) berechneten Indizes zur Bewertung der atmosphärischen Variabilität zeigen Tendenzen, deren Amplitude und Periodizität von gleicher Größenordnung wie der bisher beobachteten Zeitreihen sind. Dies gilt sowohl für den stationsbasierten NAO-Index, der auf Grundlage der transformierten Bodendruckfelder basiert, als auch für die erste EOF der Kovarianzmatrix dieser Daten und den daraus abgeleiteten EOF-Index. Diese korrelieren sehr stark miteinander, was jedoch nicht für die korrigierten Zeitreihen gilt. Das könnte man auf den Umstand zurückzuführen, dass der Hurrell-Index eine Ortsverschiebung der Druckzentren nicht erkennen kann.

Es sind Unterschiede zwischen den Modellen festzustellen. Über den gesamten Untersuchungszeitraum hinweg werden NAO+ und NAO- Phasen zu gleichen bzw. ähnlichen Zeitpunkten prognostiziert. Dies ist für einzelne Runs, Modelle und auch Ensembles der Fall. Zudem werden unterschiedliche Trends hinsichtlich der langzeitigen Entwicklung der NAO in den ermittelten Zeitreihen deutlich. Bei den beiden SRES Experimenten A1B und A2 hat sich ein positiver Trend der NAO in den Zeitreihen herausgestellt. Für die B1 und Commit Experimente ist dies nicht der Fall. Die EOF-Indizes zeigen die gleichen Trends, weisen jedoch verringte Amplituden auf (wie auch bei einer Multi-Modell-Analyse von KUZMINA et al. (2005) zum CMIP2 Experiment).

Die gleiche Unterteilung kann auch auf Grundlage der EOF-Analyse vorgenommen werden, da bei den A1B und A2 Experimenten die räumlichen Projektionen der Eigenvektoren vom eigentlichen NAO-Variabilitätsmuster abweichen. Hier kommt es zu einer Verzerrung der nördlichen und südlichen Aktionszentren, was eine Abweichung des normalen EOF-Musters auf Grundlage des Bodendruckfeldes der NAO darstellt (STONER et al. 2009, HURREL 1995). Die NCAR Modelle CCSM3.0 (ähnlich wie bei OVERLAND et al. 2011) und PCM1 und das CSIRO-Mk3.0 hatten die größten Probleme, das räumliche Variabilitätsmuster darzustellen. Die erklärten Varianzen betragen für alle Ensembles ca. 50 %, d.h. dass immerhin die Hälfte der Variabilitäten durch die erste EOF erklärt werden kann (STORCH & ZWIERS 2000).

Atmosphärische Zirkulationsmuster wie die NAO werden durch systeminterne und externe Forcings angetrieben und beeinflusst. Die Persistenz der in dieser Arbeit prognostizierten NAO-Muster unterstützt die Annahme, dass es sich bei der NAO um eine systeminterne Mode handelt, sie sich also von selbst bildet (CORTI et al. 1997). Durch die ermittelten Zeitreihen liegt jedoch auch die Vermutung nahe, die NAO werde ebenfalls von externen Forcings beeinflusst (COX et al. 2000, JOOS et al. 2001). Die SRES Experimente A1B und A2 zeichnen sich durch Grundsannahmen einer schnell wachsenden, energieintensiven ökonomischen Entwicklung (A1B) bzw. einer rasant ansteigenden Bevölkerung (A2) in der Zukunft aus. Damit gehen erhöhte Konzentrationen anthropogen erzeugter Treibhausgase einher, die klimaändernd wirken (NAKICENOVIC et al. 2001, HOUGHTON et al. 1996).

Ein Zusammenhang zwischen den positiven Trendverläufen der ermittelten Zeitreihen kann hier nicht ausgeschlossen, allerdings auch nicht hinreichend verifiziert werden. Zum Einen wird lediglich das Bodendruckfeld betrachtet, wenngleich Wechselwirkungen mit anderen Parametern wie z.B. der Druckfelder in großen Höhen, den SST oder den Strahlenabtrieb vielfältig sind STONER et al. 2009. Zum Anderen muss eine Aufschlüsselung der Beiträge externer sowie interner Forcings erfolgen (z.B. mit der ANOVA Varianzanalyse) um systeminterne Variabilitäten herausfiltern zu können.

Fazit

Multi-Modell-Analysen mit einfachen klimatologischen Parametrisierungen wie den hier verwendeten Hurrell-Index als auch komplexen statistischen Verfahren wie der EOF-Analyse stellen eine gute Möglichkeit zur Beschreibung klimatologischer Phänomene dar. Trotzdem müssen diese und andere methodischen Werkzeuge verbessert und weiterentwickelt werden, nicht zuletzt, da die genauen Antriebsmechanismen der NAO bis dato nicht eindeutig geklärt sind (GILLETT et al. 2003). Bspw. greift der Lagrange-EOF-Hurrel-Index stets die Druckzentren der synoptischen Situation ab, was eine Analyse der NAO verbessert (GLOWIENKA-HENSE 1990). Aufgrund der in den letzten Jahrzehnten gestiegenden technischen Möglichkeiten müssen auch Vorgehensweisen bei Multi-Modell-Analysen überdacht werden. OVERLAND et al. (2011) merken an, dass die Zeit der “Modell-Demokratie” vorüber ist. Prognosen sollen nicht mit einer möglichst großen Anzahl an Modellen durchgeführt werden, sondern mit Modellen, die sich für spezifische Fragestellungen als passend herausgestellt haben.

Weitere Studien bzgl. der NAO sind wichtig. Die NAO besitzt bedeutende Auswirkungen auf Mensch und Umwelt. Verstärkte Sturmaktivitäten vor Island (ULBRICH & CHRISTOPH 1999), besonders kalte Winter in Russland, Dürreperioden auf der Iberischen Halbinsel und Starkregegneignisse in Schottland werden unter anderem mit ihr in Verbindung gebracht (STEPHENSON et al. 2006). Der etwaige Einfluss von externen Forcings wie Treibhausgaskonzentrationen muss weiterhin untersucht werden, da deren Einfluss auf die NAO wahrscheinlich ist, wie die Ergebnisse zeigen.

Literaturverzeichnis

- COHEN, J., FREI, A. & D. R. ROSEN (2005): The Role of Boundary Conditions in AMIP-2 Simulations of the NAO. In: *Journal of Climate* 18. 7, S. 973–981.
- CORTI, S., GIANNINI, A., TIBALDI, S. & D. MOLTENI (1997): Patterns of low-frequency variability in a three-level quasi-geostrophic model. In: *Climate Dynamics* 13. 12, S. 883–904.
- COX, P. M., BETTS, R. M., JONES, C. D., SPALL, S. A. & I. J. TOTTERDELL (2000): Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. In: *NATURE* 408, S. 184–187.
- CRADDOCK, J. M. (1973): Problems and Prospects for Eigenvector Analysis in Meteorology. In: *Journal of the Royal Statistical Society. Series D (The Statistician)*. Geophysical Statistical Symposium 22. 2, S. 133–145.
- CZAJA, A., ROBERTSON, A. W. & T. HUCK (2003): The role of Atlantic Ocean-atmosphere coupling in affecting North Atlantic oscillation variability. In: HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G. & M. VISBECK (Hrsg.): *Geophysical Monograph Series*. Bd. 134. (American Geophysical Union) Washington, D. C., S. 147–172.
- DAVIES, J. R., ROWELL, D. P. & C. K. FOLLAND (1997): North Atlantic and European Seasonal Predictability using an Ensemble of Multidecadal Atmospheric GCM Simulations. In: *International Journal of Climatology* 17, S. 1263–1284.
- FRANZKE, C., BLENDER, R., FRAEDRICH, K. & F. LUNKEIT (2008): Dynamische Antriebsmechanismen der NAO. In: *Promet* 3/4. 34, S. 108–112.
- GERTEN, D. & R. ADRIAN (2000): Climate-Driven Changes in Spring Plankton Dynamics and the Sensitivity of Shallow Polymictic Lakes to the North Atlantic Oscillation. In: *Limnology and Oceanography* 45. 5, S. 1058–1066.
- GILLETT, N. P., GRAF, H. F. & T. J. OSBORN (2003): Climate change and the North Atlantic Oscillation. In: HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G. & M. VISBECK (Hrsg.): *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Bd. 134. Geophysical Monograph Series. (American Geophysical Union) Washington, D. C., S. 193–209.
- GLOWIENKA-HENSE, R. (1990): The North Atlantic Oscillation in the Atlantic-European SLP. In: *Tellus* 42A. 5, S. 497–507.
- HENSE, A., BURKHARDT, T. & P. FRIEDERICH (2005): Einführung in die Statistik (Skript zur Vorlesung). Meteorologisches Institut der Universität Bonn.
- HOUGHTON, J. T., FILHO, L. G. M., CALLANDER, B. A., HARRIS, N., KATTENBERG, A. & K. MASKELL (1996): Climate Change 1995 - Science of Climate Change: Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (Cambridge University Press) New York.

- HURREL, J. W. (1995): Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. In: *Science* 269. 5224, S. 676–679.
- HURRELL, J. W. & C. DESER (2009): North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. In: *Journal of Marine Systems* 78. 1, S. 28–41.
- HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G. & M. VISBECK (2003): An Overview of the North Atlantic Oscillation. In: HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G. & M. VISBECK (Hrsg.): *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Bd. 134. Geophysical Monograph Series. (American Geophysical Union) Washington, D. C., S. 1–35.
- HÄCKEL, H. (2008⁶): Meteorologie. (UTB) Stuttgart.
- JOOS, F., PRENTICE, I. C., SITCH, S., MEYER, R., HOOSS, G., PLATTNER, G., GERBER, S. & K. HASSELMANN (2001): Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. In: *Global Biogeochemical Cycles* 15. 4, S. 891–907.
- KUTZBACH, J. E. (1967): Empirical Eigenvectors of Sea-Level-Pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes over North America. In: *Journal of Applied Meteorology* 6, S. 791–802.
- KUTZBACH, J. E. (1970): Large-Scale Features of Monthly Mean Northern Hemisphere Anomaly Maps of Sea-Level Pressure. In: *Monthly Weather Review* 98. 9, S. 708–716.
- KUZMINA, S. I., BENGTSSON, L., JOHANNESSEN, O. M., DRANGE, H., BOBYLEV, L. P. & M. W. MILES (2005): The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. In: *Geophysical Research Letters* 32. 4.
- LAPP, K. (2011): Multi-Modell Analyse zur Klimaänderung der Nordatlantischen Oszillation - Diplomarbeit.
- LORENZ, E. N. (1963): Deterministic Nonperiodic Flow. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 20, S. 130–141.
- MALBERG, H. (2007⁵): Meteorologie und Klimatologie - Eine Einführung. (Springer-Verlag) Berlin, Heidelberg.
- McHUGH, Maurice J. & Jeffrey C. ROGERS (2005): Multi-model representation of the North Atlantic Oscillation in the 20th and 21st centuries. In: *Geophysical Research Letters* 32. 21.
- MEEHL, G. A., CURT, C., DELWORTH, T., LATIF, M., MC AVANEY, B., MITCHELL, J. F. B., STOUFFER, R. J. & K. E. TAYLOR (2007): The WCRP CMIP3 Multi-Model Dataset: A New Era In Climate Change Research. In: *American Meteorological Society*, S. 1383–1394.
- MONAHAN, A. H., FYFE, J. C., AMBAUM, M. H. P., STEPHENSON, D. B. & G. R. NORTH (2009): Empirical Orthogonal Functions: The Medium is the Message. In: *Journal of Climate* 22. 24, S. 6501–6514.

- NAKICENOVIC, N., ALCAMO, J., DAVIS, G., VRIES, B. de, FENHANN, J., GAFFIN, S., GREGORY, K., GRÜBLER, A., JUNG, T. Y., KRAM, T., LA ROVERE, E. L., MICHAELIS, L., MORI, S., MORITA, T., PEPPER, W., PITCHER, H., PRICE, L., RIAHI, K., ROEHRL, A., ROGNER, H.-H., SANKOVSKI, A., SCHLESINGER, M., SHUKLA, P., SMITH, S., SWART, R., ROOIJEN, S. van, VICTOR, N. & Z. DADI (2001): Special Report on Emission Scenarios. Hrsg. von N. NAKICENOVIC & R. SWART. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- NORTH, G. R., BELL, T. L. & R. F. CAHALAN (1982): Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. In: *Monthly Weather Review* 110, S. 699–706.
- OSBORN, T. J. (2004): Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. In: *Climate Dynamics* 22. 6-7.
- OVERLAND, J. E., WANG, M., BOND, N. A., WALSH, J. E., KATTSOV, V. M. & W. L. CHAPMAN (2011): Considerations in the Selection of Global Climate Models for Regional Climate Projections: The Arctic as a Case Study*. In: *Journal of Climate* 24. 6, S. 1583–1597.
- PAETH, H., HENSE, A., GLOWIENKA-HENSE, R., VOSS, R. & U. CUBASCH (1999): The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change. In: *Climate Dynamics* 15, S. 953–960.
- RODGERS, J. C. (1984): The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. In: *Monthly Weather Review*, S. 1999–2015.
- SCHÖNWIESE, C. (2006): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. (Borntraeger) Berlin.
- SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., MARQUIS, M., AVERYT, K., TIGNOR, M. M. B., MILLER, H. L. Jr. & Z. CHEN (Hrsg.): (2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Bd. Intergovernmental Panel on Climate Change. (Cambridge University Press) Cambridge.
- STEPHENSON, D. B., PAVAN, V., COLLINS, M., JUNGE, M. M. & R. QUADRELLI (2006): North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. In: *Climate Dynamics* 27. 4, S. 401–420.
- STONER, A. M. K, HAYHOE, K. & D. J. WUEBBLES (2009): Assessing General Circulation Model Simulations of Atmospheric Teleconnection Patterns. In: *Journal of Climate*. American Meteorological Society 22, S. 4348–4372.
- STORCH, H. van & F. W. ZWIERS (2000): Statistical Analysis in Climate Research. (Cambridge University Press) Cambridge.
- STORCH, H. von (1997): Conditional statistical models: A discourse about the local scale in climate modelling. In: *Monte Carlo Simulations in Oceanography: Proceedings of the 9th 'Aha Huliko'a Winter Workshop*. Hrsg. von P. MÜLLER & D. HENDERSON, S. 49–58.
- STORCH, H. von (2001): Models. In: STORCH, H. von & G. FLÖSER (Hrsg.): *Models in Environmental Research*. (Springer-Verlag) Berlin, S. 17–33.

- STORCH, H. von & A. NAVARRA (1995): Analysis of Climate Variability Applications of Statistical Techniques. Hrsg. von H. von STORCH & A. NAVARRA. (Springer-Verlag).
- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J. & G. A. MEEHL (2012): An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 93. 4, S. 485–498.
- TEBALDI, C. & R. KNUTTI (2007): The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 365. 1857, S. 2053–2075.
- TENG, Haiyan, BUJA, Lawrence E. & Gerald A. MEEHL (2006): Twenty-first-century climate change commitment from a multi-model ensemble. In: *Geophysical Research Letters* 33. 7.
- THOMPSON, D. W. J. & M. W. JOHN (2000): Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. In: *Journal of Climate*. American Meteorological Society 13, S. 1000–1016.
- ULBRICH, U. & M. CHRISTOPH (1999): A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. In: *Climate Dynamics* 15, S. 551–559.
- VISBECK, M., CHASSINET, E. P., CURRY, R. G., DELWORTH, T. L., DICKSON, R. R. & G. KRAHMANN (2003): The Ocean's Response to North Atlantic Oscillation Variability. In: *Geophysical Monograph*. American Geophysical Union 134, 113–146.
- WAIBL, E. & F. J. RAINER (2007): Basiswissen Philosophie in 1000 Fragen und Antworten. (WUV Universitätsverlag).

Abbildungsverzeichnis

0.1	Beobachtetes Bodendruckfeld [hPa] des Winters 2007	
1.1	Beobachtetes Bodendruckfeld [hPa] des Winters 2010	2
1.2	Durch die SRES Experimente prognostizierten Entwicklungen von atmosphärischem CO_2 (A) und global gemittelter Oberflächentemperaturen (B), leicht verändert nach JOOS et al. 2001	4
3.1	NAO–Index (Beobachtungen 1900–2011, stationsbasiert)	10
3.2	NAO–Index (Beobachtungen 1900–2011, EOF–basiert)	12
4.1	Jährliche Variabilitäten des Hurrell–Index (ECHO-G A2 Run 1 2000–2099) . . .	14
4.2	langjährig positiver Trend des Hurrell–Index (GISS-EH A1B Run 1 2000–2099) .	15
4.3	Hurrell–Indizes auf Grundlage der über alle Runs eines jeden Modells und Experiments gemittelten Daten	16
4.4	Hurrell–Indizes der über alle Runs und Modelle gemittelten Daten (Ensemble) .	17
4.5	Korrelationen (r) zwischen Hurrell– und EOF–Indizes aller Runs	18
4.6	Hurrell–Index minus EOF–Index aller SRES Experimente und AOGCMs	19
4.7	Hurrell–Indizes minus EOF–Indizes der über alle Runs und Modelle gemittelten Daten (Ensemble)	20
4.8	Projektion der ersten Eigenvektoren der Kovarianzmatrix des Bodendruckfeldes .	20
4.9	EOF–Analyse der Ensemblesdaten (über alle Runs und Modelle gemittelt) . . .	21
4.10	Vergleich zwischen unkorrigierten und korrigierten Hurrell– und EOF–Indizes .	22
4.11	Korrelationen (r) zwischen korrigierten Hurrell– und EOF–Indizes aller Runs .	23

Abkürzungsverzeichnis

20C3M	20th Century Climate in Coupled Models
AOGCM	Atmosphere–Ocean General Circulation Model
bspw.	beispielsweise
ca.	circa
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project 3
ENSO	El Niño–Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
Jh.	Jahrhundert
NAO	Nordatlantische Oszillation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
o.g.	oben genannte
PCMDI	Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
ppm	parts per million
s.o.	siehe oben
SLP	Sea Level Pressure
SST	Sea Surface Temperature
sog.	so genannte
SRES	Special Report on Emission Scenarios
SO	Southern Oscillation
usw.	und so weiter
vgl.	vergleiche
WGCM	Working Group on Coupled Modelling
WCRP	World Climate Research Programme
z.B.	zum Beispiel

Anhang

Anhang A: Verwendete AOGCMs und deren Spezifikationen, detailliert (nach OVERLAND et al. 2011)

Modell	Institut	Auflösungen Atmosphäre Ozean	Runs
BCC-CM1	Beijing Climate Center, China	1.875° × 1.875° × L16	1.875° × 1.875° × L30
BCCR-BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research, Norwegen	2.8° × 2.8° × L31 (0.5°–1.0°) × 1.0° × L40	1
CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Kanada	3.75° × 3.7° × L31	1.9° × 1.9° × L29
CNRM-CM3	Centre National de Recherches Meteorologiques, Frankreich	2.8° × 2.8° × L45	2° × (0.5°–2°) × L31
CSIRO-Mk3.0	Centro de Previsao de Tempo e Estudos Climatico , Australien	1.875° × 1.865° × L18	1.875° × 0.925° × L31
ECHAM5/MPI-OM	Max Planck Institut für Meteorologie, Deutschland	1.875° × 1.865° × L31	1.5° × 1.5° × L40
ECHO-G	Meteorologisches Institut der Universität Bonn (Deutschland), Institute of KMA (Japan)	3.75° × 3.7° × L19	(0.5°–2.8°) × 2.8° × L20
GFDL-CM2.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, (NOAA), USA	2.5° × 2.0° × L24	1° × 1° × L50
GFDL-CM2.1	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, (NOAA), USA	2.5° × 2.0° × L24	1° × 1° × L50
GISS-AOM	Goddard Institute for Space Studies (NASA), USA	4° × 3° × L20	1.4° × 1.4° × L43
GISS-EH	Goddard Institute for Space Studies (NASA), USA	5° × 4° × L20	2° × 2°·cos(lat) × L16
GISS-ER	Goddard Institute for Space Studies (NASA), USA	5° × 4° × L13	5° × 4° × L33
INM-CM3.0	Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science, Russland	5° × 4° × L21	2° × 2.5° × L33
IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), Frankreich	3.75° × 2.5° × L19	2° × 1° × L31
MIROC3.2(medres)	Center for Climate System Research, National Institute for Environmental Studies und Frontier Research Center for Global Change (Japan)	2.8° × 2.8° × L20	(0.5°–1.4°) × 1.4° × L44
MRI-CGCM2.3.2a	Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Japan	2.8° × 2.8° × L30	(0.5°–2.5°) × 2° × L23
NCAR-CCSM3.0	National Center for Atmospheric Research , USA	1.4° × 1.4° × L26	(0.3°–1.0°) × 1.0° × L40
NCAR-PCM1	National Center for Atmospheric Research , USA	2.8° × 2.8° × L18	(0.5°–0.7°) × 0.7° × L32
UKMO-HadCM3	Met Office, Großbritannien	3.75° × 2.5° × L15	1.25° × 1.25° × L20

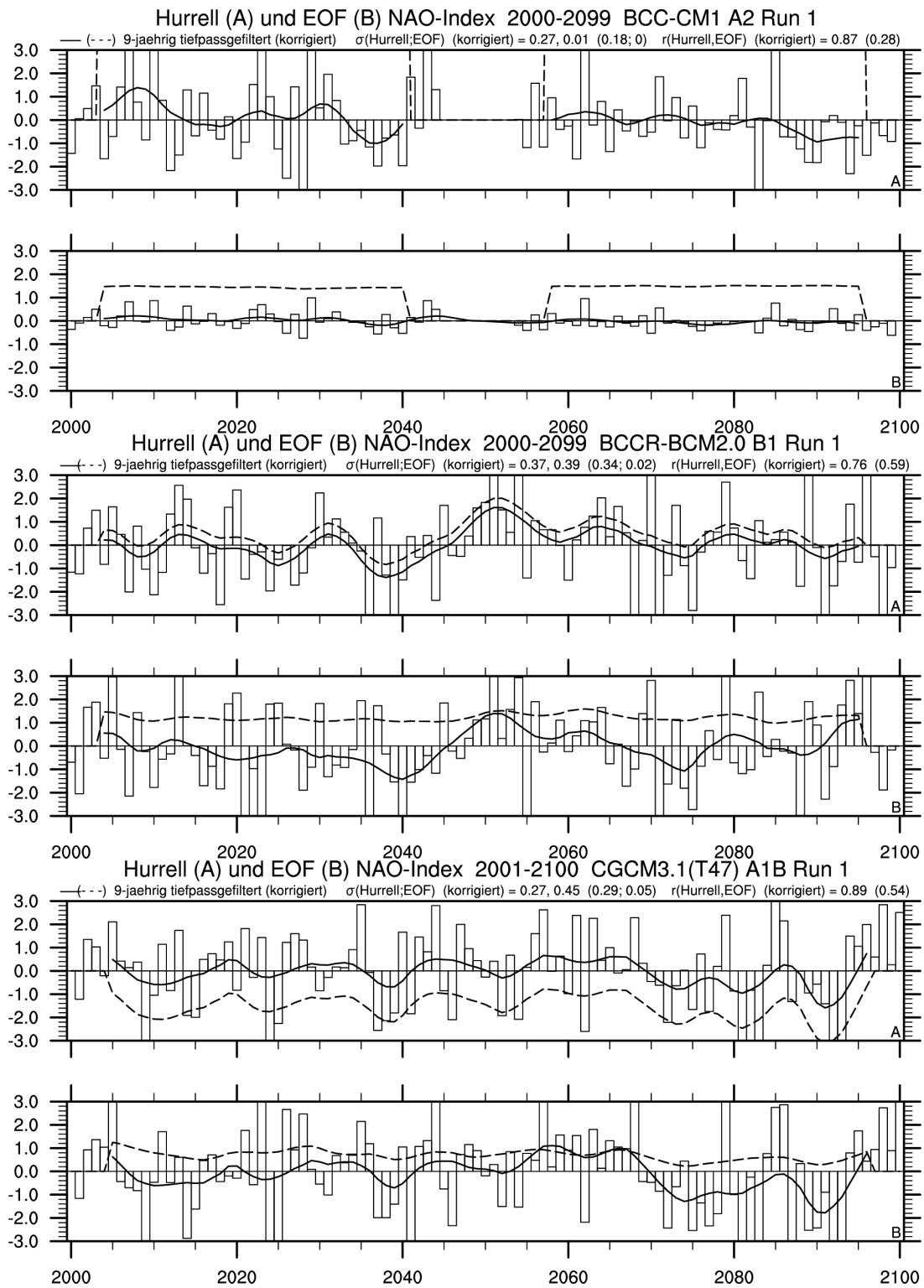
Anhang B: Algorithmus zur Berechnung der Breitengewichte für die Projektion der ersten EOF

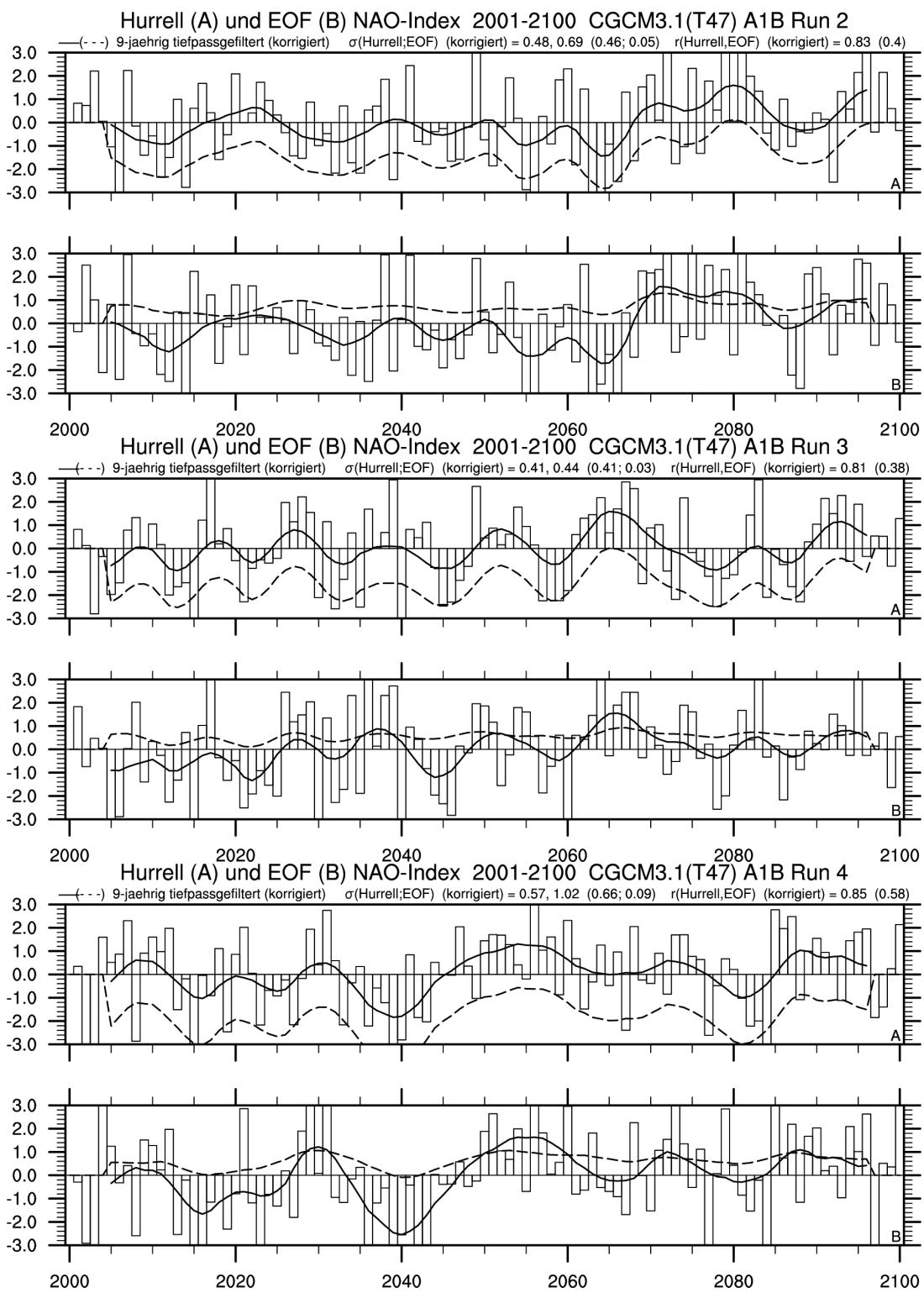
Sei y die geographische Breite in [°] und Δy der Abstand zwischen y_i und y_{i+1} (für den hier vorliegenden Fall sind y_i und y_{i+1} z.B. 35° N und 40° N). Δy beträgt in diesem Fall 5°. Dann berechnen sich die Gewichte wgt für die geographische Breite nach

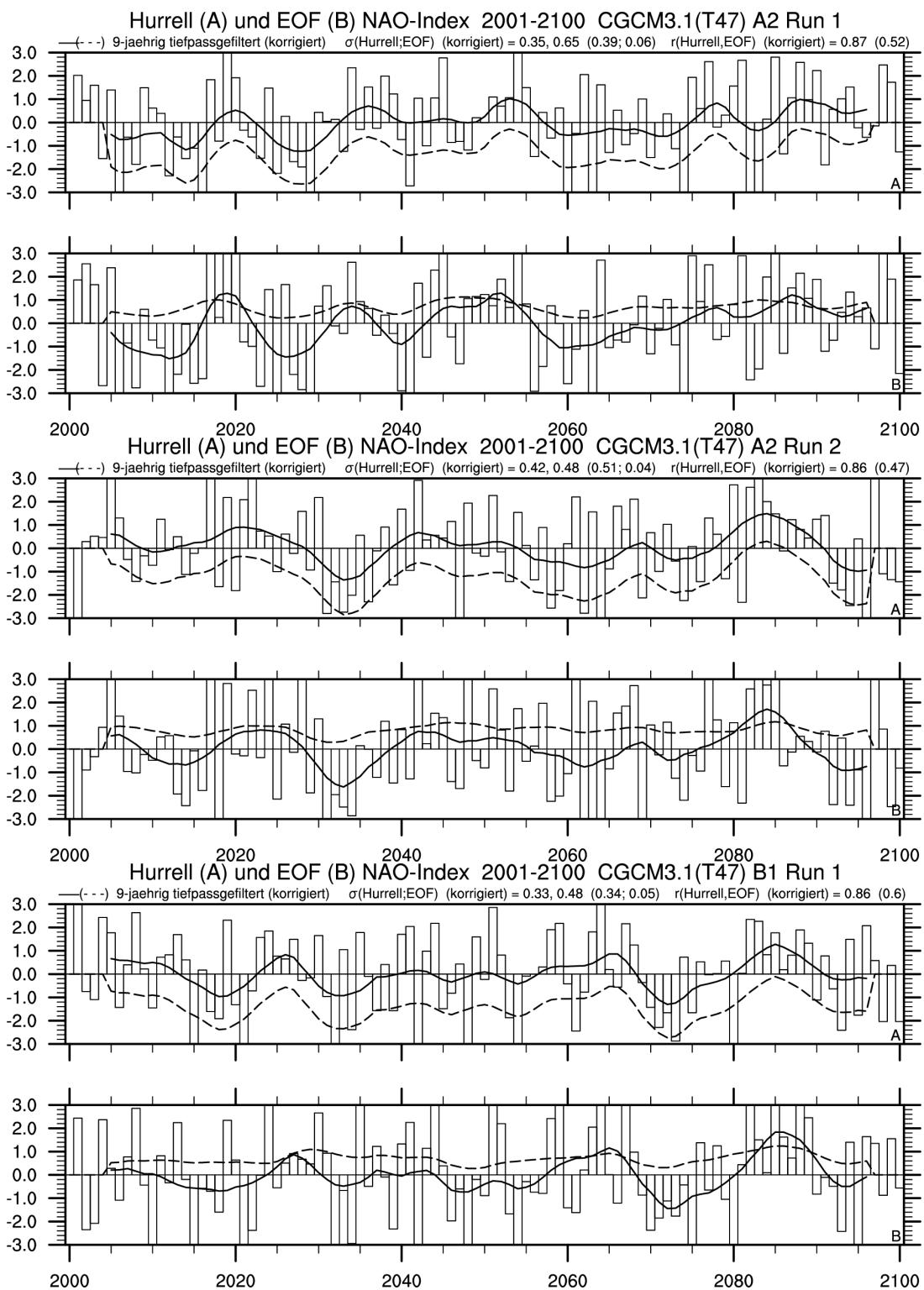
$$wgt(y) = \sin\left(y_i + \frac{\Delta y}{2} \cdot \frac{pi}{180}\right) - \sin\left(y_i - \frac{\Delta y}{2} \cdot \frac{pi}{180}\right). \quad (.1)$$

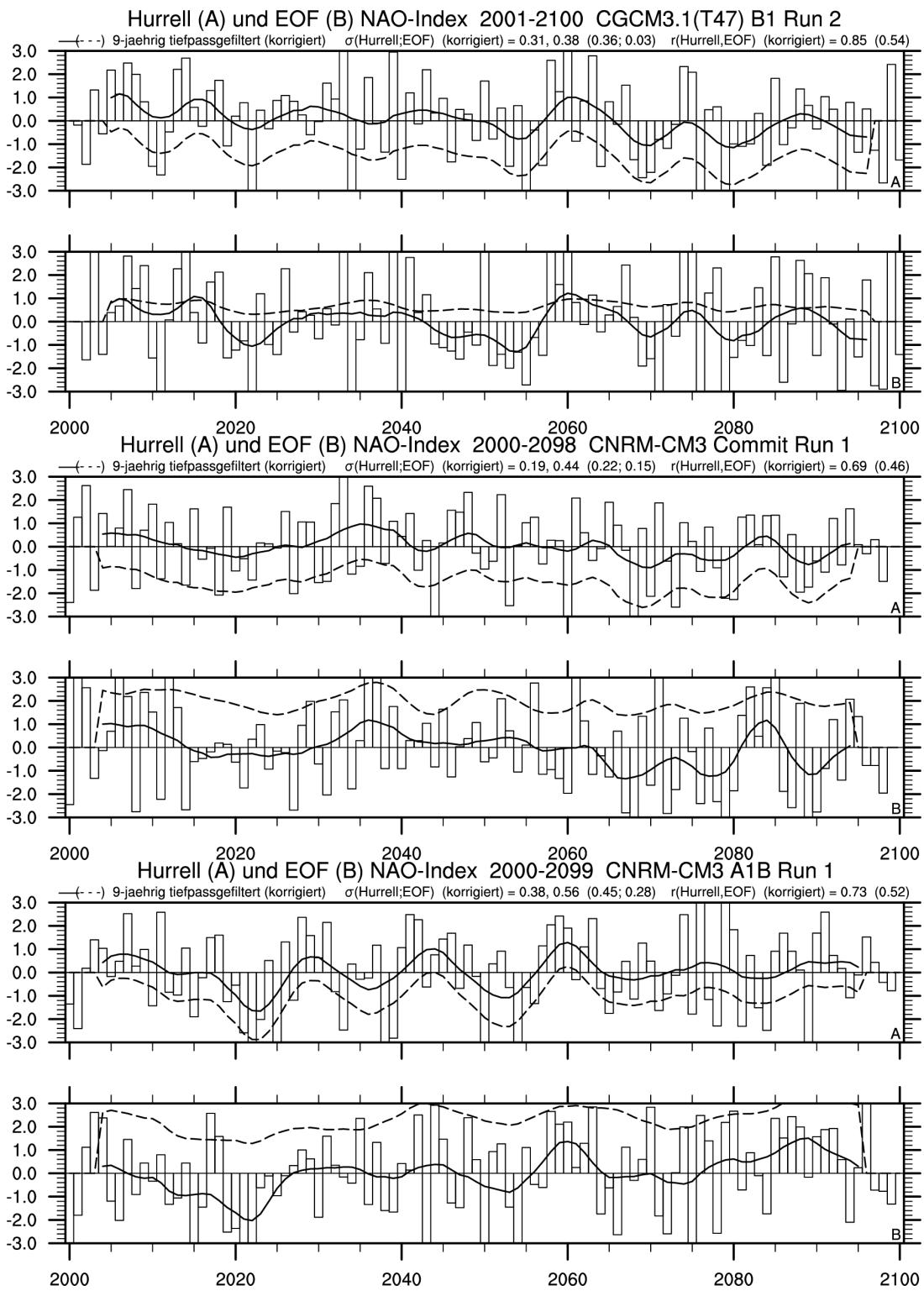
Anschließend wird jedes Gewicht durch die mit der Anzahl der Gewichte multiplizierten Gewichte geteilt.

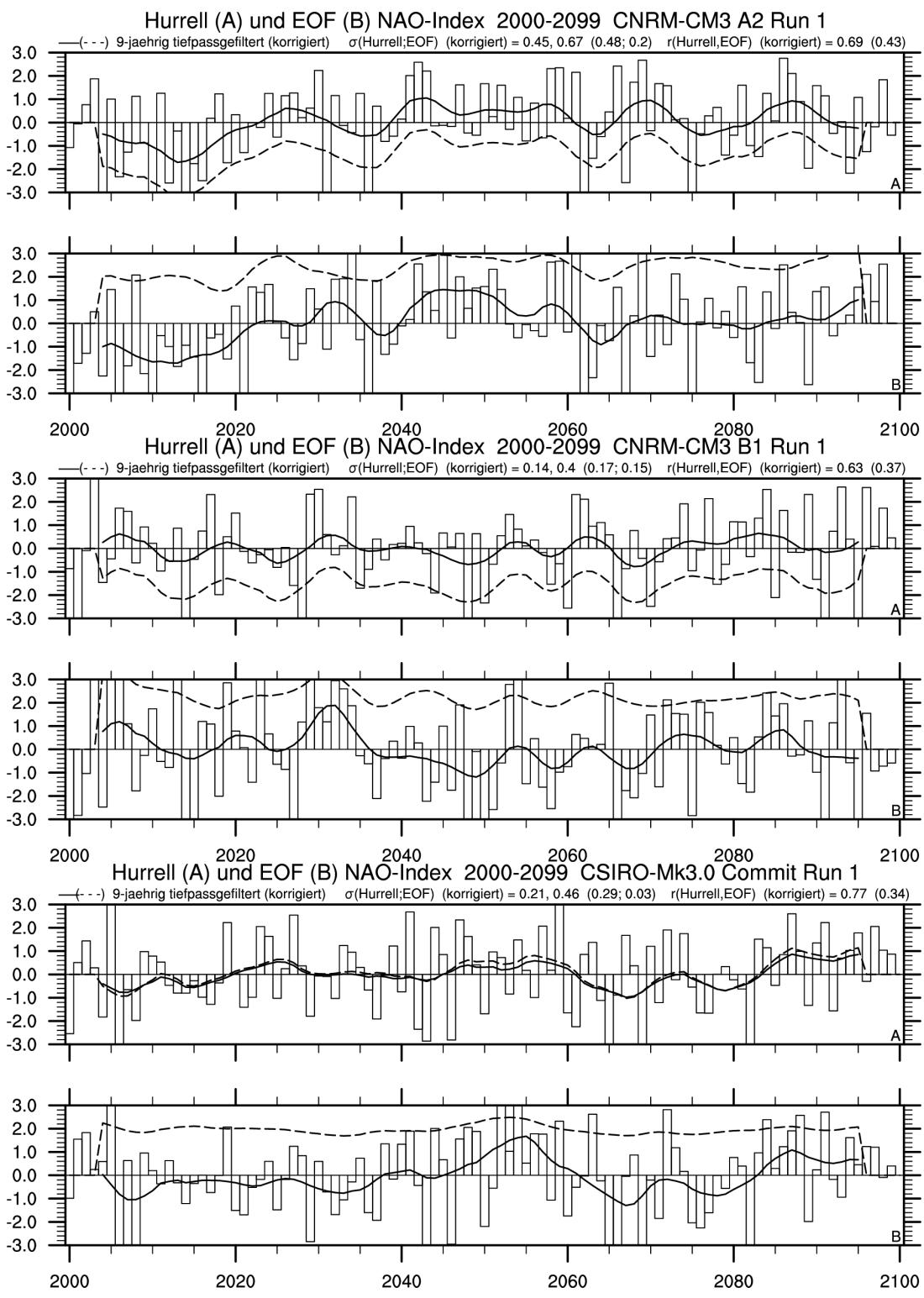
Anhang C: Hurrell– und EOF–NAO–Indizes des 21. Jh. der 19 verwendeten AOGCMs inklusive Korrelationskoeffizienten zwischen den jeweilis unkorrigierten und den korrigierten Zeitreihen (r)

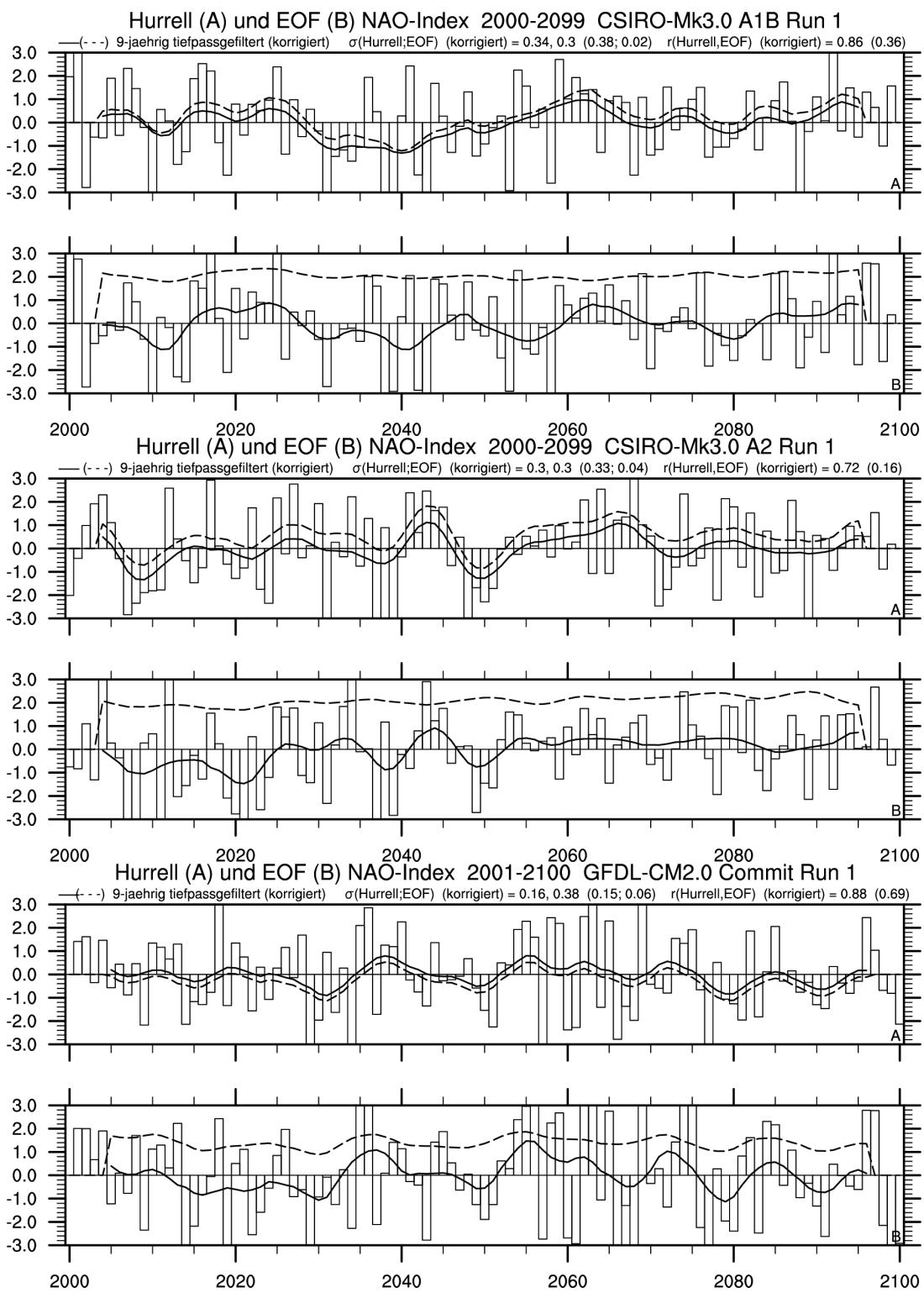


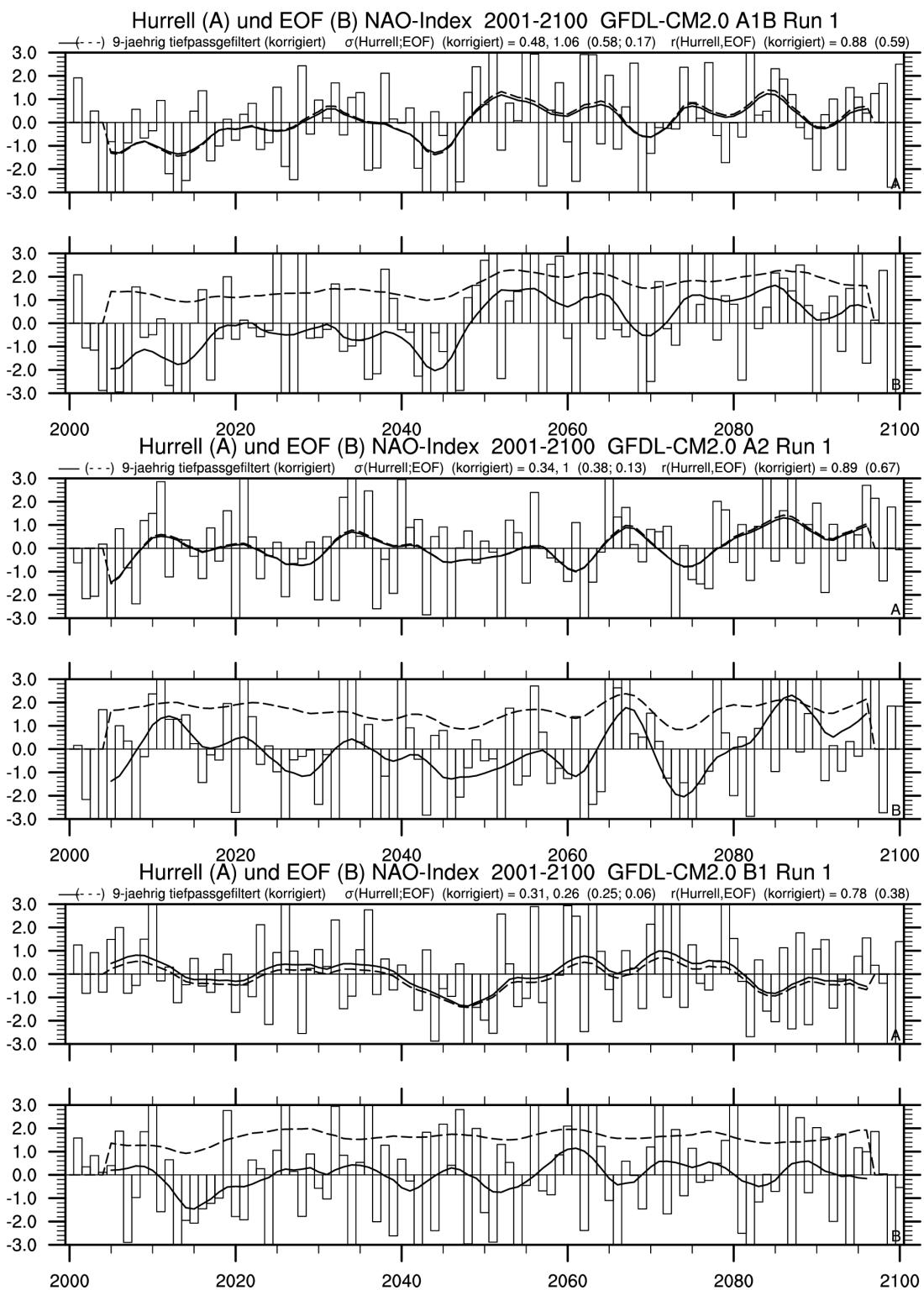


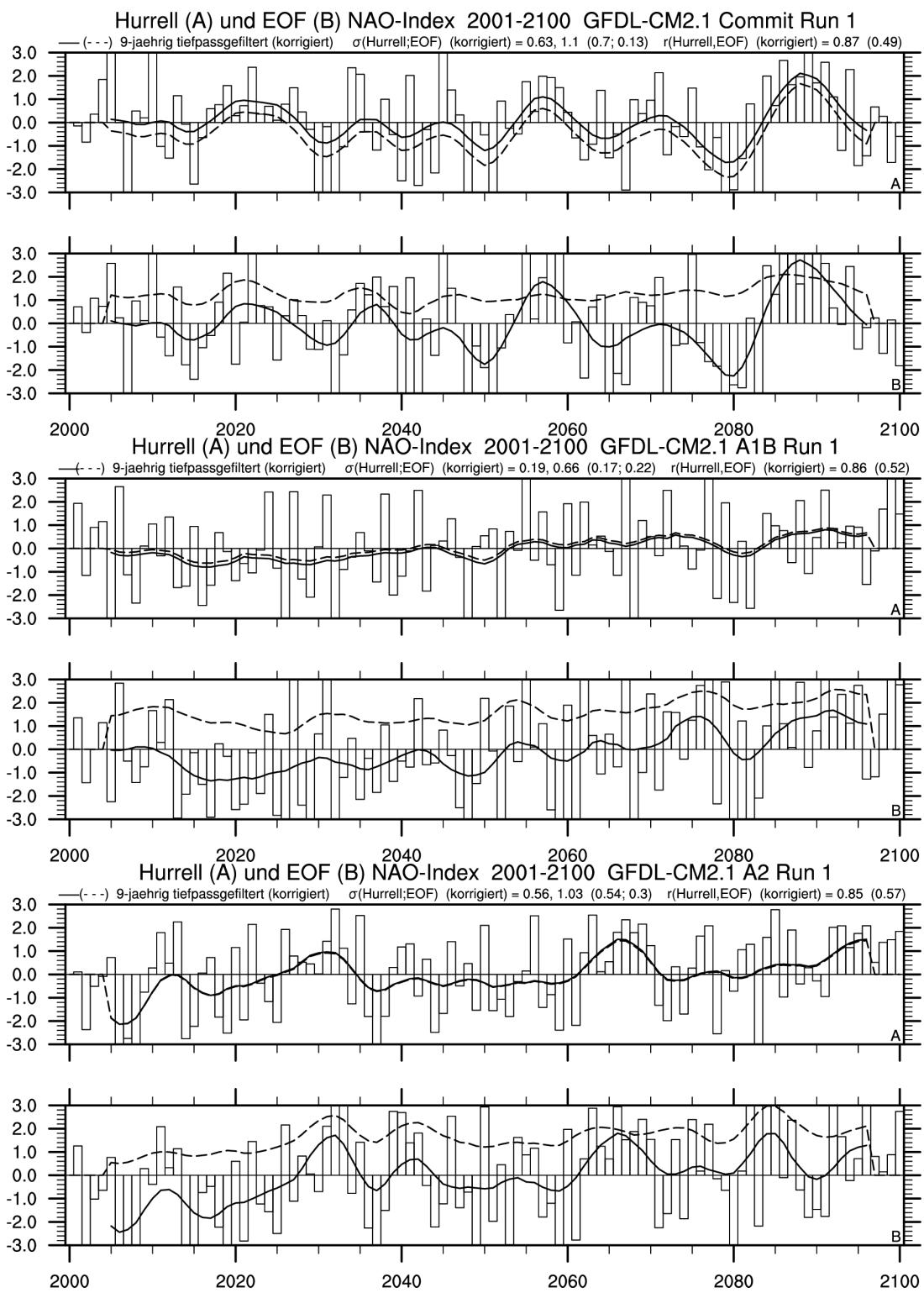




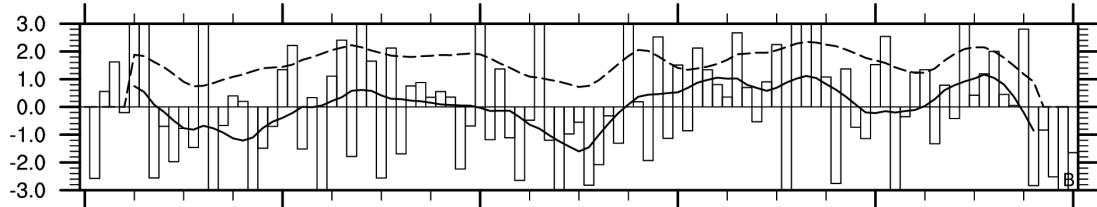
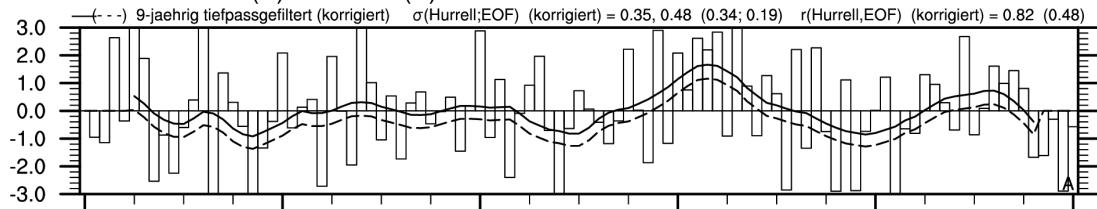






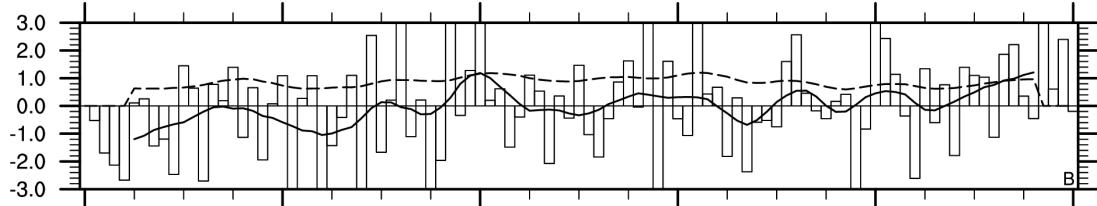
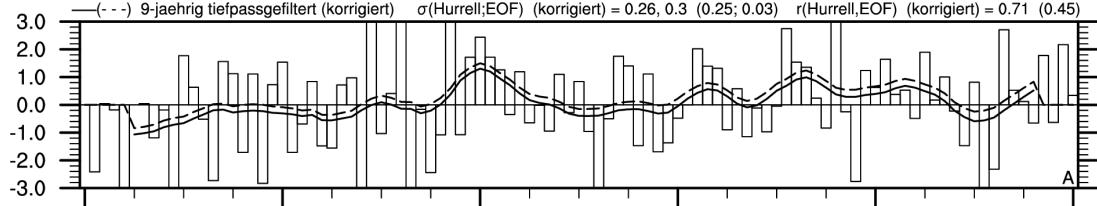


Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 GFDL-CM2.1 B1 Run 1



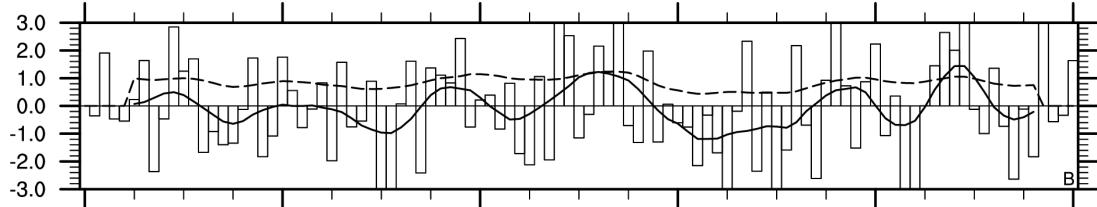
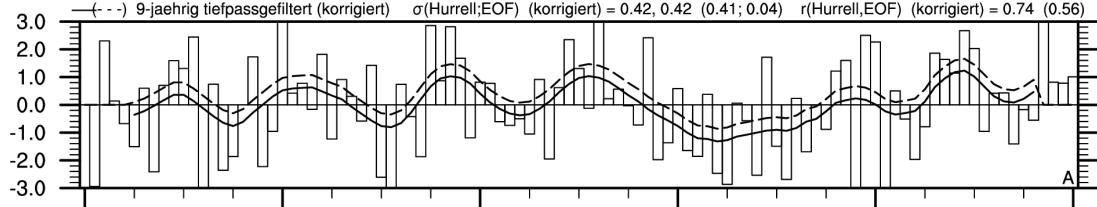
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 GISS-AOM A1B Run 1

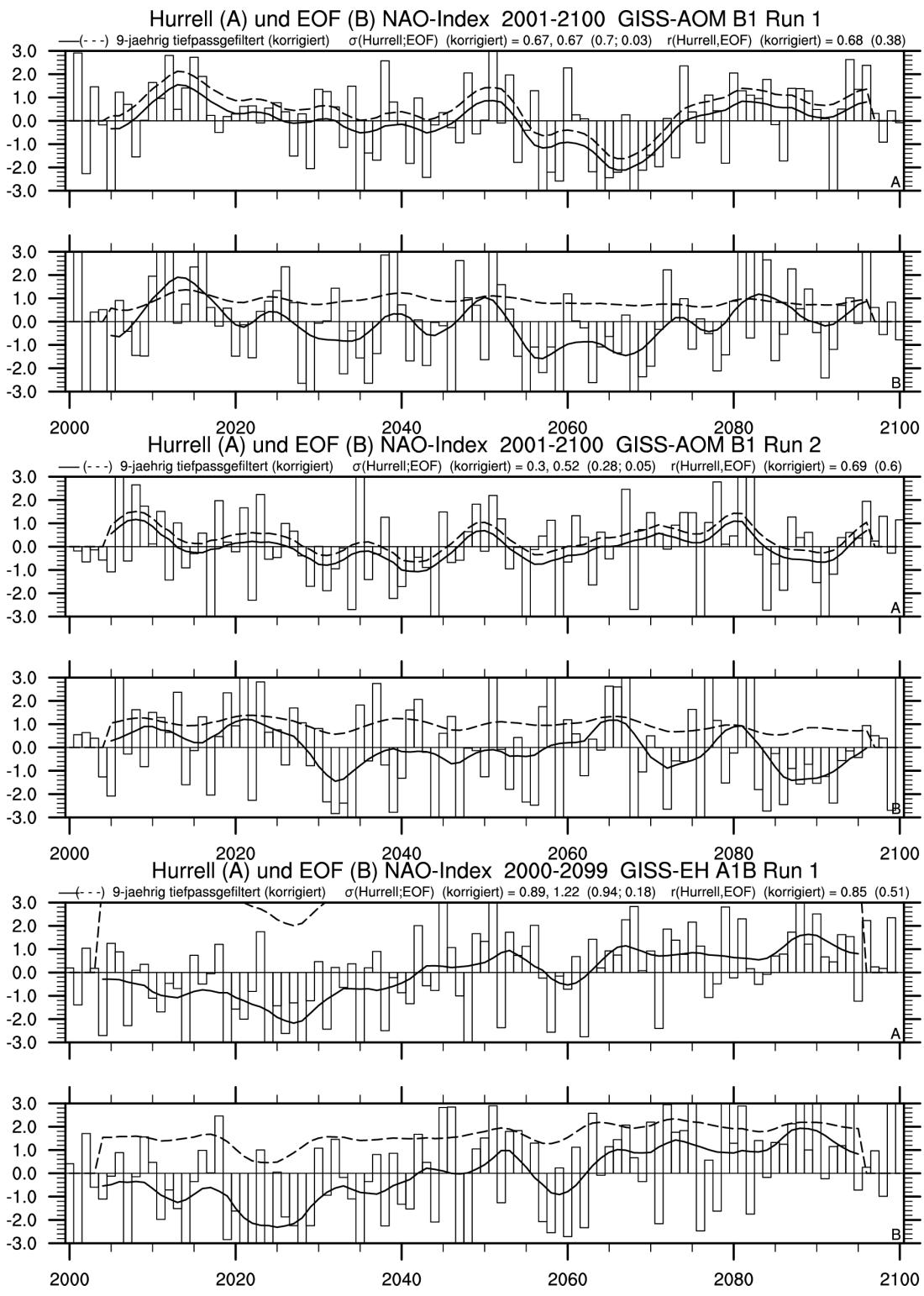


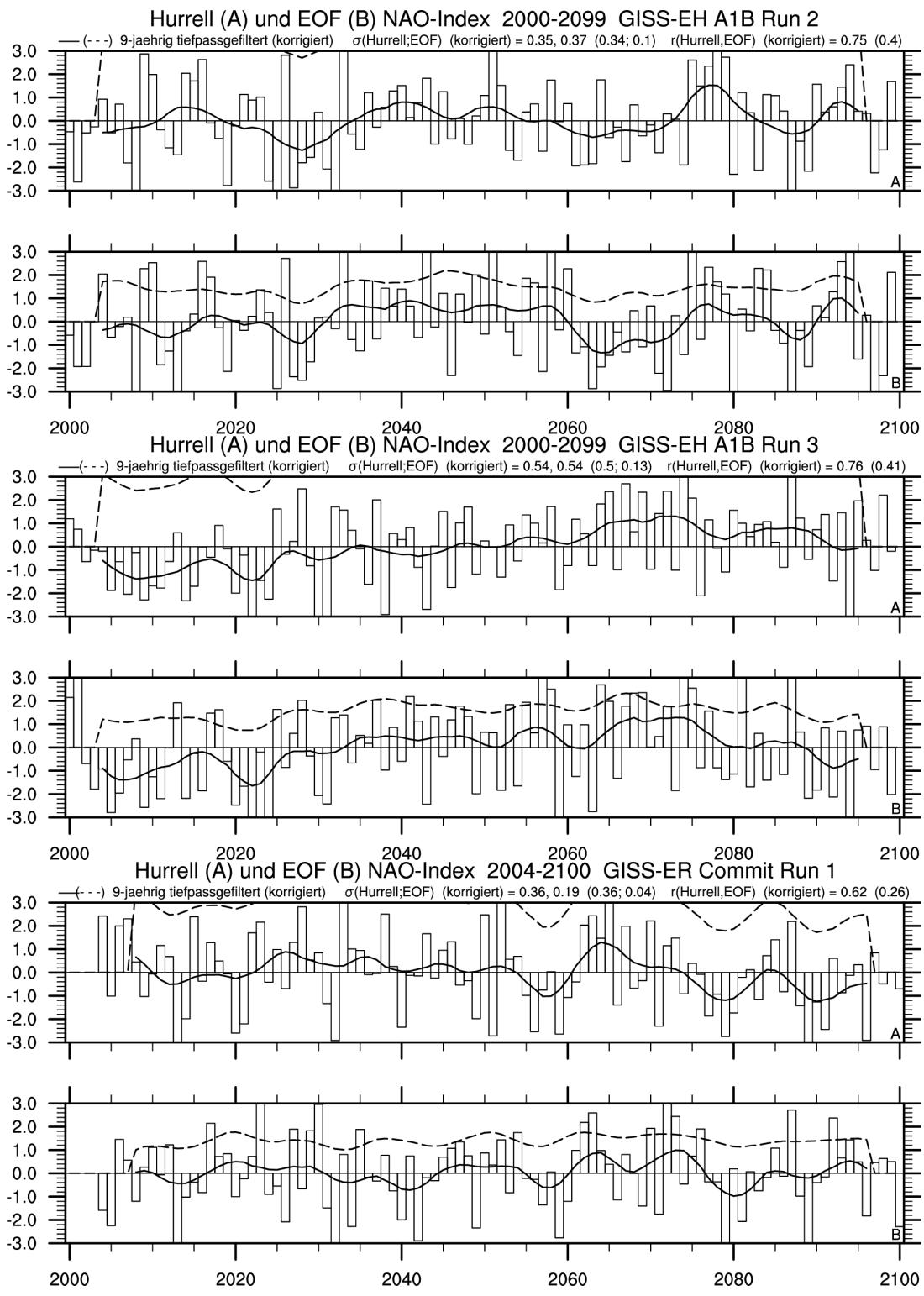
2000 2020 2040 2060 2080 2100

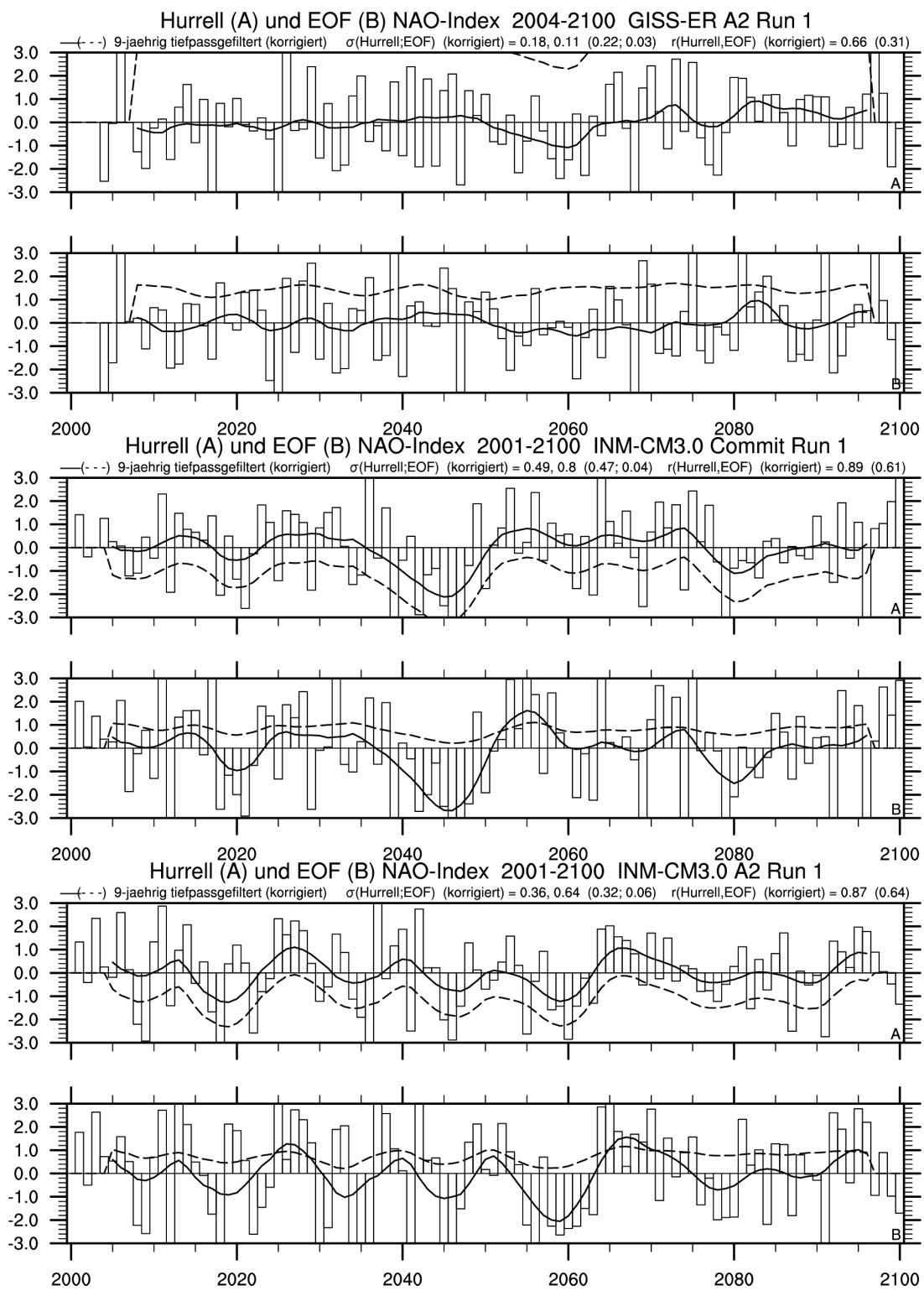
Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 GISS-AOM A1B Run 2

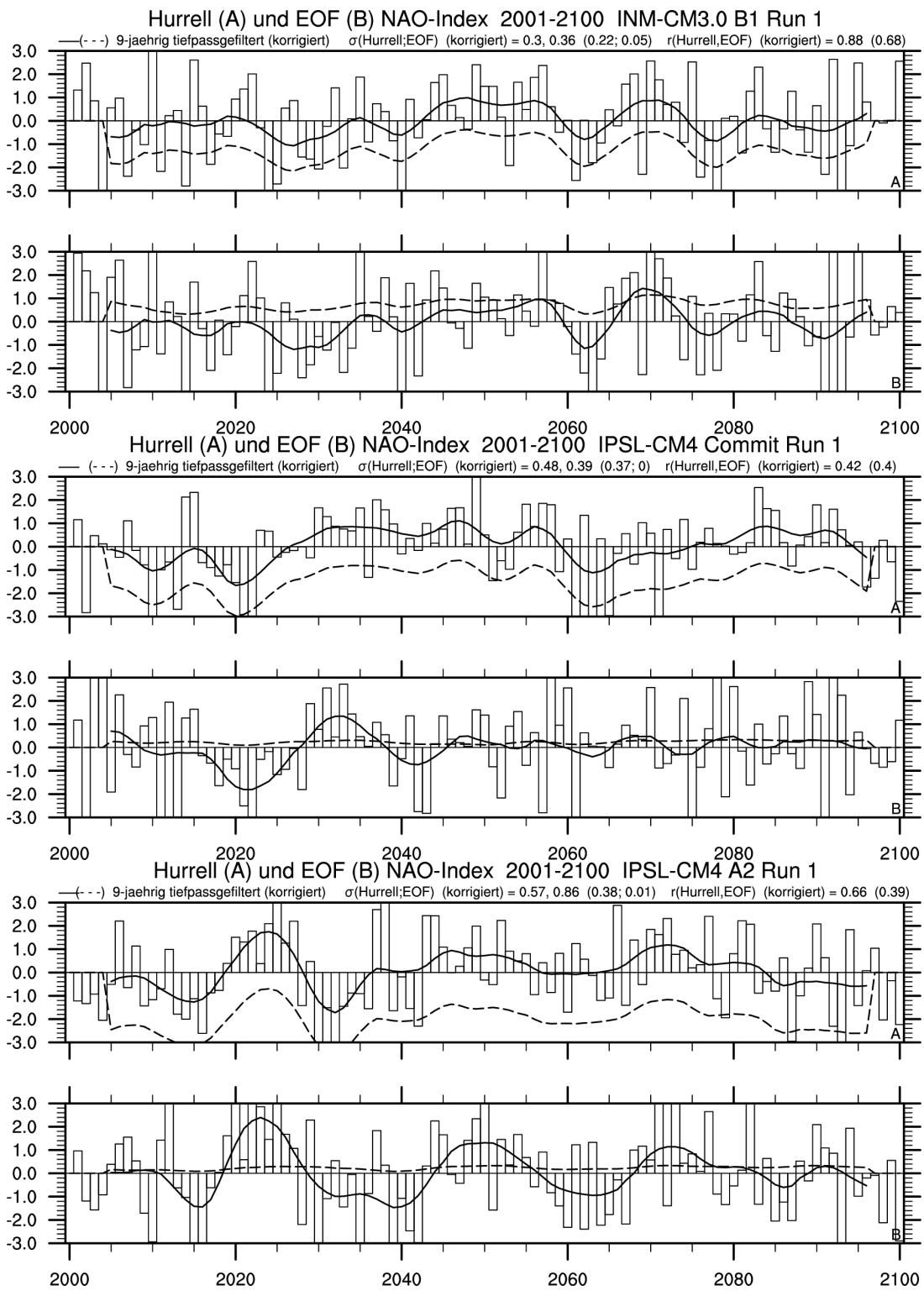


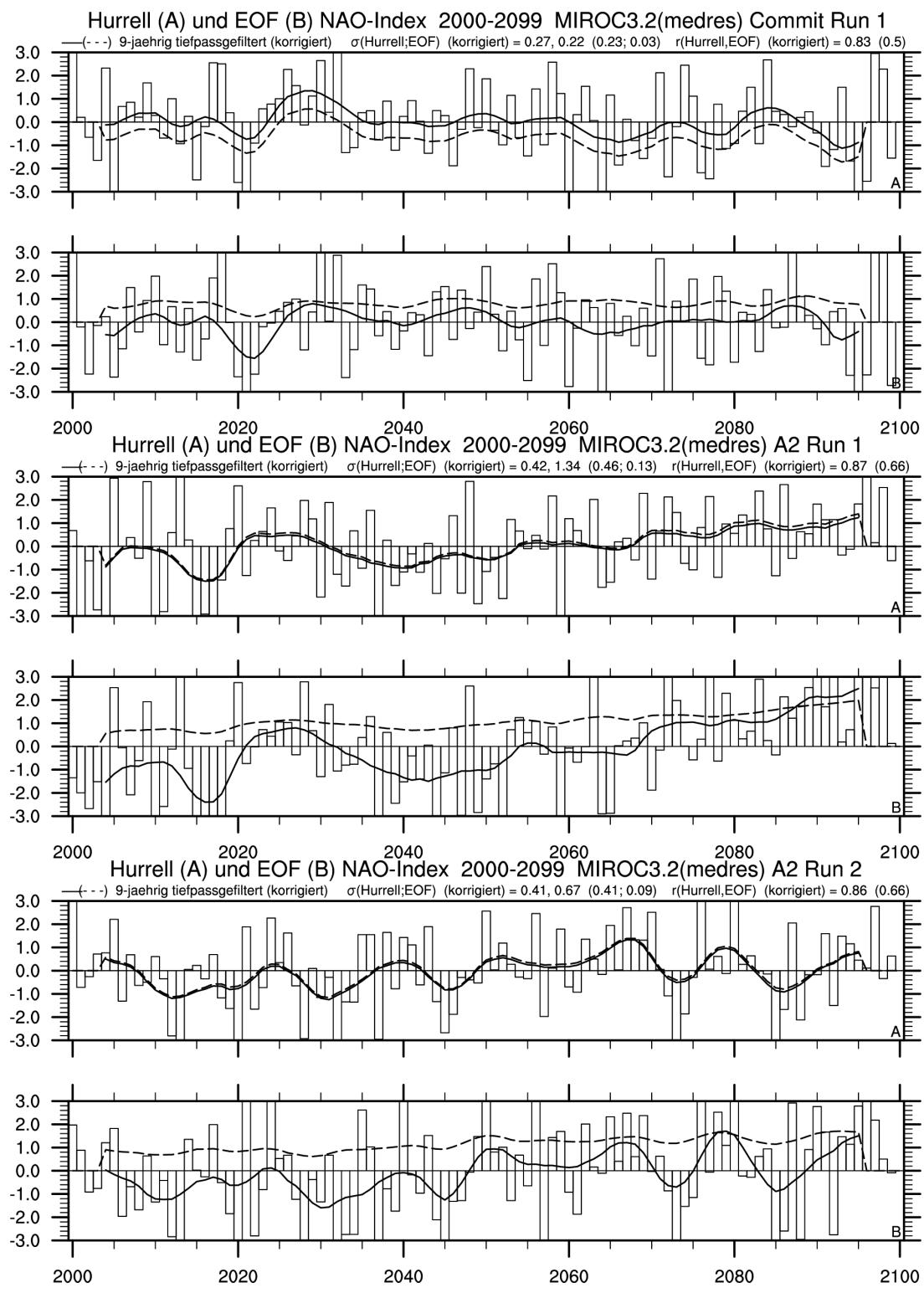
2000 2020 2040 2060 2080 2100

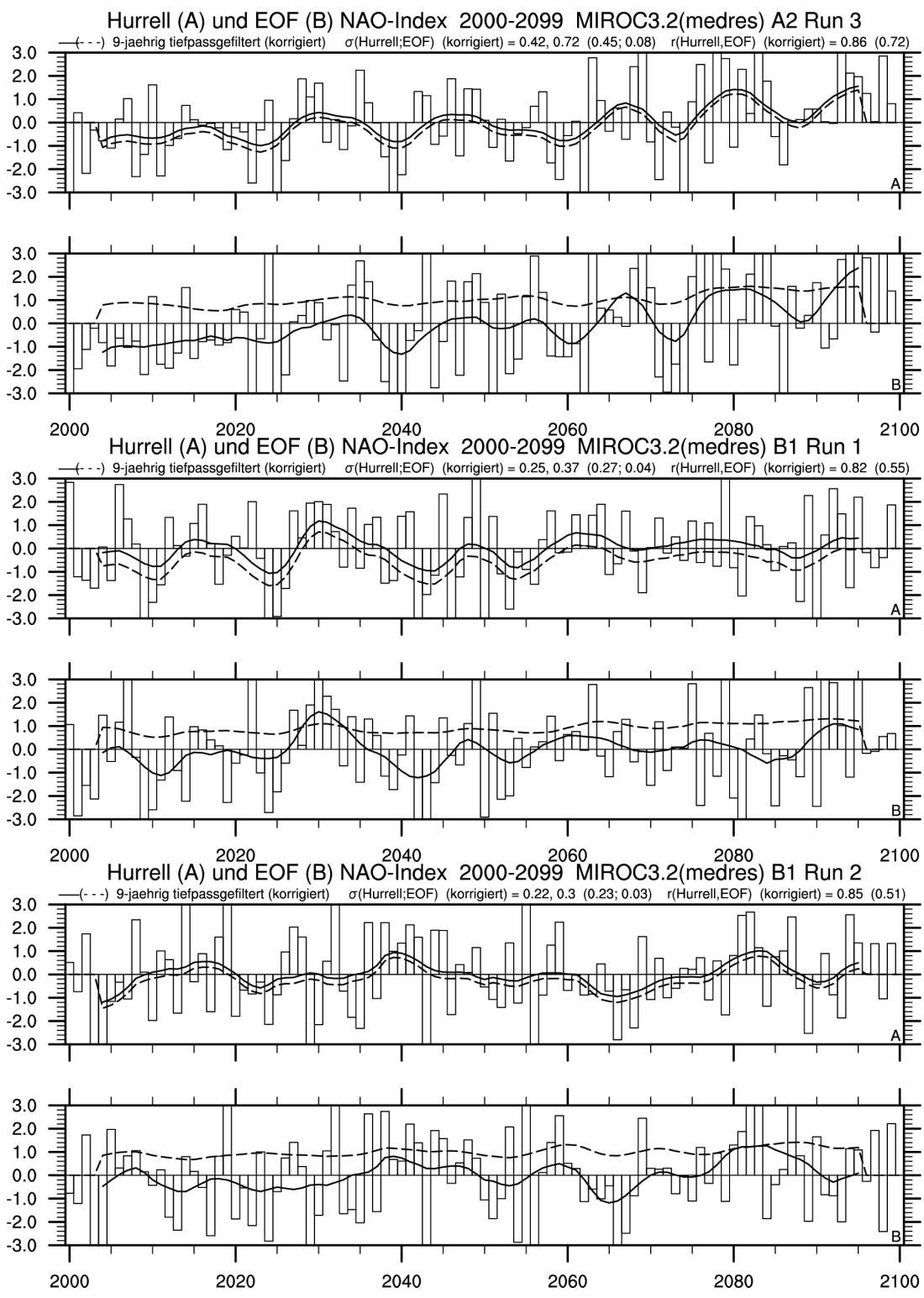


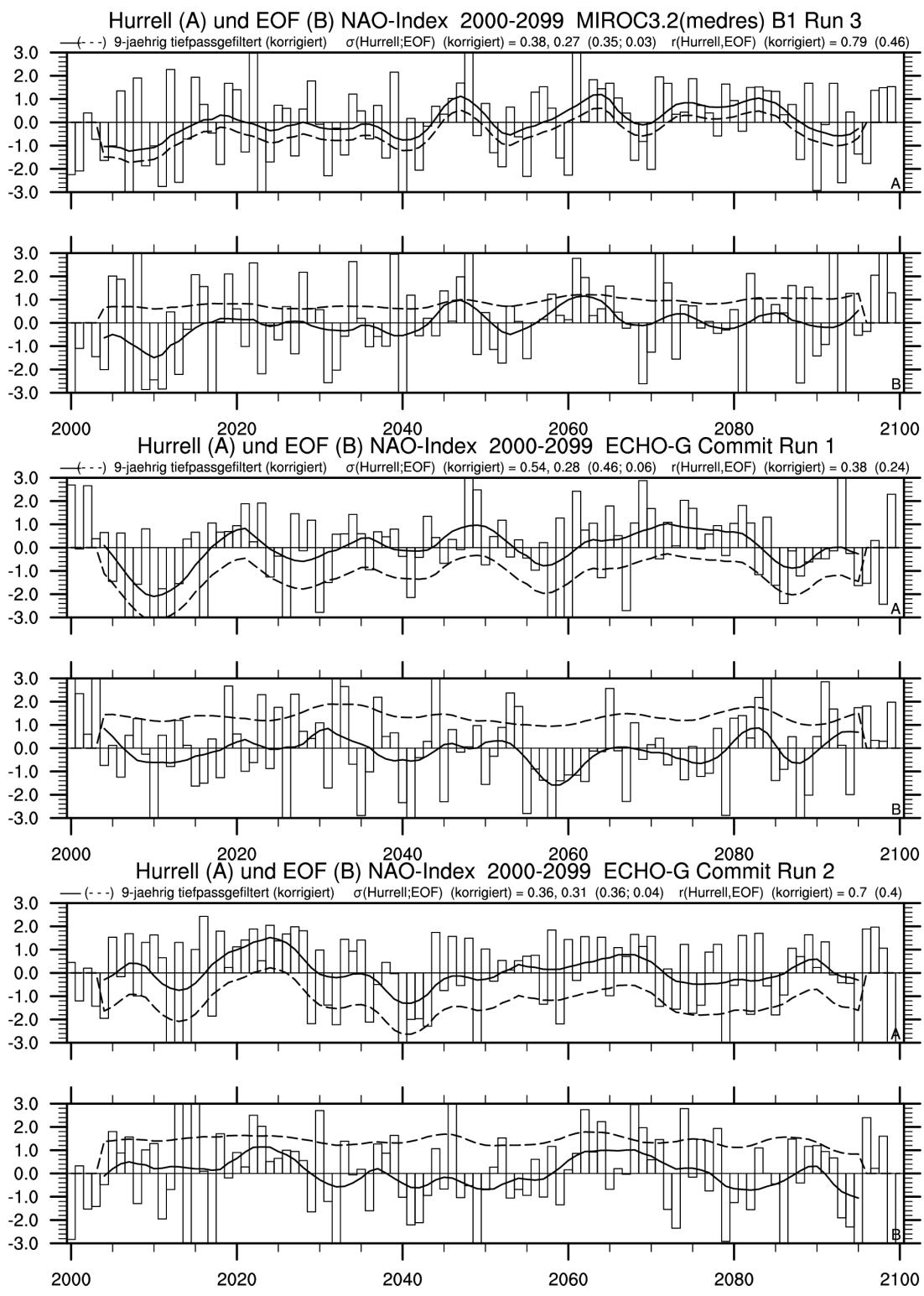




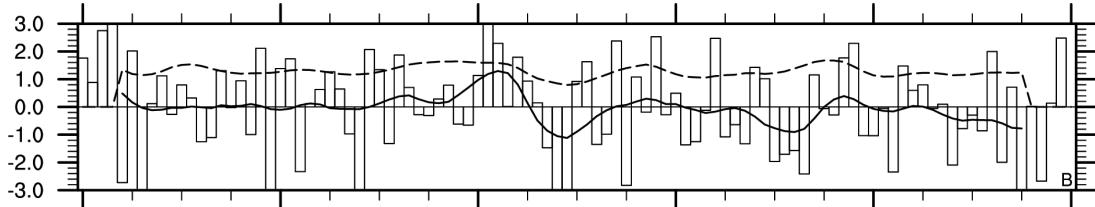
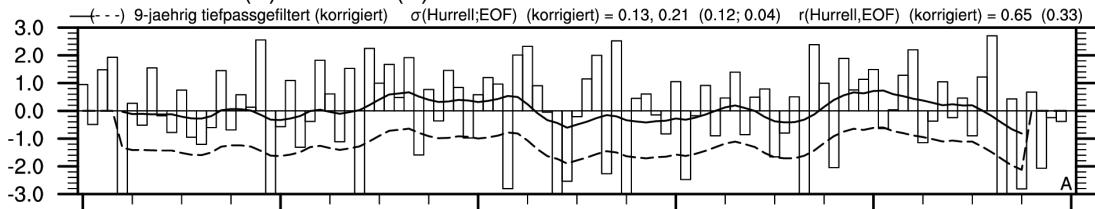




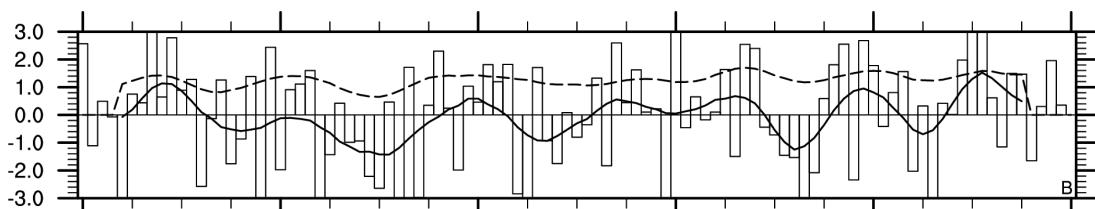
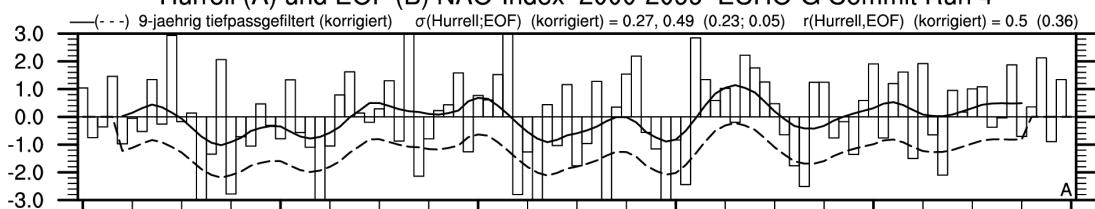




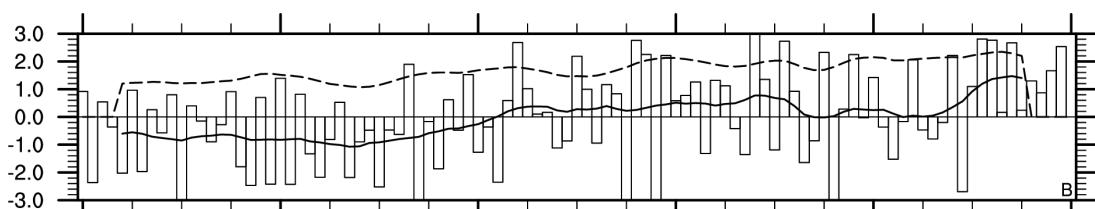
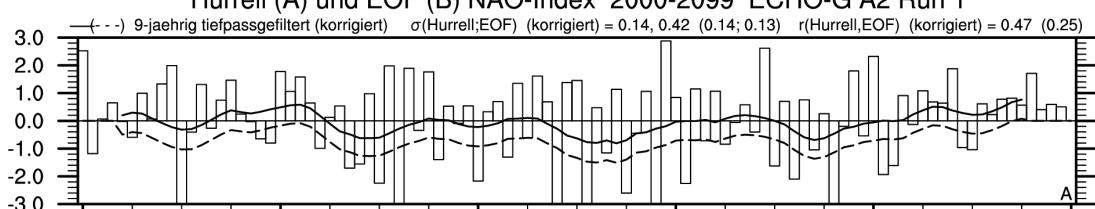
Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 ECHO-G Commit Run 3

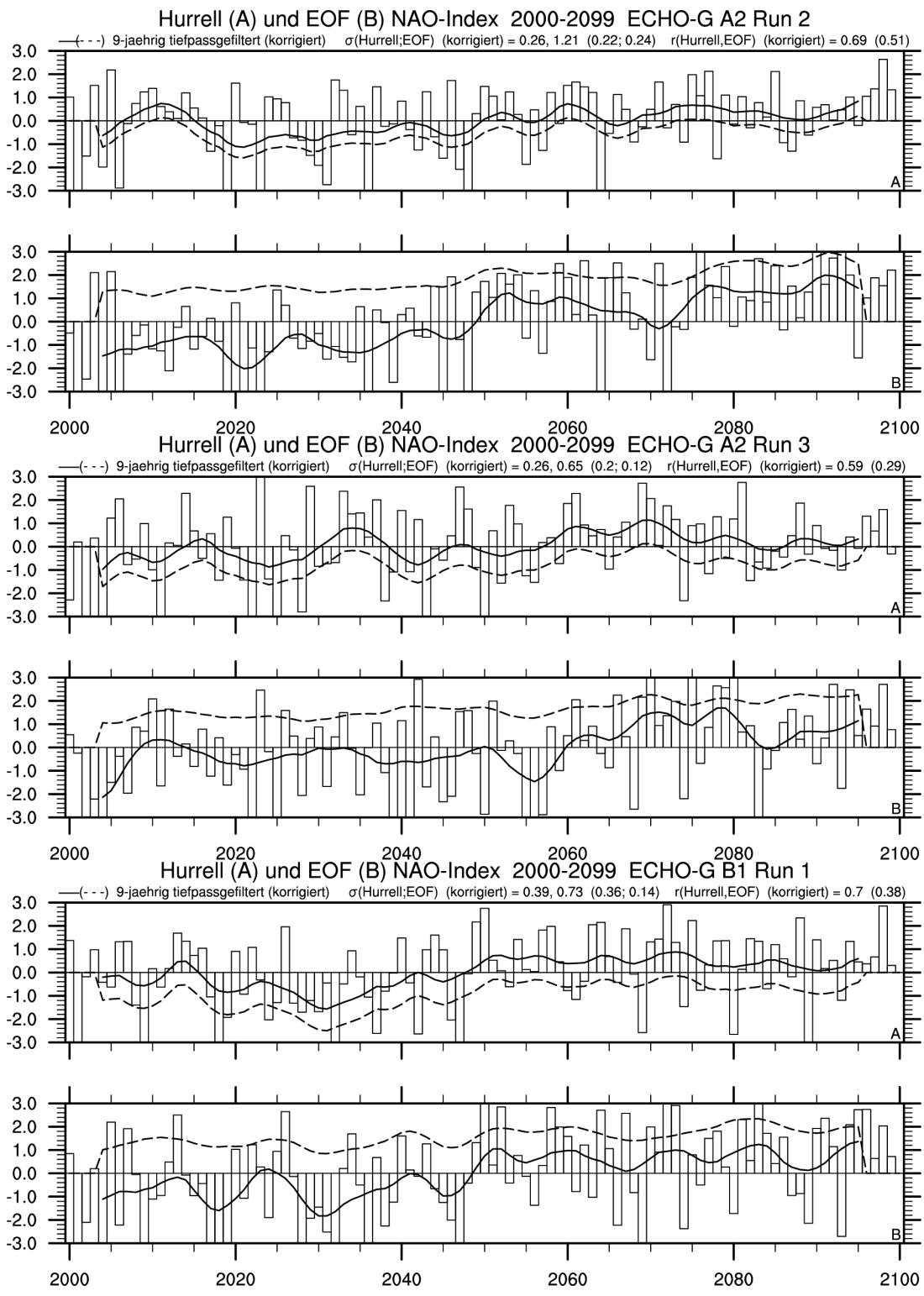


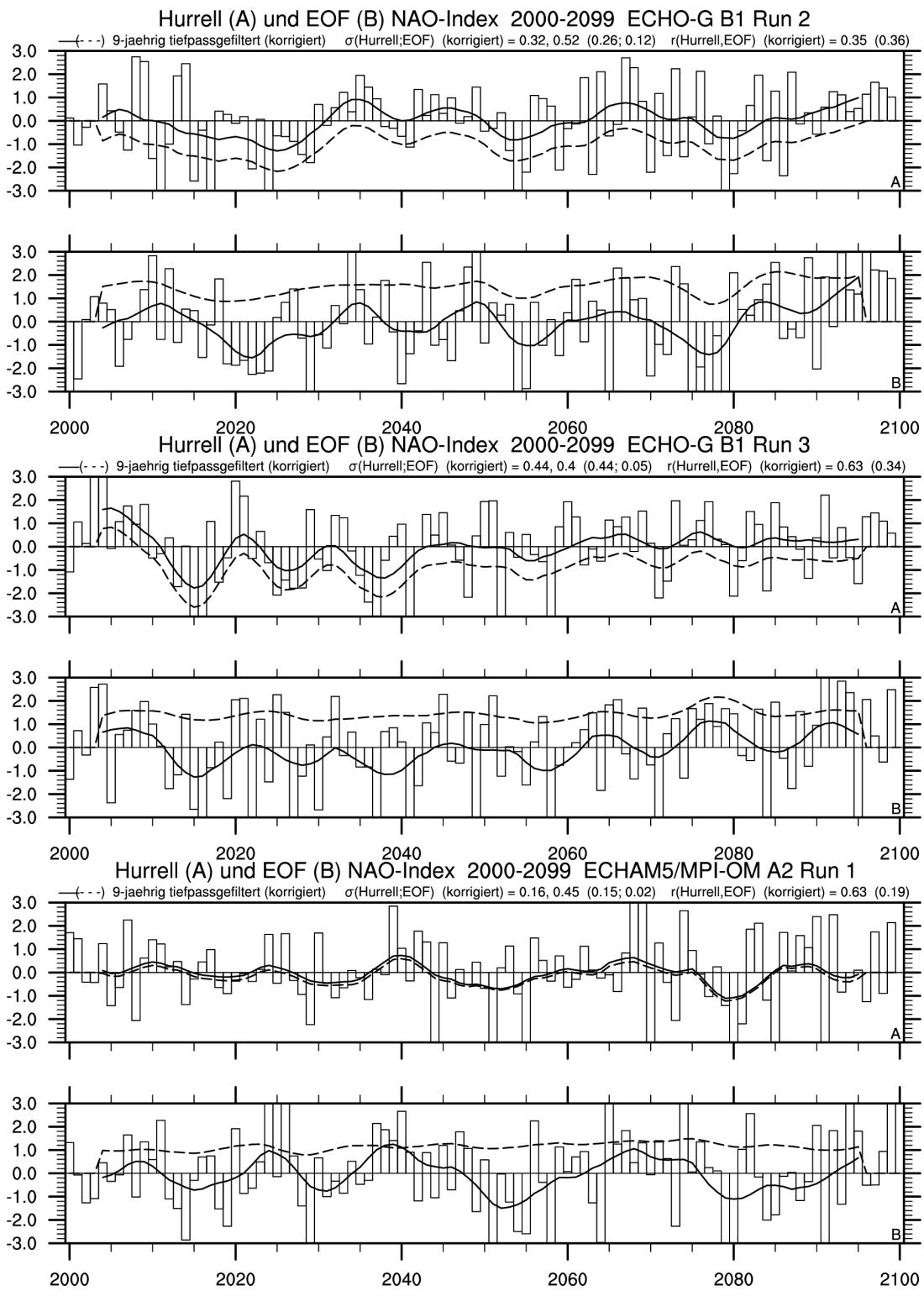
Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 ECHO-G Commit Run 4



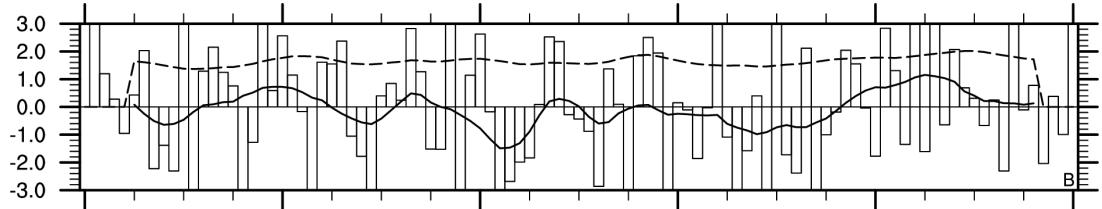
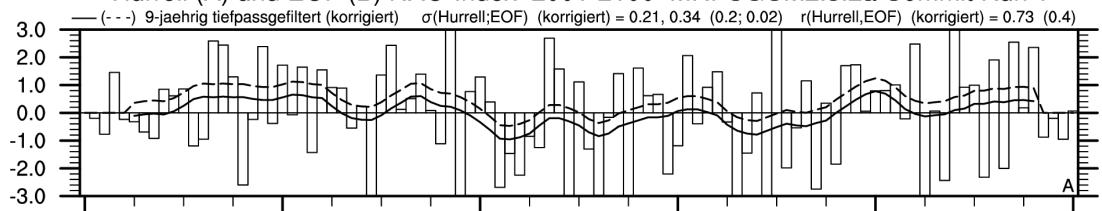
Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 ECHO-G A2 Run 1





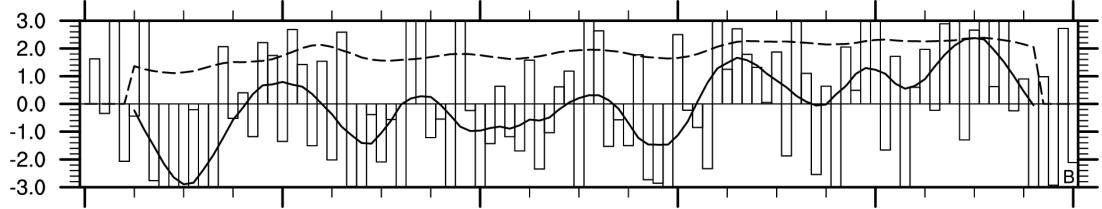
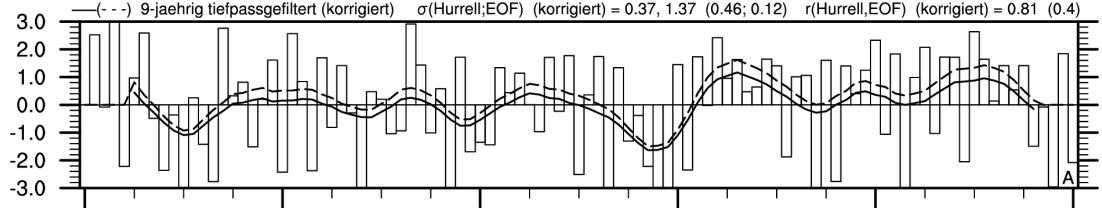


Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 MRI-CGCM2.3.2a Commit Run 1



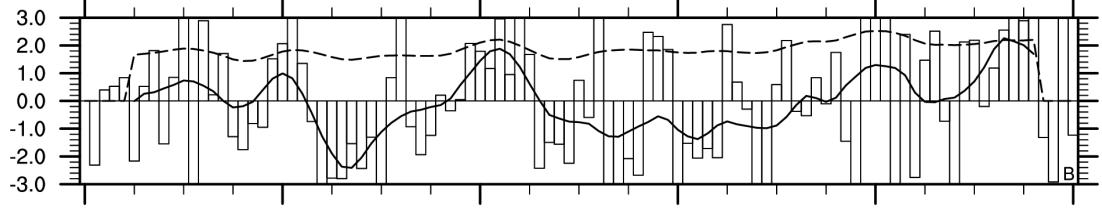
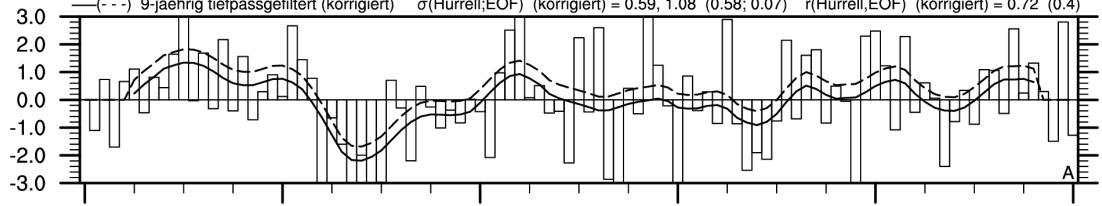
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 MRI-CGCM2.3.2a A2 Run 1



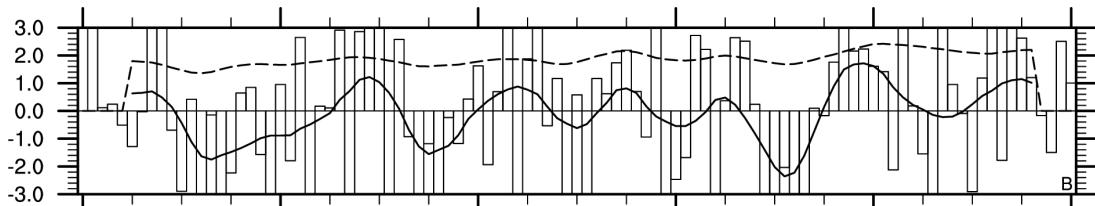
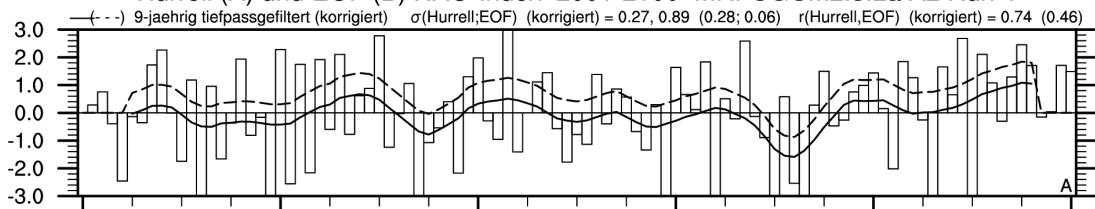
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 MRI-CGCM2.3.2a A2 Run 3



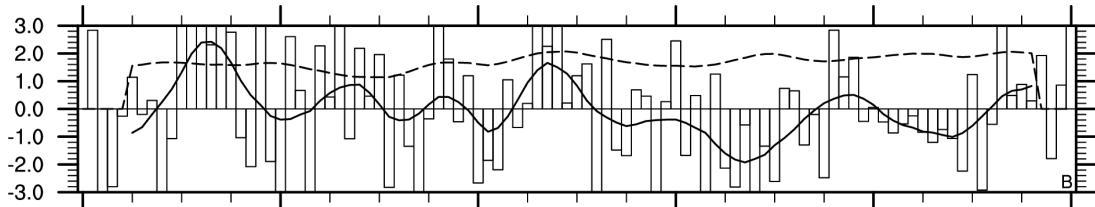
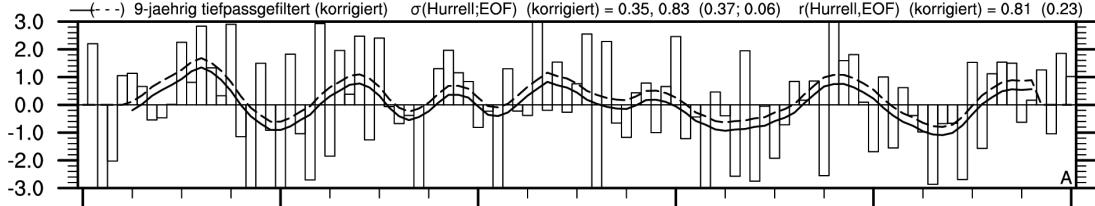
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 MRI-CGCM2.3.2a A2 Run 4



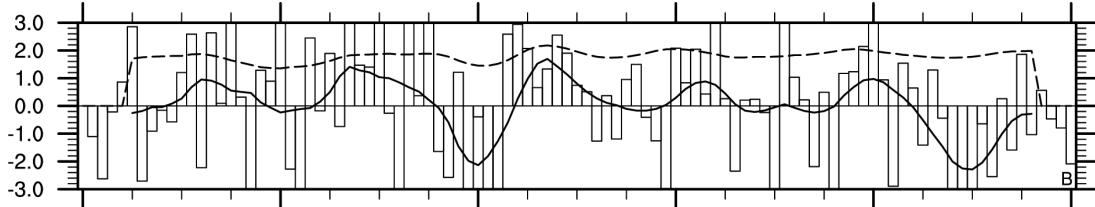
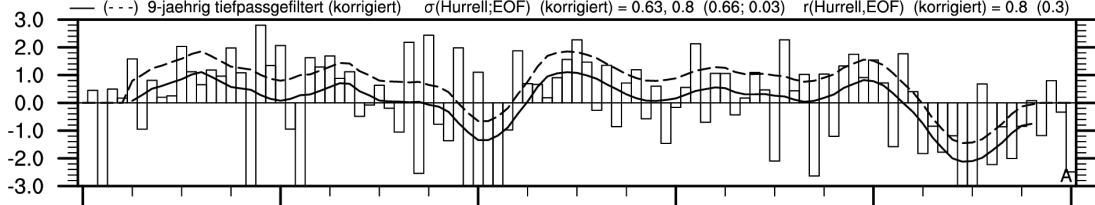
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 MRI-CGCM2.3.2a A2 Run 5

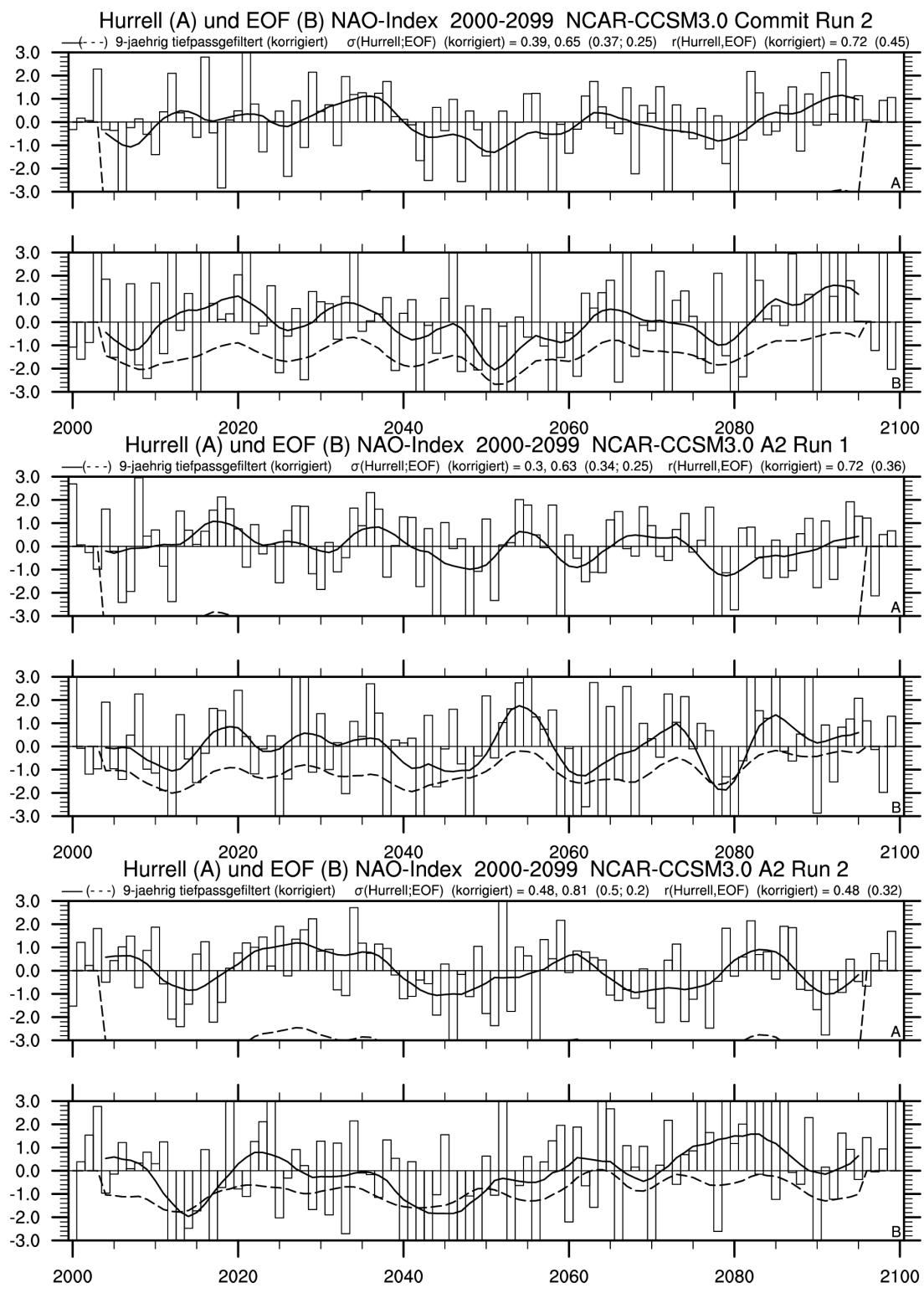


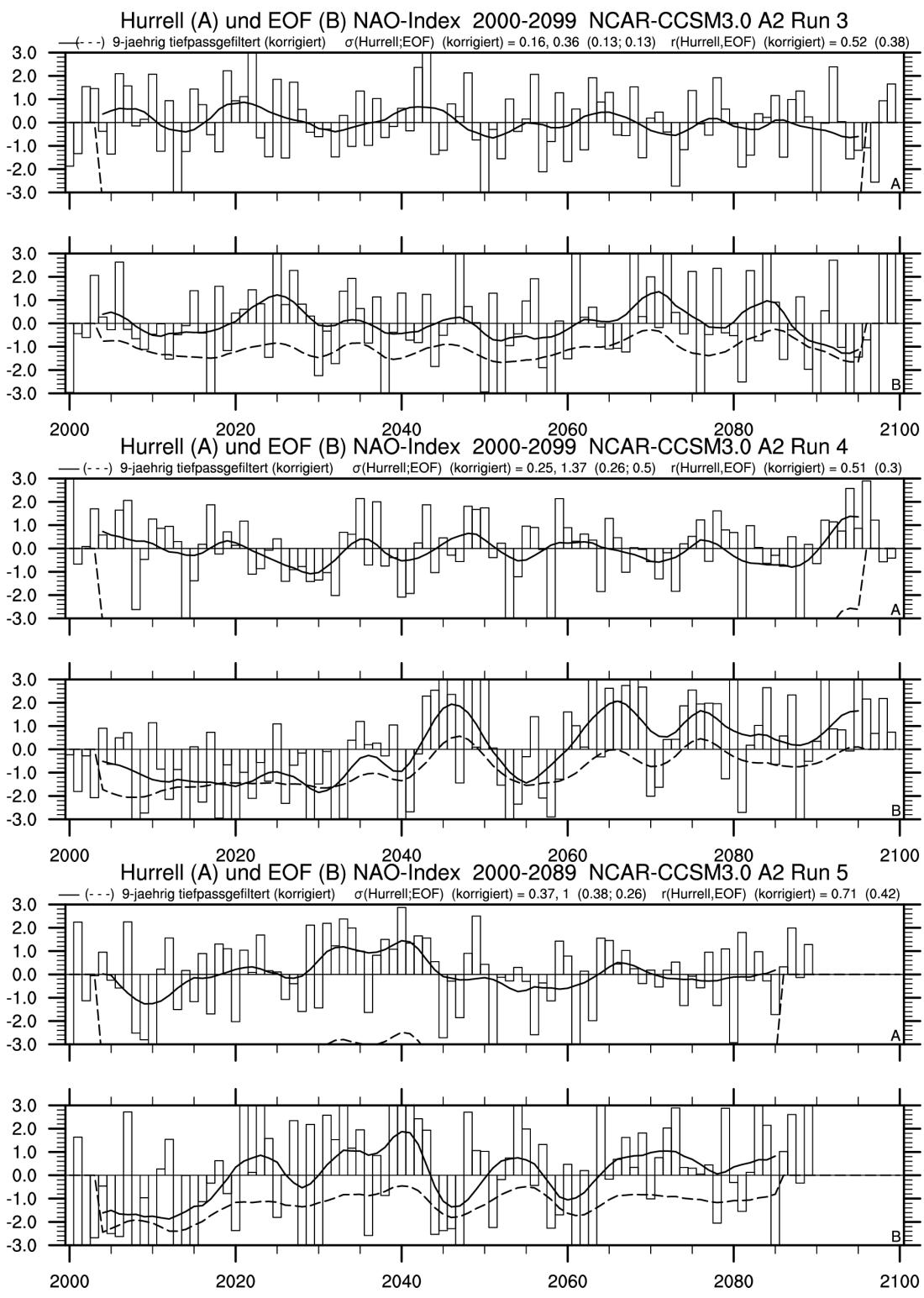
2000 2020 2040 2060 2080 2100

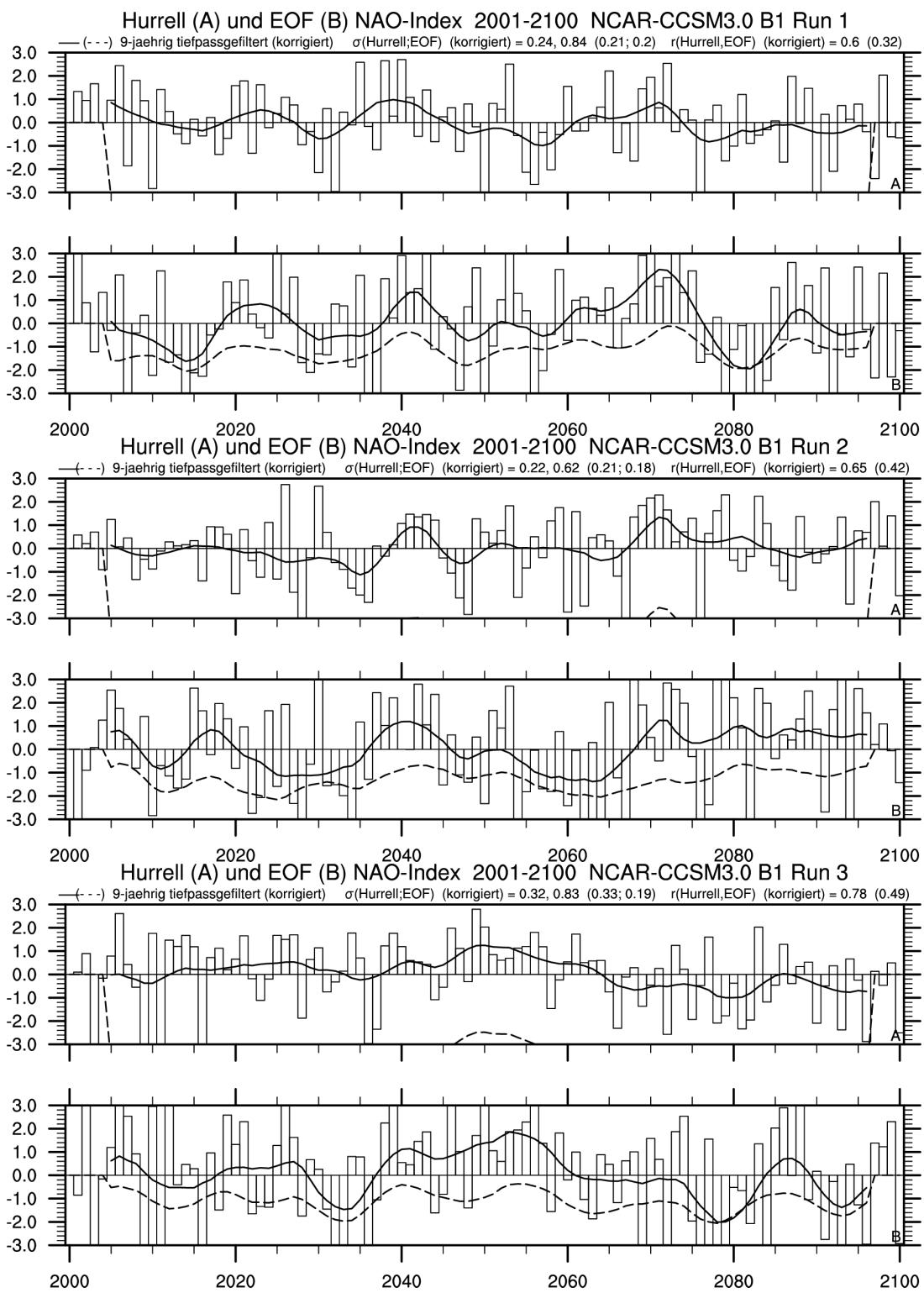
Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 MRI-CGCM2.3.2a B1 Run 1

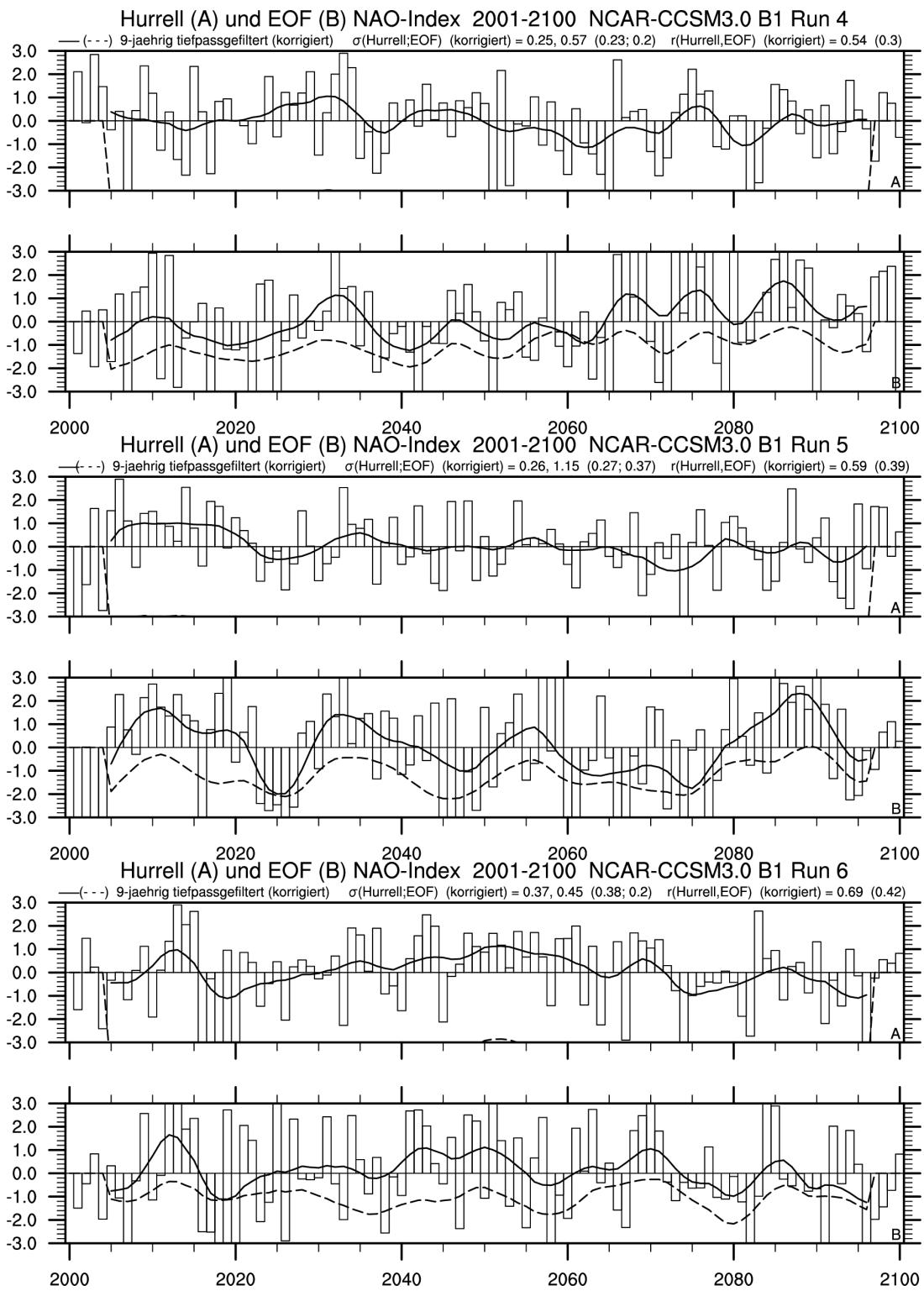


2000 2020 2040 2060 2080 2100

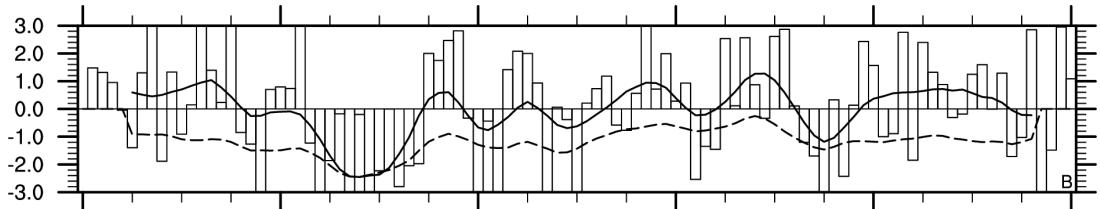
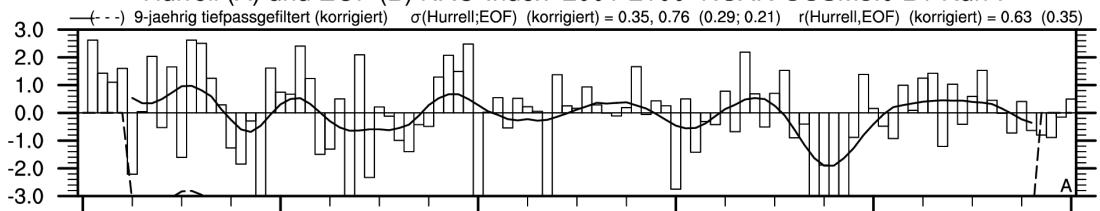






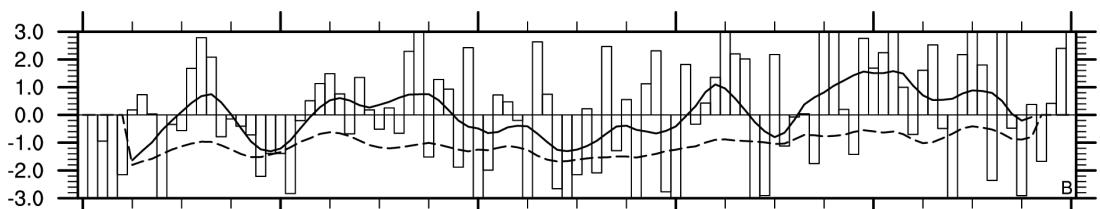
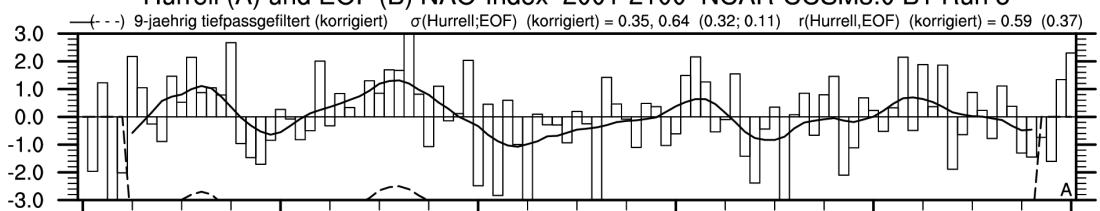


Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 NCAR-CCSM3.0 B1 Run 7



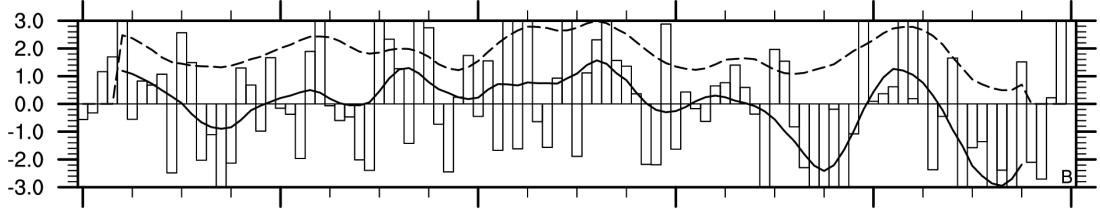
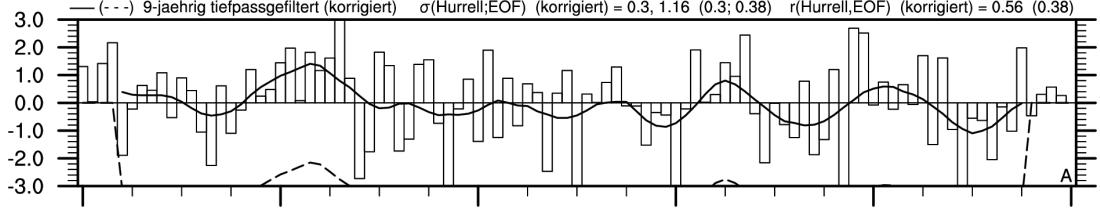
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2001-2100 NCAR-CCSM3.0 B1 Run 8



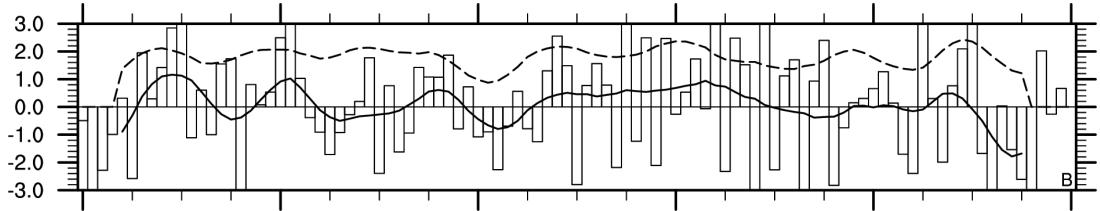
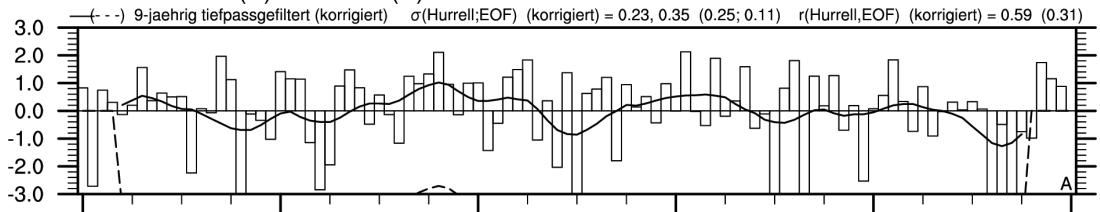
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 NCAR-PCM1 A1B Run 2



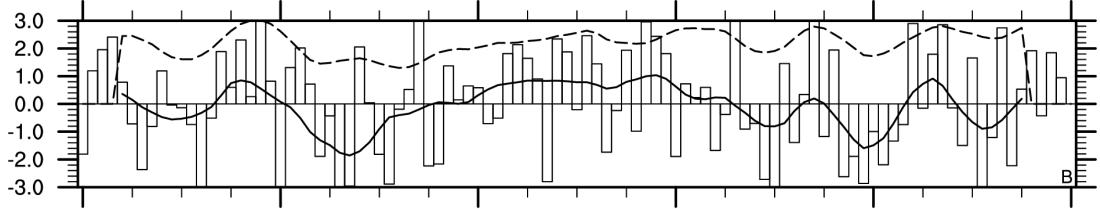
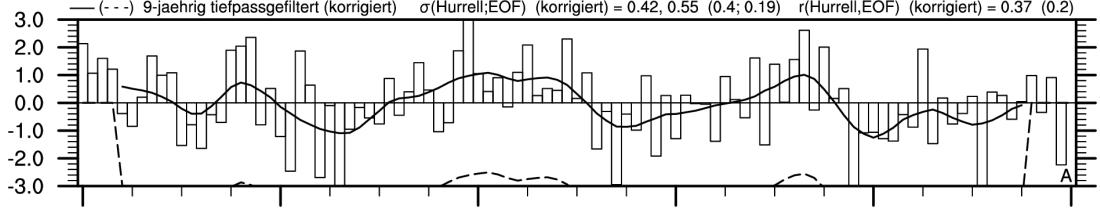
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 NCAR-PCM1 A1B Run 3



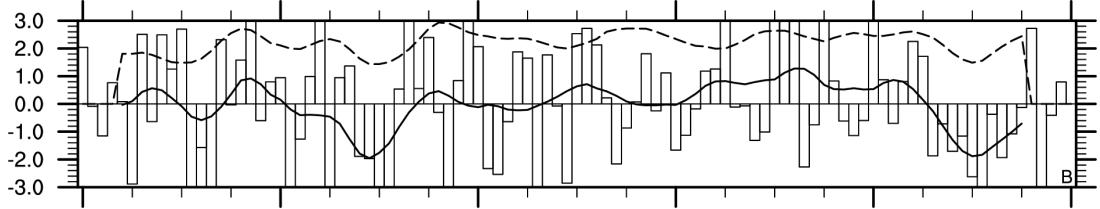
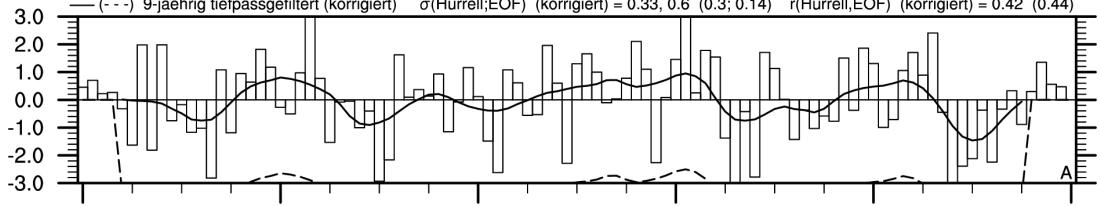
2000 2020 2040 2060 2080 2100

Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 NCAR-PCM1 A1B Run 4

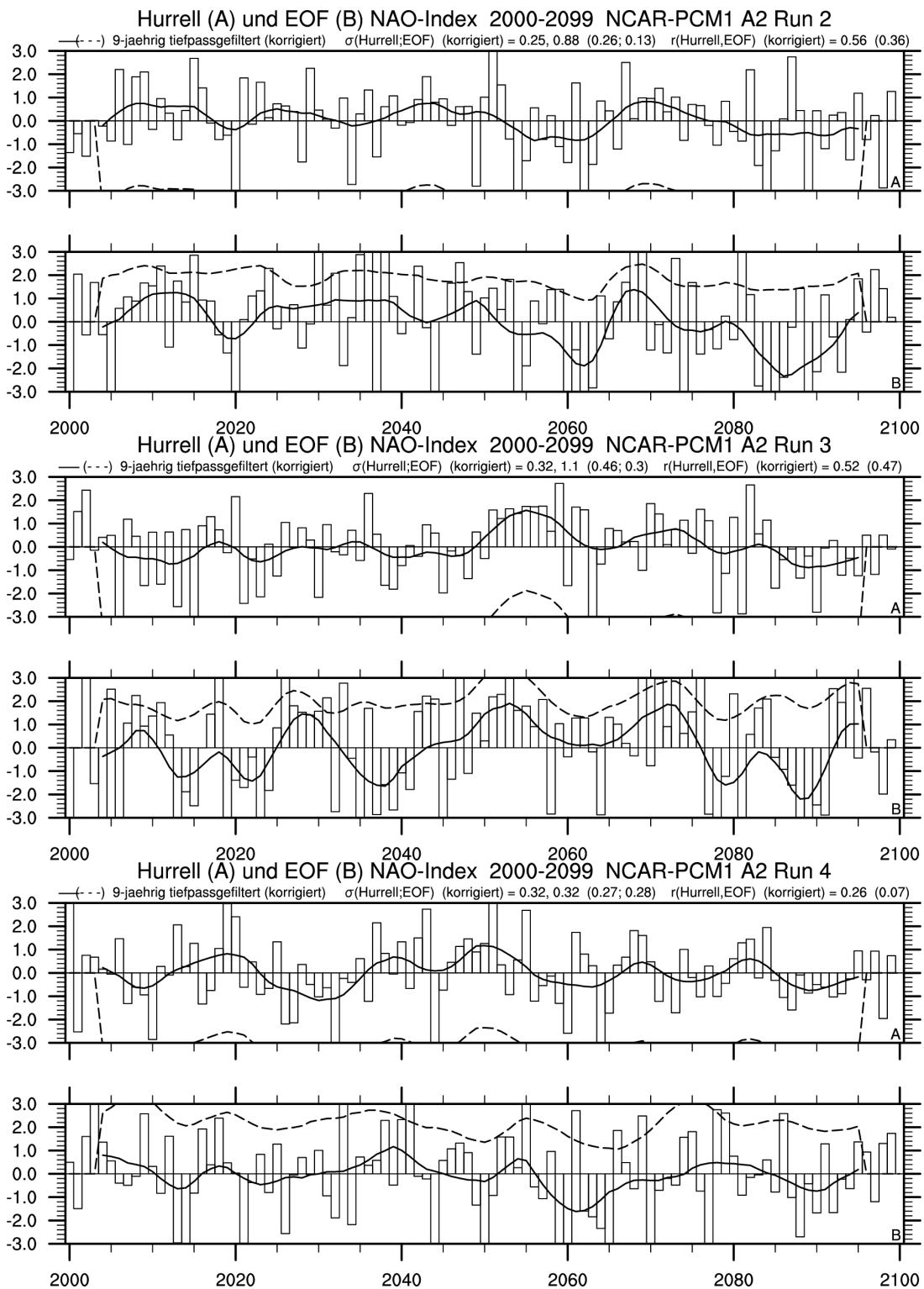


2000 2020 2040 2060 2080 2100

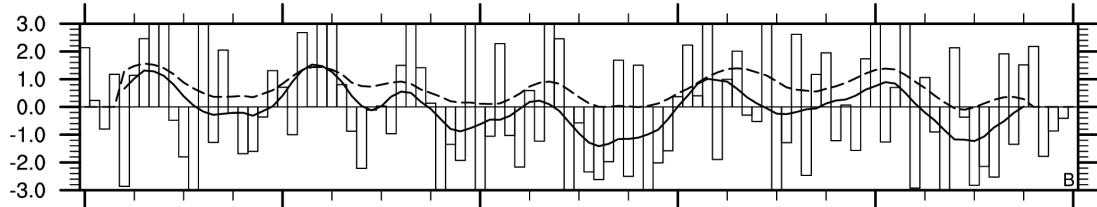
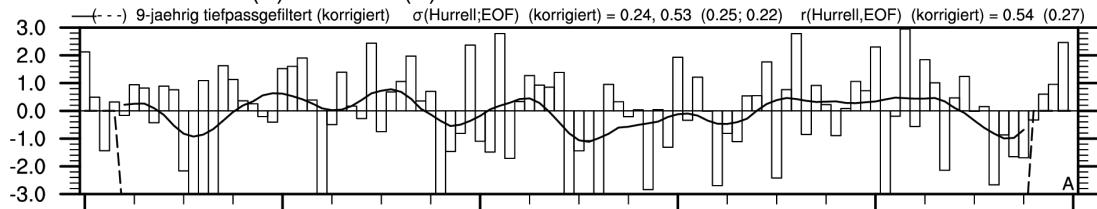
Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 NCAR-PCM1 A2 Run 1



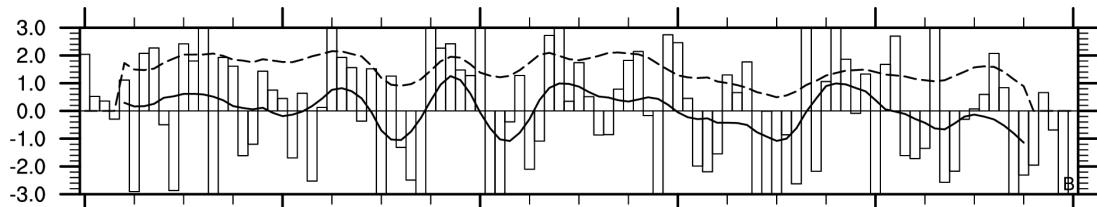
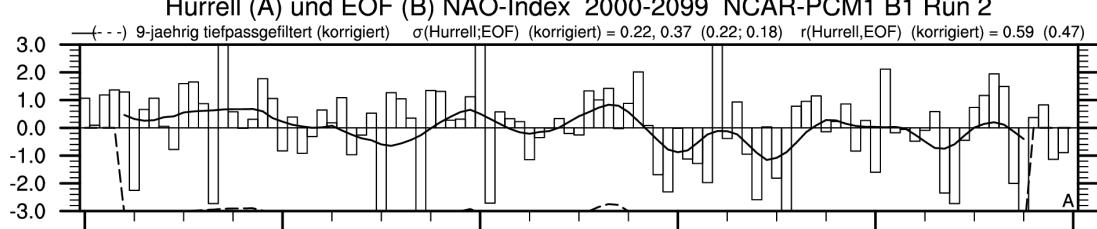
2000 2020 2040 2060 2080 2100



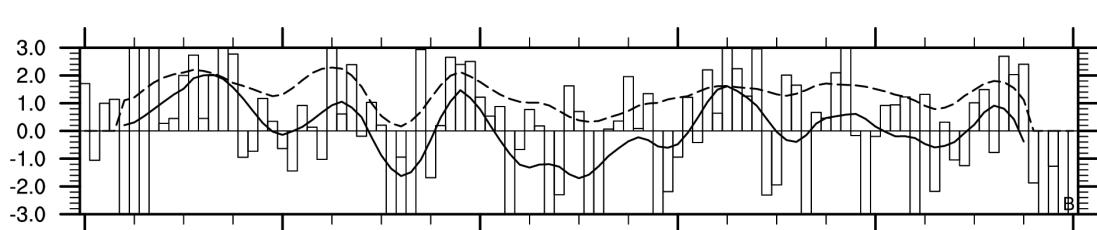
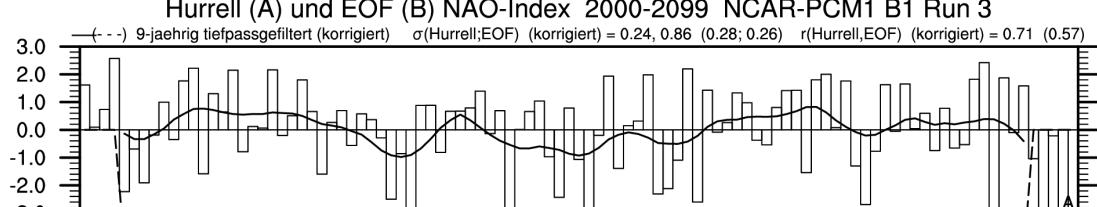
Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 NCAR-PCM1 B1 Run 1

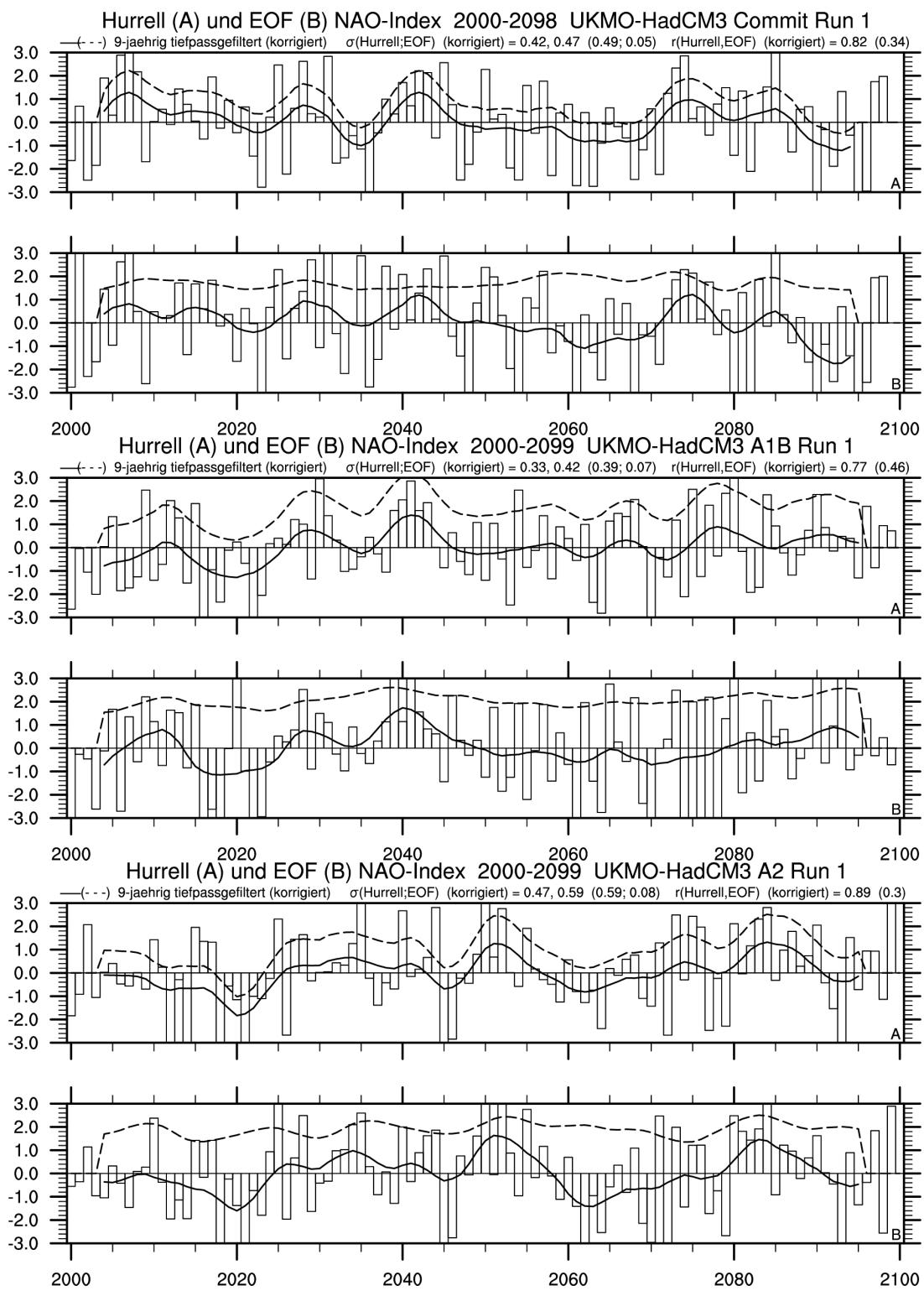


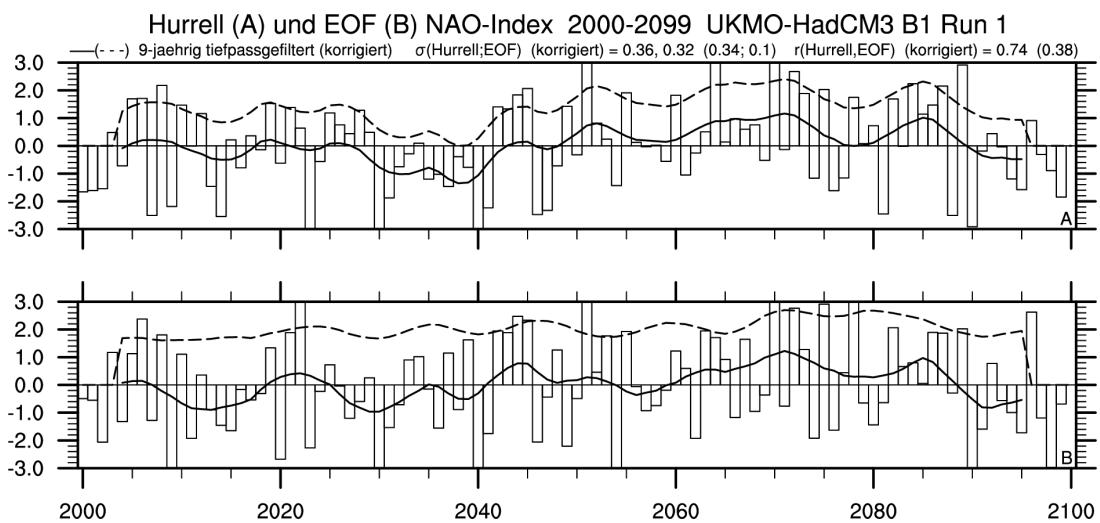
2000 2020 2040 2060 2080 2100 Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 NCAR-PCM1 B1 Run 2



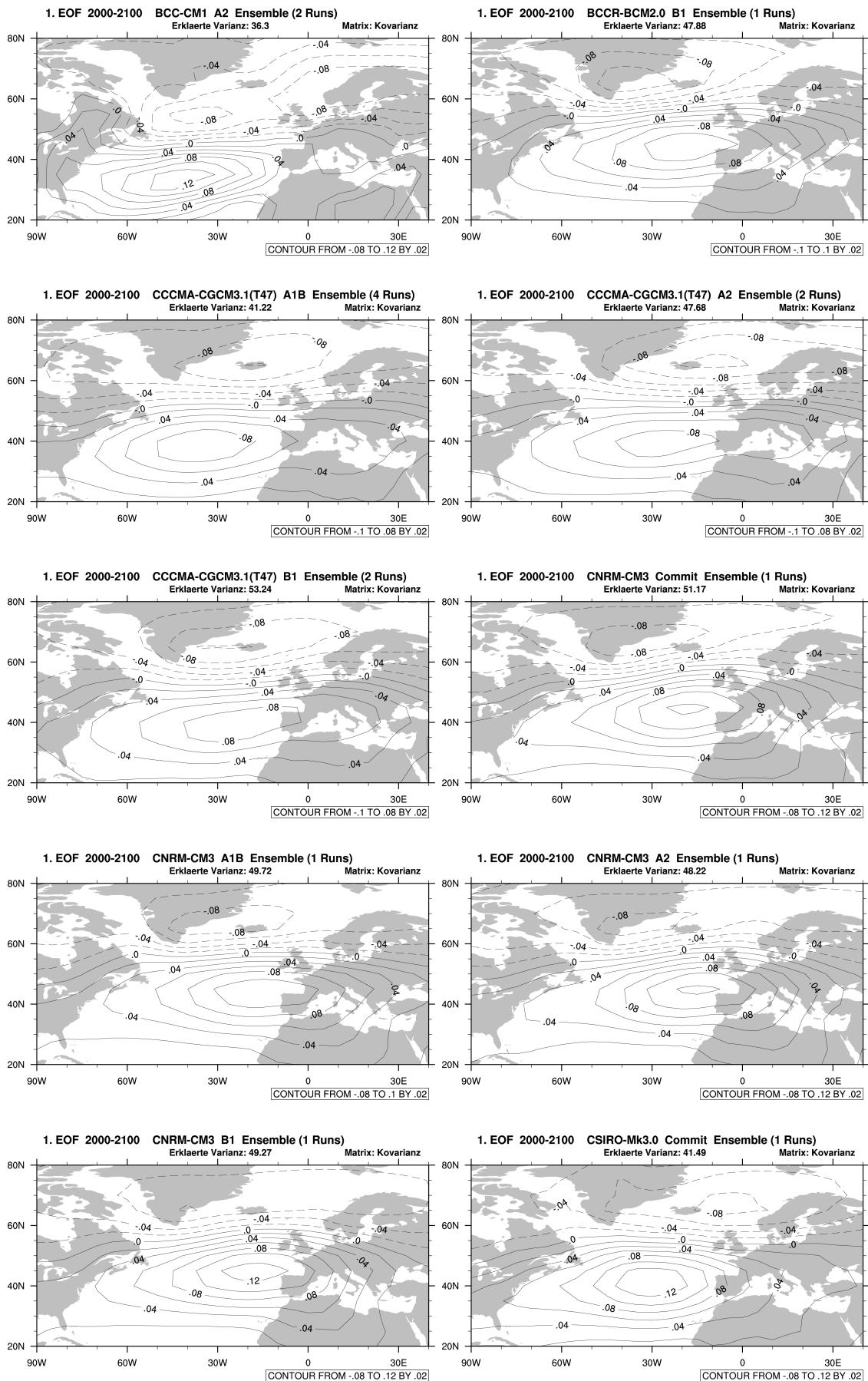
2000 2020 2040 2060 2080 2100 Hurrell (A) und EOF (B) NAO-Index 2000-2099 NCAR-PCM1 B1 Run 3

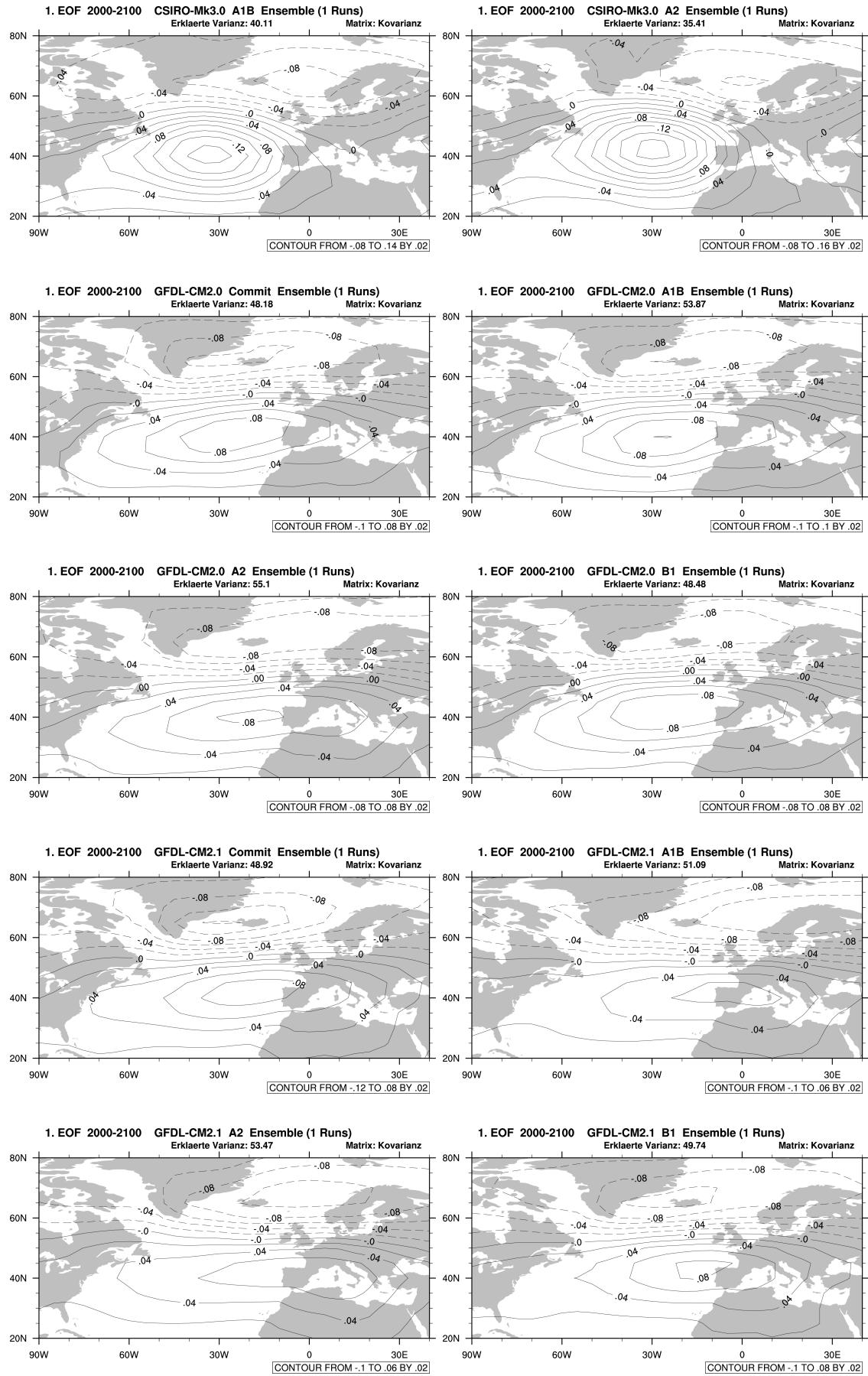


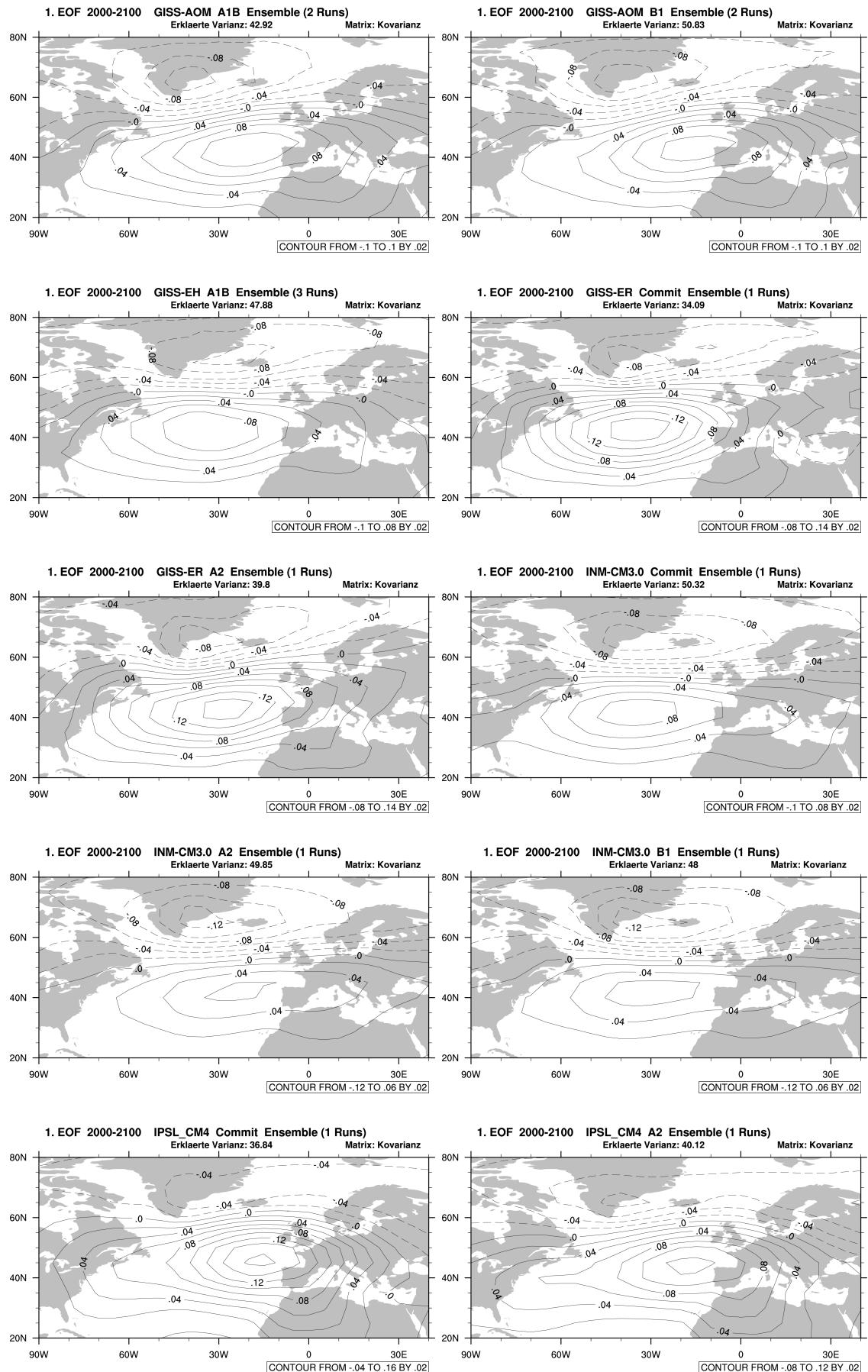


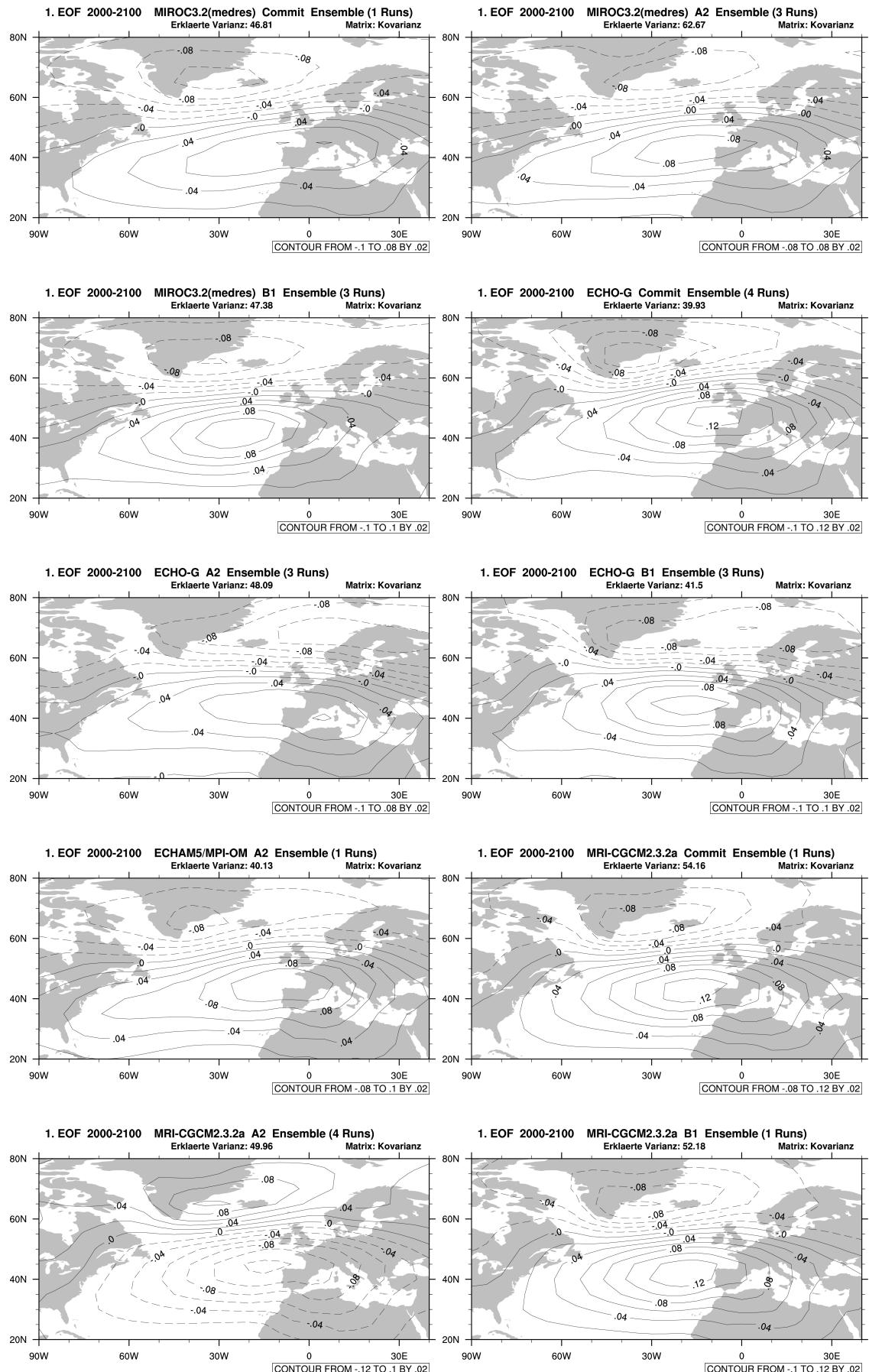


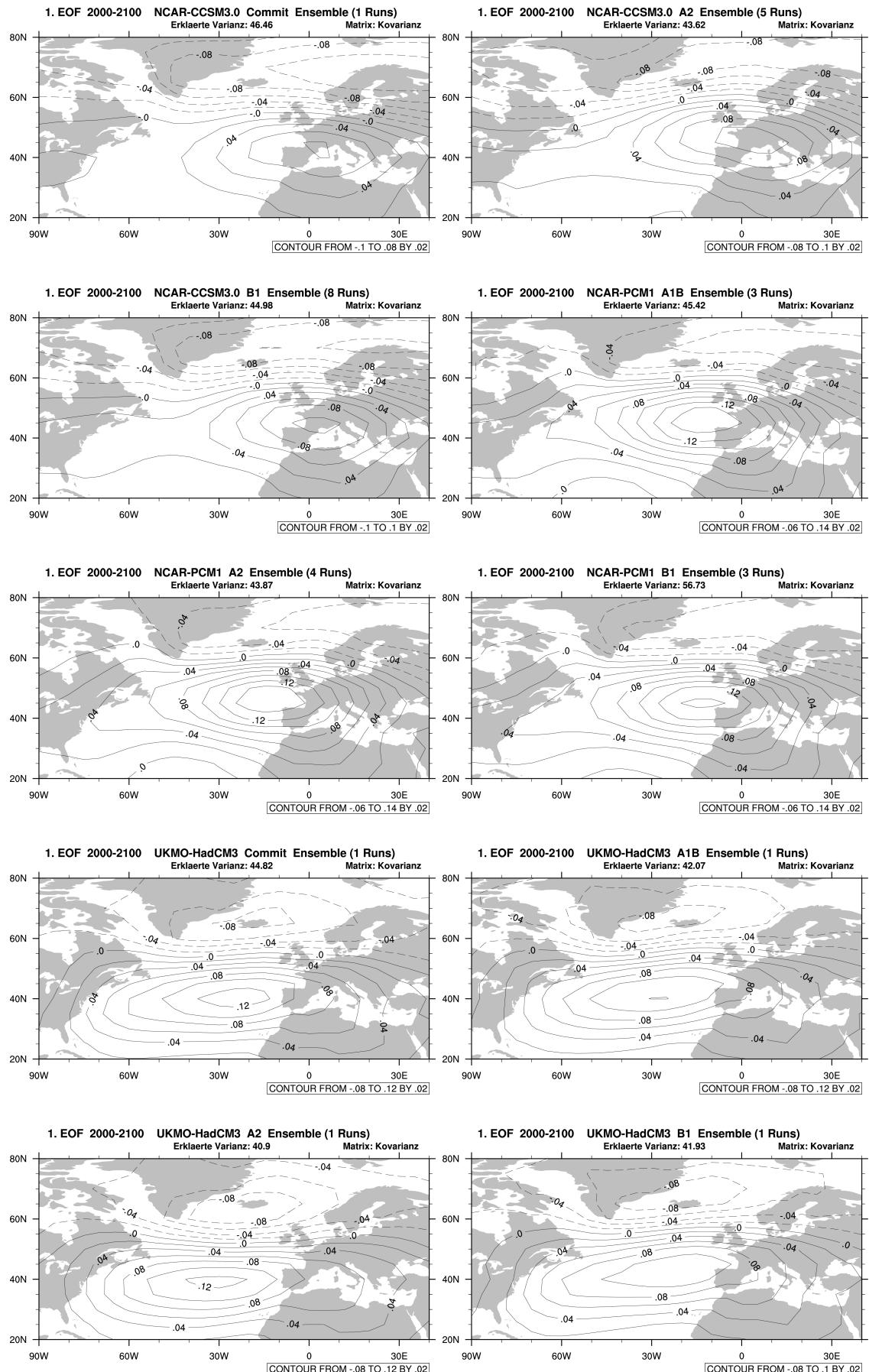
Anhang D: Projektion der ersten EOF für das 21. Jh. der 19 verwendeten AOGCMs inklusive Anteil der erklärten Varianz [%] (%Var)











Erklärung

Ich versichere, dass ich die Arbeit selbstständig verfasst habe, dass ich keine anderen Quellen und Hilfsmittel als die angegebenen benutzt und die Stellen der Arbeit, die anderen Werken dem Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Fall als Entlehnung kenntlich gemacht habe. Das Gleiche gilt auch für beigegebene Zeichnungen, Kartenskizzen und Abbildungen.

Bonn, den 29.09.2012