

Simulationen hydrologischer Massenvariationen und deren Einfluss auf die Erdrotation

Genehmigte

DISSERTATION

zur

Erlangung des akademischen Grades

Doktor-Ingenieur

(Dr.-Ing.)

vorgelegt an der

Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften

der Technischen Universität Dresden

von

Dipl.-Ing. Claudia Walter

Dresden, März 2008

Die vorliegende Dissertation mit dem Titel „Simulationen hydrologischer Massenvariationen und deren Einfluss auf die Erdrotation“ stimmt mit dem Original überein.

Gutachter der Dissertation: Prof. Dr. phil. nat. habil. Michael H. Soffel
Prof. Dr.-Ing. Harald Schuh
Dr. rer. nat. Jochen Stuck

Tag der Einreichung: 16. März 2007

Tag der mündlichen Prüfung: 29. November 2007

Kurzfassung Die gestiegene Messgenauigkeit der Erdrotationsparameter ermöglicht inzwischen eine Berücksichtigung von Sekundäreffekten, wie Einflüssen hydrologischer Massenvariationen. Variationen der Erdrotation durch hydrologische Massenvariationen sind bisher weniger gut als atmosphärische und ozeanische Beiträge erforscht. Zur Interpretation, Analyse und Zuordnung von Signalen in den Erdrotationsparametern wurden mit einem Landoberflächenschema und einem lateralen Abflussmodell langjährige hydrologische Simulationen unter Antrieb aus verschiedenen globalen Atmosphärenmodellen durchgeführt. Diese Simulationen erlaubten die Durchführung von Sensitivitätsstudien über die Abhängigkeit simulierter hydrologischer Beiträge zur Erdrotation von den atmosphärischen Antrieben und der Modellphysik. Alle relevanten hydrologischen Größen wurden auf Plausibilität mit Beobachtungsdaten oder anderen Simulationsergebnissen validiert. Neben dem Beitrag der vertikalen Wasserbilanz wurde auch der Beitrag des lateralen Wassertransportes auf die Erdrotation explizit untersucht. Erstmals konnte der hydrologische Bewegungsterm quantifiziert werden. Die simulierten hydrologischen Drehimpulsfunktionen wurden schließlich im Kontext des globalen Wasserkreislaufes den beobachteten Erdrotationsparametern gegenübergestellt. Es ergab sich eine besonders gute Übereinstimmung für die hydrologische χ_2 -Komponente mit Residuen aus Beobachtungen und simulierten atmosphärischen und ozeanischen Variationen der Erdrotation.

Abstract The increasing accuracy of observation of the Earth's rotation allows the consideration of so called secondary effects like the influence of hydrological mass redistributions. Variations of the Earth's rotation due to hydrological influences are yet less investigated than atmospheric and oceanic contributions. In order to analyse, interpret and associate signals in the parameters of the Earth's rotation, longtime hydrologic simulations were performed by forcing a land-surface scheme and a lateral discharge model with data of various global atmospheric models. By these simulations, the dependency of simulated hydrologic contributions to the variations of the Earth's rotation on atmospheric forcing and on the model physics was studied. All relevant hydrologic quantities were validated against observed or modelled values to evaluate their plausibility. In addition to the contribution of the vertical water balance to the variations of the Earth's rotation also the contribution of lateral water transport was explicitly investigated. For the first time the hydrologic motion term was quantified. Eventually, the simulated hydrological angular momentum functions were compared in the context of the global water cycle against observed parameters of the Earth's rotation. The hydrological component of χ_2 did show a very good agreement with residuals of observations and simulated atmospheric and oceanic variations of the Earth's rotation.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|-----------|
| 1. Einführung | 13 |
| 1.1. Motivation | 13 |
| 1.2. Stand der Forschung | 14 |
| 1.3. Zielstellung | 15 |
| 2. Grundlagen für die Berechnung der Erdrotationsparameter | 17 |
| 2.1. Einflüsse geophysikalischer Prozesse auf die Erdrotation | 17 |
| 2.2. Die Drehimpulserhaltung | 21 |
| 2.3. Ansatz über die Drehimpulsmethode | 23 |
| 2.4. Die Anregungsfunktionen ψ_i | 25 |
| 2.5. Die Drehimpulsfunktionen χ_i | 26 |
| 2.6. Berücksichtigung der Eigenschaften einer elastischen Erde | 28 |
| 2.7. Transformation in Koordinaten des CEP | 29 |
| 2.8. Berechnung der Hydrologischen Drehimpulsfunktionen | 31 |
| 2.9. Zusammenhang zu niederen Koeffizienten des Schwerefeldes | 33 |
| 3. Modellierung der kontinentalen Hydrologie | 35 |
| 3.1. Die kontinentale Wasserbilanz | 35 |
| 3.2. Hydrologische Modelle | 38 |
| 3.2.1. Das Landoberflächen-Schema, SLS | 39 |
| 3.2.2. Das Abflussmodell, HDM | 41 |
| 3.2.3. Weitere hydrologische Modelle | 43 |
| 4. Atmosphärische Modelle und Daten | 47 |
| 4.1. Die NCEP/NCAR-Reanalyse | 48 |
| 4.2. Die ERA40 Reanalyse und operationelle Daten des ECMWF | 49 |
| 4.3. Das Klimamodell ECHAM4 | 51 |
| 4.4. Validierung der atmosphärischen Antriebsdaten | 52 |
| 4.4.1. Niederschläge | 53 |
| 4.4.2. Temperaturen | 59 |
| 5. Zur Simulation der großskaligen kontinentalen Hydrologie | 66 |
| 5.1. Datenaufbereitung und Simulationen | 66 |
| 5.1.1. Landoberflächensimulationen | 67 |
| 5.1.2. Abflusssimulationen | 68 |

| | |
|---|------------|
| 5.2. Vergleich simulierter Felder von SLS und ECHAM | 69 |
| 5.3. Validierung simulierter Abflüsse | 72 |
| 5.4. Validierung simulierter Wasserverteilungen | 83 |
| 6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen | 89 |
| 6.1. Modellbedingte Fehlereinflüsse | 89 |
| 6.1.1. Artefakte durch die Landmaskierung | 89 |
| 6.1.2. Einfluss der Wasserbilanzbildung | 91 |
| 6.1.3. Effekte der Landoberflächenmodellierung | 92 |
| 6.1.4. Einfluss der äußeren Gestalt der Erde | 94 |
| 6.1.5. Abhängigkeit von der Auflösung der Antriebsdaten | 96 |
| 6.1.6. Einfluss der Fließrichtung im Abflussschema | 97 |
| 6.2. Analyse hydrologischer Drehimpulsfunktionen | 98 |
| 6.2.1. Saisonale Signale | 100 |
| 6.2.2. Nichtsaisonale Signale | 111 |
| 6.2.3. Langperiodische Signale und Trends | 119 |
| 6.2.4. Vergleiche mit Ergebnissen anderer Simulationen | 129 |
| 6.2.5. Der Bewegungsterm | 137 |
| 6.3. Hydrologische Drehimpulsfunktionen im globalen Kontext | 140 |
| 6.3.1. Ozeanische Modellierung | 140 |
| 6.3.2. Globale Massenerhaltung | 142 |
| 6.3.3. Vergleich beobachteter und simulierter Erdrotationsparameter | 150 |
| 7. Zusammenfassung und Ausblick | 162 |
| A. Berechnung der hydrologischen Massenverteilungen | 167 |
| B. Statistische Auswerteverfahren und Darstellungsmethoden | 169 |
| B.1. Allgemeine Auswerteverfahren | 169 |
| B.2. Spektrale Varianzanalyse | 170 |
| B.2.1. Die Fourier-Transformation | 170 |
| B.2.2. Die Multitaper-Methode | 171 |
| B.2.3. Die Waveletanalyse | 172 |
| B.2.4. Die Kreuzspektral- und Kohärenzanalyse | 175 |
| B.3. Die harmonische Analyse | 177 |
| B.4. Analyse räumlicher Muster | 178 |
| B.4.1. Die Hauptkomponentenanalyse | 179 |
| B.5. Die Multiple Regression | 181 |
| C. Formelzeichen und Abkürzungen | 183 |
| Literaturverzeichnis | 188 |

Abbildungsverzeichnis

| | |
|---|----|
| 2.1. Zeitreihen der Polbewegung und der Tageslänge. | 18 |
| 2.2. Direkte und indirekte Einflüsse auf die Erdrotation. | 19 |
| 2.3. Relativer Einfluss regionaler Massen auf die Deviationsmomente. . | 27 |
| 3.1. Die hydrologische Bilanz für eine Gitterzelle. | 37 |
| 3.2. Struktur des SLS. | 40 |
| 3.3. Struktur des HDM. | 42 |
| 4.1. Globale gemittelte Niederschläge über Land. | 54 |
| 4.2. Erste EOF der globalen Niederschlagsverteilungen. | 56 |
| 4.3. Erste Hauptkomponente der Niederschläge von CRU. | 56 |
| 4.4. Nichtannuelle Anteile der Hauptkomponenten zur ersten EOF. . . | 56 |
| 4.5. Zweite EOF der globalen Niederschlagsverteilung von ECMWF. . | 58 |
| 4.6. Zweite Hauptkomponente der Niederschlagsverteilung von ECMWF. | 58 |
| 4.7. Siebte EOF der globalen Niederschlagsverteilung von NCEP. . . . | 58 |
| 4.8. Siebte Hauptkomponente der globalen Niederschlagsverteilung von NCEP. | 58 |
| 4.9. Klimatologische Niederschlagsverteilungen für Frühling. | 60 |
| 4.10. Klimatologische Niederschlagsverteilungen für Sommer. | 60 |
| 4.11. Klimatologische Niederschlagsverteilungen für Herbst. | 61 |
| 4.12. Klimatologische Niederschlagsverteilungen für Winter. | 61 |
| 4.13. Jahresgang und Anomalien der mittleren globalen Temperatur. . . | 62 |
| 4.14. Klimatologische Temperaturverteilungen für Frühling. | 64 |
| 4.15. Klimatologische Temperaturverteilungen für Sommer. | 64 |
| 4.16. Klimatologische Temperaturverteilungen für Herbst. | 65 |
| 4.17. Klimatologische Temperaturverteilungen für Winter. | 65 |
| 5.1. Wasseranomalien aus HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} für Herbst. | 70 |
| 5.2. Wasseranomalien aus HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} für Frühling. | 70 |
| 5.3. Varianz und RMS der Wasseranomalien aus HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} . | 71 |
| 5.4. Lage von Pegelstationen, Einzugsgebiete und künstliche Reservoirs. | 73 |
| 5.5. Abflüsse, Niederschläge und Temperaturen für den Nil. | 74 |
| 5.6. Einzugsgebietsgrößen von GRDC und aus dem HDM. | 74 |
| 5.7. Abflussquotienten aus simulierten und beobachteten Abflüssen. . . | 75 |
| 5.8. Abflüsse, Niederschläge und Temperaturen für den Kongo. | 76 |

| | |
|---|-----|
| 5.9. Kreuzkorrelation simulierter und gemessener Abflüsse. | 77 |
| 5.10. Abflüsse, Niederschläge und Temperaturen für den Murray. | 77 |
| 5.11. Laufzeitverzögerung bei der Kreuzkorrelation. | 78 |
| 5.12. Abflüsse, Niederschläge und Temperaturen für den Jenisei. | 79 |
| 5.13. Annuelle Amplitude gemessener und simulierter Abflüsse. | 80 |
| 5.14. Abflüsse, Niederschläge und Temperaturen für den Amazonas. | 80 |
| 5.15. Abflüsse, Niederschläge und Temperaturen für den Mekong. | 81 |
| 5.16. Erklärte Varianz des Jahressignals gemessener und simulierter Abflüsse. | 82 |
| 5.17. Abflüsse, Niederschläge und Temperaturen für den Mississippi. | 82 |
| 5.18. Varianzen der Wasservariationen aus GRACE und Simulationen. | 86 |
| 5.19. Wasservariationen aus GRACE und Simulationen für 10/2003. | 87 |
| 5.20. Wasservariationen aus GRACE und Simulationen für 4/2004. | 88 |
| | |
| 6.1. Artefakte durch unterschiedliche Landmasken. | 90 |
| 6.2. HAM aus unterschiedlichen Ansätzen der Bilanzierung. | 92 |
| 6.3. HAM aus HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} | 93 |
| 6.4. Ellipsendarstellung der horizontalen HAM für HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} | 94 |
| 6.5. Einfluss der Oberflächengestalt auf die HAM. | 95 |
| 6.6. HAM des lateralen Abflusses in Abhängigkeit der räumlichen Auflösung der Antriebe. | 96 |
| 6.7. HAM des lateralen Abflusses in Abhängigkeit der Fließrichtung. | 97 |
| 6.8. Spektraldichtefunktionen des Massen- und des Bewegungsterms. | 98 |
| 6.9. Transiente Variationen des Massenterms | 99 |
| 6.10. Spektraldichtefunktionen der hydrologischen Massenvariationen. | 100 |
| 6.11. Mittlere Jahregänge der HAM. | 103 |
| 6.12. Spektraldichtefunktionen für $\chi_{2,NCEP}$ | 103 |
| 6.13. Erste EOF der saisonalen Wasservariationen aus HS_{ECHAM} | 106 |
| 6.14. Erste EOF der saisonalen Wasservariationen aus HS_{NCEP} | 106 |
| 6.15. Erste EOF der saisonalen Wasservariationen aus HS_{ECMWF} | 106 |
| 6.16. Zweite EOF der saisonalen Wasservariationen aus HS_{ECHAM} | 107 |
| 6.17. Zweite EOF der saisonalen Wasservariationen aus HS_{NCEP} | 107 |
| 6.18. Zweite EOF der saisonalen Wasservariationen aus HS_{ECMWF} | 107 |
| 6.19. Erste bis fünfte Hauptkomponente der EOF und Regressionen an HAM_{NCEP} | 110 |
| 6.20. Wavelet-Energiespektren von χ_1 | 111 |
| 6.21. Wavelet-Energiespektren von χ_2 | 114 |
| 6.22. Wavelet-Energiespektren von ΔLOD | 114 |
| 6.23. Vierte EOF von HS_{NCEP} | 115 |
| 6.24. Vierte Hauptkomponenten von HS_{NCEP} | 115 |
| 6.25. Zusammenhang zwischen SOI und ΔLOD | 118 |
| 6.26. Interannuelle Variationen der HAM. | 120 |

| | |
|---|-----|
| 6.27. Interannuelle Variationen in HAM mit NCEP-Antrieb. | 122 |
| 6.28. Erste bis dritte EOF langperiodischer Massenvariationen aus HS_{NCEP} | 124 |
| 6.29. Erste bis dritte Hauptkomponente der EOF aus HS_{NCEP} | 124 |
| 6.30. Erste EOF der Bodenfeuchte aus HS_{NCEP} | 125 |
| 6.31. Erste EOF des Schnees aus HS_{NCEP} | 125 |
| 6.32. Erste bis dritte EOF langperiodischen Variationen in den NCEP- Niederschlägen. | 127 |
| 6.33. Erste bis dritte Hauptkomponente langperiod. Variationen der NCEP- Niederschläge. | 127 |
| 6.34. Erste bis dritte EOF der langperiodischen Variationen der NCEP- Temperaturen. | 128 |
| 6.35. Erste bis dritte Hauptkomponente der langperiodischen Variatio- nen der NCEP-Temperaturen. | 128 |
| 6.36. HAM verschiedener hydrologischer Modelle. | 131 |
| 6.37. Pfeildarstellung des annuellen Signals der horizontalen HAM. | 133 |
| 6.38. Pfeildarstellung des semiannuellen Signals der horizontalen HAM. | 134 |
| 6.39. Ellipsendarstellung der horizontalen HAM. | 135 |
| 6.40. Nichtsaisonale Variationen der HAM. | 136 |
| 6.41. Transiente Variationen des Bewegungsterms. | 138 |
| 6.42. Spektraldichtefunktionen für verschiedene Abflussarten. | 139 |
| 6.43. Einfluss des Frischwassereintrages in den Ozean auf ΔLOD | 145 |
| 6.44. Anomalien der globalen Massenintegrale. | 147 |
| 6.45. Einfluss der Massenbehandlung auf ΔLOD | 148 |
| 6.46. Direkte und indirekte Beiträge der kontinentalen Hydrologie. | 149 |
| 6.47. Residuen aus EOP-C04 und AO_{NCEP} und HAM von HS_{NCEP} | 153 |
| 6.48. Residuen aus EOP-C04 und AO_{ECMWF} und HAM von HS_{ECMWF} | 153 |
| 6.49. Kohärenz zwischen Simulationen von AOH_{ECHAM} und EOP-C04. | 157 |
| 6.50. Kohärenz zwischen Simulationen von AOH_{NCEP} und EOP-C04. | 158 |
| 6.51. Kohärenz zwischen Simulationen von AOH_{ECMWF} und EOP-C04. | 159 |
| B.1. Erste drei Taper für den Fall $p = 2$ und $N = 21185$ | 173 |
| B.2. Morlet-Wavelet | 174 |

Tabellenverzeichnis

| | |
|---|-----|
| 2.1. Verwendete Konstanten zur Berechnung der Drehimpulsfunktionen. | 33 |
| 4.1. Statistische Werte der globalen Niederschläge über Land. | 55 |
| 4.2. Statistische Werte für die Temperaturen. | 62 |
| 5.1. Durchgeführte Langzeitsimulationen. | 66 |
| 6.1. Korrelation der HAM von HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} | 93 |
| 6.2. Werte für das annuelle Signal der HAM aus HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} . | 93 |
| 6.3. Werte des annuellen und semiannuellen Signals der HAM. | 102 |
| 6.4. Erklärte Varianzen der saisonalen Variationen und der HAM von HS_{ECHAM} | 108 |
| 6.5. Erklärte Varianzen der saisonalen Variationen und der HAM von HS_{NCEP} | 108 |
| 6.6. Erklärte Varianzen der saisonalen Variationen und der HAM von HS_{ECMWF} | 108 |
| 6.7. Erklärte Varianzen der nichtsaisonalen Variationen und der HAM von HS_{ECHAM} | 113 |
| 6.8. Erklärte Varianzen der nichtsaisonalen Variationen und der HAM von HS_{NCEP} | 115 |
| 6.9. Erklärte Varianzen der nichtsaisonalen Variationen und der HAM von HS_{ECMWF} | 116 |
| 6.10. Erklärte Varianzen langperiodischer Variationen und der HAM von HS_{NCEP} | 122 |
| 6.11. Erklärte langperiodische Variabilität in HAM_{NCEP} durch die Antriebsdaten. | 125 |
| 6.12. Verwendete hydrologische Datensätze im Überblick. | 129 |
| 6.13. Pro- und retrograde Komponenten des annuellen Signals simulierter HAM. | 132 |
| 6.14. Standardabweichungen nichtsaisonalen Variationen der HAM. | 135 |
| 6.15. Korrelationen zwischen den horizontalen HAM verschiedener hydrologischer Modelle. | 136 |
| 6.16. Korrelationen zwischen ΔLOD verschiedener hydrologischer Modelle. | 136 |
| 6.17. Annuelle und semiannuelle Signale des Bewegungsterms. | 139 |

| | |
|--|-----|
| 6.18. Überblick über ozeanische Simulationen mit konstanter und variabler Masse. | 144 |
| 6.19. Kombination simulierter Drehimpulsfunktionen. | 151 |
| 6.20. Quellen der beobachteten und simulierten Erdrotationsparametern. | 152 |
| 6.21. Varianzen von EOP-C04 und den Residuen aus Beobachtungen und verschiedenen Simulationen. | 152 |
| 6.22. Korrelationskoeffizienten zwischen EOP-C04 und verschiedenen Simulationen. | 152 |

1. Einführung

1.1. Motivation

Die Hydrologie verbindet den Wasserkreislauf zwischen Atmosphäre und Ozean auf dem Land. Sie umfasst Wassermassen in Seen, Flüssen, in Grundwasserleitern, die im Boden gespeicherte Feuchtigkeit, Schneeschichten, Gletscher und die Biosphäre. Auch der Mensch besteht zu etwa 60% aus Wasser und greift durch Flussregulierungen und Wasserentnahme für Industrie, Landwirtschaft und Haushalt in den natürlichen Wasserkreislauf ein. Obwohl das Wasser im kontinentalen Teil der Hydrosphäre nur 3,5 % des gesamten hydrologischen Kreislaufes beträgt, beeinflussen Umverteilungsprozesse hydrologischer Massen die Erdrotation auf Zeitskalen von wenigen Tagen über Dekaden bis hin zu tausenden Jahren. Die natürliche jahreszeitliche Abfolge mit Schneefall im Winter, der Vegetationszyklus, der wechselnde Wasserstand von Flüssen, trockene und feuchte Wetterperioden, große Überschwemmungen, langanhaltende Dürren sowie das Abschmelzen jahrtausende alter Gletscher verändern permanent die Massenverteilung auf der Erde.

Einflüsse hydrologischer, atmosphärischer und ozeanischer Massenvariationen sowie Massenumverteilungen im Erdinnern bewirken Deformationen des Erdkörpers, Änderungen des Schwere- und Magnetfeldes sowie des Rotationsvektors. Aufgrund der Abweichung von der Hauptträgheitsachse beschreibt die Rotationsachse der Erde am Pol eine kreisförmige Bewegung mit einem Radius von maximal 10 m. Diese Bewegung setzt sich aus einer durch saisonale Massenumverteilungen hervorgerufenen Jahresschwingung und der Eigenschwingung der deformierbaren Erde, der sogenannten Chandlerschwingung mit einer Periodendauer von etwa 435 Tagen, zusammen. Der mittlere Rotationspol führt eine unregelmäßige Drift in Richtung 80 Grad West aus. Die Variationen der Rotationsgeschwindigkeit der Erde werden als Tageslängenschwankungen (ΔLOD) bezeichnet. Die Zeitreihen der Erdrotation sind die am längsten beobachteten direkt messbaren integralen Variablen des Erdsystems.

Messungen der Polbewegung reichen bis zum Ende des 19. Jahrhunderts zurück, die Schwankungen der Erdrotationsgeschwindigkeit wurden seit 1956 vom Bureau International de L'Heure ermittelt, das später in den International Earth Rotation and Referencesystem Service (IERS) überging. Die Beobachtung der

Erdrotation mit zunehmend höherer Genauigkeit durch geodätische Raumverfahren ermöglicht die Identifikation und Separation von kleinskaligen Prozessen. Während mit astronomischen Verfahren eine Genauigkeit von etwa $0,020''$ (etwa 60cm am Pol) erzielbar ist (Ron et al., 2005), ermöglicht das Verfahren der Radiointerferometrie auf langen Basislinien (VLBI) heute eine Genauigkeit von $\pm 0,2\text{mas}$ (etwa 6mm am Pol).

Diese Erhöhung der Messgenauigkeit erfordert gleichzeitig eine Verfeinerung der Modellbildung, um die Beobachtungen entsprechend interpretieren und die unterschiedlichen geophysikalischen Prozesse separieren zu können. Im Rahmen verschiedener national und international koordinierter Forschungsvorhaben werden diese Projekte derzeit intensiv vorangetrieben (Schuh et al., 2003; Ilk et al., 2005; Plag et al., 2006). Durch das Zusammenwirken von Modellierung, Messung und Analyse können Zusammenhänge zwischen Abläufen auf der Erde und beobachteten periodischen, quasiperiodischen, aperiodischen und episodischen Signalen auf verschiedenen Zeitskalen in den Erdrotationsparametern untersucht werden.

Darüber hinaus zeichnen sich möglicherweise natürliche oder anthropogene Änderungen klimatologisch gemittelter Zustände in den gemessenen Reihen der Erdrotationsparameter ab. Aktuell werden eine Meeresspiegelerhöhung von 3,1 mm pro Jahr, beschleunigte Eisschmelzvorgänge, das Auftauen der arktischen Dauerfrostböden, eine Häufung von Stark-Niederschlägen und eine Intensivierung der Dürren in den Tropen und Subtropen verzeichnet. Der Klimabericht des Intergovernmental Panel on Climate Change¹ sagt desweiteren bis zum Ende des Jahrhunderts eine globale Erwärmung um $1,8-4^{\circ}\text{C}$ voraus. Da klimarelevante Signale mit Massenverlagerungen auf der Erde verbunden sind, sollten sich Einflüsse dieser geophysikalischen Prozesse in den Zeitreihen der Erdrotationsparameter widerspiegeln.

1.2. Stand der Forschung

Klima- und wetterbedingte Massenvariationen werden vor allem von Vorgängen in der Atmosphäre und im Ozean verursacht. Aufgrund der Entwicklung atmosphärischer Modelle aus der Wettervorhersage und der Verfügbarkeit umfangreicher Beobachtungsdaten von atmosphärischen Zustandsgrößen, besitzen atmosphärische Modelle bereits eine hohe Genauigkeit. Für den Ozean und die Hydrologie gestaltet sich die Modellierung auf globaler Ebene sehr viel schwieriger, da ein Mangel an tiefreichenden flächendeckenden Beobachtungen besteht.

Die ersten Bestimmungen hydrologischer Beiträge zur Polbewegung wurden anhand von klimatologischer Messungen durchgeführt (Van Hylckama, 1970). Hin-

¹<http://www.ipcc.ch>

nov and Wilson (1987) und Chao and O'Connor (1988) berechneten die Erdrotationsparametern durch die Bilanzierung aus Niederschlag, Verdunstung und Schnee. Kuehne and Wilson (1991) teilten für entsprechende Berechnungen die Landoberfläche in 612 Flusseinzugsgebiete auf. Die Bilanzierung des Abflusses wurde in früheren Arbeiten anhand von dokumentierten saisonalen Werten (Kuehne and Wilson, 1991), durch Abschätzungen nach verschiedenen Ansätzen (Chao and O'Connor, 1988; Kikuchi, 1977; Jochmann, 1999) und durch Anpassung an bekannte Abflüsse eines Referenzjahres (Dill, 2002) ermittelt. Chen et al. (1999) sowie Chen et al. (2000) argumentierten, dass der Großteil der Anomalien der Wassermassen durch Bodenfeuchte und Schnee hervorgerufen wird und bestimmten hydrologische Erdrotationsparameter aus monatlichen diagnostischen Datensätzen von NCEP/NCAR². Dill (2002) berechnete auf diese Art die hydrologischen Beiträge anhand von Satellitenmessungen und Daten des atmosphärischen Klimamodells ECHAM3 (Roeckner et al., 1992).

Seit dem Start des Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) ist ein neues aussagekräftiges Beobachtungssystem verfügbar, mit dem Änderungen des Erdschwerefeldes erfasst und damit indirekt auch hydrologische Massenvariationen bestimmt werden können (Schmidt et al., 2006). Dies hat dazu geführt, dass in den letzten Jahren den Massentransporten und -variationen der Hydrologie gesteigerte Aufmerksamkeit zuteil wird. Infolgedessen werden hydrologische Massenvariationen immer häufiger aus Simulationen unabhängiger Landoberflächenmodelle bezogen (Huang et al., 1996; Shmakin et al., 2002; Döll et al., 2003; Rodell et al., 2004). Chen (2005) und Chen and Wilson (2005) benutzten zur Berechnung der Tageslägenvariationen und der hydrologischer Drehimpulsfunktionen Datensätze des Bodenwassers aus dem Land Data Assimilation System (LDAS), einem globalen Landoberflächenmodell mit Datenassimilierung. Nastula and Kolaczek (2006) nutzten neben den vom IERS GGFC³ bereitgestellten hydrologischen Datensätze auch Simulationsergebnisse des Land Dynamics Model (LaD).

1.3. Zielstellung

Gegenstand dieser Arbeit ist die Durchführung langjähriger hydrologischer Simulationen, einschließlich der lateraler Wassertransporte zum Ozean, zur Analyse und Interpretation des Einflusses hydrologischer Massenvariationen auf die Erdrotation auf subsaisonalen bis interannuellen Zeitskalen. Da zu diesem Zweck keine langjährigen globalen Datensätze aus Beobachtungen verfügbar waren, wurden Antriebe aus globalen Atmosphärenmodellen verwendet. Die Möglichkeit,

²National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research

³IERS Global Geophysical Fluids Centre (GGFC) Special Bureau for Hydrology

selbst Simulationen durchführen zu können, erlaubt eine gezielte Untersuchung von Fehlereinflüssen und der Abhängigkeit hydrologischer Simulationsergebnisse von den atmosphärischen Antriebsgrößen. So können einzelne Signale in den Erdrotationsparametern den verursachenden hydrologischen Prozessen zugeordnet werden. Da die Signifikanzgrenze der Residuen aus beobachteten Erdrotationsparametern und simulierten Primäreffekten im Bereich der Einflussgröße der Primäreffekte liegt, ist eine Identifizierung hydrologische Beiträge in den Restsignalen bereits teilweise möglich. Die Ergebnisse dieser Arbeit dienen als Vorstudie zu dem Forschungsprojekt, das sich der Entwicklung eines physikalisch konsistenten Erdsystemmodells zur Untersuchung von Rotation, Oberflächengestalt und Schwerfeld der Erde widmet (gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft Nr. DR143/12).

Für die Simulation der Landoberflächenprozesse wurde das Landoberflächenschema SLS (Simplified Land Surface Scheme) eingesetzt. Der Simulation lateraler Wassertransporte diente das Abflussmodell HDM (Hydrological Discharge Model). Diese Modelle werden in Kapitel 3 vorgestellt. Im Sinne einer konsistenten Modellierung atmosphärischer, ozeanischer und hydrologischer Beiträge zu den Variationen der Erdrotation, werden für die hydrologischen Simulationen atmosphärische Antriebe aus den Modellen eingesetzt, die bereits die Grundlage für ozeanische Simulationen bildeten. Die atmosphärischen Antriebe werden daher aus dem freien Modell ECHAM4 und den auf Beobachtungsdaten basierenden Reanalysen des National Centers for Environmental Prediction und des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts bezogen. Um die Güte der verwendeten atmosphärischen Antriebe beurteilen zu können, bedarf es zunächst einer Validation mit Beobachtungsdaten. Eine Beschreibung der atmosphärischen Modelle und die Validation relevanter atmosphärischer Felder für die hydrologische Simulation erfolgt in Kapitel 4. Anschließend werden in Kapitel 5 die simulierten hydrologischen Größen beobachteten Werten und Ergebnissen anderer hydrologischer Modelle gegenübergestellt. Um mögliche Fehlerquellen identifizieren und wenn nötig im Vorab ausschließen zu können, werden in Kapitel 6.1 einige Testsimulationen durchgeführt. Aus den simulierten Variationen kontinentaler Wassermassen werden nachfolgend in Kapitel 6.2 die hydrologischen Drehimpulsfunktionen abgeleitet und analysiert. Dabei wird Bezug auf die verursachenden Prozessen in den simulierten Massenvariationen und in den Antriebsdaten genommen. Letztlich erfolgt in Kapitel 6.3 eine Betrachtung der simulierten hydrologischen Drehimpulsfunktionen als Teil der globalen Erdrotation einschließlich einer Gegenüberstellung simulierter und beobachteter Erdrotationsvariationen.

2. Grundlagen für die Berechnung der Erdrotationsparameter

2.1. Einflüsse geophysikalischer Prozesse auf die Erdrotation

Die Erde kann als komplexes System von Komponenten aufgefasst werden, die über Strahlungs-, Energie-, Massen- und Impulsaustausch miteinander in Wechselwirkung stehen. Durch zahlreiche Prozesse zwischen und innerhalb der Subsysteme der Erde sowie durch externe Einflüsse von Sonne, Mond und Planeten kommt es direkt oder indirekt zu Änderungen der physischen Gestalt der Erde, ihres elektromagnetischen und ihres Gravitationsfeldes sowie ihrer geometrischen Orientierung.

Die Orientierung der Erde lässt sich in Rotationsvorgänge bezüglich eines erdfesten und eines himmelfesten System aufteilen. Die Änderungen der Lage der Erdrotationsparameter beschrieben, die sich in Polbewegung und Variationen der Tageslänge (ΔLOD) gliedern. Gemeinsam mit den Parametern der Änderungen der Rotationsachse im himmelfesten System, Präzession und Nutation, bilden die Erdrotationsparameter die Gesamtgruppe der Erdorientierungsparameter (EOP).

Die Polbewegung setzt sich aus mehreren Anteilen zusammen. Dadurch, dass die Rotationsachse der Erde nicht mit der Hauptträgheitsachse zusammenfällt, ergibt sich eine in etwa kreisförmige Bewegung mit einer Periode von 435 Tagen und einer Amplitude von $0,1''$ bis $0,2''$, die Chandler-Periode genannt wird. Für eine starre Erde würde diese Periode, genannt Euler-Periode, nur 305 Tage betragen. Der Unterschied zwischen Euler- und Chandler-Periode ergibt sich aus den elastischen Eigenschaften der Erde. Jahreszeitliche Massenverschiebungen durch hauptsächlich meteorologische Prozesse verursachen zusätzlich eine ellipsoidische Bewegung mit einer Jahresperiode und Amplituden von $0,05''$ bis $0,1''$. Säkulare Bewegungen wie zum Beispiel Gebirgsbildung und postglaziale Landhebung verursachen zudem eine Polwanderung. Die Überlagerung all dieser Bewegungen ergibt eine spiralförmige Kurve mit langsam fortschreitendem Mittelpunkt (Torge, 1975). Als Tageslängenvariationen (ΔLOD) werden die Abweichung der

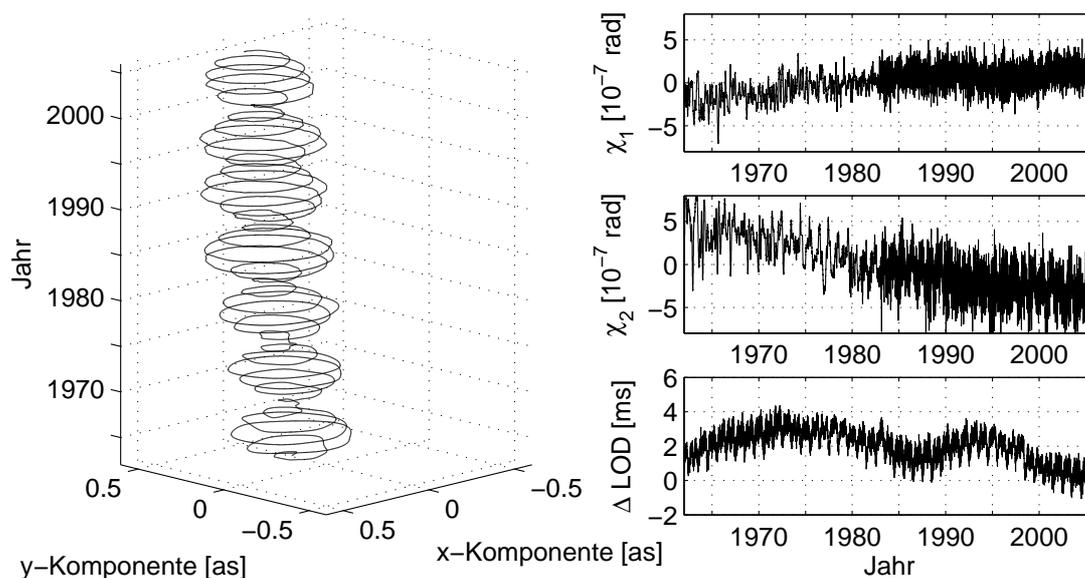


Abb. 2.1.: Zeitreihe EOP-C04 der Polbewegung für den Zeitraum zwischen 1962 und 2006 (links) und Anregungsfunktionen der Polbewegung χ_1 und χ_2 und Tageslängenvariationen ΔLOD aus C04 für den selben Zeitraum (rechts).

Rotationsgeschwindigkeit der Erde von einer gleichförmigen Geschwindigkeit bezeichnet.

Die Beobachtung der Erdrotationsparameter wird durch verschiedene geodätische und astronomische Methoden vorgenommen, dazu zählen Beobachtungen zu Quasaren mittels der Radiointerferometrie auf langen Basislinien (VLBI, Very Long Baseline Interferometry), Lasermessungen zum Mond und zu Satelliten (LLR, Lunar Laser Ranging und SLR, Satellite Laser Ranging), Verfahren mittels Radiofrequenzempfängern (GPS¹, GLONASS², Galileo) und -sendern (DORIS³) sowie die optische Astrometrie durch Beobachtung von Sternen. Ringlaserkreise reagieren ebenfalls auf die Änderungen der Rotationsgeschwindigkeit der Erde. Da hier jedoch noch Entwicklungsbedarf besteht, können diese Verfahren gegenwärtig noch nicht für die absolute Bestimmung der Erdrotationsgeschwindigkeit eingesetzt werden (Schuh et al., 2003). Für Schwerefeldmessungen und das Erdmagnetfeld sind besonders die Satelliten Missionen CHAMP⁴, GRACE⁵ und GOCE⁶ von Bedeutung. Der Internationale Erdrotations- und Referenzsysteme-

¹Global Positioning System

²GLObales NAVigations-Satelliten-System

³Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite

⁴CHAllenging Minisatellite Payload

⁵Gravity Recovery and Climate Experiment

⁶Gravity and Steady-State Ocean Circulation Explorer

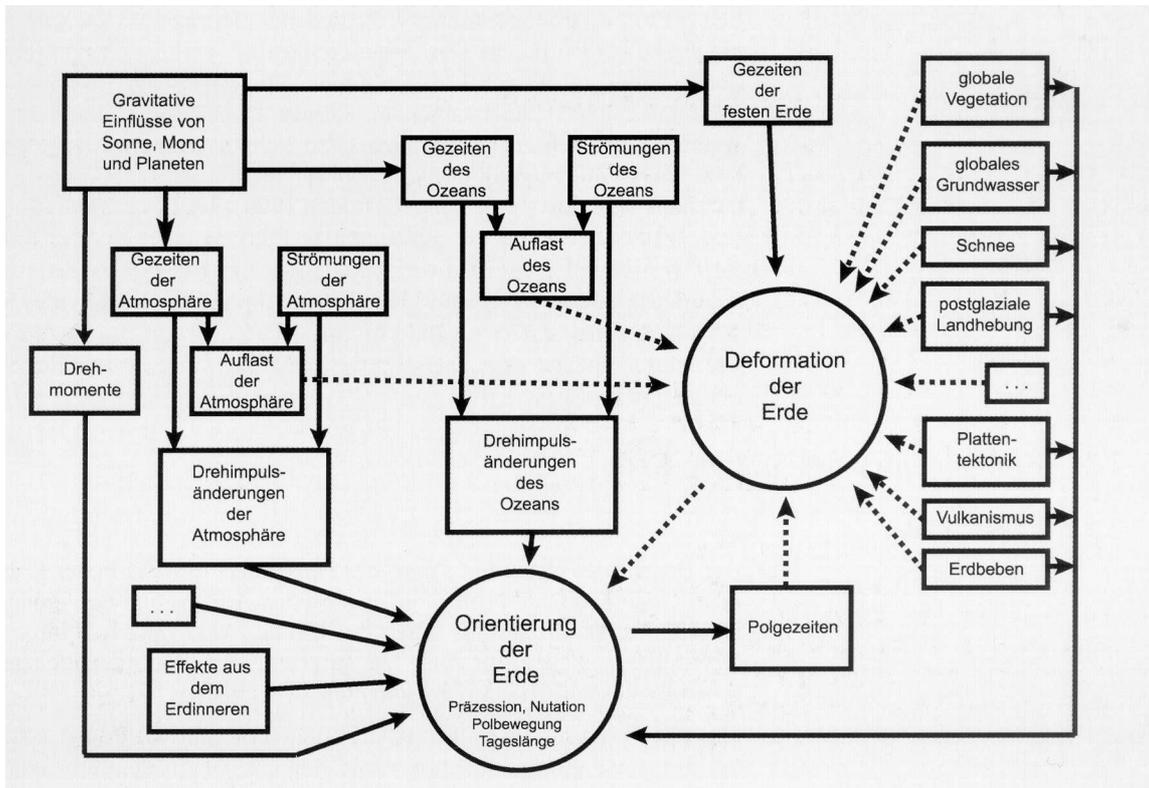


Abb. 2.2.: Direkte und indirekte Einflüsse der Primär- und Sekundäreffekte auf die Erdrotation (aus Schuh et al., 2003).

Dienst (International Earth Rotation and Reference Systems Service, IERS) publiziert gemessene Parameter der Erdrotation und der Tageslänge. Die beobachteten Werte werden mit den Werten aus Modellsimulationen üblicherweise auf der Ebene der Drehimpulsfunktionen verglichen, da in diesen die Änderungen der Polbewegung ausgedrückt werden und der Chandler Wobble nicht enthalten ist. In Abbildung 2.1 sind die Polbewegung, die Drehimpulsfunktionen und die Tageslängenvariationen dargestellt. Die Variationen der Tageslänge unterscheiden sich von der axialen Komponente der Drehimpulsfunktionen nur um einen konstanten Faktor. Da die Tageslängenvariationen mit der Einheit Sekunden eine höhere Anschaulichkeit als die Drehimpulsfunktionen besitzen, wird im folgenden vorzugsweise diese Darstellung gewählt. Mit dem Einsatz von VLBI zu Beginn der 80er Jahre des vergangenen Jahrhunderts erhöht sich die Genauigkeit der Messwerte sehr stark, so dass auch hochfrequente Variationen genau gemessen werden können.

Massenverlagerungen zwischen den und innerhalb der Subsysteme der Erde wirken auf den Trägheitstensor und die Drehimpulsverteilung im System Erde. In Abbildung 2.2 werden die Komponenten und Einflüsse im System Erde veran-

schaulich. Das System Erde besteht hauptsächlich aus den Komponenten feste Erde, Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre sowie Biosphäre und Anthroposphäre. Auf die Erdrotation wirken vor allem Kopplungsvorgänge zwischen Atmosphäre, Ozean und fester Erde sowie zwischen dem von der festen Erde umfassten Komponenten Erdkern und Erdmantel. Der Erdmantel beinhaltet 68% der Gesamtmasse und verursacht 89% des Gesamträgheitsmoments der Erde (Schuh et al., 2003).

Den Hauptbeitrag zur Anregung der Polbewegung auf Zeitskalen von wenigen Tagen bis zu mehreren Jahren leistet die hochturbulente Atmosphäre mit ihren Wetter- und Klimaprozessen. Die Atmosphäre umfasst die gasförmige Hülle der Erde mit ihren flüssigen und festen Anteilen (Wolken, Aerosole). Während sich Massenumverlagerungen von Wasserdampf, Kohlendioxid sowie weiterer enthaltener Gase vorwiegend auf die Polbewegung auswirken, beeinflussen Zirkulationsvorgänge in der Atmosphäre hauptsächlich die Tageslänge. Etwa 90% der beobachteten Variabilität der Tageslänge werden von atmosphärischen Prozessen verursacht.

Über Niederschlag und Verdunstung sowie durch Lösen und Binden von Kohlenstoff besteht ein reger Stoffaustausch zwischen der Atmosphäre und der Hydrosphäre. Die Hydrosphäre beinhaltet die Wasservorkommen der Erde in Ozeanen und im Grundwasser, den Seen und Flüssen der Kontinente. In der Vegetation enthaltenes Wasser wird der Biosphäre und festes Wasser (Schnee und Eis) der Kryosphäre zugeordnet. Wasser im gasförmigen Zustand fällt in den Bereich der Atmosphäre.

97% des gesamten Wasservorrates der Erde entfallen auf die Weltozeane. Durch die von externen Kräften von Mond und Sonne erzeugten Gezeitenfelder sowie durch die Wechselwirkungen mit der Atmosphäre werden dynamische Prozesse im Ozean ausgelöst, die horizontale und vertikale Strömungen bewirken. Niederschlag, Verdunstung und Frischwasserzufluss bestimmen die Variationen des Ozeans.

Der kontinentale Wasserabfluss stellt dabei ein Bindeglied zwischen Atmosphäre und Ozean dar. Die in den Reservoirs der Kontinente zurückgehaltenen Wassermassen variieren hauptsächlich durch jahreszeitliche Zyklen. Die Gesamtmenge des kontinentalen Wasserhaushaltes umfasst neben Bodenfeuchte, Grundwasser, fließenden und stehenden Oberflächengewässern, die der Kryosphäre zugeordneten Komponenten Schnee und Eis sowie das in der Vegetation und damit der Biosphäre zugeordnete gespeicherte Wasser.

Durch anthropogene Vorgänge wird in den natürlichen Kreislauf des Wassers auf den Kontinenten durch Flussregulierung, Umleitung der Zu- und Abflüsse von Binnengewässern für Industrie, Landwirtschaft und Trinkwasser eingegriffen. Neben der Beeinträchtigung des Wasserhaushaltes beeinflusst die Zivilisation

auch den Kohlenstoffkreislauf. Durch das Freisetzen von Kohlenstoff aus fossilen Brennstoffen wird die Atmosphäre mit Kohlendioxid angereichert. Teilweise binden Vegetation und Ozeane das freigesetzte Kohlendioxid. Ein veränderter Gehalt an Kohlenstoffen in der Atmosphäre und im Ozean begünstigt den Treibhauseffekt, der durch thermische Expansion zu einem steigenden mittleren Meeresspiegel und veränderte Strömungsverhältnissen führt.

Die der Kryosphäre zugeordneten Schnee- und Eismengen bilden den größten Teil des an Land gespeicherten Wassers. Neben jahreszeitlichen Vorgängen wie dem Zuwachs durch Niederschlag und Gefrieren, dem Abtrag durch Schmelzen und dem Sublimieren von Schnee und Eis finden in der Kryosphäre vor allem durch klimatologische Veränderungen angeregte Prozesse auf längeren Zeitskalen statt. Schnee und Eisauflasten bewirken zum einen durch langsame Massenumverlagerungen von Wasser und zum anderen durch Deformation der Oberfläche säkulare Trends in Polbewegung und Tageslängenschwankung. Genannt sei hier die postglaziale Landhebung sowie der Meeresspiegelanstieg aufgrund von Änderungen der kontinentalen Eisbedeckung.

Die Grundlagen zur Berechnung der Erdrotationsparameter aus Massenvariationen geophysikalischer Prozesse im Allgemeinen und hydrologischer Vorgänge im Speziellen werden in den nachfolgenden Abschnitten beschrieben.

2.2. Die Drehimpulserhaltung

Nach dem Prinzip der Drehimpulserhaltung kann der Drehimpuls \mathbf{H} eines Systems in Abhängigkeit von der Zeit t nur durch äußere am System angreifende Drehmomente \mathbf{L} verändert werden:

$$\frac{d\mathbf{H}}{dt} = \mathbf{L}. \quad (2.1)$$

Für die Drehimpulsbilanz in einem körperfesten rotierenden System mit dem Rotationsvektor $\boldsymbol{\omega}$, der in Richtung der Rotationsachse zeigt und dessen Betrag der Winkelgeschwindigkeit entspricht, gilt die dynamische Euler-Gleichung:

$$\frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} + \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{H} = \mathbf{L}. \quad (2.2)$$

Während sich d/dt in (2.1) auf ein Inertialsystem bezieht, gilt $\partial/\partial t$ in Gleichung (2.2) nach vollzogenem Übergang zu einem körperfesten Bezugssystem.

Da auf der Erde ständig mit Massenumverlagerungen einhergehende Prozesse stattfinden, handelt es sich hierbei jedoch nicht um einen starren, sondern um einen deformierbaren Körper. Damit besitzt der Trägheitstensor \mathbf{I} der Erde die

Eigenschaft, zeitvariabel zu sein. Zudem müssen die Bewegungen der Massenelemente relativ zum mitrotierenden Koordinatensystem durch den Relativdrehimpuls \mathbf{h} berücksichtigt werden. Der Drehimpuls setzt sich demzufolge aus dem Trägheitstensor $\underline{\mathbf{I}}$ multipliziert mit dem Rotationsvektor $\boldsymbol{\omega}$ (Massesterm) und dem relativen Drehimpuls \mathbf{h} (Bewegungsterm) zusammen:

$$\mathbf{H} = \underline{\mathbf{I}}\boldsymbol{\omega} + \mathbf{h}. \quad (2.3)$$

Die Berechnung von \mathbf{h} erfolgt aus der Integration aller Massenelemente dM der Erde mit dem Koordinatenvektor \mathbf{x} und der Relativgeschwindigkeit $\mathbf{v} = (u, v, w)^T$. Dabei wird in dieser Arbeit für das Wasser eines Massenelementes $dM = \rho dV$ eine konstante Dichte von $\rho = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ angenommen.

$$\mathbf{h} = \int \int \int \mathbf{x} \times \mathbf{v} \, dM. \quad (2.4)$$

Durch Einsetzen von Gleichung (2.3) in Gleichung (2.2) erhält man die sogenannte Liouville-Gleichung (Munk and MacDonald, 1960):

$$\frac{\partial}{\partial t}(\underline{\mathbf{I}}\boldsymbol{\omega} + \mathbf{h}) + \boldsymbol{\omega} \times (\underline{\mathbf{I}}\boldsymbol{\omega} + \mathbf{h}) = \mathbf{L}. \quad (2.5)$$

Lösungsansätze für die Liouville-Gleichungen Für die Lösung der Liouville-Gleichung existieren zwei Lösungsansätze, die sich in der Betrachtungsweise des zu beschreibenden Körpers unterscheiden.

Beim **Drehimpulsansatz** werden sowohl die Primärkomponenten Atmosphäre und Ozean als auch Sekundärkomponenten wie die kontinentale Hydrologie sowie weitere geophysikalische Einflüsse als zum System gehörend gezählt. Hingegen werden die Primärkomponenten beim **Drehmomentansatz** als äußere, an der Erde über ihre Drehmomente angreifende Größen behandelt. Eine Durchführung der Lösung der Liouville-Gleichungen über den Drehmomentansatz für die kontinentale Hydrologie ist bisher nicht bekannt.

Variationen des Trägheitstensors treten beim Drehimpulsansatz infolge von Massenumverlagerungen auf; Variationen des Relativdrehimpulses resultieren aus der Relativbewegung einzelner Massenelemente gegenüber dem terrestrischen System. Diese Variationen lassen sich über beobachtete Massenbilanzen bzw. über globale Modelle der Subsysteme ableiten. Äußere Drehmomente durch Sonne, Mond und Planeten wirken beim Drehimpulsansatz nur über ihre Gravitationsfelder.

Beim Drehmomentansatz haben Massenverlagerungen und Relativbewegungen innerhalb der äußeren Komponenten keinen Einfluss auf das Trägheitsmoment der Erde und verursachen auch keine Relativdrehimpulse. Wechselwirkungen zwischen der festen Erde und den äußeren Komponenten werden akkumulativ über

drei Arten von Drehmomenten berechnet: dem Reibungsdrehmoment, dem Druckdrehmoment und dem Gravitationsdrehmoment (de Viron et al., 2001). Zusätzlich zu diesen Drehmomenten wirken die Gravitationsdrehmomente der Himmelskörper.

Theoretisch sollten die Ergebnisse beider Methoden übereinstimmen. Zwischen den Einzeltermen von Drehimpulsmethode und Drehmomentmethode besteht jedoch keine Ähnlichkeit. So kann der Druckterm der Drehmomentmethode nicht mit dem Massenterm der Drehimpulsmethode verglichen werden. Ebenso stehen das Reibungsdrehmoment und der Bewegungsterm in keiner direkten Beziehung, obwohl beide durch strömende Flüssigkeiten (z.B. Ozean, Hydrologie) oder Gase (atmosphärische Winde) verursacht werden.

Der Vorteil der Drehmomentmethode gegenüber der Drehimpulsmethode liegt darin, dass die Übertragung von Einflüssen der betrachteten Einzelkomponenten auf die Erdrotation durch unmittelbare Krafteinwirkung geschieht und somit Variationen in den Erdrotationsparametern direkt zugeordnet werden kann. Ein Nachteil ist jedoch, dass die Drehmomentmethode genaue Modelle für die Drehmomente erfordert, die durch Druck, Reibung und Gravitation hervorgerufen werden. Speziell für die Lösung der Liouville-Gleichungen nach dem Drehimpuls für die kontinentale Hydrologie würde eine Kenntnis über die Reibungswiderstände des Wassers mit dem Untergrund bzw. eine genaue Flussbetttopographie global benötigt, über die aufgrund ihrer aufwendigen Erstellung bislang keine globalen Datensätze verfügbar sind. Auch für Atmosphäre und Ozean führt der Drehmomentansatz bisher noch nicht zu realitätsnahen Ergebnissen. Nach Seitz (2004) ist eine Ausweitung des Drehmomentansatzes auf die Sekundärkomponenten erst sinnvoll, wenn die noch vorhandenen Probleme für die Primärkomponenten gelöst sind. Daher wird im folgenden nur der Ansatz über die Drehimpulsmethode verfolgt.

2.3. Ansatz über die Drehimpulsmethode

Zur Linearisierung der Liouville-Gleichung wird der Trägheitstensor $\underline{\mathbf{I}}$ zerlegt in:

$$\underline{\mathbf{I}} = \underline{\mathbf{I}}_0 + \Delta\underline{\mathbf{I}} \quad (2.6)$$

mit

$$\underline{\mathbf{I}}_0 = \begin{bmatrix} A & 0 & 0 \\ 0 & B = A & 0 \\ 0 & 0 & C \end{bmatrix}, \quad \Delta\underline{\mathbf{I}} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} \end{bmatrix}. \quad (2.7)$$

Dabei entspricht $\underline{\mathbf{I}}_0$ dem Trägheitstensor eines rotationssymmetrischen Körpers mit den Tensorhauptkomponenten A , $(B = A)$ und C in einem System dessen

Koordinatenachsen mit den Hauptträgheitsachsen des Körpers zusammenfallen. Kleinere Abweichungen des Trägheitstensors \mathbf{I} von \mathbf{I}_0 werden in $\Delta\mathbf{I}$ erfasst. Der Rotationsvektor $\boldsymbol{\omega}$ kann zerlegt werden in:

$$\boldsymbol{\omega} = \boldsymbol{\omega}_0 + \delta\boldsymbol{\omega} \quad (2.8)$$

mit

$$\boldsymbol{\omega}_0 = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \Omega \end{bmatrix}, \quad \delta\boldsymbol{\omega} = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ m_3 \end{bmatrix} \Omega. \quad (2.9)$$

Dabei ist Ω ($= 7,292115 \cdot 10^{-5}$ rad/s) die als konstant angenommene mittlere Rotationsgeschwindigkeit der Erde um die x_3 -Achse und $\delta\boldsymbol{\omega}$ die Abweichung der instantanen Rotationsachse der Erde von dieser, wobei m_1 und m_2 die Polbewegung und m_3 die Änderungen der Rotationsgeschwindigkeit bzw. die Tageslänge beschreiben.

In guter Näherung gilt für den Betrag des Rotationsvektors:

$$|\boldsymbol{\omega}| = \Omega \sqrt{m_1^2 + m_2^2 + (1 + m_3)^2} \approx \Omega(1 + m_3), \quad (2.10)$$

wobei der durch diese Näherung entstehende Fehler für die Berechnung der Tageslänge mit einer Größenordnung von 10^{-16} vernachlässigbar klein ist.

Die durch Massenverlagerungen verursachten Änderungsterme c_{ij} , $\delta\boldsymbol{\omega}$ und h_i werden jeweils als sehr klein gegenüber den konstanten Tensorhauptkomponenten A und C , der gleichförmigen Winkelgeschwindigkeit $\boldsymbol{\omega}_0$ bzw. dem Gesamtimpuls \mathbf{H} der Erde angenommen:

$$|c_{ij}| \ll C, \quad |m_i| \ll 1, \quad |h_i| \ll C\Omega. \quad (2.11)$$

Damit können deren Quadrate, Produkte sowie Terme höherer Ordnung beim hier gewählten analytischen Ansatz vernachlässigt werden (Moritz and Mueller, 1987; Dill, 2002).

Durch Substitution von \mathbf{I} und $\boldsymbol{\omega}$ in Gleichung 2.5 gemäß 2.6 und 2.8 erhält man die linearisierten Euler-Liouville-Gleichungen zur Bestimmung von m :

$$\begin{aligned} A\Omega\dot{m}_1 + (C - A)\Omega^2 m_2 + \Omega\dot{c}_{13} - \Omega^2 c_{23} + \dot{h}_1 - \Omega h_2 &= L_1 \\ A\Omega\dot{m}_2 - (C - A)\Omega^2 m_1 + \Omega\dot{c}_{23} + \Omega^2 c_{13} + \dot{h}_2 - \Omega h_1 &= L_2 \\ C\Omega\dot{m}_3 + \Omega\dot{c}_{33} + \dot{h}_3 &= L_3. \end{aligned} \quad (2.12)$$

Der Punkt über einer Variablen steht für ihre zeitliche Ableitung, d.h. für $\partial/\partial t$.

2.4. Die Anregungsfunktionen ψ_i

Die linearisierten Euler-Liouville-Gleichungen können durch Division von $(C - A)\Omega^2$ bzw. $C\Omega$ in die Form

$$\begin{aligned} m_1 - \sigma_E^{-1}\dot{m}_2 &= \psi_1 \\ m_2 + \sigma_E^{-1}\dot{m}_1 &= \psi_2 \\ \dot{m}_3 &= \dot{\psi}_3 \end{aligned} \quad (2.13)$$

überführt werden, indem die Trägheitstensorkomponenten, Relativdrehimpulse sowie ihre Ableitungen enthaltenden Terme in 2.12 durch die Größen ψ_i mit

$$\begin{aligned} \psi_1 &= (\Omega^2 c_{13} + \Omega \dot{c}_{23} + \Omega h_1 + \dot{h}_2 - L_2)/(C - A)\Omega^2 \\ \psi_2 &= (\Omega^2 c_{23} - \Omega \dot{c}_{13} + \Omega h_2 - \dot{h}_1 + L_1)/(C - A)\Omega^2 \\ \dot{\psi}_3 &= (-\Omega \dot{c}_{33} - \dot{h}_3 + L_3)/C\Omega \end{aligned} \quad (2.14)$$

substituiert werden. Dabei entspricht $\sigma_E = (C - A)/A$ der Euler-Frequenz eines starren Körpers mit $\Omega = 1/305$ Tage. Dadurch erhält man eine Separation der zu berechnenden Variationen der Erdrotation auf der einen und den durch geophysikalische Einflüsse hervorgerufenen Deviationsmomenten und Relativdrehimpulsen auf der anderen Seite. Die Funktionen ψ_i werden als Anregungsfunktionen der Polbewegung und der Tageslänge bezeichnet, in sie gehen alle geophysikalischen Effekte ein, die eine gleichförmige Rotation der Erde stören.

Werden nur kleine Störungen der Erdrotation betrachtet, die von geophysikalischen Vorgängen innerhalb des Erdsystems verursacht werden, d.h. es wirken keine äußeren Drehmomente wie zum Beispiel durch Himmelskörper auf das System, gilt $\mathbf{L} = 0$. Die Anregungsfunktionen ψ_i sind dann nur vom Trägheitstensor, dem Relativdrehimpuls und deren zeitlichen Ableitungen abhängig (Wahr, 1982; Zharkov et al., 1996). Aus Gleichung (2.14) folgt dann:

$$\begin{aligned} \psi_1 &= \frac{1}{\Omega^2(C - A)} [\Omega^2 c_{13} + \Omega \dot{c}_{23} + \Omega h_1 + \dot{h}_2] \\ \psi_2 &= \frac{1}{\Omega^2(C - A)} [\Omega^2 c_{23} - \Omega \dot{c}_{13} + \Omega h_2 - \dot{h}_1] \\ \dot{\psi}_3 &= -\frac{1}{\Omega C} [\Omega \dot{c}_{33} + \dot{h}_3]. \end{aligned} \quad (2.15)$$

Die horizontalen Komponenten ψ_1 und ψ_2 der Anregungsfunktion können zu einer komplexen Zahl ψ

$$m + i \frac{\dot{m}}{\sigma_E} = \psi \quad (2.16)$$

mit

$$m = m_1 + im_2 \quad , \quad \psi = \psi_1 + i\psi_2$$

zusammengefasst werden. Für die axiale Komponente gilt:

$$m_3 = \psi_3 + \text{konst.} \quad (2.17)$$

Die kleinen dimensionslosen Größen m und m_3 beschreiben Abweichungen des Erdrotationsvektors von einer gleichförmigen Rotation um x_3 . m entspricht der Polbewegung der Rotationsachse und m_3 beschreibt in guter Näherung die Variationen der Rotationsgeschwindigkeit. Letztere werden üblicherweise als Änderungen der Tageslänge (ΔLOD) in Bezug auf eine Referenztageslänge $\text{LOD}_0 = 86400\text{s}$ eines Sonnentages oder als zeitliche Ableitung der Differenz zwischen der Universalzeit (UT1) und der Atomzeit (TAI) ausgedrückt:

$$m_3 = \frac{\omega_3 - \Omega}{\Omega} = -\frac{\Delta\text{LOD}}{\text{LOD}_0} = \frac{d}{dt}(\text{UT1} - \text{TAI}). \quad (2.18)$$

2.5. Die Drehimpulsfunktionen χ_i

Die in den Anregungsfunktionen ψ_i enthaltenen Ableitungsterme \dot{c}_{ij} der Deviationsmomente des Trägheitstensors und \dot{h}_i in (2.15) des Relativdrehimpulses erfordern eine numerische Differenzierung der geophysikalischen Erregergrößen, was in der Praxis zu einem Genauigkeitsverlust der zu berechnenden Polanregung führt. Um diesen Nachteil zu vermeiden, führten Barnes et al. (1983) für den Fall $L_1 = L_2 = 0$ die als χ -Funktionen bezeichneten dimensionslosen Drehimpulsfunktionen ein, die in einem funktionalen Zusammenhang zu den Anregungsfunktionen ψ_i stehen. Die Drehimpulsfunktionen können zuverlässig aus verfügbaren geophysikalischen Größen berechnet werden und haben zudem gegenüber den ψ -Funktionen den Vorteil, dass χ_1 , χ_2 und χ_3 die gleiche physikalische Gestalt aufweisen. Die χ -Funktionen werden definiert durch:

$$\begin{aligned} \chi_1 &= \frac{1}{(C - A)\Omega}(\Omega c_{13} + h_1) \\ \chi_2 &= \frac{1}{(C - A)\Omega}(\Omega c_{23} + h_2) \\ \chi_3 &= \frac{1}{C\Omega}(\Omega c_{33} + h_3). \end{aligned} \quad (2.19)$$

Sie können jeweils in einen Massenterm χ^{masse} , welcher eine Funktion der Massenverteilung auf der Erde ist, und in einen Bewegungsterm χ^{beweg} , der Änderungen des Relativdrehimpulses berücksichtigt, zerlegt werden:

$$\chi = \chi^{\text{masse}} + \chi^{\text{beweg}}. \quad (2.20)$$

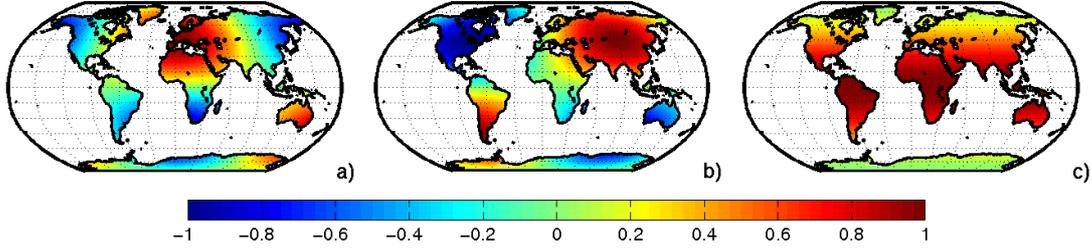


Abb. 2.3.: Relativer Einfluss regionaler Massen auf die Deviationsmomente a) c_{13} , b) c_{23} und c) c_{33} normiert auf 1 in Abhängigkeit von der geographischen Länge und Breite.

Aus Gleichung 2.19 folgt:

$$\begin{aligned}
 \chi_1^{\text{masse}} &= \frac{1}{(C - A)} c_{13}, & \chi_1^{\text{beweg}} &= \frac{1}{(C - A)\Omega} h_1, \\
 \chi_2^{\text{masse}} &= \frac{1}{(C - A)} c_{23}, & \chi_2^{\text{beweg}} &= \frac{1}{(C - A)\Omega} h_2, \\
 \chi_3^{\text{masse}} &= \frac{1}{C} c_{33}, & \chi_3^{\text{beweg}} &= \frac{1}{C\Omega} h_3.
 \end{aligned} \tag{2.21}$$

In Abb. 2.3 sind die regionalen Einflüsse von Massen auf den Kontinenten auf die Deviationsmomente des Trägheitstensors dargestellt. Eine positive Massen-anomalie in Zentralasien bewirkt beispielsweise einen positiven Beitrag zu χ_2 und damit eine Anregung der Polbewegung in 90° Ost. Eine positive Massen-anomalie in Nordamerika hingegen einen negativen Beitrag zu dieser Komponente.

Zusammenhang zwischen χ und ψ : Aus

$$\begin{aligned}
 \chi &= \chi_1 + i\chi_2 \\
 &= \frac{1}{(C - A)\Omega} (\Omega c_{13} + h_1 + i\Omega c_{23} + ih_2) \\
 \chi_3 &= \frac{1}{C\Omega} (\Omega c_{33} + h_3)
 \end{aligned} \tag{2.22}$$

und deren zeitlichen Ableitung $\dot{\chi}$ mit

$$\begin{aligned}
 \dot{\chi} &= \dot{\chi}_1 + i\dot{\chi}_2 \\
 \dot{\chi} &= \frac{1}{(C - A)\Omega} (\Omega \dot{c}_{13} + \dot{h}_1 + i\Omega \dot{c}_{23} + i\dot{h}_2) \\
 \dot{\chi}_3 &= \frac{1}{\Omega C} [\Omega \dot{c}_{33} + \dot{h}_3]
 \end{aligned} \tag{2.23}$$

ergibt sich zwischen ψ mit

$$\begin{aligned}\psi &= \psi_1 + i\psi_2 \\ &= \frac{1}{\Omega^2(C-A)} \left(\Omega^2 c_{13} + \Omega \dot{c}_{23} + \Omega h_1 + \dot{h}_2 \right. \\ &\quad \left. + i\Omega^2 c_{23} - i\Omega \dot{c}_{13} + i\Omega h_2 - i\dot{h}_1 \right) \\ \dot{\psi}_3 &= -\frac{1}{\Omega C} \left[\Omega \dot{c}_{33} + \dot{h}_3 \right]\end{aligned}\tag{2.24}$$

und χ der Zusammenhang:

$$\psi = \chi - i\frac{\dot{\chi}}{\Omega}\tag{2.25}$$

$$\dot{\psi}_3 = -\chi_3.\tag{2.26}$$

Damit gelten die Euler-Liouville-Gleichungen in der Form Zharkov et al. (1996):

$$m + \frac{i}{\sigma_E} \dot{m} = \chi - \frac{i}{\Omega} \dot{\chi},\tag{2.27}$$

$$m_3 = -\chi_3.\tag{2.28}$$

Zwischen χ_3 und ΔLOD besteht nach 2.18 und 2.27 ein linearer Zusammenhang:

$$\Delta\text{LOD} = \chi_3 \cdot \text{LOD}_0 = \chi_3 \cdot 86400\text{s}.\tag{2.29}$$

Da ΔLOD in der Einheit Sekunden größere Anschaulichkeit besitzt als das dimensionslose χ_3 , wird für die Darstellung der Ergebnisse stets ΔLOD verwendet, wenn keine anderen Vorbehalte vorliegen.

2.6. Berücksichtigung der Eigenschaften einer elastischen Erde

Für die elastische Erde findet anstatt der für die starre Erde geltenden Eulerfrequenz in Gleichung (2.27) die Chandlerfrequenz σ_{cw} Verwendung. Bei ihrer theoretischen Berechnung werden die elastischen und rheologischen Eigenschaften der Erde durch das Anbringen von Konstanten, der sogenannten Lovezahl $h \doteq 0,3$ und der säkularen Lovezahl $h_S \doteq 0,94$, berücksichtigt:

$$\sigma_{cw} = \sigma_E \frac{1 - \frac{h}{h_S}}{1 + \frac{h}{h_S} \frac{\sigma_E}{\Omega}}.\tag{2.30}$$

Die Chandlerfrequenz hat eine beobachteten Periode T_{cw} nahe 435 Tagen und kann in komplexer Form wie folgt ausgedrückt werden:

$$\sigma_{cw} = \frac{2\pi}{T_{cw}} \left(1 + \frac{i}{2Q} \right)\tag{2.31}$$

Nach Wilson and Vicente (1990) ist $Q \approx 170$ eine dimensionslose Dämpfungs-konstante. Für den reibungsfreien Fall ($1/Q=0$) und unter der Verwendung von σ_{cw} (Barnes et al., 1983) erhält man die effektiven Drehimpulsfunktionen χ^{eff} :

$$\begin{aligned}\chi_{1/2}^{\text{eff}} &= \alpha_1 \chi_{1/2}^{\text{masse}} + \alpha_2 \cdot \chi_{1/2}^{\text{beweg}} \\ \chi_3^{\text{eff}} &= \alpha_3 \cdot (\alpha_4 \cdot \chi_3^{\text{masse}} + \chi_3^{\text{beweg}}).\end{aligned}\quad (2.32)$$

Auflast- und Rotationsdeformation werden für die hydrologischen Drehimpulsfunktionen äquivalent zu den atmosphärischen und ozeanischen Drehimpulsfunktionen durch Multiplikation der Massen- und Bewegungsterme mit Koeffizienten α_i angebracht. Die Herleitung dieser Koeffizienten unter Berücksichtigung der obengenannten Lovezahlen wird bei Moritz and Mueller (1987) ausführlich beschrieben. Die numerischen Werte der Koeffizienten α_i , bezüglich einer elastischen Erde mit entkoppelter Kern-Mantel-Beziehung und einem Gleichgewichtsozean unter der Annahme eines Zusammenhanges von Anregung und atmosphärischen und ozeanischen Auflasten, lauten nach Wahr (1982, 1983) wie folgt:

$$\alpha_1 = 1,12, \quad \alpha_2 = 1,44, \quad \alpha_3 = C/C_m = 1,129 \quad \text{und} \quad \alpha_4 = 0,756,$$

wobei $C_m (= 7,1236 \cdot 10^{37} \text{ kg} \cdot \text{m}^2)$ das Hauptträgheitsmoment des Erdmantels ist. Im folgenden werden nur noch die effektiven Drehimpulsfunktionen betrachtet und aus praktischen Gründen durchgängig mit χ anstatt mit χ^{eff} bezeichnet.

2.7. Transformation in Koordinaten des CEP

Die Elemente des Vektors \mathbf{m} in den Gleichungen der Anregungsfunktionen (2.13) und Drehimpulsfunktionen (2.27, 2.28) beziehen sich auf kleine Änderungen des instantanen Rotationsvektors gegenüber der x_3 -Achse eines gleichförmig mitrotierenden terrestrischen Koordinatensystems. Diese Abweichungen werden durch Massenumverlagerungen oder Massenströme im Erdsystem hervorgerufen und können durch Lösen der Euler-Liouville-Gleichung berechnet werden. Seit dem Zeitpunkt t_0 , zum dem die Position der x_3 -Achse des mitrotierenden Koordinatensystems mit der Figurenachse m_3 der Erde übereinstimmte, hat sich die Position von x_3 durch Einflüsse der Massenumverteilungen und durch die Effekte von Präzession und Nutation im terrestrischen System jedoch mit der Zeit verlagert.

Beobachtungen beziehen sich auf ein Bezugssystem, welches durch ein globales Netz von Bezugsstationen realisiert wird. Die x-Achse des Koordinatensystems zeigt in Richtung des Nullmeridians durch Greenwich und die y-Achse nach 90 Grad Ost. Die z-Achse dieses Bezugssystem entspricht jedoch weder der Figurenachse, noch dem Rotations- oder Drehimpulsvektor der Erde im Inertialsystem.

Um die theoretischen, berechneten Variationen der Erdrotation mit Beobachtungen vergleichen zu können, bedarf es einer Transformation von \mathbf{m} in Koordina-

ten des Celestären Ephemeridenpols, (Celestial Ephemeris Pole, CEP) bzw. des Celestären Intermediären Pols (Celestial Intermediate Pole, CIP). Der CEP bezeichnet den Pol des wahren celestären Äquatorsystems. Er wurde so gewählt, dass er weder bezüglich eines raumfesten noch eines erdfesten Koordinatensystem tägliche oder quasi-tägliche Bewegungen beschreibt (Seidelmann, 1982). Der CEP ist, durch das Wort "quasi,, ausgedrückt, nur näherungsweise definiert. Durch eine immer höhere Genauigkeit der Messverfahren wurde eine neue Definition des Bezugspols nötig. Daher wurde zum 1.1.2003 der CEP nach einer Resolution der Internationalen Astronomischen Union (IAU) durch den CIP ersetzt. Der CIP wurde so definiert, dass die zeitliche Grenze für Separierung von Nutation und Polbewegung bei zwei Tagen liegt.⁷ Demnach unterliegt der CIP im raumfesten System nur noch Bewegungen mit Periodendauern ab zwei Tagen. Kürzerperiodische Bewegungen werden demnach im erdfesten System durch die Polbewegung erfasst. Da in dieser Arbeit keine Variationen mit Perioden unterhalb von 2 Tagen betrachtet werden sollen, findet die neue Resolution hier keine Anwendung.

Das IERS publizierte die Polbewegung als Lage des CIP bezüglich eines vereinbarten terrestrischen Referenzsystems, welches auf der Erde durch ein Netz von Beobachtungsstationen, dem ITRF (Internationale Terrestrial Reference Frame), realisiert ist.

Die Transformation zwischen den theoretischen Werten m der Polbewegung in die beobachtbaren Koordinaten p des CEP lautet nach Gross (1992):

$$m = p - i \frac{\dot{p}}{\Omega}, \quad m_3 = \frac{\dot{p}_3}{\Omega}. \quad (2.33)$$

Nach Munk and MacDonald (1960) kann die Polbewegung $p(t)$ aus χ wie folgt erhalten werden:

$$p(t) = p(t_0)e^{i\sigma_{cw}(t-t_0)} - i\sigma_{cw} \int_{t_0}^t e^{i\sigma_{cw}(t-\tau)} \chi(\tau) d\tau. \quad (2.34)$$

Ein Vergleich von Beobachtungen und theoretischen Werten aus Simulationen erfolgt jedoch üblicherweise auf der Ebene der χ -Funktionen, da die Differentiation der Polbewegung zu χ -Funktionen mit weniger Unsicherheiten behaftet ist, als der umgekehrte Weg der Integration von χ .

Mit der zeitlichen Ableitung von p

$$\begin{aligned} \dot{p} &= i\sigma_{cw}p(t) - i\sigma_{cw}e^{i\sigma_{cw}t}\chi(t)e^{-i\sigma_{cw}t} \\ &= i\sigma_{cw} [p(t) - \chi(t)] \end{aligned} \quad (2.35)$$

ist der Zusammenhang zwischen p und χ gegeben durch:

$$p + i \frac{\dot{p}}{\sigma_{cw}} = \chi(t). \quad (2.36)$$

⁷<http://www.iers.org>

2.8. Berechnung der Hydrologischen Drehimpulsfunktionen

Unter der Voraussetzung der Drehimpulserhaltung können die Anregung der Polbewegung und Variationen der Tageslängen mathematisch durch die effektiven Drehimpulsfunktionen beschrieben werden (Gleichung (2.19)). Diese werden auch als χ -Funktionen bezeichnet und werden aus der Summe des Massenterm χ^{masse} und des Bewegungsterm χ^{beweg} gebildet (Gleichung (2.20)). Der Massenterm umfasst Effekte aufgrund von Massenvariationen an der Erdoberfläche, wie zum Beispiel jahreszeitlich veränderliche Landwasserverteilungen auf der Süd- und Nordhemisphäre, der Bewegungsterm dagegen Effekte, die durch die Relativbewegung von Massen gegenüber einem erdfesten Bezugssystem, zum Beispiel Strömungen, Winde und fließendes Wasser, hervorgerufen werden.

Für die Berechnung der hydrologischen Drehimpulsfunktionen (HAM, engl.: hydrological angular momentum) wird Gleichung (2.19) auf Komponenten der kontinentale Hydrologie bezogen und nach Gleichung (2.20) in einen Masse- und einen Bewegungsterm zerlegt. Die Berechnung von h_i gemäß Gleichung (2.4) und der Deviationsmomente c_{ij} erfolgt über die Elemente dM kontinentaler Wassermassen an den Positionen des Ortsvektors. Für c_{ij} gilt:

$$c_{ij} = \int \int \int (x_k x_k \delta_{ij} - x_i x_j) \quad dM \quad (2.37)$$

mit dem Kronecker-Delta:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & j=i \\ 0, & j \neq i \end{cases} \quad (2.38)$$

und der Summation über k :

$$x_k x_k = x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 \quad . \quad (2.39)$$

Für c_{ij} und h_i ergeben sich nun folgende Terme:

$$\begin{aligned} c_{11} &= x_2^2 + x_3^2, & c_{12} &= c_{21} = -x_1 x_2, & h_1 &= x_2 v_3 - x_3 v_2, \\ c_{22} &= x_1^2 + x_3^2, & c_{13} &= c_{31} = -x_1 x_3, & h_2 &= x_3 v_1 - x_1 v_3, \\ c_{33} &= x_1^2 + x_2^2, & c_{23} &= c_{32} = -x_2 x_3, & h_3 &= x_1 v_2 - x_2 v_1. \end{aligned} \quad (2.40)$$

Die hydrologische Modellierung erfolgt üblicherweise auf einer Kugeloberfläche mit dem mittleren Erdradius R_0 . Dabei wird die Abplattung der Erde von $f_E = 1/298,25642$,⁸ vernachlässigt. Ausgedrückt in sphärischen Koordinaten bezogen auf das ITRS (International Terrestrial Reference System), wird der Ortsvektor

⁸IERS Numerical Standards (IAG 1999)

\mathbf{x} wie folgt beschrieben:

$$\begin{aligned} x_1 &= R_0 \cos \varphi \cos \lambda \\ x_2 &= R_0 \cos \varphi \sin \lambda \\ x_3 &= R_0 \sin \varphi. \end{aligned} \quad (2.41)$$

Die Berechnung der Relativdrehimpulse für den Bewegungsterm wird nach Gleichung (2.4) vorgenommen, dazu werden die Geschwindigkeitsvektoren \mathbf{v} für jede Position eines bewegten Massenelements benötigt. Die Strömungsgeschwindigkeit \mathbf{v} ist im Hydrologischen Abflussmodell, das in dieser Arbeit zur Simulation des kontinentalen Wassertransportes eingesetzt wird, im horizontalen System gegeben. Für die Berechnung der Relativdrehimpulse werden ihre Komponenten u (Strömungsgeschwindigkeit in östliche Richtung), v (in nördliche Richtung) und w (vertikale Komponente der Strömungsgeschwindigkeit) in Vektoren des ITRS überführt:

$$\mathbf{v} = \begin{bmatrix} v_1 \\ v_2 \\ v_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \lambda & -\sin \varphi \cos \lambda & \cos \varphi \cos \lambda \\ \cos \lambda & -\sin \varphi \sin \lambda & \cos \varphi \sin \lambda \\ 0 & \cos \varphi & \sin \varphi \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix}. \quad (2.42)$$

Die vertikale Komponente w kann wegen der geringen Größe der Fließgeschwindigkeiten und den vom fließenden Wasser zu überwindenden Höhenunterschieden bei der Berechnung des Bewegungsterms der HAM vernachlässigt werden.

Die radialen Komponenten der Drehimpulsfunktionen χ_1 und χ_2 regen die Polbewegung an, während die axiale Komponente χ_3 in Variationen der Tageslänge transformiert werden kann. Zurückgehend auf Eubanks (1993) werden die effektiven Drehimpulsfunktionen für die Massenelemente dM in Abhängigkeit von der geographischen Länge λ und Breite φ berechnet, wobei u und v die Geschwindigkeiten, mit der sich die Massen bewegen, jeweils in Nord- und Ost-Richtung beschreiben:

$$\begin{aligned} \begin{pmatrix} \chi_1 \\ \chi_2 \end{pmatrix}^{\text{masse}} &= -\frac{\alpha_1 R_0^2}{(C-A)} \int_{\varphi} \int_{\lambda} \cos \varphi \sin \varphi \begin{pmatrix} \cos \lambda \\ \sin \lambda \end{pmatrix} dM, \\ \begin{pmatrix} \chi_1 \\ \chi_2 \end{pmatrix}^{\text{beweg}} &= -\frac{\alpha_2 R_0}{(C-A)\Omega} \int_{\varphi} \int_{\lambda} \left(u \sin \varphi \begin{pmatrix} \cos \lambda \\ \sin \lambda \end{pmatrix} \mp v \begin{pmatrix} \sin \lambda \\ \cos \lambda \end{pmatrix} \right) dM, \\ \chi_3^{\text{masse}} &= \frac{\alpha_3 \alpha_4 R_0^2}{C} \int_{\varphi} \int_{\lambda} \cos^2 \varphi dM, \\ \chi_3^{\text{beweg}} &= \frac{\alpha_3 R_0}{C\Omega} \int_{\varphi} \int_{\lambda} u \cos \varphi dM. \end{aligned} \quad (2.43)$$

Folgende in Tabelle 2.1 angegebene Konstanten werden dabei in die Gleichungen eingesetzt:

Tab. 2.1.: Verwendete Konstanten zur Berechnung der Drehimpulsfunktionen.

| Variable | Wert | Beschreibung |
|------------|--------------------------------------|--|
| R_0 | $6,371 \cdot 10^6 \text{m}$ | mittlerer Erdradius |
| Ω | $7,292115 \cdot 10^{-5} \text{rad}$ | mittlere Rotationsgeschwindigkeit |
| $C - A$ | $2,63098 \cdot 10^{35} \text{kgm}^2$ | Differenz der Hauptträgheitsmomente C und A |
| C | $8,0365 \cdot 10^{37} \text{kgm}^2$ | |
| C_m | $7,1236 \cdot 10^{37} \text{kgm}^2$ | Hauptträgheitsmoment des Erdmantels |
| α_1 | 1,12 | |
| α_2 | 1,61 | |
| α_3 | $C/C_m = 1,129$ | $\alpha_1 - \alpha_4$ Auflastkonstanten nach Wahr (1982, 1983) |
| α_4 | 0,756 | |

2.9. Zusammenhang zu niederen Koeffizienten des Schwerfeldes

Prozesse, die mit Massentransporten, Dichteänderungen und Massengeometrieänderungen einhergehen sind gemeinsame Ursache für Schwankungen der Erdrotationsparameter und des Gravitationsfeldes. Während Prozesse der Massenumverlagerungen auf Erdrotationsparameter und das Gravitationsfeld wirken, verursacht die Bewegung der Massen selbst jedoch nur Änderungen der Erdrotationsparameter, ohne das Gravitationsfeld direkt zu beeinflussen. Die für Änderungen des Massenterms der Drehimpulsfunktionen χ^{masse} verantwortlichen Trägheitstensorskomponenten I_{13} , I_{23} , I_{33} sind mit den Potentialkoeffizienten zweiten Grades wie folgt verknüpft (Lambeck, 1988):

$$\begin{aligned}
 C_{20} &= \frac{1}{M_E R_0^2} \left[\frac{1}{2} (I_{11} + I_{22}) - I_{33} \right], \\
 C_{21} &= \frac{I_{13}}{M_E R_0^2}, & S_{21} &= \frac{I_{23}}{M_E R_0^2}.
 \end{aligned} \tag{2.44}$$

M_E entspricht dabei der Erdmasse und R_0 dem mittleren Radius der Erde. Desweiteren besteht folgender Zusammenhang zwischen den Trägheitstensorskomponenten I_{11} , I_{12} und I_{22} und den sektoriellen Anteilen der harmonischen Koeffizienten zweiten Grades:

$$\begin{aligned}
 C_{22} &= \frac{I_{22} - I_{11}}{4M_E R_0^2}, & S_{22} &= \frac{I_{12}}{2M_E R_0^2}.
 \end{aligned} \tag{2.45}$$

Für die Tageslängenvariationen ΔLOD spielt zusätzlich C_{00} eine Rolle. Die S_{n0} -Terme verschwinden für den Grad Null. C_{n0} werden als zonale Koeffizienten bezeichnet. Für C_{00} gilt für die gesamte Erde bei Massenerhaltung:

$$C_{00} = \frac{1}{M_{\text{E}}R_0} \int_M r dM = 1. \quad (2.46)$$

Bei Betrachtung eines Teilsystems repräsentiert C_{00} die Massenänderung dieser Komponente im Verhältnis zur Erdmasse, $C_{00} = \Delta M/M_{\text{E}}$. Die Tageslängenvariationen bezüglich einer Einzelkomponente sind besonders sensibel gegenüber Änderungen der Masse im jeweiligen Subsystem. Für den Massenterm von χ_3 , welcher in linearem Zusammenhang mit ΔLOD steht gilt nach Chen (2005):

$$\chi_3^{\text{masse}} = \frac{\alpha_5 M_{\text{E}} R_0^2}{C_m} \cdot \frac{2}{3} (C_{00} - \sqrt{5} C_{20}). \quad (2.47)$$

Die Koeffizienten des ersten Grades repräsentieren die Koordinaten des Massenzentrums, normiert durch den Erdradius. Im Fall, dass das Massenzentrum mit dem Koordinatenursprung übereinstimmt, nehmen die Werte der Koeffizienten den Betrag Null an. Ansonsten gilt:

$$\begin{aligned} C_{10} &\equiv \frac{1}{M_{\text{E}}R_0} \int_M x_3 dM, \\ C_{11} &\equiv \frac{1}{M_{\text{E}}R_0} \int_M x_1 dM, \end{aligned} \quad (2.48)$$

$$C_{12} \equiv \frac{1}{M_{\text{E}}R_0} \int_M x_2 dM. \quad (2.49)$$

3. Modellierung der kontinentalen Hydrologie

3.1. Die kontinentale Wasserbilanz

Um hydrologisch verursachte Erdrotationsparameter berechnen zu können, sind Kenntnisse über die globale Verteilung kontinentaler Wasservorräte und ihrer Variationen erforderlich. Dazu wird der Wasserkreislauf über die Komponenten Atmosphäre, Hydrologie und Ozean betrachtet. Vom atmosphärischen Niederschlag, der als Regen und Schnee (auch Tau und Reif) die Landoberfläche erreicht, verdunstet ein Teil wieder in die Atmosphäre, und ein weiterer fließt über eine Vielzahl kleiner und großer Flusssysteme in den Ozean ab. Das übrige an Land verbleibende Wasser wird im Boden in der Vegetation oder als Schneeeauflage zwischengespeichert und verändert somit die Menge an vorrätigem kontinentalen Wasser.

Die Berechnung des globalen kontinentalen Wasserhaushaltes erfolgt über alle Wassertransporte über die Systemgrenzen der kontinentalen Hydrologie hinweg. Die *allgemeine Bilanzgleichung* wird damit aus den Größen Niederschlag P , der Verdunstung E und Abfluss Q gebildet:

$$\Delta W = P - E - Q. \quad (3.1)$$

ΔW beschreibt die Änderung des vorrätigen kontinentalen Wassers W als Differenz aus Niederschlag, Verdunstung und Abfluss. Gleichung (3.1) lässt sich auch auf Teilsysteme, wie z.B. einzelne Kontinente oder Flusseinzugsgebiete anwenden. Der Wasservorrat im jeweiligen System zu einem diskreten Zeitpunkt t entspricht dann dem Wasservorrat zum vorherigen Zeitpunkt $t - 1$ zusätzlich der Änderung ΔW_t .

$$W_t = W_{t-1} + \Delta W_t. \quad (3.2)$$

Befindet sich das Klima auf der Erde in einem stabilen Zustand, bzw. bleiben klimatologische Größen im Mittel über einen sehr langen Zeitraum konstant, dann liegt für die kontinentale Hydrologie ein Gleichgewicht vor. In diesem Fall entspricht der Abfluss für sehr lange Zeiträume t_a bis t_e der Differenz aus Nieder-

schlag und Verdunstung:

$$\begin{aligned} \sum_{t=t_a}^{t_e} \Delta W_t &= \sum_{t=t_a}^{t_e} (P_t - E_t - Q_t) = 0, \quad \text{mit } t_e \gg t_a, \\ \sum_{t=t_a}^{t_e} (P_t - E_t) &= \sum_{t=t_a}^{t_e} Q_t \quad . \end{aligned} \quad (3.3)$$

Für kurze Zeiträume weicht der Abfluss Q jedoch von der Differenz aus Niederschlag und Verdunstung ab. Der Abfluss des auf der Landoberfläche verbleibenden Wassers wird durch die Speichereigenschaften des Bodens und seiner Bedeckung verzögert. Durch die Verzögerungsdauer können selbst dann noch Verdunstung und Abfluss auftreten, wenn keine neuen Niederschläge gefallen sind.

Ist der Boden gesättigt, bleibt das überschüssige Wasser an der Oberfläche zurück und trägt zur oberflächennahen Abflussbildung bei. Dieses Wasser wird im weiteren Verlauf dieser Arbeit stets mit dem englischen Begriff *Runoff* R bezeichnet. Eine weitere Menge des Wassers perkoliert aus dem Boden in den Grundwasserleiter und bildet die Grundwasserspeisung. Für die Grundwasserspeisung wird im folgenden durchgehend der englische Begriff *Drainage* D verwendet. *Runoff* und *Drainage* bilden gemeinsam den lokalen Abfluss:

$$Q_{\text{lok}} = R + D. \quad (3.4)$$

Die Bilanzgleichung aus Niederschlag, Verdunstung und lokaler Abflussbildung:

$$\Delta W_V = P - E - Q_{\text{lok}} \quad (3.5)$$

wird im folgenden als *vertikale Wasserbilanz* bezeichnet, da in ihr noch kein lateraler Wassertransport berücksichtigt wird. Der laterale Wassertransport spielt dann eine Rolle, wenn das System der kontinentalen Hydrologie in mehrere Teilsysteme zerlegt wird, zwischen denen ein horizontaler Austausch von Wasser stattfindet. Dies erfolgt hauptsächlich in stromabwärtige Richtung. Solche Teilsysteme der kontinentalen Hydrologie können aus geographischen Einheiten (z.B. Landschaftsgebiete), politischen Einheiten (z.B. Staaten) oder aus Zellen eines die Erdoberfläche überspannenden willkürlich festgelegten Gitternetzes bestehen. Im weiteren wird die Wasserbilanz exemplarisch für ein solches Teilsystem betrachtet.

Für eine Gitterzelle kommt zusätzlich zur vertikalen Wasserbilanz ΔW_V noch die laterale Wasserbilanz ΔW_L hinzu. Diese setzt sich aus lokaler Abflussbildung, dem Zufluss in die Zelle Q_{in} und dem Abfluss aus der Zelle Q_{out} zusammen und beinhaltet nur die lateralen Wassertransporte (3.1). Der Transport von Wasser findet in oberirdischen und unterirdischen Fließgewässern statt. Für die Speichervariationen in diesen Wasserleitern können nun theoretisch wieder einzelne Bilanzen aufgestellt werden.

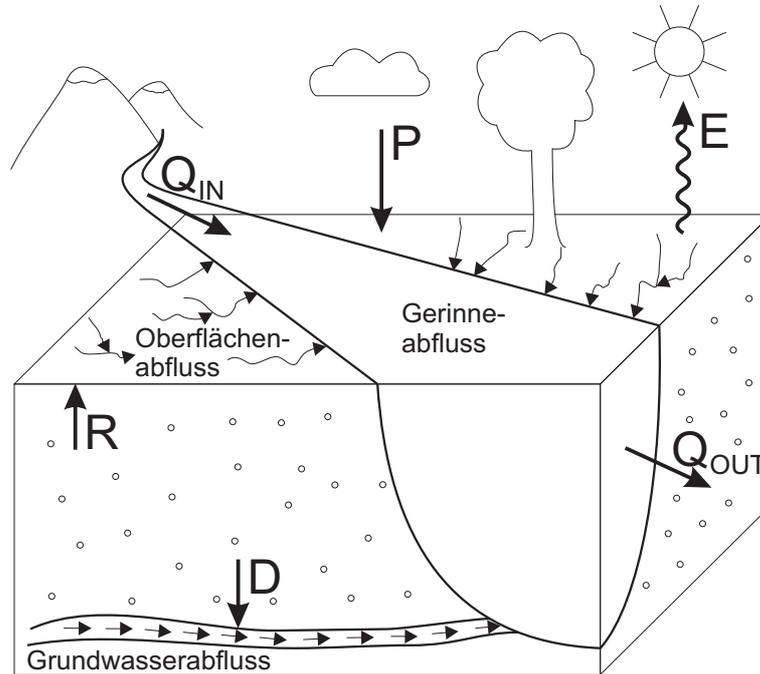


Abb. 3.1.: Schematische Darstellung der relevanten Größen für die hydrologische Bilanz einer Gitterzelle.

Für die gemeinsame laterale Wasserbilanz aller Abflussarten gilt:

$$\Delta W_L = R + D + Q_{in} - Q_{out}. \quad (3.6)$$

Die Gesamtwasserbilanz einer Zelle ergibt sich nun als Summe von vertikaler und lateraler Wasserbilanz:

$$\begin{aligned} \Delta W &= \Delta W_V + \Delta W_L \\ &= P - E + Q_{in} - Q_{out}. \end{aligned} \quad (3.7)$$

Da diese Bilanzgleichung alle Massentransporte über die Zellgrenzen enthält, können Wasservariationen auch dann bestimmt werden, wenn die Gesamtmenge des in der Zelle gespeicherten Wassers unbekannt ist.

Alternativ lassen sich die Variationen des an Land gespeicherten Wassers auch als Anomalien ΔW bezüglich eines mittleren Wasserspeichers \bar{W} berechnen. Der Wasserspeicher W wird bei dieser Methode aus der Summe der Speicherkomponenten Bodenfeuchte W_{bf} , Grundwasserspeicher W_g , Schnee- und Eisbedeckung W_{si} , Wasser in stehenden und fließenden Oberflächengewässern W_o , im biologischen Kreislauf gebundenem Wasser W_{bio} und anthropogen genutztem Wasser W_{an} sowie möglicherweise weiterer Komponenten gebildet:

$$\begin{aligned} W &= \sum(W_{bf}, W_g, W_{si}, W_o, W_{bio}, W_{an}, \dots) \\ \Delta W &= W - \bar{W}. \end{aligned} \quad (3.8)$$

Unter der Bedingung, dass durch Gleichung (3.8) die Gesamtheit der kontinentalen Wasserspeicher erfasst wird, können die ΔW aus dieser Gleichung und Gleichung (3.1) einander gleichgesetzt werden. Beide Rechenwege müssen theoretisch die gleichen Ergebnisse liefern.

In der Literatur wurden beide Ansätze bereits als Grundlage zur Berechnung von Erdrotationsvariationen angewendet. In früheren Studien wurde dabei traditionell die Bilanzmethode nach Gleichung (3.5) ohne Berücksichtigung der lateralen Wasserbilanz eingesetzt, da die Größen Niederschlag, Verdunstung und Abfluss leichter bestimmt werden können als der Wassergehalt im Boden, der Bedeckung sowie in oberirdischen und unterirdischen Gewässern.

Für die Berechnung der Erdrotationsvariationen sind nur Massenvariationen, jedoch keine Absolutwerte relevant. Aus diesem Grund erfolgten die Berechnung in dieser Arbeit mittels der allgemeinen Bilanzgleichung (3.1) bzw. über ihre Erweiterung (3.7) um die laterale Komponente. Für diese Berechnung werden die Größen Niederschlag, Verdunstung, Runoff und Drainage benötigt.

3.2. Hydrologische Modelle

Die Simulation der Zustandsgrößen an der Landoberfläche wird von Landoberflächenmodellen (engl.: land surface model, LSM) vollzogen. Das sind numerische Modelle, die den Austausch von Variablen zwischen Land und Atmosphäre und die zeitliche Änderung von Zustandsvariablen wie Bodenfeuchte, Schnee usw. beschreiben. Landoberflächenmodelle existieren sowohl in Form von unabhängigen Modellen als auch als integrierte Module in atmosphärischen Klimamodellen.

Die in Klimamodelle integrierten LSM beziehen für gewöhnlich Windgeschwindigkeit, Temperatur, Niederschlag, Luftfeuchte und einfallende Strahlungsenergie als Input von der atmosphärischen Simulation und berechnen anhand physikalischer Zusammenhänge die Prozesse an der Landoberfläche. Dabei werden zahlreichen Rückkopplungen zur Atmosphäre berücksichtigt, insbesondere über Variablen des Energiehaushaltes wie Bewegungsenergie, fühlbare, latente und reflektierte Wärme. Der Nachteil globaler Klimamodelle liegt darin, dass ihre räumliche Auflösung gering ist. Im Gegensatz zu unabhängigen Landoberflächenmodellen sind ihre Modellalgorithmen nicht speziell darauf ausgelegt, die Bodenwasserprozesse zu repräsentieren.

Unabhängige Landoberflächenmodelle verwenden für den Antrieb der hydrologischen Simulation die gleichen atmosphärischen Daten wie globale Klimamodelle oder eine begrenzte Auswahl davon. Bei der Simulation treten jedoch keine Rückkopplungen zu Atmosphärenmodellen auf. Der Antrieb globaler Landoberflächenmodelle mit Beobachtungsdaten gestaltet sich sehr schwierig, da globale Beobachtungsdatensätze für die benötigten Größen noch nicht allgemein verfügbar

sind. Zur Verbesserung der simulierten Landoberflächenprozesse werden die unabhängigen Modelle oftmals an gemessenen Abflüssen kalibriert. Dadurch besteht die Gefahr, dass Unzulänglichkeiten in den Antriebsdaten durch Anpassung der Modellparameter fälschlicherweise ausgeglichen werden. Zur Validierung der Modelle werden außerdem unabhängige Beobachtungsdaten der vom Modell simulierten Größen benötigt (Milly and Shmakin, 2002).

Der Transport des kontinentalen Wassers wird von eigenständigen lateralen Abflussmodellen simuliert. Diese beziehen ihre Antriebe aus globalen Klimamodellen oder Landoberflächenschemen und verbinden somit an Land den Wasserkreislauf zwischen Atmosphäre und Ozean. Einige Landoberflächenmodelle beinhalten bereits integrierte Abflussschemen. Oki et al. (1999) verglichen 11 Land-Surface-Modelle im Offline-Betrieb für 1987/88 mit Abflussbeobachtungen an 250 Stationen in 150 großen Flussgebieten unter Verwendung des Abflussschemas TRIP (engl.: Total Runoff Integrated Pathways). Die berechneten Abflüsse variierten sehr stark zwischen den Landoberflächenmodellen. Das deutet auf große Unterschiede zwischen den einzelnen Landoberflächenmodellen hin.

3.2.1. Das Landoberflächen-Schema, SLS

Das Landoberflächenschema SLS (engl.: simplified land surface scheme, Hagemann and Gates, 2001) simuliert auf globaler Skala die wichtigsten Vorgänge des hydrologischen Kreislaufes an der Landoberfläche. Die Simulationen erfolgen hauptsächlich über funktionale Zusammenhänge mit den Größen Niederschlag und Temperatur (Hagemann, 1998). Das SLS ist ursprünglich am Max-Planck-Institut Hamburg entwickelt worden, um auch für atmosphärische Datenquellen, für die keine Werte von Runoff und Drainage vorliegen, diese zu generieren und damit eine Abflusssimulation zu ermöglichen.

Die zeitliche Auflösung des SLS beträgt einen Tag, die räumliche Auflösung ist variabel und kann an die jeweilige Auflösung der Antriebsdaten angepasst werden. Die Wirkungsweise des SLS ist in Abbildung 3.2 schematisch dargestellt, die Berechnung der Komponenten der Wasserbilanz an der Landoberfläche soll im folgenden kurz umrissen werden.

Der Niederschlag wird abhängig von der Temperatur T nach Wigmosta et al. (1994) in Regen und/oder Schnee aufgeteilt. Dabei fällt der Niederschlag bei $T \geq T_{\max}$ komplett als Regen, bei $T \leq T_{\min}$ komplett als Schnee und für $T_{\min} < T < T_{\max}$ anteilig, mit $T_{\min} = -1,1^{\circ}\text{C}$ und $T_{\max} = 3,3^{\circ}\text{C}$. Die Schneeschmelze wird temperaturabhängig wie beim HBV-Modell (Bergström, 1992) nach der Tag-Grad-Formel simuliert. Danach reduziert sich die zur Schneehöhe äquivalente Wassersäule bei Temperaturen über 0°C um $3,22 \text{ mm pro Tag und pro }^{\circ}\text{C}$. Für die Berechnung der potentiellen Verdunstung wird im SLS die Thornthwaite-Formel nach Chebotarev (1977) angewendet. Diese beschreibt eine empirisch bestimmte

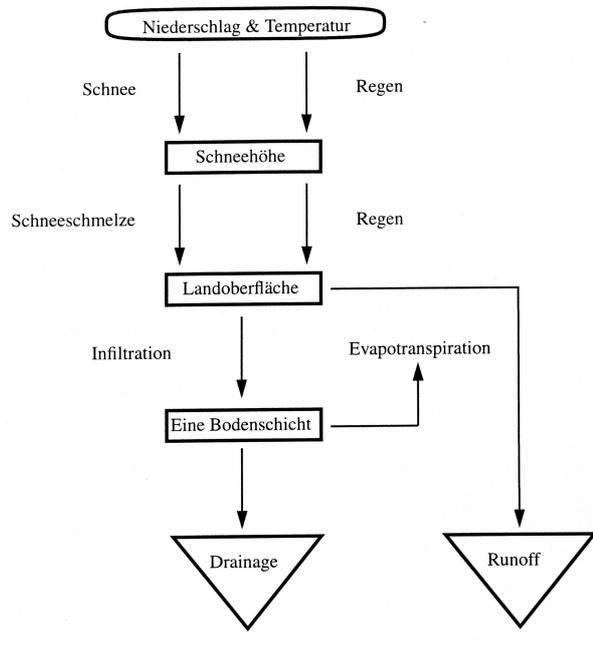


Abb. 3.2.: Struktur des SLS (aus Hagemann, 1998).

Abhängigkeit der Verdunstung von der Temperatur für einen Monat mit 30 Tagen und 12 Stunden Helligkeitsdauer. Dazu ist die Berechnung eines jährlichen und zwölf monatlicher Wärmeindizes notwendig. Die von 12 Stunden abweichende Helligkeitsdauer wird an die geographischen Breite und die Jahreszeit angepasst, berücksichtigt wird auch die aktuelle Zahl der Tage im Monat. Die Thornthwaite-Methode ist ursprünglich für Feuchttäler entwickelt worden. Sie wird dennoch in vielen hydrologischen Modellen global angewendet, da mit ihr eine Berechnung mit eingeschränktem Aufwand möglich ist. Die aktuelle Verdunstung wird in Anlehnung an das ECHAM-Modell (Roeckner et al., 1992) und an (Warri- low et al., 1986) sowie an (Bauer et al., 1983) nachvollzogen. Auch die Berech- nung von Runoff, Infiltration und Drainage werden analog zur Modellierung im ECHAM-Modell (Dümenil and Todini, 1992; Roeckner et al., 1992) gebildet. Der Boden als Wasserspeicher wird durch eine einzelne Schicht mit räumlich variieren- der Wasserspeicherkapazität repräsentiert. Der Runoff wird als Infiltrationsüber- schuss dieses Speichers berechnet, Drainage als die Menge, die aus dem Speicher in die Tiefe perkoliert. Zur Repräsentation der Landoberfläche werden im SLS Datensätze der Land-Ozean-Maske, der Gletschermaske, der Feldkapazität des Bodens und Vegetationsparameter aus einem globalen Datensatz der Landober- flächenparameter von Hagemann et al. (1999) und Hagemann (2002) verwendet. Permafrostgebiete und Wasserflächenanteile entstammen den Veröffentlichungen von Cogley (1994, 1991, 1994), der Feuchtgebietsanteil der Studie von Matthews

and Fung (1987). Antropogene Einflüsse werden dagegen in der Modellierung nicht berücksichtigt, auch erfolgt für die Antarktis keine Landoberflächensimulation.

Das SLS wurde in dieser Arbeit eingesetzt, um die Variationen des im Boden und Schnee gespeicherten Wassers zu berechnen sowie die Antriebsdaten Runoff und Drainage für eine anschließende Abflusssimulation zu generieren. Durch seine freie Verfügbarkeit und den Bedarf an leicht erhältlichen Antriebsdaten ist das SLS unkompliziert einsetzbar. Da das SLS nur von Niederschlags- und Temperaturdatensätzen angetrieben wird, können Zusammenhänge von Wasservariationen mit diesen beiden Größen untersucht werden. Ein weiterer Vorteil ist, dass bereits Studien existieren (z.B. Hagemann and Gates, 2001; Hagemann et al., 2005), in denen das SLS in Verbindung mit dem auch hier in dieser Arbeit eingesetzten Abflussmodell (vgl. folgender Abschnitt) mit Antrieben aus Reanalysedaten angewendet wurde.

3.2.2. Das Abflussmodell, HDM

Der kontinentale Abfluss wirkt im globalen Wasserkreislauf als Bindeglied zwischen der Landoberfläche und dem Ozean. Das in dieser Arbeit zur Simulation des lateralen Abflusses verwendete Hydrologische Discharge Modell (HDM, Hagemann, 1998) beschreibt die Translation und Retention des Abflusses als Funktion räumlich verteilter Landoberflächen-Eigenschaften auf globaler Skala. Der Aufbau des HDM wird nach Hagemann (1998) wie folgt beschrieben.

Das HDM ist in Gitterzellen mit $0,5^\circ$ Seitenlänge eingeteilt und arbeitet mit einem Zeitschritt von einem Tag. Für jede Zelle ist eine spezifische Fließrichtung festgelegt. Die acht möglichen horizontalen Fließrichtungen ergeben sich aus den vier Himmelsrichtungen und den vier Diagonalrichtungen. Einige Gitterzellen sind als lokale Senken modelliert, für die keine Weiterleitung des Abflusses erfolgt. Angetrieben wird das HDM mit täglichen Werten der Variablen Runoff und Drainage, die modellintern auf die HDM-Auflösung interpoliert werden. Diese Eingangsgrößen werden aus globalen Klimamodellen oder Landoberflächenmodellen bezogen, da Runoff und Drainage für gewöhnlich nicht als globale Messwerte zur Verfügung stehen. Der laterale Wasserabfluss wird im HDM in drei Abflussprozesse aufgeteilt, Oberflächenabfluss, Grundwasserabfluss und Gerinneabfluss. Der Oberflächenabfluss wird durch Runoff gespeist und repräsentiert die schnelle Abflusskomponente einer Gitterzelle. Drainage trägt zum Grundabfluss bei und repräsentiert die langsame Abflusskomponente. Der Zufluss aus anderen Gitterzellen bewirkt den Gerinneabfluss. Die Summe aller drei Abflussarten ergibt dann den Gesamtabfluss einer Zelle. Eine schematische Darstellung des HDM zeigt Abbildung 3.3.

Das HDM ist ein lineares Kaskadenmodell und wird durch die Anzahl n an li-

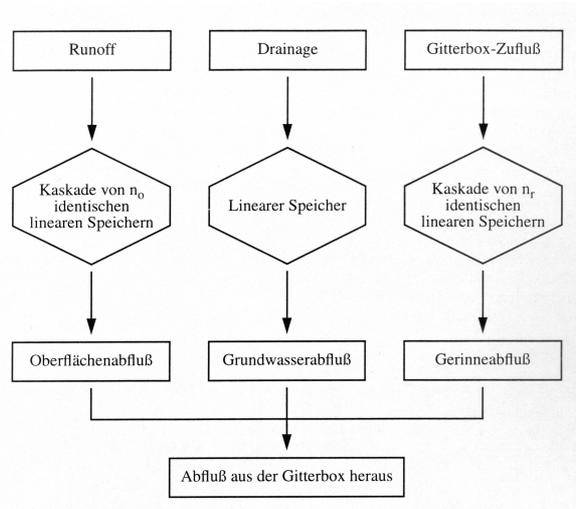


Abb. 3.3.: Struktur des HDM (aus Hagemann, 1998).

nearen Speichern und die Rückhaltedauer τ einer Kaskade parametrisiert. Die Rückhaltedauer τ gibt an, wieviel Zeit zwischen dem Schwerpunkt des Inputs (Q_{in}) und dem Schwerpunkt des Abflusses Q_{out} einer Kaskade vergeht. Für einen linearen Speicher mit dem Speicherinhalt W wird der Abfluss durch

$$Q_{out} = \frac{W}{k} \quad (3.9)$$

gebildet, wobei k die Rückhaltedauer des Speichers ist. Die zeitliche Änderung des Speichers W ergibt sich durch:

$$\frac{dW(t)}{dt} = Q_{in}(t) - Q_{out}(t). \quad (3.10)$$

Eine Kaskade wird durch die Hintereinanderschaltung von n identischen linearen Speichern mit der Rückhaltedauer k gebildet. Dabei ist der Abfluss $Q_{out,i}$ eines Speichers gleichzeitig der Zufluss $Q_{in,i+1}$ des nächsten Speichers. Die Verzögerungszeit τ einer Kaskade ergibt sich dann aus $\tau = nk$. Die mittlere Fließgeschwindigkeit ist durch

$$v = \frac{\Delta x}{\tau} \quad (3.11)$$

mit der Länge Δx der Zelle in Fließrichtung gegeben.

Während der Oberflächen- und Gerinneabfluß als eine Kaskade von mehreren identischen linearen Speichern modelliert ist, besteht für den Grundabfluß nur ein linearer Speicher. Die Koeffizienten für die Rückhaltedauern und Anzahl linearer

Speicher für den Oberflächenabfluss (k_o und n_o), den Gerinneabfluss (k_r und n_r) sowie den Grundwasserabfluss (k_g und n_g) sind durch die Gleichungen

$$k_o = 17,87 \cdot 10^{-2} \cdot \frac{\Delta x}{\phi^{0,1}} \quad \text{und} \quad n_o = 1, \quad (3.12)$$

$$k_r = 9,92 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{\Delta x}{\frac{\Delta h}{\Delta x}^{0,1}} \quad \text{und} \quad n_r = 5, \quad \text{sowie} \quad (3.13)$$

$$k_g = t_g \frac{\Delta x}{d_0} \quad \text{und} \quad n_g = 1 \quad (3.14)$$

parametrisiert. Die Rückhaltedauer des Oberflächenabflusses ist eine Funktion des mittleren Gefälles ϕ innerhalb einer Zelle, die Rückhaltedauer des Gerinneabflusses ist hingegen abhängig vom Topographiegradienten $\frac{\Delta h}{\Delta x}$. Für den Grundwasserabfluss ist eine Rückhaltedauer von $t_g = 300$ Tage für eine Gitterzelle mit dem Durchmesser d_0 typisch. Für Zellen mit einem hohen Anteil von Seen und Feuchtgebieten existiert eine modifizierte Parametrisierung, da dort das Fließverhalten durch die sehr lange Verzögerungszeit der Oberflächengewässer stark beeinflusst wird. Eine ausführliche Beschreibung des HDM liefert die Arbeit von Hagemann (1998).

Das HDM ist frei verfügbar und wurde bereits in einem gekoppelten globalen Modell der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation (Latif et al., 2003) eingesetzt, um den hydrologischen Kreislauf zwischen Festland und Meer zu schließen. Es ist an allgemeine Klimamodelle und Landoberflächenschemas anschließbar. Es besteht jedoch keine Interaktion mit der Landoberflächenmodellierung, das bedeutet, dass Prozesse wie Verdunstung aus dem Oberflächengewässernetz nicht modelliert sind. Auch werden keine antropogenen Einflüsse im Modell berücksichtigt. Da das HDM ein freies Modell ist und keine Beobachtungsdaten und keine Relationen bezüglich Jahresabflusswerte nutzt, kann das HDM auch für die Anwendung in Klimaszenarien vergangener oder zukünftiger Klimata verwendet werden.

3.2.3. Weitere hydrologische Modelle

Seit jüngster Zeit werden vier weitere hydrologische Modelle zur Bestimmung des kontinentalen Wasserhaushaltes als Grundlage für Berechnungen von Erdrotationsparametern und Variationen des Erdschwerefeldes angewendet. Daten dieser Modelle werden im weiteren Verlauf der Arbeit zur Verifikation der eigenen Simulationsergebnisse eingesetzt und deswegen im folgenden kurz beschrieben.

H96 Fan and van den Dool (2004) produzierten globale monatliche Datenfelder der Bodenfeuchte¹ in $0,5^\circ$ räumlicher Auflösung für den Zeitraum 1948 bis in die Gegenwart mit dem einschichtigen Wasserbilanzmodell H96 (Huang et al., 1996). Als Antriebsdaten werden monatliche beobachtete globale Niederschläge über Land vom Climate Prediction Center (CPC) und monatliche Temperaturfelder der NCEP/NCAR CDAS-Reanalyse verwendet. Die Parametrisierung der 1,6m tiefen Bodenschicht im Modell wird zeitlich und räumlich konstant gehalten. Maximal können 76 cm äquivalente Wassersäule in dieser Schicht gespeichert werden. Eine extra Schneeschicht ist im Modell nicht vorgesehen, der gesamte Niederschlag wird grundsätzlich als flüssig betrachtet. Die Berechnung der Verdunstung erfolgt abhängig von der monatlichen Temperatur über die Thornthwaite-Formel. Bei Temperaturen unter Null wird die potentielle Verdunstung auf Null gesetzt, um unrealistische Simulationen für kältere Klimate zu vermeiden. Der simulierte Runoff wird in drei Arten separiert: Oberflächenrunoff, Basis-Runoff und Grundwasserverlust. Um den Erfordernissen einer nichtlinearen Runoffberechnung gerecht zu werden, ist der modellinterne Zeitschritt geringer als die monatliche Auflösung der Antriebsdaten. Der gesamte simulierte Runoff wird anschließend vernachlässigt, ohne dass lateraler Transport erfolgt.

GLDAS/LDAS Für den Zeitraum 1. Januar 2002 bis 31. Juli 2005 sind beim GGFC tägliche Werte des Wasserspeichers in mm äquivalenter Wassersäule vom NASA Global Land Data Assimilation System (GLDAS, Rodell et al. (2004)) in 1° Auflösung erhältlich. GLDAS wurde in Zusammenarbeit des National Aeronautics and Space Administration (NASA) Goddard Space Flight Center (GSFC) und des National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) National Centers for Environment Prediction (NCEP) entwickelt, um globale Felder der Wasser- und Energiebilanz für die Landoberfläche zu produzieren. Dabei werden hauptsächlich boden- und weltraumbasierte Beobachtungsdaten verwendet. Beobachtete meteorologische Felder dienen einerseits zum Antrieb der Landoberflächenmodelle, andererseits werden Beobachtungsdaten assimiliert, um unrealistische Modellzustände zu verhindern. Mit GLDAS werden derzeit drei Landoberflächenmodelle betrieben: MOSAIC, NOAH und das Community Land Model (CLM). Die maximale räumliche Auflösung, in der GLDAS operiert, beträgt $0,25^\circ$. Die zeitliche Auflösung des Modellzeitschrittes und des Outputintervalls ist regulierbar. Antriebsdaten sind Niederschlag, einfallende lang- und kurzwellige Strahlung, Temperaturen in 2 m Höhe über der Oberfläche, Luftfeuchte, horizontale Windgeschwindigkeit und Luftdruck. Assimiliert werden Daten der Oberflächentemperatur und Schneebedeckung. (Fan et al., 2003) führten mit dem NOAH-Modell (Mitchell et al., 2002) in Verbindung mit dem Land Data Assimilation System (LDAS) des NOAA CPC eine Simulationen für die Jahre 1948-1998 durch. Bereits angeführte Antriebsdaten wurden mit Ausnahme des

¹http://www.cpc.ncep.noaa.gov/soilmst/leaky_glb.htm

Niederschlags von der NCEP/NCAR-Reanalyse bezogen. Für die Niederschläge wurden gemessene Werte aus dem Datensatz des NOAA CPC verwendet².

LaD Das Land Dynamics Model (LaD, Milly and Shmakin, 2002) simuliert die globale Wasser- und Energiebilanz auf einem 1°-Gitter in einem subtäglichen Zeitschritt. Als Antrieb werden Niederschlag, einfallende kurz- und langwellige Strahlung, Luftdruck, oberflächennahe Temperaturen, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeiten benötigt. Die Antriebsdaten für alle Größen außer Niederschlag werden vom International Satellite Land-Surface Climatology Project (ISLSCP) Initiative I für das Jahr 1987 in 1° räumlicher und 6 h zeitlicher Auflösung direkt übernommen. Die Niederschläge von ISLSCP für 1987 werden mittels Maßstabsfaktoren an interannuelle Variabilitäten angepasst, indem monatliche Niederschläge vom Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie and Arkin (1996)) für den Simulationszeitraum hinzugezogen werden. Die simulierten Größen beinhalten Schnee ausgedrückt in Wasseräquivalent, Bodenwasser, oberflächennahes Grundwasser, Bodentemperatur, Verdunstung, Runoff, Abfluss, Strahlung sowie sensible und latente Wärme (Shmakin et al., 2002). Das Wasser wird abhängig von global variierenden Parametern der Vegetation und des Bodentyps in einer Wurzelschicht, im Grundwasser, in einer Schneeschicht und in einer Eisschicht gespeichert. Ein elementares Abflussschema weist einer Gitterzelle im Modell den Abfluss als Summe aller stromaufwärts gelegenen Zellen zu. Von der Simulation mit dem Namen LaDWorld-Euphrates standen globale Felder des monatlichen Wasserspeichers als Summe von Schnee, Bodenwasser und Grundwasser in 1° Auflösung für den Zeitraum Januar 1980 bis Mai 2005 zur Verfügung³.

WGHM Das WaterGAP (Water Global Assessment and Prognosis) Global Hydrology Model (WGHM, Döll et al. (2003)) wurde entwickelt, um die globale Verfügbarkeit von Wasserressourcen abhängig von der Bevölkerungsentwicklung, des technischen Fortschritts und der klimatischen Bedingungen abschätzen zu können. WGHM berechnet die Größen der globalen Wasserbilanz mit Ausnahme der Antarktis und Grönlands in einer räumlichen Auflösung von 0,5° in Abhängigkeit von global variierenden Landoberflächenparametern. Wasser kann in einer Schneeschicht, in der Wurzelzone, im Grundwasser, in der Vegetation und als Oberflächenwasser in Flüssen, Seen und Feuchtgebieten gespeichert werden. Als Transportgrößen werden Verdunstung, Runoff, Grundwasserneubildung und Abfluss simuliert, wobei dieser durch Simulation des anthropogenen Wasserverbrauchs mittels eines Wassernutzungsschemas reduziert werden kann. Die modellinternen Parameter wurden anhand von gemessenen Abflüssen an 724 weltweit

²<ftp://ftp.csr.utexas.edu/pub/ggfc/water/GLDAS/>

³<ftp://ftp.gfdl.noaa.gov/pub/pcm/ladworld/>

verteilten Stationen abgestimmt. Die Antriebsdaten wurden für die Jahre 1901-1995 aus monatlichen Beobachtungsdaten von CRU-TS1.0 (Climate Research Unit - time series, New et al., 2000) für die Größen Niederschlag, Temperatur, Anzahl der Regentage pro Monat und Bewölkung sowie als Langzeitmittel für 1961-1990 für die mittlere tägliche Sonnenscheindauer bezogen. Für den erweiterten Simulationszeitraum bis in die Gegenwart werden die Daten für Bewölkung, Temperatur und Anzahl der Regentage vom European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) und für monatliche Niederschläge vom Global Precipitation Climate Centre (GPCC, Rudolf et al., 1994 bezogen. Um den internen Modellzeitschritt von einem Tag zu realisieren, werden bei der Simulation synthetische tägliche Niederschlagswerte erzeugt. Datenfelder des simulierter totalen Wasserspeichers wurden von A. Güntner (persönl. Kommunkation) freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

4. Atmosphärische Modelle und Daten

Zur Simulation atmosphärischer Prozesse werden vornehmlich allgemeine atmosphärische Zirkulationsmodelle oder Reanalysemodelle verwendet. Neben der Simulation von atmosphärischen Zustandsgrößen liefern diese Modelle auch Antriebsdaten für weitere Simulationen mit Ozeanmodellen oder hydrologischen Modellen. Für die Untersuchungen in dieser Arbeit werden für hydrologische Simulationen Antriebe aus dem globalen Klimamodell ECHAM4 sowie aus den Reanalysen und operationellen Daten von NCEP/NCAR und ECMWF bezogen.

Operationelle Analysen nutzen Kombinationen von Beobachtungen, Modellannahmen über die Entwicklung bestimmter meteorologischer Größen sowie zuvor getroffene Wettervorhersagen, um Startfelder für aktuelle globale Wettervorhersagen in regelmäßiger räumlicher und zeitlicher Auflösung zu erstellen. Somit entstehen langjährige Zeitreihen von Schätzungen der tatsächlichen Wetterverhältnisse. Durch die kontinuierliche Weiterentwicklung des physikalischen Modells und der Analysetechnik sowie der Verbesserung der Datengrundlage werden in die Analyseprodukte jedoch Inkonsistenzen projiziert, die scheinbare Klimaänderungen suggerieren können. Um diese Effekte zu minimieren werden Reanalyse-Projekte unternommen, welche die Beobachtungsdaten über den gesamten vergangenen Zeitraum mit festen Analyse- bzw. Vorhersagesystemen assimilieren. Einige Inhomogenitäten aufgrund der Art der Beobachtungsmethoden und der Anzahl von Beobachtungen bleiben jedoch weiterhin bestehen (Hagemann and Dümenil, 1997).

Dem gegenüber stehen freie Modelle, die sich auf Modellierungen rein physikalischer Zusammenhänge beschränken. Diese Modelle verzichten auf die Assimilation von Beobachtungen. Dadurch können typische Perioden und Variabilitäten von Klima- und Wetterprozessen simuliert werden. Um verschiedene Entwicklungen zu berücksichtigen, werden für gewöhnlich mehrere Klimaszenarien unter leicht veränderten Anfangsbedingungen simuliert. Freie Modelle haben den Vorteil, dass sie unabhängig von Beobachtungen und sich verändernden Beobachtungstechnologien sind. Dadurch sind auch Vorgänge in der Vergangenheit sowie mögliche zukünftige Entwicklungen simulierbar, von denen keine Beobachtungsdaten vorliegen. Nachteilig ist, dass die simulierten Ereignisse oftmals keinen korrekten Echtzeitbezug aufweisen. Durch die starke Abhängigkeit freier

Modelle von ihren physikalischen Formulierungen können tatsächliche Prozesse nur dann reproduziert werden, wenn die Modellansätze realistisch gewählt wurden, denn fehlerhaft modellierte oder nicht berücksichtigte Vorgänge können nicht wie bei Reanalysemodellen durch die Assimilation von Beobachtungen ausgeglichen werden. Aus der Reproduzierbarkeit tatsächlicher Vorgänge lassen sich daher Rückschlüsse über die Genauigkeit getroffener Annahmen und physikalischer Zusammenhänge ziehen. Freie Modelle tragen daher wesentlich zum Verständnis der Abläufe in der Natur bei.

4.1. Die NCEP/NCAR-Reanalyse

Das National Center for Environmental Prediction (NCEP) und das National Center for Atmospheric Research (NCAR) haben rückwirkend für mehr als 50 Jahre eine globale Analyse atmosphärischer Felder durchgeführt. Daten verschiedener Beobachtungssysteme wurden mit einem 3-d variationalen Analysesystem (Parrish and Derber, 1992) assimiliert, das im Januar 1995 in das operationelle System von NCEP integriert wurde (Kalnay et al., 1996). Das Assimilationssystem der Reanalyse wird bis in die Gegenwart unter Nutzung von Echtzeitdaten weitergeführt (Climate Data Assimilation System, CDAS). Somit sind Daten von 1948 bis in die Gegenwart verfügbar. Das Datenassimilationssystem arbeitet in der sphärischen Auflösung T62¹ (etwa 210 km) und enthält 28 vertikale Schichten beginnend bei 5hPa über der Oberfläche bis hin zu 3hPa in der obersten Schicht.

Assimiliert wurden Daten aus Messungen von Wetterballons, Radiosonden, Schiffen, Flugzeugen und Satelliten, die in Genauigkeit und räumlich-zeitlicher Abdeckung variieren. Diese Beobachtungen beinhalten Lufttemperatur, Oberflächen- und Luftdruck über Land und Ozean, spezifische Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und -richtung sowie Infrarot- und Mikrowellenstrahlung. Die Entwicklung der vorhandenen Beobachtungsdaten kann in drei Epochen eingeteilt werden. Während der ersten Dekade (1948-1957) mit vorwiegend terrestrischen Beobachtungen waren weniger Messungen aus den oberen Luftschichten verfügbar. Diese unterlagen einer Zeitverzögerung und stammten hauptsächlich von der nördlichen Hemisphäre. Deshalb ist die Reanalyse von diesem Abschnitt weniger vertrauenswürdig als die der restlichen 40 Jahre. Auf die frühe Epoche folgen die Jahre 1958 bis 1978, in der viele Messungen von Radiosonden einbezogen werden, und 1979 beginnt die moderne Satellitenepoche (Kistler et al., 2001).

Durch Änderungen des operationellen Datenassimilationssystems projizierte Klimasprünge werden dadurch elimiert. Effekte, die durch Änderungen des Beobachtungssystems künstlich hervorgerufen werden, verbleiben jedoch in den Pro-

¹Projektion einer Kugelfunktionsentwicklung bis zu Grad und Ordnung 62 auf ein sphärisches Gitter, T steht für engl.:triangular truncation.

dukten der Reanalyse.

Die Outputgrößen werden abhängig davon, wie stark sie von Beobachtungen und/oder des Modells beeinflusst sind, in vier Klassen eingeteilt. Die höchste Genauigkeit weisen Daten der Klasse A auf. In den Reanalysen von NCEP/NCAR und ECMWF liegt das Hauptgewicht auf einer realitätsnahen Simulation der Atmosphäre. Hingegen werden Prozesse an der Landoberfläche als zweitrangig eingestuft. Niederschlag und weitere Prozessgrößen an der Landoberfläche (darunter Verdunstung und Runoff) sind in die Klasse C eingeteilt und müssen daher „mit Vorsicht“ betrachtet werden (Kalnay et al., 1996). 2m-Temperaturen sind als B klassifiziert. Eine Analyse des Zeitraumes 1985-1991 zeigte, dass die Verdunstung den Niederschlag im globalen Mittel für den gesamten Zeitraum überschreitet (Kalnay et al., 1996). Aufgrund eines Fehlers in der Programmierung wurde für die Jahre 1974-1994 die Schneebedeckung von 1973 angenommen. Durch eine modellinterne Formulierung der horizontalen Feuchteverteilung wurde im Winter in den höheren Breiten unrealistischer Schneefall simuliert (Kistler et al., 2001).

Für die vorliegende Arbeit wurden von der NCEP/NCAR-Reanalyse (im folgenden kurz NCEP) tägliche Daten des Niederschlages und 2m Temperaturen bezogen, die zum Antrieb eines Landoberflächenschemas dienen, um damit die benötigten Größen für die erfolgten Abflusssimulationen zu erzeugen.

4.2. Die ERA40 Reanalyse und operationelle Daten des ECMWF

Das European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) bietet sowohl Reanalyse-Daten als auch operationelle Daten an. Die ERA40-Reanalyse (ERA40: ECMWF 40 year Reanalysis) erstreckt sich über den Zeitraum von September 1957 bis August 2002. Die Reanalyse wurde im März 2003 fertig gestellt. Für ERA40 wurde das operationelle System verwendet, das von Juni 2001 bis Januar 2002 bei der operationellen Analyse zum Einsatz kam. Mit diesem System wurden rückwirkend die atmosphärischen Größen der vergangenen Jahre einheitlich neu berechnet. ERA40 zählt zu den Reanalysen der 2. Generation und profitierte von den Erfahrungen der NCEP/NCAR-Reanalyse und der früheren ERA15-Reanalyse des ECMWF.

Die ERA40 Periode läßt sich in drei Epochen gliedern, die klassische Beobachtungsepoche von 1958-1972, für die noch keine Beobachtungsdaten von Satelliten vorlagen, die Übergangsepoche von 1973-1989, in der es mit der Zeit zu einer Zunahme an Satelliten kam, und die Satellitenepoche von 1989-2001, in der viele Satellitendaten assimiliert wurden. Die drei Epochen wurden separat berechnet

(Uppala et al., 2005).

Dynamische und thermodynamische atmosphärische Felder werden in ERA40 auf die sphärische Auflösung T159² projiziert, während Feuchtigkeit und Bewölkungsvariablen auf ein reduziertes Gaußisches Gitter (Hortal and Simmons, 1991) mit etwa 125 km Gitterabstand projiziert werden. Die Atmosphäre in ERA40 reicht in 60 Schichten von der Erdoberfläche bis zum Drucklevel 0,1hPa. Die zeitliche Auflösung des zur Analyse verwendeten 3D-VAR Assimilationssystems beträgt 6h (Uppala et al., 2005). Die für die globale Wasserbilanz relevanten Größen Niederschlag, Evapotranspiration, Bodenfeuchte und Schnee werden mittels eines integrierten Landoberflächenmoduls (Hurk, van den et al., 2000) berechnet.

Das ECMWF führt im operationellen Modus Modellanalysen der atmosphärischen Zustandsgrößen bis in die Gegenwart fort. Die entsprechenden Daten sind mit einer Verzögerung von drei Tagen für wissenschaftliche Zwecke kostenfrei verfügbar. Ende 2000 wurden zwei tiefgreifende Änderungen im Analysesystem vorgenommen. Im September 2000 wurde das 3D-VAR Analysesystem durch ein 4D-VAR System ersetzt (Klinker et al., 2000), und im November 2000 wurde die Modell-Auflösung auf T511³ erweitert. Für den Zeitraum 2000 bis 2002 besteht eine Überlappungsphase zwischen ERA40 und dem neuen System der operationellen Analyse. Der Umstieg von Daten der ERA40-Reanalyse und der operationellen Analyse erfolgte in dieser Arbeit auf den 1. Januar 2001 analog zu der ozeanischen Simulation von Dobslaw and Thomas (2007a), um im weiteren Verlauf der Arbeit hydrologische und ozeanische Drehimpulse aus Modellen gleichen atmosphärischen Antriebs kombinieren zu können. Ab Ende des Jahres 1999 besitzen die operationellen Vorhersagen in etwa die Qualität der Vorhersagen der ERA40-Analyse (Uppala et al., 2005).

Die zwei größten Probleme der ERA40-Reanalyse bestehen in einer zu starken Brewer-Dobson Zirkulation in der Stratosphäre und einer übermäßigen Niederschlagsrate über den tropischen Ozeanregionen. Die Überschätzung der Niederschläge ist auf die Assimilation von Infrarot- und Mikrowellenstrahlung aus Satellitenmessungen zurückzuführen, die nur für wolkenfreie bzw. regenfreie Gebiete durchgeführt wurde. Da die Modellprognosen für diese Gebiete trockener ausfielen als die Beobachtungsdaten vorgaben, resultierte dies in einer Zunahme der relativen Feuchte. Eine horizontale Ausbreitung der Feuchtigkeitsanalyse bewirkte auch in umliegenden Regionen mit bereits gesättigter Luftfeuchte eine Feuchtigkeitszunahme. Dies führte dazu, dass in diesen Regionen zu heftige Niederschläge auftraten. Da im Modell keine ausgeglichene Wasserbilanz vorgegeben wird, entsteht zwischen Niederschlag und Verdunstung eine globale Massendifferenz von

²Projektion einer Kugelfunktionsentwicklung bis zu Grad und Ordnung 159 auf ein sphärisches Gitter, T steht für engl.:triangular truncation.

³Projektion einer Kugelfunktionsentwicklung bis zu Grad und Ordnung 511 auf ein sphärisches Gitter.

10% (Andersson et al., 2005), die sich auch auf die kontinentale Hydrosphäre auswirken.

Für die in dieser Arbeit durchgeführten hydrologischen Abflusssimulationen wurden Daten der Parameter Runoff- und Drainage benötigt. Diese stehen weder von ERA40 noch von der operationellen Analyse zur Verfügung. Alternativ werden deshalb Temperaturen und Niederschläge von der Reanalyse und der operationellen Analyse des ECMWF bezogen und mit diesen ein Landoberflächenschema angetrieben.

4.3. Das Klimamodell ECHAM4

Die Ergebnisse für die in dieser Arbeit beschriebene Ausführung des freien Modell Experiment of Climate Hamburg (ECHAM) Version 4 wurden vom Lauf 23313giss (giss: global ice sea surface temperature) verwendet.

ECHAM4 basiert auf elementaren physikalischen Gleichungen. Es wird mit monatlichen Meeresoberflächentemperaturen und Meereseisgrenzen von 1979 bis 1994 angetrieben und prognostiziert die Größen Wirbelhaftigkeit, Divergenz, den Logarithmus des Oberflächendrucks, Temperatur, spezifische Luftfeuchte, Zusammensetzung des totalen Wolkenwassers sowie optional Spurengase und Aerosole. Diese Größen werden mit der sphärischen harmonischen Auflösung T42 (etwa $2,8^\circ$ und rund 312 km) repräsentiert. Nichtlineare Terme und der größte Teil der parametrisierten Physik werden auf dem assoziierten transformen Gaußschen Gitter mit $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ Länge und Breite berechnet. Der Zeitschritt für dynamische und physikalische Prozesse beträgt 24 Minuten, mit Ausnahme der Strahlung, die in zweistündigen Intervallen berechnet wird. Die vertikale Ausdehnung der Modell-Repräsentation endet bei einem Drucklevel von 10hPa. Die Atmosphäre ist in 19 Schichten unregelmäßiger Schichtdicke, mit der höchsten Auflösung in der atmosphärischen Grenzschicht, eingeteilt. Sowohl jahreszeitliche als auch tägliche Zyklen werden simuliert.

Das Landoberflächenmodul von ECHAM4, von dem im folgenden einige Prozesse beschrieben werden⁴, umfasst Wärme- und Wasserbudget des Erdbodens, Schneebedeckung über Land und den Wärmehaushalt für Inlandeis. Vegetationseffekte, wie das Abfangen von Regen und Schnee durch die Bedeckung und die biologisch bedingte Kontrolle von Evapotranspiration sind in einer vereinfachten Art parametrisiert. Das lokale Runoff-Schema basiert auf der Berücksichtigung von Einzugsgebieten und beachtet Variationen der Feldkapazität über unregelmäßigem Gelände in höherer Gitterauflösung. Um unrealistische Verdunstung in Gebieten mit großer Wasseraufnahmekapazität zu vermeiden, wird in diesen Gebieten

⁴Eine umfangreiche Beschreibung des ECHAM-Modells wird in Roeckner et al. (1996) dokumentiert.

das totale Reservoir in zwei Ebenen geteilt, wobei in vegetationslosen Teilen der Gitterzelle nur Wasser des oberen Reservoirs verdunsten kann. Das Temperaturprofil des Bodens (oder eines vorhanden Gletschers) wird in einem fünfschichtigen Modell berechnet. Übersteigt die Schneehöhe über Land 2,5cm äquivalenter Wassersäule, wird die Wärmeleitungsgleichung für eine zusätzliche Schicht berechnet. Die Parametrisierung der Bodenhydrologie umfasst die Budgetgleichungen für die Schneemenge, die Wassermenge, die von der Vegetation während Regenperioden oder der Schneeschmelze aufgenommen wird, und den Bodenwassergehalt. Auch in ECHAM4 liegt kein geschlossener Wasserkreislauf vor (Roeckner et al., 1996).

Aus ECHAM4 wurden die Größen Niederschlag, Evapotranspiration, Runoff und Drainage für die Berechnung der hydrologisch bedingten Erdrotationsvariationen hinzugezogen.

4.4. Validierung der atmosphärischen Antriebsdaten

Die Ergebnisse der hydrologischen Simulation werden stark von der Güte der atmosphärischen Antriebsdaten beeinflusst. Zu den primären Größen, die von atmosphärischen Zirkulationsmodellen und Reanalysen produziert werden und die Simulation hydrologischer Prozesse an der Landoberfläche entscheidend beeinflussen, zählen Niederschläge und Temperaturen. Der Niederschlag stellt in der kontinentalen Wasserbilanz die einzige Eingangsgröße dar, die einen direkten Massenzuwachs bewirkt und deshalb maßgeblich die Menge an vorhandenem kontinentalen Wasser beeinflusst. Der Beitrag der Niederschläge auf die kontinentale Wasserbilanz ist damit noch wesentlich stärker als der Einfluss der Temperaturen. Diese wirken sich indirekt im hydrologischen Kreislauf aus. Zum einen hängt die Evapotranspiration stark von der Lufttemperatur ab und zum anderen bestimmt die Temperatur den Aggregatzustand des Niederschlages, die Versiegelung des Bodens durch Bodenfrost sowie das Einsetzen der Schneeschmelze. Die Genauigkeit der simulierten hydrologischen Größen wird konsequenterweise von der Genauigkeit der Inputgrößen beeinflusst. Eine Validation der atmosphärischen Größen Temperatur und insbesondere Niederschlag aus den in den Abschnitten 4.2 bis 4.3 beschriebenen Atmosphärenmodellen mit Beobachtungsdaten ist deshalb unerlässlich.

Als eine der bestbeobachteten Zeiträume gilt die Klimareferenzepoche 1961-1990 (Mitchell et al., 2004). Das Global Precipitation Climatology Center (GPCC), das vom Deutschen Wetterdienst in Offenbach betrieben wird, stellt klimatologische Mittel für 1961-1990 aus Niederschlagsanalysen von rund 30.000 terrestrischen Messstationen interpoliert auf 1°- und 2,5°-Gitter zur Verfügung (Rudolf et al., 1994). Für einen Überblick über die Güte der globalen Niederschlagsverteilung

gen in dieser Arbeit werden die klimatologischen Monatsmittel der Niederschläge von ECHAM, ECMWF und NCEP für 1961-1990 gebildet, zu Jahresquartalen zusammengefasst und mit Jahresquartalen aus der Klimatologie des GPCC verglichen. Die Zuordnung der Jahreszeiten zu diesen Quartalen bezieht sich dabei im folgenden stets auf die Jahreszeiten der nördlichen Hemisphäre.

Da in dieser Arbeit vor allem Langzeitsimulationen durchgeführt werden, bedarf es zudem möglichst langer Zeitreihen der Beobachtungsdaten. Monatliche Niederschläge vor 1986 standen zum Zeitpunkt der in dieser Arbeit durchgeführten Validation von GPCC leider noch nicht zur Verfügung⁵. Weitere Quellen, das Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Huffman et al., 1997) und CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie and Arkin, 1996) bieten monatliche Niederschlagsdaten unter Verwendung von Satellitenbeobachtungen ab 1979 an. Die längste Zeitreihe monatlicher Niederschlagswerte wird vom Climate Research Unit (CRU, Mitchell and Jones, 2005) innerhalb einer Datenbank von neun klimatischen Parametern, darunter auch monatliche Temperaturen, aus historischen Aufzeichnungen für den Zeitraum von 1901 bis 2002 in 0,5° räumlicher Auflösung angeboten. Dieser Datensatz wird als CRU-TS2.1 bezeichnet und dient im folgenden der Validation transienter Monatsmittel von Niederschlägen und Temperaturen. CRU-TS2.1 deckt 80-100% der Landoberfläche mit Niederschlags- und Temperaturbeobachtungen ab. Für den Vergleich globaler Temperaturverteilungen werden analog zu den Niederschlägen klimatologische Jahresquartale aus monatlichen Temperaturmitteln der Jahre 1961-1990 aus ECHAM, ECMWF, NCEP und CRU-TS2.1 gebildet.

4.4.1. Niederschläge

Eine in der Literatur häufig genutzte Vergleichsgröße ist das globale Niederschlagsmittel. Legates and Willmott (1990) geben für den mittleren Niederschlag über Land einen Wert von 2,32 mm/Tag an. Dieser Wert bezieht sich auf beobachtete Niederschläge, die bereits um die systematische Unterschätzung der Messgeräte korrigiert sind. Für die eigenen Untersuchungen wurden von den Niederschlägen aus CRU-TS2.1 und den atmosphärischen Simulationen ebenfalls Niederschlagsintegrale über Land gebildet. Deren zeitlicher Verlauf ist in Abbildung 4.1a für die Klimareferenzperiode von 1961-1990 dargestellt. Als Grundlage für die Integration diente dabei die Landmaske des HDM ohne Berücksichtigung der Antarktis. Große Binnenseen werden bei der eigenen Berechnung ebenfalls von der Integration ausgenommen. Die berechneten und in Tabelle 4.1 angegebenen Mittelwerte fallen durch diese Landflächendefinition geringer als der von Legates and Willmott (1990) angegebene Wert aus. Im Vergleich zu den von CRU beobachte-

⁵Seit jüngster Zeit offeriert das GPCC auch monatliche Niederschlagsrasterdaten ab 1951 (Beck et al., 2005).

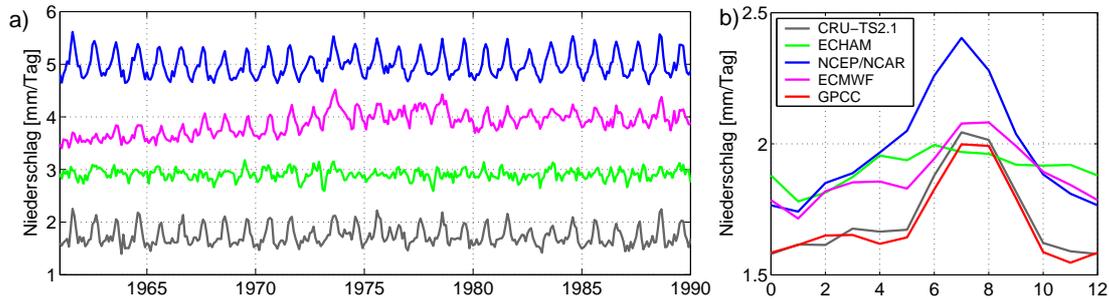


Abb. 4.1.: a) Niederschläge über Land, b) Jahresgang der Niederschläge. Die Legende in b) gilt für beide Darstellungen. Zur Verbesserung der Übersichtlichkeit wurden an die Daten in a) folgende Offsets angebracht: ECHAM: +1mm/Tag, ECMWF: +2mm/Tag, NCEP: +3mm/Tag.

ten Werten simulieren die atmosphärischen Modelle im Mittel um etwa 3 bis 4 % höhere Niederschläge über Land. Die Niederschläge von CRU-TS2.1 beziehen sich jedoch auf unkorrigierte Niederschläge. Die simulierten Niederschlagsmittel über Land liegen damit innerhalb der Toleranz der Beobachtungswerte. Auch die klimatologischen Jahresgänge der Niederschläge über Land zeigen niedrigere Werte für die Beobachtungen (Abbildung 4.1b). Das klimatologische Mittel aus jährlichen Monatsmitteln von CRU-TS2.1 für den Zeitraum 1961-1990 stimmt sehr genau mit dem des GPCCC überein. GPCCC wird noch in diesem Abschnitt zur Validierung klimatologischer Jahresquartale verwendet, diese Niederschlagsfelder sind ebenfalls nicht um systematische Unterschätzungen korrigiert.

Das Niederschlagsintegral über Land bei ECMWF weist bis 1978 eine starke Zunahme des Mittelwertes von $\approx 1,5$ mm/Tag bis zu $\approx 2,1$ mm/Tag auf und variiert ab 1979 relativ konstant um $\approx 2,0$ mm/Tag. Der Trend in den Niederschlägen wird durch das Hintergrundmodell bei der Assimilation hervorgerufen, wobei die Änderungen des Trends auf der wechselnden Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten beruhen. Ein Vergleich der Mittelwerte, des mittleren quadratischen Fehlers (root mean square, RMS) sowie der Amplituden, Phasen und der erklärten Varianz des Jahressignals wurde innerhalb des gemeinsamen Überdeckungszeitraumes aller Datensätze aufgrund des starken Niederschlagstrends bei ECMWF nur für den Zeitraum von 1979 bis 1994 durchgeführt.

In den Zeitreihen des Niederschlagsintegrals über Land ist ein starkes Jahressignal erkennbar. Die annuellen Amplituden der klimatologischen Niederschläge differieren zwischen den drei Atmosphärenmodellen sehr stark. Die annuelle Amplitude des Niederschlagsintegrals von ECHAM ist mit nur 40% der Werte für die beobachteten Niederschläge sehr gering ausgeprägt. Während bei den Beobachtungsdaten 59% der Variabilität durch das Jahressignal verursacht werden, sind es bei ECHAM nur 25%. Bei NCEP besteht hingegen eine zu hohe Variabilität

Tab. 4.1.: Statistische Werte für die Niederschlagsintegrale über Land: Mittelwert \bar{x} und RMS in mm/Tag, Korrelation r für 1979-1994, Amplituden A in mm/Tag, Phasen φ in $^\circ$ sowie erklärte Varianz des annualen Signals in %.

| | 79-94 | CRU-TS2.1 | ECHAM | NCEP | ECMWF |
|------------|-------|-----------|-------|-------|-------|
| \bar{x} | | 1,71 | 1,92 | 2,00 | 1,96 |
| RMS | | - | 0,26 | 0,31 | 0,27 |
| r | | - | 0,40 | 0,90 | 0,83 |
| ann. Sign. | | | | | |
| A | | 0,18 | 0,07 | 0,28 | 0,13 |
| φ | | 182,7 | 184,5 | 177,2 | 190,8 |
| erkl. Var. | | 59,0 | 25,4 | 79,1 | 56,4 |

der Niederschlagsmengen, einhergehend mit einer zu hohen annualen Amplitude. Die Variabilität durch das Jahressignal wird bei NCEP um 20% überschätzt. Das Niederschlagsintegral von NCEP weist auch den höchsten RMS-Wert auf. Der in Tabelle 4.1 ebenfalls angegebene Phasenwinkel bezieht sich auf den Zeitpunkt des Eintretens des maximalen Niederschlags innerhalb eines klimatologischen Jahres. Die Phasenwinkel der Niederschlagskurven stimmen in allen drei atmosphärischen Simulationen sehr gut mit den Phasenwinkeln des Jahressignals in CRU-TS2.1 überein, wobei die beste Übereinstimmung bei ECHAM auftritt. Die höchste Korrelation mit den Beobachtungswerten weist NCEP mit einem Koeffizienten von 0,9 auf. Bei ECMWF besteht mit einem Koeffizienten von 0,8 ebenfalls eine hohe Korrelation. Die Niederschlagsintegrale von ECHAM als freies Modell weisen mit einem Wert von 0,4 erwartungsgemäß eine geringere Korrelation mit CRU-TS2.1 auf.

Unter Anwendung der Hauptkomponentenanalyse (Anhang B.4.1) werden die transienten Zeitreihen der Niederschläge nun auf ihre Hauptvariabilität untersucht. Die erste Empirische Orthogonalfunktion (EOF), dargestellt in Abbildung 4.2, beschreibt das Muster der höchsten Variationen des Niederschlags. In diesen Mustern tritt eine gute Übereinstimmung der beobachteten Niederschläge mit den Modell-Niederschlägen auf. Durch die erste EOF werden $\approx 47\%$ der globalen Varianz der Niederschläge von CRU-TS2.1, $\approx 48\%$ der von ECHAM, $\approx 45\%$ der von NCEP und $\approx 39\%$ jener von ECMWF erklärt. Die Niederschlagsvariationen der nördlichen und südlichen Hemisphäre sind einander entgegengesetzt. Bei NCEP tritt im Gegensatz zu den anderen Niederschlagsfeldern über der nördlichen Hemisphäre eine unrealistisch hohe Variabilität auf. Ein Vergleich klimatologischer Quartalsmittel der Niederschläge der NCEP-Reanalyse mit GPCC-Niederschlägen zeigt, dass die Niederschläge auf der nördlichen Hemisphäre in den Frühlings- und Sommermonaten mit Ausnahme Indiens deutlich überschätzt

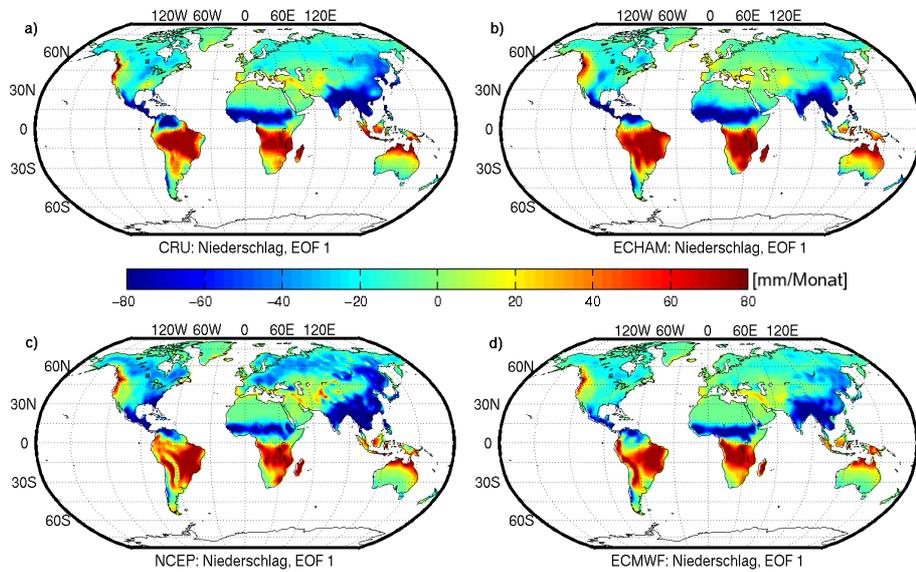


Abb. 4.2.: Erste EOF der globalen Niederschlagsverteilungen von a) CRU, b) ECHAM, c) NCEP und d) ECMWF.

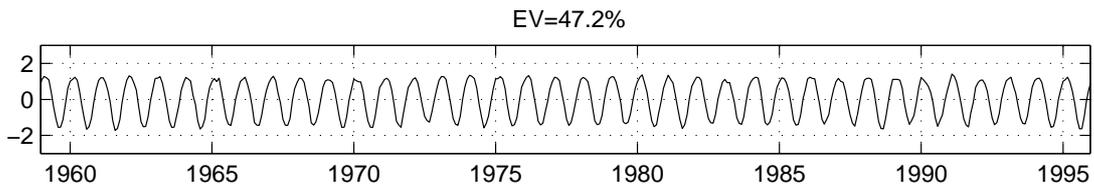


Abb. 4.3.: Hauptkomponente zur ersten EOF von CRU-TS2.1 mit einer global erklärten Varianz von 47,2 %.

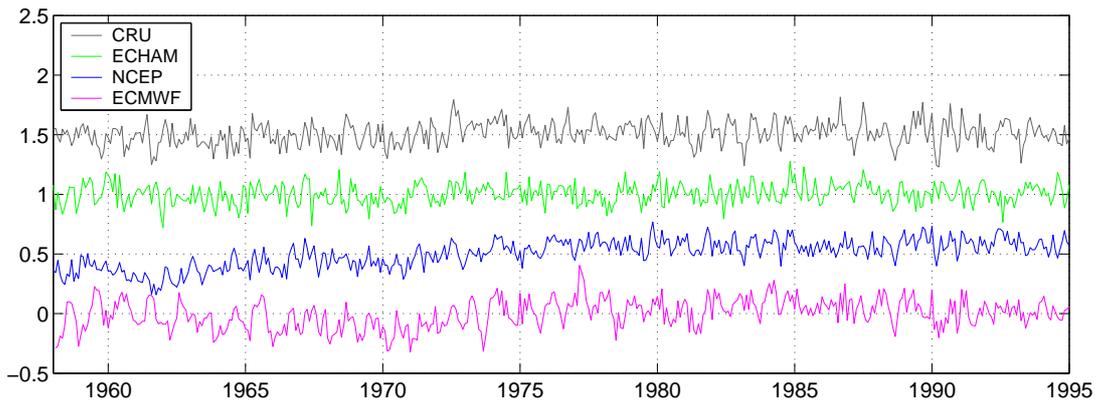


Abb. 4.4.: Nichtannuelle Anteile der Hauptkomponenten zur ersten EOF. Zur Erhöhung der Übersichtlichkeit wurden Offsets angebracht; CRU: +1,5 und ECHAM: +1,0 und NCEP.

werden (Abbildung 4.10, vgl. auch Hagemann, 1998).

In der ersten EOF dominiert das annuelle Signal die Variabilität. Abbildung 4.3 zeigt die dimensionslose Hauptkomponente, mit der die zeitlichen Variationen des Musters der Niederschläge von CRU-TS2.1 beschrieben werden können. Die Hauptkomponenten der Modellniederschläge weichen nur wenig davon ab. Nach Abzug des annualen Signals sind zwischen den Restsignalen der Modellniederschläge und den Beobachtungen (Abbildung 4.4) kaum noch Übereinstimmungen sichtbar. Während die Hauptkomponenten der ersten zehn Moden der EOF von CRU-TS2.1 und ECHAM im Wesentlichen nur Signale mit subannualen oder wenigen Jahren Periodendauer aufweisen, zeigen die Hauptkomponenten für ECMWF bereits ab der zweiten EOF (vgl. Abbildung 4.6) und bei NCEP ab der dritten EOF (nicht gezeigt) starke langperiodische Variationen. Speziell in der dritten Hauptkomponente von ECMWF-Niederschlägen spiegeln sich die unterschiedlichen Trends der Beobachtungsepochen (vgl. Kapitel 4.2) wider. Die resultierenden langperiodischen Signale in den Niederschlägen haben offensichtlich keinen natürlichen Ursprung und treten bei der ansonsten vom semiannualen Signal dominierten zweiten EOF von ECMWF in den tropischen Regionen auf. Deutlich sichtbar ist ein Anstieg in der Hauptkomponente während des Übergangs von klassischen Verfahren zu Satellitenverfahren. Der Übergang von der ERA40-Reanalyse auf die operationellen Daten des ECMWF im Jahr 2001 zeichnet sich ebenfalls ab. Bei den Niederschlägen von NCEP tritt in der siebten EOF eine erwähnenswerte starke Amplitudenmodulation des annualen Signals auf, das in Afrika zwischen 0 und 20 Grad nördlicher Breite lokale erklärte Varianzen bis zu 20% aufweist (Abbildung 4.8). Hier wird die Variabilität der Niederschläge im Vergleich zu den Beobachtungsdaten bis Ende der sechziger Jahre und ab Mitte der neunziger Jahre überschätzt.

Neben einer Überschätzung der sommerlichen nordhemisphärischen Niederschläge bei NCEP kommt es besonders in den tropischen Regionen bei allen hier betrachteten atmosphärischen Simulationen zu weiteren Diagnosefehlern. ECHAM unterschätzt mit Ausnahme des Herbstes stets die Niederschläge in den Einzugsgebieten des Amazonas und des Orinoco leicht, und von ECMWF werden die Niederschläge im Amazonasgebiet ebenfalls im Winter und Frühling zu gering simuliert. Der Niederschlag in den Monsungebieten wird während der Sommermonate in Indien von allen Modellen unterschätzt. Auf der nördlichen Hemisphäre sind besonders die Niederschlagsdiagnosen im Frühjahr von allen Modellen zu hoch. ECHAM überschätzt zusätzlich im Herbst die Niederschläge beinahe global. Ein kreisförmiges Muster im Kongobecken, das bei den Differenzen von Niederschlägen aus CRU und denen der atmosphärischen Modelle in den Abbildungen der Jahresquartale zu erkennen ist, ist dagegen vermutlich auf die kreisförmige Anordnung der Beobachtungsstationen in diesem Gebiet (nicht dargestellt) zurückzuführen. Generell treten bei allen Modellen die größten Abweichungen der Niederschläge von den Beobachtungsdaten in den Tropen auf.

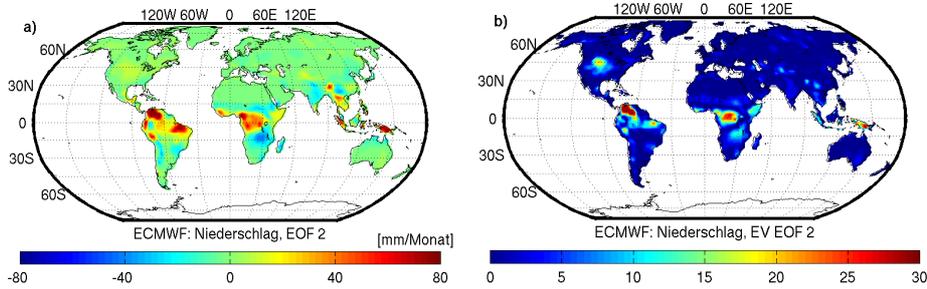


Abb. 4.5.: a) Zweite Mode der EOF und b) erklärte Varianzen [%] der globalen Niederschlagsverteilung von ECMWF.

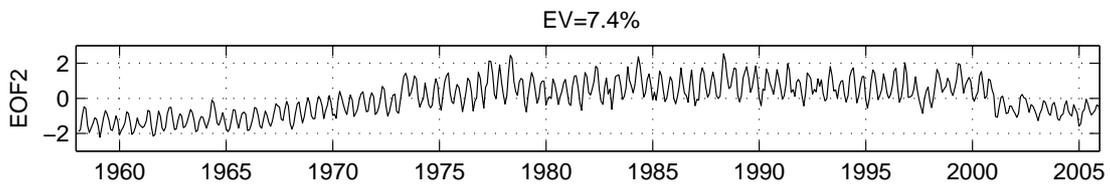


Abb. 4.6.: Hauptkomponente zur zweiten EOF von ECMWF mit erklärter globaler Varianz von 7,4%.

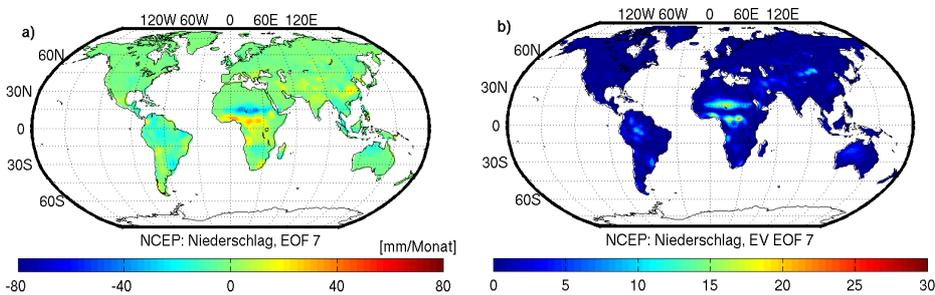


Abb. 4.7.: a) Siebte Mode der EOF und b) erklärte Varianzen [%] der globalen Niederschlagsverteilung von NCEP.

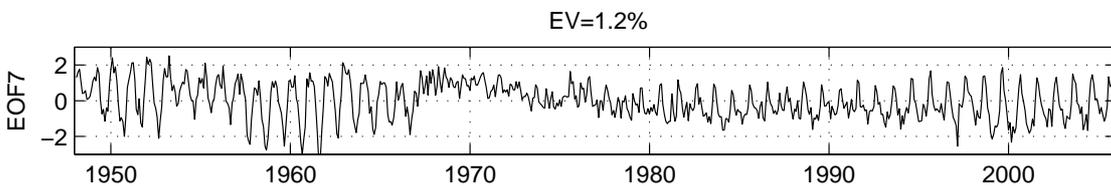


Abb. 4.8.: Hauptkomponente zur siebten EOF von NCEP mit erklärter globaler Varianz von 1,2%.

Durch die hohe nordhemisphärische Niederschlagsüberschätzung im Frühling und Sommer sind die Felder von NCEP nicht dazu geeignet, direkt als Antrieb für eine hydrologische Simulation zu dienen. Um diese Niederschläge dennoch zum Antrieb verwenden zu können, wird deshalb eine Korrektur an ein mittleres Jahres-signal angebracht (vgl. Kapitel 5.1). Die Assimilation von inhomogenen Beobachtungsdaten bei NCEP und ECMWF erzeugt unrealistische Signale in den Niederschlagsfeldern, die sich insbesondere auf interannuellen Zeitskalen auswirken.

4.4.2. Temperaturen

Die globale Temperaturwerte an der Landoberfläche werden von einem periodischen annuellen Signal mit $\approx 99\%$ erklärter Varianz dominiert. Dessen Verlauf kann mit atmosphärischen Modellen gut nachgebildet werden (vgl. Abbildung 4.13a), da die globale Temperatur in erster Linie vom Einfallswinkel der Sonnenstrahlung abhängt. Der Jahresgang der Temperaturen von ECMWF ist beinahe deckungsgleich mit dem Jahresgang der Beobachtungen. Auch nach Abzug des mittleren Jahresgangs verbleibt eine hohe Korrelation von über 0,8 zwischen den mittleren globalen Temperaturwerten von ECMWF, NCEP und den Beobachtungen (vgl. Abbildung 4.13 und Tabelle 4.2). ECHAM als freies Modell kann die nichtannuellen Signale nicht wie die Assimilationsmodelle mit realem Zeitbezug simulieren, woraus eine niedrige Korrelation und ein höherer RMS-Wert resultiert. Die globale Erwärmung spiegelt sich in der Beobachtungsreihe für den Zeitraum 1961-1990 in einem mittleren Anstieg von 0,013K/Jahr wieder. Nur ECMWF weist einen ähnlichen Temperaturtrend auf. Bei NCEP liegt der globale Temperaturmittelwert im Durchschnitt $\approx 1\text{K}$ unter dem Durchschnittswert der Beobachtungen.

Wie klimatologische Quartalstemperaturmittel der Temperaturen in den Abbildungen 4.14 bis 4.17 zeigen, tritt die Temperaturunterschätzung bei NCEP in allen Jahreszeiten beinahe global auf. Eine Ausnahme bildet die mittlere Überschätzung der Temperaturen in Australien und eine hauptsächlich in den nördlichen Breiten auftretende winterliche Temperaturüberschätzung. Obwohl die globalen Temperaturwerte und der Jahresgang der Modelltemperaturen generell gut mit den beobachteten Temperaturverhältnissen übereinstimmen, zeigen die Quartalsmittel lokal größere Abweichungen. ECHAM überschätzt im Mittel zu allen Jahreszeiten die Temperaturen auf dem australischen Kontinent. Die Temperaturen sind in der ECHAM-Simulation im Winter und im Frühling besonders in Europa und Asien zu niedrig. Im Sommer und im Herbst sind stattdessen die Temperaturen in Westasien im Mittel zu hoch. In Afrika werden die Temperaturen in den Frühlings- und Wintermonaten unterschätzt und in den Sommer- und Herbstmonaten im südlichen Teil des Kontinents überschätzt. Eine

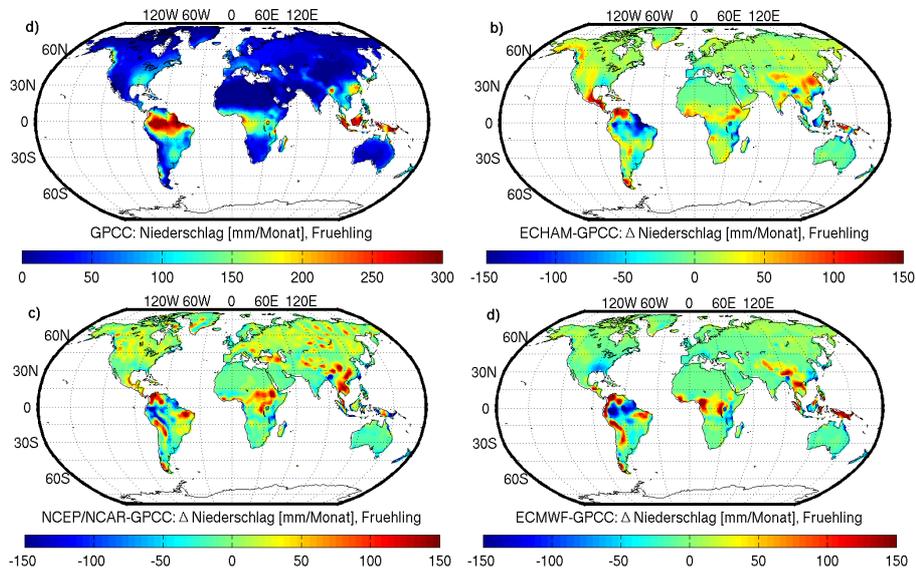


Abb. 4.9.: Globale Niederschlagsverteilungen für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach GPCC und Abweichungen der Modellniederschläge für den nördlichen Frühling (MAM): b) ECHAM-GPCC, c) NCEP-GPCC, d) ECMWF-GPCC.

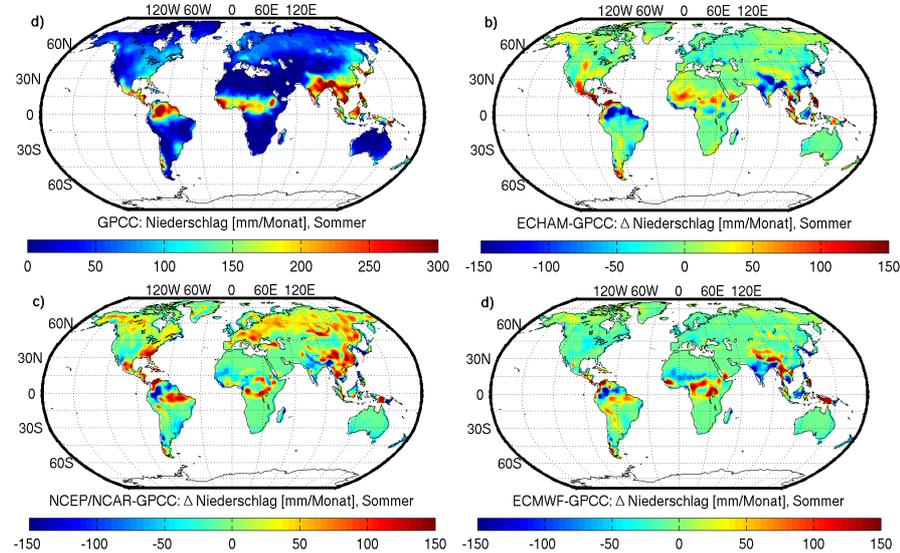


Abb. 4.10.: Globale Niederschlagsverteilungen für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach GPCC und Abweichungen der Modellniederschläge für den nördlichen Sommer (JJA): b) ECHAM-GPCC, c) NCEP-GPCC, d) ECMWF-GPCC.

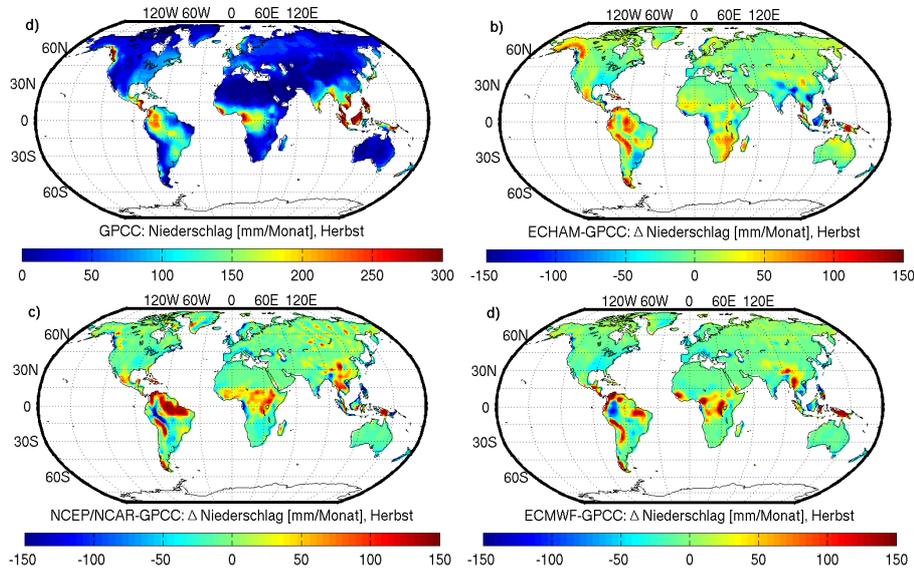


Abb. 4.11.: Globale Niederschlagsverteilungen für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach GPCC und Abweichungen der Modellniederschläge für den nördlichen Herbst (SON): b) ECHAM-GPCC, c) NCEP-GPCC, d) ECMWF-GPCC.

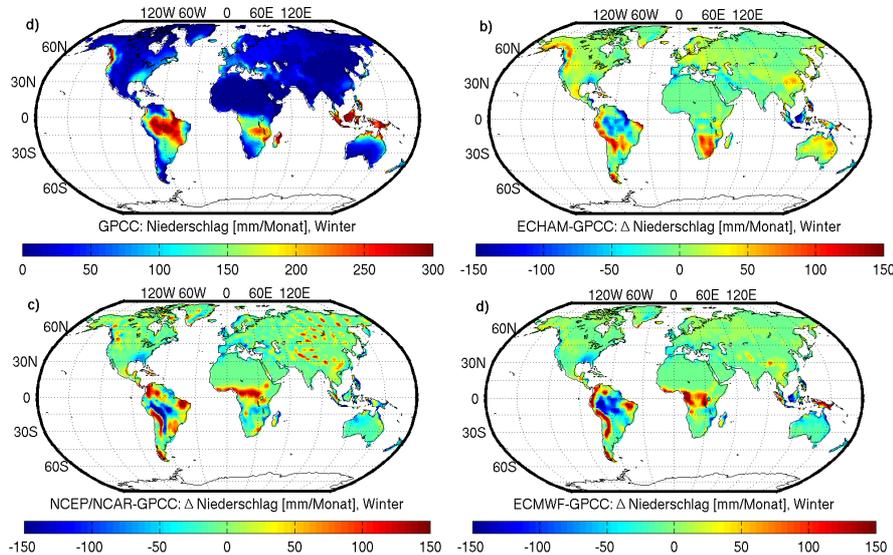


Abb. 4.12.: Globale Niederschlagsverteilungen für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach GPCC und Abweichungen der Modellniederschläge für den nördlichen Winter (DJF): b) ECHAM-GPCC, c) NCEP-GPCC, d) ECMWF-GPCC.

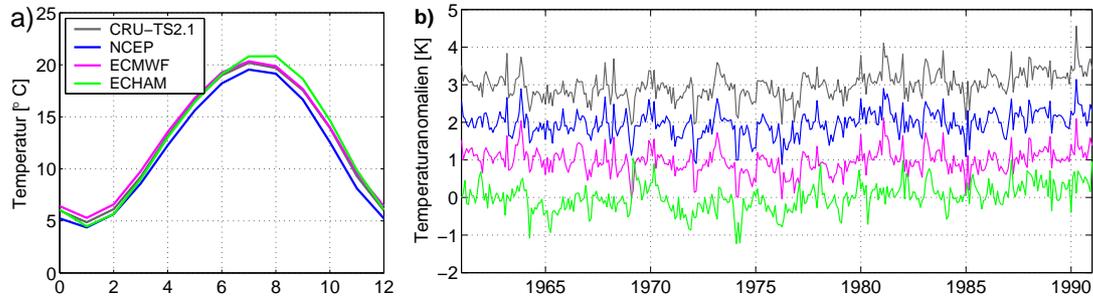


Abb. 4.13.: a) Jahresgang der mittleren globalen Temperatur an der Landoberfläche b) Temperaturanomalien nach Abzug des annuellen Signals.

Tab. 4.2.: Temperaturwerte über Land für 1961-1990: Mittelwert \bar{x} in $^{\circ}C$, linearer Temperaturtrend, RMS in Kelvin, Korrelation r , Amplituden des Jahressignals in [K] und Phasen in $[\circ]$ sowie erklärte Varianz des annuellen Signals in [%].

| | 58-94 | CRU-TS2.1 | ECHAM | NCEP | ECMWF |
|------------------------|-------|-----------|-------|--------|-------|
| \bar{x} | | 13,0 | 13,2 | 12,1 | 13,3 |
| $\Delta T/\text{Jahr}$ | | 0,013 | 0,005 | -0,001 | 0,011 |
| ann. Sign. | | | | | |
| A | | 7,69 | 8,19 | 7,64 | 7,54 |
| φ | | 182,4 | 186,3 | 181,3 | 181,6 |
| erkl. Var. | | 99,0 | 98,9 | 99,2 | 99,1 |
| Anomalien | | | | | |
| RMS | | - | 0,17 | 0,18 | 0,38 |
| r | | - | 0,88 | 0,87 | 0,45 |

verhältnismäßig gute Übereinstimmung besteht zwischen den Temperaturen von ECMWF und Beobachtungswerten von CRU-TS2.1. Jedoch werden die Temperaturen in den höheren nördlichen Breiten in den Winter- und Frühlingsmonaten um etwa 5K überschätzt. Diese systematische Überschätzung war bereits in der ERA40-Reanalyse von ECMWF vorausgehenden ERA15-Reanalyse aufgetreten und wird bei Hagemann et al. (2005) beschrieben.

4. Atmosphärische Modelle und Daten

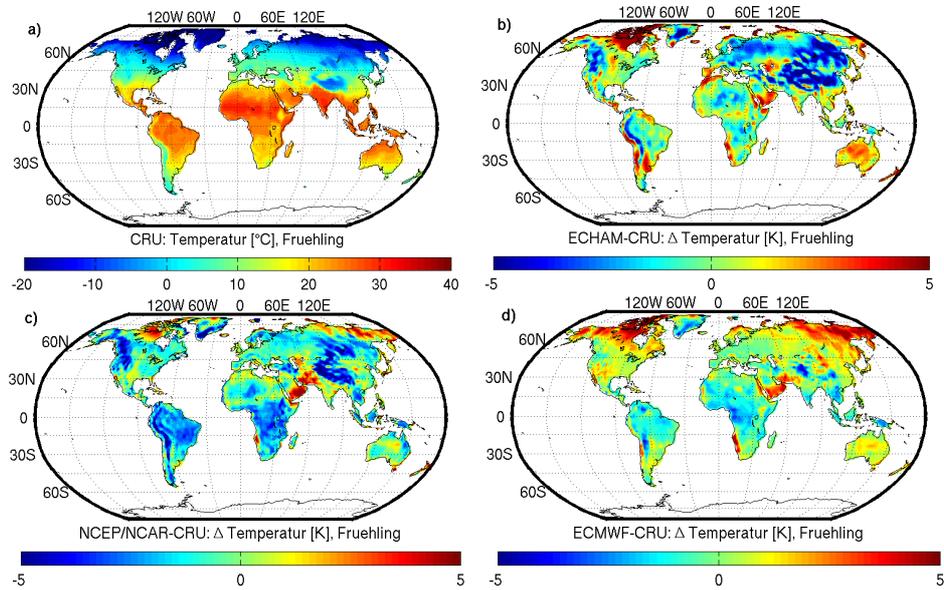


Abb. 4.14.: Globale Temperaturverteilung für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach CRU und Abweichungen der Modelltemperaturen für den nördlichen Frühling (MAM): b) ECHAM-CRU, c) NCEP-CRU, d) ECMWF-CRU.

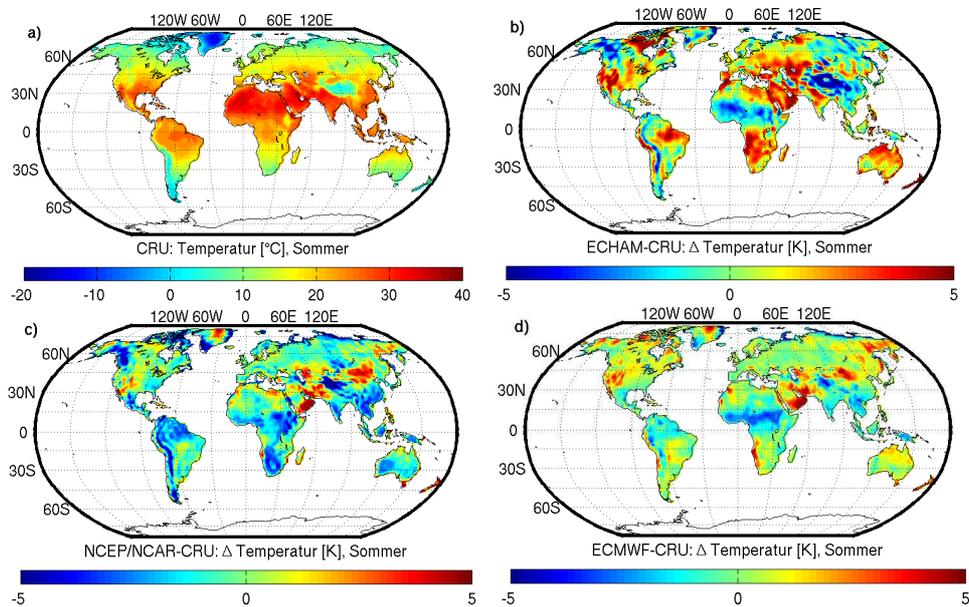


Abb. 4.15.: Globale Temperaturverteilung für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach CRU und Abweichungen der Modelltemperaturen für den nördlichen Sommer (JJA): b) ECHAM-CRU, c) NCEP-CRU, d) ECMWF-CRU.

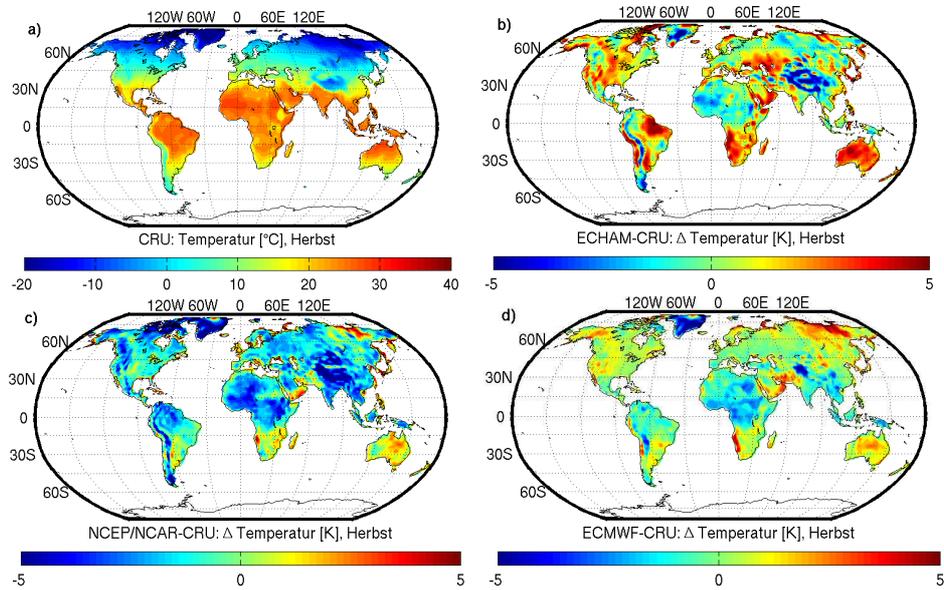


Abb. 4.16.: Globale Temperaturverteilung für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach CRU und Abweichungen der Modelltemperaturen für den nördlichen Herbst (SON): b) ECHAM-CRU, c) NCEP/-CRU, d) ECMWF-CRU.

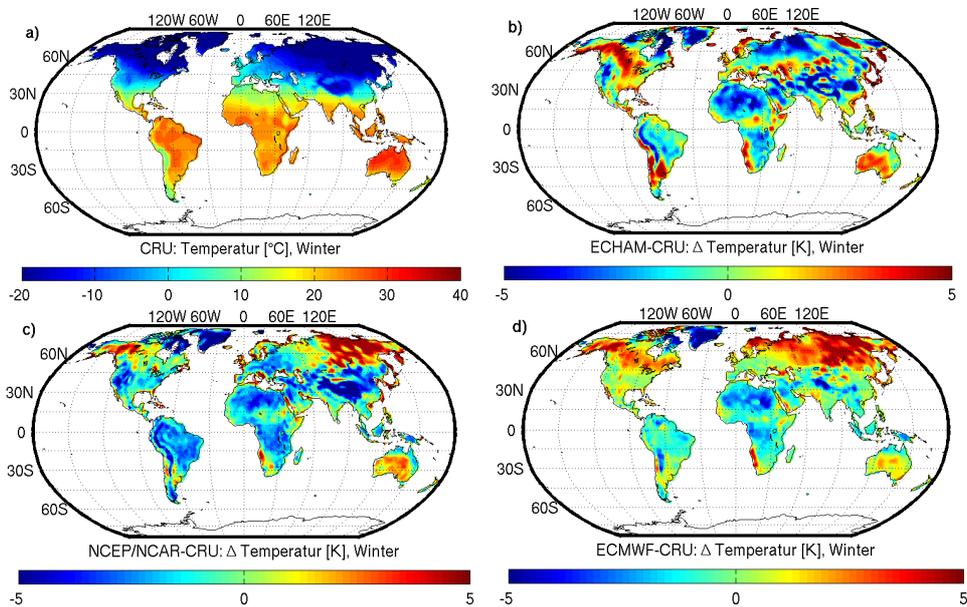


Abb. 4.17.: Globale Temperaturverteilung für die Klimareferenzperiode 1961-1990 a) nach CRU und Abweichungen der Modelltemperaturen für den nördlichen Winter (DJF): b) ECHAM-CRU, c) NCEP/-CRU, d) ECMWF-CRU.

5. Zur Simulation der großskaligen kontinentalen Hydrologie

Im Rahmen dieser Arbeit wurden drei hydrologische Langzeitsimulationen mit atmosphärischen Antrieben aus ECHAM, ECMWF und NCEP/NCAR durchgeführt. Diese sind in Tabelle 5.1 kurz aufgeführt und werden in den folgenden Abschnitten dieses Kapitels beschrieben.

5.1. Datenaufbereitung und Simulationen

Obwohl die **ECHAM**-Klimasimulation bereits ab dem Jahr 1903 startet, wurden die Felder Niederschlag, Verdunstung, Runoff und Drainage erst ab dem Jahr 1919 benutzt. Die Epoche 1903-1918 zeigte Unstimmigkeiten in der Summe der Niederschläge über Land, die vermutlich auf einen Auslesefehler zurückzuführen sind. An die ursprüngliche Simulation bis 1994 schließt sich ein Erweiterungslauf bis zum Jahr 2002 an. Leider wurden für diesen Lauf die Größen Runoff und Drainage nicht getrennt ausgeschrieben und konnten deshalb für die hydrologischen Simulationen nicht verwendet werden. Damit beschränkt sich die hydrologische Simulation auf den Zeitraum 1919-1994. Die Version von ECHAM, aus der die vorliegenden Daten bezogen wurden, arbeitet außerdem mit klimatologische Jahren, deren Jahreslänge 360 Tage beträgt. Durch Verdoppelung der Tage 30. Mai, 30. Juli, 30. August, 30. Oktober, 30. Dezember und zusätzlich bei Schaltjahren dem 30. März wurden die Felder vor der hydrologischen Simulation an ein reales Jahr angepasst. Dies erfolgte analog zum Vorgehen von Stuck (persönli-

Tab. 5.1.: Durchgeführte Langzeitsimulationen.

| Simulation | Modellkombination | Zeitraum | atmosphärische Antriebe |
|---------------------|-------------------|-----------|--|
| HS _{ECHAM} | ECHAM+HDM | 1919-1994 | Niederschl., Verdunst., Runoff, Drainage |
| HS _{NCEP} | NCEP+SLS+HDM | 1948-2005 | Niederschl., Temp. |
| HS _{ECMWF} | ECMWF+SLS+HDM | 1958-2005 | Niederschl., Temp. |

che Kommunikation) bei der Erzeugung atmosphärischer Drehimpulse aus dem selben ECHAM-Lauf.

Aus der **NCEP/NCAR**-Reanalyse wurden Antriebsfelder aus dem Zeitraum 1948-2005 bezogen. Die Größen Runoff und Drainage stehen jedoch aus dieser Quelle nicht gesondert zur Verfügung. Außerdem weisen die vorhandenen Runoffdaten offensichtliche Mängel in der globalen Abdeckung auf. Um dies zu kompensieren, werden im folgenden Surrogatdaten unter Verwendung des Landoberflächenschemas SLS erzeugt. Zum Antrieb des SLS wurden Felder der Niederschläge und Temperatur von NCEP/NCAR verwendet. Die Validation der Niederschläge zeigte, dass die Reanalyse die nordhemisphärischen Niederschläge in den Sommermonaten beträchtlich überschätzt (vgl. 4.4.1). Um dennoch eine realistische hydrologische Simulation durchführen zu können, wurden die Niederschläge aus NCEP/NCAR analog zu Hagemann (1998) mittels eines Maßstabsfaktors an klimatologische Monatsmittelwerte des Niederschlages vom Global Precipitation Climate Center angepasst. Diese Korrektur bewirkt eine Modifikation des mittleren Jahresganges der Niederschläge. Submonatliche und interannuelle Variationen bleiben davon unbeeinflusst.

Auch von **ECMWF** stehen keine Runoff- und Drainagedaten für die Abflusssimulation zur Verfügung. Zur Erzeugung dieser Felder wurde deshalb ebenfalls das SLS eingesetzt. Niederschlagsdaten und Temperaturen wurden für den Zeitraum 1958-2000 von der ERA40-Reanalyse des ECMWF bezogen. Ab 2001 fanden Felder aus den operationellen Analysen des ECMWF Verwendung. Der Übergang der Antriebsdaten auf die operationellen Analysen erfolgte analog zu ozeanischen Simulationen von Dobslaw and Thomas (2007a). Die Niederschläge und Temperaturen wurden für die hydrologische Simulation von der Auflösung T159¹ der ERA40-Reanalyse und T511¹ der operationellen Analyse auf die Auflösung T62¹ interpoliert. Datenfelder aus der NCEP/NCAR-Reanalyse liegen bereits in dieser Auflösung vor. Die Simulation der hydrologischen Zustandsgrößen mit Antrieben von NCEP/NCAR und ERA40 in der gleichen räumlichen Auflösung bietet den Vorteil, dass sich die Unterschiede in den Ergebnissen ausschließlich auf Unterschiede in den Antriebsdaten zurückführen lassen.

5.1.1. Landoberflächensimulationen

Zur Generierung der Felder von Runoff und Drainage wurde das SLS mit Antrieben von Niederschlägen und Temperaturen von ECMWF und NCEP/NCAR eingesetzt. Die hydrologische Simulation wurde in der räumlichen Auflösung T62¹ und einem Zeitschritt von einem Tag durchgeführt.

¹Projektion einer Kugelflächenfunktionsentwicklung bis zu angegebenem Grad und Ordnung, T steht für engl.: truncated

Unrealistische Anfangszustände können infolge eines langsamen Entleerens oder Auffüllens von Speichern während der Simulationen Trends in den Ausgabefeldern hervorrufen. Um dies zu vermeiden, ist das SLS vor der jeweiligen hydrologischen Simulation über einen Zeitraum von 100 Modelljahren mit Niederschlags- und Temperaturantrieben des Startjahres initialisiert worden.

Bei der Simulation mit dem SLS kann der Anwender verschiedene Einstellungen an den Parametern für die Berechnung der Wasserhaushaltsgrößen vornehmen. Dies betrifft unter anderem die Berechnung der Verdunstung, die Aufteilung von Niederschlag und Schnee, die Berücksichtigung von Feuchtgebieten und offenen Wasserflächen sowie die Speicherkapazität des Bodens. In dieser Arbeit wurden größtenteils die Voreinstellungen übernommen, um anschließend den Abfluss konsistent zu den Ergebnissen von Hagemann (1998) zu simulieren.

5.1.2. Abflusssimulationen

Mit den Antrieben Runoff und Drainage aus ECHAM und aus den SLS-Simulationen wurden langjährige hydrologische Abflusssimulationen unter Verwendung des HDM durchgeführt. Die Berechnung der hydrologischen Drehimpulse erfolgte in einer direkt in das HDM integrierten Routine. Zusätzlich wurden Routinen zur Berechnung der Geozentrumsvariationen integriert und ein vorhandenes Modul zur Berechnung von Schwerefeldkoeffizienten (optional) angeschlossen. Geozentrumsvariationen und Schwerefeldkoeffizienten werden im weiteren Verlauf der Arbeit nicht ausgewertet. Sie wurden jedoch eingesetzt, um die Berechnung der hydrologischen Drehimpulse zu verifizieren (vgl. Kapitel 2.9).

Die Berechnung der Größen wird innerhalb des HDM getrennt für die vertikale und die laterale Wasserbilanz vollzogen. Obwohl die Größen Niederschlag und Verdunstung für die eigentliche Abflusssimulation im HDM nicht benötigt werden, bestimmen diese die vertikale Wasserbilanz. Sie müssen deshalb zur Berechnung der entsprechenden Drehimpulse ebenfalls ins HDM eingelesen werden. Dazu erfolgt auch für diese Größen innerhalb des HDM eine Interpolation auf das 0,5 Grad Gitter. Die Berechnung beider Bilanzen im gleichen Gitter ist notwendig, da sowohl bei der vertikalen als auch bei der lateralen Wasserbilanz die Größen Runoff und Drainage eingehen. Um zu garantieren, dass sich Runoff und Drainage bei der Addition der Bilanzkomponenten gegenseitig aufheben, wird die Bilanzierung in der gleichen Auflösung mit der gleichen Land-See-Maske durchgeführt. Vorher müssen die Größen Niederschlag und Verdunstung, die im Gegensatz zu Runoff und Drainage global vorliegen, ebenfalls mit der gleichen Land-See-Maske multipliziert werden. Andernfalls können unrealistische Randeffekte auftreten.

Da keine globalen Datensätze des Inhaltes von Wasserreservoirs von Fließgewässern existieren, benötigt das HDM eine Initialisierungsphase. Eine unrealistische Initialisierung kann zu Defiziten in der Abflusssimulation führen. Deren Effek-

te wirken sich etwa auf den gleichen Zeitskalen aus, die den Rückhaltedauern der jeweiligen Abflussprozesse entsprechen (Hagemann and Dümenil, 1997). Für mehrjährige Abflusssimulationen von Oberflächen- und Gerinneabflüssen sind diese Effekte vernachlässigbar klein, mit Ausnahme von Zellen mit hohem Anteil an Feuchtgebieten und Seen. Beim Tiefenabfluss können allerdings langperiodische Trends des Abflussmittelwertes hervorgerufen werden (Hagemann and Dümenil, 1998). Um dies zu verhindern, wird das Modell mit den Eingabefeldern Runoff und Drainage für das erste Jahr über einen Zeitraum von 50 Modelljahren wiederholt angetrieben.

Um eine Aufsummierung durch die Rundungsgenauigkeit des verwendeten Rechners als Quelle für unrealistische Signale auszuschließen, wurde die Simulation zum Test einmal mit einfacher Genauigkeit (32 bit) und einmal mit doppelter Genauigkeit (64 bit) durchgeführt. Die absolute Differenz der Ergebnisse ist konstant über die gesamte Zeitdauer drei Größenordnungen geringer als die Werte der Zeitreihe selbst. Damit kann die numerische Genauigkeit bei der Simulation als ausreichend betrachtet werden.

5.2. Vergleich simulierter Felder von SLS und ECHAM

Ein zusätzliche Simulation mit dem SLS wurde mit Antriebsdaten von ECHAM durchgeführt. Ziel dieser Simulationen war die modellabhängigen Charakteristiken der Landoberflächensimulation von SLS im Vergleich zu ECHAM zu erfassen.

Durch die vereinfachte Modellierung des SLS unter Beschränkung auf zwei Antriebsgrößen und ohne Rückkopplung zur Atmosphäre ergeben sich hydrologische Größen, die von den Simulationsergebnissen des weitaus komplexeren Landoberflächenmoduls von ECHAM abweichen. Zur Abschätzung der daraus resultierenden Differenzen in den Wasserbilanzgrößen wurden für fünf zusammenhängende Beispieljahre (1980-1984) Simulationen des SLS mit Temperaturen und Niederschlägen von ECHAM angetrieben; nachfolgend als $HS_{SLS/ECH}$ bezeichnet.

Bei der Simulation $HS_{SLS/ECH}$ werden die typischen Verteilungsmuster der globalen Variabilität adäquat zu HS_{ECHAM} wiedergegeben, jedoch global bis zu etwa 50% überschätzt (Abbildung 5.3). Die größten Über- bzw. Unterschätzungen der Wasserverteilungen treten in den Frühlings- und Herbstmonaten auf (Abbildungen 5.1 und 5.2). Die Überschätzung der Wassermengen auf der nördlichen Hemisphäre bei $HS_{SLS/ECH}$ im Frühjahr resultiert aus einer verzögerten Schneeschmelze zwischen 30° n.B. und 60° n.B. und einer leicht unterschätzten Verdunstung im Winter und Frühling. Die verzögerte Schneeschmelze trägt wiederum zu einer überhöhten lokalen Abflussbildung im Frühling bei (nicht dargestellt). Die hohen

5. Zur Simulation der großskaligen kontinentalen Hydrologie

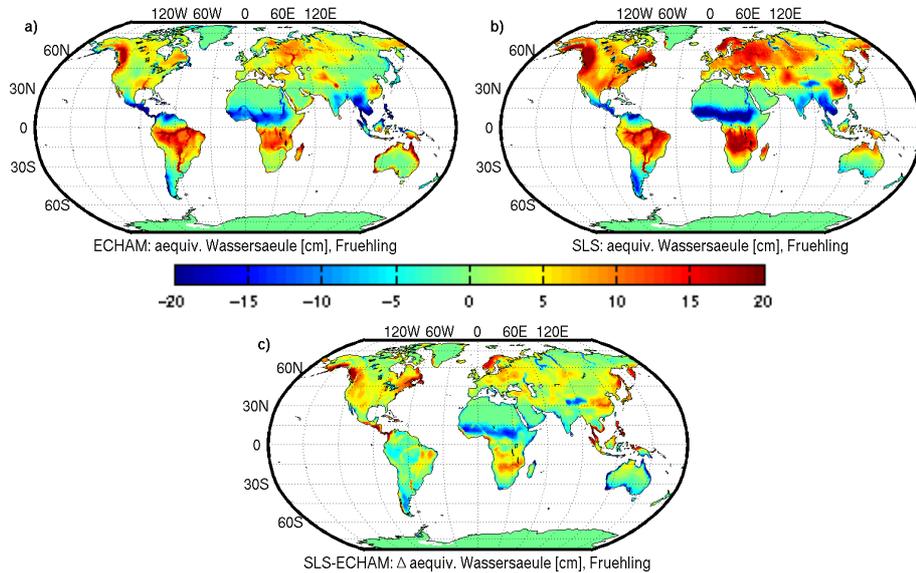


Abb. 5.1.: Massen-anomalie in äquivalenter Wassersäule [cm], für Herbst (SON) 1980-1984 aus a) HS_{ECHAM} und b) $HS_{SLSSECH}$ sowie c) Differenz den Wassersäulen $HS_{SLSSECH} - HS_{ECHAM}$.

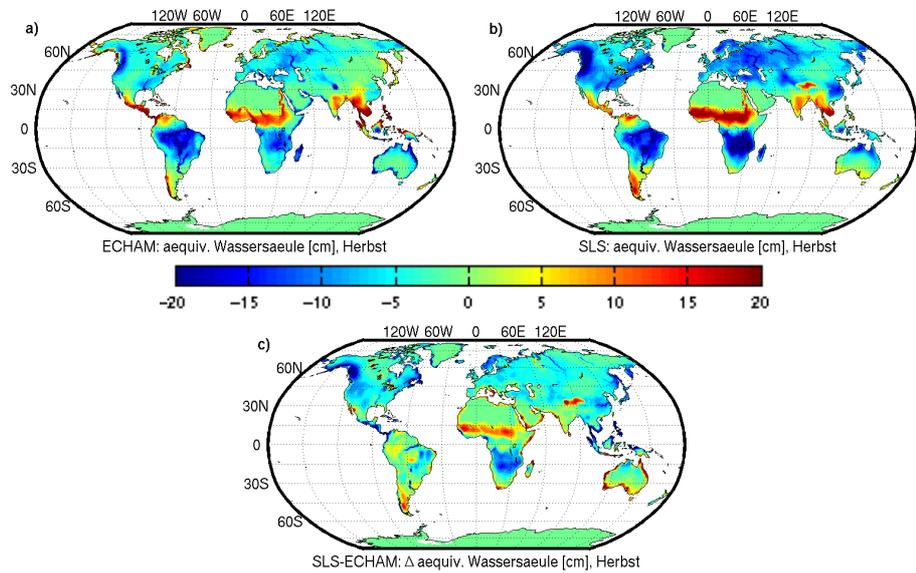


Abb. 5.2.: Massen-anomalie in äquivalenter Wassersäule [cm], für Frühling (MAM) 1980-1984 a) aus HS_{ECHAM} b) aus $HS_{SLSSECH}$ und c) Differenz den Wassersäulen $HS_{SLSSECH} - HS_{ECHAM}$.

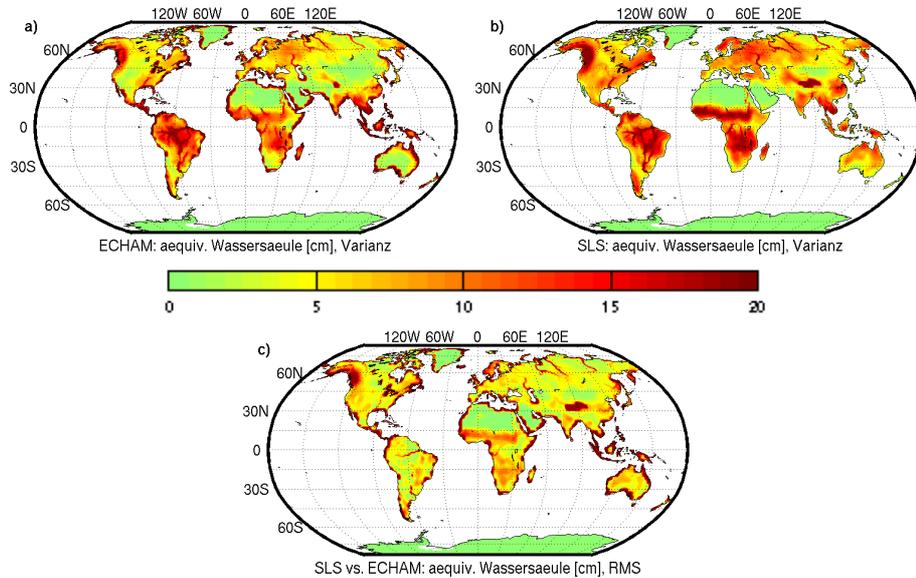


Abb. 5.3.: Globale Varianz der Massen-anomalie in äquivalenter Wassersäule [cm] aus a) HS_{ECHAM} und b) HS_{SLSECH} sowie c) RMS.

Variationen auf dem afrikanischen Kontinent werden von einer Überschätzung der Verdunstung während der Trockenzeiten hervorgerufen. Eine Unterschätzung der lokalen Abflussbildung in dieser Zeit trägt zusätzlich zu einer Überschätzung der Wasservorkommen im nachfolgenden Quartal (nordhemisphärischer Herbst: September bis November) zwischen 0 Grad und 15 Grad nördlicher Breite in Afrika bei. Der zu hohen Wassersäule bei HS_{SLSECH} im Frühjahrs-Quartal (März bis Mai) im südlichen Teil der tropischen Wechselzone Afrikas geht eine Unterschätzung der Verdunstung im Winter (Dezember-Februar) voraus. Die zu niedrigen Wasservorkommen auf der nördlichen Hemisphäre im Herbst werden hauptsächlich von einer zu hohen Verdunstung (etwa 30% höher als bei HS_{ECHAM} , nicht dargestellt) verursacht. Eine Überschätzung der simulierten Verdunstung in Indien in den Frühlingmonaten bewirkt außerdem eine zu geringe Bodenfeuchte im Sommer. Daraus resultiert eine Überschätzung der sommerlichen Wasseranomalien, einhergehend mit einer Unterschätzung der winterlichen Wasseranomalien. Generell wird bei HS_{SLSECH} weniger Drainage als bei HS_{ECHAM} produziert, die Unterschätzung des Drainage wird jedoch mit einer Überschätzung des Runoffs ausgeglichen.

Aus den Simulationen der Landoberflächenprozesse von SLS können aufgrund der geringeren Komplexität, Vernachlässigungen der Rückkopplung zur Atmosphäre und ohne Simulation des globalen Wärmehaushaltes keine völlig mit ECHAM übereinstimmenden Ergebnisse erwartet werden. Der Vergleich zeigte trotz einiger Abweichungen in der Verdunstungssimulation dennoch eine gute Überein-

stimmung der typischen Variabilitäten der Wasseranomalien aus HS_{SLSECH} mit HS_{ECHAM} . Sehr gut werden die Variabilitäten des südamerikanischen Kontinents und die südostasiatischen Monsungebiete wiedergegeben. Bei der Interpretation der Ergebnisse muss die ansonsten globale Überschätzung der Variabilität des SLS beachtet werden.

5.3. Validierung simulierter Abflüsse

Die Validierung der simulierten Abflüsse erfolgte in dieser Arbeit durch den Vergleich mit gemessenen Abflüssen. Indirekt erfolgte damit auch eine Validation der simulierten Landoberflächenprozesse. Dabei wurde davon ausgegangen, dass die Zustandsgrößen der Landoberfläche ebenfalls richtig simuliert werden, wenn die Abflüsse mit Beobachtungswerten übereinstimmen. Diese Methode hat den Vorteil, dass gemessene Abflusswerte einfacher und umfangreicher verfügbar sind als Werte anderer hydrologischer Komponenten (Oki et al., 1999). Globale Beobachtungsdaten des Abflusses werden vom Weltdatenzentrum für Abfluss (Global Runoff Data Center, GRDC)¹ des Bundesamtes für Gewässerkunde in Koblenz zusammengetragen und bereitgestellt.

Für eine globale Validierung wird eine möglichst hohe Flächenabdeckung durch gemessene Abflüsse benötigt. Im Sinne einer effizienten Validierung eignen sich mündungsnaher Stationen besonders gut, da der verzeichnete Abfluss an einer Messstation den oberirdischen Gesamtabfluss des Einzugsgebietes der Station repräsentiert. Diese Stationen sind in einem gesonderten Datensatz des GRDC erfasst und finden in der vorliegenden Dissertation Verwendung.

Um interannuelle Variabilitäten zu prüfen wurde ein möglichst langer Messzeitraum benötigt. Für die Validierung des Jahressignals genügen monatliche Mittelwerte. Da die Genauigkeit der hydrologischen Simulationen noch nicht ausreichend ist, um den Zeitbezug der Abflüsse auf Skalen von wenigen Tagen korrekt zu simulieren, wurde auf eine Modellvalidation auf dieser Skalenebene verzichtet. Die vom GRDC zusammengetragenen Daten sind inhomogen in bezug auf Messzeitraum, Güte und Messintervall. Die höchste Erfassungsdichte mit insgesamt etwa 6000 Stationen wurde um das Jahr 1980 erreicht. Der gewählte Validationszeitraum 1979-1983 stellt einen Kompromiss zwischen dem Bedarf an einem möglichst langen Zeitraum und der Anzahl an verfügbaren Stationen mit möglichst vollständiger Aufzeichnungsrate dar. Aus dem Datensatz der mündungsnahen Stationen verbleiben für diesen Zeitraum noch 182 von insgesamt 251 Stationen für die Abflussvalidierung. Die Einzugsgebiete aller statistisch ausgewerteten Flüsse und ihrer zugehörigen Stationen sind in Abbildung (5.4) dargestellt. In den Validationszeitraum fällt auch das 1983 aufgetretene stärkste El-Niño-Ereignis des

¹<http://grdc.bafg.de>

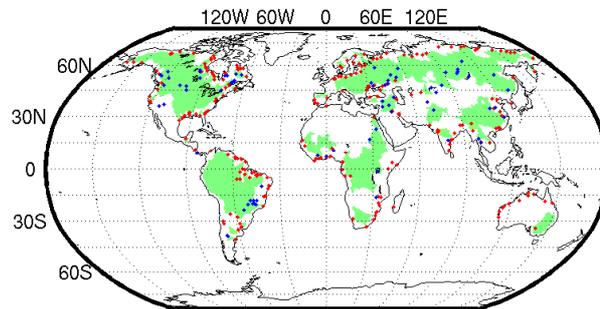


Abb. 5.4.: Einzugsgebiete aller validierten Flüsse oberhalb der Messstation, rote Punkte: registrierte Messstationen (GRDC), blaue Punkte: große künstliche Reservoirs (GGFC).

vergangenen Jahrhunderts. Der Abfluss einiger Fließgewässer in den betroffenen Regionen kann deshalb in diesem Jahr stark von einem durchschnittlichen Jahresgang abweichen.

Im Rahmen der durchgeführten Modellvalidierung wurden simulierte monatliche Abflüsse aus HDM-Simulationen mit Antrieben von ECHAM, NCEP/NCAR und ECMWF den beim GRDC verzeichneten Abflüssen gegenübergestellt. In engem Zusammenhang mit der Abflussvalidation werden im folgenden auch regionale Niederschlagsverteilungen und Temperaturen in den Einzugsgebieten der Flüsse betrachtet, um fehlerhaft simulierte Abflüsse ihren möglichen Ursachen zuordnen zu können.

Da das HDM anthropogenen Einflüsse wie z.B. Rückhaltebecken, Landwirtschaft und Industrie nicht berücksichtigt, sind bei der Validation nur Abflüsse von naturnahen Flüssen aussagekräftig. Eine Auflistung künstlicher Reservoirs mit einem Wasservolumen größer als 10km^3 , liegt beim Subbureau for Hydrology des Global Geophysical Fluids Center (GGFC) vor. Ebenfalls in Abbildung (5.4) sind in blau alle in diesem Verzeichnis notierten Bauwerke eingetragen, die vor 1984 fertiggestellt wurden. Es wird davon ausgegangen, dass diese Bauwerke im Validationszeitraum einen Einfluss auf das zu untersuchende Abflussverhalten besitzen, wie am Beispiel des Nil ganz deutlich gezeigt werden kann.

Der zwischen 1964 und 1976 errichtete Assuan-Staudamm bewirkte einen gravierenden Einschnitt in das natürliche Fließverhalten des Flusses. Die Simulationen zeigen, welche Variationen der Wassertransport ohne anthropogene Beeinflussung aufweisen würde (Abbildung 5.5). An der Messstation, die sich 278km unterhalb des Staudammes befindet, werden nur etwa 3% des natürlichen Abflusses gemessen. Die verbleibenden 97% werden dem Fluss hauptsächlich durch Verdunstung über dem Stausee und zur Bewässerung landwirtschaftlicher Nutzflächen entzogen.

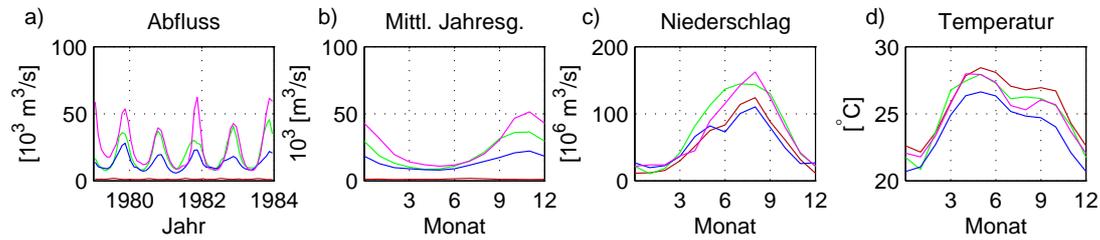


Abb. 5.5.: Abfluss des Nil in der Validationsepoche, a) transienter Abfluss und b) mittlerer Jahresgang. Mittlere Jahresgänge der c) Niederschläge und d) Temperaturen im Einzugsgebiet, Messwerte: rot, Simulationen basierend auf ECHAM: grün, NCEP: blau und ECMWF: magenta.

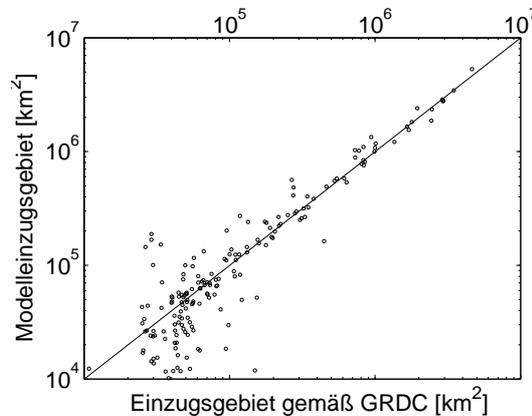


Abb. 5.6.: Gegenüberstellung von katalogisierten Einzugsgebietsgrößen (GRDC) und Einzugsgebietsgrößen im HDM.

Ein wichtiges Kriterium für die Güte eines Abflussmodells ist die Genauigkeit der Abbildung der Wasserscheiden und damit die Größe und Lage der modellierten Einzugsgebiete. Die Einzugsgebietsgröße beeinflusst zum Beispiel das Vorkommen lokaler Extremereignisse in den Abflusskurven, die bei einem größerem Einzugsgebiet besser kompensiert werden können. Deshalb weisen Flüsse mit größeren Einzugsgebieten oft eine geringe Variabilität auf als Flüsse mit kleinen Einzugsgebieten. Die Über- bzw. Unterschätzung der Größe des Einzugsgebietes bewirkt in der Regel eine Über- bzw. Unterschätzung des mittleren simulierten Abflusses. Für die meisten Stationen beträgt das Verhältnis von Modelleinzugsgebietsfläche zur registrierten Einzugsgebietsfläche etwa 1 (Abbildung 5.6). Größere Abweichungen gibt es bei Flüssen mit kleinen Einzugsgebieten, da diese aufgrund der geringen räumlichen Modellauflösung schwerer abzubilden sind.

Um den simulierten Abfluss auch bei Abweichungen der Modelleinzugsgebietsfläche den beobachteten Abflüssen gegenüberstellen zu können, wird der Abfluss-

5. Zur Simulation der großskaligen kontinentalen Hydrologie

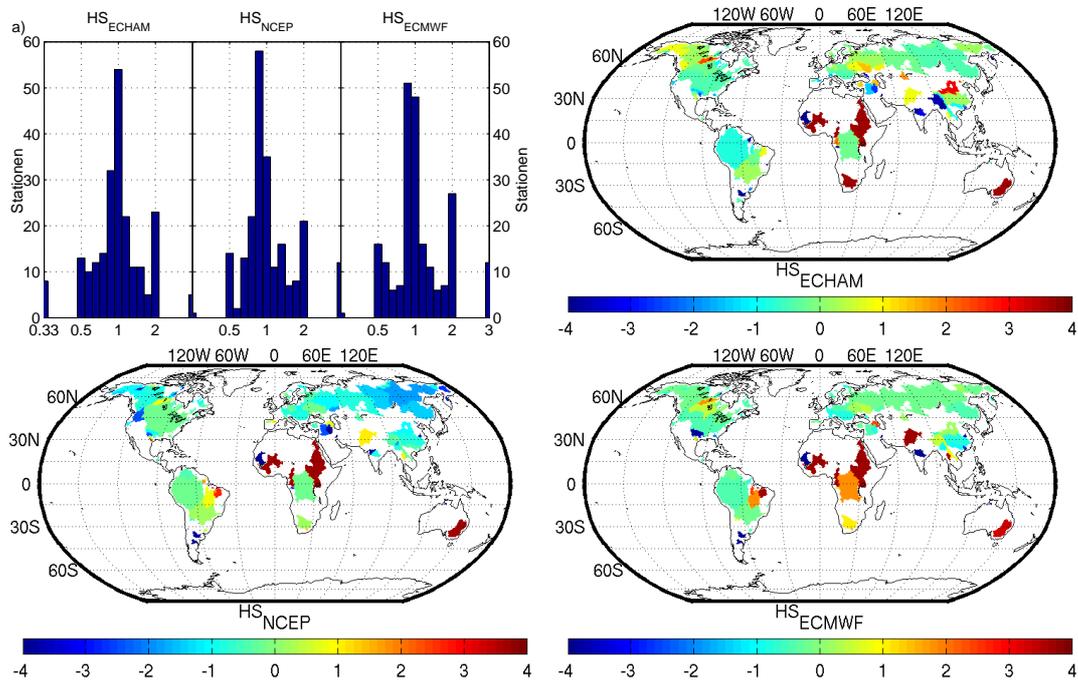


Abb. 5.7.: Abflussquotienten a) als Histogramm und von b) HS_{ECHAM}, c) HS_{NCEP} und d) HS_{ECMWF}. Die Skalen beziehen sich auf den Faktor der Über- bzw. Unterschätzung.

quotient β nach

$$\beta = \frac{Q_{\text{sim}}}{Q_{\text{beob}}} \cdot \frac{\text{Einz.geb.fl.}_{\text{real}}}{\text{Einz.geb.fl.}_{\text{Modell}}} \quad (5.1)$$

Q_{beob} ... mittlerer gemessener Abfluss
 Q_{sim} ... mittlerer simulierter Abfluss
 $\text{Einz.geb.fl.}_{\text{real}}$... Einzugsgebietsfläche gemäß GRDC
 $\text{Einz.geb.fl.}_{\text{Modell}}$... Einzugsgebietsfläche im HDM

berechnet. Ein Abflussquotient nahe 1 bedeutet, dass die auf die Einzugsgebietsgröße bezogene Abflussmenge gut mit dem gemessenen Abfluss übereinstimmt. Bei hohen Quotienten ist eine Überschätzung des simulierten Abflusses gegeben.

Von den drei durchgeführten Simulationen besitzt HS_{ECHAM} die höchste Anzahl an Stationen, deren mittlerer Abfluss, normiert auf die Einzugsgebietsgröße weniger als zehn Prozent über- bzw. unterschätzt wird (Abbildung 5.7). Für eine ebenfalls hohe Anzahl an Stationen wird der auf die Einzugsgebietsgröße bezogene Abfluss um 10 bis 20 Prozent unterschätzt. Bei allen drei hydrologischen Simulationen ist eine kleine Anzahl an Stationen vorhanden, für die der Abfluss um das dreifache überschätzt wird. Dies tritt vor allem für Stationen in ariden Gebieten, wie Afrika und Australien, auf. Der mittlere Abfluss und damit auch der Abflussquotient wird besonders für stark anthropogen beeinflusste

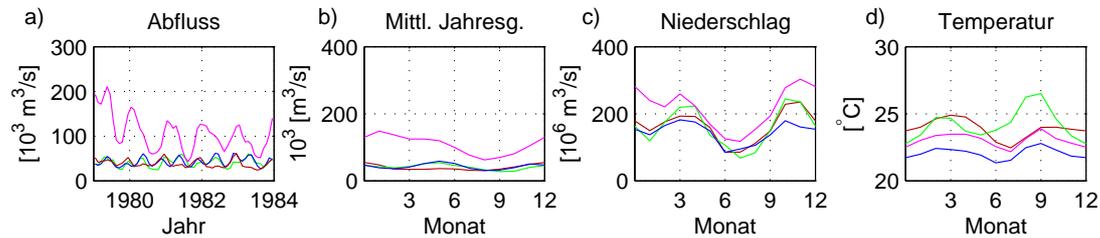


Abb. 5.8.: Abfluss des Kongo in der Validationsepoche, a) transienter Abfluss und b) mittlerer Jahresgang. Mittlere Jahresgänge der c) Niederschläge und d) Temperaturen im Einzugsgebiet, Messwerte: rot, Simulationen basierend auf ECHAM: grün, NCEP: blau und ECMWF: magenta.

Flüsse stark überschätzt. Die Überschätzung des mittleren Abflusses des Kongo (Abbildung 5.8) um das 2,7fache des Messwertes bei der Simulation HS_{ECMWF} ist hingegen auf eine extreme Überschätzung des Niederschlages in den Tropen bei der ERA40-Reanalyse des ECMWF zurückzuführen.

Die Niederschläge von NCEP und ECHAM stimmen im Einzugsgebiet des Kongo recht gut mit den gemessenen überein. Dennoch tritt eine Überschätzung des mittleren Abflusses um etwa 6% (HS_{ECHAM}) bis 13% (HS_{NCEP}) auf. Dies wird vor allem durch eine unterschätzte Evapotranspiration und die Vernachlässigung der Entnahme von Wasser für die Landwirtschaft bei den Simulationen verursacht. HS_{NCEP} simuliert für die arktischen Flüsse im Mittel zu geringe Abflüsse.

Mehr als zwei Drittel aller Stationen weisen hohe Kreuzkorrelationskoeffizienten mit Werten über 0,8 auf (Abbildung 5.9). Schlecht mit gemessenen Abflüssen korreliert sind die simulierten Abflüsse in Westafrika, Brasilien und für den Fluss Murray in Australien.

Das größte Flusssystem Australiens bildet der Murray (Abbildung 5.10) zusammen mit seinem Nebenfluss dem Darling. Zur Versorgung der Landwirtschaft und Industrie wird der Murray an vielen Stellen aufgestaut und dem Fluss viel Wasser entzogen. Die Niederschläge im Südosten Australiens fallen sehr unregelmäßig. Deshalb besitzt auch der Abfluss des Murray keinen typischen Jahresgang. Daraus resultiert ein geringer Wert für die erklärte Varianz des Jahressignals mit nur 25%. Erhöhte Abflüsse gegen Ende der Jahre 1979, 1981 und 1983 treten sowohl in den Beobachtungszeitreihen als auch bei den Simulationen auf. Die Simulationen, insbesondere HS_{ECHAM} , bilden die Extremereignisse des Abflusses stark überschätzt ab.

Die mit der Kreuzkorrelationsanalyse bestimmte zeitliche Übereinstimmung gemessener und simulierter Abflüsse ist allgemein positiv auszuwerten (Abbildung 5.11). Selbst die Abflüsse aus HS_{ECHAM} besitzen trotz der freien Modellcharakteristik gute Übereinstimmung mit gemessenen Werten. Größere Laufzeitverzöge-

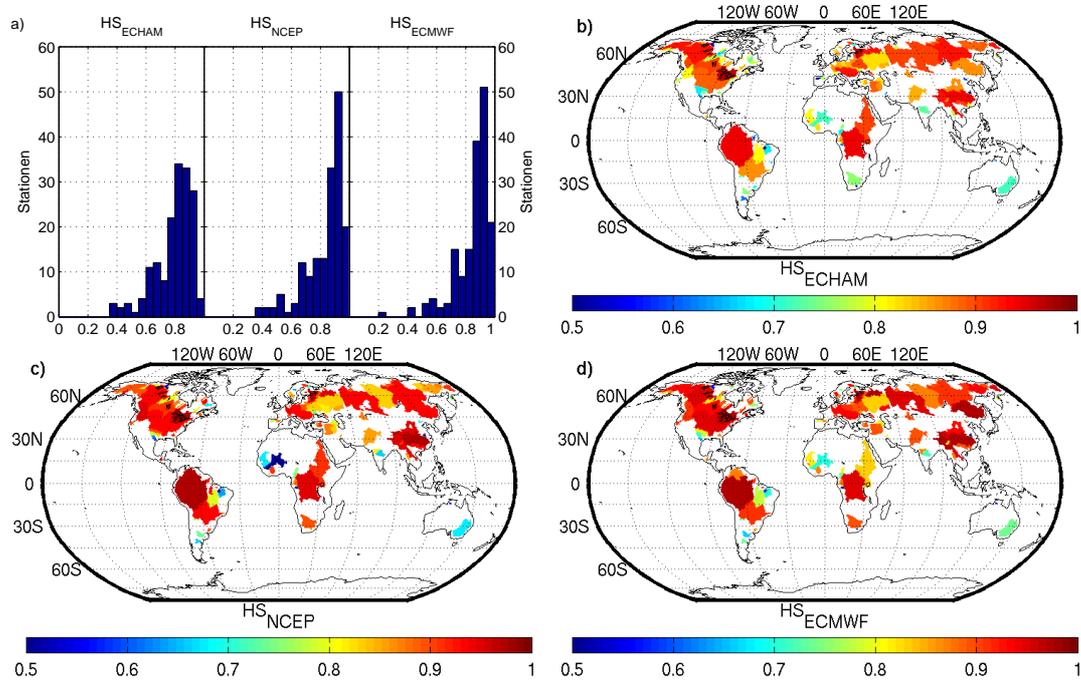


Abb. 5.9.: Kreuzkorrelation simulierter und gemessener Abflüsse, a) als Histogramm, b) aus HS_{ECHAM} , c) HS_{NCEP} und d) HS_{ECMWF} .

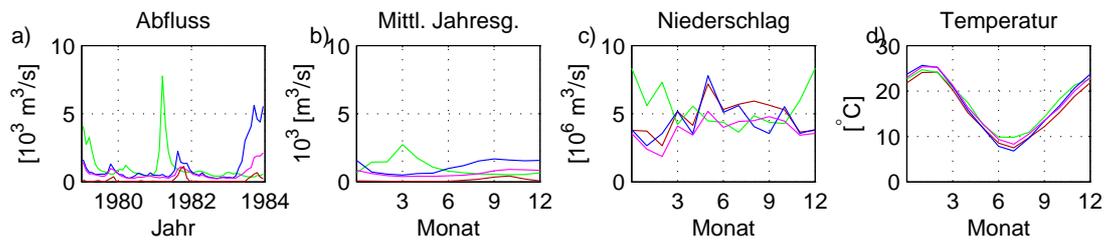


Abb. 5.10.: Abfluss des Murray in der Validationsepoche a) transienter Abfluss und b) mittlerer Jahrgang. Mittlere Jahrgänge der c) Niederschläge und d) Temperaturen im Einzugsgebiet, Messwerte: rot, Simulationen basierend auf ECHAM: grün, NCEP: blau und ECMWF: magenta.

5. Zur Simulation der großskaligen kontinentalen Hydrologie

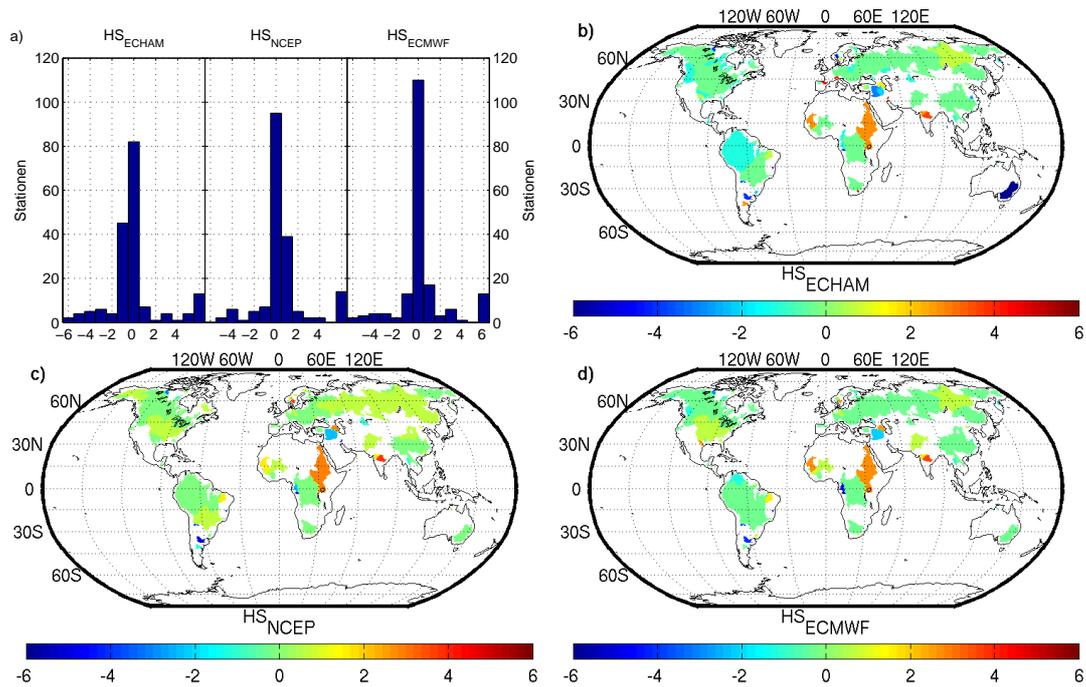


Abb. 5.11.: Laufzeitverzögerung bei der Kreuzkorrelation in Monaten, a) als Histogramm, b) aus HS_{ECHAM} , c) HS_{NCEP} und d) HS_{ECMWF} .

rungen von mehr als einem Monat treten bei allen Simulationen einheitlich wegen der anthropogenen Beeinflussung für den Nil auf, im Einzugsgebiet des Kaspischen Meers und für den Ganges.

Die arktischen Flüsse sind in der Simulation HS_{NCEP} neben einem zu geringen Abflussmittel auch durch eine Laufzeitverzögerung von rund einem Monat gekennzeichnet. Da für HS_{NCEP} die gleiche hydrologischen Modelle eingesetzt wurden wie für HS_{ECMWF} mit korrekten Laufzeiten, ist diese Verzögerung antriebsbedingt. In den arktischen Flüssen tritt zum Zeitpunkt der Schneeschmelze ab Mai ein steiler Anstieg der Wasserstände auf. Nach Erreichen des Maximums im Juni bis zum Ende der Schmelze einen weiteren Monat später sinken die Pegel beinahe ebenso schnell. Danach flacht die Abflusskurve bis zum Beginn des Winters langsam ab. Im Gegensatz zur Messzeitreihe sind die Abflussspitzen der Simulationen breiter, was auf eine zu niedrige Schmelzrate und eine zu träge Abflusssimulation hinweist. Die Niederschläge von NCEP wurden wegen der sommerlichen Niederschlagsüberschätzung für die hydrologische Simulation an Beobachtungswerte des GPCC angepasst. Da die systematische Unterschätzung der Niederschlagsmessgeräte bei Schneefall in dieser Arbeit nicht korrigiert werden konnte, bewirken die über den Winter akkumulierten Niederschläge eine Unterschätzung der typischen Schmelzwasserkurve in den Abflüssen arktischer Flüsse für HS_{NCEP} , wie am Beispiel des Jenisei exemplarisch gezeigt wird (5.12).

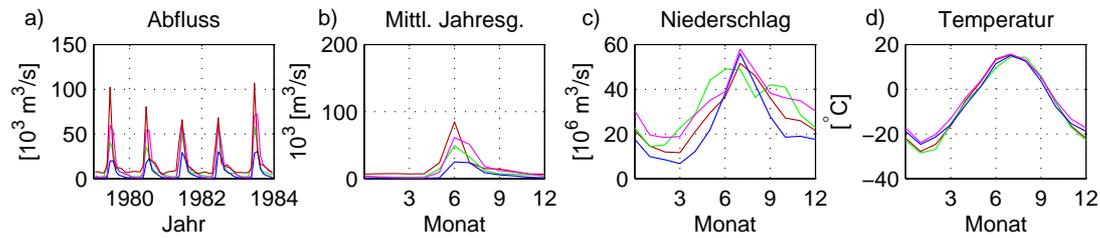


Abb. 5.12.: Abfluss des Jenisei in der Validationsepoche a) transienter Abfluss und b) mittlerer Jahresgang. Mittlere Jahresgänge der c) Niederschläge und d) Temperaturen im Einzugsgebiet, Messwerte: rot, Simulationen basierend auf ECHAM: grün, NCEP: blau und ECMWF: magenta.

Ein wesentliches Merkmal der meisten Flüsse ist der annuelle Zyklus aufgrund der Jahreszeiten der Erde. Die ermittelten Amplituden wurden für die Validation auf die Einzugsgebietsfläche normiert, um eine bessere Vergleichbarkeit von Flüssen mit unterschiedlichen Einzugsgebietsgrößen zu erreichen.

In Europa und Nordamerika, d.h. in den gemäßigten Breiten betragen die annuellen Variationen der Abflussrate weniger als 5mm/m^2 . In Gebieten mit großen Seen, wie in Kanada, ist die annuelle Amplitude minimal, da hier der Abfluss vom großen Speichervolumen der Feuchtgebiete beeinflusst wird und relativ unsensibel gegenüber Schwankungen des Speicherinhaltes ist. Dieses Verhalten ist für die simulierten Abflusszeitreihen ebenso deutlich zu erkennen, wie für die gemessenen (Abbildung 5.13).

Hohe Jahresamplituden treten in der Realität besonders im Amazonas und im Monsungebiet Südasiens auf. Beim Yangtze können die annuellen Amplituden von den Simulationen nicht ganz wiedergegeben werden. Die flächenbezogenen Abflussamplituden des Amazonas werden von HS_{NCEP} überschätzt und von HS_{ECMWF} unterschätzt (5.14).

Die jährlichen Abflussschwankungen des Amazonas betragen $\pm 55.000\text{m}^3/\text{s}$. Der Hauptabfluss tritt im Juni etwa zwei Monate nach dem maximalen Niederschlag auf. Die leichte Niederschlagsunterschätzung von ECHAM und ECMWF im Einzugsgebiet des Amazonas führt zu einer Unterschätzung des Abflusses um 38% bei HS_{ECHAM} und 28% bei HS_{ECMWF} . Im Amazonasbecken wird die mittlere Temperatur von ECHAM in der zweiten Jahreshälfte um bis zu 4K überschätzt. Die überschätzten Temperaturen im Einzugsgebiet bewirken eine Überschätzung der Verdunstung, wodurch wiederum eine Unterschätzung des Abflusses resultiert. Der Maximalabfluss wird von den Simulationen etwas verfrüht wiedergegeben. Die Korrelation zwischen der beobachteten und den simulierten Abflusskurven beträgt daher nur etwa 0,7. Die Amplituden der annuellen Variationen werden von allen drei Modellen adäquat reproduziert.

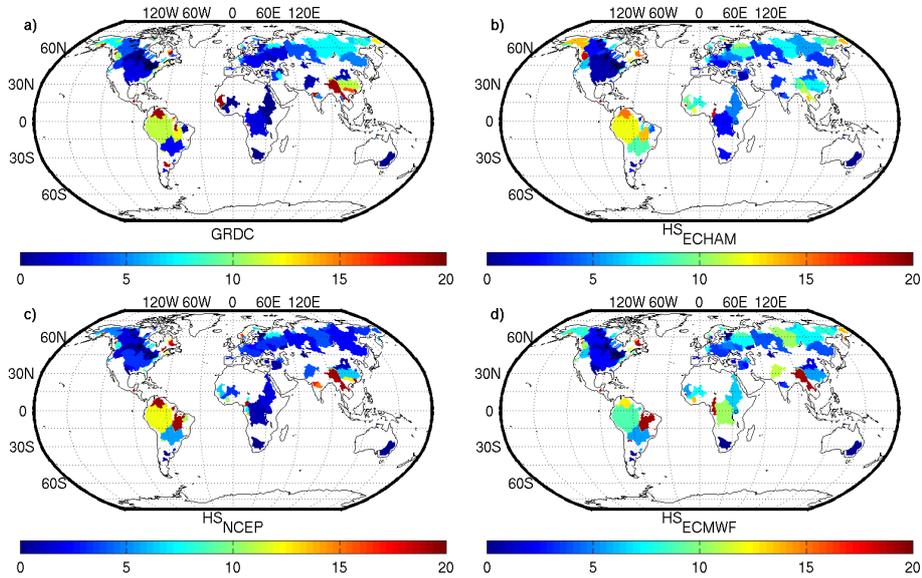


Abb. 5.13.: Annuelle Amplitude pro Fläche in mm/s gemessener und simulierter Abflüsse aus a) GRDC, b) HS_{ECHAM} , b) HS_{NCEP} und d) HS_{ECMWF} .

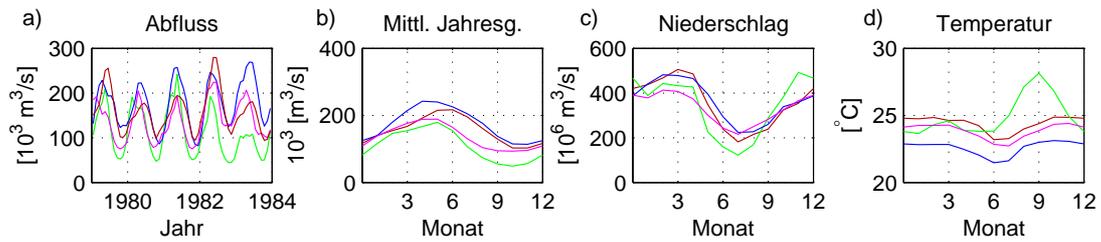


Abb. 5.14.: Abfluss des Amazonas in der Validationsepoche a) transienter Abfluss und b) mittlerer Jahresgang. Mittlere Jahresgänge der c) Niederschläge und d) Temperaturen im Einzugsgebiet, Messwerte: rot, Simulationen basierend auf ECHAM: grün, NCEP: blau und ECMWF: magenta.

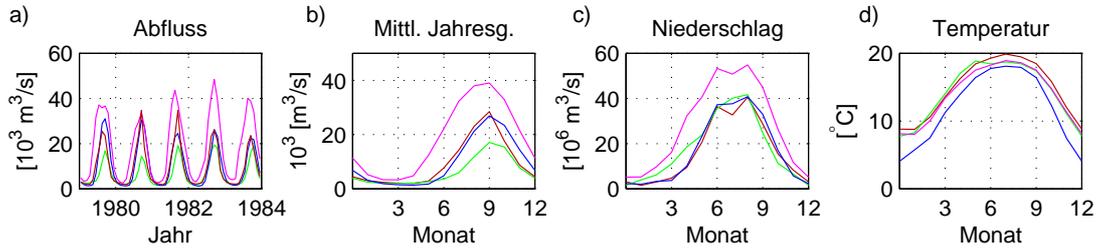


Abb. 5.15.: Abfluss des Mekong in der Validationsepoche a) transienter Abfluss und b) mittlerer Jahresgang. Mittlere Jahresgänge der c) Niederschläge und d) Temperaturen im Einzugsgebiet, Messwerte: rot, Simulationen basierend auf ECHAM: grün, NCEP: blau und ECMWF: magenta.

Ebenfalls hohe saisonale Signale treten in den asiatischen Monsungebieten auf. Der halbjährlich wechselnde Monsun bringt in der Regenzeit große Niederschlagsmengen nach Südasien, während sich der Winter in dieser Region durch äußerste Trockenheit auszeichnet. Die großen saisonale Niederschlagsvariationen spiegeln sich deutlich im Abflussverhalten des Mekong (Abbildung 5.15) wider. In den fünf Validationsjahren nimmt das Jahressignal etwa 80% der Variationen ein. Die Amplitude des Jahressignals beträgt dabei $11.000\text{m}^3/\text{s}$, was einem Fünftel der Amplitude des Jahressignals des Amazonas entspricht, obwohl der mittlere Abfluss des Mekong nur $1/17$ des Amazonasabflusses beträgt und sein Einzugsgebiet nur etwa 1% der Größe des Amazonasbeckens umfasst. Das Monsungebiet ist demnach hoch sensitiv für saisonale Schwankungen, die wiederum einflussreich auf das saisonale Signal in den Erdrotationsparametern sind. Trotz realistischer Temperatur- und Niederschlagssimulation im Einzugsgebiet unterschätzt die HS_{ECHAM} Simulation den Abfluss des Mekong um etwa 40%, was auf eine überschätzte Verdunstungssimulation in diesem Gebiet schließen lässt. Die vorzeitige überhöhte Niederschlagssimulation von ECMWF im Einzugsgebiet des Mekon führt dazu, dass der mittlere simulierte Abfluss ebenfalls verfrüht eintritt und mehr als das Doppelte des beobachteten Wertes beträgt. Mit Korrelationskoeffizienten von 0,88 (HS_{ECMWF}), 0,92 (HS_{ECHAM}) und 0,95 (HS_{NCEP}) wird das Abflussverhalten des Mekong von den Simulationen sehr realistisch wiedergegeben.

Das Jahressignal erklärt bei den meisten der hier verwendeten GRDC-Stationen etwa 25 Prozent der Variabilität, bei den Simulationen liegt dieser Wert bei etwa 40 Prozent (Abbildung 5.16). Damit wird von allen drei Simulationen die Dominanz des annuellen Signals um beinahe 20% global überschätzt, bzw. die Variabilität der nichtannuellen Signalanteile unterschätzt. Obwohl arktische Flüsse ein starkes Jahressignal besitzen, tritt dieses bei dieser Methode nicht durch eine höhere erklärte Varianz des Jahressignals in Erscheinung, da das Abflussregime steile Flanken hat und damit keiner harmonischen Schwingung gleicht. Niedrig

5. Zur Simulation der großskaligen kontinentalen Hydrologie

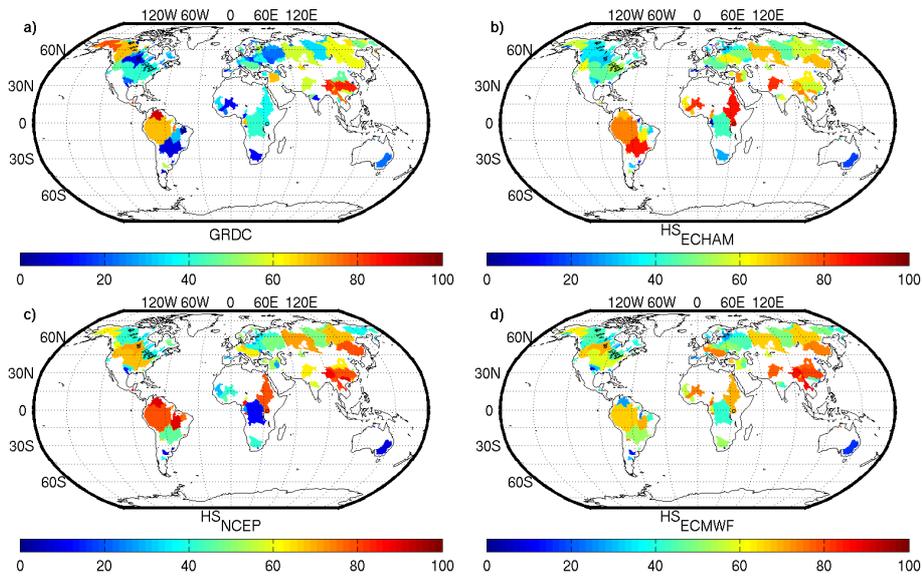


Abb. 5.16.: Erklärte Varianz des Jahressignals gemessener und simulierter Abflüsse aus a) GRDC, b) HS_{ECHAM} , c) HS_{NCEP} und d) HS_{ECMWF} .

ist auch die erklärte Varianz des Jahressignals besonders in der Gemäßigten Klimazone. Dabei wird das Jahressignal für Flüsse im Bereich des Übergangsklimas in Europa deutlich überschätzt.

Die beim GRDC registrierten Abflüsse des Mississippi (Abbildung 5.3) weisen in der Aufzeichnungsepoche 1965-1984 knapp 24% Datenausfall auf. Um diesen Fluss, der das größte Einzugsgebiet in Nordamerika und das drittgrößte der Welt besitzt, validieren zu können, musste vom Validationszeitraum 1979-1983 auf den Zeitraum 1975-1979 abgewichen werden. Der Mississippi vereinigt sich mit seinen Zuflüssen Missouri und Ohio und entwässert bis auf das Gebiet um die

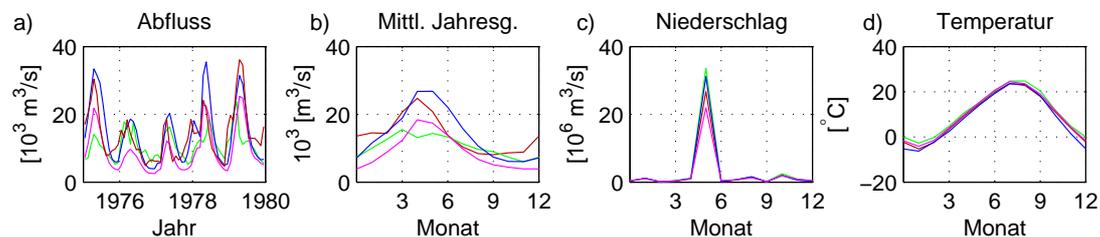


Abb. 5.17.: Abfluss des Mississippi in der Validationsepoche a) transienter Abfluss und b) mittlerer Jahresgang. Mittlere Jahresgänge der c) Niederschläge und d) Temperaturen im Einzugsgebiet, Messwerte: rot, Simulationen basierend auf ECHAM: grün, NCEP: blau und ECMWF: magenta.

Großen Seen das gesamte Gebiet zwischen den Rocky Mountains und den Appalachen. NCEP überschätzt, ECMWF unterschätzt den mittleren Niederschlag im Einzugsgebiet und damit auch den mittleren Abfluss des Mississippi. ECHAM überschätzt zwar den Niederschlag, aber vermutlich auch die Verdunstungsrate, was zu einer Unterschätzung des Abflussmittels führt. Die Amplitude des annuellen Signals wird von HS_{ECMWF} sehr gut getroffen, während HS_{ECHAM} und HS_{NCEP} diese um je 40% unter- bzw. überschätzen. Sehr gut können die interannuellen Schwankungen des Abflusses von HS_{ECMWF} und HS_{NCEP} wiedergegeben werden. Deshalb ergeben sich hohe Korrelationskoeffizienten mit 0,77 für HS_{NCEP} und 0,82 für HS_{ECMWF} .

5.4. Validierung simulierter Wasserverteilungen

Durch einen Vergleich von Abflüssen können flächenhafte Aussagen nur unter der Annahme getroffen werden, dass der punktuelle Abfluss repräsentativ für das gesamte Einzugsgebiet sei. Eine Möglichkeit globale Wasserverteilungen tatsächlich flächenhaft zu validieren, bietet der Vergleich mit hydrologischen Simulationen anderer Modelle sowie mit Feldern äquivalenter Wassersäule, die aus Ergebnissen der Satellitenmission GRACE (engl.: Gravity Recovery and Climate Experiment) abgeleitet wurden.

GRACE besteht aus zwei Satelliten, die im Abstand von 220km zueinander seit 2002 auf einem nahezu polaren Orbit in circa 400km Höhe die Erde umkreisen. Aus präzisen Entfernungsmessungen zwischen den beiden Satelliten werden Schwerefeldänderungen in Form von sphärisch harmonischen Koeffizienten bis Grad und Ordnung 120 abgeleitet, die, wie von Wahr et al. (1998) dargelegt, in Massenverteilungen transformiert werden können. In der vorliegenden Arbeit wurden monatliche Schwerefeldlösungen des Geoforschungszentrum Potsdam Release 03 (Flechtner, 2005b) verwendet, um von GRACE ermittelte Massen anomalies den Ergebnissen hydrologischer Simulationen gegenüberzustellen. Aus diesem Datensatz wurden 22 Monatslösungen von Februar 2003 bis Juni 2005 genutzt, die um Effekte des Ozeans, der Atmosphäre, der festen Erde sowie externer Störkörper reduziert sind. Zur Reduktion kurzperiodischer, transientser Variationen, die zu Aliaseffekten in den mittleren monatlichen Schwerefeldern führen können, wurden bei der Prozessierung Atmosphärendaten von ECMWF und ozeanische Massen anomalies vom Ozeanmodell für Zirkulation und Gezeiten (OMCT, Thomas, 2002) verwendet (Flechtner, 2005a). Um GRACE-Lösungen mit numerischen Modellen vergleichen zu können, wurden bei GRACE-Daten Geozentrumsvariationen nach Eanes (2000) hinzugefügt. Dies ist nötig, da GRACE Schwerefeldänderungen in Bezug auf das Massenzentrum der Erde misst und somit Änderungen des Geozentrums nicht detektieren kann (Chambers, 2006). Die GRACE-Felder sind jedoch nicht frei von Fehlereinflüssen. Auf-

grund von geometrischen Eigenschaften des Beobachtungssystems treten in den GRACE-Lösungen unerwünschte meridionale Streifen auf. Zudem bewirkt die große Höhe, in der sich die Satelliten befinden, dass kleinräumige Signale schlecht aufgelöst werden können. Die meridionalen Streifen wurden mit einem Filter nach Swenson and Wahr (2006) reduziert. Zur Glättung der Felder hinsichtlich einer Reduktion des Messrauschens, schlecht beobachtbarer kleinräumigen Strukturen und verbleibender meridionaler Streifen, wurde ein Gauß-Filter mit 400km mittlerem Radius (Wahr et al., 1998) eingesetzt (Dobslaw and Thomas, 2007b).

Massenanomalien aus GRACE und den hydrologischen Simulationen der Modelle WGHM, GLDAS, LaD, und SLS+HDM wurden durch Abzug eines mittleren Feldes über 12 Monate von Juli 2003 bis Juni 2004 gebildet. Aufgrund von Datenlücken wurde für das arithmetische Mittel aus GRACE der Januar 2004 durch den Januar 2005 ersetzt. Für die Wasseranomalien wurden Varianzen aus 22 Monaten entsprechend zu den GRACE-Daten errechnet. Im Datensatz von LaD wurde der Juni 2004 doppelt verwendet, da die Simulation bereits mit Mai 2005 endete. Wasseranomalien aus dem hydrologischen Modell H96 werden zur Validation nicht hinzugezogen, da sie nur Bodenfeuchte enthalten und wegen der vernachlässigten Schneeakkumulation nicht direkt mit den Feldern der anderen Modelle vergleichbar sind.

Für die Simulationen der kontinentalen Hydrologie sind insbesondere die detektierten saisonalen Variationen über Land interessant. Diese treten vor allem in den tropischen Flusseinzugsgebieten Südamerikas (Amazonas und Orinoco), in den Einzugsgebieten der Zone des tropischen Wechselklimas in Afrika (Kongo und Niger), im südostasiatischen Monsungebiet (Ganges und Brahmaputra), in den Flusseinzugsgebieten Sibiriens (Ob, Lena, Jenissei), in Alaska (Yukon) und im Norden Australiens auf. Die typischen Varianzmuster der globalen Wasservariationen werden von den hier aufgeführten hydrologischen Modellen gut wiedergegeben. Dabei weisen die Variationen der Wasseranomalien aus den eigenen Simulationen, gefolgt von LaD, die höchsten Varianzen auf (Abbildung 5.18). Die eigenen Simulationen und WGHM zeigen viele von Fließgewässern verursachte kleinräumige Strukturen, die in den GRACE-Daten nicht aufgelöst werden können. Aufgrund der Filterung fallen die Variationen der GRACE-Felder weniger stark als bei den hydrologischen Simulationen aus. Die stärkste Variabilität mit Wasservariationen von 20 cm tritt in den Tropen auf. Für Grönland simulieren die hydrologischen Modelle keine Wasserbilanz, da in den Modellen keine Eisdynamik modelliert ist. Von GRACE wird jedoch eine Varianz von 5 cm äquivalenter Wassersäule angezeigt.

Die Extrema der Wasservariationen treten im Frühling und im Herbst auf, weshalb hier zur Validation die Monate Oktober 2003 (Abbildung 5.19) und April 2004 (Abbildung 5.20) exemplarisch ausgewählt werden. Im Frühling zum Einsetzen der Schneeschmelze erreicht die Nordhemisphäre die maximale Wasser-

speicherung. Diese wird von HS_{ECMWF} stark überschätzt. Ähnlich hohe Wasseranomalien wie HS_{ECMWF} weist LaD im Frühling in Europa und Westasien auf. Grundsätzlich lässt sich feststellen, dass die hydrologischen Modelle in dieser Region höhere Varianzen aufweisen als die GRACE-Daten. Insbesondere für Februar 2004 (nicht dargestellt) zeigen alle Modelle im Gegensatz zu GRACE hohe Wasseranomalien in Europa. Gleiches gilt für die Wasservariationen an der Ostküste Nordamerikas, insbesondere auf Halbinsel Labrador. Diese werden im Vergleich zu den GRACE-Feldern im Frühjahr von allen hier aufgeführten Modellen höher eingeschätzt. Im Oktober sind die Vorzeichen der Wasseranomalien entgegengesetzt zu denen im Februar. Das Einzugsgebiet des Parana zeigt bei den eigenen Simulationen im Gegensatz zu den GRACE-Daten und den anderen hydrologischen Modellen im Oktober zu geringe Wasseranomalien. WGHM weist im Vergleich zu GRACE zu geringe Wasseranomalien im Amazonasgebiet und dem Kongobecken auf, wobei die annuellen Amplituden von WGHM im Allgemeinen niedriger als die der anderen Simulationen sind. Schmidt et al. (2006) begründeten die Unterschätzung des WGHM im Vergleich zu GRACE unter anderem damit, dass hydrologische Modelle bisher nicht in der Lage sind Wasservariationen in sehr tiefen Bodenschichten zu simulieren. Sehr gute Übereinstimmung mit den GRACE-Daten zeigt das Auftreten der Wasseranomalien in den eigenen Simulationen im südostasiatischen Monsungebiet für alle Monate im betrachteten Zeitraum. Auch hier werden die Beträge der Variationen überschätzt.

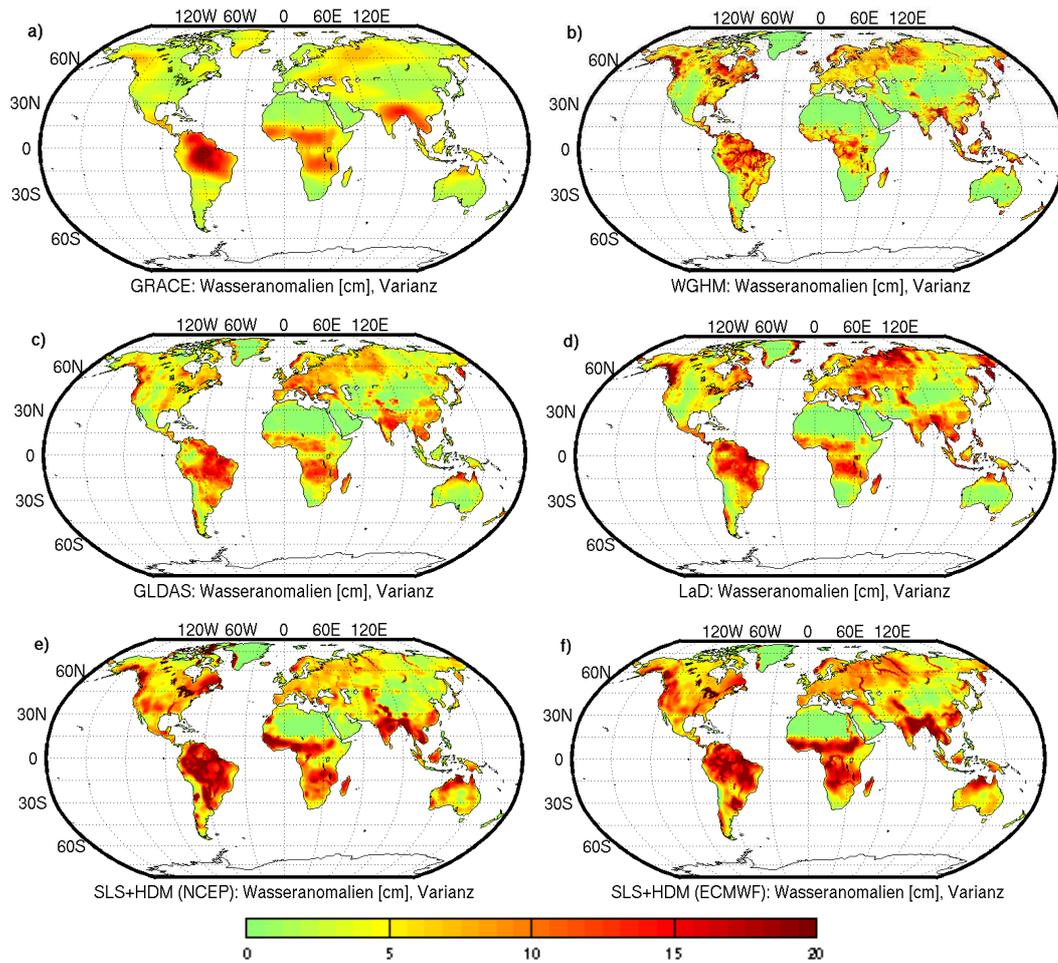


Abb. 5.18.: Globale Varianzen der Wasservariationen für den Zeitraum Juli 2003 bis Juni 2005 aus a) GRACE, aus Simulationen der hydrologischen Modelle b) WGHM, c) GLDAS, d) LaD und aus den eigenen Simulationen e) HS_{ECMWF} und f) HS_{NCEP} .

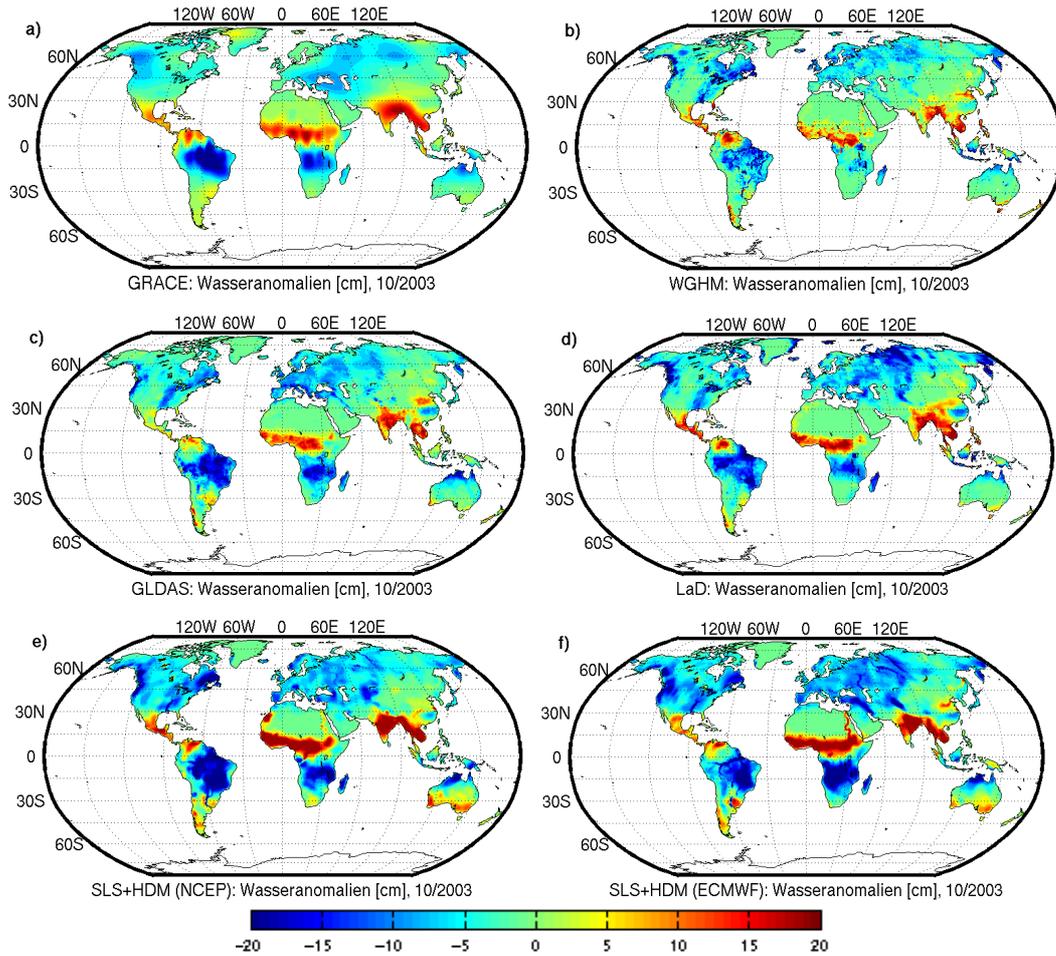


Abb. 5.19.: Globale Wasseranomalien von a) GRACE, von den Simulationen der hydrologischen Modelle b) WGHM, c) GLDAS, d) LaD und von den eigenen Simulationen e) HS_{ECMWF} und f) HS_{NCEP} für Oktober 2003.

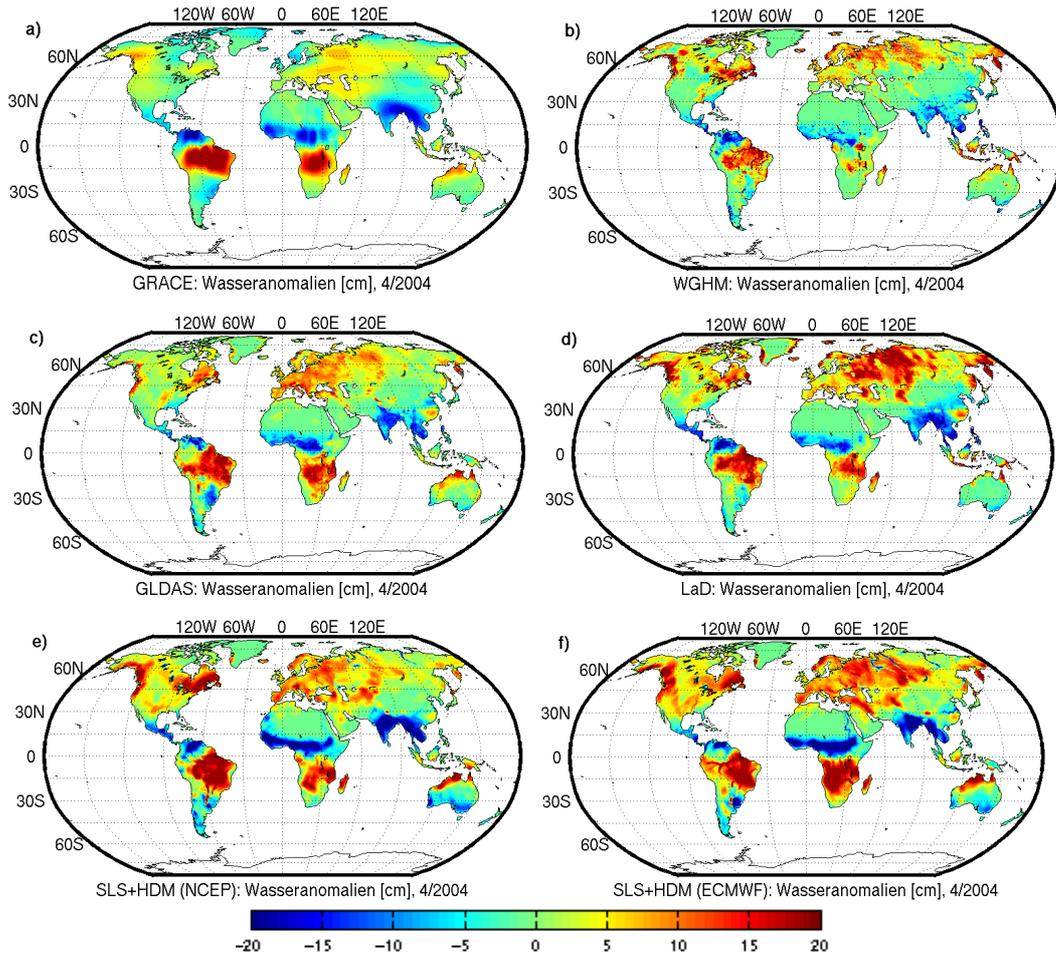


Abb. 5.20.: Globale Wasseranomalien von a) GRACE, von den Simulationen der hydrologischen Modelle b) WGHM, c) GLDAS, d) LaD und von den eigenen Simulationen e) HS_{ECMWF} und f) HS_{NCEP} für April 2004.

6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen

Zuerst wurden einige Testsimulationen durchgeführt, um Unsicherheiten in den hydrologischen Drehimpulsfunktionen (engl.: hydrological angular momentum, HAM) bestimmen zu können, die durch die numerische Modellierung hervorgerufen wurden. Diese Untersuchungen dienten dazu, Einflüsse der Modellphysik auf die HAM zu erkennen und soweit möglich im Vorhinein ausschließen zu können. Im Anschluss daran wurden die langjährigen Zeitreihen der hydrologischen Drehimpulsfunktionen analysiert, um dann in den Beobachtungen der Erdrotationsparameter gezielt nach bestimmten Signalen zu suchen und deren Ursachen in den Massenvariationen ermitteln zu können. Zum Vergleich der Signale und zur Abschätzung, wie realistisch diese sind, wurden Drehimpulsfunktionen aus anderen hydrologischen Modellen hinzugezogen. Letztlich wurde ein Vergleich mit den Beobachtungszeitreihen der Erdrotationsparameter vorgenommen. Um hydrologische Signale in den Erdrotationsparametern untersuchen zu können, mussten die Beobachtungsdaten zuerst um die Einflüsse von Atmosphäre und Ozean reduziert werden. Dabei spielt die Massenerhaltung zwischen den Komponenten des globalen Wasserkreislaufs eine Rolle.

6.1. Modellbedingte Fehlereinflüsse

Die komplexen atmosphärischen und hydrologischen Vorgänge der Realität sind nur bis zu einem gewissen Grad mathematisch darstellbar. Durch die Notwendigkeit, bei der Modellierung vereinfachte Annahmen zu treffen, können in den Simulationen systematische Fehler auftreten. In den nachfolgenden Abschnitten werden deshalb einige Fehlerquellen untersucht.

6.1.1. Artefakte durch die Landmaskierung

Zur Berechnung der vertikalen und lateralen Wasserbilanz auf dem selben Gitter während der hydrologischen Simulation, wurden Niederschlag, Verdunstung, Runoff und Drainage mit der selben Routine auf das HDM-Gitter interpoliert. Im

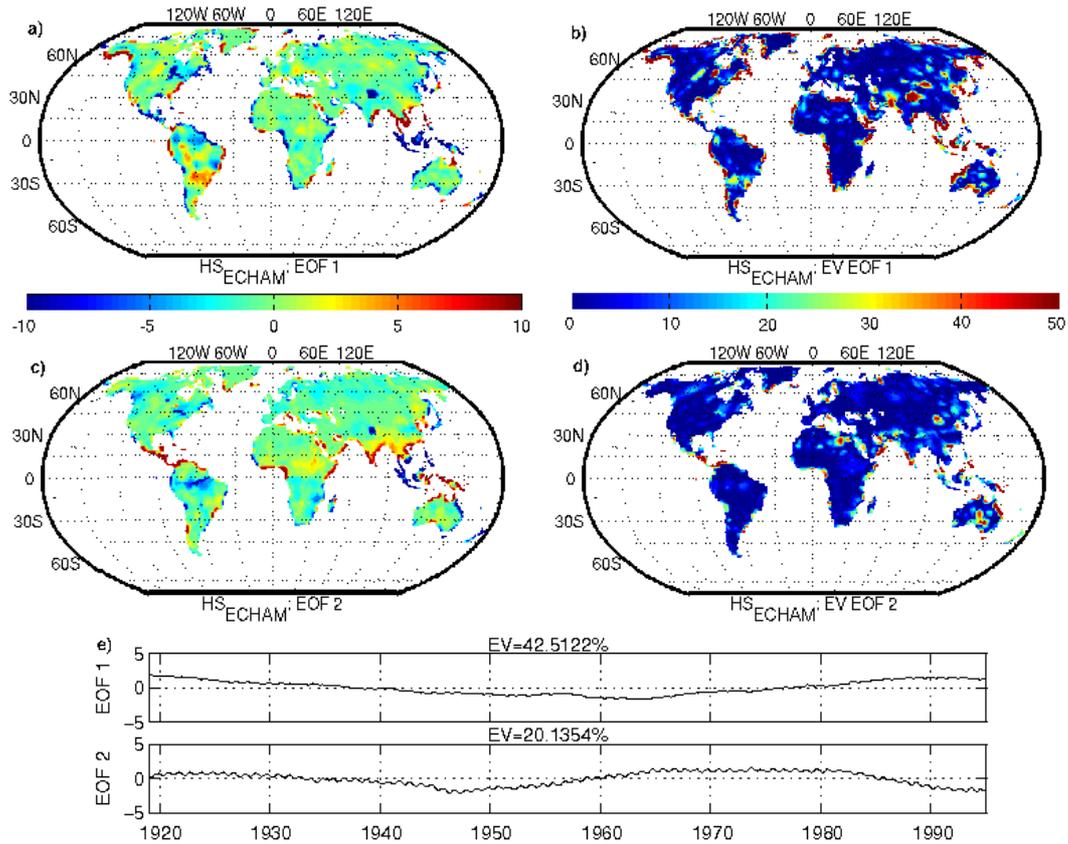


Abb. 6.1.: Artefakte in der Testrechnung von HS_{ECHAM} . Erste und zweite EOF der globalen Wasserverteilung in cm äquivalente Wassersäule und deren erklärte Varianzen [%]. a) Erste EOF und b) erklärte lokale Varianzen, c) zweite EOF und d) lokale erklärte Varianzen, e) Hauptkomponenten der ersten beiden EOF und Werte der erklärten globalen Varianz.

Gegensatz zu der global erzeugten Größe Niederschlag, werden Runoff und Drainage, bei SLS auch die Verdunstung, nur über Land simuliert. Für Randzellen der Kontinente, die in den Masken des HDM und des jeweiligen Landoberflächenmodells nicht übereinstimmend als Land oder Ozean definiert sind, führt dies zu einer unausgeglichene Bilanz aus Niederschlag, Verdunstung und lokalem Abfluss. Ein ähnlicher Effekt kann auch bei dauervergletscherten Zellen und Binnenseen auftreten, in denen die Größen Verdunstung und Abfluss den Niederschlagszuwachs modellierungsbedingt nicht kompensieren können. Desweiteren treten im HDM abflusslose Zellen auf, die als lokale Senken definiert sind. In diese Landseen fließen im Durchschnitt etwa 2,4% des lokal gebildeten Abflusses. Über lange Zeiträume akkumulieren sich die Restbeträge der Bilanz in den betroffenen Zellen und erzeugen einen Trend. Natürliche und durch Artefakte hervorgerufene Trends lassen sich nach der Simulation nicht mehr voneinander trennen. Durch eine nachträgliche Trendbereinigung wird ein eventuell vorhandener natürlicher Trend automatisch miteliminiert.

Nach Abzug eines linearen Trends verbleiben in den simulierten Wasserfeldern künstliche langperiodische Schwingungen, die durch eine nichtlineare Akkumulation von Wasser entstehen. Die ersten beiden Moden der Hauptkomponentenanalyse von HS_{ECHAM} in Abbildung (6.1) zeigen das Auftreten dieser langperiodischen Variationen. Diese Artefakte bestimmen die ersten beiden Moden der Hauptkomponentenanalyse und tragen durch ihre sehr hohen lokalen Varianzen zu rund 60% der global erklärten Varianz bei. Die Größe des Beitrags der Artefakte übertrifft sogar die Amplitude des Jahressignals. Bei den von Artefakten betroffenen kontinentalen Randzellen erklären die langperiodischen Variationen einen besonders hohen Anteil der Varianz. Diese langperiodischen Variationen werden auch auf die hydrologischen Drehimpulsfunktionen übertragen. Durch die genannten Fehlerquellen verursachte Trends und langperiodische Signale lassen sich in den HAM nicht mehr von klimabedingten Variationen unterscheiden. In den folgenden Simulationen wird deshalb die Bildung dieser Artefakte durch Vorabmultiplikation aller Bilanzgrößen mit den Landmasken der Landoberflächenmodelle und durch Ausmaskierung von Binnenseen und lokalen Senken verhindert.

6.1.2. Einfluss der Wasserbilanzbildung

In Kapitel 3.1 wurden zwei Ansätze zur Berechnung hydrologischer Wasservariationen vorgestellt, die Bilanzmethode (Gleichung 3.1) und die Addition von Einzelspeichern (Gleichung 3.8). Obwohl beide Ansätze theoretisch die gleichen Ergebnisse liefern sollten, können bei der praktischen Umsetzung Abweichungen auftreten, die durch modellinterne Korrekturen zur Unterdrückung unrealistischer Modellzustände und durch die gezielte Ausmaskierung kritischer Zellen hervorgerufen werden können. Im Folgenden werden deshalb die Bilanzen nach

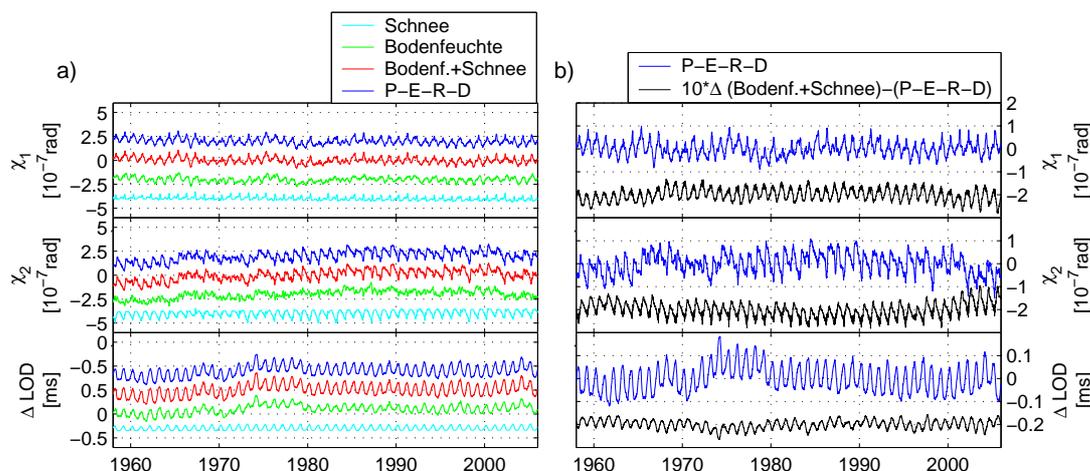


Abb. 6.2.: χ -Funktionen und ΔLOD aus HS_{ECMWF} für a) Bodenfeuchte, Schnee, deren Summe und die Bilanz aus P-E-R-D, b) P-E-R-D und die Differenz der HAM beider Berechnungsarten. Die differierende vertikale Skalierung zwischen den beiden Bildern und der Faktor 10 bei der Differenz in b) sind zu beachten. Zur besseren Übersichtlichkeit wurden die Zeitreihen mit konstanten Offsets von jeweils $2 \cdot 10^{-7}$ rad versehen.

beiden Methoden gebildet.

Der Vergleich der Resultate beider Berechnungen zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der hydrologischen Drehimpulsfunktionen aus der Bilanzierung über Niederschlag, Verdunstung und lokalen Abfluss (P-E-R-D) und der Summe aus Bodenfeuchte und Schnee (Abbildung 6.2). Bei der Berechnung über die Bilanzgrößen treten in χ_1 und χ_2 um etwa 9% geringere Amplituden des annuellen Signals und in ΔLOD etwa 3% höhere annuelle Signalamplituden auf als bei der Summierung von Bodenfeuchte und Schnee. Diese Differenzen entstehen durch die Ausmaskierung einiger trendverursachenden Zellen. Die Zeitreihen korrelieren untereinander mit einem Koeffizienten von 0,997 für χ_1 und χ_2 und mit 0,9999 für ΔLOD . Aufgrund der guten Übereinstimmung der Zeitreihen beider Methoden konnte gezeigt werden, dass die Ergebnisse aus den Berechnung über die Bilanzgrößen und aus den Berechnungen über Einzelkomponenten entsprechen.

6.1.3. Effekte der Landoberflächenmodellierung

Die in Kapitel 5.2 beschriebenen Differenzen zwischen den simulierten hydrologischen Größen des SLS und des in ECHAM integrierten Landoberflächenmoduls verursachen auch Differenzen in den hydrologischen Drehimpulsfunktionen, die es hier zu untersuchen gilt. Für den Zeitraum 1980-1985 wurden nun die HAM

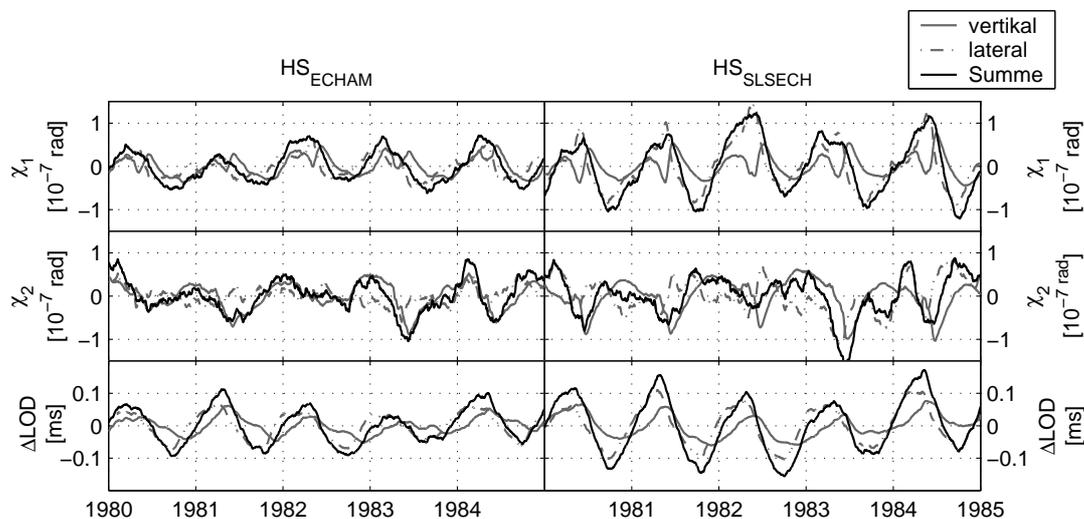


Abb. 6.3.: χ -Funktionen und ΔLOD der Wasservariationen aus vertikaler Bilanz, lateraler Bilanz und deren Summe von HS_{ECHAM} und $\text{HS}_{\text{SLSECH}}$.

Tab. 6.1.: Korrelation r für die HAM aus lateraler und vertikaler Bilanz sowie deren Summe für HS_{ECHAM} mit $\text{HS}_{\text{SLSECH}}$.

| | lateral | vertikal | Summe |
|--------------------|---------|----------|-------|
| χ_1 | 0,74 | 0,67 | 0,88 |
| χ_2 | 0,83 | 0,82 | 0,86 |
| ΔLOD | 0,88 | 0,93 | 0,97 |

Tab. 6.2.: Amplituden, Phasen und erklärte Varianz für das annuelle Signal der HAM aus HS_{ECHAM} und $\text{HS}_{\text{SLSECH}}$.

| | HS_{ECHAM} | | | $\text{HS}_{\text{SLSECH}}$ | | |
|----------|----------------------------|------------------------|----------|-----------------------------|------------------------|----------|
| | A [10^{-7} rad] | φ [$^\circ$] | evar [%] | A [10^{-7} rad] | φ [$^\circ$] | evar [%] |
| χ_1 | 0,45 | 84,0 | 79 | 0,82 | 107,7 | 81 |
| χ_2 | 0,38 | -2,0 | 51 | 0,40 | -26,4 | 35 |
| χ_3 | 0,008 | 86,4 | 81 | 0,013 | 96,0 | 86 |

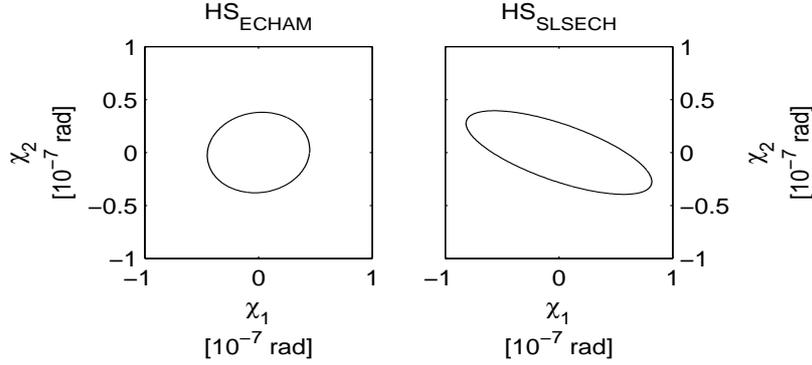


Abb. 6.4.: Ellipsendarstellung der horizontalen χ -Funktionen des annualen Signals für HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} .

aus HS_{ECHAM} und HS_{SLSECH} gebildet (Abbildung 6.3). Diese weisen für $\chi_{1,SLSECH}$ und ΔLOD_{SLSECH} bis zu doppelt so hohe Signalamplituden wie für $\chi_{1,ECHAM}$ und ΔLOD_{ECHAM} auf (Tabelle 6.2). Die Amplitude des annualen Signals von χ_2 stimmt in beiden Simulationen überein, allerdings erklärt das annual Signal bei HS_{SLSECH} einen geringeren Teil der Varianz als bei HS_{ECHAM} . Die Differenzen in den Variationen der lateralen und der vertikalen Wasserbilanz kompensieren sich, so dass die Gesamtkorrelation beider Simulationen höher als die Korrelationen der Einzelkomponenten ist (Tabelle 6.1). Die größten Unterschiede und die geringste Korrelation mit nur 0,67 treten für χ_1 der Variationen der vertikalen Bilanzkomponente auf. Die Tageslängenvariationen beider Simulationen weisen hingegen mit Werten von $\approx 0,9$ eine hohe Korrelation auf. Bei den horizontalen χ -Funktionen tritt eine Phasendifferenz der annualen Signale von etwa 24° auf, was in etwa einer zeitlichen Verzögerung des SLS-Signals bei χ_1 und einem Vorseilen bei χ_2 um 24 Tage entspricht. In Abbildung 6.4 sind die Amplituden und Phasen des annualen Signals für beide Simulationen dargestellt und zeigen, wie stark sich die horizontalen Drehimpulsfunktionen aus unterschiedlichen Landoberflächensimulationen besonders bei den horizontalen Anregungsfunktionen unterscheiden. Ergebnisse des SLS sind daher nicht direkt mit Ergebnissen aus ECHAM vergleichbar.

6.1.4. Einfluss der äußeren Gestalt der Erde

Im Verhältnis zum Radius der Erde sind die topografischen Höhenunterschiede sehr gering und werden deshalb üblicherweise bei der Berechnung von Drehimpulsfunktionen vernachlässigt. Beispielsweise beträgt der Fehler in den Drehimpulsfunktionen bei der Berechnung mit einem konstanten Erdradius für Massenvariationen der tibetischen Hochebene mit $h \approx 5000\text{m}$ über dem mittleren

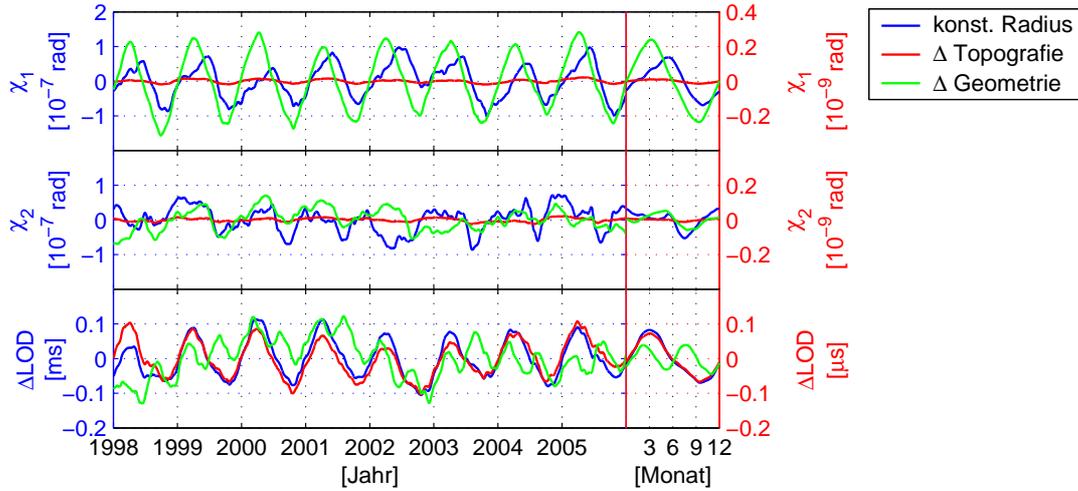


Abb. 6.5.: Einfluss der Topografie und der geometrischen Oberflächengestalt auf die hydrologischen Drehimpulsfunktionen. Die Differenzen zwischen HAM mit konstantem Erdradius und Radius mit berücksichtigter Modelltopografie (rot) und die Differenzen zwischen konstantem Erdradius und Radius entsprechend eines Ellipsoides (grün) beziehen sich auf die rechte Achseinteilung.

Meeresspiegel nur $h/R_0 \cdot 100\% = 5000\text{m}/6371000\text{m} \cdot 100\% \approx 0,078\%$. Der Einfluss der topographischen Höhenunterschiede ist damit bezogen auf den Erdradius vernachlässigbar klein. Ein weiterer systematischer Fehler entsteht dadurch, dass die Berechnung der hydrologischen Drehimpulsfunktionen abweichend von der realen Gestalt der Erde auf einer Kugeloberfläche erfolgt. Die Berechnung wurde vergleichsweise zu einer Kugeloberfläche mit einem mittleren Erdradius von $R_0 = 6371000\text{m}$ auch auf einem Ellipsoid mit einer Äquatorachse $R_a = 6378137\text{m}$ und einer Polachse $R_b = 6356752\text{m}$ durchgeführt.

Die Berechnungen ergaben, dass der Einfluss der Topografie auf die HAM zwischen 0,02% und 0,03% und der Einfluss der geometrischen Gestalt für χ_1 etwa 0,4%, für χ_2 etwa 0,2% und für ΔLOD etwa 0,06% beträgt (Abbildung 6.5). Diese Effekte liegen weit unter den Größenordnungen der totalen hydrologischen Drehimpulse bei Vernachlässigung der Oberflächengestalt der Erde und gehen deshalb im weiteren Verlauf dieser Arbeit nicht in die Berechnung der hydrologischen Drehimpulse ein. In den folgenden Berechnungen wird ein mittlerer Erdradius $R_0 = 6371000\text{m}$ eingesetzt.

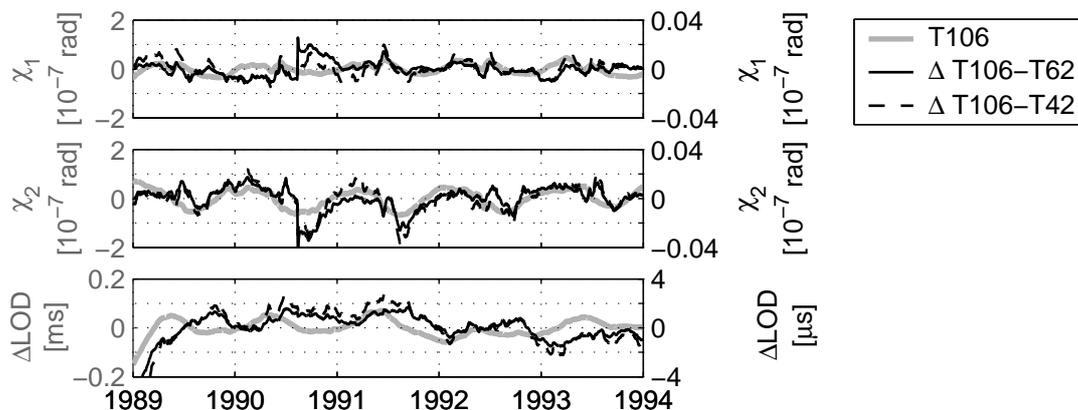


Abb. 6.6.: χ -Funktionen und ΔLOD des kontinentalen Abflusses mit Antrieben in T106-Auflösung (grau) und Differenzen zwischen χ -Funktionen und ΔLOD der Auflösungen T106 und T62 (schwarze durchgezogene Linie), sowie T106 und T42 (schwarze gestrichelte Linie). Die Differenzbeträge beziehen sich auf die rechte Skalierung.

6.1.5. Abhängigkeit von der Auflösung der Antriebsdaten

Die Antriebsdaten für die Abflusssimulation lagen aus ECHAM auf einem T42-Gitter (entspricht etwa $2,8^\circ$ bzw. $\approx 312\text{km}$ am Äquator) und wurden im SLS in der spektralen Auflösung T62 (etwa $1,9^\circ$ bzw. $\approx 210\text{km}$ am Äquator) erzeugt. Die Interpolation innerhalb des HDM auf $0,5^\circ$ erhöht die tatsächliche Auflösung nicht. Um zu untersuchen, welchen Einfluss die horizontale Auflösung der Runoff- und Drainagefelder auf die resultierenden χ -Funktionen der lateralen Wasserbilanz hat, wurden Abflusssimulationen mit Antrieben der spektralen Auflösungen T106 (etwa $1,1^\circ$ bzw. $\approx 125\text{km}$), T62 und T42 durchgeführt. Dazu wurden die für die Jahre 1989-1993 vorliegenden Antriebsdaten der spektralen Auflösung T106 vor der Simulation auf T62- und T42-Auflösung interpoliert.

In den Differenzbeträgen von χ und ΔLOD zeigt sich ein nur geringer Einfluss der spektralen Auflösung der Antriebsdaten auf die berechneten HAM. Die Differenzen betragen nur etwa 2% der HAM aus Antrieben in T106-Auflösung. In den Ausgangsdaten in T106-Auflösung befindet sich eine Unstetigkeit in der zweiten Jahreshälfte 1990. Bei der Interpolation in ein gröberes Gitter wird diese Unstetigkeit geglättet. In den darauffolgenden Monaten sind deshalb die Differenzen zwischen den berechneten Zeitreihen in Abbildung 6.6 etwas größer. Die Unterschiede zwischen den simulierten Drehimpulsfunktionen für die laterale Wasserbilanz zwischen den Auflösungen T106, T62 und T42 stellen demzufolge eine vernachlässigbare Fehlerquelle dar.

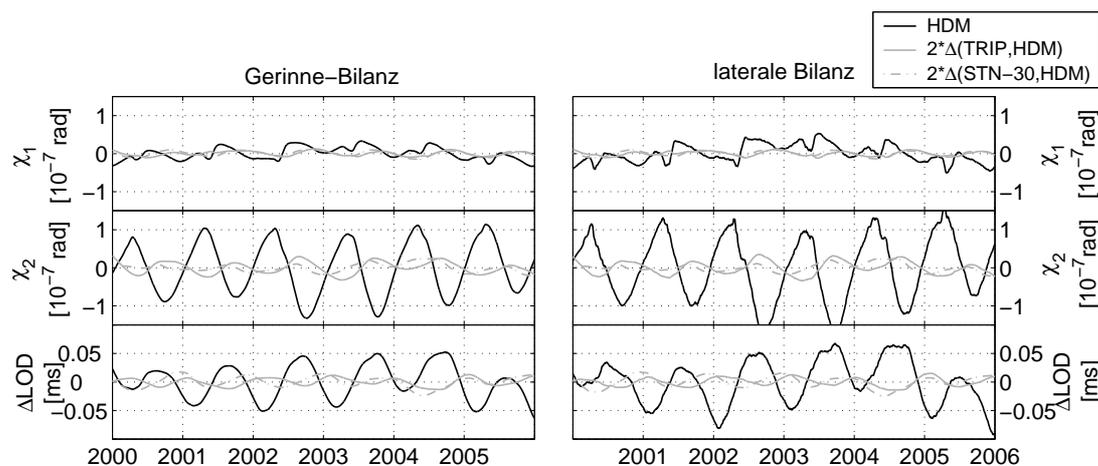


Abb. 6.7.: χ -Funktionen des Gerinneabflusses mit drei verschiedenen Richtungsschemen, HDM, TRIP und STN-30.

6.1.6. Einfluss der Fließrichtung im Abflussschema

Die Weiterleitung des Wassers zum Ozean wird im Abflussmodell durch ein Fließrichtungsschema vorgegeben. Die Verweildauer des Wassers an Land ist abhängig vom Transportweg zum Ozean bzw. von der Definition der Fließrichtungen im Modell. Neben der HDM-Fließrichtungsdatei sind Fließrichtungsschemen vom Abflussschema TRIP (Total River Integrated Pathways, Oki et al., 1999) und von STN-30 (Simulated Topological Network 30p, Vörösmarty et al., 2000b,a) ebenfalls in $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ Auflösung verfügbar. Da diese Daten reine Fließrichtungsdateien sind, sind keine Informationen über Rückhaltezeiten gegeben. Nur von TRIP ist bekannt, dass für den Wassertransport eine konstante effektive Fließgeschwindigkeit von $0,5\text{m/s}$ verwendet wird (Oki et al., 1999). Zum Vergleich der Einflüsse des Transportweges auf die HAM wurden Abflusssimulationen mit dem HDM durchgeführt und dazu die Fließrichtungsdateien aus den beiden oben genannten Schemen verwendet. Die Anzahl der linearen Speicher einer Kaskade wurde dabei stets auf Eins gesetzt und die Rückhaltedauer konstant gelassen, so dass die mittlere Fließgeschwindigkeit analog zu TRIP $0,5\text{m/s}$ ergibt.

Einflüsse des Transportweges auf die hydrologischen Drehimpulsfunktionen treten hauptsächlich durch den Gerinneabfluss auf (Abbildung 6.7). Für beide Fließrichtungsschemen ergeben sich Unterschiede in den HAM. Im Vergleich zu den simulierten HAM mit der HDM-eigenen Fließrichtungsdefinition betragen die Differenzen für χ_1 und für ΔLOD etwa 17% und für χ_2 etwa 5%. Auch die HAM zwischen den Simulationen mit den anderen beiden Fließrichtungsdefinitionen weichen um ähnliche Beträge voneinander ab.

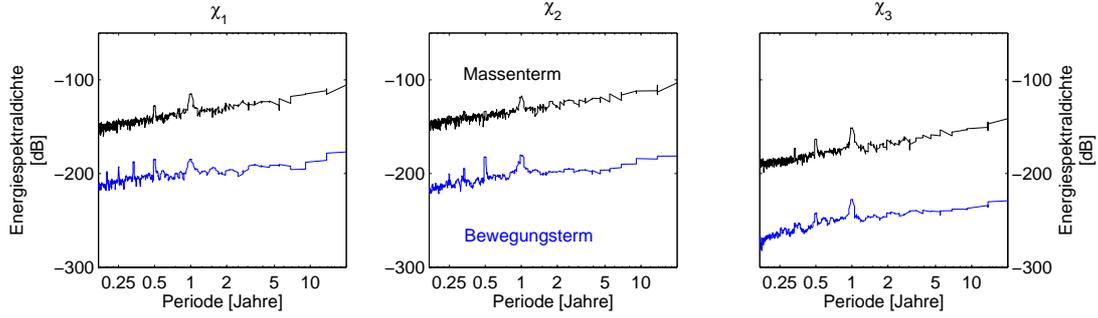


Abb. 6.8.: Spektraldichtefunktionen des Massenterms (schwarz) und des Bewegungsterms (blau) für χ_{ECMWF} in dB [$-200\text{dB} = 10^{-20}\text{rad}^2 \cdot \text{s}$].

6.2. Analyse hydrologischer Drehimpulsfunktionen

Aufgrund starker Zirkulationen von Luft und Wasser liefern die Bewegungsterme von Atmosphäre und Ozean hohe Beiträge zu den Drehimpulsfunktionen. Bei den hydrologischen Drehimpulsfunktionen ist hingegen nur der Massenterm relevant. Durch die geringen Relativgeschwindigkeiten von Fließgewässern an der Erdoberfläche enthält der hydrologische Bewegungsterm nur wenig Energie. Auf Zeitskalen von Tagen bis Dekaden übertrifft die Energie des hydrologischen Massenterms die des Bewegungsterms um zwanzig bis dreißig Dezibel ($20\text{dB} = 10^2\text{rad} \cdot \text{s}$). Dies lässt sich anhand der Spektraldichtefunktionen beider Terme (Abbildung 6.8) nachweisen. Nachfolgende Analysen beziehen sich deshalb ausschließlich auf den Massenterm der hydrologischen Drehimpulsfunktionen. Ergänzend wird in Kapitel 6.2.5 eine detaillierte Betrachtung des Bewegungsterms vorgenommen.

Die hydrologischen Drehimpulsfunktionen der Simulationen HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} zeigen für die saisonalen Signale in χ_1 übereinstimmend ein harmonisches Verhalten und in χ_2 ein weniger harmonisches Verhalten. Zudem enthält χ_2 starke interannuelle Variationen (Abbildung 6.9). Bei den Tageslängenvariationen zeigt $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ in den 1970er Jahren infolge der Assimilation von Radiometerdaten höhere Werte als im restlichen Zeitraum. Die Zeitreihen der HAM wurden im folgenden auf saisonale, interannuelle und langperiodische Signale analysiert.

Die χ_2 -Komponenten des Massenterms weisen geringere annuelle Amplituden als die χ_1 -Komponenten auf, obwohl sich der Schwerpunkt der globalen Landverteilung im Einflussbereich des Deviationsmoments c_{23} des Trägheitstensors der Erde bzw. χ_2 befindet. Das ist auf die Position der Haupteinflussgebiete für χ_2 zurückzuführen, die in Nordamerika und Asien liegen. Die Massenstörungen dieser Kontinente treten in gleicher geographischer Breite auf und durchlaufen daher

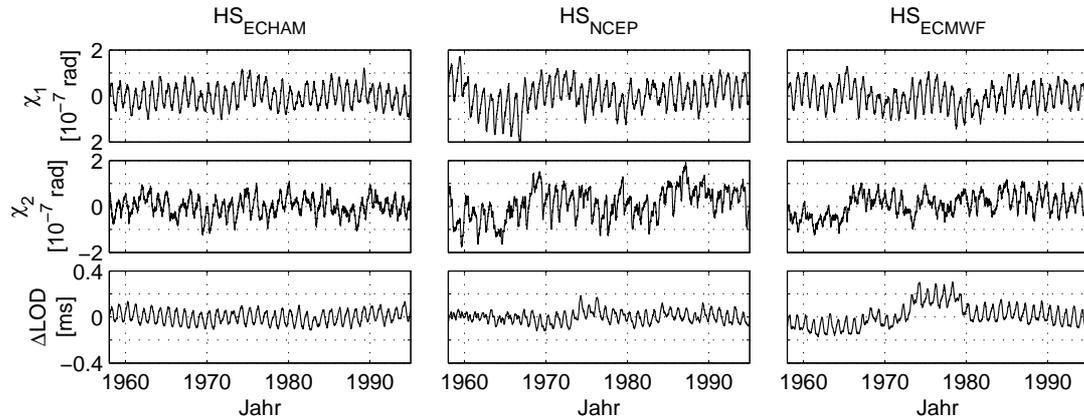


Abb. 6.9.: Zeitliche Variationen des Massenterms χ_1 , χ_2 und ΔLOD aus den hydrologischen Simulationen HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} für den gemeinsamen zeitlichen Überdeckungsbereich 1958-1994.

den Jahreszeitenzyklus in gleicher Phase. Die entgegengesetzten Vorzeichen der regionalen Einflüsse über den Kontinenten bewirken eine gegenseitige Reduktion der Beiträge. Je nach Phasenverzug ergibt sich dadurch ein etwas stärkeres oder schwächeres Jahressignal. Infolge dessen wird das unregelmäßige Jahressignal in χ_2 im Vergleich zu dem relativ gleichmäßigen Jahressignal von χ_1 hervorgerufen.

Delworth and Manabe (1988) stellten fest, dass die Analyse der Bodenfeuchte ein rotes Spektrum ergibt, dessen Leistungsdichte mit zunehmender geographischen Breite zunimmt. Da die Variationen der Bodenfeuchte einen großen Teil der hydrologischen Massenvariationen bestimmen, weisen auch die hydrologischen χ -Funktionen und Tageslängenvariationen ein rotes Spektrum auf (Abbildung 6.10). Dieses ist dadurch gekennzeichnet, dass die Leistungsdichte umgekehrt proportional zur Frequenz abfällt. Die Charakteristik des Hintergrundspektrums ist für die Signalanalyse immer dann von Bedeutung, wenn mit statistischen Verfahren Signale und Rauschen getrennt werden sollen. Dies wird im folgenden mit der Multitaperanalyse (vgl. B.2.2) vollzogen.

Unter Anwendung des Multitaper-Verfahrens wurde neben der Bestimmung der Spektren eine Identifikation harmonischer Signale zum Konfidenzniveau 90% vorgenommen. Das heißt, die detektierten Signale sind mit 90%iger Wahrscheinlichkeit harmonische Signale. Diese harmonischen Anteile sind in den Kurven der Energiespektraldichten als rote Peaks gekennzeichnet (Abbildung 6.10). Die typischen Variabilitäten der HAM-Zeitreihen liegen im saisonalen und im langperiodischen Bereich, hochfrequente Signale haben hingegen nur wenig Energie. Das stärkste Signal in den Zeitreihen von χ und ΔLOD ist das Jahressignal. Die harmonischen Signale im subannuellen Bereich sind als Oberschwingungen des Jahressignals erklärbar. Es zeigte sich, dass ein großer Teil der Signale nicht

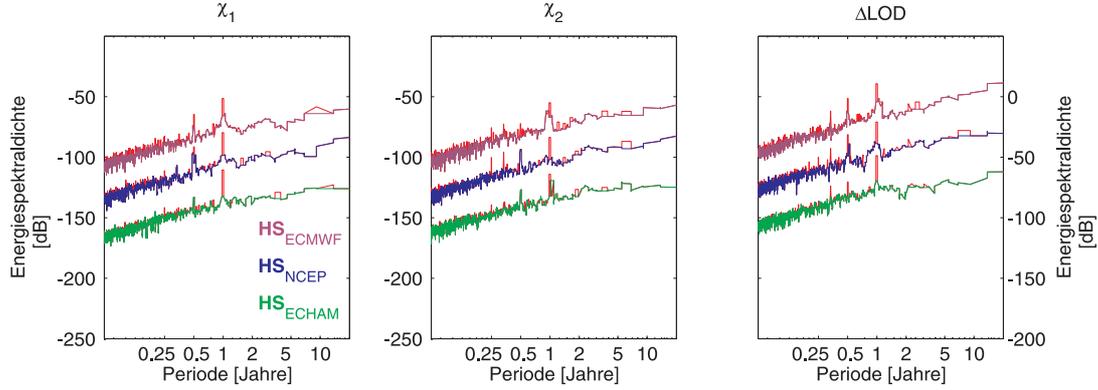


Abb. 6.10.: Leistungsspektraldichtefunktionen von χ_1 und χ_2 in dB ($-200\text{dB} = 10^{-20}\text{rad}^2 \cdot \text{s}$) und von ΔLOD in dB ($-50\text{dB} = 10^{-5}\text{ms}^2 \cdot \text{s}$). Die farbigen Kurven zeigen die regenerierten Spektren. Periodische Signalanteile sind durch rote Peaks dargestellt.

streng harmonisch ist, sondern kontinuierliche Anteile im Spektrum besitzt. Besonders das semiannuelle Signal besteht in den meisten hier dargestellten Spektren aus einem hohen Anteil an nichtharmonischen Signalanteilen. HS_{ECHAM} und HS_{ECMWF} weisen in $\chi_{2,\text{annuell}}$ neben harmonischen Signalanteilen ebenfalls eine hohe Energie in nichtharmonischen Signalanteilen auf. Im interannuellen Bereich zeigen Spektren von χ_1 aller drei Simulationen bei etwa drei Jahren ein Signal, das für HS_{ECHAM} und HS_{NCEP} als harmonisch identifiziert wird. Weiterhin treten in χ_2 harmonische Signalanteile zwischen drei und fünf Jahren auf. Alle drei Energiespektren von χ_2 zeigen zudem ein Signal bei etwa sechs Jahren, das bei HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} harmonische Anteile enthält. Die Spektren von ΔLOD zeigen außerdem im interannuellen Bereich zwischen zwei und drei Jahren Signale mit harmonischen Anteilen. Im Periodenbereich über acht Jahren besitzen die Drehimpulsfunktionen von HS_{ECHAM} weniger Variabilität als die der anderen beiden Simulationen.

Umgerechnet auf die Polbewegung ergeben sich hydrologisch verursachte Variationen von bis zu $\pm 20\text{mas}$. Davon entfallen etwa $\pm 8\text{mas}$ auf periodische saisonale Signale und weitere $\pm 8\text{mas}$ auf das hydrologisch induzierte Chandlersignal.

6.2.1. Saisonale Signale

Die hydrologischen Drehimpulszeitreihen wurden mit einer harmonischen Analyse (vgl. B.3) auf annuelle und semiannuelle Signale untersucht, um deren Amplituden und Phasen sowie den Anteil an erklärter Varianz zu ermitteln. Dabei ergaben sich für die horizontalen Drehimpulsfunktionen saisonale Amplituden

zwischen $0,33 \cdot 10^{-7}$ rad und $0,63 \cdot 10^{-7}$ rad und für die Tageslänge Variationen von bis zu $\pm 0,07$ ms (vgl. Tabelle 6.3). Das annuelle Signal von χ_2 der simulierten HAM besitzt eine niedrigere Amplitude und ein weniger harmonisches Verhalten als χ_1 . Zudem sind in χ_2 stärkere interannuelle Signale enthalten. Diese Charakteristiken bewirken bei allen drei hydrologischen Simulationen eine niedrige erklärte Varianz des annualen Signals in χ_2 mit nur 16% – 41% der Gesamtvarianz. Da in HS_{ECHAM} geringere langperiodische Variationen auftreten als in den beiden Reanalyse-angetriebenen Simulationen, weist $\chi_{2,ECHAM}$ die höchste erklärte Varianz des annualen Signals auf. Sowohl bei χ_1 als auch bei χ_2 besitzt das Jahressignal in HS_{NCEP} generell eine höhere Amplitude als die anderen beiden Simulationen. Das lässt sich damit erklären, dass der harmonische Anteil am Gesamtsignal von $\chi_{2,NCEP}$ höher als der von χ_2 der anderen beiden Simulationen ist. Die Differenzen zwischen den Phasen der annualen Signale von HS_{ECHAM} und den hydrologischen Simulationen mit dem SLS lassen sich durch die unterschiedlichen Landoberflächenmodellierungen erklären. Modellbedingt werden in den annualen Signalen der Simulationen unter Anwendung des SLS Phasendifferenzen von etwa 25° in χ_1 und χ_2 und circa 10° in ΔLOD hervorgerufen. Tatsächlich tritt jedoch nur in χ_1 eine Phasendifferenz zwischen HS_{ECHAM} und den anderen beiden Simulationen auf, wobei sich die annualen Phasen von $\chi_{1,NCEP}$ und $\chi_{1,ECMWF}$ ebenfalls unterscheiden. $\chi_{1,ECHAM}$ und $\chi_{1,ECMWF}$ weichen in der Phase um 18° voneinander ab, der Wert für $\chi_{1,NCEP}$ ist um weitere 18° höher als der Phasenwert von $\chi_{1,ECMWF}$. Die Phasen der annualen Signale von HS_{ECHAM} und HS_{ECMWF} stimmen generell besser überein als zu den Phasen des annualen Signals in HS_{NCEP} . Die Phase des annualen Signals in $\chi_{2,NCEP}$ ist gegenüber $\chi_{2,ECHAM}$ und $\chi_{2,ECMWF}$ um 80° bis 90° phasenverschoben. In ΔLOD besteht eine Phasenverschiebung des annualen Signals um etwa 20° zwischen HS_{NCEP} und den anderen beiden Simulationen. Im Gegensatz zu den anderen beiden Simulationen ist das mittlere Jahressignal der NCEP-Niederschläge vor der hydrologischen Simulation an das klimatologische Jahressignal von Beobachtungswerten angepasst worden. Dies wirkt sich offenbar besonders in den Phasen von χ_2 und ΔLOD aus.

Gegenüber dem Jahressignal, welches einen großen Teil der Varianz der hydrologisch bedingten Polbewegungsanregung und Tageslängenvariationen erklärt, ist das Halbjahressignal mit weniger als 4% erklärter Varianz in χ und ΔLOD von untergeordneter Bedeutung. Die Größe der Amplituden variiert sowohl zwischen den drei Simulationen als auch zwischen χ_1 und χ_2 im Bereich von $0,05 \cdot 10^{-7}$ rad ($\chi_{1,ECHAM}$) bis $0,17 \cdot 10^{-7}$ rad ($\chi_{2,NCEP}$). Auch beim Halbjahressignal besitzen $\chi_{1,NCEP}$ und $\chi_{2,NCEP}$ die höchsten Amplituden der drei Simulationen. Mit einer harmonischen Analyse können jedoch nur die harmonischen Signalanteile des Spektrums erfasst werden. Ein Großteil des Halbjahressignals ist mit diesem Verfahren nicht erfassbar, da die Umgebung des seminannualen Signals viel Energie aufweist, aber das Signal selbst nur in wenigen der berechneten Zeitreihen einen harmonischen Anteil besitzt. Deshalb ist die ermittelte erklärte Varianz des Halb-

Tab. 6.3.: Amplituden, Phasen und erklärte Varianzen des Jahres- und des Halbjahressignals von χ und ΔLOD aus den hydrologischen Simulationen HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} .

| | Jahressignal | | | Halbjahressignal | | |
|------------------------|----------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------------|----------------------------|
| | HS_{ECHAM} | HS_{NCEP} | HS_{ECMWF} | HS_{ECHAM} | HS_{NCEP} | HS_{ECMWF} |
| χ_1 | | | | | | |
| Ampl. [10^{-7} rad] | 0,561 | 0,624 | 0,553 | 0,049 | 0,142 | 0,100 |
| Phase [$^\circ$] | 87,0 | 123,6 | 105,5 | 270,5 | 354,6 | 354,1 |
| erkl. Varianz [%] | 76,3 | 54,2 | 64,4 | 0,6 | 2,8 | 2,1 |
| χ_2 | | | | | | |
| Ampl. [10^{-7} rad] | 0,375 | 0,400 | 0,325 | 0,090 | 0,169 | 0,068 |
| Phase [$^\circ$] | 356,8 | 75,9 | 345,9 | 90,8 | 305,6 | 49,3 |
| erkl. Varianz [%] | 41,3 | 16,3 | 19,0 | 2,3 | 2,9 | 0,8 |
| ΔLOD | | | | | | |
| Ampl. [ms] | 0,069 | 0,054 | 0,070 | 0,005 | 0,015 | 0,016 |
| Phase [$^\circ$] | 87,5 | 107,9 | 88,6 | 255,5 | 154,9 | 196,6 |
| erkl. Varianz [%] | 78,3 | 53,1 | 26,2 | 0,5 | 4,2 | 1,5 |

jahressignals bei der harmonischen Analyse geringer als der Beitrag an Varianz, den das semiannuelle Signal eigentlich zu den Drehimpulsfunktionen leistet.

Durch den Einfluss der assimilierten Radiometerdaten in den 1970er Jahren fällt die erklärte Varianz des Jahressignals für $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ mit einem Wert von $\approx 26\%$ geringer aus als bei den anderen beiden Simulationen. Nach Abzug langperiodischer Variationen durch einen gleitenden Mittelwertfilter von 8 Jahren sind die erklärten Varianzen von $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ und $\Delta\text{LOD}_{\text{NCEP}}$ mit $\approx 60\%$ gleich groß, die von $\Delta\text{LOD}_{\text{ECHAM}}$ mit $\approx 87\%$ größer.

Der mittlere Jahresgang

Bisher wurden das annuelle und das semiannuelle Signal in Form von harmonischen Schwingungen analysiert. In der Realität entsprechen die meisten Vorgänge jedoch keinen exakt sinusförmigen Schwingungen. Aus den Beiträgen zyklisch mit den Jahreszeiten wiederkehrender atmosphärischer Prozesse ergibt sich ein mittlerer Jahresgang der χ -Funktionen. Dieser setzt sich ebenso wie der Jahresgang natürlicher Abläufe aus mehreren saisonalen Signalen zusammen. Im Folgenden wird der mittlere Jahresgang der Drehimpulsfunktionen als arithmetisches Mittel über die jeweiligen Kalendertage aller Jahre betrachtet.

In Abbildung 6.11 sind die mittleren Jahresgänge der hydrologischen Drehimpulsfunktionen separiert nach lateraler und vertikaler Wasserbilanz sowie deren Summe dargestellt. Die mittleren Jahresgänge dieser Komponenten der kontinentalen Wasservariationen zeigen unterschiedliche Charakteristiken. Der mittleren Jahresgang von χ_1 der lateralen Wasserbilanz zeigt ein stärkeres Halbjahressignal als der mittlere Jahresgang der vertikalen Wasserbilanz. Im Frühjahr, wenn die Variationen der vertikalen Wasserbilanz ihr Maximum erreichen, weist die

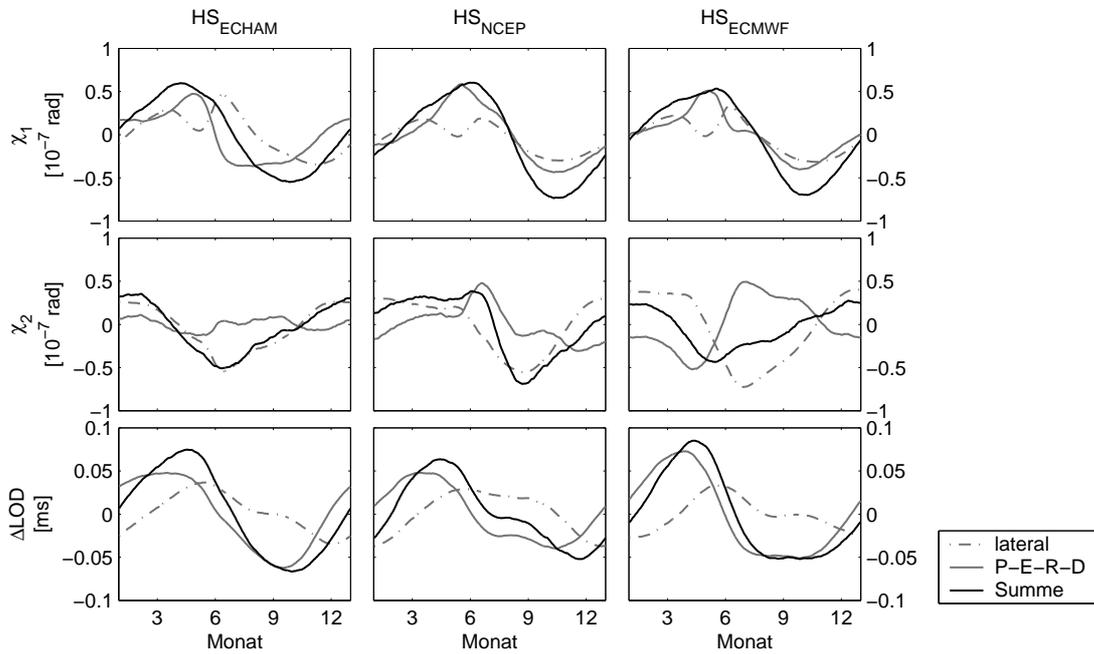


Abb. 6.11.: Mittlere Jahrgänge der Beiträge von Wasservariationen der vertikalen Wasserbilanz (graue durchgezogene Linie), des fließenden Wassers (graue Strichpunktlinie) und deren Summe (schwarze durchgezogene Linie) zu $\chi_{1/2}$ und ΔLOD .

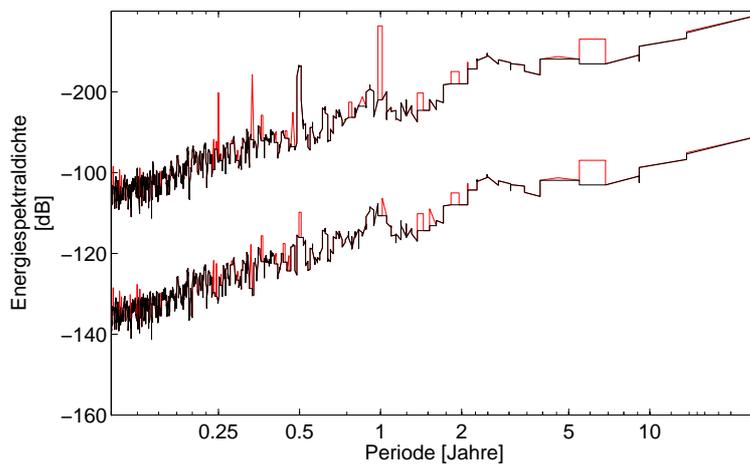


Abb. 6.12.: Spektraldichtefunktionen von $\chi_{2,\text{NCEP}}$ (obere Kurve) und der um den mittleren Jahrgang reduzierten Reihe $\chi_{2,\text{NCEP,reduz}}$ (untere Kurve). Die harmonischen Signalanteile sind als rote Peaks dargestellt.

χ_1 -Komponente des fließenden Wassers ein lokales Minimum auf. Das deutet auf eine Verlagerung des bislang in Boden und Schnee gespeicherten Wassers durch Schneeschmelze zum fließenden Wasser hin. Während bei χ_1 die mittleren Jahressgänge der Variationen von fließendem und ortsfestem (Bodenfeuchte und Schnee) Wasser für alle drei Simulationen übereinstimmen, zeigen bei χ_2 sowohl die Anteile des fließenden Wassers als auch die der vertikalen Wasserbilanz Unterschiede in ihren Jahressgängen. Zudem treten bei χ_2 bedingt durch das unregelmäßige Jahressignal, hohe Standardabweichungen (nicht dargestellt) bei der Bildung des mittleren Jahressganges auf. Damit entspricht der Jahressgang von χ_2 keinem streng periodischen Prozess.

Die Abweichungen des mittleren Jahressganges von einer Sinusschwingung verursachen bei der Spektralzerlegung Energiespitzen in den Oberschwingungen des Jahressignales. Dies verdeutlichen exemplarisch die Spektraldichtefunktionen von $\chi_{2,NCEP}$ mit und ohne Reduktion um den mittleren Jahressgang (Abbildung 6.12). Eine Reduktion um den mittleren Jahressgang vermindert die harmonischen Anteile des 1-, $1/3$ - und $1/4$ -Jahressignales bis auf einige wenige Nebenspektren. Signale mit Perioden deutlich länger als ein Jahr bleiben im Spektrum unverändert enthalten. Auch der Anteil des Halbjahressignals, der mit der Multitaper-Methode nicht als harmonischer Beitrag identifiziert wurde, verringert sich durch die Reduktion um den mittleren Jahressgang. Im Spektrum verbleibt ein harmonisches Restsignal mit einer Periodendauer nahe eines halben Jahres.

Beitrag globaler Wasserverteilungen zur saisonalen Variabilität der HAM

Um zu untersuchen, welche hydrologischen Massenvariationen in welchen Regionen der Erde relevante Beiträge zu den χ -Funktionen liefern, eignet sich die Hauptkomponentenanalyse, auch EOF-Analyse genannt (Kapitel B.4.1), in Verbindung mit einer linearen Regression. Mit der EOF-Analyse können die Muster räumlich variierender Intensität (genannt Moden), die gemeinsamen zeitlichen Variationen unterliegen, aus den zweidimensionalen hydrologischen Massenverteilungen extrahiert werden. Die Hauptkomponenten stellen Kurven der in diesen Mustern auftretenden gemeinsamen Variabilität dar. Diese Methode wurde verwendet, um die sensitiven Gebiete auf den Kontinenten offen zu legen, deren typische Massenvariationen die höchsten Variabilitäten in den Drehimpulsfunktionen verursachen. Aufgrund der hohen Rechenintensität der Hauptkomponentenanalyse wird diese statt mit täglichen Werten und einer $0,5^\circ$ -Auflösung nur mit monatlichen Mittelwerten und einer Auflösung von 1° durchgeführt. Entsprechend der spektralen Verteilungen der HAM ist im submonatlichen Bereich ohnehin nur mit geringer Variabilität zu rechnen. Vorerst werden nur saisonale Signale untersucht. Deshalb wurden alle Signale mit Periodizitäten von länger als einem Jahr mithilfe eines gleitenden Mittelwertfilters mit einem Jahr Filterbreite

eliminiert.

Die ersten beiden Moden und ihre Verteilungen erklärter Varianzen sind in den Abbildungen 6.13 bis 6.18 dargestellt. Die räumlichen Muster der ersten Mode aller Simulationen stimmen sehr gut überein. Die Verteilungen zeigen hohe Massenvariationen im Amazonasgebiet, im Kongoeinzugsgebiet, in der Sahelzone, in den Monsungebieten Südasiens, in Europa und an den Küsten Nordamerikas. Unterschiede gibt es nur in der Intensität der Variationen. Die Massenvariationen in Osteuropa und Westasien sind bei HS_{ECMWF} in Übereinstimmung mit den berechneten Varianzen in Kapitel 5.4 stärker ausgeprägt als bei den anderen beiden Simulationen, HS_{NCEP} weist dagegen stärkere Signale in den südasiatischen Monsungebieten auf. Das Signal an der Westküste Nordamerikas ist dagegen bei HS_{ECHAM} schwächer ausgeprägt. Die erste EOF erklärt für große Regionen der Kontinente den Hauptanteil der lokalen Varianz. Dabei erklären die Signale bei HS_{NCEP} für Europa und Asien geringere Anteile an der lokalen Variabilität als die der anderen beiden Simulationen. Die zweiten Moden zeigen kleinräumigere Strukturen als die ersten Moden. Auch hier stimmen die Muster aller Simulationen weitgehend überein. Unterschiede treten jedoch in den Signalen des afrikanischen Kontinents und in Indien zwischen HS_{ECHAM} und den mit Reanalysedaten angetriebenen Simulationen auf.

Im Anschluss an die Hauptkomponentenanalyse wurde mit den ermittelten Hauptkomponenten eine lineare Regression an die Drehimpulsfunktionen durchgeführt. Damit wurde bestimmt, welche Variabilitäten sich in welchen Maßen in den HAM auswirken. Der lineare Ansatz bei der Regression wird durch den linearen Ansatz bei der Hauptkomponentenanalyse ermöglicht. Aus der Korrelation r der χ -Funktionen mit den Linearkombinationen der Hauptkomponenten wurde das Bestimmtheitsmaß (siehe Kapitel B) berechnet, welches ausdrückt, wieviel Prozent der Varianz der Drehimpulsfunktionen durch die ermittelte Mode der Hauptkomponentenanalyse erklärt werden. In den Tabellen 6.4, 6.5 und 6.6 sind die erklärten Varianzen an globaler Variabilität und die Bestimmtheitsmaße für die Drehimpulsfunktionen für die jeweils ersten fünf Hauptkomponenten angegeben. Die Moden der Hauptkomponentenanalyse mit der gleichen Nummer von verschiedenen hydrologischen Simulationen müssen sich nicht unbedingt gegenseitig entsprechen. Die Auswertung der zeitlichen Entwicklung der Massenvariationen erfolgt bei der Hauptkomponentenanalyse ohne Ortsbezug. Die Beiträge einzelner Massenelemente zu den Drehimpulsfunktionen sind dagegen von der geographischen Position abhängig. Dies bewirkt, dass die Bestimmtheitsmaße von Hauptkomponenten und Drehimpulsfunktionen für gewöhnlich geringer oder höher als die Beiträge einer Hauptkomponente zur globalen Massenvariabilität ausfallen.

Die ersten beiden Moden der Hauptkomponentenanalyse erklären bereits über 80% der globalen Variabilität der kontinentalen Wasservariationen, $\approx 90\%$ der Variabilität von χ_1 , mindestens die Hälfte der Variabilität von χ_2 und $\approx 60\%$ –

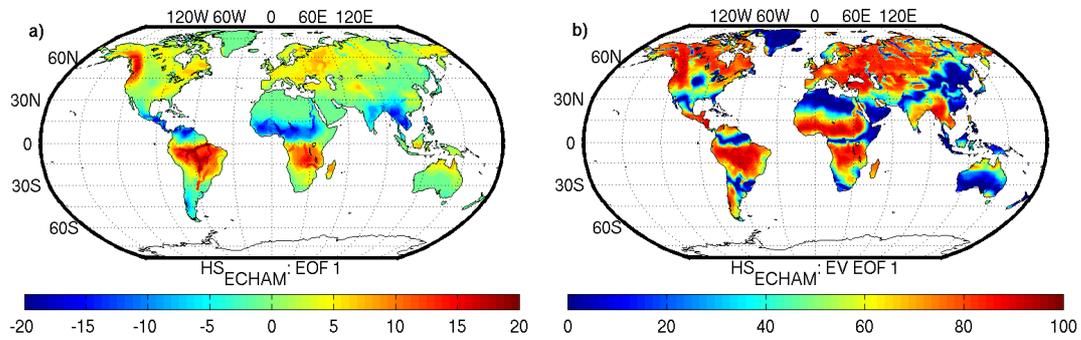


Abb. 6.13.: a) Erste EOF der saisonalen Wasseranomalien [cm] von HS_{ECHAM} und b) erklärte lokale Varianzen [%].

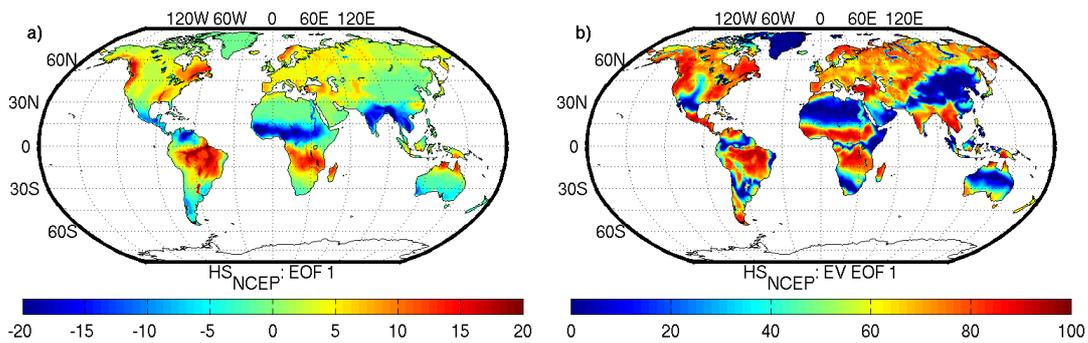


Abb. 6.14.: a) Erste EOF der saisonalen Wasseranomalien [cm] von HS_{NCEP} und b) erklärte lokale Varianzen [%].

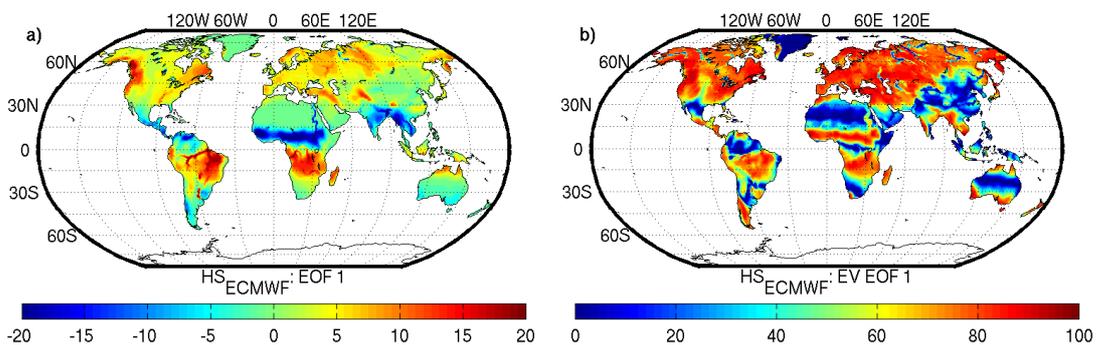


Abb. 6.15.: a) Erste EOF der saisonalen Wasseranomalien [cm] von HS_{ECMWF} und b) erklärte lokale Varianzen [%].

6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen

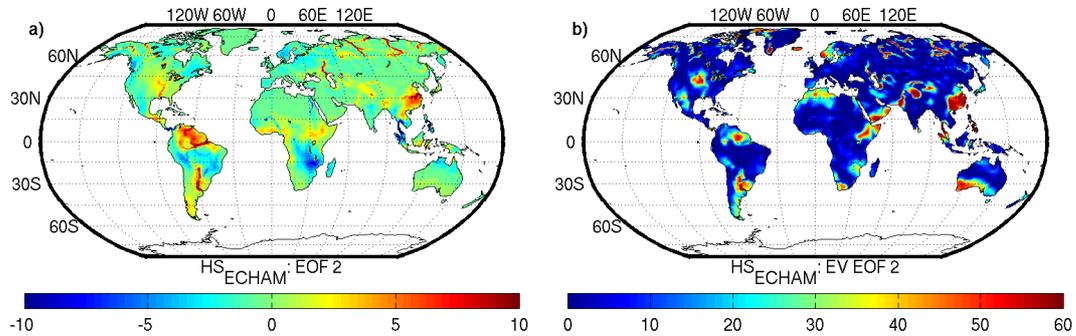


Abb. 6.16.: a) Zweite EOF der saisonalen Wasseranomalien [cm] von HS_{ECHAM} und b) erklärte lokale Varianzen [%].

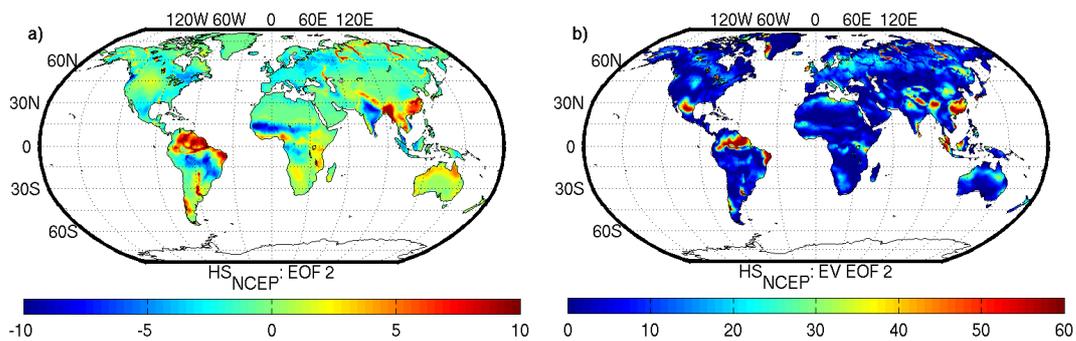


Abb. 6.17.: a) Zweite EOF der saisonalen Wasseranomalien [cm] von HS_{NCEP} und b) erklärte lokale Varianzen [%].

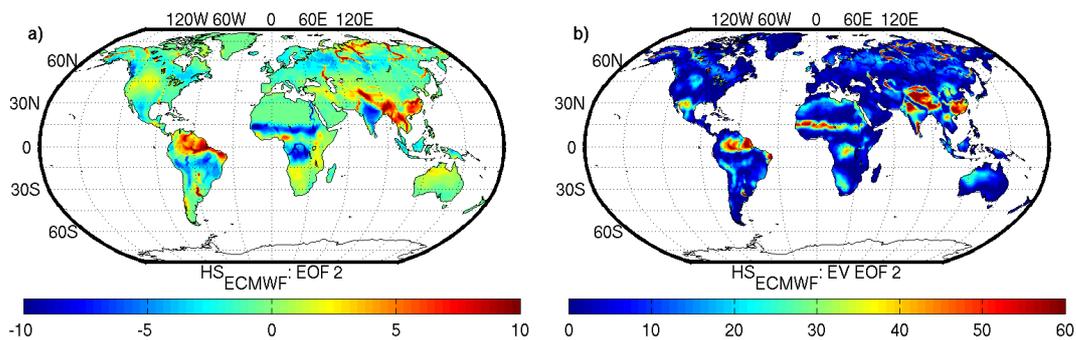


Abb. 6.18.: a) Zweite EOF der saisonalen Wasseranomalien [cm] von HS_{ECMWF} und b) erklärte lokale Varianzen [%].

Tab. 6.4.: Erklärte globale Varianzen des annuellen Signals durch die entsprechende Hauptkomponente und Anteil erklärter Varianz an χ_1 , χ_2 und ΔLOD für HS_{ECHAM} in %.

| EOF | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
|-----|-------|----------|----------|--------------------|
| 1 | 62,71 | 89,36 | 1,81 | 20,21 |
| 2 | 21,37 | 4,3 | 70,55 | 60,74 |
| 3 | 2,93 | 0,23 | 1,49 | 7,80 |
| 4 | 2,84 | 0,00 | 3,39 | 1,35 |
| 5 | 1,17 | 0,56 | 0,00 | 0,06 |

Tab. 6.5.: Erklärte globale Varianzen des annuellen Signals durch die entsprechende Hauptkomponente und Anteil erklärter Varianz an χ_1 , χ_2 und ΔLOD für HS_{NCEP} in %.

| EOF | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
|-----|-------|----------|----------|--------------------|
| 1 | 65,39 | 62,08 | 49,30 | 8,74 |
| 2 | 16,62 | 24,62 | 4,72 | 66,54 |
| 3 | 2,73 | 4,16 | 9,23 | 12,34 |
| 4 | 1,96 | 1,07 | 0,06 | 3,88 |
| 5 | 1,43 | 0,00 | 2,23 | 0,04 |

Tab. 6.6.: Erklärte globale Varianzen des annuellen Signals durch die entsprechende Hauptkomponente und Anteil erklärter Varianz an χ_1 , χ_2 und ΔLOD für HS_{ECMWF} in %.

| EOF | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
|-----|-------|----------|----------|--------------------|
| 1 | 61,84 | 78,02 | 2,28 | 11,57 |
| 2 | 20,60 | 12,16 | 48,71 | 54,93 |
| 3 | 2,64 | 0,13 | 1,87 | 0,59 |
| 4 | 2,02 | 0,68 | 11,11 | 18,08 |
| 5 | 1,52 | 0,66 | 5,21 | 1,27 |

80% der Variabilität von ΔLOD (vgl. Tabellen 6.4 bis 6.6). Die erste Mode, die immerhin über 60% zur globalen Variabilität beiträgt und zwischen 60% und 90% der Variabilität von χ_1 erklärt, trägt jedoch nur 8% bis 20% zur Variabilität der Tageslängenvariationen bei. Sie ist für die Simulationen HS_{ECHAM} und HS_{ECMWF} mit weniger als 3% gemeinsamer Varianz von Hauptkomponente und χ_2 relativ unbedeutend für die Variabilität von χ_2 . Zurückzuführen ist dies auf die gegenseitige Kompensation der Signale infolge der geographischen Abhängigkeit des Vorzeichens und der Intensität der Einzelbeiträge der Massen zu den Drehimpulsfunktionen. Anders verhält es sich bei $\chi_{2,\text{NCEP}}$, für die die erste EOF $\approx 50\%$ der Variabilität von χ_2 erklärt. Das ist insofern interessant, da die erste Mode den größten Anteil an globaler Variabilität beschreibt und in den hydrologischen Massenverteilungen hauptsächlich das annuelle Signal repräsentiert. Das annuelle Signal wird meistens verwendet, um simulierte Wasserverteilungen der hydrologischen Modelle mit globalen Verteilungen äquivalenter Wassersäule aus detektierten Schwerefeldänderungen von GRACE zu vergleichen. Trotz der guten Übereinstimmung der Varianzmuster der simulierten hydrologischen Massenverteilungen mit den Ergebnissen der GRACE-Beobachtungen auf Ebene des Jahresignals tritt nicht zwingend eine gute Übereinstimmung des annualen Signals in χ_2 auf. Dies liegt vor allem an Differenzen in den annualen Amplituden und Phasen der hydrologischen Massenvariationen. Bei der Bildung der Drehimpulsfunktionen kompensieren sich Beiträge einzelner Massenvariationen gegenseitig. Auch bei Moden mit hoher Nummerierung und damit geringer globaler Variabilität treten hohe Werte erklärter Varianzen für die HAM auf (nicht dargestellt). So ist beispielsweise in der 18. EOF bei HS_{ECMWF} mit nur 0,18% erklärter globaler Varianz noch eine erklärte Varianz von mehr als 4% für χ_2 zu finden. Dies deutet auf kleinräumige Strukturen in sensitiven Gebieten für χ_2 hin, die nur einen Bruchteil an globaler Variabilität einnehmen, aber lokal sehr starken Einfluss ausüben. Die 14. EOF, die χ_2 bei HS_{NCEP} relativ stark beeinflusst, erklärt zum Beispiel die größte Varianz eines relativ schwachen Signales in Australien und mit einer geringen lokal erklärten Varianz starke Signale der Niederläufe von Jenissej und Lena. Hier zeigt sich, dass das fließende Wasser einen relevanten Beitrag zu den Drehimpulsfunktionen liefert.

Abbildung 6.19 zeigt exemplarisch am Beispiel HS_{NCEP} die ersten fünf Hauptkomponenten. Die regressierten Kurven sind gemeinsam mit den Drehimpulsfunktionen und den Abweichungen ebenfalls in dieser Abbildung dargestellt. Die ersten beiden Hauptkomponenten bei HS_{NCEP} zeigen annuelle Signale mit Modulationen der Amplitude. Die dritte bis fünfte Hauptkomponente zeigen zusätzlich halbjährliche Variationen. Die Form und die Amplituden eines Jahresganges in den Kombinationen weichen dabei besonders stark vor 1968 und nach 1999 im Vergleich zu einem relativ konstanten Teil zwischen 1968 und 1999 ab. Für die Modulation des annualen Signals lassen sich Wasservariationen in der Sahelzone zuordnen. Das Jahressignal ist dort zwischen 1958 und 1967 bei HS_{NCEP}

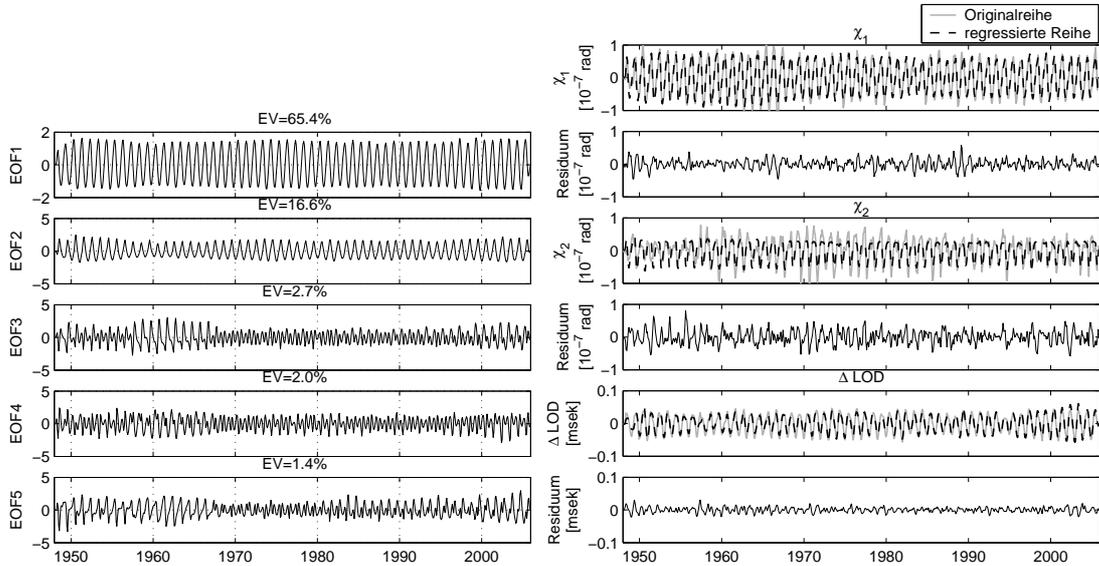


Abb. 6.19.: Hauptkomponenten (links) und HAM_{NCEP} und Linearkombinationen der ersten fünf Hauptkomponenten sowie Restsignale (rechts).

ungewöhnlich stark ausgebildet. Die Sahelzone befindet sich in der Zone des tropischen Wechselklimas. Durch eine unregelmäßige Verschiebung der äquatorialen Tiefdruckrinne fallen die Niederschläge der Regenzeiten in diesem Gebiet jedoch recht unterschiedlich aus, wodurch langandauernde Dürren wie z.B. in den 1970er und 1980er Jahren auftreten können. Bereits bei der Untersuchung der Niederschläge in Kapitel 4.4 wurde jedoch festgestellt, dass NCEP im Vergleich zu den Beobachtungen unrealistische Niederschlagsvariationen in dieser Region simuliert. Nach Abzug der regressierten Linearkombination von der entsprechenden Komponente der HAM_{NCEP} verbleiben in den Residuen hauptsächlich unregelmäßige Signale und Einzelpeaks, die aus Variationen kleinräumiger Strukturen resultieren. Bei $\chi_{1,\text{NCEP}}$ und $\Delta \text{LOD}_{\text{NCEP}}$ verbleiben in den Residuen nach Abzug der ersten zehn Hauptkomponenten nur noch $\approx 8\%$ gemeinsamer Varianz, für $\chi_{2,\text{NCEP}}$ jedoch noch mehr als 30%. Um auch für $\chi_{2,\text{NCEP}}$ nur noch 8% relative Restvariabilität zu erreichen, bedarf es der Reduktion um die Variabilität der ersten zwanzig Hauptkomponenten. Soll die Hauptkomponentenanalyse zur Datenkomprimierung der hydrologischen Wasserverteilungen verwendet werden, müssen sehr viele Moden der EOF berücksichtigt werden, da sonst wichtige Anteile der Variabilität für die horizontalen Drehimpulsfunktionen verloren gehen würden.

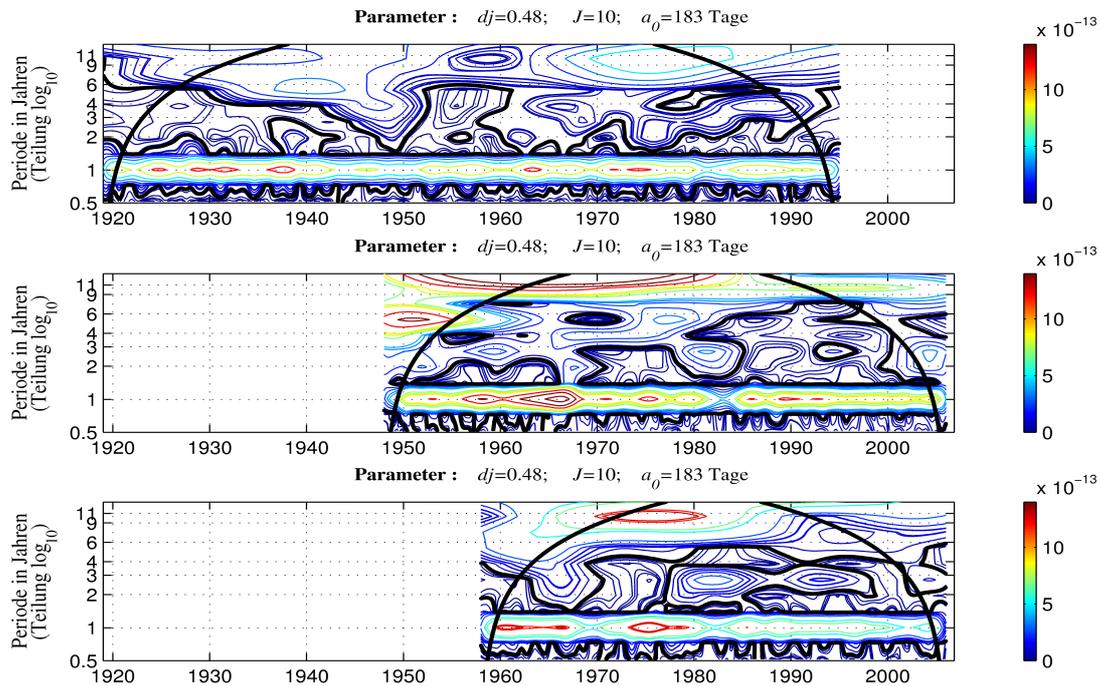


Abb. 6.20.: Wavelet-Energiespektren von $\chi_{1,ECHAM}$ (oben), $\chi_{1,NCEP}$ (mitte) und $\chi_{1,ECMWF}$ (unten).

6.2.2. Nichtsaisonale Signale

Im Gegensatz zu den quasiperiodisch wiederkehrenden saisonalen Signalen besitzen die interannuellen Signale in den hydrologischen Drehimpulsfunktionen keinen stationären Charakter. Als geeignetes Analyseverfahren wird deshalb im Folgenden eine Waveletanalyse (Anhang, Kapitel B.2.3) angewendet, mit der diese Signale sowohl im Frequenz- als auch im Zeitbereich geortet werden können.

In den Waveletspektren der HAM (Abbildungen 6.20 bis 6.22) lässt sich eine deutliche Modulation des Jahressignals durch interannuelle Schwingungen erkennen, die zu einer unterschiedlich starken Ausprägung des annuellen Signals führen. Besonders energiereiche Jahressignale in χ_1 treten bei den mit Reanalysedaten forcierten Simulationen in den Zeiträumen auf, in denen sich im Periodenbereich zwischen sechs und zwölf Jahren ein ausgeprägtes Signal befindet (Abbildung 6.20). Bei $\chi_{1,ECMWF}$ erfolgt dies zwischen 1970 und 1980, bei $\chi_{1,NCEP}$ zwischen 1950 und 1980. In $\chi_{1,ECHAM}$ ist dieses Verhalten weniger ausgeprägt. Hier tritt lediglich ein Signal zwischen 1970 und 1980 mit einer Periodendauer von etwa 10 Jahren in Kombination mit einer großen Amplitude des Jahressignals auf. Wie bereits die Ergebnisse der harmonischen Analyse verdeutlichen auch die Waveletspektren, dass χ_1 ein dominanteres Jahressignal als χ_2 aufweist. Zu einigen Zeitpunkten ist das Jahressignal in χ_1 besonders schwach ausgeprägt. Bei $\chi_{1,ECHAM}$

tritt dies in den 40er Jahren auf. Zwischen 1982 und 1984 zeigen alle drei Zeitreihen übereinstimmend ein energiearmes Jahressignal. Zudem befindet sich in der ersten Hälfte der 80er Jahre in χ_1 der beiden mit Reanalysedaten angetriebenen Simulationen ein signifikantes Signal mit einer Periode zwischen zwei und drei Jahren, welches in Verbindung mit dem schwach ausgeprägten annuellen Signal stehen könnte. Möglicherweise werden diese Signale von dem El-Niño 1982/1983 hervorgerufen. Dies war das stärkste Ereignis der El-Niño Southern Oscillation (ENSO), das bisher gemessen wurde. Bei $\chi_{1,ECHAM}$ befindet sich stattdessen in diesem Zeitraum ein Signal, welches zwischen 1975 und 1990 seinen Periodenbereich von zunächst zwei bis drei Jahren auf nahezu vier Jahre ausdehnt. Auch während eines weiteren El-Niño-Ereignisses im Zeitraum von 1991-1995 befindet sich bei χ_1 der Simulationen mit Reanalyse-Antrieb ein signifikantes Signal mit einer Periodendauer von zwei bis vier Jahren. Bei $\chi_{1,ECHAM}$ fällt dieser Zeitraum bereits unter die Signifikanzgrenze der Randeffekte, welche durch die Begrenzungslinie dargestellt wird. Signale, die über dem 5%-Signifikanzlevel liegen, sind schwarz eingefasst.

Das Jahressignal in χ_2 besitzt hinsichtlich der Intensität seiner Amplituden einen stark quasiperiodischen Charakter (Abbildung 6.21). In dieser Eigenschaft besteht eine gute Übereinstimmung zwischen $\chi_{2,ECHAM}$, $\chi_{2,NCEP}$ und $\chi_{2,ECMWF}$. Allerdings treten die besonders starken annuellen Signale nicht zu identischen Zeitpunkten auf. Zeitweise ist bei $\chi_{2,NCEP}$ kein Jahressignal erkennbar, etwa bis 1957 und im Jahr 1997. Bei $\chi_{2,ECHAM}$ treten starke Jahressignale meist kombiniert mit Signalen auf, die eine Periodendauer zwischen zwei und drei Jahren aufweisen, so in den Jahren 1930, 1945, 1953 und 1964. Bei den Simulationen mit Reanalyseantrieb führen Signale im 2-3-jährigen Bereich hingegen zu einer Auslöschung des Jahressignals. Eine besonders hohe Variabilität im interannuellen Bereich zeigt $\chi_{2,NCEP}$.

Die Tageslängenvariationen der hydrologischen Simulationen mit Reanalyse-Antrieb zeigen im interannuellen Bereich eine höhere Variabilität als ΔLOD_{ECHAM} , in denen nur wenige signifikante Signale auftreten (Abbildung 6.22). Diese Variabilität bei den Tageslängenvariationen aus Reanalyse-forcierten Simulationen ist zu einem erheblichen Teil künstlich durch die Wechsel der Beobachtungssysteme hervorgerufen worden, welche die zu assimilierenden Größen für die Reanalyse liefern. Über die Antriebsgrößen der hydrologischen Simulation wurden dann die künstlichen Variationen in die berechneten Zeitreihen ΔLOD_{NCEP} und ΔLOD_{ECMWF} übertragen. Für das starke Signal bei etwa acht Jahren zwischen 1970 und 1980 in ΔLOD_{ECMWF} kann deshalb nicht geklärt werden, ob es realistisch ist oder künstlich hervorgerufen wurde, da die Luftfeuchteanalyse bei ERA40 für genau diesen Zeitraum stark von assimilierten Radiometerdaten beeinflusst wurde (Uppala et al., 2005). Die höhere Energie in den Zeitreihen der Tageslängenvariationen beider Simulationen mit Reanalyse-Antrieb in den 70er Jahren lässt sich möglicherweise auf eine erhöhte ENSO-Aktivität zurückführen,

Tab. 6.7.: Erklärte globale Varianzen nach Abzug eines mittleren Jahresganges und Anteile erklärter Varianz an χ_1 , χ_2 und ΔLOD für HS_{ECHAM} in %.

| EOF | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
|-----|-------|----------|----------|--------------------|
| 1 | 18,76 | 0,04 | 15,63 | 1,80 |
| 2 | 6,98 | 2,03 | 15,83 | 0,44 |
| 3 | 6,05 | 0,88 | 0,21 | 19,44 |
| 4 | 4,37 | 24,37 | 0,53 | 4,85 |
| 5 | 3,92 | 4,98 | 1,89 | 2,79 |

da auch die Kurve der beobachteten globalen Niederschläge über Land (Kapitel 4.4.1, Abbildung 4.1) höhere Niederschlagswerte in den 70er Jahren zeigt. Ein Zusammenhang zwischen ΔLOD und ENSO wird später noch untersucht werden.

Zur Untersuchung typischer Variationsmuster der nichtsaisonalen Variabilität mit einer EOF-Analyse wurde zuvor der dominante Jahresgang in den Wasserverteilungen abgezogen. Die ermittelten Hauptkomponenten werden dennoch stark von den Abweichungen des tatsächlichen Jahresganges von einem mittleren Jahresgang beeinflusst, da die saisonalen Signale nicht streng periodisch sind. Hauptsächlich werden die EOF von kleinräumigen Strukturen bestimmt, insbesondere von Flussläufen. Abgesehen davon treten zwischen gleichen EOF-Moden der Wasseranomalien aus den drei hydrologischen Simulationen kaum Übereinstimmungen auf. Das mit der Wavelet-Analyse festgestellte starke Jahressignal in $\chi_{1,\text{NCEP}}$ während der 60er Jahre ist auf ein besonders stark ausgeprägtes Signal in der Sahelzone bei den HS_{NCEP} in diesem Zeitraum zurückzuführen, wie die vierte Mode der EOF zeigt (Abbildungen 6.23 und 6.24). Sie erklärt knapp 5% der globalen Varianz und 11% der Varianz von $\chi_{1,\text{NCEP}}$ (vgl. Tabelle 6.8). Bereits bei der Validation der Niederschläge (Kapitel 4.4.1) wurde eine ungewöhnlich starke Amplitudenmodulation des Jahressignals in diesem Gebiet festgestellt, die über den Antrieb mit Niederschlägen offenbar auf die Wasseranomalien übertragen wurde. Bei HS_{ECHAM} und HS_{ECMWF} zeichnet sich in der Sahelzone kein solches Signal ab. Da die größte Variabilität der Wassermassen im Äquatorbereich auftritt, erklären die ersten EOFs zwar wenig Varianz bei den horizontalen Drehimpulsfunktionen, ΔLOD wird jedoch schon von wenigen Moden repräsentiert (vgl. Tabellen 6.7 bis 6.9). In den horizontalen Drehimpulsfunktionen sind dagegen auch noch in Moden hoher Nummerierungen relevante Beiträge zur Variabilität der horizontalen Drehimpulszeitreihen zu finden.

6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen

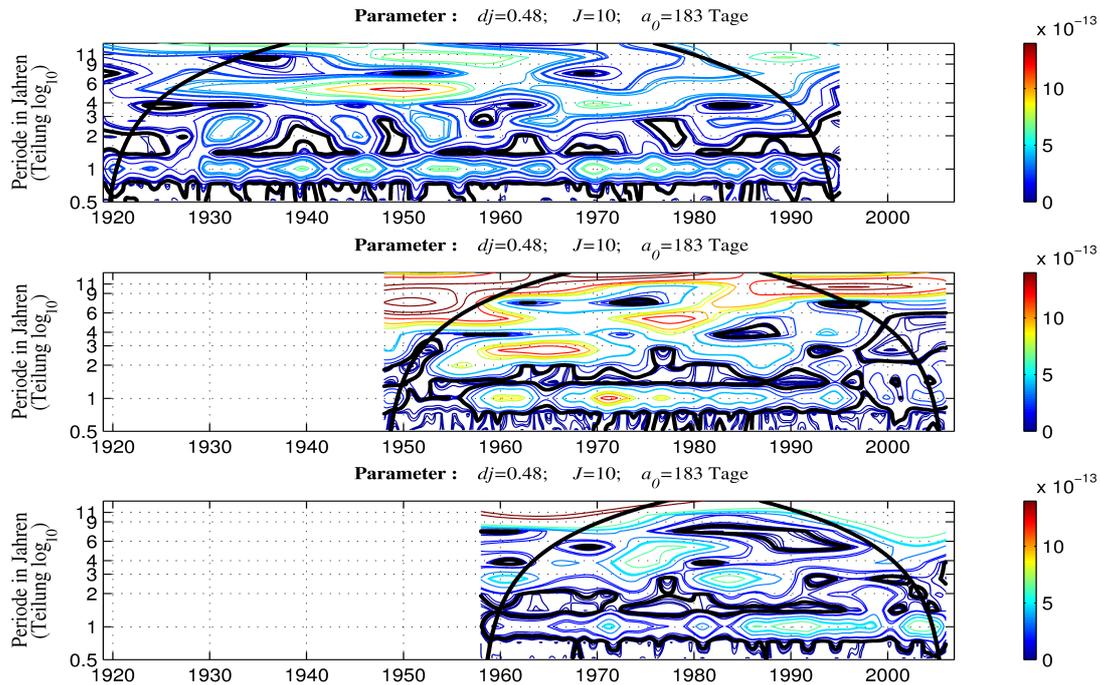


Abb. 6.21.: Wavelet-Energiespektren von $\chi_{2,ECHAM}$ (oben), $\chi_{2,NCEP}$ (mittig) und $\chi_{2,ECMWF}$ (unten).

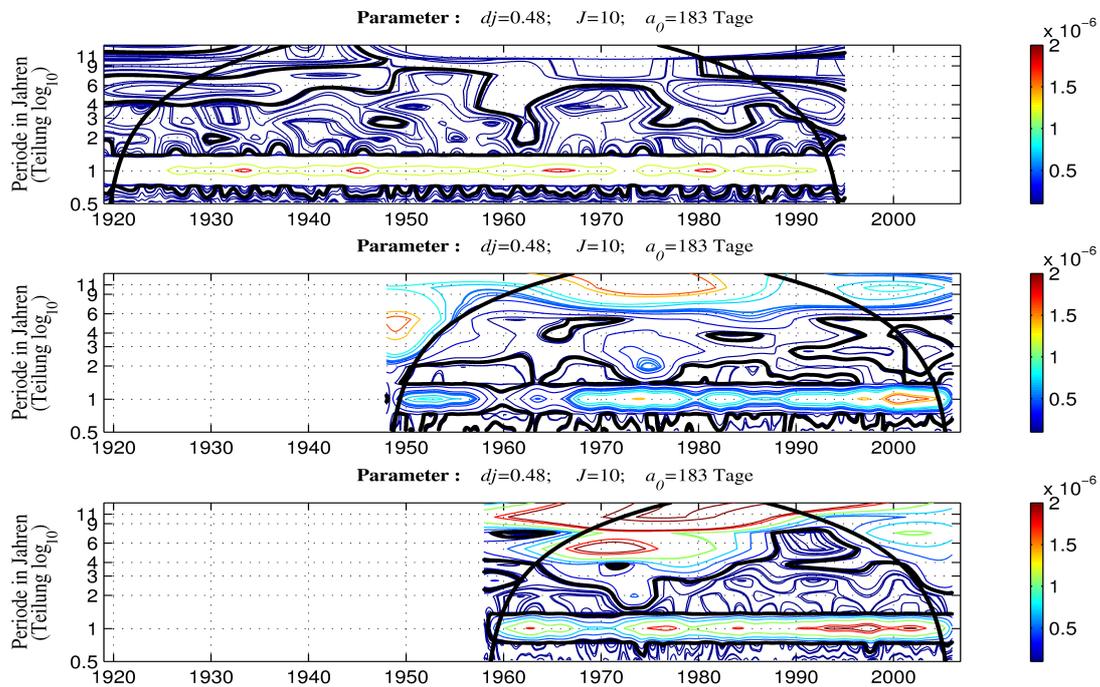


Abb. 6.22.: Wavelet-Energiespektren von ΔLOD_{ECHAM} (oben), ΔLOD_{NCEP} (mittig) und ΔLOD_{ECMWF} (unten).

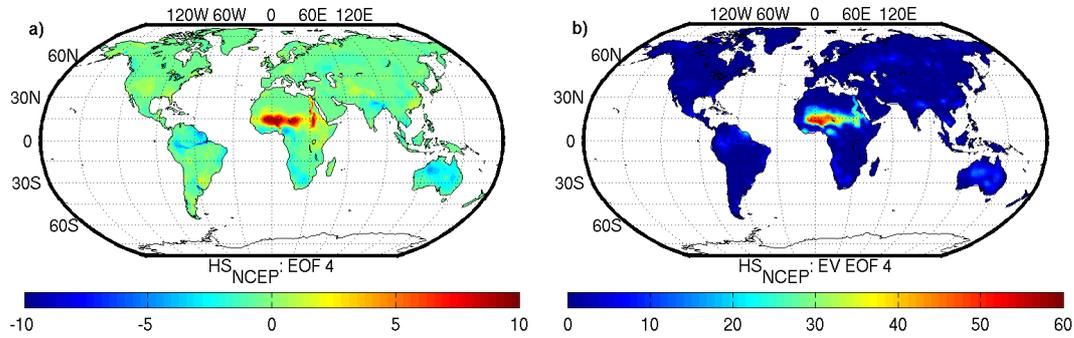


Abb. 6.23.: a) Vierte EOF der simulierten Wasseranomalien von HS_{NCEP} [cm] und b) erklärte lokale Varianzen.

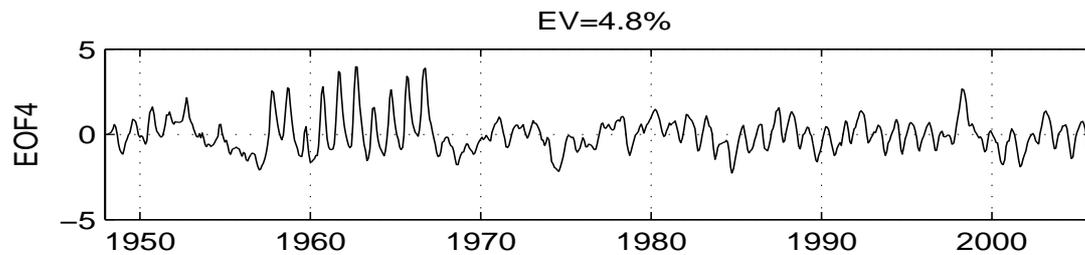


Abb. 6.24.: Hauptkomponenten zur vierten EOF von HS_{NCEP} .

Tab. 6.8.: Erklärte globale Varianzen nach Abzug eines mittleren Jahresganges und Anteil erklärter Varianz an χ_1 , χ_2 und ΔLOD für HS_{NCEP} in %.

| EOF | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
|-----|-------|----------|----------|--------------|
| 1 | 18,36 | 3,61 | 21,77 | 12,09 |
| 2 | 7,75 | 16,01 | 0,24 | 30,35 |
| 3 | 6,81 | 0,43 | 0,37 | 34,65 |
| 4 | 4,79 | 11,77 | 1,63 | 1,43 |
| 5 | 3,49 | 1,16 | 22,95 | 1,37 |

Tab. 6.9.: Erklärte globale Varianzen nach Abzug eines mittleren Jahresganges und Anteil erklärter Varianz an χ_1 , χ_2 und ΔLOD für HS_{ECMWF} in %.

| EOF | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
|-----|-------|----------|----------|--------------------|
| 1 | 12,30 | 14,60 | 14,69 | 20,92 |
| 2 | 9,09 | 0,72 | 0,10 | 61,00 |
| 3 | 6,45 | 7,70 | 0,03 | 1,08 |
| 4 | 4,37 | 0,63 | 0,00 | 5,08 |
| 5 | 3,78 | 12,71 | 0,02 | 0,14 |

Zusammenhang zwischen Tageslängenvariationen und Südlicher Oszillation

Die El Niño Southern Oscillation (ENSO), ein komplex gekoppeltes Zirkulationssystem von Atmosphäre und Ozean im Pazifikraum, gilt als stärkste natürliche Klimaschwankung auf der Erde. Seine beiden Anomalien, El Niño und La Niña, verursachen auf Zeitskalen zwischen zwei und sieben Jahren vor allem große Variabilitäten der Niederschläge in niedrigen Breiten, wodurch in den betroffenen Gebieten starke Überschwemmung oder Dürren auftreten. ENSO erklärt etwa 38% der interannuellen Variabilität der mittleren Niederschläge über Land und rund 8% der Variabilität der globalen Niederschläge (New et al., 2001). Als Indikator für die Stärke einer Phase des ENSO-Zyklus wird neben anderen Klimaindizes der bekannteste Index, der *Southern Oscillation Index* (SOI), ermittelt.

Der SOI wird über Luftdruckunterschiede zwischen den Stationen Tahiti in der Südsee und Darwin im Norden Australiens berechnet, da diese nahe den Zentren des maximalen bzw. minimalen Luftdruckes während der ENSO-Phasen liegen. Zeitreihen des SOI sind beispielsweise beim Climate Prediction Center (CPC) für den Zeitraum 1882 bis in die Gegenwart verfügbar. Während eines El Niño-Ereignisses herrscht über Darwin relativ hoher und über Tahiti relativ niedriger Luftdruck. El Niño zeichnet sich damit durch einen sehr niedrigen und La Niña durch einen hohen Wert des SOI aus.

Eine Übereinstimmung zwischen interannuellen Variationen atmosphärischer Anregungsfunktionen, beobachteten Tageslängenvariationen und ENSO wurde erstmals von Stefanick (1982) beschrieben. Weitere Analysen über den Zusammenhang zwischen atmosphärischen Drehimpulsfunktionen, Tageslängenvariationen und ENSO folgten von zahlreichen Autoren, unter anderem Chao (1984, 1988, 1989), Eubanks et al. (1986), Salstein and Rosen (1986), Dickey et al. (1992, 1994, 1999) und Höpfner (2001).

Einflüsse des ENSO auf hydrologische Zeitreihen wurden beispielsweise für die Variabilität der Niedrig- und Hochwasserstände des Nils untersucht (Quinn, 1992;

Kondrashov et al., 2005). Weitere Projekte zeigten Zusammenhänge zwischen indischen Monsunniederschlägen und ENSO sowie südamerikanischen und australischen Flüssen und der Südlichen Oszillation: Fan et al. (2003) untersuchten globale Bodenfeuchtedaten von 1948-2003 aus Simulationen des H96 mit der Hauptkomponentenanalyse und fanden dominante ENSO-Signale in den ersten EOFs. Stuck et al. (2006) wiesen einen signifikanten Einfluss des ENSO auf Wasservorkommen des südamerikanischen Kontinents anhand hydrologischer Simulationen des WGHM nach.

Im folgenden wird die nichtsaisonale Variabilität in den hydrologischen ΔLOD -Reihen mit dem SOI verglichen. Dazu wurden zuerst langperiodische Signale mit einem gleitenden Mittelwertfilter über 8 Jahre aus den hydrologischen ΔLOD eliminiert und anschließend von diesem Ergebnis alle saisonalen Signale abgezogen. Da insbesondere die Gebiete in äquatornahen Breiten von der Südlichen Oszillation beeinflusst werden, reagiert ΔLOD sensibler gegenüber ENSO-Ereignissen als die horizontalen Drehimpulsfunktionen.

Die Kreuzkorrelation zwischen SOI und hydrologischen $\Delta\text{LOD}_{\text{NCEP}}$ zeigt eine zeitliche Verzögerung der hydrologisch verursachten Variationen der Tageslänge von 4 Monaten (Abbildung 6.2.2c). Für $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ ergab sich für die Spitze in der Kreuzkorrelation bei 4 Monaten Verzögerung im Gegensatz zu $\Delta\text{LOD}_{\text{NCEP}}$ jedoch keine klare Dominanz (Abbildung 6.2.2d). So sind beispielsweise die Absolutwerte der positiven Kreuzkorrelationen bei -30 bis -40 Monaten, 20 bis 30 Monaten, 130 bis 140 Monaten und bei 260 Monaten sowie die Werte der negativen Kreuzkorrelationen bei 50 Monaten, 110 Monaten und 220 bis 230 Monaten höher. Die geringere Kreuzkorrelation zwischen $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ und SOI ist vermutlich auf die Probleme der ERA40-Reanalyse bei der Niederschlagssimulation in den tropischen und subtropischen Gebieten zurückzuführen. Erwartungsgemäß ist die Korrelation zwischen HS_{ECHAM} und Beobachtungswerten gering, da bei dem freien Modell ECHAM ein Zeitbezug nur indirekt über den Antrieb mit Meeresoberflächentemperaturen und Meereisbedeckungen hergestellt wird.

Unter Berücksichtigung der ermittelten zeitlichen Verzögerung zwischen SOI und ΔLOD wurde anschließend eine gleitende Korrelation über 2 Jahre zwischen den Zeitreihen berechnet. Die resultierende Korrelation ist für die hydrologisch verursachten Tageslängenvariationen überwiegend positiv. Besonders hohe Korrelation tritt für $\Delta\text{LOD}_{\text{NCEP}}$ im Zeitraum zwischen 1971 und 1977 sowie in den Jahren 1998 und 2002 auf. Zu mehreren Zeitpunkten ist die positive Korrelation jedoch unterbrochen, so in den Jahren 1952, 1960-1962, 1970, 1981-1982, 1985 und zwischen 1993 und 1997. Sehr gut erkennbar sind in den hydrologischen Tageslängenschwankungen die starken La Niña-Ereignisse der Jahre 1950, 1973-1976 sowie 1988/1989. El-Niño-Ereignisse sind hingegen in den ΔLOD nur in wenigen Fällen wie z.B. 1972/1973 erkennbar. Die ΔLOD der kombinierten Beobachtungszeitreihen EOP-C04, die vom IERS veröffentlicht werden, sind hingegen

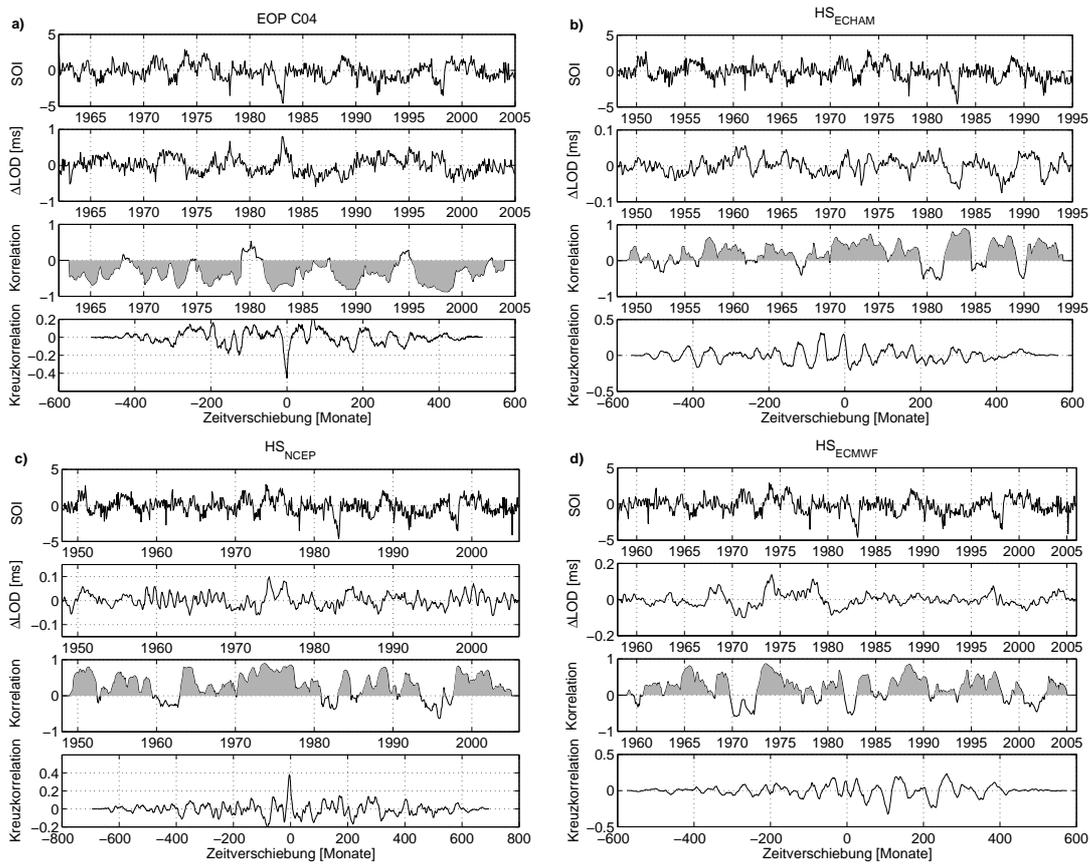


Abb. 6.25.: Zusammenhang zwischen SOI und ΔLOD nach Abzug aller saisonalen Signale: a) für beobachtete ΔLOD aus EOP-C04 1962-2004 und für simulierte hydrologische ΔLOD b) $\Delta\text{LOD}_{\text{ECHAM}}$ für 1948-1994, c) $\Delta\text{LOD}_{\text{NCEP}}$ für 1948-2005 und d) $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ für 1958-2005. In den Teilbildern sind von oben nach unten dargestellt: SOI, ΔLOD , gleitende Korrelation über 2 Jahre zwischen SOI und ΔLOD und Kreuzkorrelation.

ohne Zeitverzögerung negativ mit dem SOI korreliert (Abbildung 6.2.2a). Auch hier treten in unregelmäßigen Abständen von mehreren Jahren Unterbrechungen im überwiegend negativen Betrag der Korrelation auf. Der größte Anteil dieser Korrelation geht direkt auf atmosphärische Signale in den ΔLOD zurück. Aus der überwiegend positiven Korrelation zwischen hydrologisch verursachten Tageslängenvariationen und SOI lässt sich schließen, dass ein indirekter Zusammenhang zwischen dem Oberflächendruck über dem Pazifik und hydrologischen Massenvariationen besteht. Vermutlich wird dieser Zusammenhang durch Variation der Niederschläge übertragen.

6.2.3. Langperiodische Signale und Trends

Um langperiodische Variationen in den hydrologischen Drehimpulsfunktionen zu untersuchen, wurden die Zeitreihen trendbereinigt und mit einem gleitenden Mittelwertfilter über vier Jahre bearbeitet. Nach der Filterung können noch einige Restbestände von geglätteten ENSO-Signalen verbleiben. Die Zeitreihen der hydrologischen Drehimpulsfunktionen aus HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} enthalten deutliche langperiodische Schwingungen (Abbildung 6.26). Dabei sind die interannuellen Variationen von HS_{ECHAM} geringer als die hydrologischen Simulationen mit Reanalyseantrieb. Von allen drei Simulationen weist HS_{NCEP} in den horizontalen Komponenten der χ -Funktionen die höchste Variabilität auf. Die niedrigfrequenten Signale können sowohl auf natürlichen interannuellen Prozessen beruhen als auch durch grundlegende Probleme bei der Modellierung hervorgerufen worden sein. Ihre Herkunft wird im folgenden untersucht.

Die Variabilität im interannuellen und dekadischen Bereich wird bei ECHAM über den Antrieb mit Meeresoberflächentemperaturen und Meereisbedeckungsgraden auf die Simulationen übertragen. Die Variabilität der Atmosphäre in den Reanalysemodellen ergibt sich durch die assimilierten Beobachtungsdaten. Auffällig gut stimmen die langperiodischen Variationen in $\chi_{1,\text{ECMWF}}$ und $\chi_{1,\text{ECHAM}}$ zwischen 1970-1990 überein. Damit unterstützt die Simulation HS_{ECMWF} die simulierte Variabilität von HS_{ECHAM} und belegt, dass auf diesen Zeitskalen auch das freie Modell ECHAM eine realistische Variabilität zu reproduzieren vermag. Für ECMWF wiederum wird durch die gute Übereinstimmung der langperiodischen Variabilität mit ECHAM in den horizontalen Drehimpulsfunktionen der Fortschritt der ERA40-Reanalyse als Reanalyse der 2. Generation im Vergleich zu NCEP/NCAR als Reanalyse der 1. Generation belegt. In den hydrologischen Simulationen mit Reanalyse-Antrieben entstehen langperiodische Variationen durch die Wechsel der Beobachtungssysteme, die die zu assimilierenden atmosphärischen Größen messen. In $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ spiegeln sich die Trends der drei Epochen der ERA40-Reanalyse des ECMWF (Kapitel 4.2) stark wider. Das lokale Maximum in ΔLOD in den Jahren 1973-1978 fällt zeitlich mit der Assi-

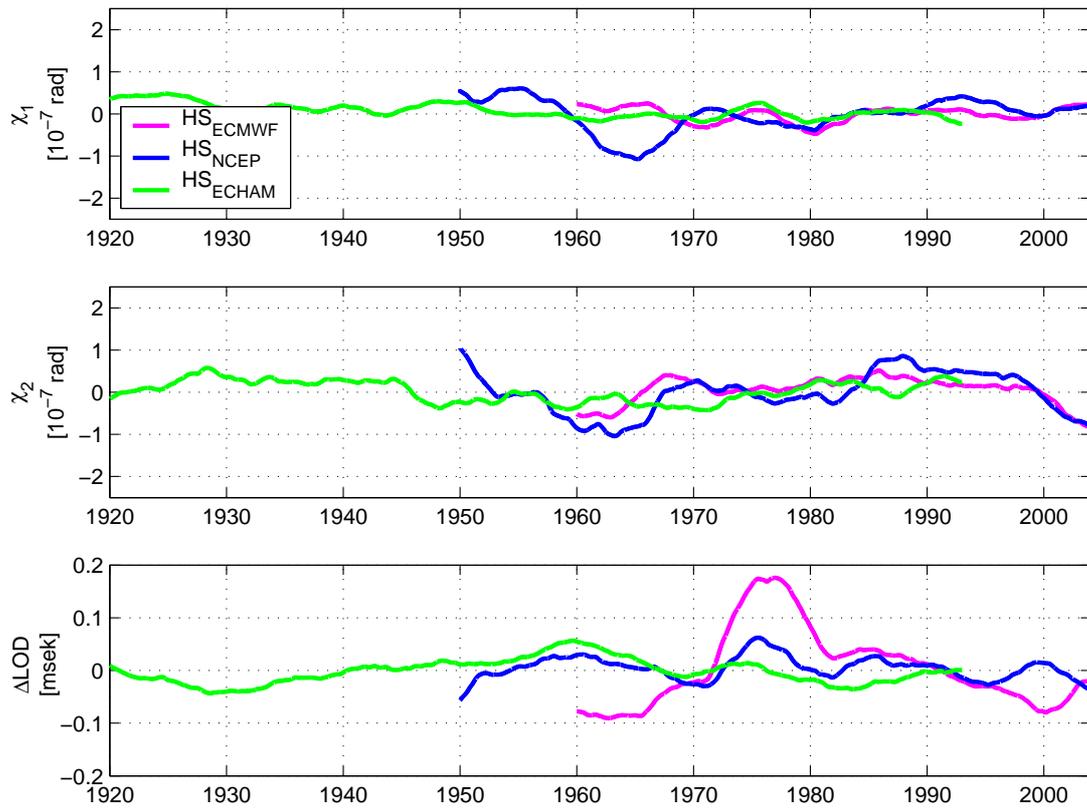


Abb. 6.26.: Interannuelle Variationen dargestellt durch ein gleitendes Mittel über 4 Jahre in den horizontalen Drehimpulsfunktionen und ΔLOD aus HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} .

milation von Radiometer-Daten bei der ERA40-Reanalyse zusammen. Da diese die Feuchtigkeitsanalyse des Assimilationsmodells und damit den globalen Wasserkreislauf beeinflussen, ist ein Zusammenhang zwischen den assimilierten Beobachtungen und dem lokalen Maximum in $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$ sehr wahrscheinlich. Reale Variationen und Variation, die durch den Wechsel des Beobachtungssystems hervorgerufen wurden, lassen sich in den berechneten hydrologischen Drehimpulsfunktionen nicht voneinander trennen. Reanalysedaten eignen sich durch ihre Zeitabhängigkeit von den verfügbaren Beobachtungssystemen nur bedingt für Analysen interannueller Schwankungen. In ΔLOD wirken sich die Inhomogenitäten in den assimilierten Daten besonders stark aus, da vor allem die Niederschläge in den Tropen von verschiedenen Beobachtungsverfahren unterschiedlich genau gemessen werden. ΔLOD ist besonders sensitiv in bezug auf Massenvariationen in äquaturnahen Breiten.

Chen and Wilson (2005) berechneten tägliche hydrologische Anregungsfunktionen der Polbewegung sowie ΔLOD aus NCEP-Daten für den Zeitraum 1948-2005. Diese Zeitreihen sind beim Subbureau for Hydrology des Global Geophysical Fluids Center erhältlich und beziehen sich auf Datenfelder von Bodenfeuchte und Schnee. Der Vergleich der Simulation HS_{NCEP} mit den Drehimpulsfunktionen von Chen and Wilson (2005) ergab, dass die interannuellen Variationen der eigenen Simulationen im Verhältnis zu den Referenzreihen vier bis fünfmal höher sind, ansonsten aber ein sehr ähnliches Verhalten aufweisen (Abbildung 6.27). Obwohl die Simulation der Landoberflächenprozesse mit unterschiedlichen Modellen durchgeführt wurden, korrelieren die langperiodischen Schwingungen in den Zeitreihen beider Simulationen stark mit Werten von 0,88 (χ_1), 0,64 (χ_2) und 0,78 (ΔLOD). Die Anregung der langperiodischen Schwingungen muss daher bereits in den Antriebsdaten für das Landoberflächenmodell Niederschlag und Temperatur enthalten sein. Fan et al. (2003) stellten ebenfalls langperiodische Schwingungen in simulierten Bodenfeuchtefeldern fest und vermuteten einen Zusammenhang mit niedrigfrequenten Variationen im Niederschlag und der Lufttemperatur über Land. Bei den eigenen Simulationen wirken sich die berücksichtigten Beiträge der lateralen Wasserbilanz zusätzlich verstärkend auf die langperiodischen Variationen aus.

Um zu untersuchen, inwiefern die langperiodischen Variationen in den simulierten hydrologischen Massenvariationen und den daraus resultierenden Drehimpulsfunktionen durch langperiodische Signale in den atmosphärischen Antrieben hervorgerufen worden sind, wurde eine Hauptkomponentenanalyse sowohl mit den tiefpassgefilterten kontinentalen Wasserverteilungen als auch mit den Antriebsdaten von HS_{NCEP} durchgeführt. Die daraus gewonnenen Hauptkomponenten wurden mittels linearer Regression an die HAM angepasst. Aus den Ergebnissen der Regression wurde dann die gemeinsame erklärte Varianz zwischen Hauptkomponenten der Antriebsdaten und Drehimpulsfunktionen ermittelt.

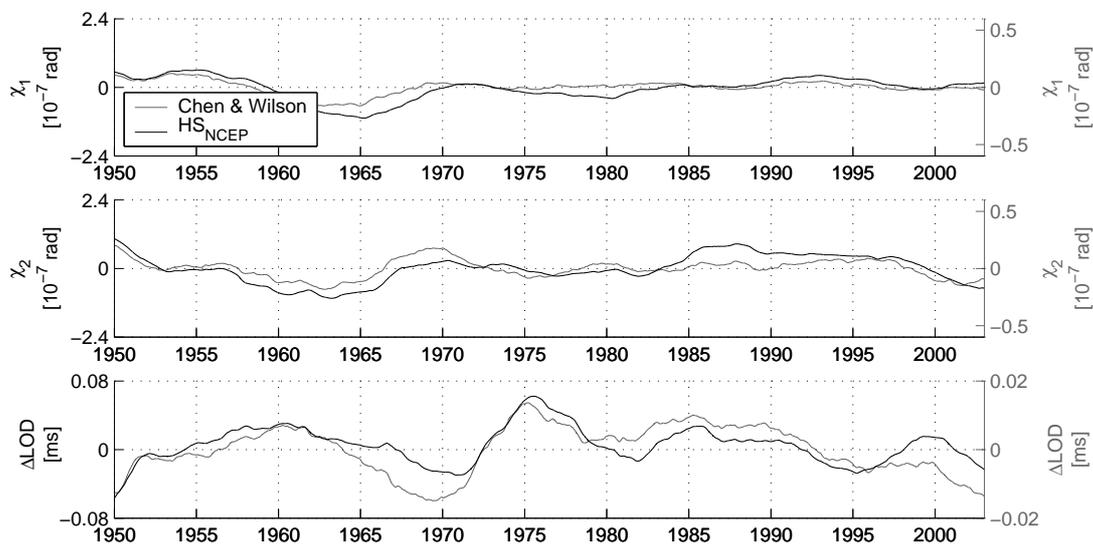


Abb. 6.27.: Interannuelle Variationen dargestellt durch ein gleitendes Mittel über 4 Jahre aus HS_{NCEP} (linke Achse) und aus Bodenfeuchte und Schnee von NCEP (Chen and Wilson, 2005) (rechte Achse).

Tab. 6.10.: Erklärte globale Varianzen durch die entsprechende Hauptkomponente aus hydrologischen Massenverteilungen und Anteil der gemeinsamen erklärten Varianz mit $\chi_{1,NCEP}$, $\chi_{2,NCEP}$ und ΔLOD_{NCEP} in %.

| EOF | kontinentales Wasser | | | |
|-----|----------------------|----------|----------|--------------|
| | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
| 1 | 56,63 | 49,93 | 87,49 | 61,89 |
| 2 | 13,12 | 29,07 | 0,40 | 3,99 |
| 3 | 10,58 | 5,23 | 2,70 | 11,83 |
| 4 | 8,95 | 6,14 | 5,79 | 3,08 |
| 5 | 3,97 | 0,61 | 2,50 | 10,79 |

Als erstes wurden die hydrologischen Massenvariationen mit der Hauptkomponentenanalyse auf langperiodische Variationen untersucht. Die ersten drei Moden erklären global bereits 80% der Varianzen durch langperiodische Variationen (Tabelle 6.10). Hohe langperiodische Variationen treten insbesondere in wasserreichen Gebieten, wie den Tropen in Südamerika, in Nordamerika, in Ostasien aber auch in relativ trockenen Gebieten wie Südafrika und Australien auf.

Die erste Hauptkomponente in Abbildung 6.29 zeigt einen Trend, der durch einen Massenzuwachs in Südamerika, Australien, Nordamerika und Südafrika hervorgerufen wird (Abbildung 6.28) und über die Hälfte der globalen Varianz erklärt (siehe Tabelle 6.10). Die Sahelzone in Afrika, Patagonien und Ostasien tendierten hingegen über den betrachteten Zeitraum zu zunehmender Trockenheit. Dieser Trend in den Wasserverteilungen bewirkt auch den starken Trend in $\chi_{2,NCEP}$. Überlagert sind diesem Trend die Variationen der dritten Mode, welche ähnliche Muster wie die erste Mode zeigen und in den Jahren von etwa 1955 bis 1970 den Trend aus der ersten Hauptkomponente abschwächen. Die zweite Mode erklärt etwa 30% der gemeinsamen Variabilität mit $\chi_{1,NCEP}$, eine Zuordnung der Moden zu physikalischen Prozessen konnte hierfür jedoch nicht gefunden werden.

Durch eine getrennte Untersuchung der Komponenten Bodenfeuchte und Schnee lässt sich feststellen, ob der ermittelte Trend beide Komponenten gleichermaßen betrifft. Für HS_{NCEP} zeigt die erste EOF deutliche Trends sowohl für Bodenfeuchte als auch für Schnee (Abbildungen 6.30 und 6.31). Ein durchgängiger linearer Trend tritt bei der Komponente Schnee auf. Dieser Trend wird durch einen starken Massenzuwachs mit lokalem Charakter in wenigen Gebieten mit hohen Bergen hervorgerufen, so um den Mt. McKinley in Nordamerika, den Aconcagua in Südamerika sowie in Skandinavien und auf der Taimyr-Halbinsel in Nordasien. Die erste Hauptkomponente der Bodenfeuchte zeigt eine langperiodische Schwingung in sehr vielen Gebieten mit hohen Wasservariationen, die einer Überlagerung der ersten und dritten Hauptkomponenten der hydrologischen Variationen in Abbildung (6.28) entspricht. Ein linearer Anstieg der Bodenfeuchte tritt damit erst ab Mitte der 60-er Jahre in Erscheinung.

Nach der vorangegangenen Identifikation der Gebiete mit langperiodischen Variationen oder Massentrends werden nun die Antriebsdaten Niederschlag und Temperatur für HS_{NCEP} untersucht, um eventuelle Übereinstimmungen der Variationen und Trends in den simulierten hydrologischen Größen und den Antriebsdaten aufdecken zu können.

Die ersten drei Moden der Hauptkomponentenanalyse erklären 80 bis 90 % der globalen Variabilität von Niederschlägen und Temperaturen. Durch diese ersten drei EOFs lassen sich die HAM bereits sehr gut approximieren. Das bedeutet, dass langperiodische Variationen in den Antriebsdaten sehr stark mit denen in den HAM korreliert sind. Die langperiodischen Variationen der Niederschläge weisen eine besonders hohe Übereinstimmung mit den simulierten Wasservaria-

6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen

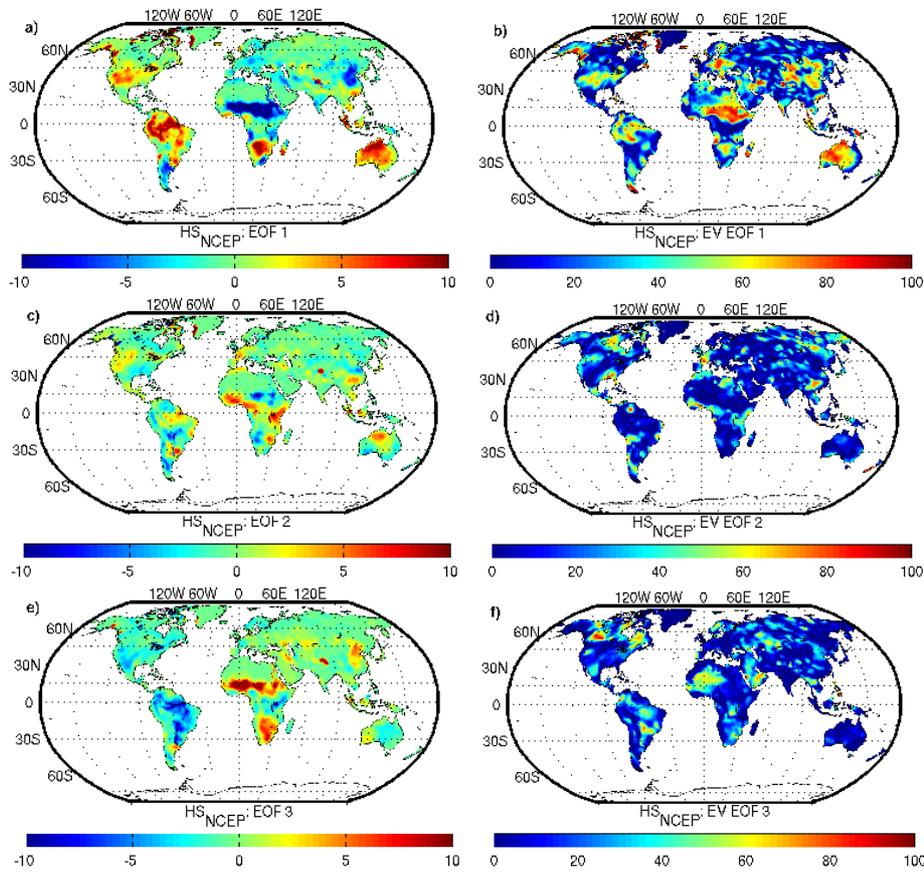


Abb. 6.28.: a) Erste, c) zweite und e) dritte Mode der EOF aus hydrologischen Massen-anomalien von HS_{NCEP} und lokal erklärte Varianzen der b) ersten d) zweiten und f) dritten EOF.

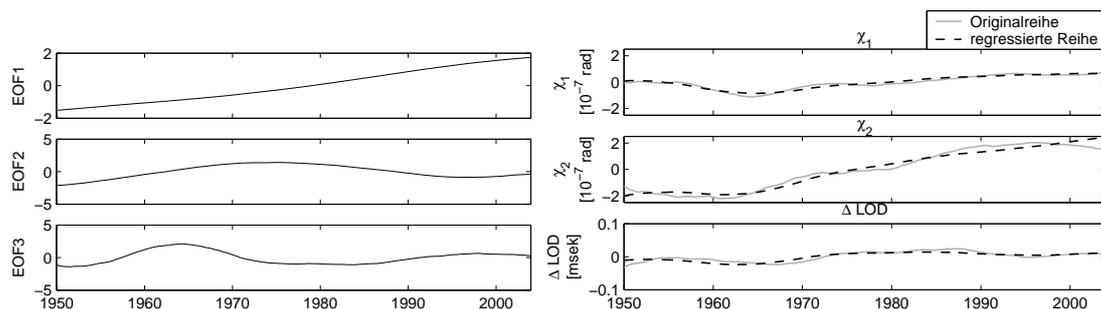


Abb. 6.29.: Erste drei Hauptkomponenten langperiodischer hydrologischer Massenvariationen und deren an die χ -Funktionen und ΔLOD regressive Zeitreihen.

6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen

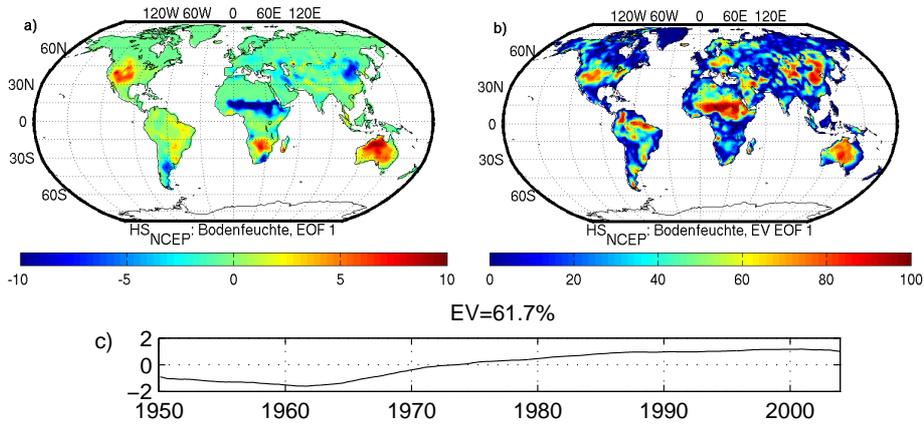


Abb. 6.30.: Erste EOF der Bodenfeuchte von HS_{NCEP} in cm äquivalente Wassersäule, a) globale Verteilung, b) lokal erklärte Varianz [%] und c) Hauptkomponente mit 61,7% global erklärter Varianz.

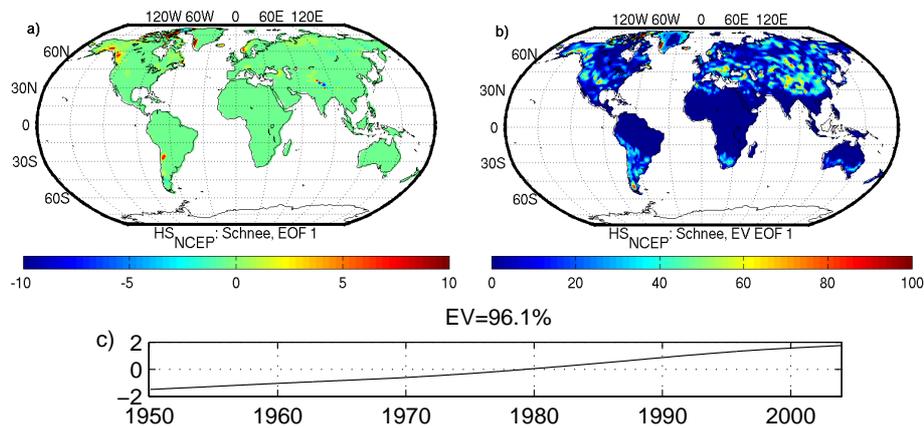


Abb. 6.31.: Erste EOF des Schnees aus HS_{NCEP} in cm äquivalente Wassersäule, a) globale Verteilung, b) lokal erklärte Varianz [%] und c) Hauptkomponente mit 96,1% global erklärter Varianz.

Tab. 6.11.: Erklärte globale Varianzen durch die entsprechende Hauptkomponente aus Niederschlag und Temperatur und Anteil der gemeinsamen erklärten Varianz mit $\chi_{1,NCEP}$, $\chi_{2,NCEP}$ und ΔLOD_{NCEP} in %.

| EOF | Niederschlag | | | | Temperatur | | | |
|-----|--------------|----------|----------|--------------|------------|----------|----------|--------------|
| | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD | glob. | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
| 1 | 56,63 | 49,93 | 87,49 | 61,89 | 49,93 | 59,82 | 58,24 | 21,64 |
| 2 | 13,12 | 29,07 | 0,40 | 3,99 | 22,96 | 5,68 | 33,06 | 41,21 |
| 3 | 10,58 | 5,23 | 2,70 | 11,83 | 11,32 | 21,05 | 1,33 | 4,95 |
| 4 | 8,95 | 6,14 | 5,79 | 3,08 | 4,66 | 4,82 | 4,57 | 7,35 |
| 5 | 3,97 | 0,61 | 2,50 | 10,79 | 3,40 | 0,37 | 1,92 | 0,01 |

tionen auf. Die erste und dritte Mode der Hauptkomponentenanalyse der kontinentalen Wasservariationen in Abbildung 6.28 und die erste Mode aus den Niederschlägen in Abbildung 6.33 zeigen eine gute Übereinstimmung in Südamerika, Afrika und Ostasien. Die erste Hauptkomponente der Niederschläge in Abbildung 6.33 stimmt mit der ersten Hauptkomponente der Bodenfeuchte in Abbildung 6.30 überein. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass sich langperiodische Trends aus den Niederschlägen auf die Variationen der Bodenfeuchte übertragen. Dies hat besonders große Auswirkungen auf $\chi_{2,NCEP}$. 87 % der langperiodischen Variationen von $\chi_{2,NCEP}$ lassen sich allein mit der 1. EOF langperiodischer Variationen in den Niederschlägen erklären.

Auch die ersten drei ermittelten Hauptkomponenten langperiodischer Temperaturvariationen von NCEP erklären einen hohen Anteil der Variabilität in den hydrologischen Drehimpulsfunktionen von HS_{NCEP} (vgl. Tabelle 6.11). Die Verteilungsmuster der ersten drei EOF aus NCEP-Temperaturen (Abbildung 6.34) zeigen jedoch weniger Übereinstimmungen mit den Mustern der ersten drei EOF hydrologischer Massen-anomalien (Abbildung 6.28) als die Muster der Niederschläge. Die Regionen, in denen die Temperaturvariationen lokal einen hohen Anteil der Varianz erklären (z.B. in Nordwestasien), sind in den ersten drei EOF der simulierten hydrologischen Massen-anomalien nicht durch hohe Werte lokal erklärter Varianz gekennzeichnet. Die vorhandene gemeinsame langperiodische Variabilität in den HAM und den Hauptkomponenten der EOF ist nicht direkt auf den Einfluss der Temperaturen auf die hydrologischen Massen-anomalien zurückführbar. Die Temperaturen haben damit weniger Bedeutung für die Variabilität der HAM als die Niederschläge.

Langperiodische Signale in den berechneten χ -Funktionen sind mit hoher Wahrscheinlichkeit auf eine Verstärkung langperiodischer Signale in den Antriebsdaten zurückführbar. Besonders Variationen der Niederschläge wirken sich in gleichem Maße auf die simulierten hydrologischen Variationen aus, während ein direkter Einfluss der langperiodischen Variationen in den Temperaturen nicht direkt zu erkennen ist. Die Intensität des Anteils langperiodischer Signale ist notwendigerweise vom hydrologischen Modell bzw. den im Modell parametrisierten Landoberflächenprozessen abhängig, wie ein Vergleich zwischen Drehimpulsfunktionen eigener Simulationen mit NCEP-Antrieben und Zeitreihen von Chao et al. (2000) zeigt. Die starke Abhängigkeit der hydrologischen Massenvariationen vom Niederschlag ist damit erklärbar, dass das SLS die Größen des hydrologischen Kreislaufes nur in Abhängigkeit von den Antriebsdaten Niederschlag und Temperatur simuliert.

Für HS_{ECMWF} tritt ebenfalls eine starke Korrelation zwischen den ersten Hauptkomponenten der Niederschläge und der simulierten Wasseranomalien auf. Bei HS_{ECHAM} ist diese Abhängigkeit dagegen nicht erkennbar ausgeprägt. Das liegt zum einen daran, dass im ECHAM-internen Landoberflächenmodul neben Nie-

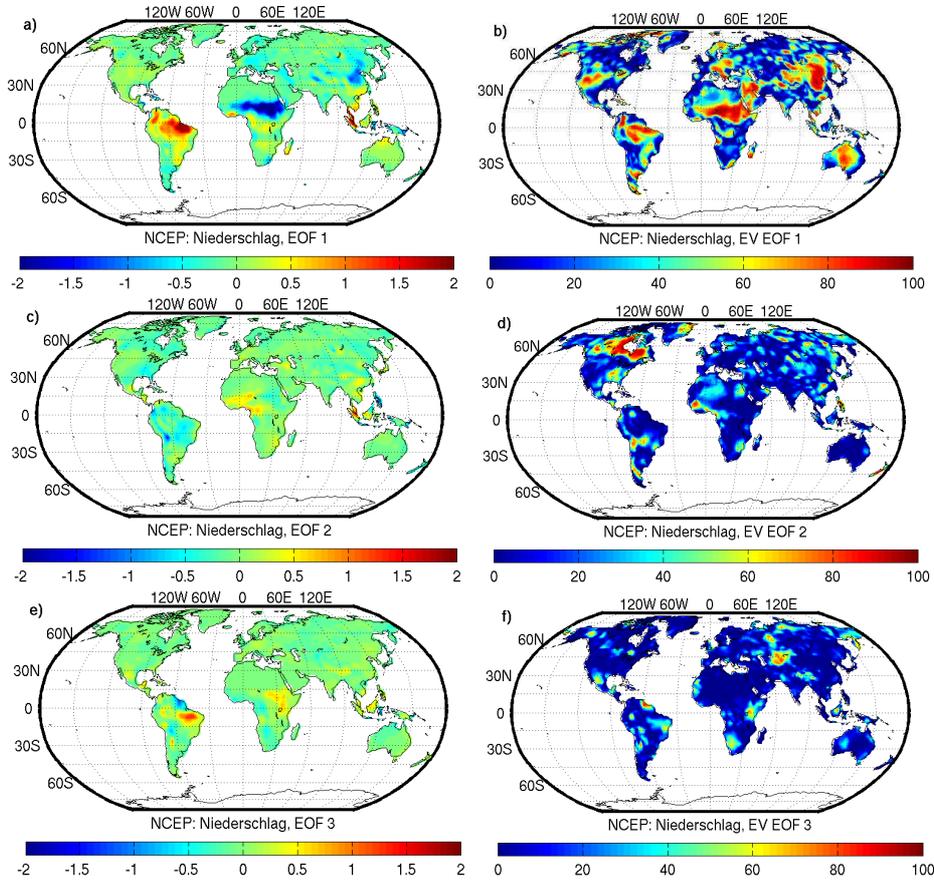


Abb. 6.32.: a) Erste, c) zweite und e) dritte Mode der EOF zu langperiodischen Niederschlagsvariationen von NCEP in $10^{-8} \text{m}^3/\text{s}$ und b), d) und f) erklärte lokale Varianzen in %.

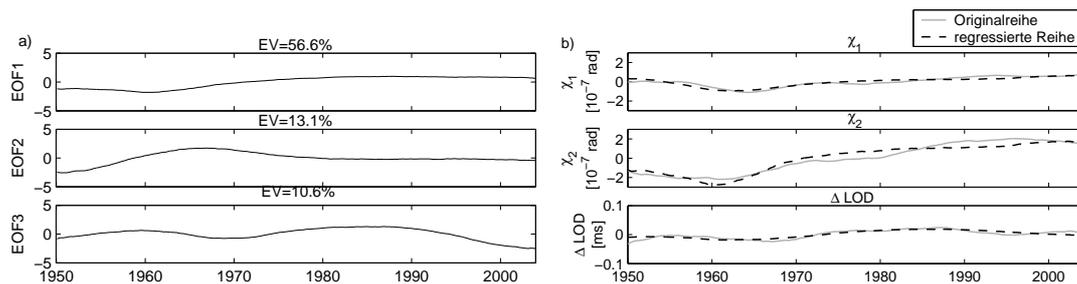


Abb. 6.33.: Erste bis dritte Hauptkomponente langperiodischer Variationen von NCEP-Niederschlägen und an die χ -Funktionen und ΔLOD regressive Zeitreihen.

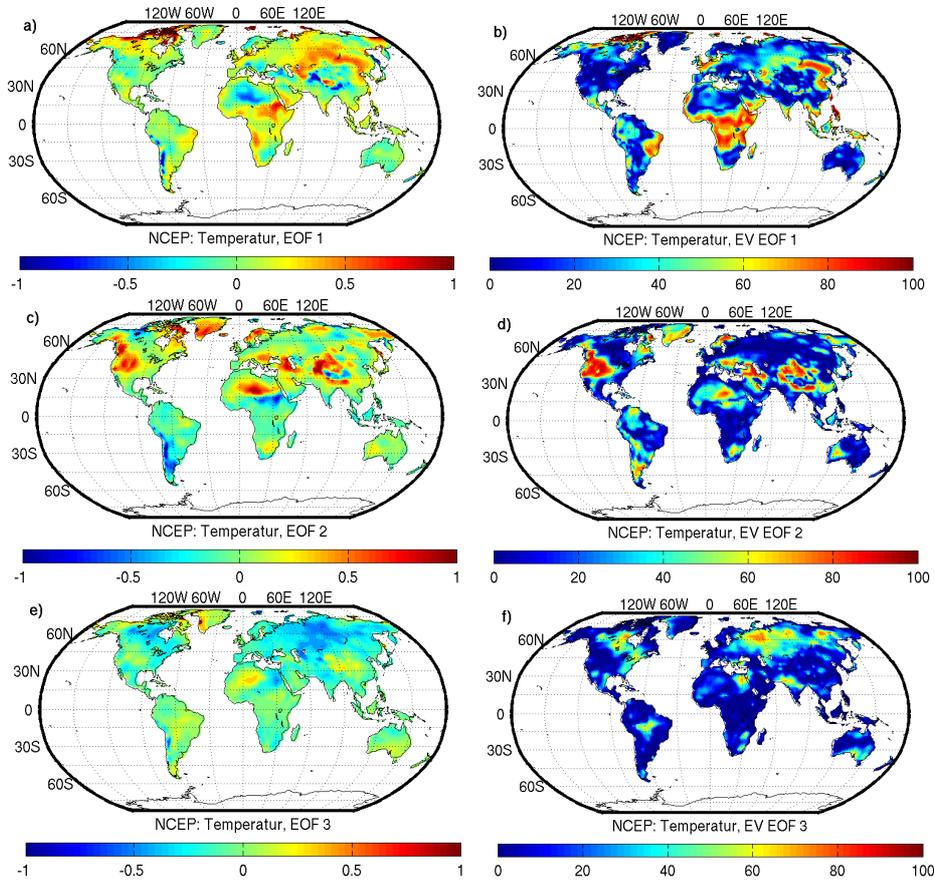


Abb. 6.34.: Erste bis dritte Mode der Hauptkomponentenanalyse von langperiodischen Variationen der NCEP-Temperaturen in K und erklärte lokale Varianzen in %.

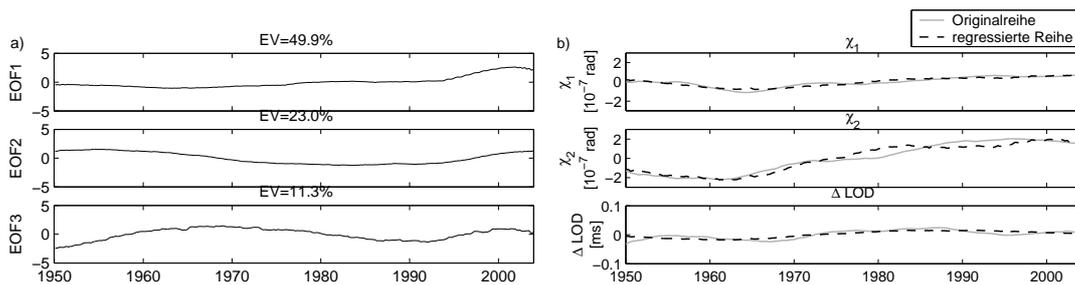


Abb. 6.35.: Erste bis dritte Hauptkomponente langperiodischer Variationen der NCEP-Temperaturen und an die χ -Funktionen und ΔLOD regressive Zeitreihen.

Tab. 6.12.: Indizierung und Zusammensetzung der verwendeten hydrologischen Datensätze im Überblick.

| Indizierung | Zusammensetzung der hydrologischen Felder |
|---------------------|---|
| HS _{ECHAM} | Niederschlag-Verdunstung+Zufluss-Abfluss, ECHAM4+HDM |
| HS _{NCEP} | Niederschlag-Verdunstung+Zufluss-Abfluss, NCEP+SLS+HDM |
| HS _{ECMWF} | Niederschlag-Verdunstung+Zufluss-Abfluss, ECMWF+SLS+HDM |
| LaD | Schnee+Bodenwasser+oberes Grundwasser |
| H69 | Bodenfeuchte |
| WGHM | Schnee+Bodenwasser+oberes Grundwasser+Oberflächenwasser |
| Dill 1 | Niederschlag-Verdunstung-Runoff, DAAC ¹ |
| Dill 2 | Niederschlag-Verdunstung+Schnee, ECHAM3 |
| Dill 3 | Bodenfeuchte+Schnee, ECHAM3 |
| Chen 1 | Bodenwasser, LDAS |
| Chen 2 | Bodenfeuchte+Schnee, NCEP |
| Chao | Niederschlag-Verdunstung+Schnee |

derschlägen und Temperaturen noch zusätzliche Größen wie Windgeschwindigkeit und Luftfeuchte sowie zahlreiche Rückkopplungseffekte berücksichtigt werden. Zum anderen sind die starken langperiodischen Variationen der Niederschläge und Temperaturen bei den Reanalysen möglicherweise künstlich durch die Wechsel der Beobachtungstechnik assimilierter Größen erzeugt worden.

6.2.4. Vergleiche mit Ergebnissen anderer Simulationen

Zum Vergleich der berechneten HAM wurden Zeitreihen aus Simulationen der hydrologischen Modelle LaD, WGHM und H96 hinzugezogen. Die aus den frei verfügbaren Feldern hydrologischer Massenverteilungen dieser Modelle resultierenden Drehimpulsfunktionen wurden freundlicherweise von R. Hengst (persönl. Kommunikation) zur Verfügung gestellt. Desweiteren werden Ergebnisse der Veröffentlichungen von Dill (2002), Chen and Wilson (2005) und Chao (1988) mit eigenen Werten in Bezug auf das analysierte Jahressignal verglichen. Die den HAM unterschiedlicher Autoren zugrunde liegenden Wasserfelder beinhalten verschiedene hydrologische Teilkomponenten. Diese Komponenten, sowie ihre in diesem Kapitel verwendete Indizierung sind in Tabelle 6.12 aufgelistet.

Der Vergleich der Jahressignale der HAM bezieht sich auf den gemeinsamen Überdeckungsbereich aller vorliegenden Zeitreihen von 1980-1995 und auf eine monatliche Auflösung. Ergebnisse der anderen Autoren sind den jeweiligen Veröffentlichungen entnommen. Durch unterschiedliche Analysezeiträume können bei nicht strengperiodischen Signalen geringfügige Variationen der Phasen und Amplituden auftreten.

¹Distributed Active Archive Center

Die hydrologischen Drehimpulsfunktionen der eigenen Simulationen und der drei erwähnten hydrologischen Modelle sind in Abbildung 6.36 dargestellt. Im Vergleich zu den anderen drei Modellen weisen die χ_1 -Funktionen der eigenen Simulationen mehr als doppelt so hohe Jahresamplituden auf. Das ist vor allem auf die höheren annuellen Variabilitäten bei den eigenen simulierten Wasserfeldern zurückzuführen. Wie die EOF-Analyse zeigte, beeinflussen die annuellen Variationen vor allem χ_1 . Die höhere Variabilität bei den Simulationen mit dem SLS ist modellbedingt, wie in Kapitel 5.2 nachgewiesen wurde. Dies erklärt dennoch nicht die ebenso hohen annuellen Variationen bei $\chi_{1,ECHAM}$. Gemeinsam ist den Simulationen des SLS und HS_{ECHAM} die im Vergleich zu anderen Modellen höhere Variabilität in Südamerika. Ein Teil der höheren annuellen Amplituden bei χ_1 kann durch die Berücksichtigung der Variationen des lateralen Wassertransportes erklärt werden. Dieser erhöht die annuelle Amplitude bei $\chi_{1,ECHAM}$ und $\chi_{1,ECMWF}$ um etwa 40%, bei $\chi_{1,NCEP}$ um etwa 30%. Das WGHM weist allerdings besonders niedrige annuelle Variationen in χ_1 auf, obwohl es ebenfalls Oberflächenabfluss berücksichtigt. Wie die Validation der Wasserverteilungen in Kapitel 5.4 ergab, zeigt WGHM allgemein eine niedrigere annuelle Variabilität der Wasseranomalien als andere hydrologische Modelle. Diese können auch die Variationen der lateralen Wasserbilanz nicht kompensieren. Als eine weitere Ursache für die generell höheren Amplituden bei χ_1 der eigenen Simulationen sei die Antriebsgröße Niederschlag genannt, die bei den eigenen Simulationen aus Reanalysedaten oder dem globalen Klimamodell ECHAM bezogen wird, während die drei hydrologischen Vergleichsmodelle ihre Niederschlagswerte aus Messwerten des CPC und des CRU-Datensatzes beziehen. In Kapitel 4.4.1 wurde mit Abbildung 4.1 gezeigt, dass die globale Niederschlagskurve für die Messwerte im Mittel unter den Kurven der atmosphärischen Modelle liegt. Damit lässt sich leider nicht die ebenso hohe Amplitude des Jahressignals in $\chi_{1,NCEP}$ erklären, denn das Jahressignal der NCEP-Niederschläge wurde vor der Simulation an die Messwerte vom GPCC angepasst. Vermutlich tragen alle eben genannten Ursachen in Kombination zu den höheren annuellen Amplituden in χ_1 bei.

Die eigenen Simulationen unterscheiden sich in χ_2 von denen des LaD, des H96 und des WGHM insbesondere durch ihre stärkeren langperiodischen Variationen und die unregelmäßige Amplitudenstärke im Auftreten des Jahressignals. Die langperiodischen Variationen in den Zeitreihen von HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} werden durch wechselnde Beobachtungssysteme bei der Reanalyse hervorgerufen. Bei allen Simulationen tritt außerdem in Zellen, in denen die Wasserbilanz nicht ausgeglichen ist (zum Beispiel vergletscherte Zellen), eine dauerhafte Akkumulierung von Masse auf. Das „unendliche Gedächtnis“ dieser „kritischen“ Zellen ruft einen nicht linearen Trend hervor und verstärkt die bereits in den Antriebsdaten enthaltenen langperiodischen Variationen. Im Gegensatz dazu werden bei den zum Vergleich hinzugezogenen hydrologischen Modellen Beobachtungsdaten der Niederschläge verwendet und kritische Zellen oder Speicherkomponenten nicht

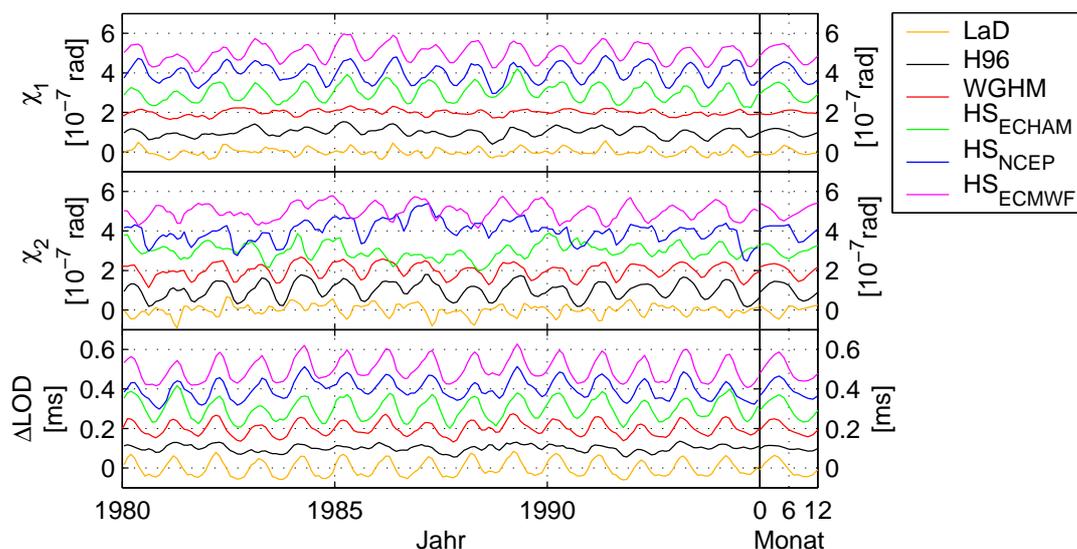


Abb. 6.36.: χ -Funktionen und Tageslängenvariationen aus Simulationen verschiedener hydrologischer Modelle mit Offsets von je 10^{-7} rad bzw. 0, 1ms.

berücksichtigt.

In χ_2 zeigt sich die Abhängigkeit des mittleren Jahresgangs vom Niederschlagsantrieb. Der Jahresgang von $\chi_{2,NCEP}$ stimmt sehr gut mit dem Jahresgang von WGHM überein. Beide mittlere Jahresgänge der Niederschläge beziehen sich auf Beobachtungsdaten. Auch zu H96, ebenfalls mit beobachteten Niederschlägen angetrieben, tritt eine gute Übereinstimmung des Jahressignals von HS_{NCEP} auf, obwohl H96 weder Schnee noch Wassertransport simuliert. In Kapitel 6.2.1 wurde gezeigt, dass in χ_2 insbesondere der Wassertransport das mittlere Jahressignal bestimmt. In den simulierten HAM von H96 kompensieren sich offenbar die Fehler, die durch die Vernachlässigung der Beiträge aus Schnee und Wassertransport entstehen. $\chi_{2,ECHAM}$ und $\chi_{2,ECMWF}$, deren Niederschlagsantriebe aus unmodifizierten atmosphärischen Niederschlägen bestehen, sowie $\chi_{2,LaD}$, das seinen Antrieb aus einer Niederschlags-Reanalyse bezieht, weisen abweichende Jahressignale von denen der anderen Modelle auf.

Bei den Variationen der Tageslängen ist eine gute Übereinstimmung der eigenen HAM mit denen aus WGHM und LaD ersichtlich. Das Jahressignal der Tageslängenschwankungen von H96 besitzt eine deutlich geringere Amplitude als das Jahressignal der anderen Simulationen. Da sich in ΔLOD die hydrologischen Gesamtmassenvariationen widerspiegeln (vgl. Kapitel 2, Gleichung 2.47), beeinflusst die in H96 nichtberücksichtigte Komponente Schnee ΔLOD stärker die horizontalen HAM.

Um eigene Ergebnisse besser mit denen aus den in Tabelle 6.12 aufgelisteten Quel-

Tab. 6.13.: Amplituden und Phasen der annualen prograden und retrograden Beiträge simulierter hydrologischer Drehimpulsfunktionen. Zusätzlich sind Ergebnisse von Dill (2002), Chen and Wilson (2005) und von Chao and O'Connor (1988) aufgelistet.

| annuelle Anregung | prograd | | retrograd | |
|-------------------|------------------|-----------------|------------------|-----------------|
| | $A [10^{-7}rad]$ | $\phi [^\circ]$ | $A [10^{-7}rad]$ | $\phi [^\circ]$ |
| ECHAM 4 | | | | |
| P-E-(R+D) | 0,161 | -61,6 | 0,160 | 52,4 |
| lateral | 0,091 | 148,7 | 0,311 | 102,9 |
| summe | 0,095 | -90,4 | 0,431 | 86,3 |
| NCEP | | | | |
| P-E-(R+D) | 0,236 | -94,8 | 0,212 | 159,3 |
| lateral | 0,074 | 37,8 | 0,257 | 126,3 |
| summe | 0,194 | -78,5 | 0,449 | 141,2 |
| ECMWF | | | | |
| P-E-(R+D) | 0,304 | -126,4 | 0,187 | 18,5 |
| lateral | 0,160 | 77,1 | 0,392 | 105,2 |
| summe | 0,170 | -148,4 | 0,444 | 80,3 |
| LaD | 0,191 | -171,1 | 0,063 | 58,6 |
| H96 | 0,283 | -22,0 | 0,264 | 158,1 |
| WGHM | 0,172 | 40,7 | 0,255 | 157,3 |
| Dill 1 | 0,083 | -41,0 | 0,045 | -119,3 |
| Dill 2 | 0,080 | 170,1 | 0,115 | -47,8 |
| Dill 3 | 0,159 | 25,9 | 0,153 | 174,4 |
| Chen 1 | 0,248 | -9 | 0,358 | 166 |
| Chen 2 | 0,611 | -115 | 0,423 | -30 |
| Chao | 0,092 | -74 | 0,160 | 29 |

len vergleichen zu können, wurde die Beschreibung des annualen Signales durch eine Zerlegung in eine prograde und eine retrograde Bewegung vorgenommen. Die Werte für die Vektoren des annualen Signales sind in Tabelle 6.13 gemeinsam mit den Ergebnissen anderer Autoren aufgelistet und in einer Pfeildarstellung in (Abbildung 6.37) verdeutlicht. Ergebnisse semiannualer Variationen sind in der Literatur seltener verzeichnet. Deshalb wurden hier nur die selbst berechneten Ergebnisse der eigenen Simulationen und der hydrologischen Modelle WGHM, H96 und LaD in Abbildung 6.38 dargestellt. Der Phasenwinkel bezieht sich bei allen hydrologischen Modellen auf den 1. Januar 1980, bei den Ergebnissen anderer Autoren auf den 1. Januar des in der jeweiligen Veröffentlichung angegebenen Jahres. Unterschiedlich lange Analysezeiträume können bei nicht strengperiodischen Signalen zu geringfügig abweichenden Phasenwinkeln führen. Bei annualen und semiannualen Signalen muss nur der Zeitpunkt im Jahr übereinstimmen, um eine Vergleichbarkeit zu gewährleisten.

Weder die eigenen Simulationen noch die Ergebnisse anderer Autoren zeigen eine

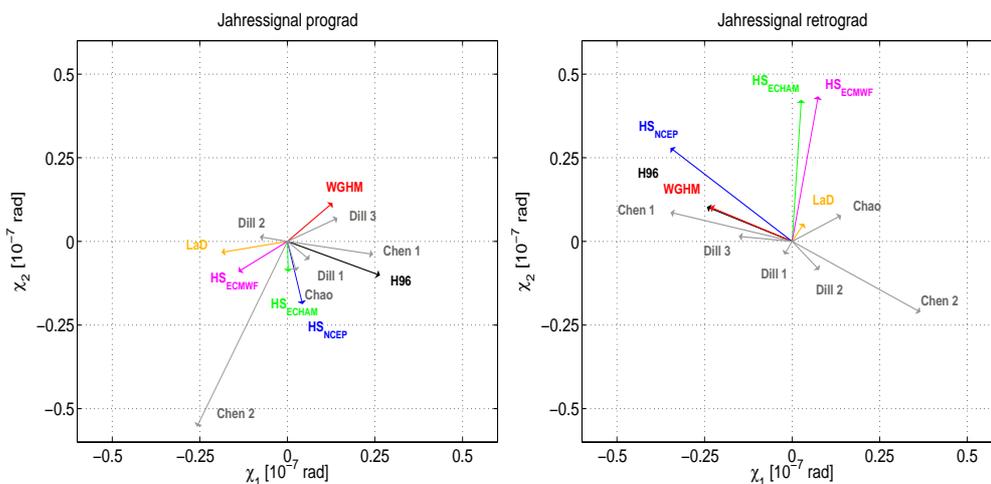


Abb. 6.37.: Pfeildarstellung der annuellen prograden und retrograden Komponenten der HAM [10^{-7} rad].

Übereinstimmung bei den Phasen der pro- und retrograden Anteile des annuellen Signals. Die Amplituden der prograden Bewegungen liegen mit Ausnahme der hohen annuellen Amplitude in der berechneten Komponente von Bodenfeuchte und Schnee aus NCEP (Chen2, Chen and Wilson, 2005), alle in etwa der gleichen Größenordnung. Bei den retrograden Bewegungen fallen die eigenen Simulationen besonders durch ihre hohe Amplitude auf. Eine getrennte Auswertung von Variationen der vertikalen und der lateralen Wasserbilanz bei den eigenen Simulationen zeigt, dass durch die zusätzliche Berücksichtigung von fließendem Wasser die Phasenwinkel der prograden und retrograden Anteile um etwa 20 bis 30 Grad verändert werden. Die Amplituden werden durch die Variationen der lateralen Wasserbilanz bei der prograden Bewegung etwas reduziert und bei der retrograden Bewegung deutlich verstärkt. Dabei übertrifft der Anteil des fließenden Wassers in der retrograden Komponente sogar die annuelle Amplitude der vertikalen Wasserbilanz. Obwohl auch das WGHM Oberflächenwasser und damit Variationen in Flussläufen simuliert, fällt die Amplitude des WGHM geringer als die der eigenen Simulation aus, was auf die allgemein geringeren Massenvariationen bei WGHM zurückzuführen ist. Die Phasen der retrograden Bewegungen der in Abbildung 6.37 dargestellten Ergebnisse sind über alle vier Quadranten verteilt. Trotz der guten Übereinstimmungen der Felder annueller Wasservariationen bei den hydrologischen Modellen weichen die annuellen Signale der Drehimpulsfunktionen stark voneinander ab.

Zwischen den Phasenwinkeln der Halbjahressignale der hydrologischen Simulationen tritt eine wesentlich geringere Streuung als bei den annuellen Signalen auf. Die Phasen der prograden Komponenten der HAM von HS_{ECHAM} und HS_{NCEP} weichen von den anderen Simulationen ab. Die Amplituden des prograden Anteils

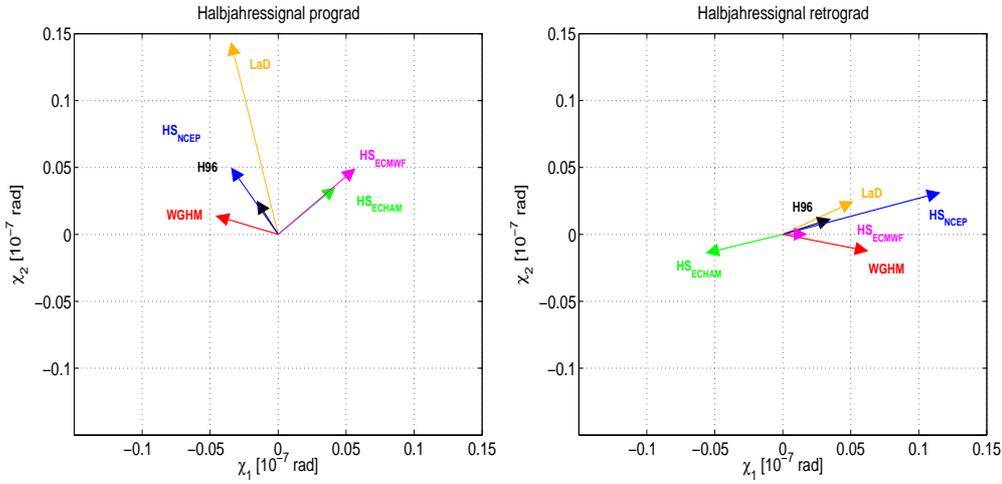


Abb. 6.38.: Pfeildarstellung der semiannuellen prograden und retrograden Komponenten der HAM [10^{-7} rad].

stimmen überwiegend überein. Nur die Amplitude des LaD fällt höher und die Amplitude von H96 niedriger aus, als die der anderen Simulationen. In der retrograden Komponente weichen der Phasenwinkel von HS_{ECHAM} und die Amplitude von HS_{NCEP} von den anderen Ergebnissen ab.

Die durch die prograden und retrograden Komponenten beschriebenen Ellipsen sind in Abbildung 6.39 dargestellt und verdeutlichen die räumliche Anregung durch die kontinentalen hydrologischen Massenvariationen. Die größere Ellipse beschreibt das Jahressignal, während das geringere Halbjahressignal durch die kleinere Ellipse dargestellt wird. Die unterschiedlichen Orientierungen und Größen der Ellipsenhalbachsen zeigen die Ungenauigkeiten in der Bestimmung der saisonalen Anregung durch die kontinentale Hydrologie. Eine annähernde Übereinstimmung tritt bei der Größe aller großen Halbachsen mit Ausnahme von LaD auf. Das annuelle Signal variiert dabei stark zwischen den unterschiedlichen Landoberflächenmodellen. Auch die eigenen Simulationen HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} weichen stark von einander ab, obwohl hier die gleiche hydrologische Modellierung (SLS+HDM) verwendet wurde. Die Abweichungen voneinander sind hier auf Unterschiede in den Antriebsdaten, insbesondere den Niederschlag, zurückzuführen.

Nach der Analyse der saisonalen Signale wurden nun die Signale der Variationen betrachtet, die nicht durch den mittleren Jahresgang verursacht werden. Dazu werden die Zeitreihen der HAM um das jeweilige mittlere Jahressignal reduziert und anschließend die in den Kurven verbleibenden Signale miteinander verglichen. Bei den eigenen Simulationen treten deutlich höhere Standardabweichungen als bei den Vergleichsmodellen (Tabelle 6.14) auf. Die hohen Standardabweichungen

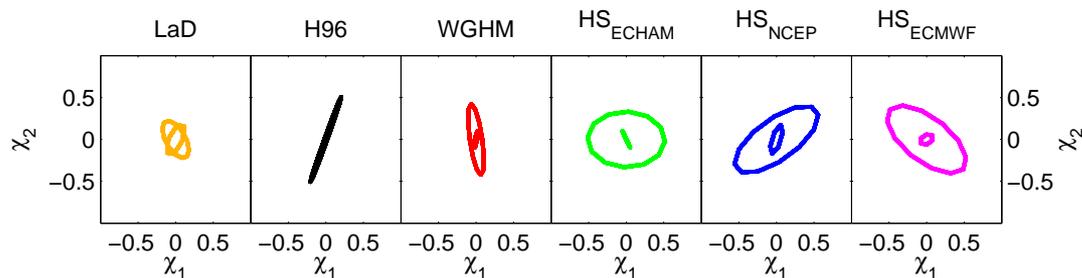


Abb. 6.39.: Annuelle und semiannuelle Signale der horizontalen HAM in 10^7 rad

Tab. 6.14.: Standardabweichungen der um das mittlere Jahressignal reduzierten Zeitreihen χ_1 und χ_2 in 10^{-7} rad und Δ LOD in μ s.

| Modell | χ_1 | χ_2 | Δ LOD |
|---------------------|----------|----------|--------------|
| HS _{ECHAM} | 0,205 | 0,286 | 19,94 |
| HS _{NCEP} | 0,215 | 0,431 | 26,46 |
| HS _{ECMWF} | 0,211 | 0,270 | 21,92 |
| LaD | 0,110 | 0,176 | 10,30 |
| H96 | 0,162 | 0,213 | 14,37 |
| WGHM | 0,127 | 0,171 | 14,31 |

in den eigenen Zeitreihen werden vor allem durch die interannuellen Signale verursacht. Wie bereits erwähnt, sind die nichtsaisonalen Variationen bei χ_2 besonders groß und am stärksten bei HS_{NCEP} ausgeprägt.

Im visuellen Vergleich lassen sich mehrere Gemeinsamkeiten in den um das mittlere Jahressignal reduzierten Zeitreihen erkennen. In Abbildung 6.40 sind einige Gemeinsamkeiten durch nummerierte Pfeile markiert. So lassen sich in χ_1 und χ_2 (Markierungen 1 und 4) während des El Niño Ereignisses 1982/1983 markante Signale in den Zeitreihen aller Simulationen mit Ausnahme von HS_{ECHAM} erkennen. Ausgeprägte Ähnlichkeiten zwischen den Zeitreihen treten auch in der Zeitepoche zwischen 1985 und 1990 auf, deren deutlichste Übereinstimmungen in χ_1 und Δ LOD in den Jahren 1986 und 1988 markiert sind (2,3,6,7). Wenige Übereinstimmungen weist der Zeitraum von 1990 bis 1994 auf. 1994 lässt sich bei mehreren Zeitreihen in der χ_2 -Komponente ein lokales Minimum erkennen (5), bei Δ LOD tritt bei allen Zeitreihen 1992 ein lokales Minimum auf (8).

Eine generelle Übereinstimmung wird durch die allgemein positive Korrelation zwischen den Zeitreihen bestätigt (Tabelle 6.15). Die Simulation HS_{ECHAM} weist hingegen niedrige bis negative Korrelationen mit den anderen Zeitreihen auf, da das freie Modell ECHAM nicht wie die anderen Simulationen direkt oder indirekt

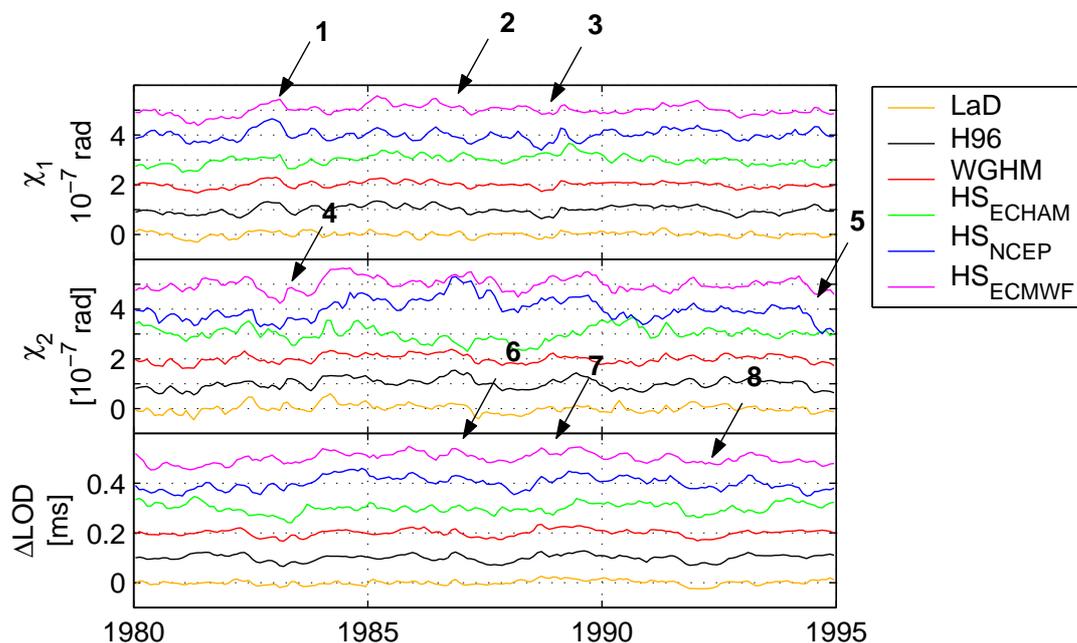


Abb. 6.40.: Simulierte χ -Funktionen und Tageslängenvariationen aus verschiedenen hydrologischen Daten nach Abzug des mittleren Jahresganges.

Tab. 6.15.: Korrelationen zwischen χ_1 (linke untere Tabellenhälfte) und zwischen χ_2 (rechte obere Tabellenhälfte) der hydrologischen Modelle.

| Korrelation χ_1/χ_2 | LaD | WGHM | H96 | HS _{ECHAM} | HS _{NCEP} | HS _{ECMWF} |
|-----------------------------|------|------|------|---------------------|--------------------|---------------------|
| LaD | - | 0,68 | 0,75 | 0,22 | 0,30 | 0,49 |
| WGHM | 0,61 | - | 0,85 | -0,05 | 0,72 | 0,74 |
| H96 | 0,73 | 0,86 | - | -0,03 | 0,59 | 0,63 |
| HS _{ECHAM} | 0,18 | 0,27 | 0,41 | - | -0,25 | 0,07 |
| HS _{NCEP} | 0,61 | 0,70 | 0,71 | -0,04 | - | 0,70 |
| HS _{ECMWF} | 0,54 | 0,76 | 0,84 | 0,42 | 0,63 | - |

Tab. 6.16.: Korrelationen zwischen ΔLOD der hydrologischen Modelle.

| Korrelation ΔLOD | LaD | WGHM | H96 | HS _{ECHAM} | HS _{NCEP} |
|--------------------------------|------|------|------|---------------------|--------------------|
| LaD | - | | | | |
| WGHM | 0,63 | - | | | |
| H96 | 0,74 | 0,87 | - | | |
| HS _{ECHAM} | 0,40 | 0,51 | 0,45 | - | |
| HS _{NCEP} | 0,24 | 0,39 | 0,46 | 0,11 | - |
| HS _{ECMWF} | 0,32 | 0,40 | 0,50 | -0,03 | 0,79 |

von Messwerten in den Antriebsgrößen profitiert. Die horizontalen Drehimpulsfunktionen der drei Vergleichsmodelle korrelieren mit Werten von 0,6 bis 0,9 besonders stark miteinander, da sie ihre Niederschlagsantriebe aus Beobachtungen beziehen. Hier stimmt auch LaD mit WGHM und H96 überein, da die interannuelle Variabilität der Niederschlagsantriebe an Messwerte angepasst worden war. Auch zwischen HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} besteht eine hohe Korrelation in χ_1 und χ_2 . Die höchsten Korrelationskoeffizienten der eigenen Simulationen mit den anderen hydrologischen Modellen weist HS_{ECMWF} auf. Bei den Tageslängenvariationen (6.16) bestehen hingegen vergleichsweise geringe Korrelationen zwischen den eigenen Simulationen und denen der anderen drei Modelle. WGHM, H96 und LaD sind untereinander mit Werten über 0,6 korreliert. Bei den eigenen Simulationen sind die Tageslängenvariationen aus HS_{ECMWF} und HS_{NCEP} mit 0,79 korreliert. ΔLOD_{ECHAM} weist höhere Korrelationen zu den Vergleichsmodellen als zu den eigenen Simulationen HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} auf.

6.2.5. Der Bewegungsterm

Im allgemeinen wird der Bewegungsterm der hydrologischen Drehimpulsfunktionen als vernachlässigbar im Vergleich zum Massenterm angenommen. Bisher bestehen noch keine gesicherten Angaben über die Größe des Bewegungsterms, da globale Angaben über Fließgeschwindigkeiten fehlen (Schuh et al., 2003, S.70). Mit der vorliegenden Studie erfolgt erstmals eine quantitative Einordnung des hydrologischen Bewegungsterms.

Der Bewegungsterm der hydrologischen Drehimpulsfunktionen ist eine Funktion der Masse des transportierten Wassers und seiner Fließgeschwindigkeit, beziehungsweise des Massentransportes. Die Fließgeschwindigkeit des Wassers ist abhängig von der Untergrundbeschaffenheit und dem Topographiegradienten. Da sich die Topographie in den betrachteten Zeiträumen von wenigen Dekaden nicht signifikant ändert, bleibt der Topographiegradient in den hier vorgenommenen Berechnungen konstant. Infolge Energieverlusts durch Reibung mit dem Untergrund ist die Fließgeschwindigkeit in der Natur bei Niedrigwasser etwas geringer und bei Hochwasser etwas höher als ihr Mittelwert (Schulze et al., 2005). Um eine zeitlich variable Fließgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Wasserstand zu modellieren, bedarf es der genauen Kenntnis über die jeweilige Flussbetttopographie. Da globale Informationen über Flussbetttopographien bisher nicht verfügbar sind, wurde der Bewegungsterm hier aus Variationen der Menge fließenden Wassers bei konstanter Geschwindigkeit berechnet. Effekte im Bewegungsterm werden hauptsächlich von Strömen mit großen Massenvariationen und hoher Fließgeschwindigkeit verursacht. Gletscher besitzen nur eine sehr geringe Fließgeschwindigkeit und wurden deshalb in dieser Arbeit nicht betrachtet.

Wie Abbildung 6.41 zeigt, treten in den äquatorialen Komponenten der Bewe-

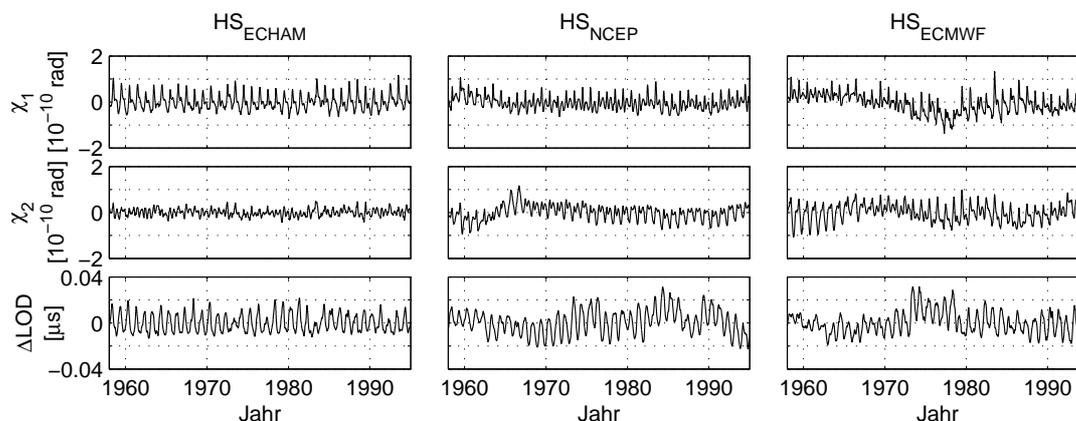


Abb. 6.41.: Transiente Variationen des Bewegungsterms, χ_1 , χ_2 und ΔLOD aus HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} .

gungsterme unterschiedlich hohe Amplituden des Jahressignals zwischen den Simulationen HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} auf. $\chi_{1,\text{ECHAM}}$ weist im Vergleich zu χ_1 der anderen beiden Simulationen höhere annuelle Amplituden auf, die circa 57% der Gesamtvariabilität erklären (Tabelle 6.3). Das annuelle Signal in χ_1 der anderen beiden Simulationen erklärt hingegen nur etwa 8% bis 14% der Variabilität. $\chi_{2,\text{ECHAM}}$ besitzt stattdessen eine niedrigere Amplitude. Die differierenden Größen zwischen HS_{ECHAM} und den beiden anderen Simulationen resultieren aus den unterschiedlichen Modellierungen der lokalen Abflussbildung im Landoberflächenmodul von ECHAM und im SLS. So produziert das SLS allgemein mehr Runoff aber weniger Drainage als das ECHAM-Landoberflächenmodul. Zwischen $\chi_{2,\text{NCEP}}$ und $\chi_{2,\text{ECMWF}}$ besteht trotz gleicher Landoberflächenmodellierung eine Phasendifferenz von rund 90 Grad. Mitbestimmend hierfür ist die unterschiedlich starke Ausprägung des Halbjahressignals. Das stärkere Halbjahressignal teilt das Jahressignal von $\chi_{2,\text{ECMWF}}$ in eine Doppelspitze, bei der variierend die erste oder die zweite Spitze ausgeprägt ist. Das Halbjahressignal ist in χ_1 und χ_2 des Bewegungsterms deutlicher ausgeprägt als im Massenterm. Die Phasen des Halbjahressignales stimmen bei allen drei Simulationen mit wenigen Grad Unterschied überein. In $\chi_{2,\text{ECMWF}}$ tritt eine Schwebung auf, die das Jahressignal in seiner Größe variieren lässt. Die Bewegungsterme aller drei Simulationen zeigen außerdem im Jahr 1983 in χ_1 eine deutlich höhere Spitze. Möglicherweise spiegelt sich hier das starke El Niño-Ereignis von 1982/1983 wider.

Die typische Form eines mittleren klimatologischen Jahressignals des Bewegungsterms weicht von der des mittleren klimatologischen Jahressignals des Massenterms ab, da in den Bewegungsterm hauptsächlich der Gerinneabfluss aus Gebieten mit hohem Topographiegradienten und damit hoher Abflussgeschwindigkeit eingeht. Während beim Massenterm die annuellen Signale von Gerinneabfluss,

Tab. 6.17.: Amplituden, Phasen und erklärte Varianzen des Jahres- und des Halbjahressignals der Bewegungsterme für HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} .

| | Jahressignal | | | Halbjahressignal | | |
|-------------------------|--------------|-------------|--------------|------------------|-------------|--------------|
| | HS_{ECHAM} | HS_{NCEP} | HS_{ECMWF} | HS_{ECHAM} | HS_{NCEP} | HS_{ECMWF} |
| χ_1 | | | | | | |
| Ampl. [$10^{-10}rad$] | 0,345 | 0,151 | 0,157 | 0,192 | 0,225 | 0,167 |
| Phase [$^\circ$] | 205,6 | 216,2 | 210,6 | 333,4 | 335,0 | 336,5 |
| erkl. Varianz [%] | 57,0 | 8,5 | 13,5 | 17,9 | 36,3 | 10,0 |
| χ_2 | | | | | | |
| Ampl. [$10^{-10}rad$] | 0,070 | 0,221 | 0,201 | 0,139 | 0,161 | 0,203 |
| Phase [$^\circ$] | 198,2 | 255,1 | 168,9 | 328,8 | 322,3 | 338,3 |
| erkl. Varianz [%] | 10,7 | 32,6 | 20,3 | 40,3 | 13,7 | 18,7 |
| ΔLOD | | | | | | |
| Ampl. [μs] | 0,010 | 0,012 | 0,009 | 0,002 | 0,001 | 0,002 |
| Phase [$^\circ$] | 110,0 | 133,4 | 134,9 | 233,6 | 123,2 | 148,2 |
| erkl. Varianz [%] | 77,7 | 64,6 | 53,8 | 2,3 | 0,3 | 1,5 |

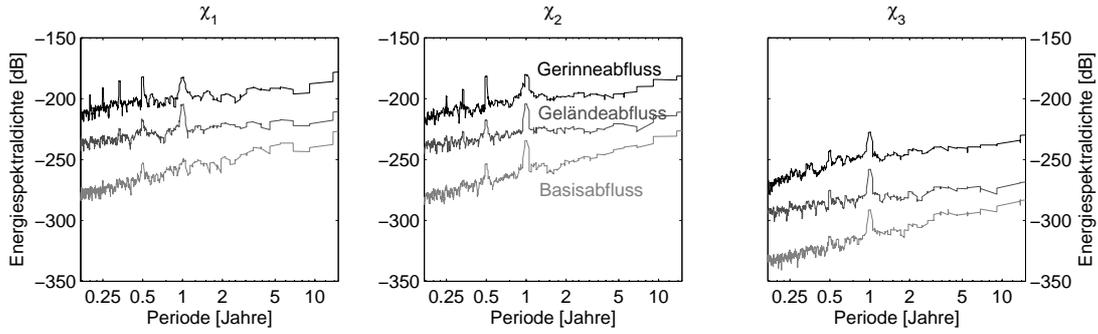


Abb. 6.42.: Spektraldichtefunktionen der Komponenten Gerinneabfluss (schwarz), Geländeabfluss (dunkelgrau) und Basisabfluss (hellgrau) des Bewegungsterms für χ_{ECMWF} in dB [$-200dB = 10^{-20}rad^2 \cdot s$].

Oberflächenabfluss und Basisabfluss in der gleichen Größenordnung liegen, wird der Bewegungsterm aufgrund der höheren Fließgeschwindigkeiten vom Gerinneabfluss bestimmt. Die Bewegungsterme des Oberflächenabflusses sind etwa zwei (χ_1 und χ_2) bis drei Zehnerpotenzen (χ_3 bzw. ΔLOD), die des Basisabflusses um weitere zwei bis drei Zehnerpotenzen kleiner als die des Gerinneabflusses (Abbildung 6.42). Auch in den Bewegungstermen heben sich die saisonalen Signale deutlich vom Hintergrundspektrum ab.

Bevor der Bewegungsterm für die Analyse beobachteter Polbewegung relevant ist, müssen die Primäreffekte und der hydrologische Massenterm um drei Größenordnungen genauer bestimmt sein. Desweiteren werden genauere Kenntnisse und Modelle über zusätzliche Einflussgrößen, die höhere Beiträge als der hydrologische Bewegungsterm zur Erdrotation liefern, z.B. Eismassenvariationen, benötigt.

6.3. Hydrologische Drehimpulsfunktionen im globalen Kontext

Nachdem die berechneten hydrologischen Drehimpulsfunktionen ausführlich untersucht worden sind, erfolgt in diesem Kapitel ein Vergleich mit Beobachtungsreihen der Polbewegung und der Tageslängenvariationen. Da die Beobachtungszeitreihen der Erdrotationsparameter stets das globale Integral der Effekte aller geophysikalischen Prozesse der Erde beinhalten, die mit Massenumverlagerungen einhergehen, erfolgt zuerst eine Reduktion der Zeitreihen um alle bekannten nichthydrologischen Effekte. Alternativ werden die Beobachtungszeitreihen mit der Summe der Zeitreihen simulierter Erdrotationsvariationen verglichen. Die Polbewegung erfährt hauptsächlich durch Prozesse in den Komponenten des globalen Wasserkreislaufes eine Anregung. Den größten Beitrag zu den Tageslängenschwankungen als auch zur Anregung der Polbewegung auf Zeitskalen zwischen wenigen Tagen bis zu mehreren Jahren liefert die Atmosphäre. Den zweitgrößten Verursacher der Erdrotationsvariationen stellt der Ozean mit seinen Prozessen dar. Atmosphäre und Ozean bilden die Primäreffekte der Rotationsschwankungen. Globale Modelle simulieren den größten Teil wichtiger Vorgänge in diesen globalen Teilsystemen und dienen der Berechnung atmosphärischer und ozeanischer Drehimpulsfunktionen. In den Tageslängenvariationen schlagen sich zusätzlich die Gezeiteneinflüsse der festen Erde und des Ozeans nieder. Die zonalen und meridionalen Gezeiten besitzen keinen direkten Einfluss auf die äquatorialen Trägheitstensorcomponenten und demzufolge auch nicht auf die Polbewegung (Brosche and Schuh, 1998). Dekadische Variationen werden primär von säkularen Variationen des Erdkerns verursacht. Auf langen Zeitskalen wirken sich die postglaziale Landhebung und die Gebirgsbildung aus. Abgesehen von den Beiträgen der eben genannten Komponenten tragen auch Prozesse des Massen-, Impuls- und Energieaustausches zwischen den Komponenten des globalen Wasserkreislaufes zu Variationen der Erdrotation bei. Deshalb werden möglichst konsistente Kombinationen von Atmosphärenmodellen und Ozeanmodellen benötigt. Ebenfalls in diesem Kapitel wird der Einfluss des Massenaustausches zwischen den Subsystemen des Wasserkreislaufes auf die Variationen der Erdrotation untersucht.

6.3.1. Ozeanische Modellierung

Bei der Gegenüberstellung von Beobachtungszeitreihen und aus Simulationen errechneten Drehimpulsfunktionen werden Zeitreihen der voneinander unabhängigen Ozeanmodelle ECCO und OMCT verwendet. Diese Modelle werden zunächst vorgestellt.

Das ECCO-Modell

Das barokline globale Ozeanzirkulationsmodell ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Gross et al., 2003) basiert auf dem allgemeinen Ozeanzirkulationsmodell des Massachusetts Institute of Technology (Marshall et al., 1997) und wird unter anderem am Jet Propulsion Laboratory betrieben. Das Modell überdeckt den Bereich zwischen $-72,5^{\circ}$ s.B. und $72,5^{\circ}$ n.B. und besitzt ein meridionales teleskopisches Gitter, dessen Auflösung in den Tropen (-20° s.B. bis 20° n.B.) $1/3^{\circ}$ beträgt und mit zunehmender geographischer Breite allmählich bis zu einer niedrigeren Auflösung von 1° abnimmt. Die Auflösung in der geographischen Länge beträgt konstant 1° . Das Modell besitzt 46 vertikale Schichten.

ECCO simuliert die thermohaline und windgetriebene Zirkulation als Reaktion auf atmosphärische Antriebsfelder 12-stündlicher Windschubspannungen, täglichen Wärmeflusses und täglichen Frischwassereintrages aus Niederschlag und Verdunstung der NCEP/NCAR-Reanalyse. Die Simulation wurde für den Zeitraum Januar 1980 bis März 2002 durchgeführt. Dabei wurden keine Daten assimiliert, jedoch fand eine Relaxation an klimatologische Salzgehalts- und Temperaturwerte des Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)² statt. Durch die Anwendung der Boussinesq-Näherung (Marshall et al., 1997), die eine Nichtkompressibilität von Meerwasser impliziert, können künstliche Massenvariationen hervorgerufen werden. Beispielsweise führt eine Änderung der Meeresoberflächentemperatur zu Dichteänderungen, welche durch die Bedingung der Volumenerhaltung Massenänderungen nach sich ziehen. Um die Massenerhaltung zu garantieren, wird anschließend eine zeitlich den künstlichen Massenänderungen angepasste Wasserschicht gleichmäßig über den Ozean verteilt (Greatbatch, 1994; Greatbatch et al., 2001).

Das OMCT

Das Ozeanmodell für Zirkulation und Gezeiten (Ocean Model for Circulation and Tides, OMCT, Thomas, 2002) basiert auf einer Weiterentwicklung des ursprünglich klimatologisch ausgerichteten baroklinen Ozeanzirkulationsmodells Hamburg Ocean Primitive Equation Model (HOPE) (Drijfhout et al., 1996; Wolff et al., 1997). Beim OMCT erfolgte eine Anpassung an Zeitskalen, die dem Ablauf von Wetterereignissen gerecht werden. Weiterhin wurde eine Kopplung mit einem ephemeridischen Tidenmodell realisiert, die auch nichtlineare Wechselwirkungen zwischen Zirkulation und Gezeiten berücksichtigen kann. Das Modell besitzt 13 vertikale Schichten, eine konstante horizontale Auflösung von $1,875^{\circ}$ in geographischer Länge und Breite und verwendet einen Zeitschritt von 30 Minuten. Die hohe zeit-

²<http://www.cdc.noaa.gov/coads>

liche Auflösung ermöglicht eine Berücksichtigung der Gezeiten im subtäglichen Bereich. Die zeitlich hochauflösenden Antriebsfelder des OMCT bestehen aus Windschubspannungen, atmosphärischem Oberflächendruck, Oberflächentemperaturen und Frischwassereinträgen aus Niederschlag und Verdunstung sowie optional kontinentalen Frischwasserzuflüssen. Die Berücksichtigung kontinentaler Frischwasserzuflüsse im OMCT ermöglicht eine Untersuchung darüber, inwiefern hydrologische Drehimpulse durch den Beitrag der Frischwasserzuflüsse zu ozeanischen Drehimpulsen kompensiert werden.

Wie auch bei ECCO bilden die nichtlinearen Bilanzgleichungen für Impulserhaltung, die Kontinuitätsgleichung und die Erhaltungsgleichungen für Salzgehalt und Wärme die Grundlagen für das OMCT. Auch hier werden die hydrostatische und die Boussinesq-Näherung angewendet. Da das OMCT im Gegensatz zu ECCO bis 90° Breite reicht, ist in das Modell ein prognostisches thermodynamisches Meereismodell (Hibler, 1979) integriert.

Das OMCT unterscheidet sich vom reinen Zirkulationsmodell ECCO insbesondere darin, dass es atmosphärische und gravitative Antriebe simultan berücksichtigt. Durch diese Art des Antriebes erfolgt eine Wechselwirkung zwischen den durch lunisolare Meeresgezeiten verursachten ozeanischen Massenverlagerungen und der durch atmosphärische Einflüsse hervorgerufenen allgemeinen Zirkulation. Durch die gemeinsame Modellierung beider Bestandteile der Ozeandynamik können nichtlineare Effekte berücksichtigt werden, die bei herkömmlicher Überlagerung von getrennt simulierten zirkulations- und gezeitenbedingten Wassermassenvariationen vernachlässigt werden. Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen beschränken sich auf Daten gezeitenfreier Ozeansimulationen. Dynamische Effekte von Auflast und Selbstanziehung der Wassersäule werden im OMCT durch ein sekundäres Potential proportional zur Masse der lokalen Wassersäule berücksichtigt (Thomas, 2002).

6.3.2. Globale Massenerhaltung

Zwischen den Komponenten Atmosphäre, Ozean und Hydrologie des globalen Wasserkreislaufes findet ein ständiger Massenaustausch statt. Ein Massenzutrag in einem Subsystem führt gleichzeitig zu einem Verlust der selben Masse in einem anderen Subsystem. Eine Reduktion des integralen Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre durch Niederschlag über Land oder Ozean geht dort mit einem Zuwachs an Masse einher. Ein Verlust kontinentalen Wassers durch Oberflächenabfluss bewirkt gleichzeitig einen Zutrag an Masse in den Ozean. Ist der Massenaustausch zwischen den entsprechenden Modellsystemen oder -kombinationen nicht gewährleistet, kann dies zu einer Verstärkung von Effekten führen, die sich in der Realität reduzieren bzw. umgekehrt. Nach Chen (2005) kann die Massenbilanz zwischen Atmosphäre, Ozean und Hydrologie signifikante Einflüsse auf die

berechneten Beiträge von Ozean und kontinentalem Wasser haben. Aus diesem Grund gilt das Bestreben bei der Simulation von Erdrotationsparametern der Verwendung von massenkonsistenten Modellsystemen.

Die praktische Umsetzung einer Massenkonsistenz war in dieser Arbeit, insbesondere durch die Anwendung ungekoppelter Modelle, nicht komplett möglich. Masseninkonsistenzen traten bei den in dieser Arbeit verwendeten Atmosphärenmodellen auf. Durch die Assimilationsvorgänge in den atmosphärischen Reanalysemodellen ist die Massenbilanz nicht geschlossen. Außerdem war keine Rückkopplung zwischen dem Offline-Landoberflächenschema SLS und den Atmosphärenmodellen möglich. In nichtgekoppelten Systemen kann die Massenerhaltung künstlich erzwungen werden. Dies setzt die Festlegung von Randbedingungen voraus, die oft nur eine Approximation an die Realität darstellen. Eine vollständige Kopplung der Modelle würde die Probleme der bisher unausgeglichene Massenbilanz minimieren. Die bisher existierenden gekoppelten Modelle weisen jedoch immer noch unzureichend modellierte Effekte auf, wie zum Beispiel kontinentale Vergletscherung oder die Variabilität von Landoberflächenparametern (Vegetation, Wärmekapazität des Bodens u.a.). Häufig werden in diesen Modellen Flusskorrekturen zur Verhinderung einer unnatürlichen Klimadrift einbezogen. Daten aus vollständig gekoppelten Modellsystemen standen bis zum Abschluss dieser Arbeit noch nicht zur Verfügung. Die Erhaltung der globalen Massenbilanz spielt jedoch, wie im Verlauf dieses Kapitels gezeigt werden soll, eine nicht zu vernachlässigende Rolle bei der Berechnung von globalen Anregungsfunktionen für das Erdsystem. Besonders sensibel hinsichtlich Massenerhaltung sind die Variationen der Tageslängen, da hier der Potentialkoeffizient C_{00} , welcher die Massenänderungen im System repräsentiert (vgl. Kapitel 2, Gleichung 2.47), direkt einget.

Bei den Simulationen der vorgestellten Ozeanmodelle wird die Masse konstant gehalten. Totale Massenvariationen aufgrund von Frischwassereinträgen durch Niederschlag und Verdunstung oder durch kontinentale Zuflüsse sind in den meisten Simulationen nicht berücksichtigt. Um die Massen- und Zirkulationseffekte durch kontinentale Frischwasserzuflüsse in den Ozean zu separieren, wurden mehrere Ozeansimulationen des OMCT für den Zeitraum 1958-2006 mit verschiedenen Frischwassereinträgen angetrieben (Dobslaw and Thomas, 2007a, Tabelle 6.18). Die Untersuchung der Effekte beschränkt sich im folgenden auf 5 Jahre der mit operationellen Daten des ECMWF angetriebenen Simulationen. Simulation (1) wird mit Frischwassereinträgen aus Niederschlag und Verdunstung angetrieben, Simulation (2) berücksichtigt zusätzlich kontinentale Frischwasserzuflüsse aus der Simulation HS_{ECMWF} . In beiden Simulationen wird die Ozeanmasse über den ganzen Zeitraum konstant gehalten. Dadurch beeinflussen die Quellterme nur die Zirkulation, nicht aber die Masse des Ozeans. Die Simulationen (3) und (4) wurden analog zu (1) und (2) durchgeführt. Hierbei wurden jedoch intra-annuelle Variationen der Ozeanmasse aufgrund der Berücksichtigung von Frischwassereinträgen zugelassen. Wie ebenfalls in Dobslaw and Thomas (2007a) beschrieben,

Tab. 6.18.: links: Überblick über ozeanische Simulationen mit konstanter und variabler Masse unter Berücksichtigung von Frischwassereinträgen durch Niederschlag P, Verdunstung E und kontinentalem Abfluss Q. rechts: Separation von Massen- und Zirkulationseffekten aus den ozeanischen Drehimpulsfunktionen.

| Nr. | Frischwasser | Masse | Differenz | Effekt |
|-----|--------------|----------|-----------|--|
| 1 | P-E | konstant | 2-1 | Zirkulationseffekt durch Q |
| 2 | P-E+Q | konstant | 3-1 | Masseneffekt durch P-E |
| 3 | P-E | variabel | 4-3 | Massen- und Zirkulationseffekt durch Q |
| 4 | P-E+Q | variabel | 4-2 | Masseneffekt durch P-E+Q |

stimmen die simulierten Massenvariationen des Ozeans gut mit den von GRACE und Altimetrie detektierten Variationen überein. Aus Differenzen der Drehimpulsfunktionen unterschiedlicher Simulationen wird der Einfluss der kontinentalen Frischwasserzuflüsse auf die Zirkulation (regionale Effekte) ersichtlich. Ebenfalls demonstrieren die Differenzen zwischen den Ergebnissen der Simulationen die Auswirkungen der Massenrandbedingung bei der Ozeansimulation.

Die Änderungen in den Tageslängen aufgrund der Auswirkungen von kontinentalen Frischwasserzuflüssen auf die saisonale ozeanische Zirkulation betragen etwa drei Prozent der totalen ozeanisch bedingten Tageslängenvariationen (Abbildung 6.43a). Die Änderung der Zirkulationseffekte durch kontinentale Frischwasserzufuhr und ihr Einfluss auf die Tageslängenvariationen beruhen indirekt auf mit-sommerlichen Massen-anomalien im arktischen Becken durch hohe Schmelzwassereinträge der arktischen Flüsse in den Ozean, wie bei Dobslaw and Thomas (2007a) beschrieben. Die Randbedingung, die eine konstante Ozeanmasse vorschreibt bewirkt, dass die positive Massen-anomalie im arktischen Becken durch eine negative Massen-anomalie über der restlichen Fläche des Ozeans ausgeglichen wird. In der Differenzkurve der zirkulationsbedingten Tageslängenvariationen aus (1) und (2) sieht man daher ein deutliches lokales Minimum in der Jahresmitte, obwohl Massen in hohen Breiten kaum direkte Einflüsse auf ΔLOD haben.

Frischwassereinträge verteilen sich beinahe instantan über den gesamten Ozean. Dies entspricht einer homogenen Massenverteilung des Frischwassereintrages. Die daraus resultierenden Massenvariationen des Ozeans in den Simulationen (3) und (4) beeinflussen die Tageslängenvariationen im Periodenbereich bis zu einem Jahr (Abbildung 6.43b). Die Berücksichtigung kontinentaler Abflüsse in den Ozean bewirkt eine Phasenverschiebung des annuellen Signals in ΔLOD um etwa 70° . Die annuellen Amplituden von ΔLOD erhöhen sich um knapp 90%.

Die in dieser Arbeit verwendeten atmosphärischen, ozeanischen und hydrologischen Drehimpulsfunktionen gingen aus Simulationen ungekoppelter Modelle her-

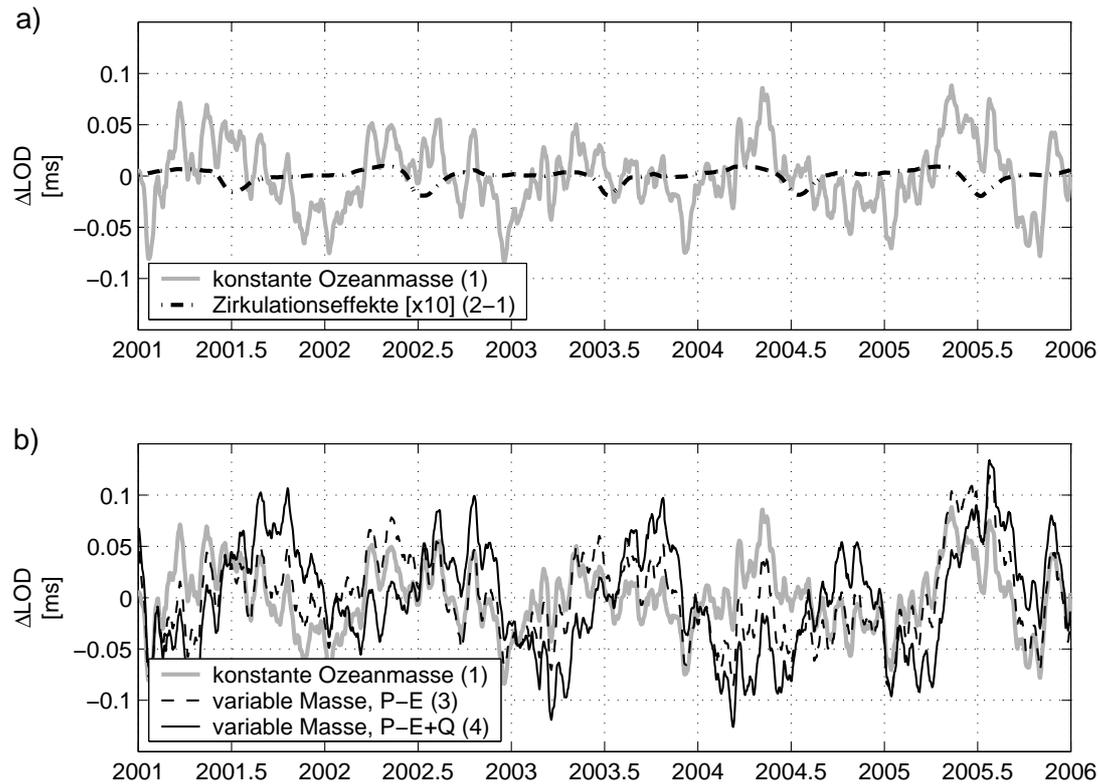


Abb. 6.43.: Zirkulations- und massenbedingte Tageslängenvariationen durch Frischwassereinträge in den Ozean. a) Tageslängenvariationen eines massenkonstanten Ozeans und Effekte einer veränderten Zirkulation durch kontinentalen Abfluss in zehnfacher Vergrößerung. b) Tageslängenschwankungen bei konstanter Ozeanmasse und bei Massenvariationen aufgrund von Quelltermen des Niederschlages, der Verdunstung und des kontinentalen Abflusses.

vor. Um die Massenbilanz zwischen diesen Modellen zu untersuchen, wurden die globalen Massenintegrale der atmosphärischen Simulation, der massenkonstanten ozeanischen Simulation und der hydrologischen Simulation auf der Grundlage der ECMWF-Reanalysedaten über den gesamten Simulationszeitraum gebildet. Abbildung 6.44 zeigt die transienten trendbereinigten Massenanomalien der Simulationen.

Die größten saisonalen Massenvariationen weist die kontinentale Hydrologie mit annualen Amplituden von $3,83 \cdot 10^{-15}$ kg auf. Die integrale Atmosphärenmasse zeigt wesentlich geringere saisonale Signale mit annualen Amplituden von $0,46 \cdot 10^{-15}$ kg sowie hochfrequente Anteile. Die Variabilität der hochfrequenten Rauschanteile geht im Jahr 1979 mit der durch den Einsatz von Satellitentechnologie verbesserten Datenqualität und -quantität für die Assimilation bei der Reanalyse sehr stark zurück. Bei der Umstellung der Simulationsantriebe von ERA40 auf operationelle Daten sind eine Unstetigkeit im atmosphärischen und ein Trend im hydrologischen Massenintegral zu erkennen.

Zwischen 1973-1978 besitzt die kontinentale Hydrologie aufgrund von assimilierten Radiometerdaten durchschnittlich eine höhere Masse als im restlichen Simulationszeitraum. Bengtsson et al. (2004) schätzten den Einfluss der VTPR³-Daten in ERA40 als nachteilig für eine Trendberechnung der Temperatur der unteren Troposphäre und des vertikal integrierten Wasserdampfes ein. Im Gegensatz dazu argumentierten Uppala et al. (2005), dass der totale vertikale Wasserdampfgehalt in diesem Zeitraum besonders gut mit Zeitreihen der Meeresoberflächentemperaturen übereinstimmt und daher die Feuchtigkeitsanalyse bestätigt. Anhand der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen ließ sich feststellen, dass insbesondere der Wechsel zwischen Berücksichtigung und Nichtberücksichtigung der VTPR-Daten die Konsistenz der integralen hydrologischen Masse ungünstig beeinflusst. Offensichtlich führt ein höherer Wasserdampfgehalt der Atmosphäre in ERA40 zu höheren Niederschlägen und damit höheren Wasservorräten im hydrologischen Modell.

Unter der Annahme, dass es sich bei den Komponenten Atmosphäre, Ozean und kontinentaler Hydrologie um einen geschlossenen Kreislauf handelt, muss die Gesamtmasse des Systems konstant bleiben. Eismassen der Antarktis und Grönlands werden hierbei nicht mit betrachtet. Die transienten Massenanomalien des globalen Wasserkreislaufes werden bei der Berechnung der Tageslängenvariationen als nachträgliche Korrektur angebracht. Dies geschieht in zwei Schritten.

Im ersten Schritt wird nur die Summe aus kontinentalem Wasser und Ozeanmasse betrachtet. Dabei wird von einer konstanten Atmosphärenmasse ausgegangen. Das Massenintegral aus Hydrologie und Ozean muss dann ebenfalls konstant sein. Eine positive Massenanomalie auf Land geht in diesem Fall mit einer nega-

³Vertical Temperature Profile Radiometer

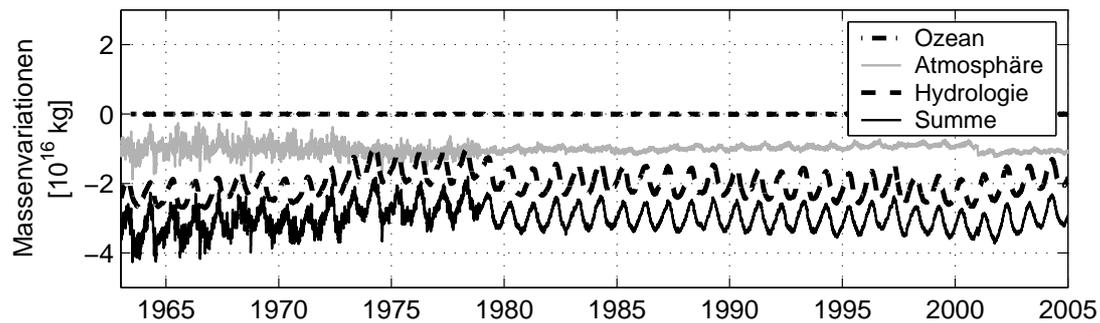


Abb. 6.44.: Anomalien des globalen Massenintegrals von Ozean, Atmosphäre und Hydrologie sowie ihrer Summe. Zur Erhöhung der Übersichtlichkeit wurden konstante Offsets von jeweils $-1 \cdot 10^{16}$ kg angebracht.

tiven Massen anomalie im Ozean einher. Daher werden zuerst die positiven kontinentalen Massen anomalien als negatives Massen äquivalent in einer homogenen Schicht über den Ozean verteilt (Dill, 2002; Chen, 2005; Velicogna and Wahr, 2006). Damit wird der bei den Simulationen konstant gehaltenen Ozeanmasse nachträglich eine Variabilität zugetragen. Im zweiten Schritt werden nur die atmosphärischen Massen anomalien betrachtet, entweder als globale Aufteilung der atmosphärischen Massen anomalien (Chen, 2005) oder äquivalent zur Hydrologie im ersten Schritt als Aufteilung auf den Ozean. Die globale Variante der Aufteilung entspricht einer variablen Atmosphärenmasse bei Massenaustausch der Atmosphäre mit Land und Ozean oder einer konstanten Atmosphärenmasse. Eine Aufteilung der atmosphärischen Massen anomalien auf den Ozean entspricht einer variablen atmosphärischen Masse, bei der ein Massenaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre unter der Annahme stattfindet, dass Massentransporte zwischen Atmosphäre und Kontinenten korrekt simuliert werden.

Der Beitrag der atmosphärischen Massenkorrektur zu Δ LOD fällt gegenüber dem Beitrag der kontinentalen Massenkorrektur vergleichsweise gering aus. Zwischen der homogenen Aufteilung der atmosphärischen Massen anomalien auf den Ozean und der globalen Aufteilung ergeben sich keine signifikanten Unterschiede in den Δ LOD (Abbildung 6.45a). Die beiden Korrekturkurven weichen weniger als ein Prozent voneinander ab. Der Effekt der Massekorrekturen auf Δ LOD durch Verteilung hydrologischer Massen anomalien auf den Ozean besitzt ein starkes saisonales Signal und erweist sich von der gleichen Größenordnung wie Δ LOD der kontinentalen Wassermassen. Dieser Effekt wird im weiteren Textverlauf auch als *indirekter Effekt* der kontinentalen Hydrologie bezeichnet. Der Einfluss der in der Simulation direkt eingespeisten Frischwassereinflüsse weicht von dem Effekt der nachträglichen Korrektur kontinentaler und atmosphärischer Massen anomalien ab. Seine saisonale Amplitude fällt um 33% geringer aus als die des Effektes der nachträglichen Massenkorrektur (Abbildung 6.45b). In den Phasen des

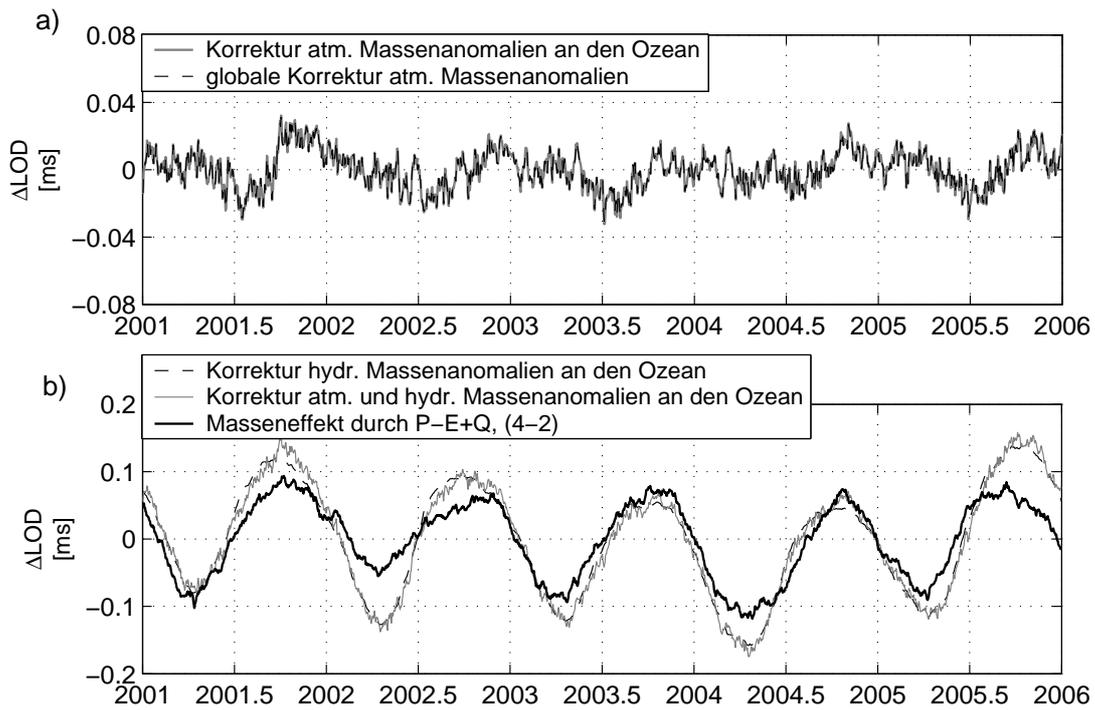


Abb. 6.45.: Beiträge der Massenbehandlung in ΔLOD durch Berücksichtigung der globalen Massen-anomalien als nachträgliche Korrektur und durch direkte Berücksichtigung von Frischwassereinträgen bei der Ozeansimulation mit dem OMCT. a) Nachträgliche Aufteilung der atmosphärischen Masse. b) Nachträgliche Aufteilung der integralen hydrologischen Massen-anomalien und der Gesamtmassen-anomalien auf den Ozean, sowie Einfluss der direkten Berücksichtigung der Frischwassereinträge in den Ozean (4-2).

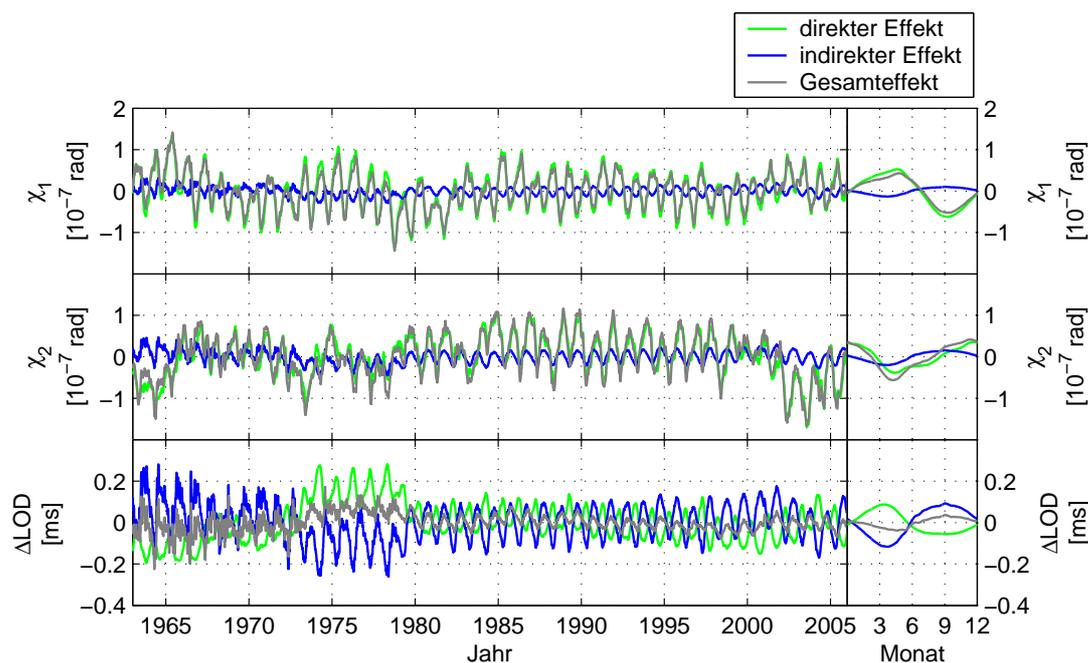


Abb. 6.46.: Direkte und indirekte Beiträge der kontinentalen Hydrologie zu χ und ΔLOD aus der Simulation HS_{ECMWF} .

Jahressignals gibt es dagegen nur eine geringe Abweichung von $2,5^\circ$. Die Ursache für die Differenzen zwischen den Effekten der direkten Frischwasserzufuhr bei der Ozeansimulation und als nachträgliche Korrektur liegt in der angesetzten Zwangsbedingung bei den Simulationen (3) und (4). Einerseits wurde bei der Simulation mit Frischwasserzufuhr zwar ein Jahressignal zugelassen, andererseits aber immer noch die Zwangsbedingung angesetzt, dass die Masse des Ozeanes nach Ablauf eines Jahres stets dieselbe sei (Dobslaw, persönl. Kommunikation). Diese Zwangsbedingung war nötig, um eine unrealistische Massendrift zu verhindern. In den atmosphärischen Analysen des ECMWF besteht keine geschlossene Massenbilanz (Andersson et al., 2005). Über dem Ozean treten teilweise positive Differenzen zwischen Niederschlag und Verdunstung auf. Während es sich bei der atmosphärischen Masse um eine prognostische Variable handelt, werden Niederschlag und Verdunstung diagnostisch aus dem Vorhersagemodell bezogen. Dies führt zu Differenzen zwischen den Massen anomalien des integralen Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre und den Massenflüssen an den Grenzflächen der Atmosphäre zu Ozean und Land.

Eine Gegenüberstellung des direkten und des indirekten Effektes der kontinentalen Hydrologie zeigt, dass der indirekte Effekt atmosphärischer und kontinentalhydrologischer Massenvariationen zwar weniger einflussreich auf die Anregung der Polbewegung ist, jedoch besonders großen Einfluss auf die Tageslängenvaria-

tionen ausübt (Abbildung 6.46). Die annuelle Amplitude des indirekten Effektes übertrifft hier sogar die annuelle Amplitude des direkten Effektes. Die Phasen des direkten und indirekten Einflusses auf die ΔLOD sind genau gegenläufig, dadurch reduzieren sich die Amplituden saisonaler und langperiodischer Variationen bei der Summierung beider Einflüsse auf etwa ein Drittel. Für die horizontalen Komponenten der Anregungsfunktionen tritt hingegen keine Reduktion langperiodischer Variationen auf, da hier der Einfluss des indirekten Effektes von geringerer Bedeutung ist.

Bei der Betrachtung der Erdrotationsparameter als Summe von Atmosphäre, Ozean und kontinentaler Hydrologie wurde im folgenden stets eine Korrektur um den indirekten Einfluss der kontinentalen Frischwasserzuflüsse angebracht.

6.3.3. Vergleich beobachteter und simulierter Erdrotationsparameter

Um die simulierten hydrologischen Drehimpulszeitreihen mit beobachteten Werten vergleichen zu können, ist zunächst eine Separation der Beiträge unterschiedlicher Komponenten nötig. Dazu werden die Beobachtungszeitreihen der Erdrotationsparameter um berechnete Werte aus ozeanischen und atmosphärischen Simulationen reduziert. In den Residuen verbleiben neben den Sekundäreffekten die Beiträge von nicht oder nur unzulänglich berücksichtigten Prozessen und Messfehler. Sekundäreffekte können nur dann in den Residuen identifiziert werden, wenn die Unsicherheiten der Primäreffekte und die Beiträge aller nichtberücksichtigten Prozesse hinreichend klein ist.

Der größte Teil der Sekundäreffekte wird von hydrologischen Signalen verursacht. Mit der hier durchgeführten Analyse wurde untersucht, inwiefern die berechneten hydrologischen Drehimpulsfunktionen in Kombination mit atmosphärisch und ozeanisch verursachten Beiträgen mit beobachteten Variationen der Erdrotation übereinstimmen. Dazu wurden die Erdrotationszeitreihen EOP-C04 aus kombinierten Beobachtungen optischer Astrometrie, Satellitenverfahren und VLBI verwendet. Diese werden vom Internationalen Erdrotations- und Referenzsystem-Service (IERS) publiziert. Die EOP-C04 besitzt eine zeitliche Auflösung von einem Tag und enthält keine täglichen und subtäglichen Terme aufgrund von ozeanischen Effekten. In den Zeitreihen der Tageslängenvariationen sind die Schwingungen der zonalen Tiden mit Periodendauern unter 35 Tagen noch vollständig enthalten. Die Zeitreihen der ΔLOD wurden zunächst mit einem Modell gemäß einer Konvention des IERS aus dem Jahre 2003 um die zonalen Tiden der festen Erde nach Yoder et al. (1981) reduziert. Das zur Reduktion der Gezeiteneinflüsse eingesetzte Modell enthält bereits Beiträge ozeanischer Tiden eines Gleichgewichtsozeans. Weiterhin wurden dekadische Variationen des Erdkerns durch

Tab. 6.19.: Kombination atmosphärischer, ozeanischer und hydrologischer Drehimpulsfunktionen zur Gegenüberstellung mit beobachteten Erdrotationsparametern. Kombinationen aus Atmosphäre, Ozean und Hydrologie werden im folgenden mit AOH_{index} , Kombinationen ohne Hydrologie mit AO_{index} abgekürzt.

| Kombination | Atmosphärenmodell | Ozeanmodell | hydrol. Simulation |
|----------------------|-------------------|-------------|---------------------|
| AOH_{ECHAM} | ECHAM | OMCT | HS_{ECHAM} |
| AOH_{NCEP} | NCEP/NCAR | ECCO | HS_{NCEP} |
| AOH_{ECMWF} | ECMWF | OMCT | HS_{ECMWF} |

Anwendung eines gleitenden Mittelwertfilters über 4 Jahre aus den Tageslängenvariationen eliminiert. Die Kombinationslösungen der EOP-C04 wurden anschließend um atmosphärische und ozeanische Beiträge reduziert. Da die Beobachtungszeitreihen seit der Einführung von VLBI in den 80er Jahren eine hohen Genauigkeitssteigerung erfahren haben, wurden die EOP-C04 für diese Studie ab 1980 verwendet.

Die Zeitreihen berechneter Drehimpulsfunktionen aus atmosphärischen, ozeanischen und hydrologischen Simulationen wurden so kombiniert, dass das Atmosphärenmodell, von dem die atmosphärischen Drehimpulsfunktionen (engl.: angular momentum, AAM) verwendet wurden, gleichzeitig die Antriebe für die hydrologische und ozeanische Simulation lieferte (vgl. Tabelle 6.19). Diese Konsistenz ist notwendig, da die Drehimpulsfunktionen einiger Prozesse innerhalb des globalen Wasserkreislaufes zeitlich exakt und quantitativ übereinstimmen müssen, damit sich gegenläufig zueinander auswirkende Prozesse ausgleichen können. Zu diesen Prozessen zählt der inversbarometrische Effekt (Thomas, 2002). Bei der Berechnung der AAM für die Kombinationen AOH_{ECHAM} und AOH_{ECMWF} entfiel die inversbarometrische Annahme, da das in Kombination verwendete Ozeanmodell durch atmosphärischen Oberflächendruck angetrieben wurde. In diesen Zeitreihen kompensieren sich die Signale der atmosphärischen Druckeffekte auf die Ozeanoberfläche. Einflüsse des Massenaustauschs, wie das Ausscheiden des Niederschlages aus der Atmosphäre bei gleichzeitiger Aufnahme durch die kontinentale Hydrologie, bewirken ebenfalls zueinander gegenläufige Effekte in den Drehimpulsfunktionen der Subsysteme.

Zeitreihen der AAM und OAM wurden aus den in Tabelle (6.20) angegebenen Quellen bezogen.

¹GeoForschungsZentrum Potsdam (persönl. Kommunikation)

²Meteorologisches Institut der Universität Bonn (persönl. Kommunikation)

³Institut für Meereskunde, Universität Hamburg (persönl. Kommunikation)

⁴IERS GGFC Special Bureau for the Atmosphere, (Salstein et al., 1993)

⁵IERS GGFC Special Bureau for the Oceans, (Gross et al., 2003, 2004)

⁶TU Dresden, Institut für Planetare Geodäsie (persönl. Kommunikation)

Tab. 6.20.: Quellen der verwendeten Zeitreihen von beobachteten Erdorientierungsparametern (EOP-C04), atmosphärischen Drehimpulsfunktionen (AAM) und ozeanischen Drehimpulsfunktionen (OAM). Von den Zeitreihen werden in dieser Arbeit nur volle Jahre berücksichtigt.

| Datensatz | Zeitraum | Quelle | Datensatz | Zeitraum | Quelle |
|----------------------|------------|---|---------------------|-----------|---|
| EOP-C04 | 1980-heute | IERS | | | |
| AAM _{ECHAM} | 1903-1994 | J. Stuck ¹ , T. Winkelkemper ² | OAM _{OMCT} | 1963-1994 | U. Seiler ³ , M.Thomas ⁶ |
| AAM _{NCEP} | 1948-2004 | IERS ⁴ | OAM _{ECCO} | 1980-2001 | IERS ⁵ |
| AAM _{ECMWF} | 1963-2005 | A. Grötzsch ⁶ | OAM _{OMCT} | 1958-2005 | M. Thomas ⁶ |

Tab. 6.21.: Varianzen der Beobachtungsreihe EOP-C04 und Varianzen der Residuen aus Beobachtung und simulierten atmosphärischen, ozeanischen und hydrologischen Drehimpulsfunktionen aus P-E-R-D und * zusätzlich mit lateralem Abfluss. Varianzen von χ_1 und χ_2 in [10^{-14}rad^2] und Varianzen von ΔLOD in [10^{-6}ms^2].

| Varianz Kombination | HS _{NCEP} | | | HS _{ECMWF} | | |
|------------------------|--------------------|----------|--------------------|---------------------|----------|--------------------|
| | χ_1 | χ_2 | ΔLOD | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
| C04 | 0,399 | 1,537 | 0,1323 | 0,399 | 1,537 | 0,1323 |
| C04-AAM | 0,408 | 1,084 | 0,0048 | 1,805 | 2,172 | 0,0023 |
| C04-AAM-OAM | 0,232 | 0,520 | 0,0047 | 0,305 | 0,788 | 0,0023 |
| C04-AAM-OAM-HAM | 0,340 | 0,626 | 0,0057 | 0,302 | 1,164 | 0,0031 |
| C04-AAM-OAM-HAM* | 0,405 | 0,406 | 0,0057 | 0,406 | 0,674 | 0,0027 |

Tab. 6.22.: Korrelationskoeffizienten zwischen der Beobachtungsreihe und den Drehimpulsfunktionen aus atmosphärischen, ozeanischen und hydrologischen Simulationen nur aus P-E-R-D und * zusätzlich mit lateralem Abfluss.

| Korrelation Kombination | HS _{NCEP} | | | HS _{ECMWF} | | |
|----------------------------|--------------------|----------|--------------------|---------------------|----------|--------------------|
| | χ_1 | χ_2 | ΔLOD | χ_1 | χ_2 | ΔLOD |
| C04 & AAM | 0,268 | 0,669 | 0,9830 | 0,068 | 0,738 | 0,9912 |
| C04 & AAM+OAM | 0,652 | 0,819 | 0,9849 | 0,618 | 0,802 | 0,9918 |
| C04 & AAM+OAM+HAM | 0,551 | 0,808 | 0,9832 | 0,677 | 0,755 | 0,9895 |
| C04 & AAM+OAM+HAM* | 0,533 | 0,822 | 0,9862 | 0,641 | 0,797 | 0,9917 |

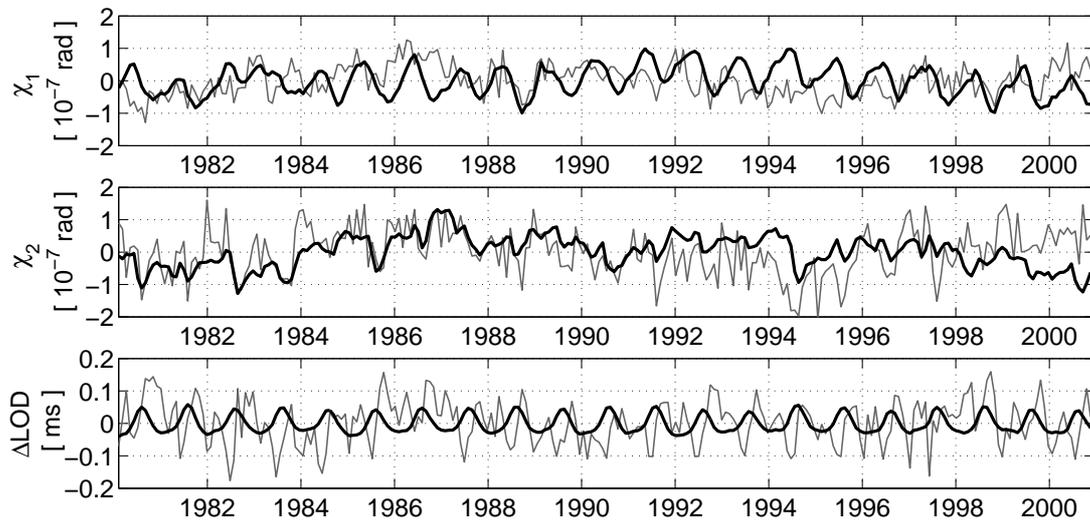


Abb. 6.47.: Residuen aus EOP-C04 und AO_{NCEP} (dünne graue Linie) und HAM von HS_{NCEP} (dicke schwarze Linie).

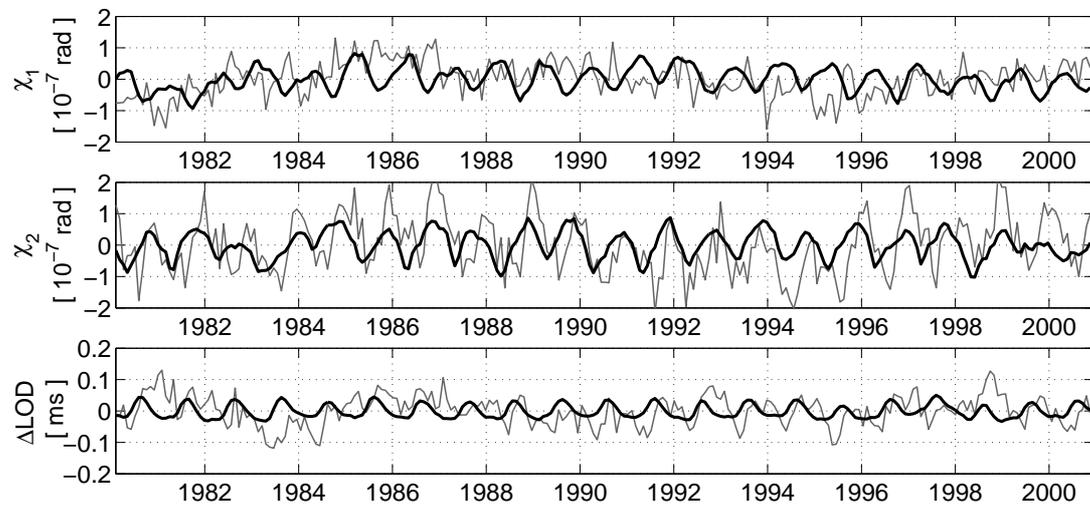


Abb. 6.48.: Residuen aus EOP-C04 und AO_{ECMWF} (dünne graue Linie) und HAM von HS_{ECMWF} (dicke schwarze Linie).

Die Bildung von Residuen aus Beobachtungen mit atmosphärischen, ozeanischen und hydrologischen Drehimpulsfunktionen ist nur für die Modellkombinationen AOH_{NCEP} und $\text{AOH}_{\text{ECMWF}}$ sinnvoll, da diese Kombination durch die Assimilation von Beobachtungswerten in das jeweilige Atmosphärenmodell einen Echtzeitbezug aufweisen. Bei ECHAM, das als freies Modell konzipiert ist, liegt die Priorität auf der Simulation von Klimavariationen. Deshalb weisen die simulierten Drehimpulsfunktionen der Kombination $\text{AOH}_{\text{ECHAM}}$ erwartungsgemäß eine niedrige Übereinstimmung mit den Beobachtungsreihen im Zeitbereich auf. Ein Vergleich der $\text{AOH}_{\text{ECHAM}}$ mit beobachteten Erdrotationsparametern durch Residuenbildung im betrachteten Zeitbereich von wenigen Jahren ist folglich nicht sinnvoll. Die Analyse von $\text{AOH}_{\text{ECHAM}}$ blieb deshalb im weiteren auf den Spektralraum beschränkt.

Diskussion der Residuen aus Beobachtungen und Simulationen

Die Varianzen der beobachteten Tageslängenvariationen können um 98% durch $\text{AAM}_{\text{ECMWF}}$ und um 96% durch AAM_{NCEP} reduziert werden. Die Berücksichtigung ozeanischer und hydrologischer Beiträge ergibt keine signifikante Änderung der residuellen Varianzen von ΔLOD . Auch die starke Korrelation mit Werten von 0,99 bzw. 0,98 lässt sich durch ozeanische und hydrologische Beiträge kaum noch erhöhen. Die doppelt so hohen Varianzen der residuellen ΔLOD der Kombination EOP und AO_{NCEP} im Vergleich zu AO_{ECMWF} sind auf Differenzen der atmosphärischen Beiträge zurückzuführen (vgl. Tabelle 6.21). In den Residuen von ΔLOD für die Kombination mit NCEP-Antrieben (Abbildung 6.47) verbleiben nach Abzug atmosphärischer und ozeanischer Beiträge stärkere annuelle und semiannuelle Signale als für die ECMWF-basierte Kombination (Abbildung 6.48). Ein Vergleich mit den simulierten hydrologischen Drehimpulsfunktionen zeigt, dass das residuelle Halbjahressignal in den Tageslängenvariationen nicht auf hydrologische Einflüsse zurückzuführen ist.

Anders als bei den Tageslängenvariationen lassen sich die beobachteten Polbewegungsanregungen durch die alleinige Berücksichtigung atmosphärischer Beiträge nicht generell reduzieren. Die residuellen Varianzen erhöhen sich für $\chi_{1,\text{NCEP}}$ leicht und für $\chi_{1,\text{ECMWF}}$ und $\chi_{2,\text{ECMWF}}$ stark (vgl. Tabelle 6.21). Dies ist dem großen Einfluss des Ozeans auf die Polbewegungsanregung zuzurechnen, da sich ein großer Teil der Variationen von AAM und OAM bei der Addition beider Beiträge aufhebt. Aufgrund der nicht-inversbarometrischen Annahme bei der Berechnung der Drehimpulsfunktionen für die $\text{AAM}_{\text{ECMWF}}$ erhöhen sich die residuellen Varianzen für diese Kombination besonders stark. Bei der Modellkombination auf Basis von NCEP wird der Ozean hingegen nicht durch atmosphärischen Oberflächendruck angetrieben und deshalb bei der Bildung der AAM die inversbarometrische (IB)

Annahme getroffen⁴. Da die globale Ozean-Land-Verteilung außerdem bewirkt, dass χ_1 stärker von ozeanischen Effekten beeinflusst wird als χ_2 , erhöhen sich die χ_1 -Varianzen stärker durch den atmosphärischen Beitrag. Aus dem selben Grund besteht zwischen χ_1 der AAM und der EOP-C04 nur eine geringe Korrelation. Diese ist wiederum durch die IB-Annahme für die Residuen aus Beobachtungen und $\chi_{1,NCEP}$ höher als für $\chi_{2,ECMWF}$ (vgl. Tabelle 6.22).

Erwartungsgemäß verringern sich die Varianzen der Residuen durch die zusätzliche Berücksichtigung ozeanischer Einflüsse sehr stark, wobei die residuellen Varianzen sowohl für χ_1 als auch für χ_2 für die Kombination AO_{NCEP} niedriger ausfallen als für die Kombination AO_{ECMWF} . Hinsichtlich der Korrelation zwischen AAM+OAM und den beobachteten Erdrotationsparametern steht die Kombination AO_{ECMWF} mit Werten von 0,62 für $\chi_{1,ECMWF}$ und 0,80 für $\chi_{2,ECMWF}$ der Kombination AO_{NCEP} mit Werten von 0,65 für $\chi_{1,NCEP}$ und 0,82 für $\chi_{2,NCEP}$ kaum nach. Besonders bemerkenswert ist, dass in den Residuen der χ_2 der Kombination AO_{ECMWF} ein stärkeres und regelmäßigeres annuelles Signal auftritt als in den residuellen χ_2 der Kombination AO_{NCEP} . In dieser Charakteristik stimmen die gebildeten Residuen und die simulierten hydrologischen Drehimpulsfunktionen überraschend gut überein. Gleichzeitig wird mit dieser Erkenntnis die Bedeutung einer antriebskonsistenten Kombination von Atmosphären-, Ozean- und hydrologischen Modellen unterstrichen. Die Varianzen der residuellen χ_2 erhöhen sich für beide Modellkombinationen bei alleiniger Berücksichtigung der vertikalen hydrologischen Bilanz aus Niederschlag, Verdunstung und lokaler Abflussbildung. Durch Hinzufügen des hydrologischen Beitrages aus der lateralen Wasserbilanz wird diese Erhöhung der Varianzen nicht nur kompensiert, sondern die residuellen Restbeträge sehr stark verringert. Infolgedessen erhöhen sich die Korrelationen im Vergleich zu den Residuen ohne hydrologische Beiträge für $\chi_{2,NCEP}$ leicht und vermindern sich etwas für $\chi_{2,ECMWF}$. Besonders gut stimmen die residuellen χ_2 der Kombination AO_{NCEP} mit den hydrologischen χ_2 für den Zeitraum 1980 bis 1991 überein. Auch die interannuelle Variabilität wird in dieser Dekade gut wiedergegeben. Für den Zeitraum der Fortführung der NCEP-Analyse ab 1997 im operationellen Modus nach dem Ende der Reanalyse sinkt die Übereinstimmung simulierter und residueller $\chi_{2,NCEP}$.

Weniger gut als die χ_2 -Komponente stimmen die χ_1 der Residuen beider Kombinationen mit den simulierten hydrologischen Drehimpulsfunktionen überein, wie eine Erhöhung der Varianzen für den Beitrag der vertikalen Bilanz ($\chi_{1,NCEP}$) und den Gesamtbeitrag aus vertikaler und lateraler Wasserbilanz für beide Kombinationen zeigt. Für $\chi_{1,ECMWF}$ ließ sich die Korrelation etwas steigern. Der Beitrag der lateralen Wasserbilanz verstärkt die schlechte Übereinstimmung der hydrologischen Beiträge mit χ_1 der Residuen.

Die Diskrepanz zwischen den Residuen und den HAM zeigt, dass mit den gewähl-

⁴Bei der IB-Annahme werden die AAM nur über Landflächen berechnet.

ten Modellkombinationen die Massenvariationen der Hydrologie in den für χ_1 sensitiven Gebieten noch nicht ausreichend genau simuliert werden können. Dass mit hydrologischen Beiträgen prinzipiell auch ein hoher Anteil der annuellen Signale in den residuellen χ_1 erklärt werden kann, belegten Chen and Wilson (2005) für hydrologische Drehimpulsfunktionen aus Bodenfeuchte und Schnee aus NCEP. Die annuellen Beiträge zu χ_2 aus dieser Berechnung sind hingegen außer Phase mit den Residuen. Eine ebenfalls gute Übereinstimmung wie die eigenen berechneten χ_2 mit den Restbeiträgen aus Beobachtungen, atmosphärischen und ozeanischen Beiträgen sowie eine hohe Ähnlichkeit mit den residuellen χ_1 berechneten selbige Autoren für die Beiträge von Bodenwasservariationen aus LDAS. Im Vergleich zu diesem hydrologischen Modell mit Datenassimilation ist das viel einfachere SLS hinsichtlich seiner Modellphysik deutlich unterlegen. Desto positiver ist die erfolgreiche Reproduktion der Variabilität von χ_2 der eigenen Simulationen mit dem SLS zu bewerten.

Eine völlige Konformität der hydrologischen Drehimpulsfunktionen mit Residuen aus Beobachtung, AAM und OAM kann bisher nicht erwartet werden. Besonders die stark durch ozeanische Beiträge beeinflussten χ_1 der Residuen besitzen noch hohe Varianzen, da die Modellierung des Ozeans aufgrund fehlender flächendeckender dreidimensionaler Beobachtungen sehr anspruchsvoll ist. Auch bewirken in den Modellen noch vernachlässigte Prozesse, wie die kontinentale Eisdynamik, Diskrepanzen zwischen simulierten und beobachteten Erdrotationsvariationen. Die von GRACE ermittelten kontinentalen Massenvariationen zeigen beispielsweise ein starkes Jahressignal über Grönland (vgl. Kapitel 5.4, Abbildung 5.18), das in die hier präsentierten Berechnungen nicht eingehen konnte, da die hydrologischen Modelle dafür keine Werte lieferten.

Da ECHAM ein freies Modell ist, das allein auf Modellphysik beruht, lassen sich die beobachteten Zeitreihen der Polbewegungsanregung und Tageslängenvariationen durch die Reduktion mit atmosphärische Zeitreihen und ECHAM-getriebenen Ozeanzeitreihen weniger erfolgreich vermindern als durch die Reduktion mit den Simulationen, die auf Reanalysen basieren. Alternativ ist auch für die Kombination AOH_{ECHAM} nach Addition aller bekannten Beiträge ein Vergleich mit den Beobachtungen im Spektralraum möglich. Zu diesem Zweck wurde eine Kohärenzanalyse durchgeführt.

Analyse des Kohärenzspektrums

Die Abbildungen (6.49) bis (6.51) zeigen die spektrale Kohärenz zwischen den Drehimpulsfunktionen aus Beobachtungen und kombinierten simulierten Beiträgen von Atmosphäre, Ozean und Hydrologie. Die gestrichelte Linie repräsentiert das Signifikanzlevel von 95%.

Den Hauptbeitrag zur Kohärenz zwischen beobachteten und simulierten Drehim-

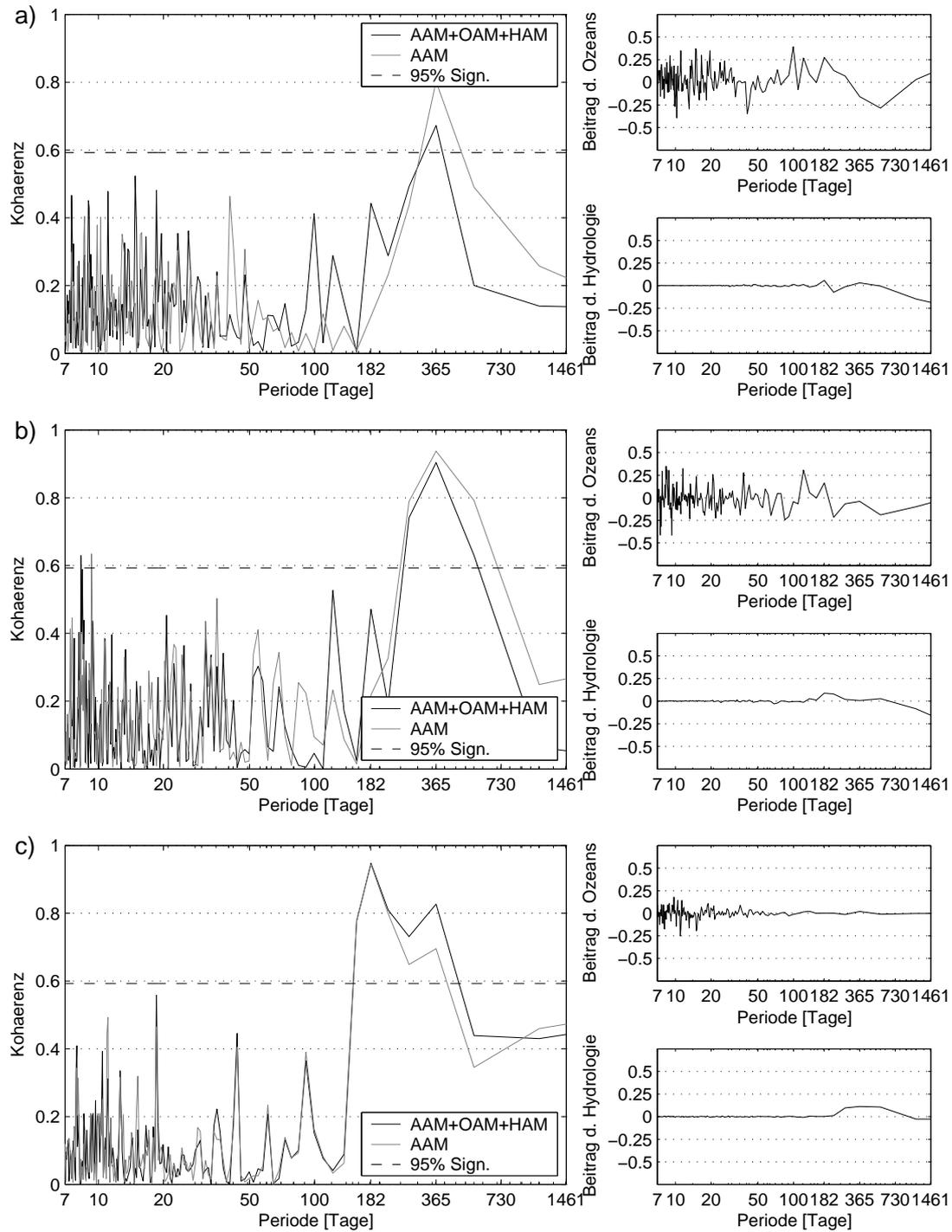


Abb. 6.49.: Kohärenz zwischen Simulationen von AOHECHAM und EOP-C04 für a) χ_1 , b) χ_2 und c) ΔLOD . Teilbilder: links, Kohärenzspektren, rechts oben: Beitrag des Ozeans zur Kohärenz, unten rechts: Beitrag der kontinentalen Hydrologie zur Kohärenz.

6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen

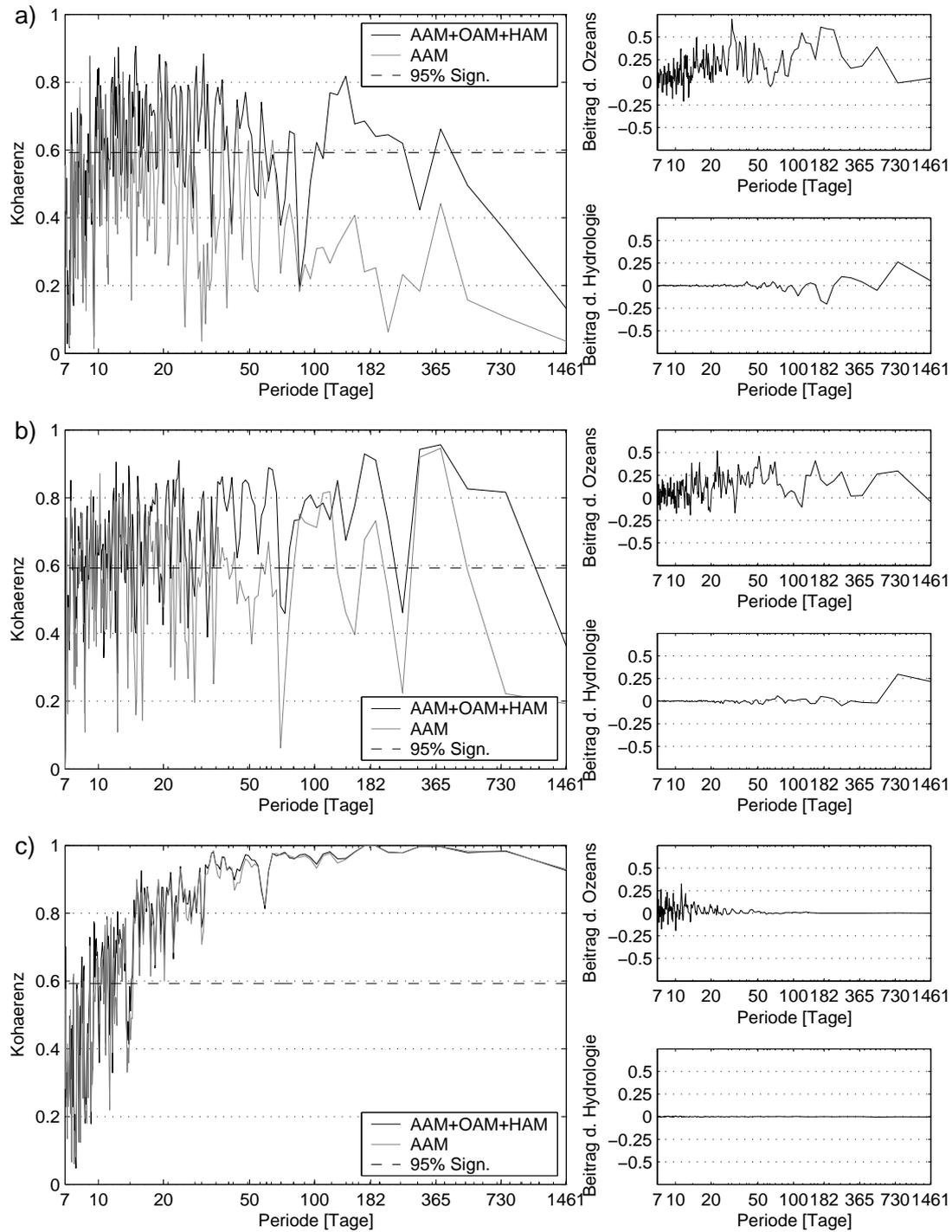


Abb. 6.50.: Kohärenz zwischen Simulationen von AOH_{NCEP} und EOP-C04 für a) χ_1 , b) χ_2 und c) ΔLOD . Teilbilder: links, Kohärenzspektren, rechts oben: Beitrag des Ozeans zur Kohärenz, unten rechts: Beitrag der kontinentalen Hydrologie zur Kohärenz.

6. Simulierte hydrologische Drehimpulsfunktionen

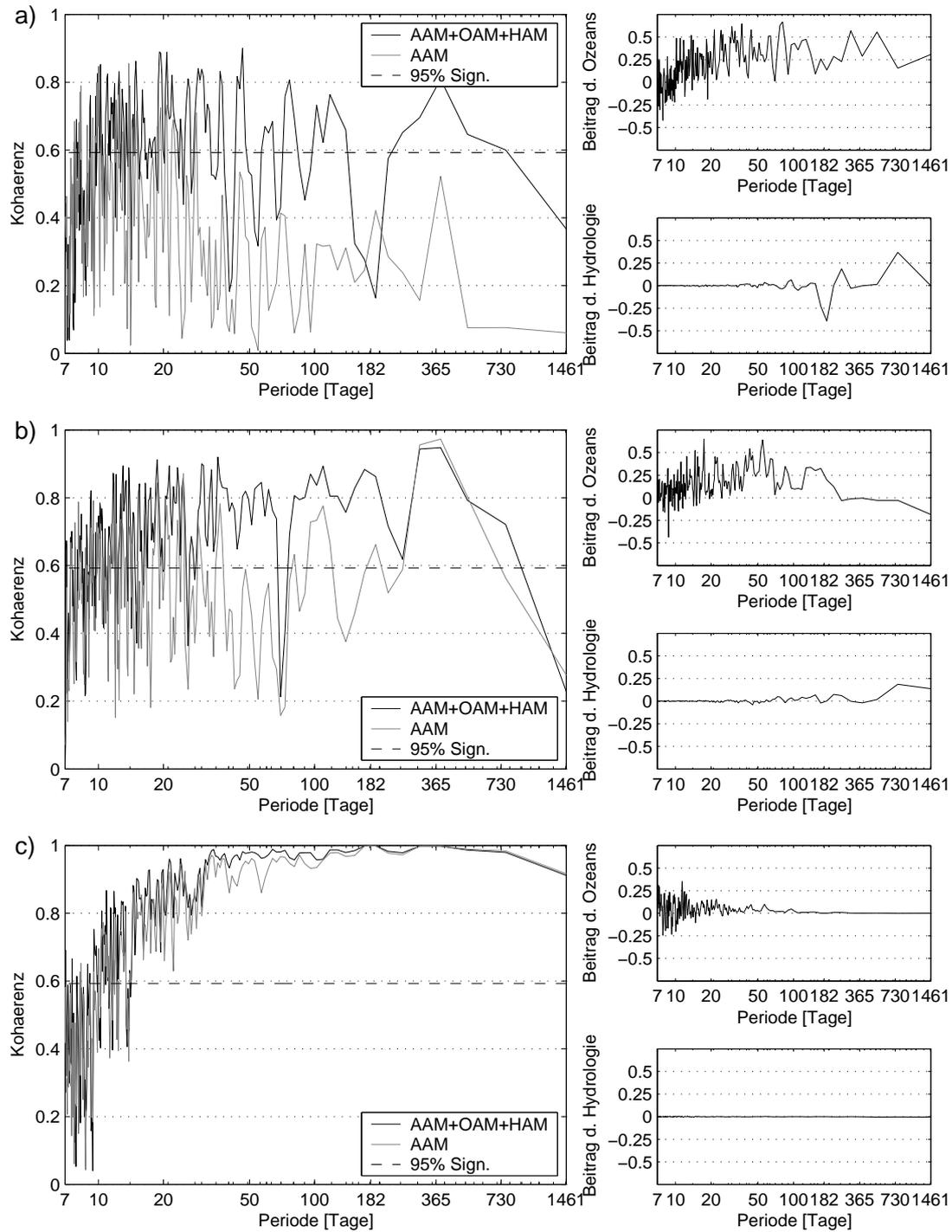


Abb. 6.51.: Kohärenz zwischen Simulationen von AO_HECMWF und EOP-C04 für a) χ_1 , b) χ_2 und c) Δ LOD. Teilbilder: links, Kohärenzspektren, rechts oben: Beitrag des Ozeans zur Kohärenz, unten rechts: Beitrag der kontinentalen Hydrologie zur Kohärenz.

pulsfunktionen leistet die Atmosphäre. Da Vorgänge in der Atmosphäre gut beobachtbar sind und von den Assimilationsmodellen bereits gut simuliert werden, tritt in ΔLOD eine sehr hohe Kohärenz auf. Besonders für die Tageslängenvariationen mit Perioden größer als 30 Tage beträgt die Kohärenz aus AAM_{NCEP} und $\text{AAM}_{\text{ECMWF}}$ mit den Beobachtungen mindestens 0,9. Bei einer Periodendauer von 14 Tagen unterschreitet das Kohärenzspektrum die Signifikanzgrenze. Da die Gleichgewichtsannahme für den Ozean nur einer Näherung entspricht, konnten die vierzehntägigen Ozeangezeiten in den Beobachtungen im Rahmen dieser Arbeit durch das Modell von Yoder et al. (1981) nicht vollständig reduziert werden. Die Tageslängenvariationen aus ECHAM besitzen ein annuelles Signal, dessen Amplituden mit denen der ΔLOD aus den Reanalysen übereinstimmen. Das Halbjahressignal ist in den atmosphärisch verursachten $\Delta\text{LOD}_{\text{ECHAM}}$ etwas stärker ausgeprägt als in $\Delta\text{LOD}_{\text{NCEP}}$ und $\Delta\text{LOD}_{\text{ECMWF}}$. Die hohe Kohärenz des semiannualen Signals in $\Delta\text{LOD}_{\text{ECHAM}}$ zeigt, dass dieses realistisch simuliert wurde. Im spektralen Bereich mit Frequenzen höher als einem Jahr treten bei $\Delta\text{LOD}_{\text{ECHAM}}$ keine signifikanten Signale auf. Die Hydrologie ist für Variationen der Tageslängenschwankung von untergeordneter Bedeutung. Es treten keine größeren hydrologischen Einflüsse auf die Kohärenz zwischen Simulation und Beobachtung auf. Eine Ausnahme bildet der hydrologische Beitrag mit kohärenten Beiträgen zu $\Delta\text{LOD}_{\text{ECHAM}}$ im Periodenbereich von ein bis zwei Jahren. Für Signale mit Perioden größer als 50 Tagen (AO_{NCEP}), bzw. größer als 100 Tagen (AO_{ECMWF}) ist auch der Beitrag des Ozeans zur Kohärenz simulierter und beobachteter ΔLOD verschwindend gering.

Im Gegensatz zu den Variationen der Tageslänge erreicht die Kohärenz zwischen Simulation und Beobachtungen der horizontalen Drehimpulsfunktionen bei Signalen mit Wellenlängen zwischen 30 Tagen und 4 Jahren nicht durchgängig das Signifikanzlevel. Zwischen Signalen von Simulationen und Beobachtungen mit Wellenlängen kleiner als 7 Tage (nicht dargestellt) besteht nur eine sehr geringe Kohärenz (ca. 0,1), zwischen 5 und 7 Tagen erfährt das Kohärenzspektrum für die Kombinationen AOH_{NCEP} und $\text{AOH}_{\text{ECMWF}}$ einen Anstieg bis zum Signifikanzlevel. In $\chi_{2,\text{NCEP}}$ und $\chi_{2,\text{ECMWF}}$ tritt bei einer Periode von 70 Tagen eine besonders niedrige Kohärenz auf, deren Ursprung in dieser Arbeit nicht geklärt werden konnte. Im Periodenbereich von mehreren Tagen bis zu wenigen Monaten weisen die Kohärenzspektren eine hohe Variabilität auf, die auch im Beitrag des Ozeans zu finden ist. Die kontinentale Hydrologie beeinflusst die spektrale Kohärenz auf niedrigeren Frequenzen. Besonders für χ_2 sind im subannualen bis hin zum interannualen Spektralbereich für die Kombinationen AOH_{NCEP} und $\text{AOH}_{\text{ECMWF}}$ fast ausschließlich positive hydrologische Beiträge zur Kohärenz zu verzeichnen. Für das Halbjahressignal von χ_1 bewirkt der hydrologische Anteil hingegen eine Verringerung der Kohärenz. Nur im Spektralbereich von zwei Jahren weist χ_1 der hydrologischen Komponente einen kohärenten Beitrag auf. Da ECHAM für die Atmosphäre eine zu hohe annuelle Variabilität simuliert, werden die Amplituden

der annuellen atmosphärischen Signale in χ_1 und χ_2 überschätzt. Die verstärkte annuelle Variabilität überträgt sich über die atmosphärischen Antriebe auch auf die Ozeansimulation. Durch die Berücksichtigung der ebenfalls überhöhten annuellen ozeanischen Amplituden sinkt die Kohärenz für das Jahressignal. Die Hydrologie zeigt lediglich für das semiannuelle Signal einen positiven Beitrag zur Kohärenz.

Zwischen den Kohärenzspektren der Kombinationen, die auf atmosphärischen Assimilationsmodellen basieren, und der Kombination, basierend auf dem freien Modell ECHAM, zeigen sich die unterschiedlichen Charakteristiken der atmosphärischen Modelle. Für die Drehimpulsfunktionen der Kombination $\text{AOH}_{\text{ECHAM}}$ verbleibt die Kohärenz im gesamten Spektrum unterhalb des Signifikanzlevels. Eine Ausnahme bildet dabei das Jahressignal für alle drei Komponenten der Drehimpulsfunktionen sowie das Halbjahressignal bei ΔLOD . Unterhalb von 30 Tagen besitzt die simulierte Variabilität von ECHAM nur stochastischen Charakter. Im Spektralbereich zwischen 30 Tagen und einem Jahr treten für die Kombination $\text{AOH}_{\text{ECHAM}}$ noch einige Signale auf, die aus den Oberschwingungen des Jahressignals resultieren. Die verzeichnete Kohärenz der Kombinationen AOH_{NCEP} und $\text{AOH}_{\text{ECMWF}}$ im subannuellen Bereich ist auf die assimilierten Beobachtungsdaten in den atmosphärischen Reanalysen zurückzuführen.

7. Zusammenfassung und Ausblick

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Analyse und Interpretation hydrologischer Beiträge zur Erdrotation sowie die Zuordnung von hydrologischen Massenvariationen und Signalen in den Erdrotationsparametern. Zu diesem Zweck wurden numerische Simulationen mit dem Landoberflächenschema SLS und dem lateralen Abflussmodell HDM durchgeführt. Mit der Durchführung eigener Simulationen konnten Sensitivitätsstudien zur Ermittlung der Abhängigkeit der simulierten hydrologischen Ergebnisse von den atmosphärischen Antrieben und der Modellphysik erfolgen. Eine im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Programmroutine zur Berechnung der Relativedrehimpulse und Trägheitstensoranteile wurde direkt in das HDM implementiert. Damit ist eine sofortige effiziente Berechnung der Drehimpulsfunktionen möglich, ohne zuvor die speicherplatzintensiven hydrologischen Datenfelder auslesen zu müssen.

Auf Grund des Einsatzes eines lateralen Abflussmodells in den eigenen Simulationen konnte der Beitrag des lateralen Wassertransportes auf die Erdrotation bestimmt werden, der in bisherigen Studien vernachlässigt wurde. Gleichzeitig erfolgte durch die erstmalige Quantifizierung des hydrologischen Bewegungsterms der Nachweis, dass dieser im Vergleich zur bisher erzielten Genauigkeit des gesamthydrologischen Einflusses tatsächlich irrelevant ist.

Die für die hydrologischen Simulationen benötigten Antriebsdaten sollten die Anforderungen erfüllen, einen möglichst langen Zeitraum in täglicher Auflösung gleichmäßig und global zu überdecken. Da die Hydrologie gemeinsam mit der Atmosphäre und dem Ozean eine Einheit bildet, wurden die hydrologischen Simulationen nicht nur einzeln betrachtet, sondern in den Kontext des globalen Wasserkreislaufes gestellt. Im Bestreben, eine möglichst konsistente Modellkombination von Atmosphäre, Ozean und Hydrologie zu bilden, wurden für die hydrologischen Simulationen Antriebe aus den globalen Atmosphärenmodellen benötigt, die bereits dem Antrieb ozeanischer Simulationen dienen. Aus diesen Anforderungen ergaben sich drei Modellkombinationen, die um die hydrologische Komponente ergänzt wurden:

- ECHAM4+OMCT+HDM
- NCEP+ECCO+SLS+HDM

- ECMWF+OMCT+SLS+HDM

Während die beiden Reanalysemodelle NCEP und ECMWF durch die Assimilation von Beobachtungsdaten einen Echtzeitbezug aufweisen, ist das freie Modell ECHAM auf klimatologische Simulationen mit Langzeitstabilität ausgelegt. Für die Simulation mit ECHAM-Antrieb war der Einsatz des Landoberflächenschemas SLS nicht nötig, da das ECHAM-interne Landoberflächenmodell bereits alle für die Bildung der vertikalen Wasserbilanz und den Antrieb der Abflusssimulation benötigten Größen lieferte.

Eine Kombination aus ECHAM, OMCT und HDM dient derzeit in gekoppelter Form der Entwicklung eines konsistenten Erdsystemmodells, mit dem bereits Testläufe zur Simulation der Erdrotationsparameter erfolgt sind. Die in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse mit der ungekoppelten hydrologischen Simulation können der Auswertung und Interpretation der Ergebnisse der gekoppelten Version dienen.

Die Antriebsdaten für die hydrologische Simulation werden von den Atmosphärenmodellen als diagnostische Größen simuliert. Infolgedessen ist ihre Genauigkeit oftmals gering. Zur Untersuchung der Abhängigkeit der Simulationsergebnisse vom atmosphärischen Antrieb, wurden die hydrologische Simulationen mit Antrieben aus den voneinander unabhängigen atmosphärischen Assimilationsmodellen NCEP und ECMWF identisch durchgeführt. Die Differenzen in den resultierenden hydrologischen Massenverteilungen und Erdrotationsparameter reflektieren insbesondere eine starke Abhängigkeit von den Niederschlagsantrieben.

Um die Qualität der atmosphärischen Antriebe einzuschätzen, Rückschlüsse auf die verursachenden Prozesse von bestimmten Signalen in den HAM ziehen zu können und mögliche Gründe zu ermitteln, warum die simulierten HAM im Einzelfall von den Residuen aus Beobachtungen und atmosphärischen sowie ozeanischen Beiträgen zur Erdrotation abweichen, wurden statistische Verfahren sowohl auf die Antriebsdaten, auf die simulierte hydrologische Massenvariationen als auch auf die hydrologischen Drehimpulsfunktionen angewendet.

So konnten langperiodische Variationen in den simulierten hydrologischen Größen auf bereits in den atmosphärischen Antrieben enthaltene langperiodische Variationen zurückgeführt werden. Ein besonders starker Zusammenhang wurde für die simulierten hydrologischen Massenanstiegen aus HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} mit den Variationen der Niederschläge von NCEP bzw. ECMWF festgestellt. Innerhalb der hydrologischen Simulation wird die langperiodische Variabilität der Niederschlagsfelder noch verstärkt. Für HS_{NCEP} konnten über 80% der langperiodischen Variationen in χ_2 durch die erste Hauptkomponente der langperiodischen Niederschlagsvariationen erklärt werden. Für HS_{ECHAM} waren die langperiodischen Signale aufgrund der komplexen Modellierung der Landoberflächenprozesse in Abhängigkeit von mehreren atmosphärischen Parametern nicht direkt auf die

Niederschlagsantriebe zurückführbar.

Aufgrund der weitaus komplexeren Modellphysik des Landoberflächenmoduls von ECHAM im Vergleich zum SLS, ergeben sich neben antriebsbedingten Unterschieden zusätzliche modellierungsbedingte Abweichungen in den simulierten Feldern von HS_{ECHAM} gegenüber den Ergebnissen von HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} . Zur Bestimmung der Abhängigkeit der simulierten Größen von der Modellphysik wurde das SLS zusätzlich mit Daten aus ECHAM angetrieben. Die hydrologischen Massenvariationen beider Simulationen offenbarten eine Überschätzung der vom SLS simulierten saisonalen Variabilität, die sich in χ_1 durch überhöhte Amplituden und eine Phasenverschiebung des annuellen Signals äußerte.

Eine im Rahmen der vorliegenden Dissertation durchgeführte Sensitivitätsanalyse ergab, dass die Hydrologie besonders in den Randbereichen der Kontinente durch die unterschiedlichen Landmasken des Atmosphärenmodells und des lateralen Abflussmodells unausgeglichene Bilanzen aufweist. Dieses Problem wurde durch eine einheitliche Multiplikation aller Bilanzgrößen mit beiden Landmasken umgangen. Bilanzierungsprobleme traten auch über Gletscherzellen und Binnenseen auf. Eine unausgeglichene Wasserbilanz führt in den betroffenen Zellen zu einem Trend und starken langperiodischen Variationen, die sich aus einer nicht linearen Akkumulation von Masse ergeben.

Auch durch die stetige Weiterentwicklung der Beobachtungssysteme, die die assimilierten Daten für die Reanalysen lieferten, werden in den atmosphärischen Größen künstliche Variationen hervorgerufen, die sich in den mit Reanalysedaten angetriebenen Simulationen in Variationen der hydrologischen Gesamtmasse äußern und die simulierten Tageslängenvariationen ebenfalls im langperiodischen Bereich beeinflussen.

Natürliche langperiodische Variationen, die in hydrologischen Komponenten mit langen Rückhaltedauern auftreten, und künstlichen Variationen lassen sich in den Ergebnissen der Simulation nicht mehr von einander unterscheiden. Homogene Eingangsdaten und eine geschlossene Wasserbilanz sind daher essenziell für die realistische Simulation von Langzeitvariabilität.

Einflüsse der ENSO zeichneten sich durch stärkere saisonale Signalamplituden in den χ_1 und durch eine überwiegend positive Korrelation der ΔLOD nach Abzug eines mittleren Jahressignals mit dem Southern Oscillation Index ab. Im interannuellen Bereich, der durch ENSO beeinflusst wird, zeigte HS_{ECMWF} in χ_1 ähnliche Variationen wie HS_{ECHAM} und unterstützt damit die von ECHAM wiedergegebene interannuelle Variabilität.

Die saisonalen Signale hydrologisch verursachter Erdrotationsschwankungen beitragen für die horizontalen Drehimpulsfunktionen bis zu $\pm 0,6 \cdot 10^{-7} \text{rad}$ und $\pm 70 \mu\text{s}$ in der Tageslänge. Für die Polbewegung ergeben sich damit saisonale Variationen von $\pm 8 \text{mas}$. Der gesamte hydrologische Beitrag zur Polbewegung reicht bis

zu ± 20 mas. Dies liegt über der Messbarkeitsgrenze moderner Beobachtungsverfahren mit 0,2mas.

Der Vergleich eigener simulierter hydrologischer Drehimpulsfunktionen mit den Ergebnissen anderer Autoren zeigte, dass die Phasen der saisonalen Signale in den HAM aus eigenen Simulationen und denen anderer Autoren untereinander erheblich abweichen. Die Vergleichbarkeit der HAM leidet besonders darunter, dass in die verfügbaren Referenzzeitreihen unterschiedliche hydrologische Komponenten eingingen. Nach Abzug des jeweiligen mittleren Jahressignals zeigten dennoch alle Komponenten der Drehimpulsfunktionen in den verbleibenden Variationen eine größere Anzahl gemeinsamer Signale, die auf die unterschiedlich starke Ausprägung der saisonalen Signale zurückzuführen ist. Die Anomalien zum mittleren Jahressignal können demzufolge von den betrachteten hydrologischen Modellen, mit Ausnahme der ECHAM-basierten Simulation aufgrund des fehlenden Echtzeitbezugs, gut wiedergegeben werden.

Der Vergleich der simulierten Drehimpulsfunktionen mit den gebildeten Residuen zeigte eine gute Übereinstimmung der saisonalen Signale in χ_2 . Das Jahressignal in den simulierten $\chi_{2,NCEP}$ zeigte starken Fluktuationen, die auch in den gebildeten Residuen aus Beobachtung, atmosphärischen und ozeanischen Beiträgen zu finden sind. Die Berücksichtigung des lateralen Wasserabflusses bewirkte eine signifikante Phasenverschiebung für das annuelle Signal gegenüber ausschließlicher Berücksichtigung der vertikalen Wasserbilanz. Durch die Berücksichtigung des lateralen Abflusses lassen sich die Varianzen der Residuen aus Beobachtungen und atmosphärischer, ozeanischer sowie hydrologischer Beiträge zu χ_2 verringern und gleichzeitig die Korrelation erhöhen. Es konnte gezeigt werden, dass auch mit einem einfachen Landoberflächenschema in Kombination mit einem lateralen Abflussmodell eine gute Reproduktion der χ_2 -Komponente möglich ist.

Die schlechtere Übereinstimmung in χ_1 ist auf Defizite in der Landoberflächensimulation des SLS zurückzuführen, die eine Phasenverschiebung und einer Überschätzung der annualen Signale in χ_1 bewirkten.

In den Residuen der ΔLOD überwiegen die Reste aus der nichtgeschlossener Wasserbilanz und Unsicherheiten der atmosphärischen und ozeanischen Beiträge. Das starke verbleibende Halbjahressignal in ΔLOD ist nicht durch hydrologische Massenvariationen erklärbar, da diese im semiannualen Bereich wenig Energie aufweisen.

Bisher sind in den Berechnungen der hydrologisch verursachten Erdrotationsparameter die Beiträge der Eisbedeckungen und des antropogenen Einflusses nicht berücksichtigt. Eine Weiterentwicklung eines Wassernutzungsschemas, wie es beispielsweise in dem hydrologischen Modell WGHM (Döll et al., 2003) enthalten ist, in Kombination mit einem Ansatz zur Bestimmung antropogen verursachter Wasservariationen von Dill (2002) könnte einen Schritt in diese Richtung darstellen.

Variable Speicherinhalte von Binnenseen und Feuchtgebieten sind ebenfalls noch nicht oder nicht ausreichend in hydrologischen Modellen parametrisiert. Notwendige Informationen dafür können aus bereits in der Ausführung befindlicher und in absehbarer Zeit geplanter geodätischer Missionen gewonnen werden. Mit den Daten von GRACE wurde bereits eine verbesserte Beobachtungssituation erzielt. Altimetermessungen über Seen und Flussläufen erlauben die Bestimmung von Wasserständen (Cretaux et al., 2005). Ein Bodenfeuchtesensor der für Beginn des Jahres 2008 geplanten Mission SMOS¹ wird dringend benötigte flächendeckende Beobachtungsdaten über das in der Bodenfeuchtigkeit gespeicherte Wasser liefern. Für 2009 ist auch ein neuer Start des Satelliten Cryosat² geplant, der zu einem besseren Verständnis der Eisdynamik beitragen soll.

Anhand dieser Daten kann eine Validation weiterer hydrologischer Felder sowie eine Verbesserung der hydrologischen Modellierung erfolgen. Außerdem können Aussagen darüber getroffen werden, inwieweit die bestehenden Abweichungen der gemessenen und der simulierten Erdrotationsparameter auf Fehlern in der Modellierung beruhen, oder ob noch andere, bisher nicht berücksichtigte Prozesse einen wesentlichen Einfluss auf die Erdrotation besitzen. Durch die gemeinsame Analyse und Interpretation von Beobachtungen und Modelldaten können in den beobachteten Erdrotationsparametern möglicherweise auch Indikatoren über Änderungen des Klimas abgeleitet werden.

¹<http://www.esa.int/esaLP/LPsmos.html>

²<http://www.esa.int/SPECIALS/Cryosat/index.html>

A. Berechnung der hydrologischen Massenverteilungen

Aus den hydrologischen Simulationen HS_{ECHAM} , HS_{NCEP} und HS_{ECMWF} liegen globale Wasserverteilungen und -transporte vor. Für die Berechnung der Erdrotationsparameter nach den Gleichungen (2.43) in Kapitel 2.8 werden finite Massenelemente dM benötigt. Diese können als diskrete Elemente ΔM für den Massenterm aus den Variationen des absoluten Wasserspeichers ΔW und für den Bewegungsterm aus Variationen des Wassertransportes ΔQ_{out} berechnet werden. Dafür werden Kenntnisse der Bilanzbildung (siehe Kapitel 3.1) und über die Modellstruktur des HDM (siehe Kapitel 3.2.2) benötigt.

Die Bestimmung der Variationen des im Boden und seiner Bedeckung enthaltenen Wassers, inklusive einer Schneeeauflage, erfolgt durch $\Delta W_V = P - E - R - D$ entsprechend Gleichung 3.5.

Für die laterale Wasserbilanz (siehe Gleichung 3.6) innerhalb des HDM wurden die Variationen der Wasserspeicher getrennt für die Abflussarten Oberflächenabfluss (ofl), Grundwasserabfluss (gfl) und Gerinneabfluss (rfl) berechnet:

$$\Delta W_{\text{ofl}} = R - Q_{\text{ofl}}, \quad (\text{A.1})$$

$$\Delta W_{\text{gfl}} = D - Q_{\text{gfl}}, \quad (\text{A.2})$$

$$\Delta W_{\text{rfl}} = Q_{\text{in}} - Q_{\text{out}}. \quad (\text{A.3})$$

Der Zufluss Q_{in} in eine Zelle zum Zeitpunkt t_i wird dabei aus den Abflüssen Q_{ofl} , Q_{gfl} und Q_{out} aller flussaufwärts gelegenen Zellen zum vorherigen Zeitpunkt t_{i-1} gebildet (siehe Kapitel 3.2.2).

Der Gesamtwasserspeicher ergibt sich dann in Analogie zu Gleichung 3.7 als Summe der Einzelspeicher aus vertikaler und lateraler Wasserbilanz:

$$\Delta W = \Delta W_V + \Delta W_{\text{ofl}} + \Delta W_{\text{gfl}} + \Delta W_{\text{rfl}}. \quad (\text{A.4})$$

Um den Bewegungsterm der Polbewegungsanregung globaler Wasserabflüsse berechnen zu können, wird nicht wie beim Massenterm die Änderung der auf der Erdoberfläche gespeicherten Wassermassen benötigt, sondern die Änderungen der

Masse des fließenden Wassers sowie dessen Strömungsgeschwindigkeit. Erst durch laterale Abflussmodelle, welche den Transport des Wassers vom Ort der Abflussbildung bis zum Meer simulieren, wird eine Berechnung des Bewegungsterms ermöglicht. Die Parametrisierung des HDM erlaubt es, aus dem Wassertransport und der zellspezifischen Rückhaltedauer τ unter Berücksichtigung der horizontalen Abflussrichtung, die zeitliche Variabilität der Wassertransporte sowie ein zellspezifisches zeitlich konstantes Geschwindigkeitsfeld (nach Gleichung 3.11) zu bestimmen, aus denen der Bewegungsterm des lateralen Wasserabflusses berechnet werden kann. Anders als beim Massenterm wird der Bewegungsterm nur von Variationen der fließenden Wassermassen gebildet. Deshalb werden dafür nur die Abflüsse Q nicht aber die Variationen des Wasserspeichers betrachtet.

Da das HDM den Wassertransport und den Wasserspeicher in diskreten Zeitschritten in der Einheit m^3s^{-1} simuliert, ergibt sich das Massenelement ΔM für den Massenterm aus dem Wasserspeicher ΔW multipliziert mit der Länge eines Modellzeitschrittes Δt und der Dichte ρ des Wassers. Die Massenelemente, die in den Bewegungsterm eingehen, werden hingegen aus dem simulierten Wassertransport Q multipliziert mit der für die Zelle spezifischen Rückhaltedauer τ , welche auch kürzer als ein Modellzeitschritt sein kann, und der Dichte von Wasser gebildet:

$$\begin{aligned}\Delta M_{\text{masse}} &= \Delta W \cdot \rho \cdot \Delta t \\ \Delta M_{\text{beweg}} &= \Delta (Q \cdot \rho \cdot \tau).\end{aligned}\tag{A.5}$$

Da im HDM drei Abflussarten mit unterschiedlichen Rückhaltedauern τ_{off} , τ_{gfl} und τ_{rfl} unterschieden werden, wird die Berechnung von ΔM_{beweg} für jede Abflussart mit den Wassertransporten Q_{off} , Q_{gfl} und Q_{out} separat durchgeführt.

Die praktische Berechnung schließt sich hier an die theoretischen Betrachtung in Kapitel 2.8 an.

B. Statistische Auswerteverfahren und Darstellungsmethoden

Die hydrologischen Simulationen produzieren einen großen Umfang von Datenmaterial. Um dieses auswerten zu können, bedarf es der Anwendung statistischer Verfahren.

B.1. Allgemeine Auswerteverfahren

Der Mittelwert \bar{x} einer Stichprobe x_i mit n Werten wird wie folgt bestimmt:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i. \quad (\text{B.1})$$

Die Standardabweichung s einer Stichprobe x_i mit n Werten ergibt sich aus:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}. \quad (\text{B.2})$$

Das Quadrat der Standardabweichung heißt Varianz $\text{var} = s^2$. Diese beiden Größen sind ein Maß für die Streuung der Werte einer Zeitreihe um ihren Mittelwert.

Zur Beurteilung der Übereinstimmung zweier Zeitreihen x und y werden die quadratischen mittleren Abweichungen (RMS, engl.: root mean square) gebildet:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}. \quad (\text{B.3})$$

Die empirische Kovarianz zweier Zeitreihen x und y wird gemäß

$$s_{xy} = \frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (\text{B.4})$$

berechnet und ist eine Maßzahl für den linearen Zusammenhang zwischen den beiden Zeitreihen ohne eine Auskunft über die Stärke des Zusammenhanges zu liefern. Durch eine Standardisierung der Kovarianz durch die Standardabweichungen der Zeitreihen, erhält man den Korrelationskoeffizient r :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{(n - 1) \cdot s_x \cdot s_y}. \quad (\text{B.5})$$

Der Korrelationskoeffizient kann Werte zwischen 1 und -1 annehmen. Bei einem Korrelationskoeffizienten von 1 sind die beiden Zeitreihen vollständig miteinander korreliert, bei -1 genau antikorreliert. Aus der Korrelation r kann das Bestimmtheitsmaß $B = r^2 \cdot 100\%$ erhalten werden. Diese Maßzahl gibt an, wie viel Prozent gemeinsame Varianz beide Zeitreihen besitzen.

Der Kreuzkorrelationskoeffizient r_l wird als zeitliche Verschiebung zwischen zwei Zeitreihen x und y mit n Werten berechnet:

$$r_l = \frac{\sum_{i=1}^{n-l} (x_i - \bar{x}) \cdot (y_{i+l} - \bar{y})}{(n - 1) \cdot s_x \cdot s_y}, l = 0, 1, \dots, n - 1. \quad (\text{B.6})$$

Bei maximalem r_l entspricht l der zeitlichen Diskrepanz zwischen zwei Zeitreihen. Für $l = 0$ entspricht r_0 dem Korrelationskoeffizient.

B.2. Spektrale Varianzanalyse

Mit den folgenden Methoden ist eine Transformation einer Zeitreihe $x(t)$ in seine spektrale Darstellung $X(f)$ möglich:

$$x(t) \rightarrow X(f), \quad \text{bzw.} \quad x_i(t_i) \rightarrow X_j(\Delta f_j), \quad f = 1/T. \quad (\text{B.7})$$

Die Größe X gibt die Verteilung der Zeitreihenvarianz von x auf einzelne Frequenzen f oder Perioden T an.

B.2.1. Die Fourier-Transformation

Jede beliebige Zeitfunktion $x(t)$ kann durch

$$g(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) e^{-2\pi f t} dt \quad (\text{B.8})$$

in einen Ausdruck der zugehörigen spektralen Dichte zerlegt werden. Diese Transformation wird als *Fourier-Transformation* bezeichnet.

Bei einer endlichen Zeitreihe x_n mit N Elementen gibt die Wellenzahl k an, in wie viele harmonische Wellen die Zeitreihe zerlegt werden kann. Für eine diskrete Zeitreihe $x_n = x(t_n)$ mit dem Zeitreihenlaufindex n lautet die Fourier-Transformation:

$$x_n = \sum_{k=0}^{N-1} F(k) e^{2i\pi nk/N}, \quad \text{mit } i = \sqrt{-1}. \quad (\text{B.9})$$

Die Fourierkomponenten $F(k)$ werden durch Invertierung von Gleichung (B.9) erhalten:

$$\begin{aligned} F(k) &= \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2i\pi nk/N} \\ F(k) &= \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cos(2\pi nk/N) - i \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \sin(2\pi nk/N). \end{aligned} \quad (\text{B.10})$$

Die Komponente $F(0)$ ist gleich dem Mittelwert der Zeitreihe x_n .

Die Varianz der Zeitreihe ergibt sich somit aus:

$$s^2 = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} (x_n - \bar{x})^2 = \sum_{k=1}^{N-1} F(k)^2 = \sum_{k=1}^{N-1} s^2(k). \quad (\text{B.11})$$

Die grafische Darstellung der spektralen Varianz kann in einem Periodogramm erfolgen, wobei $s^2(k)$ gegen k aufgetragen wird.

In dieser Arbeit wird die Fourier-Transformation mit einem Software-Paket von Matlab durchgeführt, welches den Algorithmus der Fast-Fourier-Transformation enthält. Die Fouriertransformation dient auch als Grundlage für die harmonische Analyse und die Kreuzspektralanalyse, die später noch erklärt werden.

B.2.2. Die Multitaper-Methode

Oftmals enthalten die zu untersuchenden Zeitreihen Schwingungen, die nicht streng periodisch sind oder die keinen harmonischen Aufbau besitzen, was jedoch bei der Fourier-Transformation im Allgemeinen vorausgesetzt wird. Für die spektrale Analyse dieser Zeitreihen eignet sich die Multi-Taper-Methode (MTM) nach Thomson (1982).

MTM verwendet eine geringe Anzahl an orthogonalen Fensterfunktionen (Taper), um die Varianz der Spektralschätzungen zu reduzieren. Dies bietet gegenüber klassischen Verfahren, die mit einer einzelnen Fensterfunktion arbeiten, den Vorteil, dass die hohe Auflösung des Spektrums erhalten bleibt. Die orthogonalen Taper werden so konstruiert, dass spektrale Verlust-Effekte (Leakage), die durch

die endliche Länge der Zeitreihe verursacht werden, minimiert werden. Abbildung B.1 zeigt die ersten drei Taper für die Spektralanalyse einer Zeitreihe der Tageslängenvariationen, die im Rahmen dieser Arbeit berechnet wurden.

Durch Vorabmultiplizieren der Daten mit den Tapern werden Leakage-Effekte minimiert. Es werden dann unter Verwendung einer Anzahl von K Tapern jeweils unabhängige Schätzungen des Leistungsspektrums berechnet, die anschließend zu einem Spektrum zusammengefasst werden. Das resultierende hochaufgelöste Leistungsspektrum mit reduzierter Varianz ergibt sich als gewichtetes Mittel der K Eigenspektren. Mit einer harmonische Analyse lassen sich harmonische Anteile im Spektrum von kontinuierlichen Anteilen trennen. Dies ist selbst bei starkem Hintergrundrauschen möglich.

Bei der Anwendung der Multi-Taper-Methode muss eine geeignete Bandbreite p und die Anzahl K an Tapern gewählt werden. Diese beiden Parameter bestimmen die Auflösung, die Varianz und das Leakage des zu schätzenden Spektrums. Eine größere Anzahl an Tapern reduziert zwar die Varianz des Spektrums, bewirkt jedoch höheres Leakage. Eine höhere Bandbreite setzt die Auflösung des Spektrums herab, erlaubt aber die Verwendung mehrerer Leakage-freier Taper. Die maximale Anzahl an sinnvollen Tapern beträgt $2p - 1$. Die optimale Wahl von p und K ist abhängig von der Länge und der Charakteristik der Zeitreihe. Ghil et al. (2002) empfehlen für die Anwendungen von Zeitreihen, die klimatologische Signale enthalten die Einstellungen $p = 2$ und $K = 3$, um auch noch Signale wie ENSO (siehe Kapitel 6.2.2) und dekadische Variabilitäten aufzulösen.

Die Multi-Taper-Methode wurde bereits in vielen Fällen zur Analyse geophysikalischer Signale eingesetzt. Darunter finden sich Studien atmosphärischer und ozeanischer Daten, so zum Beispiel von Thomson (1995) und Lall and Mann (1995) oder Analysen hydrologischer Daten, wie die Untersuchung historischer Abflussdaten des Nils (Kondrashov et al., 2005). In dieser Arbeit wird die Multi-Taper-Methode mit dem SSA-MTM Toolkit ¹ durchgeführt. Eine ausführliche Beschreibung der Multi-Taper-Methode findet der interessierte Leser bei Ghil et al. (2002).

B.2.3. Die Waveletanalyse

In geophysikalischen Zeitreihen treten oft nichtstationäre Signale auf, die zeitlich in ihrer Amplitude und Frequenz variieren können. Mit einer reinen Frequenzanalyse können zwar die Frequenzen der Signale, nicht aber ihre zeitlichen Variationen erfasst werden. Mit der Wavelet-Analyse, die 1982 von dem französischen Geophysiker Morlet entwickelt worden ist, können Zeitreihen unter Anwendung eines Fensters mit flexibler Breite in den Zeit-Frequenz-Raum zerlegt und domi-

¹<http://www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa/>

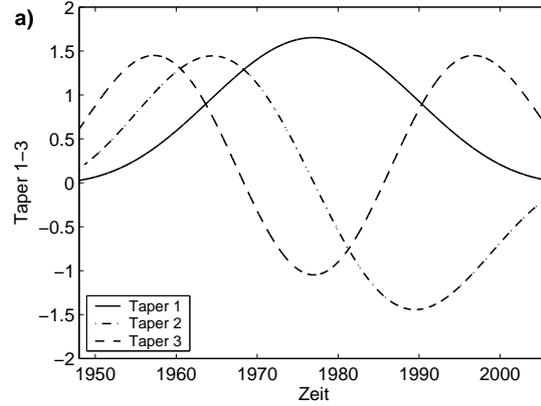


Abb. B.1.: Erste drei Taper für den Fall $p = 2$ berechnet für die Länge $N = 21185\Delta t$ einer Zeitreihe der Tageslängenvariationen von 1948-2006 mit $\Delta t = 1\text{Tag}$.

nante Moden der Variabilität sowie deren zeitliche Entwicklung lokalisiert werden. Der Gewinn der zusätzlichen Dimension Zeit geht jedoch auf Kosten der Schärfe der Frequenzauflösung. Seit den 90er Jahren sind zahlreiche geowissenschaftliche Studien unter Verwendung der Waveletanalyse erschienen (z.B. Schmidt (2001); Stuck et al. (2006)). Grundlage für die in dieser Arbeit durchgeführten Waveletanalysen bildet die Einführung in die Waveletanalyse von Torrence and Compo (1998), die ihre Studie an Beispielzeitserien des ENSO durchführten.

Die kontinuierliche Wavelet-Transformation einer diskreten Zeitreihe X_t mit $t_i = 0 \dots N-1$ in gleichmäßigen Zeitabständen δt ist nach Torrence and Compo (1998) als Konvolution der Zeitreihe mit einer skalierten und modifizierten Wavelet-Funktion Ψ definiert:

$$W_t(a) = \sum_{t_i=0}^{N-1} X_t \Psi^* \left[\frac{(t - \tau)\delta t}{a} \right], \quad (\text{B.12})$$

wobei Ψ^* die komplex konjugierte Funktion des Wavelets Ψ darstellt. Der Verschiebungsparameter τ steuert die zeitliche Auflösung des Spektrums, während der Skalierungsfaktor a eine Dehnung oder Stauchung des Wavelets mit Bezug zur Frequenz bewirkt. Durch Verändern der Wavelet-Skala a und Verschieben entlang des lokalen Zeitindex τ kann ein zweidimensionales Abbild konstruiert werden, das sowohl die Amplitude gegenüber der frequenzabhängigen Skala als auch die zeitlichen Variationen der Amplitude beschreibt. In geophysikalischen Anwendungen (z.B. bei Torrence and Compo (1998); Stuck (2001); Seitz (2004)) wird häufig das Morlet Wavelet

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}, \quad (\text{B.13})$$

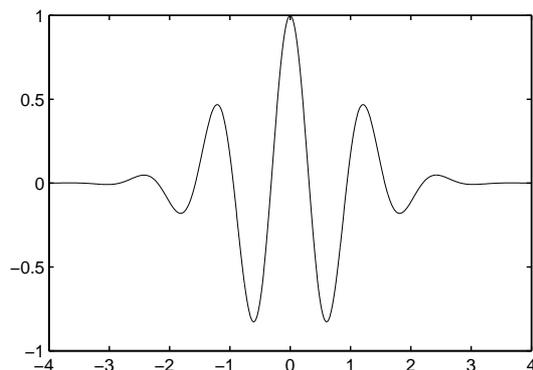


Abb. B.2.: Morlet-Wavelet

eingesetzt, welches in Abhängigkeit eines dimensionslosen zeitvariablen Parameters η steht. Dieses Wavelet (Abbildung B.2) besteht aus einer modifizierten Gaußfunktion mit dem Mittelwert Null und ist räumlich und zeitlich lokalisiert (Farge, 1992; Torrence and Compo, 1998).

Der konstante Parameter ω_0 bestimmt den Grad der Schärfe bei der räumlichen und zeitlichen Lokalisierung und wird in folgenden Anwendungen wie bei Torrence and Compo (1998) und Farge (1992) gleich 6 gesetzt. Ein kleinerer Wert für ω_0 führt zu einer besseren Zeitauflösung, bewirkt jedoch eine schlechtere Auflösung der Frequenz und umgekehrt. Der Verwendung des Wavelets in (B.12) geht eine Normierung des eine Einheitsenergie aufweisenden Mutter-Wavelets Ψ_0 mit $(\frac{dt}{a})^{\frac{1}{2}}$ zu Ψ mit skalenabhängiger Energie voraus, wobei die Waveletfunktionen mittels des Parameters a an die jeweilige Skala angepasst wird. Bei der praktischen Anwendung der Waveletanalyse ist eine Diskretisierung der Skala a zur Bestimmung des Waveletspektrums nötig. Die Frequenzauflösung kann über die Skaleninkremente dj an die jeweiligen Bedürfnisse des Anwenders angepasst werden. Hier wurden die Skalen a_j als gebrochene Exponentiale von 2, multipliziert mit einer Grundskala a_0 gewählt:

$$a_j = a_0 2^{j\delta j}. \quad (\text{B.14})$$

Die Wahl genügend kleiner δj hängt von der Breite im Spektralraum der Waveletfunktion ab. Für die in dieser Arbeit durchgeführten Analysen der hydrologischen Drehimpulsfunktionen wurden empirisch die Einstellungen $a_0 = 14$ Tage und $d_j = 0,42$ als geeignet ermittelt (siehe Kapitel 6.2.2).

Aus der Komplexwertigkeit der Waveletfunktion $\Psi(\eta)$ resultiert die ebenfalls komplexwertige Zusammensetzung der Wavelettransformation $W_t(a)$ aus einem Realteil $\Re\{W_t(a)\}$ und einem Imaginärteil $\Im\{W_t(a)\}$. Alternativ kann $W_t(a)$ auch in eine Amplitude $|W_t(a)|$ und eine Phase $\tan^{-1}[\Im\{W_t(a)\}/\Re\{W_t(a)\}]$ zerlegt werden. Das Wavelet-Energie-Spektrum wird schließlich als $|W_t(a)|^2$ definiert.

Durch die endliche Länge der Zeitreihe werden Artefakte an den Rändern des Energiespektrums hineinprojiziert. Eine Möglichkeit die Randeffekte zu minimieren, bietet das Auffüllen der Zeitreihe mit Nullen an den Rändern vor dem Ausführen der Wavelet-Transformation. Diese Auffüllung ruft jedoch Diskontinuitäten an den Endpunkten höherer Skalen hervor und vermindert die Amplitude der Signale nahe den Rändern. Mit der verwendeten Wavelet-Toolbox von Torrence and Compo (1998) kann ein Einflusskegel dargestellt werden, der die Region im Wavelet-Spektrum angibt, die von Randeffekten beeinflusst wird. Ebenfalls bietet das Softwarepaket eine Möglichkeit an, Signale, die signifikant das mittlere Hintergrundspektrum überschreiten, im Waveletspektrum graphisch hervorzuheben. Diese Signale sind mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit signifikant. Für das mittlere Hintergrundspektrum wird hier, wie bei geophysikalischen Daten üblich, ein Rotes-Rauschen-Prozess angenommen. Als Grenze für die Signifikanz der Signale wurde in dieser Arbeit eine Wahrscheinlichkeit von 95% gewählt.

Weiterführende Beschreibungen der Waveletanalyse sind bei Torrence and Compo (1998) zu finden.

B.2.4. Die Kreuzspektral- und Kohärenzanalyse

Mit der Kreuzspektralanalyse kann der spektrale Zusammenhang zweier Zeitreihen ermittelt werden. Für zwei diskrete Zeitreihen $x(t)$ und $y(t)$ werden die Kovarianzfunktionen C_{xx} und C_{yy} sowie die Kreuzkovarianzfunktionen C_{xy} und C_{yx} gebildet:

$$\begin{aligned}
 C_{xx}(\tau) &= \frac{1}{n-1-\tau} \sum_{j=1}^{n-\tau} (x_j - \bar{x})(x_{j+\tau} - \bar{x}), \\
 C_{yy}(\tau) &= \frac{1}{n-1-\tau} \sum_{j=1}^{n-\tau} (y_j - \bar{y})(y_{j+\tau} - \bar{y}), \\
 C_{xy}(\tau) &= \frac{1}{n-1-\tau} \sum_{j=1}^{n-\tau} (x_j - \bar{x})(y_{j+\tau} - \bar{y}), \\
 C_{yx}(\tau) &= \frac{1}{n-1-\tau} \sum_{j=1}^{n-\tau} (y_j - \bar{y})(x_{j+\tau} - \bar{x}). \tag{B.15}
 \end{aligned}$$

Dabei werden nur positive Zeitverschiebungen $\tau = 0, 1, \dots, M < n$ für die Verschiebung der Zeitreihe $y(t)$ gegenüber $x(t)$ bei C_{xy} , bzw. $x(t)$ gegenüber $y(t)$ bei C_{yx} betrachtet. Schönwiese (2000) empfiehlt für die maximale Zeitverschiebung M den Wert $n/3$.

Aus C_{xy} und C_{yx} können der sogenannte „gerade Teil“ $G(\tau)$ und der „ungerade

Teil“ $U(\tau)$ der Kreuzkovarianzfunktion gebildet werden:

$$G(\tau) = \frac{1}{2}(C_{xy}(\tau) + C_{yx}(\tau)), \quad (\text{B.16})$$

$$U(\tau) = \frac{1}{2}(C_{xy}(\tau) - C_{yx}(\tau)) \quad (\text{B.17})$$

Die Fouriertransformierte des geraden Teils ergibt dann das Kospektrum, bzw. den Realteil $\Re\{S_{xy}(\omega)\}$ des Kreuzspektrums $S_{xy}(\omega)$ und die Fouriertransformierte des ungeraden Teils das Quadratspektrum, bzw. den Imaginärteil $\Im\{S_{xy}(\omega)\}$ des Kreuzspektrums.

$$\Re\{S_{xy}(\omega)\} = F\{C_{xy}(\tau)\} = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i\omega\tau} G(\tau) d\tau, \quad (\text{B.18})$$

$$\Im\{S_{xy}(\omega)\} = F\{C_{yx}(\tau)\} = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-i\omega\tau} U(\tau) d\tau, \quad (\text{B.19})$$

$$S_{xy}(\omega) = \Re\{S_{xy}(\omega)\} + i\Im\{S_{xy}(\omega)\} \quad (\text{B.20})$$

Das Ko- und Quadratspektrum wird anschließend mit einer geeigneten Filterfunktion geglättet, um die spektrale Varianz zu reduzieren. Das Kreuzspektrum enthält Informationen über die gemeinsame Variabilität der Zeitreihen $x(t)$ und $y(t)$. $S_{xx}(\omega)$ und $S_{yy}(\omega)$ sind die Fouriertransformierten von $C_{xx}(\tau)$ und $C_{yy}(\tau)$.

Nun können Aussagen über die Amplituden und Phasen der Zeitreihen relativ zu einander im Spektralraum getroffen werden. Informationen über die in beiden Zeitreihen enthaltenen Amplituden liefert das Amplitudenspektrum:

$$A(\omega) = \sqrt{\Re\{S_{xy}(\omega)\}}. \quad (\text{B.21})$$

Informationen über den Phasenverzug der Zeitreihe $x(t)$ gegenüber der Zeitreihe $y(t)$ auf der Frequenz ω liefert das Phasenspektrum:

$$\tan(\varphi(\omega)) = \frac{\Im\{S_{xy}(\omega)\}}{\Re\{S_{xy}(\omega)\}}. \quad (\text{B.22})$$

Die normierte Kohärenz $\kappa(\omega)$ gibt den spektralen Zusammenhang beider Zeitreihen an und kann als spektraler quadratischer Korrelationskoeffizient interpretiert werden (Schönwiese, 2000):

$$\kappa = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega)S_{yy}(\omega)}, \quad 0 \leq \kappa \leq 1. \quad (\text{B.23})$$

Der Parameter κ drückt den Grad der Ähnlichkeit zwischen $x(t)$ und $y(t)$ auf der Frequenz ω unabhängig von einer eventuellen Zeitverschiebung beider Reihen zueinander aus (Meier and Keller, 1990). Mit der Kreuzspektralanalyse können selbst bei stark verrauschten Zeitreihen gemeinsame Signale aufgefunden werden.

B.3. Die harmonische Analyse

Mit der Harmonischen Analyse können gezielt Signale mit bestimmten Periodizitäten in den Zeitreihen ermittelt werden. Im konkreten Fall der Polbewegungsanregungen und Tageslängenvariationen, sind die Amplituden und Phasen der saisonalen Signale, deren Periodizitäten zuvor mit der Spektralanalyse bestimmt wurden, von Interesse.

Jede stetige unendliche und periodische Funktion x lässt sich als eine Kombination aus Sinus- und Kosinusschwingungen darstellen:

$$x(t) = a_0 + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k \cos \omega_k t + b_k \sin \omega_k t). \quad (\text{B.24})$$

Hierbei drücken die Koeffizienten a_k und b_k die Amplituden der Kosinus- und der Sinusschwingung auf der Frequenz ω_k aus. Die Bestimmung der Koeffizienten erfolgt üblicherweise mit der Fourier-Analyse, und wird als *Harmonische Analyse* bezeichnet. Für Zeitreihen, die keine exakt periodischen Schwingungen enthalten, kann nur eine näherungsweise Reproduktion der ursprünglichen Reihe erfolgen. Für eine endliche Zeitreihe mit N Elementen wird die diskrete Fourier-Transformation (DFT) nach $k = N/2$ Gliedern mit $\omega_k = \frac{2\pi k}{N}$ abgebrochen.

Als Maß für den Beitrag einer bestimmten harmonischen Schwingung x_k zur Gesamtvarianz der ursprünglichen Reihe $x(t)$ kann die erklärte Varianz *evar* berechnet werden:

$$evar = \frac{\text{var}(x) - \text{var}(x - x_k)}{\text{var}(x)}. \quad (\text{B.25})$$

Alternativ kann die Zeitreihe auch durch eine Kombination aus Kosinusschwingungen mit Koeffizienten für Amplituden A_k und Phasen φ_k approximiert werden. Mit

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}, \quad \tan \varphi_k = \frac{b_k}{a_k}, \quad k = 0, 1, 2, \dots, n = N/2 \quad (\text{B.26})$$

ergibt sich für die reproduzierte Zeitreihe x_{rep} folgende Form:

$$x_{\text{rep}} = A_0 + A_1 \cos(\omega_1 t - \varphi_1) + A_2 \cos(\omega_2 t - \varphi_2) + \dots + A_n \cos(\omega_n t - \varphi_n). \quad (\text{B.27})$$

Für die Frequenzen harmonischer Schwingungen mit ganzzahligen Teilern j des Jahressignals T_{Jahr} gilt dann $\omega_j = 2\pi j / T_{\text{Jahr}}$ mit $k = jN / T_{\text{Jahr}}$.

Die Polbewegung und ihre Erregerfunktion besitzen sowohl eine x- als auch eine y-Komponente. Für beide Komponenten wird die Harmonische Analyse getrennt für die gleichen Frequenzen durchgeführt. Die mit der Harmonischen Analyse bestimmten Koeffizienten beider Komponenten können auf anschauliche Weise als Ellipsen oder Vektordiagramme dargestellt werden.

Ellipsendarstellung Ein Signal, welches sich aus einer Kombination zweier Schwingungen gleicher Frequenz aber in unterschiedliche Koordinatenrichtungen zusammensetzt, kann in komplexer Schreibweise zusammengefasst werden. Der zeitabhängige Vektor, der sich daraus ergibt, beschreibt eine elliptische Bahn. Für eine Schwingung einer bestimmten Frequenz ω gilt dann

$$e(t) = A_x \cos(\omega t - \varphi_x) + i A_y \cos(\omega t - \varphi_y) \quad (\text{B.28})$$

mit der Amplitude A_x und der Phase φ_x der Schwingungskomponente in Richtung der x-Achse, und A_y sowie φ_y der Schwingungskomponente in y-Richtung.

Vektordarstellung Jede Ellipse kann wiederum aus zwei Kreisen mit gleicher Kreisfrequenz ω aber gegenläufigem Umlaufsinn dargestellt werden:

$$e(t) = (x_{pro} + iy_{pro})e^{i\omega t} + (x_{retro} + iy_{retro})e^{-i\omega t}. \quad (\text{B.29})$$

Die Bewegung gegen den Uhrzeigersinn wird prograder Anteil genannt. $|x_{pro} + iy_{pro}|$ entspricht dann der Amplitude des prograden Anteils und $|x_{retro} + iy_{retro}|$ der des retrograden Anteils.

Aus den Amplituden A_x , A_y und den Phasen φ_x und φ_y werden die Vektoren der prograden und retrograden Anteile wie folgt dargestellt:

$$\begin{aligned} x_{pro} &= 1/2(A_x \cos \varphi_x + A_y \sin \varphi_y), \\ y_{pro} &= 1/2(A_x \sin \varphi_x + A_y \cos \varphi_y), \\ x_{retro} &= 1/2(A_x \cos \varphi_x - A_y \sin \varphi_y), \\ y_{retro} &= -1/2(A_x \cos \varphi_x - A_y \cos \varphi_y). \end{aligned} \quad (\text{B.30})$$

B.4. Analyse räumlicher Muster

In klimatischen Studien müssen oftmals Analysen von mehrdimensionalen Variablen durchgeführt werden. Eine Möglichkeit, den hohen Datenumfang zu reduzieren, bietet die Extraktion charakteristischer Muster bei gleichzeitiger Erfassung zeitlicher Variationen. Die Spezifizierung der räumlichen Muster kann auf verschiedene Art erfolgen, beginnend bei rein subjektiv festgelegten Mustern, über Muster mit geometrischen festgelegten Eigenschaften oder Muster die so definiert sind, dass statistische Parameter optimiert werden (von Storch and Zwiers, 1999). Geometrisch festgelegte Muster können beispielsweise durch die Entwicklung von Kugelflächenfunktionen erhalten werden. Globale Verteilungen kontinentaler Wasservariationen, die in dieser Arbeit untersucht werden, weisen jedoch Unstetigkeitsstellen an den Kontinentalrändern auf und sind über dem Ozean nicht definiert. Dies kann sich nachteilig auf die Entwicklung der sphärischen Harmonischen auswirken. Aus diesem Grund wurde diese Methode in den

hier vorliegenden Aufzeichnungen nicht weiter verfolgt. Stattdessen wurde eine statistische Musteranalyse gewählt - die Hauptkomponentenanalyse, die im folgenden kurz gemäß Schönwiese (2000) beschrieben wird.

B.4.1. Die Hauptkomponentenanalyse

Mit der Hauptkomponentenanalyse lassen sich Signale nach ihrer Variabilität ordnen. Die Datenmenge wird dabei in zeitkonstante räumliche Muster \mathbf{p}_k , die sogenannten Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF), und in zeitabhängige Koeffizienten α_k , die Hauptkomponenten (engl.: Principal Component, PC), zerlegt. Die erhaltenden Komponenten sind paarweise unkorreliert und nach der Größe ihrer Varianz geordnet.

Die zu analysierenden Daten beziehen sich auf bestimmte räumliche und/oder zeitliche Koordinaten und können als Matrix \mathbf{X} ausgedrückt werden:

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} a_1 & b_1 & c_1 & d_1 & \dots \\ a_2 & b_2 & c_2 & d_2 & \dots \\ a_3 & b_3 & c_3 & d_3 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_n & b_n & c_n & d_n & \dots \end{pmatrix}, \quad (\text{B.31})$$

wobei sich die Variablen a_i, b_i, c_i, \dots auf den Zeitpunkt t_i beziehen.

Soll nur die Zeitreihenstruktur, nicht aber die Amplituden der Variationen in die Analyse eingehen, erfolgt zuerst eine Standardisierung der Zeitreihen, indem die jeweilige Zeitreihe um ihren arithmetischen Mittelwert reduziert und durch ihre Standardabweichung s dividiert wird (Schönwiese, 2000):

$$a^* = (a_i - \bar{a})/s_a, \quad b^* = (b_i - \bar{b})/s_b, \quad \dots \quad (\text{B.32})$$

Die transformierten Daten sind mit * markiert. Da die Hauptkomponentenanalyse in dieser Arbeit durchweg mit standardisierten Daten durchgeführt wird, wird auf die Kennzeichnung * im folgenden verzichtet.

Für die standardisierte Variable \mathbf{X} ist die Kovarianzmatrix durch

$$\mathbf{C}_\mathbf{X} = \begin{pmatrix} s_{aa} & s_{ab} & s_{ac} & s_{ad} & \dots \\ s_{ab} & s_{bb} & s_{bc} & s_{bd} & \dots \\ s_{ac} & s_{bc} & s_{cc} & s_{cd} & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{pmatrix} \quad (\text{B.33})$$

gegeben, die symmetrisch bezüglich ihrer Hauptdiagonalen ist. Zu dieser Kovarianzmatrix $\mathbf{C}_\mathbf{X} = \{s_{kl}\}$ mit $k, l = 1, \dots, N$ existiert eine Eigenwertgleichung mit dem Eigenwert λ und dem Eigenvektor \mathbf{p} , die sich in der Form

$$\sum s_{kl} \mathbf{p}_l = \lambda \mathbf{p}_k \quad (\text{B.34})$$

darstellen lässt. Die Eigenwerte λ werden durch Lösen des Eigenwertproblems

$$\det\{\mathbf{C}_X - \lambda \mathbf{I}\} = 0 \quad (\text{B.35})$$

bestimmt, wobei \mathbf{I} für die Einheitsmatrix und \det für die Determinante steht. Es existieren genau N Eigenwerte. Mit den nun bekannten Eigenwerten λ lassen sich die Eigenvektoren \mathbf{p}_k durch

$$\{\mathbf{C}_X - \lambda_k \mathbf{I}\} * \mathbf{p}_k = 0 \quad (\text{B.36})$$

bestimmen. Diese sind die Empirischen Orthogonal-Funktionen (EOF).

Die EOFs sind nach der Größe ihrer zugehörigen Eigenwerte λ geordnet, welche die jeweils erfasste Varianz enthalten. Infolge der Orthogonalität der Eigenvektoren hat die erste Mode der EOF p_1 den höchsten Anteil an der Gesamtvarianz des räumlich zeitlichen Musters. Aus der Projektion der Eigenvektoren auf den ursprünglichen Datenvektor \mathbf{X} ergeben sich die Hauptkomponenten als Koeffizienten $\alpha_k(\mathbf{X})$ von $\mathbf{X}^T \mathbf{p} = \alpha_k(\mathbf{X})$. Mit nur wenigen Moden k von EOFs und Hauptkomponenten kann so der größte Teil der Variabilität des ursprünglichen Datenvektors \mathbf{X} wiedergegeben werden:

$$\mathbf{X}(\mathbf{t}) = \sum_{k=1}^K \alpha_k(\mathbf{t}) \mathbf{p}_k \quad (\text{B.37})$$

Die Reihe der EOFs kann nach K Moden abgebrochen werden, wenn ein ausreichend hoher Anteil an Varianz erklärt worden ist.

Eine Quantifizierung des Beitrages des k -ten Musters oder einer Menge an Mustern \mathbf{p}_k zur Gesamtvariabilität erfolgt durch die erklärte Varianz EV :

$$EV = \frac{\text{var}(\mathbf{X}) - \text{var}(\mathbf{X} - \sum_k \alpha_k \mathbf{p}_k)}{\text{var}(\mathbf{X})} \quad (\text{B.38})$$

oder die lokal erklärte Varianz an einer Position j :

$$EV(j) = 1 - \frac{\text{var}(X_j) - \sum_k \alpha_k \mathbf{p}_{k,j}}{\text{var}(X_j)} \quad (\text{B.39})$$

Die Hauptkomponentenanalyse ist auch für mehrdimensionale Variablen, wie sie in klimatologischen Untersuchungen häufig vorkommen, oder für Beobachtungen mehrerer verschiedener Parameter an einem Ort geeignet. Die Methode bietet darüber hinaus den Vorteil, dass auch räumlich inhomogen verteilte Größen ausgewertet werden können. Damit wirkt sich für die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf kontinentale Wasserverteilungen die räumliche Trennung der kontinentalen Wasserspeicher durch Ozeane oder die stark zerklüftete Eigenschaft der Verteilung von Wasserläufen nicht nachteilig auf die Ergebnisse aus. Bei der

Interpretation der Ergebnisse muss beachtet werden, dass die EOFs in erster Linie statistischen Charakter besitzen, das heißt, dass durch die Moden nicht unbedingt ein physikalischer Zusammenhang dargestellt wird. Geophysikalische Prozesse finden für gewöhnlich räumlich verteilt und über mehrere Zeitskalen statt, wobei vielseitige Wechselwirkungen zwischen den Prozessen ablaufen. Die Moden der EOF's zeichnen sich dagegen dadurch aus, dass sie von einander unabhängig sind. Die Hauptkomponentenanalyse eignet sich jedoch, um Gebiete hoher Variabilität zu visualisieren, und charakteristische Merkmale in den Erdrotationsparametern räumlichen Mustern in den globalen Wasserverteilungen zuzuordnen zu können.

Die in dieser Arbeit zur Analyse kontinentaler Wasserverteilungen durchgeführte Hauptkomponentenanalyse wurde unter Verwendung eines von Janssen (2002) entwickelten Software-Pakets durchgeführt.

B.5. Die Multiple Regression

Korrelieren zwei Zeitreihen $x(t)$ und $y(t)$ mit $t = t_1, t_2, \dots, t_n$ miteinander und besteht ein linearer Zusammenhang zwischen $x(t)$ und $y(t)$, kann dieser in Form einer linearen Regression bestimmt werden:

$$y(t) = \beta_0 + \beta_1 x(t) + \epsilon(t), \quad (\text{B.40})$$

wobei $\epsilon(t)$ mit dem Mittelwert 0, unter der Annahme einer Normalverteilung, den Teil der Varianz von $y(t)$ ausdrückt, der nicht durch die Zeitreihe $x(t)$ erklärt werden kann. Die konstanten Koeffizienten β_0 und β_1 sind zu bestimmen.

Besteht ein Zusammenhang zwischen der Zeitreihe $y(t)$ und mehreren Zeitreihen $x_i(t)$, kann das einfache lineare Modell aus Gleichung (B.40) auf den multiplen Fall übertragen werden:

$$\begin{aligned} y(t) &= \beta_0 + \beta_1 x_1(t) + \beta_2 x_2(t) + \beta_3 x_3(t) + \dots + \epsilon(t), \\ y(t) &= \beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_i x_i(t) + \epsilon(t). \end{aligned} \quad (\text{B.41})$$

Umgeformt in Matrixschreibweise mit

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} 1 & x_{1,1} & x_{2,1} & \cdots & x_{k,1} \\ 1 & x_{1,2} & x_{2,2} & \cdots & x_{k,2} \\ 1 & x_{1,3} & x_{2,3} & \cdots & x_{k,3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & x_{1,n} & x_{2,n} & \cdots & x_{k,n} \end{pmatrix} \quad (\text{B.42})$$

lässt sich die Gleichung

$$\mathbf{y} = \mathbf{X}\boldsymbol{\beta} + \boldsymbol{\epsilon} \quad (\text{B.43})$$

nach der Methode der kleinsten Quadrate lösen:

$$(\mathbf{y} - \mathbf{X}\boldsymbol{\beta})^T(\mathbf{y} - \mathbf{X}\boldsymbol{\beta}) = \boldsymbol{\epsilon}^T \boldsymbol{\epsilon} = \text{Min!} \quad (\text{B.44})$$

Die Differenzierung von B.44 ergibt:

$$\mathbf{X}^T \mathbf{X} \boldsymbol{\beta} - \mathbf{X}^T \mathbf{y} = 0. \quad (\text{B.45})$$

Diese Gleichung kann nach den gesuchten Parametern β_i aufgelöst werden:

$$\boldsymbol{\beta} = (\mathbf{X}^T \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}^T \mathbf{y}. \quad (\text{B.46})$$

Der Parameter β_0 ist ein konstanter Offset und β_i sind die Faktoren mit denen die Zeitreihen x_i multipliziert werden müssen, um in der Summe eine Näherung der Zeitreihe y zu beschreiben.

Die multiple Regression kommt in dieser Arbeit zum Einsatz, um lineare Zusammenhänge zwischen den Anregungsfunktionen der Polbewegung und der Ta-geslänge und den mit der Hauptkomponentenanalyse bestimmten Parametern zu ermitteln.

C. Formelzeichen und Abkürzungen

verwendete Formelzeichen

| Formelzeichen | Bedeutung |
|-----------------|---|
| A | Amplitude einer harmonischen Schwingung |
| A, B, C | Hauptträgheitsmomente der Erde (in Kapitel 2) |
| c_{ij} | Deviationsmomente des Trägheitstensors der Erde |
| C_{lm} | Potentialkoeffizienten der Kugelfunktionsentwicklung des Erdschwerefeldes, Grad l , Ordnung m |
| C_m | Hauptträgheitsmoment des Erdmantels |
| D | Drainage |
| d_0 | Durchmesser einer Gitterzelle |
| dM | Massenelemente |
| dV | Volumenelement |
| E | Verdunstung |
| h | Lovezahl |
| h_S | säkulare Lovezahl |
| \mathbf{h} | relativer Drehimpuls |
| \mathbf{H} | Drehimpuls |
| \mathbf{I} | Trägheitstensor |
| \mathbf{I}_0 | zeitlich konstanter Teil des Trägheitstensor der Erde |
| k | Rückhaldedauer |
| k_g, k_o, k_r | Rückhaldedauern für Grundwasserabfluss, Oberflächenabfluss, Gerinneabfluss |
| \mathbf{L} | Drehmoment |
| LOD_0 | mittlere Tageslänge |
| \mathbf{m} | Polbewegungsvektor |
| $\mathbf{m}(t)$ | Polbewegung im gleichförmig rotierenden Inertialsystem |
| M_E | Masse der Erde |
| n_g, n_o, n_r | Anzahl an linearen Speichen für Basisabfluss, Oberflächenabfluss, Gerinneabfluss |
| Out_R | Wassertransport in Flüssen und Wasserleitern |
| $\mathbf{p}(t)$ | Polbewegung in Koordinaten des CEP |

Tab. C.1.: (fortgesetzt)

| Formelzeichen | Bedeutung |
|---------------------------------|---|
| P | Niederschlag |
| Q | Abfluss |
| Q | Dämpfungskonstante (in Kapitel 2) |
| Q_{beob} | gemessener Abfluss |
| Q_{in} | Zufluss in Zelle |
| Q_{lok} | lokaler Abfluss |
| Q_{out} | Abfluss aus Zelle |
| Q_{sim} | simulierter Abfluss |
| r | Korrelation |
| R | Runoff |
| R_0 | mittlerer Erdradius |
| t | Zeit |
| T | Temperatur |
| T_{cw} | Chandlerperiode |
| u | Geschwindigkeit in nördliche Richtung |
| v | Geschwindigkeit in östliche Richtung |
| \mathbf{v} | Geschwindigkeitsvektor |
| w | Geschwindigkeit in vertikaler Richtung |
| W_{Bf} | Bodenfeuchte |
| W_{S} | Schnee |
| \mathbf{x} | Koordinatenvektor |
| \bar{x} | Mittelwert |
| α_i | Reibungs- und Auflastkonstanten |
| β | Abflussquotient |
| $\Delta h/\Delta x$ | Topographiegradient |
| $\Delta \underline{\mathbf{I}}$ | variabler Teil des Trägheitstensors der Erde |
| δ_{ij} | Kronecker-Delta |
| ΔLOD | Tageslängenvariationen |
| ΔW | Änderung des Wasserspeichers |
| ΔW_L | laterale Wasserbilanz |
| ΔW_V | vertikale Wasserbilanz |
| Δx | Länge einer Zelle |
| $\delta \boldsymbol{\omega}$ | variabler Teil des Rotationsvektors der Erde |
| λ, φ | geographische Länge und Breite (in Kapitel 2) |
| ρ | Dichte |
| σ_{CW} | Chandlerfrequenz |
| σ_{E} | Eulerfrequenz |
| τ | Rückhaltedauer einer Kaskade |
| τ_z | zellspezifische Rückhaltedauer |

Tab. C.1.: (fortgesetzt)

| Formelzeichen | Bedeutung |
|-----------------------|--|
| φ | Phase einer harmonischen Schwingung |
| $\chi(t)$ | Drehimpulsfunktionen |
| χ^{beweg} | Bewegungsterm der Drehimpulsfunktionen |
| χ^{eff} | effektive Drehimpulsfunktionen |
| χ^{masse} | Massenterm der Drehimpulsfunktionen |
| $\psi(t)$ | Anregungsfunktionen der Polbewegung |
| ω | Rotationsvektor |
| ω_0 | zeitlich konstanter Teil des Rotationsvektors der Erde |
| Ω | Winkelgeschwindigkeit der Erde |

verwendete Abkürzungen

| Abkürzung | Bedeutung |
|-----------|--|
| AAM | atmospheric angular momentum, atmosphärische Drehimpulsfunktionen |
| AOH | Kombination atmosphärischer, ozeanischer und hydrologischer Drehimpulsfunktionen |
| AO | Kombination atmosphärischer und ozeanischer Drehimpulsfunktionen |
| BIH | Bureau International de l'Heure |
| CDAS | Climate Data Assimilation System |
| CEP | Celestial Ephemeris Pole, Celestärer Ephemeridenpol |
| CHAMP | CHALLENGING Minisatellite Payload (Satellitenmission) |
| CIP | Celestial Intermediate Pole, Celestärer Intermediärer Pol |
| CLM | Community Land Model |
| CMAP | Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation |
| COADS | Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set |
| CPC | Climate Prediction Center |
| CPC | NOAA Climate Prediction Center |
| CRU | Climate Research Unit |
| CRU-TS | Climate Research Unit - time series |
| DAAC | Distributed Archive Center, Greenbelt |
| DAO | Data Assimilation Office |
| DJF | Monate des nördlichen Winters: Dezember, Januar, Februar |
| DORIS | Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated Satellite (Satellitenmission) |

Tab. C.2.: (fortgesetzt)

| Abkürzung | Bedeutung |
|-----------|---|
| ECCO | Estimating the Circulation and Climate of the Oceans, Ozeanzirkulationsmodell |
| ECHAM | Experiment of Climate Hamburg, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg |
| ECMWF | European Centre for Medium-Range Weather Forecasts |
| ENSO | El Nino Southern Oscillation |
| EOF | Empirische Orthogonal Funktion |
| EOP-C04 | Erdrotationszeitreihen |
| EOP | Erdorientierungsparameter |
| ERA40 | ECMWF Reanalysis 40 years |
| ERP | Erdrotationsparameter |
| Galileo | Europäisches Satellitennavigationssystem (Satellitenmission) |
| GGFC | Global Geophysical Fluids Center |
| GISST | Global Ice Sea Surface Temperature |
| GLDAS | NASA Global Land Data Assimilation System |
| GLONASS | Globalnaja Nawigazionnaja Sputnikowaja Sistema (Satellitenmission) |
| GOCE | Gravity and Steady-State Ocean Circulation Explorer (Satellitenmission) |
| GPCC | Global Precipitation Climatology Center |
| GPCP | Global Precipitation Climatology Project |
| GPS | Global Position System (Satellitenmission) |
| GRACE | Gravity Recovery and Climate Experiment (Satellitenmission) |
| GRDC | Global Runoff Data Center, Koblenz |
| GSFC | NASA Goddard Space Flight Center |
| H96 | Wasserbilanzmodell von (Huang et al., 1996) |
| HAM | Hydrological Angular Momentum, hydrologische Drehimpulsfunktionen |
| HBV | Hydrologiska Byråns Vattenbalansadvelning |
| HDM | Hydrological Discharge Model |
| HOPE | Hamburg Ocean Primitive Equation Model, Ozeanzirkulationsmodell |
| HS | hydrologische Simulation |
| IAU | Internationale Astronomische Union |
| IERS | International Earth Rotation and Reference Systems Service |
| ITRF | International Terrestrial Reference Frame |

Tab. C.2.: (fortgesetzt)

| Abkürzung | Bedeutung |
|-----------|---|
| ITRS | International Terrestrial Reference System |
| JJA | Monate des nördlichen Sommers: Juni, Juli, August |
| LDAS | Land Data Assimilation System |
| MAM | Monate des nördlichen Frühjahrs: März, April, Mai |
| NASA | National Aeronautics and Space Administration |
| NCAR | National Center for Atmospheric Research |
| NCEP | National Centers for Environmental Prediction |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| OMCT | Ocean Model for Circulation and Tides |
| SBA | Special Bureau for the Atmosphere |
| SBH | Special Bureau for the Hydrologie |
| SBO | Special Bureau for the Ocean |
| SON | Monate des nördlichen Herbsts: September, Oktober, November |
| SLS | Simplified Land Surface Scheme |
| TAI | Internationale Atomzeit |
| TRIP | Total Runoff Integrated Pathways (Abflussschema) |
| UT1 | Universalzeit |
| VTPR | Vertical Temperature Profile Radiometer |
| WaterGAP | Water Global Assessment and Prognosis |
| WGHM | WaterGAP Global Hydrology Model |

Literaturverzeichnis

- Andersson, E., Bauer, P., Beljaars, A., Chevallier, F., Hólm, E., Janisková, M., Källberg, P., Kelly, G., Lopez, P., McNally, A., Moreau, E., Simmons, A. J., Thépaut, J.-N., and Tompkins, A. M.: 2005, Assimilation and modeling of the atmospheric hydrological cycle in the ECMWF forecasting system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **86**, 387-402.
- Barnes, R. T. H., Hide, R., White, A. A., and Wilson, C. A.: 1983, Atmospheric angular momentum fluctuations, length-of-day changes and polar motion, *Proc. R. Soc. Lond.* **387**, 31-73.
- Bauer, H., Heise, E., Pfaendtner, J., Renner, V., and Schmidt, P.: 1983, *Entwicklung und Erprobung eines ökonomischen Erdbodenmodells zur Vorhersage von Oberflächenparametern im Rahmen eines Klimamodells*, Final report for contract cli-001-80-d (b), DWD Offenbach.
- Beck, C., Grieser, J., and Rudolf, B.: 2005, *A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000*, Klimastatusbericht 2004, DWD Offenbach, 181-190.
- Bengtsson, L., Hagemann, S., and Hodges, K. I.: 2004, *Can Climate Trends be Calculated from Re-Analysis Data?*, MPI-report 351, Max Planck Institute for Meteorology.
- Bergström, S.: 1992, *The HBV model - It's structure and applications*, Rep.4, Swed. Meteorol. and Hydrol. Inst., Norrköping, Sweden.
- Brosche, P. and Schuh, H.: 1998, Tides and earth rotation, **19**, 417-430.
- Chambers, D. P.: 2006, Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry, *J. Geophys. Res.* **111(C3)**, C03010, 10.1029/2005JC002914.
- Chao, B.: 1988, Correlation of interannual length-of-day variation with El Niño/Southern oscillation, 1972-1986, *J. Geophys. Res.* **93**, 7709-7715.
- Chao, B. F.: 1984, Interannual length-of-day variation with relation to the Southern Oscillation / El Niño, *Geophys. Res. Lett.* **11**, 541-544.

- Chao, B. F.: 1989, Length-of-day variations caused by El Niño-Southern Oscillation and Quasi-Biennial Oscillation, *Science* **243**, 923-925.
- Chao, B. F., Dehant, V., Gross, R. S., Ray, R. D., Salstein, D. A., Watkins, M. M., and Wilson, C. R.: 2000, Space geodesy monitors mass transports in global geophysical fluids, *EOS Trans.* **81**, 247-247.
- Chao, B. F. and O'Connor, W. P.: 1988, Global surface-water-induced seasonal variations in the earth's rotation and gravitational field, *Geophys. J. Int.* **94**, 263-270.
- Chebotarev, A.: 1977, *Compendium of Meteorology Vol. II, Part 1*, No. 364 in General Hydrology, WMO-Rep., World Meteorol. Organ. Geneva.
- Chen, J.: 2005, Global mass balance and the length-of-day variation, *J. Geophys. Res.* **110**, B08404.
- Chen, J. L. and Wilson, C. R.: 2005, Hydrological excitations of polar motion, 1993-2002, *Geophys. J. Int.* **160**, 833-839.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Chao, B. F., Shum, C. K., and Tapley, B. D.: 2000, Hydrological and oceanic excitations to polar motion and length-of-day variation, *Geophys. J. Int.* **141**, 149-156.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Eanes, R. J., and Tapley, B. D.: 1999, Geophysical contributions to satellite nodal residual variation, *J. Geophys. Res.* **104**, 23237-23244.
- Cogley, J.: 1987, 1991, 1994, *GGHYDRO - Global Hydrographic Data*, Technical report, Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada, Release 2.1.
- Cretaux, J.-F., Kouraev, A., Berge-Nguyen, M., Cazenave, A., and Papa, F.: 2005, Satellite Altimetry for Monitoring Lake Level Changes, in *Transboundary Water Resources: Strategies for Regional Security and Ecological Stability*, Vol. 46 of *Nato Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences*, pp 141-146, Springer Netherlands.
- de Viron, O., Ponte, R. M., and Dehant, V.: 2001, Indirect effect of the atmosphere through the oceans on the Earth nutation using the torque approach, *J. Geophys. Res.* **106**, 8841-8852.
- Delworth, T. L. and Manabe, S.: 1988, The Influence of Potential Evaporation on the Variabilities of Simulated Soil Wetness and Climate., *J. Clim.* **1**, 523-547.

- Dickey, J., Marcus, S., Hide, R., Eubanks, T., and Boggs, D.: 1994, Angular momentum exchange among the solid Earth, atmosphere and oceans: A case study of the 1982-1973 El Nino event, *J. Geophys. Res.* **99**, 23921-23938.
- Dickey, J. O., Gegout, P., and Marcus, S. L.: 1999, Earth-atmosphere angular momentum exchange and ENSO: The rotational signature of the 1997-98 event, *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2477-2480.
- Dickey, J. O., Marcus, S. L., Steppe, J. A., and Hide, R.: 1992, The earth's angular momentum budget on subseasonal time scales, *Science* **255**, 321-324.
- Dill, R.: 2002, *Der Einfluss von Sekundäreffekten auf die Rotation der Erde*, No. 550 in Reihe C, Deutsche Geodätische Kommission, München.
- Dobslaw, H. and Thomas, M.: 2007a, Impact of river runoff on global oceanic mass redistributions, *Geophys. J. Int.* **168**, 527-532.
- Dobslaw, H. and Thomas, M.: 2007b, Simulation of global ocean mass anomalies, *J. Geophys. Res.*, accepted.
- Drijfhout, S. S., Heinze, C., Latif, M., and Maier-Reimer, E.: 1996, Mean circulation and internal variability in an ocean primitive equation model, *J. Phys. Oceanogr.* **26**, 559-580.
- Döll, P., Kaspar, F., and Lehner, B.: 2003, A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation, *J. Hydrol.* **270(1-2)**, 105-134.
- Dümenil, L. and Todini, E.: 1992, A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg Climate Model, in J. Kane (ed.), *Advances in Theoretical Hydrology - A tribute to James Dooge*, pp 129-157, Elsevier Sci., New York.
- Eanes, R.: 2000, *SLR solutions from the University of Texas Center for Space Research from TOPEX SLR/DORIS, 1992-2000*, Technical report, IERS Spec. Bur. for Gravity/Geocent., Pasadena, California.
- Eubanks, T. M.: 1993, Variations in the Orientation of the Earth, *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Earth Dynamics* pp 1-54.
- Eubanks, T. M., Steppe, J. A., and Dickey, J. O.: 1986, *The El-Nino, the Southern Oscillation and the earth rotation*, pp 163-186, Earth rotation: Solved and unsolved problems (A88-16252 04-46). Dordrecht, D. Reidel Publishing Co..
- Fan, Y. and van den Dool, H.: 2004, Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5 deg resolution for 1948 to present, *J. Geophys. Res.* **109**, 10102.

- Fan, Y., van den Dool, H., Mitchell, K., and Lohmann, D.: 2003, *A 51-Year Reanalysis of the U.S. Land-Surface Hydrology*, Vol. 13, pp 6–10, GEWEX News.
- Farge, M.: 1992, Wavelet transforms and their applications to turbulence, *Ann. Rev. Fluid Mechan.* **24**, 395-457.
- Flechtner, F.: 2005a, *AOD1B Product Description Document*, Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam, GRACE 327-750, rev. 2.1.
- Flechtner, F.: 2005b, *GFZ Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0003*, Technical report, GeoForschungsZentrum Potsdam, GRACE 327-743, rev. 1.1.
- Ghil, M., Allen, M. R., Dettinger, M. D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M. E., Robertson, A. W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., and Yiou, P.: 2002, Advanced spectral methods for climatic time series, *Rev. Geophys.* **40**, 3.1-3.41.
- Greatbatch, R., Lu, Y., and Cai, Y.: 2001, Relaxing the boussinesq approximation in ocean circulation models, *J. Atm. Ocean. Tech.* **18**, 1911-1923.
- Greatbatch, R. J.: 1994, A note on the representation of steric sea level in models that conserve volume rather than mass, *J. Geophys. Res.* **99**, 12767-12771.
- Gross, R. S.: 1992, Correspondence between theory and observations of polar motion, *Geophys. J. Int.* **109**, 162-170.
- Gross, R. S., Fukumori, I., and Menemenlis, D.: 2003, Atmospheric and oceanic excitation of the Earth's wobbles during 1980-2000, *J. Geophys. Res.* **108**, 61.
- Gross, R. S., Fukumori, I., Menemenlis, D., and Gegout, P.: 2004, Atmospheric and oceanic excitation of length-of-day variations during 1980-2000, *J. Geophys. Res.* **109**, 1406.
- Hagemann, S.: 1998, *Entwicklung und Parameterisierung des lateralen Abflusses für Landflächen auf der globalen Skala*, Examensarbeit Nr. 52.
- Hagemann, S.: 2002, *An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models*, Technical report, MPI Report No. 336.
- Hagemann, S., Arpe, K., and Bengtsson, L.: 2005, *Validation of the hydrological cycle of ERA-40*, Technical report, ERA-40 Project Series, No. 24,.
- Hagemann, S., Botzet, M., Dümenil, L., and Machenhauer, B.: 1999, *Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data*, Technical report, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, MPI Report No. 289.

- Hagemann, S. and Dümenil, L.: 1997, A parametrization of the lateral waterflow for the global scale, *Clim. Dyn.* **14**, 17-31.
- Hagemann, S. and Dümenil, L.: 1998, *Documentation for the Hydrological Discharge Model*, Technical Report 17, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Hagemann, S. and Gates, L. D.: 2001, Validation of the hydrological cycle of ECMWF and NCEP reanalyses using the MPI hydrological discharge model, *J. Geophys. Res.* **106**, 1503-1510.
- Hibler, W. D.: 1979, A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.* **9**, 815-846.
- Hinnov, L. A. and Wilson, C. R.: 1987, An estimate of the water storage contribution to the excitation of polar motion, *Geophys. J. Int.* **88**, 437-459.
- Hortal, M. and Simmons, A.: 1991, Use of reduced gaussian grids in spectral models, *Mon. Wea. Rev.* **119**, 1057-1074.
- Huang, J., van den Dool, H., and Georgakakos, K.: 1996, Analysis of model-calculated soil moisture over the United States (1931-93) and application to long-range temperature forecasts, *J. Clim.* **9**(6).
- Huffman, G. J., Adler, R., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., B., R., and Schneider, U.: 1997, The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*
- Hurk, van den, B., Viterbo, P., Beljaars, A., and Betts, A.: 2000, Offline validation of the ERA40 surface scheme, *ECMWF Tech Memo.* **295**, 42pp.
- Höpfner, J.: 2001, Interannual variations in length of day and atmospheric angular momentum with respect to ENSO cycles, *Zeitschrift f. Vermessungswesen* **126**, 39-49.
- Ilk, K., Flury, J., Rummel, R., Schwintzer, P., Bosch, W., Haas, C., Schröter, J., Stammer, D., Zahel, W., Miller, H., Dietrich, R., Huybrechts, P., Schmeling, H., Wolf, D., Riegger, J., Bardossy, A., and Güntner, A.: 2005, *Mass Transport and Mass Distribution in the Earth System - Contribution of the New Generation of Satellite Gravity and Altimetry Missions to Geosciences*.
- Janssen, F.: 2002, *Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord-und Ostsee: Möglichkeiten zur Validation und Korrektur systematischer Fehler eines regionalen Ozeanmodells*, 293.

- Jochmann, H.: 1999, The influence of continental water storage on the annual wobble of polar motion, estimated by inverse solution, *J. Geodynamics* **27**, 147-160.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., and Joseph, D.: 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77(3)**, 437-472.
- Kikuchi, N.: 1977, Polar wobble excitation expected from the world precipitation., *J. Geod. Soc. Japan* **23**, 110-123.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., and Fiorino, M.: 2001, The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation., *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **82(2)**, 247-268.
- Klinker, E., Rabier, F., Kelly, G., and Mahfouf, J.-F.: 2000, The ECMWF operational implementation of four dimensional variational assimilation. Part III: Experimental results and diagnostics with operational configuration, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**, 1191-1215.
- Kondrashov, D., Feliks, Y., and Ghil, M.: 2005, Oscillatory modes of extended Nile River records (A.D. 622-1922), *Geophys. Res. Lett.* **32**, 10702-+.
- Kuehne, J. and Wilson, C.: 1991, Terrestrial Water Storage and Polar Motion, *J. Geophys. Res.* **96**, 4337-4345.
- Lall, U. and Mann, M.: 1995, The Great Salt Lake: A barometer of low-frequency climatic variability, *Wat. Resour. Res.* **31**, 2503-2515.
- Lambeck, K.: 1988, *Geophysical Geodesy: The Slow Deformations of the Earth*, Oxford University Press, Oxford, 718 pp..
- Latif, M., Roeckner, E., Botzet, M., Esch, M., Haak, H., Hagemann, S., Jungelaus, J., Legutke, S., S., M., and Mikolajewicz, U.: 2003, Reconstructing, Monitoring, and Predicting Decadal-Scale Changes in the North Atlantic Thermohaline Circulation with Sea Surface Temperature, *J. Clim.* **17**, 1605-1613.
- Legates, D. R. and Willmott, C. J.: 1990, Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation, *Int. J. Climatology* **10**, 111-127.
- Marshall, J., Adcroft, A., Hill, C., Perelman, L., and Heisey, C.: 1997, A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers, *J. Geophys. Res.* **102**, 5753-5766.

- Matthews, E. and Fung, I.: 1987, Methane emissions from natural wetlands: global distribution, area and environmental characteristics of sources, *Global Biogeochem. Cycles* **1**, 61-86.
- Meier, S. and Keller, W.: 1990, *Geostatistik*, Akademie-Verlag Berlin.
- Milly, P. C. D. and Shmakin, A. B.: 2002, Global modeling of land water and energy balances. Part I: The land dynamics (LaD) model, *J. Hydrometeorology* **3**, 283-299.
- Mitchell, K., Ek, M., Lohmann, D., Chen, F., Gayno, G., Moore, B., Pan, H.-L., Schaake, J., Koren, V., Duan, Q., Lin, Y., Grunmann, P., Tarpley, D., Meyers, T., Marshall, C., Mahrt, L., Kim, J., and Rusher, P.: 2002, *The Community Noah Land Surface Model (LSM) – User’s Guide*.
- Mitchell, T. D., Carter, T. R., Jones, P., Hulme, M., and New, M.: 2004, A comprehensive set of climate scenarios for Europe and the globe, *Tyndall Centre Working Paper* 55.
- Mitchell, T. D. and Jones, P.: 2005, An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *Int. J. Climatology* **25**, 693-712.
- Moritz, H. and Mueller, I.: 1987, *Earth rotation: Theory and observation*, Ungar Publishing Company, New York, 617 pp..
- Munk, W. and MacDonald, G.: 1960, *The rotation of the Earth: A Geophysical Discussion*, Cambridge University Press, Cambridge, 323 pp..
- Nastula, Y. and Kolaczek, B.: 2006, Hydrological excitation of polar motion, *Nomenclature, Precession and New Models in Fundamental Astronomy, 26th meeting of the IAU, Joint Discussion 16, 22-23 August 2006, Prague, Czech Republic* 16.
- New, M., Hulme, M., and Jones, P.: 2000, Representing twentieth century space-time climate variability. Part 2: development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate, *J. Clim.* **13**, 2217-2238.
- New, M., Todd, M., Hulme, M., and Jones, P.: 2001, Precipitation measurements and trends in the twentieth century, *Int. J. Climatol.* **21**, 1899-1922.
- Oki, T., Nishimura, T., and Dirmeyer, P.: 1999, Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), *J. Meteor. Soc. Japan* **77**, 235-255.

- Parrish, D. F. and Derber, J. C.: 1992, The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system, *Mon. Wea. Rev.* **120**, 1747-1763.
- Plag, H.-P., Beutler, G., Forsberg, R., Ma, C., Neilan, R., Pearlman, M., Richter, B., and Zerbini, S.: 2006, Linking the Global Geodetic Observing System (GGOS) to the Integrated Global Observing Strategy Partnership (IGOS-P) through the Theme 'Earth System Dynamics', in P. Tregoning and C. Rizos (eds.), *Dynamic Planet - Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools*, Vol. 130 of *Int. Ass. of Geodesy Symposia*, pp 727-734, Springer Verlag, Berlin.
- Quinn, W. H.: 1992, *A study of the Southern Oscillation-related climatic activity for A.D. 622-1900 incorporating Nile River flood data*, El Niño - Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation.
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J. K., Walker, J. P., Lohmann, D., and Toll, D.: 2004, The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **85(3)**, 381-394.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Brinkop, S., Dümenil, L., Esch, M., Kirk, E., Lunkeit, F., Ponater, M., and Rockel, B.: 1992, *Simulation of the present-day climate with the ECHAM mode: Impact of model physics and resolution*, Technical report, Max-Planck-Institut für Meteorol., Hamburg.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., and Schulzweida, U.: 1996, *The atmosphere general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate*, Technical report, Max-Planck-Institut für Meteorol., Hamburg.
- Ron, C., Capitaine, N., and Vondrak, J.: 2005, A precession study based on the astrometric series and the combined astrometric catalogue EOC-2, *Proc. of Journées 2004 Systemes de reference spatio-temporels* pp 110-114.
- Rudolf, B., Hauschild, H., Rueth, W., and Schneider, U.: 1994, Terrestrial precipitation analysis: operational method and required density of point measurements, in M. Desbois and F. Desalmand (eds.), *Global Precipitations and Climate Change*, Vol. I of *NATO ASI Series*, pp 173-186, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Salstein, D., Kann, D. M., Miller, A. J., and Rosen, R.: 1993, The Sub-Bureau for Atmospheric Angular Momentum of the International Earth Rotation Service: a meteorological data center with geodetic applications, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **74**, 67-80.

- Salstein, D. and Rosen, R.: 1986, Earth rotation as a proxy for interannual variability in atmospheric circulation, 1860-present, *J. Clim. Appl. Meteor.* **25**, 1870-1877.
- Schmidt, M.: 2001, *Grundprinzipien der Wavelet Analyse und Anwendungen in der Geodäsie*, Shaker Verlag.
- Schmidt, R., Schwintzer, P., Flechtner, F., Reigber, C., Güntner, A., Döll, P., Ramillien, G., Cazenave, A., Petrovic, S., Jochmann, H., and Wunsch, J.: 2006, GRACE observations of changes in continental water storage, *Glo. Pla. Cha.* **50**, 112-126.
- Schuh, H., Dill, R., Greiner-Mai, H., Kutterer, H., Müller, J., Notnagel, A., Richter, B., Rothacher, M., Schreiber, U., and Soffel, M.: 2003, Erdrotation und globale dynamische Prozesse, in *Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie*, Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, Band 32.
- Schulze, K., Hunger, M., and Döll, P.: 2005, Simulating river flow velocity on global scale, *Adv. Geosciences* **5**, 133-136.
- Schönwiese, C.-D.: 2000, *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, Borntraeger, Stuttgart, 3. Aufl..
- Seidelmann, P.: 1982, *1980 IAU theory of nutation: the final report of the IAU working group on nutation*, *Celestial Mechanics*, 27:79-106.
- Seitz, F.: 2004, *Atmosphärische und ozeanische Einflüsse auf die Rotation der Erde - Numerische Untersuchungen mit einem dynamischen Erdsystemmodell*, Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Nr. 578, München.
- Shmakin, A. B., Milly, P. C. D., and Dunne, K. A.: 2002, Global modeling of land water and energy balances. Part III: Interannual variability, *J. Hydrometeorology* **3**, 311-321.
- Stefanick, M.: 1982, Interannual atmospheric angular momentum variability 1963-1973 and the Southern Oscillation, *J. Geophys. Res.* **87**.
- Stuck, J.: 2001, *Die simulierte axiale atmosphärische Drehimpulsbilanz des ECHAM3-T21 GCM*, *Ph.D. thesis*, Meteorologisches Institut der Rhein. Friedr.-Wilh.-Universität Bonn, 200 S..
- Stuck, J., Güntner, A., and Merz, B.: 2006, ENSO impact on simulated South American hydro-climatology, *Adv. Geosciences* **6**, 227-236.
- Swenson, S. and Wahr, J.: 2006, Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *Geophys. Res. Lett.* **33**.

- Thomas, M.: 2002, *Ozeanisch induzierte Erdrotationsschwankungen*, Ph.D. thesis, Univ. Hamburg.
- Thomson, J. D.: 1982, Spectrum estimation and harmonical analysis, *Proc. IEEE* **70**, 1055-1069.
- Thomson, J. D.: 1995, The seasons, global temperature, and precession, *Science* **268**, 59-68.
- Torge, W.: 1975, *Geodäsie*, Walter de Gruyter, Berlin.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: 1998, A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **79**, 61-78.
- Uppala, S., Kållberg, P., Simmons, A., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M., Beljaars, A., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B., Isaksen, L., Janssen, P., Jenne, R., McNally, A., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N., Saunders, R., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J.: 2005, The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **131**, 2961-3012.
- Van Hylckama, T. E. A.: 1970, Water balance and Earth unbalance, *Int. Ass. Sci. Hydrology. Proc. Read. Symp. World Water Balance* **92**, 434-444.
- Velicogna, I. and Wahr, J.: 2006, Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica, *Science* **311**, 1754-1756.
- von Storch, H. and Zwiers, F.: 1999, *Statistical Analysis in Climate Research*, No. 51, Cambridge University Press, Cambridge.
- Vörösmarty, C. J., Fekete, B. M., Meybeck, M., and Lammers, R.: 2000a, Geomorphometric attributes of the global system of rivers at 30-minute spatial resolution, *J. Hydrology* **237**, 17-39.
- Vörösmarty, C. J., Fekete, B. M., Meybeck, M., and Lammers, R.: 2000b, Global Systems of Rivers: Its role in organizing continental land mass and defining land-to-ocean linkages, *Glob. Biochemical Cyc.* **14**, 599-621.
- Wahr, J., Molenaar, M., and Bryan, F.: 1998, Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.* **103**, 30205-30230.
- Wahr, J. M.: 1982, The effects of the atmosphere and oceans on the Earth's wobble-I. Theory, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* **70**, 349-372.

- Wahr, J. M.: 1983, The effects of the atmosphere and oceans on the Earth's wobble and on the seasonal variations in the length of day-II. Results, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* **74**, 451-487.
- Warrilow, D., Sangster, A., and Slingo, A.: 1986, *Modelling of land surface processes and their influence on European climate*, DCTN 38, Dynamical Climatology Branch, United Kingdom Meteorological Office, Bracknell, Berkshire RG12 2SZ, UK.
- Wigmosta, M., Vail, L., and Lettenmaier, D.: 1994, A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain, *Wat. Resour. Res.* **30**, 1665-1679.
- Wilson, C. and Vicente, R.: 1990, An analysis of the homogeneous ILS polar motion series, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* **62**, 605-616.
- Wolff, J.-O., Maier-Reimer, E., and Legutke, S.: 1997, *The Hamburg Ocean Primitive Equation model*, Technical report, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, Germany, 100 pp..
- Xie, M. and Arkin, R.: 1996, Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, *J. Clim.* **9**, 840-858.
- Yoder, C. F., Williams, J. G., and Parke, M. E.: 1981, Tidal Variations of Earth Rotation, *J. Geophys. Res.* **86**, 881-891.
- Zharkov, V., Molodensky, S., Brzezinski, A., Groten, E., and Varga, P.: 1996, *The Earth and its Rotation*, Wichmann.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt an dieser Stelle Prof. Dr. phil. nat. habil. Michael Soffel, der mir mit viel Geduld ermöglichte diese Arbeit durchführen zu können. Ich danke insbesondere Dr. rer. nat. Maik Thomas für seinen Einsatz um Projektstellen, seine große Kompetenz und die Unterstützung bei fachlichen Fragen.

Allen Mitarbeitern des Lohrmann-Observatoriums, besonders Dr.-Ing. Ralf Langhans, Dipl.-Ing. Henryk Dobslaw und Dipl.-Ing. (FH) Enrico Gerlach, sei für ihre erfolgreiche Aufmunterungen während des Eintretens lokaler Minima auf den letzten Metern der Zielgeraden gedankt.

Eine große Hilfe bei der Suche nach Literatur und dem Austausch von Daten war mir Dipl.-Ing. Rico Hengst.

Bedanken möchte ich mich auch bei meinen Freunden Antje Steinborn, Thomas Wuttig, Kristina Koal, Jan Andrä sowie Guido und Marit Richter, die mit einer erstaunlichen Geschwindigkeit Korrektur lasen und bei Sebastian Dienerowitz, der mir mit dem Layout weiterhalf. Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern für das spontane Auftauchen überlebenswichtiger Ressourcen während der aktiven Schreibphase.

Und da bekanntlich die ersten Zeilen immer die schwersten sind und diese hier während eines sehr angenehmen Aufenthaltes im Astronomischen Institut in Prag entstanden sind, möchte ich mich bei den tschechischen Kollegen Dr. Cyril Ron und Dr. Jan Vondrak für ihre herzliche Gastfreundschaft bedanken.