

Justus-Liebig-Universität Gießen

Fachbereich 07: Mathematik und Informatik, Physik, Geographie

Institut für Geographie

**Klimavariabilität im Mittelmeerraum:
Trend und Variabilität von Zyklonen und Niederschlag
in der Levante und ihre Relationen
mit Telekonnektionsindizes**

vorgelegt von

M.Sc. Hussein Almohamad

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrads der naturwissenschaftlichen Fachbereiche
der Justus-Liebig-Universität Gießen

Gießen, Januar 2009

Danksagung

Die vorliegende Doktorarbeit wurde am Institut für Geographie der Justus-Liebig-Universität Gießen angefertigt. Ein Stipendium der Universität Aleppo ermöglichte mir die Durchführung meiner Forschungsarbeiten in Gießen. Für diese finanzielle Unterstützung möchte ich mich herzlich bedanken.

Für den erfolgreichen Abschluss dieser Arbeit schulde ich vielen Menschen meinen herzlichen Dank. Mein besonderer Dank gilt meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Lorenz King für die herzliche Aufnahme in seinen Arbeitskreis am Institut für Geographie der Justus-Liebig-Universität Gießen, für die vielen anregenden Diskussionen und für die stete und engagierte Unterstützung und Betreuung.

Bei Herrn Prof. Dr. Klaus Fraedrich möchte ich mich herzlich für die Übernahme des Zweitgutachtens bedanken, ebenso Prof. Dr. Andreas Dittmann für mehrere Anregungen

Ein besonderes Dankeswort gilt auch meinen Kolleginnen und Kollegen am Institut für Geographie, speziell Frau Dr. Heike Hartman, die mir bei meinen Anfragen stets freundlich und kompetent weiterhelfen konnte, mich bei zahlreichen Diskussionen unterstützt und damit wertvolle Anregungen für meine wissenschaftliche Arbeit geliefert hat. Des Weiteren gilt mein herzlicher Dank Herrn Dipl.-Geogr. Achim Siehl, Herrn Dr. Aris Marfai, Herrn Dipl.-Geogr. Christoph Seeber, Herrn Dr. Frank Volker, Herrn Matthias Schick, Frau Usha Beher und Herrn Dr. Wang Run. An dieser Stelle möchte ich auch Herrn Prof. Dr. Klaus Fraedrich, Herrn Dr. Richard Blender und Frau Dipl.-Met. Andrea Schneiderei am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg für ihre Anregungen und ihre freundliche Unterstützung danken.

Bei der sprachlichen Korrektur der Arbeit haben mir Frau Sonja Braune, Herr Andreas Feuerstein, Herr René Groothuis, Frau Dr. Heike Hartmann, Herr Dipl.-Geogr. Clemens Maag, Frau Susanna Molitor, Herr Michael Schäfer, Herr Dipl.-Geogr. Achim Siehl, Frau Sarah Simon und ganz besonders Frau Jennifer Judt geholfen. Hierfür möchte ich ihnen meinen besonderen Dank aussprechen. Bei Frau Megan Bissing-Olson möchte ich mich für ihre Unterstützung bei der englischen Zusammenfassung dieser Arbeit bedanken.

Abschließend gilt ein großes Dankeschön meinen Eltern für ihre liebevolle moralische Unterstützung und meiner Familie (meiner Frau Jannat Wafa, meinen Söhnen Ahmed und Mohamad Zain) für ihre unermüdliche Geduld während meiner wissenschaftlichen Arbeit. Sie haben mir den Rücken freigehalten, damit ich mich ganz auf meine wissenschaftliche Arbeit konzentrieren konnte.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung.....	I
Inhaltsverzeichnis.....	II
Abkürzungsverzeichnis	IV
Abbildungsverzeichnis.....	VI
Tabellenverzeichnis.....	XI
1 Einleitung, Zielsetzung und Gliederung der Arbeit.....	1
2 Überblick über die allgemeinen Klimaverhältnisse im Mittelmeerraum und die klimatischen und hydrologischen Grundzüge der Levante.....	4
2.1 Zirkulation im Mittelmeerraum.....	4
2.2 Naturräume in der Levante	6
2.2.1 Topographie	7
2.2.2 Klima	9
2.2.3 Wasserressourcen	11
3 Datengrundlage und Methodik.....	14
3.1 Daten	14
3.1.1 Niederschlag	14
3.1.2 Reanalysen des ECMWF	15
3.1.3 Telekonnetionsindizes.....	16
3.2 Methodik	21
3.2.1 Hauptkomponentenanalyse.....	21
3.2.2 Standardized Precipitation Index (SPI).....	22
3.2.3 Lineare Trendanalysen.....	22
3.2.4 Mann-Kendall Test	24
3.2.5 Korrelationsanalyse.....	25
3.2.6 Multiple Regressionsanalyse.....	26
3.2.7 Methoden zur Bestimmung der Zyklonen.....	28
3.2.8 Methodik zur Erstellung von Niederschlags- und Zyklonenkarten	30
4 Regionalisierung des Niederschlags in der Levante	32
4.1 Region A (Zentral-und Ostjordanien)	34
4.2 Region B (Ostsyrien).....	35
4.3 Region C (Nordlibanon und Nordwestsyrien).....	36
4.4 Region D (Nordostsyrien)	37
4.5 Region E (Palästen und Westjordanien)	39
5 Lineare Trendanalysen in der Levante.....	41
5.1 Trends in jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagszeitreihen	42
5.2 Trends in Zeitreihen extremer Niederschlagsereignisse	48
6 Niederschlagsszenarien mit verschiedenen Klimamodellen in der Levante.....	57
6.1 Niederschlagsszenarien mit dem Modell HadCM3	58
6.2 Niederschlagsszenarien mit dem Modell CSIRO2	63
6.3 Niederschlagsszenarien mit dem Modell PCM	68
6.4 Extreme Niederschlagsereignisse in Szenarienmodellen in der Levante.....	73

7.	Korrelation zwischen Telekonnektionsindizes und Niederschlag und saisonale Niederschlagsvorhersagen	78
7.1	Korrelation zwischen Telekonnektionsindizes und Niederschlag mit relevanter Zeitverschiebung.....	78
7.2	Saisonalen Niederschlagsvorhersagen für die Levante	84
7.2.1	Niederschlagsvorhersagen für den Herbst	84
7.2.2	Niederschlagsvorhersagen im Winter.....	90
7.3.3	Niederschlagsvorhersagen im Frühling.....	95
8	Analysen der Zykloneneigenschaften im Mittelmeerraum.....	96
8.1	Eigenschaften der Zyklonen im Mittelmeerraum.....	96
8.1.1	Zyklogenesehäufigkeit ERA-40	96
8.1.2	Zyklonenhäufigkeit	103
8.1.3	Zyklolysehäufigkeit.....	105
8.1.4	Kerndruck und Gradient	107
8.1.4	Lebensdauer der Zyklonen.....	108
8.2	Trends der Zyklonen im Mittelmeerraum	110
8.2.1	Extreme der Zyklonen	113
8.3	Herkunft der Zyklonen in der Levante	116
8.3.1	Herbst.....	117
8.3.2	Winter.....	118
8.3.3	Frühling	120
9	Korrelation zwischen Niederschlag und Zyklonen	122
9.1	Korrelation Zwischen Niederschlag im Herbst und Zyklonen.....	122
9.2	Korrelation zwischen Niederschlag im Winter und Zyklonen	124
9.3	Korrelation zwischen Niederschlag im Frühling und Zyklonen.....	127
10	Korrelation zwischen Zyklonen und Telekonnektionensindizes	130
10.1	Southern Oszillation Index (SO).....	130
10.2	Sibirischer Hochdruck (SH).....	131
10.3	Azorenhoch (AH)	133
10.4	Nordatlantische Oszillation (NAO)	134
10.4	East Atlantic pattern (EA).....	137
11	Zusammenfassung und Ansätze für weiterführende Arbeiten	139
11.1	Zusammenfassung	139
11.2	Ansätze für weiterführende Arbeiten.....	143
11.3	Summary	145
	Literaturverzeichnis	149
	Anhang A.....	161
	Anhang B.....	163
	Versicherung.....	172

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Bedeutung
AH	Azorenhoch
AO	arktischen Oszillation
AT	Asien-Tief
b	Steigung
CPC	Climate Prediction Center
CRU	Climate Research Unit
DJF	Winter
EA	East Atlantic pattern
EA/WR	East Atlantic / West Russia pattern
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecastings
EMP	Eastern Mediterranean Pattern
ENSO	El-Niño-/Southern-Oscillation
EOF	empirische Orthogonalfunktions Analyse
ERSST	Extended Reconstruction Sea Surface Temperatures
GIS	Geographischen Informationssystem.
IL	Island-Tief
ITCZ	innertropischen Konvergenzzone
MAM	Frühling
MMTD	Mittelwert der monatlichen Trockenheitdauer
MMFD	Mittelwert der Monatlichen Feuchtigkeitsdauer
ML	Mittelmeer-Tief
MO	mediterranen Oszillation
MSLP	Mean Sea Level Pressure
NAO	Nordatlantischen Oszillation
NWP	numerischen Wettervorhersagemodells
Pc	principle component
PCA	Principal Component Analysis (Hauptkomponentenanalyse)
POL	Polar / Eurasian pattern
PSD	Physical Sciences Division
Q	Testgröße
QBO	Quasi-Biennial Oscillation
Res	Restkomponente
RML	Rotes-Meer-Tief
r_s	Spearman'sche Rangkorrelationskoeffizient
r.t	Relative Trend
r_{xy}	Korrelationskoeffizient

SCA	SCAdinavia pattern
SH	Sibirisches Hoch
SO	Southern Oszillation
SON	Herbst
SPI	Standardized Precipitation Index
SST	sea-surface temperature
SST-AG	Meeresoberflächentemperatur Arabischen Golfs
SST-ALM	Meeresoberflächentemperatur Alboran-Meer
SST-ÄM	Meeresoberflächentemperatur Ägäisches Meer
SST-GA	Meeresoberflächentemperatur Golf von Aden
SST-LIM	Meeresoberflächentemperatur Ligurisches Meer
SST-LM	Meeresoberflächentemperatur Levantisches Meer
SST-SG	Meeresoberflächentemperatur Sidre Golf
SST-RM	Meeresoberflächentemperatur Rotes Meer
SST-SM	Meeresoberflächentemperatur Schwarzes Meer
SST-TM	Meeresoberflächentemperatur Tyrrhenisches Meer
T	absoluter Trendwert
WETECH	Institut für Wasser-und Umweltschutztechnologie
WHO	World Health Organisation
WRI	World Resources Institute
TDNSM	Die Temperaturdifferenz zwischen nördlichem und südlichem Mittelmeerraum
t_{ϕ}	t-Test
Z(t)	Zielgröße

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: Topographische Karte der Levante	7
Abb. 3.1: Verwendete Gitterpunktdaten des Niederschlags	15
Abb. 3.2: Schema der Vorgehensweise der Dissertation	31
Abb. 4.1: Mittlere Jahresniederschlagssumme (1971-2000)	32
Abb. 4.2: Flächen der 5 Niederschlagsregionen für die Levante gemäß einer hauptkomponentenanalytischen Zerlegung (PC1 bis PC5) des CRU05 Datensatzes	33
Abb. 4.3: Region A: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002	34
Abb. 4.4: Region A: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990	35
Abb. 4.5: Region B: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002	36
Abb. 4.6: Region B: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990	36
Abb. 4.7: Region C: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002	37
Abb. 4.8: Region C: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990	37
Abb. 4.9: Region D: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002	38
Abb. 4.10: Region D: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990	38
Abb. 4.11: Region E: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002	39
Abb. 4.12: Region D: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990	40
Abb. 5.1 (a, b, c): Lineare Trendstrukturen des Niederschlags in Prozent, Jahreswerte, für die Zeiträume (a) 1901-2000, (b) 1951-2000 und (c) 1971-2002	42
Abb. 5.2 (a, b, c): Lineare Trendstrukturen des Niederschlags in Prozent für den Zeitraum 1901-2002, bezogen auf Herbst (a), Winter (b) und Frühling (c)	43
Abb. 5.3 (a, b, c): Linearer Trend des Niederschlages in Prozent für den Zeitraum 1951-2002, bezogen auf Herbst (a), Winter(b) und Frühling (c)	44
Abb. 5.4 (a, b, c): Linearer Trend des Niederschlages in Prozent für den Zeitraum 1971-2002 bezogen auf Herbst (a), Winter(b) und Frühling (c)	45
Abb. 5.5: Häufigkeitsereignisse von Dürreperioden 1961-1990 (in %)	49
Abb. 5.6 (a, b, c): Trend des 12-monatigen SPI im Zeitraum 1901-2002 (a), 1951- 2002 (b) und 1971-2002 (c). Statistisch signifikante (10 %- Signifikanzniveau, unter Berücksichtigung signifikanter Autokorrelation) lineare Trends des für 12-monatige Bezugszeiträume berechneten SPI- Index	50
Abb. 6.1 (a, b, c): Jahresniederschlags; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071– 2100 für die Emissionsszenarien (HadCM3-A2, HadCM3-B1 und HadCM3-B2)	58

Abb. 6.2 (a, b, c): Niederschlag im Herbst; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071–2100 für die Emissionsszenarien (HadCM3-A2, HadCM3-B1 und HadCM3-B2).....	59
Abb. 6.3 (a, b, c): Niederschlag im Winter; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071 – 2100 für die Emissionsszenarien (HadCM3-A2, HadCM3-B1 und HadCM3-B2).....	60
Abb. 6.4 (a, b, c): Niederschlag im Frühling; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071–2100 für die Emissionsszenarien (HadCM3-A2, HadCM3-B1 und HadCM3-B2).....	61
Abb. 6.5 (a, b, c): Jahresniederschlags; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071 – 2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2).	63
Abb. 6.6 (a, b, c): Niederschlag im Herbst; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2).	64
Abb. 6.7 (a, b, c): Niederschlag im Winter; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2).	65
Abb. 6.8 (a, b, c): Niederschlag im Frühling; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2).....	66
Abb. 6.9 (a, b, c): Jahresniederschlags; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071 – 2100 für die Emissionsszenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2).....	68
Abb. 6.10 (a, b, c): (a, b, c): Niederschlag im Herbst; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2).	69
Abb. 6.11 (a, b, c): Niederschlag im Winter; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2).....	70
Abb. 6.12 (a, b, c): Niederschlag im Frühling; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2).....	71
Abb. 6.13: Häufigkeit der SPI-Klassen. Modell HadCM3, Szenarios A2, B1 bzw. B2 für Zeitraum 2071-2100; Kontrollperiode (kon) 1961-19990. SPI Häufigkeitsereignisse in % auf der y-Achse	75
Abb. 6.14: Häufigkeit der SPI-Klassen. Modell CSRO2, Szenarios A2, B1 bzw. B2 für Zeitraum 2071-2100; Kontrollperiode (kon) 1961-19990. SPI-Häufigkeitsereignisse in % auf der y-Achse	76
Abb. 6.15: Häufigkeit der SPI-Klassen. Modell PCM, Szenarios A2, B1 bzw. B2 für Zeitraum 2071-2100; Kontrollperiode (kon) 1961-19990. SPI-Häufigkeitsereignisse in % auf der y-Achse	77
Abb. 7.1: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region A im Herbst.....	85
Abb. 7.2: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region B im Herbst.....	85
Abb. 7.3: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region C im Herbst.....	86
Abb. 7.4: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region D im Herbst.....	87

Abb. 7.5: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region E im Herbst.....	87
Abb. 7.6: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region A	91
Abb. 7.7: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region B	91
Abb. 7.8: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region C	92
Abb. 7.9: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region D	92
Abb. 7.10: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region E	93
Abb. 8.1: Zyklogenesehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Herbst von 1957-2001	97
Abb. 8.2: Zyklogenesehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Wintern von 1957/1958- 2001/2002.....	97
Abb. 8.3: Zyklogenesehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Frühligen von 1958-2002.....	98
Abb. 8.4: Mittelwert der Zyklgenese für verschiedene Regionen (in %) in den Jahreszeiten Herbst, Winter und Frühling während des Untersuchungszeitraumes (1957-2002).....	99
Abb. 8.5: Zyklonenhäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Herbst von 1957-2001	103
Abb. 8.6: Zyklonenhäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Wintern von 1957/1958-2001/2002	103
Abb. 8.7: Standardabweichung der winterlichen Zyklonenhäufigkeit für den gesamten Untersuchungszeitraum von mehr als 45 Wintern (1957/1958-2001/2002).....	104
Abb. 8.8: Zyklonenhäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Frühligen von 1958-2002	104
Abb. 8.9: Zyklolysehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Herbst von 1957-2001	105
Abb. 8.10: Zyklolysehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Wintern von 1957/1958-2001/2002.....	106
Abb. 8.11: Zyklolysehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Frühligen von 1958-2002	106
Abb. 8.12 (a, b, c): Absolute Zyklonenhäufigkeiten unterschiedlichen Alters im Herbst (a), Frühling (b) und Winter (c).....	109
Abb. 8.13: Summierte relative Häufigkeiten der Zyklonen unterschiedlichen Alters im Herbst, Winter und Frühling	110

Abb. 8.14 (a, b, c): Linearer Trend der Zyklonen (a), Zyklogenese (b) und Zyklolyse(c) in Prozent im Herbst für den Zeitraum 1958 bis 2001, Mann-Kendall-Trend Test der langzeitlichen Veränderung und Testgröße ab dem 80 %-Signifikanzniveau	110
Abb. 8.15 (a, b, c): Linearer Trend der Zyklonen (a), Zyklogenese (b) und Zyklolyse(c) in Prozent im Winter für den Zeitraum 1958 bis 2001 bezogen auf den Winter. Mann-Kendall-Trend Test der langzeitlichen Veränderung und Testgröße ab dem 80 %-Signifikanzniveau	111
Abb. 8.16 (a, b, c): Linearer Trend der Zyklonen (a), Zyklogenese (b) und Zyklolyse(c) in [%] im Frühling für den Zeitraum 1958-2001 bezogen auf den Mann-Kendall-Trend Test der langzeitlichen Veränderung und Testgröße ab dem 80 %-Signifikanzniveau.	112
Abb. 8.17 (a, b, c): Zeitreihe der schwachen (>1015hPa) und starken (<1000 hPa) Zyklonenhäufigkeit im östlichen Mittelmeerraum (a), im zentralen Mittelmeerraum (b) und westlichen Mittelmeerraum (c) von 1957/1958-2001/2002.....	115
Abb. 8.18: Zyklogenese, Zugbahnen und Anzahl der Zyklonen, die den östlichen Mittelmeerraum im Herbst überströmen	117
Abb. 8.19: Zyklogenese, Zugbahnen und Anzahl der Zyklonen, die den östlichen Mittelmeerraum im Winter überströmen	118
Abb. 8.20: Zyklogenese, Zugbahnen und Anzahl der Zyklonen, die den östlichen Mittelmeerraum im Frühling überströmen.....	120
Abb. 9. 1 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Herbstniederschlag in den Levanteregionen (a) Region C, (b) Region D, (c) Region E und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001.	122
Abb. 9.2 (a, b): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Herbstniederschlag in der Levanteregion ((a): Region C, (b): Region E) und Zyklogenesehäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau.....	123
Abb. 9.3 (a, b, c, d): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen dem Herbstniederschlag in der Levanteregion ((a): Region C, (b): Region E) und der Zyklolysehäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001.....	124
Abb. 9.4 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Winterniederschlag in den Levanteregionen ((a): Region C, (b): Region D, (c): Region E) und Zyklogenese im Zeitraum 1961 bis 2001.....	124
Abb. 9.5: (a, b, c, d): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Winterniederschlag in den Levanteregionen ((a): Region B, (b): Region C, (c): Region D, (d): Region E) und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001.....	125
Abb. 9.6 (a, b): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Winterniederschlag in den Levanteregionen ((a): Region C, (b): Region E) und Zyklolysehäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001	126
Abb. 9.7 (a, b, c, d, e): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Frühlingniederschlag in den Levanteregionen (a: Region A, (b): Region B, (c): Region C, (d): Region D, (e): Region E) und der Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum von 1961 bis 2001.	127
Abb. 9.8 (a, b): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen dem Frühlingniederschlag in den Levanteregionen (a: Region C, b: Region E) und der Zyklogenesehäufigkeit im Zeitraum von 1961 bis 2001.	128
Abb. 9.9 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen dem Frühlingniederschlag in der Leventeregion (a: Region C, b: Region D, c: Region E) und der Zyklolysehäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001.....	128

Abb. 10.1 (a, b): Korrelation der Zyklonenhäufigkeit mit SOI im Winter (a) und im Frühling.....	130
Abb. 10.2 (a, b, c): Korrelation der Zyklonenhäufigkeit mit SH im Herbst (a), im Winter (b) und im Frühling (c).....	131
Abb. 10.3 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Azoren-hoch und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001 für die Jahreszeiten Herbst (a), Winter (b) und Frühling (c).....	133
Abb.10.4 (a, b): Zyklonenzugbahnen im Winter 1978/79 bei (a) negativem NAO-Index und (b)1994/95 positivem NAO-Index.....	135
Abb. 10.5 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen NAO-Index nach Jones und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001 für die Jahreszeiten Herbst (a), Winter (b) und Frühling (c).....	135
Abb. 10.6 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen NAO-Index nach CPC und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001 für die Jahreszeiten Herbst (a), Winter (b) und Frühling (c).....	136
Abb. 10.7 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen EA und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001	137
Abb. A. 1 (a, b, c): Trend des 6-monatigen SPI im Zeitraum 1901-2002 (a),1951-2002 (b) und 1971-2002 (d). Statistisch signifikante (10 %-Signifikanzniveau, unter Berücksichtigung signifikanter Auto-korrelation) lineare Trends des für 12-monatige Bezugszeiträume berechneten SPI-Index	161
Abb. A. 2 (a, b, c): Trend des 3-monatigen SPI im Zeitraum 1901-2002 (a),1951-2002 (b) und 1971-2002 (d). Statistisch signifikante (10 %-Signifikanzniveau, unter Berücksichtigung signifikanter Autokorrelation) lineare Trends des für 12-monatige Bezugszeit-räume berechneten SPI-Index	162

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1: Wasserressourcen in der Levante.....	12
Tab. 3.1: Die SPI-Klassifikation.....	22
Tab. 5. 1: Lineare Trends der jahreszeitlichen und Jahresniederschlagssummen der Levanteregionen für die angegebenen Bezugsintervalle in Prozent.	47
Tab. 5.3: Häufigkeit der verschiedenen Trockenheitsklassen (SPI <-1) in der Levante-regionen in Prozent für den Zeitraum 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002.....	51
Tab. 5.4: Entwicklung des Prozentsatzes der Gesamtfläche der Levanteregionen in verschiedenen Feuchtigkeitsklassen (SPI>1) in Prozent für Zeitraum 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002	52
Tab. 5.5: Relative Trends (r.T.) (%) der Dauer der monatlichen Trockenheitsperioden in Prozent für die Zeiträume 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002.....	53
Tab. 5.6: Häufigkeit der verschiedenen Feuchtigkeitsklassen (SPI >1) in der Levanteregionen in Prozent für die Zeiträume 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002.....	54
Tab. 5.7: Entwicklung des Prozentsatzes der Gesamtfläche der Levanteregionen in verschiedenen Feuchtigkeitsklassen (SPI >1) in Prozent für Zeitraum 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002	55
Tab. 5.8: Relative Trends der Dauer der monatlichen Feuchtigkeitsperioden in Prozent für die Zeiträume 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002.....	56
Tab. 6.1: Mittelwert der prozentualen Änderung des jahreszeitlichen und des jährlichen Niederschlags für den Zeitraum 2071-2100 abzüglich des Kontrolllaufs (1961-1990) für die drei Szenarien HadCM3-A2, HadCM3-B1 und HadCM3-B2	62
Tab. 6.2: Mittelwert der prozentualen Änderung des jahreszeitlichen und des jährlichen Niederschlags für den Zeitraum 2071-2100 abzüglich des Kontrolllaufs (1961-1990) für die drei Szenarien CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2.....	67
Tab. 6.3: Mittelwert der prozentualen Änderung des jahreszeitlichen und des jährlichen Niederschlags für den Zeitraum 2071-2100 abzüglich des Kontrolllaufs (1961-1990) für die drei Szenarien PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2	72
Tab. 7.1: Zusammenschau der signifikanten Korrelationen zwischen jahreszeitlichem Niederschlag und den Telekonnektionindizes mit zeitlicher Verschiebung für 3–monatige Mittelwerte	79
Tab. 7.2: Überblick der signifikanten Korrelationen zwischen jahreszeitlichem Niederschlag (Herbst, Winter und Frühling) und den Telekonnektionsindizes mit zeitlicher Verschiebung auf der Basis einzelner Monate	83
Tab. 7.3: Zusammenfassung der Ergebnisse der Varianzanalyse der Telekonnektion-Based Regression Modelle für die Vorhersage Winterniederschlag in den Levanteregionen, 1961-1995	84
Tab. 7.4: Übersicht der vorhergesagten und eingetretenen Werte im Herbst zwischen 1996-2000 für die die Regionen A, B, C, D und E	89
Tab. 7.5: Zusammenfassung der Qualität zur Einschätzung (Training) der auf Telekonnektion basierenden Regressionsmodelle für die Vorhersage des Winterniederschlag in den Levanteregionen 1961/62 -1995/96	90

Tab. 7.6: Übersicht der vorhergesagten und eingetretenen Werte im Herbst zwischen 1996/1997-2000/2001 für die Regionen A, B, C, D und E	94
Tab. 7.7: Zusammenfassung der Qualität zur Einschätzung (Training) der auf Telekonnektion basierenden Regressionsmodelle für die Vorhersage des Frühlingniederschlag in den Levanteregionen 1961/62 -1995/96	95
Tab. 8.1: Häufigkeitsverteilung der geopotentiellen Höhe im Kerndruck der Zyklonen in den ERA-40-Daten(1958-2002)	107
Tab. 8.2: Gradient der geopotentiellen Höhe während der Lebensdauer der Zyklonen (gpm/1000km)	107
Tab. 8.1: Relative Trends der schwachen (> 1015hPa) und starken (< 1000hPa) Zyklonen in Prozent für den Zeitraum von 1958 bis 2002 im östlichen Mittelmeerraum (ÖM), Zentralmittelmeerraum (ZM) und westlichen Mittelmeerraum	114
Tab. B. 1: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Herbstniederschlag (SPI-SON) und den Telekonnektionsindizes im Sommer	163
Tab. B. 2: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Winterniederschlag (SPI-DJF) und den Telekonnektionsindizes im Herbst	164
Tab. B. 3: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Herbstniederschlag (SPI-MAM) und den Telekonnektionsindizes im Winter	165
Tab. B. 4: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Herbstniederschlag (SPI-SON) und den Telekonnektionsindizes im Sommer auf der Basis einzelner Monate	166
Tab. B. 5: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Winterniederschlag (SPI-DJF) und den Telekonnektionsindizes im Herbst auf der Basis einzelner Monate	168
Tab. B. 6: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Frühlingniederschlag (SPI-MAM) und den Telekonnektionsindizes im Winter auf der Basis einzelner Monate	170

1 Einleitung, Zielsetzung und Gliederung der Arbeit

Niederschlagstrends, extreme Niederschlagsereignisse und ihre Relation mit Telekonnektionsindizes sind von enormer Bedeutung für den Wasserhaushalt, die Wasserverfügbarkeit und die landwirtschaftliche Produktion, insbesondere in Gebieten wie der Levante, die aufgrund jahreszeitlich alternierender Zirkulationsregime (z. B. Subtropenhocheinfluss, frontal-zyklonale Steuerung, sibirisches Hoch) periodische Trockenzeiten erleben. Durch Trockenheit traten in der Levante seit dem Jahr 1990 verstärkt Schäden auf, was letztlich zu der Forderung einer Risikoabsicherungsmöglichkeit führte. Die Landwirtschaft hat in der Levante eine große Bedeutung. Die Folgen des Klimawandels, wie starke Wetterextreme und die Verschiebung von Klimazonen, wirken sich auf die Landwirtschaft in vielen Regionen verheerend aus.

Die Auswirkungen von Trockenheit sind mit starken regionalen Schwankungen am größten für das Viehfutterangebot, die Ackerbauprodukte und die Viehzucht (extensiv und intensiv), vor allem im Schafsektor. Im Jahre 2007/2008 wurden in Syrien Produktionsausfälle von Kulturpflanzen (Weizen, Gerste, Linsen und Kichererbsen) in Höhe von 31.6 % im bewässerten Gebiet und 78.9 % im nicht-bewässerten Gebiet gegenüber dem Mittelwert über die vorherigen 10 Jahre verzeichnet. Die gesamte nationale Weizenproduktion sank im Jahr 2007/2008 um 48.5 %, die Gersteproduktion sogar um 66.8 % im Vergleich zum Mittelwert über die vorherigen 10 Jahre. Aufgrund der extremen Trockenheit verringerte sich die natürliche Vegetation der Weide auf Null. Folglich mussten die Hirten ihre Tiere für 60-70 % unter dem ursprünglichen Durchschnittspreis verkaufen und in vielen Fällen verloren sie ihre Herden sogar komplett (OCHA 2008).

Im Jahr 1998/1999 (Trockenjahr) verringerte sich die Produktion von Schaffleisch um ca. zwei Drittel und die Milchproduktion um ca. ein Drittel (Somme et al.1999). In Jordanien ging in diesem Jahr die landwirtschaftliche Produktion für Gemüse um 33 %, für Wein um 34 % und für Oliven sogar um 73 % zurück (FAO 1999).

In Anbetracht der wissenschaftlichen und öffentlichen Diskussion über den Klimawandel, die immer wieder durch neue Meldungen über extreme Wetterereignisse angefacht wird, ist nicht nur die Untersuchung der anthropogenen, sondern auch der natürlichen Klimavariabilität von großem Interesse. Die globale Klimaerwärmung wird sich im besonderen Maße auf die räumliche Verteilung des Niederschlages und dessen zeitliche Variabilität auswirken, gerade in klimatischen Grenzregionen wie dem östlichen Mittelmeergebiet (Sasse 2004). Klimaänderungen sind nicht nur Szenarien der Zukunft, sondern finden bereits in unserer heutigen Zeit statt.

Flächendeckende Regionalanalysen von Niederschlagstrends in der Levante, insbesondere in Syrien und Libanon, sind selten durchgeführt worden. Die Beschreibung der beobachteten, rezenten Klimatrends ist wesentlich leichter vorzunehmen,

als die der Klimamodelle, auch wenn vor allem der Niederschlag räumlich und zeitlich stark variiert. Dabei reagieren die Landschaft und die Vegetationsdecke unmittelbar auf die Änderung des Niederschlags. Die Bedeutung von Trendanalysen für Wissenschaftler in der Klimadiagnostik beruht auf verschiedenen Aspekten. Sie fungieren einerseits als Basis zur Verifikation modellierter Klimavariationen der Vergangenheit, andererseits als Referenz für die Hypothese, dass die von den Zirkulationsmodellen prognostizierten Klimaänderungen aufgrund des „anthropogenen Treibhauseffektes“ andeutungsweise schon eingetreten sein könnten (Rapp 2000).

Die Verwaltung der Wasserressourcen ist stark von der Vermeidung von Risiken geprägt, die insbesondere von Trockenheit für die landwirtschaftliche Produktion ausgehen. Ein Großteil dieser Risiken ist auf die Unvorhersehbarkeit der Witterung zurückzuführen. Das Verständnis von großräumigen Klimaschwankungen ist wichtig für die Beurteilung des vergangenen und zukünftigen Klimas (Beyer 2001, Sturm 1997). Telekonnektionen sind klimatische Verbindungen zwischen Anomalien an verschiedenen, räumlich getrennten Orten (Glantz 2001). Über Telekonnektionsanalysen erhofft man sich Erkenntnisse, die zu einer besseren saisonalen Prognose führen (Hartmann 2007). Klimaschwankungen können mit starken Dürren oder Hochwassern verbunden sein. Entsprechend ist das Interesse an Vorhersagen mit Hilfe von Telekonnektionen groß.

Für international tätige Hilfsorganisationen und die Regierung sind in diesem Zusammenhang auch langfristige Klimavorhersagen von besonderem Interesse. Mittels saisonaler Vorhersagen besteht die Möglichkeit, dass Hilfsprogramme bis zu drei Monate im Voraus Regionen identifizieren, in denen beispielsweise ungewöhnlich niedrige oder hohe Niederschlagssummen erwartet werden und die somit ein erhöhtes Risiko für Dürren und Überschwemmungen aufweisen.

Klimamodelle stellen auch mögliche Klimaentwicklungen dar und geben so Aufschluss über Risiken der regionalen Klimaentwicklung. Sie ermöglichen somit Klimaanpassungen mit nationalen wie auch regionalen Strategien sowie praktische Maßnahmen auf allen politischen Ebenen oder von Privatpersonen. Diese Strategien können vorsorgend oder reaktiv sein und betreffen sowohl natürliche als auch soziale Systeme. Die Gewährleistung der lebenslangen Nachhaltigkeit von Investitionen durch explizite Berücksichtigung des sich wandelnden Klimas wird oft als Klimasicherung bezeichnet (GEK 2007). In der Levante kann die Abschätzung der zukünftigen Entwicklung der Niederschlagsvariabilität deutliche Vorteile liefern, beispielsweise bei Planungsszenarien für die Bewässerungslandwirtschaft, aber auch für die Trinkwasserversorgung. Besonders bei mehrjährigen Dürreperioden kann dies von großer Bedeutung sein.

Ziel der Arbeit ist die Analyse des Trends und der Variabilität von Zyklonen und Niederschlag in der Levante und deren Relation mit Telekonnektionsindizes. Dieser Ziel soll erreicht werden durch:

1. Berechnung, Darstellung und Bewertung der Niederschlagstrends und der Extremereignisse in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft sowie ihrer räumlichen Variabilität.
2. Feststellung von Telekonnektionen, die sich auf die Niederschlagsvariabilität auswirken, und zur Überwachung der aktuellen Trockenheit herangezogen werden könnten. Diese Telekonnektionen finden auch Anwendung bei der Vorhersage möglicher Trockenzeiten. Eine verlängerte Vorwarnzeit für eine Dürre ermöglicht das Entwickeln geeigneter Maßnahmen zu ihrer Minderung und die vorausschauende Planung der Wasserressourcen.
3. Analyse der Eigenschaften der vor allem im Winter niederschlagsbringenden Zyklonen und deren Korrelation mit dem Niederschlag in der Levante sowie die Korrelation verschiedener Telekonnektionen mit Zyklonen im Mittelmeerraum.

Daraus ergibt sich folgender Arbeitsablauf:

Kapitel 2 gibt anhand einer Literaturrecherche einen Überblick über die allgemeinen Klimaverhältnisse im Mittelmeerraum und den Naturraum in der Levante. In Kapitel 3 findet eine Beschreibung der in dieser Arbeit verwendeten Daten sowie der verwendeten Methoden zur Verarbeitung dieser Daten statt. Die eigentliche wissenschaftliche Aufbereitung und Analyse beginnt in Kapitel 4 mit der Zusammenfassung der levantinischen Niederschläge aus dem CRU Datensatz mittels regional bezogener Hauptkomponentenanalysen.

In Kapitel 5 erfolgt eine räumliche und zeitliche Analyse der Niederschlagstrends (1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002). Insbesondere werden die Niederschlagsdaten auf Extremereignisse untersucht. In Kapitel 6 wird eine Abschätzung der Niederschlagsänderung wie auch der Änderung von Extremereignissen für den Zeitraum 2071 bis 2100 mit Hilfe verschiedener Modelle konzipiert. Kapitel 7 befasst sich mit Zusammenhängen zwischen dem Niederschlag in der Levante und den Telekonnektionsindizes und formuliert eine saisonale Niederschlagsvorhersage mittels einer schrittweise multiplen linearen Regression. Kapitel 8 stellt die Ergebnisse der Zykloneneigenschaften für den gesamten Mittelmeerraum dar. Kapitel 9 untersucht die Korrelation zwischen den Zykloneneigenschaften und Niederschlag in der Levante. Kapitel 10 befasst sich mit Zusammenhängen zwischen der Zyklonenhäufigkeit und großräumigen, atmosphärischen Zirkulationsmustern. In Kapitel 11 werden eine abschließende Zusammenfassung sowie Ansätze für weiterführende Arbeiten formuliert.

2 Überblick über die allgemeinen Klimaverhältnisse im Mittelmeerraum und die klimatischen und hydrologischen Grundzüge der Levante

2.1 Zirkulation im Mittelmeerraum

Der Mittelmeerraum ist fast ausschließlich von dem nach ihm benannten Mittelmeerklima bestimmt. Der mediterrane Klimatyp wird der subtropischen Klimazone zugeordnet und heißt auch Winterregenklima der Westseiten.

Dem System Erde–Atmosphäre liefert die Sonne die Energie in Form von kurzwelliger Strahlung, wobei dem Energiegewinn durch Einstrahlung ein Energieverlust gegenüber steht, da die Erdoberfläche und ein Teil der Atmosphäre als schwarze Strahler im langwelligen Bereich aussenden. Grundlage der globalen Bewegungsvorgänge ist daher der Nettoenergiegewinn aus der Differenz beider Strahlungsströme, den man aus der Strahlungsbilanz des Systems Erde–Atmosphäre erhält (Roedel 1992, Peixoto und Oort 1992).

Der Bereich des schärfsten Übergangs zwischen tropischen und polaren Luftmassen, zwischen 30° und 60°, wird als Frontalzone bezeichnet. Das Zirkulationsklima des Mittelmeerraums ergibt sich dabei aus dem Zusammenspiel vieler Faktoren. Bei den unteren Randbedingungen sind vor allem das Relief sowie die Energiebilanz und die Oberflächentemperatur der Kontinente und Meere von Bedeutung, in den niederen Breiten kommt der Subtropenjet und die Hadley-Zirkulation und schließlich in den hohen Breiten die Meereisverteilung und der Polarfrontjet hinzu. Bei der erwarteten weiteren Veränderung der Zusammensetzung der Atmosphäre und somit auch der globalen Energiebilanz ist davon auszugehen, dass sich etliche dieser Faktoren direkt oder indirekt stark ändern werden.

Die Beschreibung des mediterranen Klimas und die Analyse seiner Variabilität in Verknüpfung mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation ist Gegenstand zahlreicher Publikationen. Zum Klima des gesamten Mittelmeerraumes existieren Werke von Endlicher (2000) und Bolle (2003). Im Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation gibt es Untersuchungen von Maheras et al. (1999a, 1999b), Littmann (2000), Xoplaki et al. (2000), Jacobeit (2000), Quadrelli et al. (2001), Jacobeit und Dünkeloh (2003), um nur einige zu nennen.

Das Klima im Mittelmeerraum wird durch seine besondere geographische Lage entscheidend geprägt. Die mediterrane Atmosphäre ist gekoppelt mit großräumigen Zirkulationssystemen wie der Hadley-Zirkulation, der nordatlantischen Oszillation (Druckdifferenz zwischen Islandtief und Azorenhoch) sowie der Polarfront und der Westwindzone. Da die Hadley-Zirkulation wiederum mit zonalen tropischen Zirkulationen (Walker-Zirkulation) verknüpft ist, werden auch Verbindungen mit dem indischen Monsun (besonders im östlichen Mittelmeerraum) oder der Southern Oszillation (im Folgenden SO) angenommen. Es bestehen ebenfalls Einflüsse durch

die Sahara, das sibirische Hochdrucksystem und wahrscheinlich durch das El Niño-Phänomen (Bolle 2003, Sasse 2004).

Der Wechsel von Sommertrockenheit und Winterregen im Mittelmeerraum lässt sich durch den jahreszeitlichen Wechsel der subtropischen Hochdruck- und Passatzzone und der außertropischen Westwindzone erklären. Die trockenen, heißen Sommer folgen direkt auf die feuchten, milden Winter und umgekehrt. Längere Übergangsjahreszeiten sind somit nicht vorzufinden. Im Sommer gerät der Mittelmeerraum durch das Polwärtswandern der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) in den Einflussbereich des subtropischen Hochdruckgürtels, für den absteigende Luftbewegungen maßgebend sind. Diese führen zur Auflösung der Wolkendecke und bringen ein strahlungsreiches Wetter mit hohen Temperaturen und großer Trockenheit mit sich. Durch den beständigen Hochdruck wird der zonale Luftmassenaustausch durch zyklonale Störungen verhindert. Der subtropische Hochdruckgürtel mit dem Azorenhoch bringt vorwiegend maritim-tropische Luftmassen, die vor allem den westlichen Rand des Mittelmeergebietes mit feuchtwarmer Luft beeinflussen. Das Zentrum und der Osten werden dagegen von trockenheißer kontinentaltropischer Luft beherrscht, die auch für den hohen Druck verantwortlich ist. Die polaren Luftmassen werden von der Gebirgsschranke im Norden abgehalten. Durch die stark erhitzten Landmassen in Vorderasien und Afrika bildet sich ein Tiefdruck aus, der im Osten des Mittelmeergebietes zu stetigen, nördlichen Luftströmungen (Etesien) führt, die ebenfalls das heitere, beständige Wetter hervorrufen, welches die Verdunstung fördert (Rother 1993, Mousa 1990a und 1990b).

Im Winter steht der Mittelmeerraum durch das Zurückweichen der ITCZ nach Süden unter Einfluss der außertropischen Westwindzone, in welcher sich ständig neue Zyklonen entwickeln. Er liegt also im Winter innerhalb einer westöstlich verlaufenden Zugbahn eigen- oder fremdbürtiger Tiefs der außertropischen Westwindzone. Die Tiefs bringen Niederschläge und deutlich niedrigere Temperaturen. Durch die enge Verzahnung der Landmassen mit dem Meer sind die feuchten Winter sehr mild, und die zyklonalen Abschnitte unterbrechen auch in der kühleren Jahreszeit nur kurzfristig den lang anhaltenden Hochdruckeinfluss. Für die Luftmassen im Mittelmeerraum bedeutet diese Veränderung im Winter, dass die feuchtkalten maritim-polaren und die trockenkalten kontinental-polaren Luftmassen die tropischen Luftmassen äquatorwärts zurückdrängen. An dieser mediterranen Front entwickeln sich die meisten im Mittelmeerraum wirksamen Zyklonen. Der Rest sind atlantische Tiefs, die an der Polarfront entstehen. Hin und wieder kommt es zu Kaltlufteinbrüchen, die sogar in Tieflagen zu Frost führen. Weiterhin entsteht durch die schnellere Abkühlung der Landmassen über der Meeresoberfläche ein tieferer Druck, wodurch vor allem zentripetale Winde vom Land in das Meeresbecken hinein wehen (Rother 1993). Das sibirische Hoch kann die ostwärts ziehenden Zyklonen blockieren, so dass dem östlichen Mittelmeerraum vermehrt zyklonale Niederschläge zugute kommen (Kutieli et al. 1996). Auf der anderen Seite können durch Hochdrucksysteme über dem Balkan oder Europa kontinentale Luftmassen aus Nordost bis Nordwest in

den nordöstlichen Mittelmeerraum fließen und dort die winterlichen Niederschlagsmengen herabsetzen (Xoplaki et al. 2000).

Der Mittelmeerraum befindet sich unter dem Einfluss der mittleren Breiten und der tropischen Klimadynamik. Da er eine Übergangzone zwischen diesen zwei Regimes darstellt, ist er für Änderungen der relativen Stärke der Regime sehr anfällig. Diese beiden Einflüsse (Klimadynamik der Tropen und Mittelbreiten) bilden das Mittelmeerklima, welches, der globalen Klimaänderung entsprechend, durch Tendenzen und hohe Veränderlichkeit an der kurzen (dekadisch) und langen (tausendjährig) Zeitskala gemessen werden kann.

Das Mittelmeer ist ein wichtiges Hitzereservoir und eine Quelle der Feuchtigkeit für umgebende Landbereiche; es stellt eine bedeutungsvolle Quelle von Energie und Feuchtigkeit für die Zyklonenentwicklung dar, und seine komplexe Topographie spielt eine entscheidende Rolle für die großräumigen Luftströmungen. Eine überragende Rolle für das Klima spielt das Mittelmeer selbst. Da es fast vollständig von Landmassen umgeben ist, herrscht das mediterrane Klima in einem sehr großen Gebiet vor, nicht nur an einem schmalen Küstenstreifen, wie in anderen Teilen der Welt. Das Mittelmeer ist ein Gebiet, das im Mittel mehr Strahlung aufnimmt, als es abgibt. Es ist umgeben von Landmassen, die eine negative Strahlungsbilanz aufzeigen. Das Meer stellt also im Mittel eine Wärmequelle für die umgebenden Landmassen dar, der Wärmetransport erfolgt im Wesentlichen durch die Land-Seewind-Zirkulation (Bolle 2003).

Charakteristisch für das mediterrane Klima ist der jahreszeitliche Wechsel zwischen Frontalzonen der mittleren Breiten mit polaren Luftmassen im Winter und subtropischen Hochdruckgebieten verbunden mit absinkenden, sowohl kontinentalen als auch maritimen tropischen Luftmassen im Sommer. Da die großräumige Zirkulation von Jahr zu Jahr unterschiedlich ist, kann es zu großen jährlichen Klimaschwankungen kommen (Sasse 2004).

2.2 Naturräume in der Levante

Die Landschaften an der Ostküste des Mittelmeerraums werden unter dem Begriff der Levante zusammengefasst (Endlicher 2000). In dieser Arbeit wird das Gebiet der Levante im Norden durch die Türkei, im Westen durch das Mittelmeer, im Süden durch Ägypten und Südarabien, sowie im Osten durch die westlichen Ländergrenzen des Irak und Südarabiens (also die östlichste Küste des Mittelmeeres, nämlich die heutigen Staaten Syrien, Libanon, Palästina, Israel und Jordanien) abgegrenzt und definiert (vgl. Abb. 2.1).

Die Levante liegt zwischen 29°12' und 37°18' nördlicher Breite sowie 34°12' und 42°20' östlicher Länge und erstreckt sich über eine Fläche von 311.985 km². Die maximale Ost-West-Ausdehnung beträgt ca. 555 km gegenüber einer maximalen Nord-Süd-Ausdehnung von ca. 850 km.

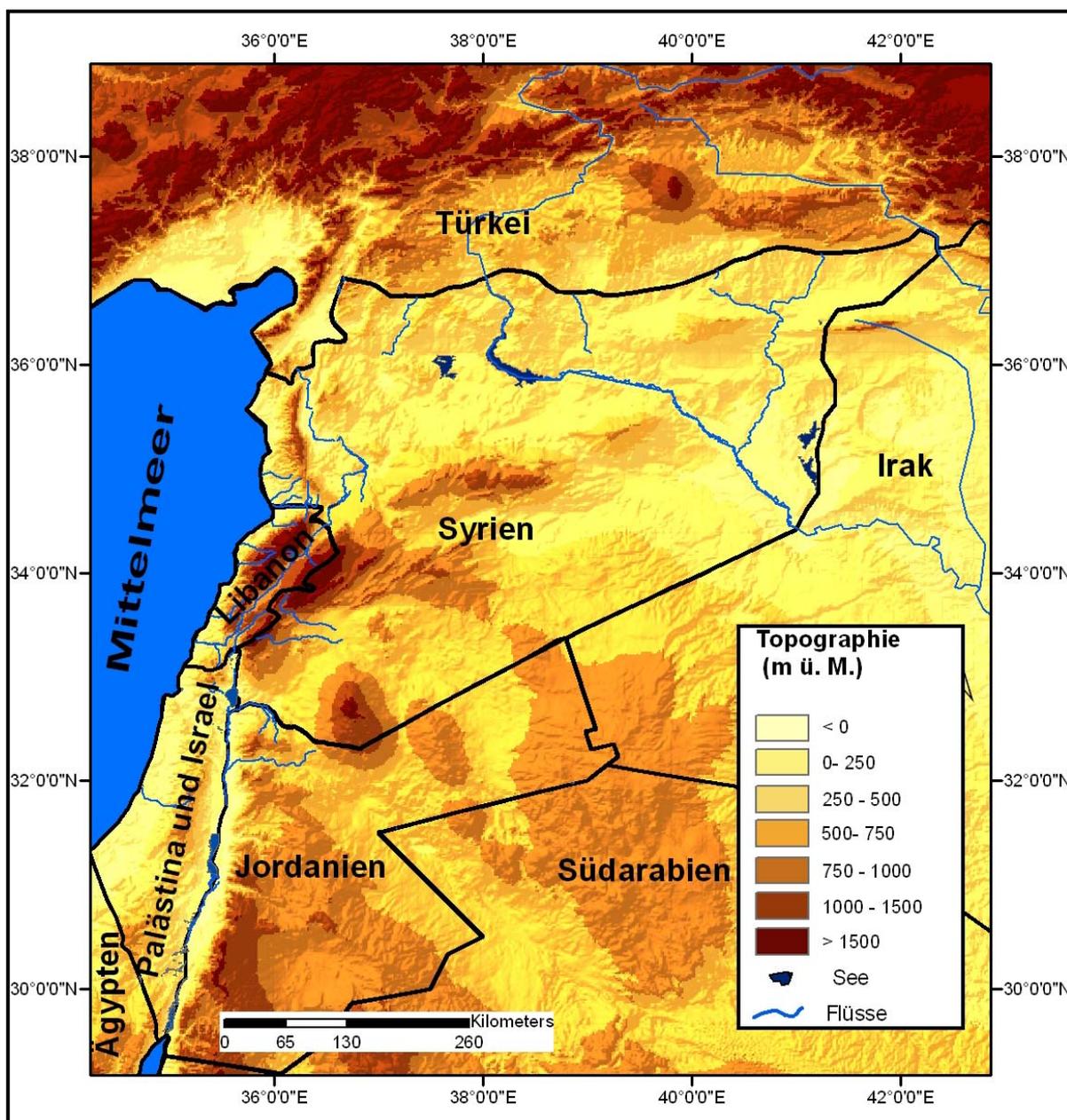


Abb. 2.1: Topographische Karte der Levante

2.2.1 Topographie

Der Naturraum der Levante wird nun von Nord nach Süd erläutert. Die Küstenebene verläuft über eine Länge von 650 km parallel zum Mittelmeer und besteht aus einem schmalen Sandstrand, der in einen bis zu 65 km breiten Streifen fruchtbaren Farmlandes übergeht. Den Sandstrand unterbrechen gelegentlich zerklüftete Kalk- und Sandsteinklippen (Abb. 2.1). Syrien erreicht auf etwa 193 km die Ostküste des Mittelmeeres, direkt nördlich des Staates Libanon. Entlang dieser Küste erstreckt sich eine schmale Ebene (20 km). Im Libanon erstreckt sich die Küstenebene zwischen dem Mittelmeer und dem schnell ansteigenden Libanongebirge über eine Länge von 225 km und einer maximalen Breite von 10 km. Die Küstenebene ist sehr schmal. Durchschnittlich liegt der Küstenstreifen 20 bis 60 m über dem rezenten

Meeresspiegel. Im Norden des Libanon erreicht er seine größte Ausdehnung in Form der Akkarebene, die über den Grenzfluss Nahr el Kebir noch weit in den syrischen Raum reicht. Bei Damour (um Sidon und Tyr) ist die Ebene mit einer Breite von etwa 1000 m ausgebildet. In den übrigen Küstenabschnitten reichen die Gebirgsausläufer des Libanon bis an das Mittelmeer. An den Grenzen des Libanon schließen sich südlich die Landschaften Palästinas an. Die maximale Ausdehnung der Küstenebene beträgt hier 40 km. Im Osten der Küstenebene verläuft das Gebirge parallel zur Mittelmeerküste und der Küstenebene (Endlicher 2000).

Das Nurgebirge, auch Amanosgebirge genannt, zweigt sich vom Taurusgebirge in südsüdwestlicher Richtung ab und erstreckt sich an der Mittelmeerküste entlang bis hin zum Libanongebirge. Südlich des Amanosgebirges befindet sich in Syrien als Fortsetzung des Libanongebirges das Ansariyagebirge, dessen höchster Berg 1562 m hoch ist. Es ist auf seiner Westabdachung stark zerschnitten und sehr schwer zugänglich. Im Südosten liegt das vulkanische Massiv des Hauran mit dem Dschabal ad-Druz (Dschabal Al Arab) als Mittelpunkt der westlich gelegenen Hauran-Ebene. In der syrischen Wüste erhebt sich die längste Bergkette (Dschabal Al-Tadumria) (240km), die auf 500 bis 700 m über dem Meeresspiegel ansteigt und sich nordöstlich von Damaskus bis zum Euphrat erstreckt (Sahwan 2007). Im Libanon bildet das Libanongebirge eine 60 km lange Hochfläche mit dem höchsten Berg des Landes – dem Qornet es Saouda (3088 m). Nach Osten fällt das Gebirge mit einer Sprunghöhe von 1000 m sehr steil ab. Südlich und südöstlich von Beirut sinkt das Bergland langsam ab. Dort schließt sich im Osten der langgestreckte und bis zu 2000 m hohe Gebirgsrücken Dschabal Barouk an. Das Gebirge verliert in südlicher Richtung bis nach Marjayoun etwa 1000 m.

Der östliche Gebirgsstrang wird im Norden vom bis 2659 m aufragenden Antilibanon gebildet, im Süden besteht er aus dem Berg Hermon (2814 m) und den daran anschließenden Golanhöhen (dem Quellgebiet des Jordan). Die Bergländer Palästinas sind aus Kalken, Dolomiten und Mergeln aufgebaut und bilden die Fortsetzung des Libanongebirges. Das Bergland im Norden von Ober- und Untergaliläa, das überwiegend aus Kalkstein und Dolomit besteht, steigt auf 500 bis 1200 m über dem Meeresspiegel an. Im Süden reichen die Bergländer von Judäa und Samaria bis 1000 m hinauf. Das westjordanische Bergland erreicht Höhen von über 1000 m. Die höchste Erhebung im Jordanischen Bergland ist der Dschabal al Ram mit einer Höhe von 1754 m. Es gibt nur einzelne Bergstöcke vulkanischen Ursprungs, die entlang von tektonischen Bruchlinien entstanden sind. Der Westen des Berglandes ist von tiefen, steilwandigen Flussbetten zerschnitten. Diese "Wadis" führen nur noch nach starken Regenfällen Wasser, welche ebenfalls sehr selten sind. Im Norden gibt es einige Flüsse, die ganzjährig fließen und aus dem Galiläabergland mit Wasser gespeist werden (Meyer 1973).

Östlich des Ansariya-Gebirges befindet sich die Gahb-Grabensenke, die Teil des syrisch-afrikanischen Grabenbruchs ist. Der Orontes fließt in nördlicher Richtung

durch diese Grabensenke, in der verschiedene Staudämme die Bewässerung fruchtbarer Täler ermöglichen (Abd-alsalam 1990). Östlich des syrischen Grabenzuges schließen sich in einem Streifen von Aleppo im Norden und Damaskus und Hawran (Dera) im Süden die altbesiedelten und fruchtbaren Becken- und Tallandschaften Westsyriens an (Sahwan 2007, Wirth 1979). Im Nordosten Syriens durchschneidet der Euphrat die Nordausläufer der Wüste Schamiya, an die sich eine fruchtbare Ebene, die Dschazira, angliedert. Eingerahmt von Libanongebirge und Antilibanon befindet sich die 160 km lange und 10 bis 16 km breite Bekaa-Ebene. Sie wird vom Litani, dem längsten Fluss (140 km) des Libanon, durchlaufen (Wolfart 1967). Die Jesreel-Ebene, die zwischen den Bergen Galiläas und Samarias liegt, ist die Kornkammer des Landes. Hier haben sich viele genossenschaftliche Landwirtschaftsbetriebe (Kibbuzim und Moschawim) niedergelassen. Das Jordan-Tal und die Arava, die das Land im Osten der Länge nach durchziehen, sind Teil des syrisch-afrikanischen Grabenbruchs, der im Lauf der Erdgeschichte die Erdkruste aufriss. Im Norden ist diese Senke äußerst fruchtbar, im Süden herrscht Halbwüste vor. Die Haupteinnahmequellen der Region bilden Landwirtschaft, Fischerei, Leichtindustrie und Fremdenverkehr. Der Jordan durchfließt den Graben von Norden nach Süden und legt dabei auf seiner Länge von etwa 300 km ein Gefälle von 700 m zurück. Er erreicht im Toten Meer, in das er mündet und dem er damit Süßwasser zuführt, seinen tiefsten Punkt und zugleich die tiefste Stelle der Erdoberfläche (398 m unter dem Meeresspiegel) (Endlicher 2000).

2.2.2 Klima

Die wichtigsten Faktoren, die die Klimaverhältnisse in der Levante verursachen, sind die Topographie (Kapitel 2.2.1), die geographische Breite und die Entfernung bzw. die Nähe der Feuchtquellen (Mittelmeer, Rotes Meer und Arabischer Golf).

Ein langgezogenes Gebirge mit einer Höhe von 500 bis 1500 m erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung entlang der östlichen Mittelmeerküste. Die Gebirgskette verhindert das Vordringen der feuchten Luftmassen des Mittelmeeres (Kolchisches Klima) zum Badia (Steppenklima) und in die Negev-Wüste, die sich südlich 31° nördlicher Breite befindet (Wüstenklima). Für die klimatische Ausgestaltung der Levante sind insbesondere die Einsattelungen des Gebirges beim türkischen Antakya im Norden, an der Nordgrenze des Libanon bei Homs und am See Genezareth im Golan von Bedeutung. Diese Einsattelungen ermöglichen bei entsprechenden Wetterlagen ein weites Vordringen mediterraner Luftmassen in das Land (Endlicher 2000).

Die Niederschläge nehmen von Westen nach Osten und von Norden nach Süden ab. Dieses zeigt sich darin, dass die Küstenlandschaft am Mittelmeer ein feuchtes, subtropisches Klima (1500 mm Jahresniederschlag) aufweist. Nach Osten wird das Klima zunehmend kontinentaler. Grundsätzlich ist zu erläutern, dass die Levante zu etwa 70 % als Trockengebiet (< 200 mm) bezeichnet wird (siehe Kapitel 4).

Die Levante ist strahlungsreich. Mit einer mittleren Sonnenscheindauer von > 3200 h/a zählt das Potential ihrer Sonnenenergie zu den größten der Welt und ist noch nicht ausgeschöpft. Im Westen hat das Klima einen mediterranen Charakter mit warmen, trockenen Sommern und kühlt im Winter ab, im Bergland kommt es zum Teil zu einem kalten und feuchten Winter. In Süd-Israel dagegen ist es auch im Winter weitgehend trocken. In den Küstenregionen herrscht mildes Meeresklima, im Landesinneren dagegen Kontinentalklima.

Im östlichen Mittelmeerraum und insbesondere im Gebiet der Levante scheint der Witterungsablauf das Ergebnis des intensiven Einflusses großräumiger Zirkulationsprozesse zu sein, die vom eurasischen Kontinent, vom Nordatlantik und Mittelmeer und dem arktischen Becken ausgehen. Die jährliche Verteilung und Wiederkehrhäufigkeit des Einflusses der Zirkulationsvorgänge auf die Levante wurden auf der Grundlage synoptischer Daten ermittelt. Im Folgenden werden die Hoch- und Tiefdruckgebiete benannt, die in ihrer Ausprägung das Klima in der Levante beeinflussen:

Mittelmeer-Tief (ML): Während der Einflusszeiten des Mittelmeer-Tiefs kommt es beim Zug von Zyklonen ostwärts zur Ausdehnung warmer und feuchter Luftmassen über der Levante und es tritt häufiger Niederschlag auf. Diese Vorgänge finden oft als Serie von Zyklonendurchgängen statt. Ihr Einfluss ist während der kalten Jahreszeit am stärksten (Shahada 1996).

Island-Tief (IL): Im Falle einer Verschiebung der Westwinddrift und eingelagerten Tiefdruckgebieten vom Nordatlantik nach Südost tritt in der Levante während der Wintermonate ein intensiver Einfluss kalter Luftmassen auf. Dieses Phänomen tritt 3 bis 4 Mal pro Jahr auf (Almoussa 2002).

Azorenhoch (AH): In Verbindung mit der ostwärts gerichteten Ausdehnung eines Hochdruckrückens über dem Atlantik wird in der Levante während der warmen Jahreszeit überwiegend der Einfluss kühler und feuchter Luftmassen beobachtet. Es herrschen westliche Winde in Verbindung mit Niederschlägen vor. Der Einfluss des Azorenhochs ist während des ganzen Jahres möglich, wobei seine Eintrittswahrscheinlichkeit im Sommer deutlich ansteigt.

Sibirisches Hoch (SH): Da sich der Einfluss des sibirischen Hochs von Nordosten oder Osten auf die östliche Levante ausdehnt, bestimmt trockenes bis niederschlagsarmes Wetter mit kalten und schwachen Winden während solcher Perioden v.a. den Osten der Levante. Während der Wintermonate wird die Levante besonders durch das sibirische Hoch beeinflusst (Alpert et al. 2004a, 2004b).

Rotes-See-Tief (RML): Auch Sudan-Trog genannt. Es tritt über dem Roten Meer und den umgebenden Ländern auf. In der kalten Jahreszeit kann es sich nordwärts ausdehnen und die Südküste der Türkei erreichen. (Alpert et al. 2004, Sasse 2004).

Asien-Tief (AL) und Arabischer Trog (AT): Wenn sich das asiatische Hitzetief von Südosten ausdehnt, entstehen trockene und heiße Luftmassen über der Levante (Mousa 1976). Im Tiefland fallen die Tiefsttemperaturen nicht unter 20°C und die Tageshöchstwerte überschreiten 42°C. Die Eintrittswahrscheinlichkeit des Asien-Tiefs ist im Juli am höchsten.

2.2.3 Wasserressourcen

Die Levante ist arm an Wasserressourcen. In mehr als 70 % des Levantegebietes liegen die jährlichen Niederschläge unter 200 mm/Jahr. Die geringen Niederschläge können den Wasserbedarf nicht decken. Pro Einwohner und Jahr werden nur 500 m³ Wasser durch Niederschläge ersetzt (WETECH 2008). In der Levante ist Wasser sehr unterschiedlich verfügbar. Weite Teile der Levante leiden unter einer zunehmenden Wasserknappheit. Dies betrifft insbesondere Ballungszentren wie Damaskus, Amman und die palästinensischen Autonomiegebiete. Hauptgründe für die extreme Wasserknappheit der Levante sind Trockenheit und das hohe Bevölkerungswachstum, der verschwenderische Umgang mit Trinkwasser und die ineffiziente Bewässerungslandwirtschaft, die zu Nutzungskonflikten führen. Im letzten Jahrzehnt hatte die Levante unter einer unvorhersehbaren Serie von geringen Regenfällen zu leiden. So ist Syrien in der Wasserversorgung mittlerweile von der Türkei und dem Libanon abhängig. Jordanien ist in der Wasserversorgung inzwischen von Israel und Syrien abhängig. Neben den klimatischen Änderungen spielt hierfür der Bau von Staudämmen eine entscheidende Rolle. Die bedeutendsten Flüsse der Levante sind der Euphrat (676 km), der Orontes (325 km), der Jordan (230 km), der Litani, der Adonis, Nahr al Kalb, Barada, Belich, und der Tigris.

In einer Aufstellung aus dem Mittelwert von 1971 bis 2001 summierten sich in Syrien die gesamten erneuerbaren Wasserressourcen auf 26 km³/Jahr, die sich aus inländischem Oberflächen- und Grundwasser und dem Zufluss aus anderen Ländern zusammensetzen. Von dieser Gesamtmenge werden 12 km³/Jahr genutzt. Pro Einwohner stehen 411 m³/Jahr Wasserressourcen zur Verfügung, von denen 54.8 % verbraucht werden. In Syrien wird das zur Verfügung stehende Wasser fast ausschließlich (90 %) für Bewässerungszwecke genutzt (vgl. Tab. 1).

Jordanien ist ein Land, in dem absoluter Wassermangel¹ herrscht und in dem die Wasserversorgung gefährdet ist (WETECH 2008). Es gehört zu den vier Ländern der Welt, die am stärksten unter Wasserknappheit leiden. In mehr als 90 % des Landesgebietes liegen die jährlichen Niederschläge unter 200 mm/Jahr. In Jordanien stehen pro Jahr durchschnittlich 880 Mio. m³ erneuerbare Frischwasserressourcen zur Verfügung. Nach Angaben von Earthtrends betrug die Menge an erneuerbaren Wasserressourcen im Zeitraum von 1977 bis 2001 1.000 Mio. m³/Jahr. Diese wurden

¹ Definition: weniger als 500 m³ Wasser/Einwohner und Jahr

durch Grundwassererneuerung gebildet. Durch Entsalzung wurden zusätzlich 2 Mio. m³ Süßwasser/Jahr gewonnen. Pro Einwohner waren nach dieser Quelle lediglich 169 m³ erneuerbare Wasserressourcen/Jahr (2002) vorhanden (vgl. Tab. 1). Die Verfügbarkeit von Wasserressourcen und deren Bewirtschaftung stellen daher eine große Herausforderung für das Land dar. Nach Berechnungen der WHO (World Health Organisation) gehört das Land zu einer der Regionen mit den geringsten Wasserreserven pro Kopf.

Tab. 2.1: Wasserressourcen in der Levante (Quelle: EarthTrends, World Resources Institute 2008)

Internal Renewable Water Resources (IRWR), 1977-2001	Jordanian	Syrian	Lebanon	Palästen (Palästina und Israel)
Surface water produced internally (cubic km ³)	0	5	4	0
Groundwater recharge (cubic km ³)	1	4	3	1
Overlap (shared by groundwater and surface water) (cubic km ³)	0	2	3	0
Total internal renewable water resources (surface water + groundwater-overlap)	1	7	5	1
Per capita IRWR, 2001 (cubic meters)	131	411	1328	119
Natural Renewable Water Resources (includes flows from other countries)				
Total, 1977-2001 (cubic km ³)	1	26	4	2
Per capita, 2002 (cubic meters per person)	169	1541	1219	265
Annual river flows:				
From other countries (km ³)	X	38	0	76
To other countries (km ³)	X	32	x	0
Water Withdrawals				
Year of withdrawal data	1993	1995	1996	1997
Total withdrawals (km ³)	1	12	1.3	1.6
Withdrawals per capita (cubic m)	255	844	400	287
Withdrawals as a percentage of actual renewable water resources	150.8 %	54.8 %	32.8 %	108.3 %
Withdrawals by sector (as a percent of total)				
Agriculture	75 %	90	68 %	54 %
Industry	3 %	2 %	6 %	7 %
Domestic	22 %	8 %	27 %	39 %

Aus inländischen Niederschlägen entstehen im Libanon jährlich durchschnittlich 4 km³ eigene erneuerbare Wasserressourcen als Oberflächen- und Grundwasser. Somit stehen jährlich insgesamt ca. 4 km³ erneuerbare Wasserressourcen und pro Einwohner 1219 m³/Jahr zur Verfügung. Mit einer Wasserentnahme von 1.3 km³/Jahr (entspricht 400 m³/Einwohner und Jahr) werden 32.8 % der verfügbaren erneuerbaren Wasserressourcen genutzt, von denen 68 % für landwirtschaftliche Bewässerung, 6 % für Industrie und 27 % für Haushalte verwendet werden (Stand 2001).

Palästen (Palästina und Israel) sieht seine Kontrolle über die regionalen Gewässer als die empfindlichste und gefährdetste Lebensquelle des Staates an, unabhängig von den Interessen der anderen Nachbarn (Amery 1993). Aus inländischen und

ausländischen Niederschlägen entstehen in Palästina jährlich durchschnittlich 2 km^3 eigene erneuerbare Wasserressourcen als Oberflächen- und Grundwasser, dies sind pro Einwohner $265 \text{ m}^3/\text{Jahr}$. Mit einer Wasserentnahme von $1.6 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ (entspricht $287 \text{ m}^3/\text{Einwohner und Jahr}$) werden 108.3% der verfügbaren erneuerbaren Wasserressourcen genutzt, von denen 54% für landwirtschaftliche Bewässerung, 7% für Industrie und 39% für Haushalte verbraucht werden (Stand 2001) (vgl. Tab. 1).

3 Datengrundlage und Methodik

3.1 Daten

In der vorliegenden Arbeit wurde mit mehreren verschiedenen Datensätzen gearbeitet, da die Anforderungen an die Daten je nach Zielsetzung und Untersuchungsmethode variierten. Die Daten unterscheiden sich hinsichtlich der Länge der Zeitreihe, d.h. der Anzahl der vorhandenen Jahre und des Intervalls voneinander. Grundsätzlich kommen der Niederschlag und Telekonnektionindizes von Feldverteilungen des Bodenluftdrucks sowie das 1000- und 500- hPa-Geopotential zur Anwendung. Im Folgenden sollen sowohl die Quelle der Daten als auch die Vorgehensweise bei ihrer Bearbeitung dargelegt.

Aufgrund der international üblichen und auch in den Datensätzen verwendeten Notationsweise wird in dieser Arbeit als Dezimaltrennzeichen statt eines Kommas ein Punkt verwendet.

3.1.1 Niederschlag

Die meisten Stationsdaten des Niederschlags in der Levante zeigen Sprünge im Mittelwert oder in der Varianz, die aus Veränderungen der physischen Umgebung der Station, der Messinstrumente, -prozeduren und -zeiten resultieren. Gitternetzdatensätze haben den Vorteil, dass sie die ganze räumliche und zeitliche Auflösung einheitlich repräsentieren (Hertig 2004).

Die verwendeten Niederschlagsdaten entstammen dem hoch aufgelösten $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Gitternetzdatensatz CRU TS 2.1 der Climatic Research Unit (CRU), der mit monatlicher Auflösung für den Zeitraum 1901 bis 2002 über den festländischen Arealen der Erde vorliegt (Mitchell und Jones 2005). Auf Grundlage stationsbasierter Niederschlagsmesswerte wurden hierzu monatliche, räumlich kontinuierliche Anomaliefelder bezüglich der Referenzperiode 1961 bis 1990 für $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Gitternetzflächen unter Berücksichtigung der geographischen Breite und Länge, sowie der topographischen Höhe für die Jahre 1901 bis 2002 mit der Methode thin-plate splines interpoliert und anschließend mit Hilfe langjähriger Mittelwerte der Referenzperiode in Absolutwerte transformiert. Für die vorliegende Arbeit wurden in der Levante die Ausschnitte $29^\circ\text{N} - 37^\circ 30'\text{N}$ und $34^\circ\text{E} - 42^\circ 30'\text{E}$ mit 157 Gitterpunkten herangezogen.

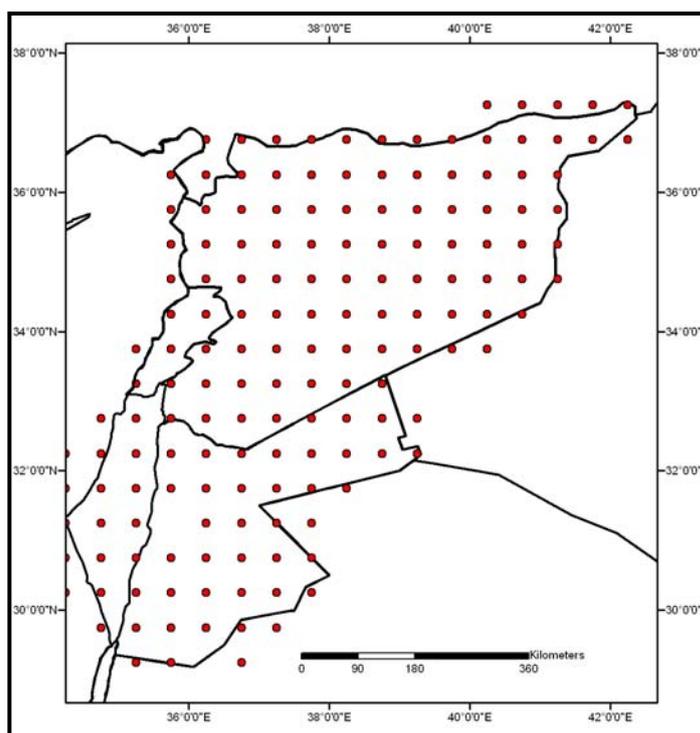


Abb. 3.1: Verwendete Gitterpunktdaten des Niederschlags

3.1.2 Reanalysen des ECMWF

Die Daten wurden von dem European Centre for Medium-Range Weather Forecastings (ECMWF) erarbeitet. Die Datenbank wurde für die Analysen in dieser Arbeit vom Max-Planck-Institut für Meteorologie herangezogen. Die Analyse einer Vielzahl verschiedener Messdaten von Radiosonden, Bojen, Satelliten, Flugzeugen und Messstationen ist die Ausgangsbedingung, mit der eine numerische Wettervorhersage begonnen wird. Prognosen eines numerischen Wettervorhersagemodells (NWP) zum Beobachtungszeitpunkt sind weitere Informationen für eine Wettervorhersage. Bei diesen Messungen treten aber diverse Probleme auf. Die Verteilung der einzelnen Messverfahren ist mit einigen Messfehlern und anderen Schwierigkeiten behaftet. So zeigt sich am Beispiel der Dichte der Radiosondenmessung ein global inhomogenes Datenfeld: Der eurasische/nordamerikanische Raum ist mit einer hohen Datendichte versehen, während Bereiche der Südhalbkugel weniger Radiosondenmessungen aufzeigen (Schneidereit 2007). Diese Probleme werden mit der Assimilation reduziert: Die Idee der Assimilation ist es, zwischen der Beobachtung und einer Vorhersage für den jetzigen Zeitpunkt (z. B. der gestrigen Vorhersage für heute) zu interpolieren. Das Resultat der Assimilation ist eine bestmögliche Schätzung des aktuellen Zustandes der Atmosphäre.

Am ECMWF wird dieses Verfahren seit 1985 angewendet. Das zunehmende Verständnis der Vorgänge in der Atmosphäre und die größere zur Verfügung stehende Rechenleistung führen zu Änderungen in der Formulierung der Vorhersagemodelle (Auflösung, Parametrisierung) sowie der Interpolationstechnik. Eine Reanalyse ist die nachgerechnete Analyse für die Vergangenheit unter

Verwendung der aktuellsten Vorhersagemodelle, Interpolationstechniken und der damaligen Messungen (Liniger 2000).

Der in der vorliegenden Arbeit verwendete Datensatz ERA-40 besitzt eine zeitliche Auflösung von sechs Stunden sowie eine horizontale Auflösung von ca. 120 km. Er wurde für das Geopotential auf einen Datenwert pro Gitterpunkt eines 1.1x1.1 Grad-Gitters interpoliert. Im Jahr 2003 erschien eine neue Generation der Reanalysen des ECMWF, ERA-40, diese verfügen über 6-stündige Messwerte für den Zeitraum September 1957 bis August 2002. Die Reanalysen des ECMWF, ERA-40, bieten aufgrund ihrer hohen horizontalen und vertikalen Auflösung eine sehr gute Datengrundlage zur Analyse von Tiefdruckgebieten in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre (Schneidereit 2007). Daher werden in der vorliegenden Arbeit die Feldverteilungen des 1000hPa-Geopotentials dieses Datensatzes zur Analyse von Tiefdruckgebieten benutzt.

3.1.3 Telekonnetionsindizes

Telekonnektionsmuster sind wichtige Strukturen in der Klimavariabilität. Telekonnektionen werden durch Indizes ausgedrückt, welche von verschiedenen Klimadaten-Verteil-Zentren zur Verfügung gestellt werden. Telekonnektionsmuster werden als periodisch wiederkehrende, beständige, großmaßstäbige Muster von Druckanomalien und Variabilitäten in der globalen atmosphärischen Zirkulation definiert. Diese Veränderungen des atmosphärischen Zirkulationsmusters, die sich gleichzeitig oder in kurzem (aber festem) zeitlichen Abstand in Regionen ereignen, können Tausende von Kilometern voneinander entfernt sein (Deutschländer 2003). Diese Veränderungen sind von unterschiedlicher Dauer, von einigen Wochen bis zu einigen Jahren, und betreffen zuweilen ganze Ozeane und Kontinente. Aufgrund der großen räumlichen Dimensionen der klimatischen Verbindungen sind viele dieser Muster global anzusprechen. Es folgt eine Beschreibung der Telekonnektionsmuster, die sich möglicherweise auf Niederschlag und Zyklonen im Mittelmeerraum insbesondere im östlichen Mittelmeerraum auswirken.

In der vorliegenden Arbeit werden die Southern Oszillation (SO), die Nordatlantische Oszillation (NAO) und die mediterrane Oszillation (MO) berechnet durch die Climatic Research Unit (CRU) der University of East Anglia, Norwich verwendet.

Die SO bezeichnet eine von Gilbert Walker entdeckte Luftdruckanomalie. Der SO-Index ergibt sich aus der normalisierten Luftdruckdifferenz zwischen Tahiti und Darwin (CRU 2004). Kommt es zur Erwärmung des zentralen und östlichen Pazifiks in El Niño-Zeiten, so ergibt der SOI negative Werte. Wenn hingegen der östliche Teil des Pazifik besonders kalt ist (La Niña-Ereignisse), so zeigt der SOI positive Werte an (Strahler 2002). Das pazifische El-Niño-/Southern-Oscillation- (ENSO)-System stellt sich als dominierender Modus nicht nur für die Varianzerklärung innerhalb des globalen Zirkulationsfeldes, sondern auch hinsichtlich der Telekonnektionen des nordhemisphärischen Niederschlags dar. In dieser Arbeit wird der Zusammenhang

zwischen SO und Niederschlag und Zyklonen im Mittelmeerraum, insbesondere in der Levante, untersucht.

Des Weiteren wird eine Datenquelle nach Jones (1997) untersucht, der den monatlichen NAO-Index als Differenz der MSLP (Mean Sea Level Pressure) -Daten von Gibraltar und Reykjavik (Island) berechnet und dazu nahezu lückenlose Aufzeichnungen seit 1821 verwenden konnte. Hierbei werden die Daten von 1961 bis 2001, die ebenfalls von der CRU zum Download bereitgestellt werden, verwendet. Über dem Nordatlantik ist die NAO das dominierende Muster der winterlichen Klimavariabilität (Hurrell und Van Loon 1997a, 1997b). Positive Phasen des NAO-Index (Islandtiefs und Azorenhochs sind stark ausgeprägt) stehen in Verbindung mit milden und niederschlagsreichen Wintern in Europa, kalten Bedingungen in Grönland und dem nördlichen Kanada, sowie milden Bedingungen in den östlichen USA. Bei einem negativen NAO-Index sind die Aktionszentren nur schwach ausgeprägt, womit auch die Westdrift „einschläft“. So führen häufige Kaltlufteinbrüche aus Nordosten in Mitteleuropa immer wieder zu entsprechend kalten Wintern. Die abgeschwächte Westwinddrift verlagert sich südwärts und führt im Mittelmeerraum zu feuchterem Wetter (Hurrell und Van Loon 1997a, Hurrell et al. 2003). Der NAO-Index geht in die Berechnungen der vorliegenden Arbeit zudem in der Version von Barnston und Livezey (1987) ein. Dieser wird vom Climate Prediction Center (CPC) der NOAA bereitgestellt.

Die Temperatur zwischen dem westlichen und östlichen Mittelmeerraum wird häufig mit dem Konzept der "mediterranen Oszillation", einer Art Druckschaukel zwischen westlichzentralem und östlichem Mittelmeergebiet, in Zusammenhang gebracht (Kutiel et al. 1998, Jacobeit 2000, Brunetti et al. 2002). MO ist der Druckindex der mediterranen Oszillation (MO), der durch die Druckunterschiede auf Meeresspiegelhöhe zwischen den Regionen des westlichen und des östlichen Mittelmeerraumes hervorgerufen wird. Palutikof et al. (2003) berechnet den Index aus den Stationen Gibraltar's Northern Frontier (36.1 ° N, 53 ° W) und Flughafen Lod in Israel (32.0 ° N, 34.5 ° E). Die verwendeten Daten wurden durch CRU aus NCEP / NCAR Reanalyse Daten des Luftdrucks interpoliert.

Des Weiteren werden Telekonnektionsindizes verwendet, die vom Climate Prediction Center (CPC) der NOAA für die Nordhemisphäre bereitgestellt werden. Als Datengrundlage stehen die Monatsmittel der geopotentiellen Höhe des 500 hPa-Niveaus von 1948 bis 2008 zur Verfügung. Sie gehen als Anomalien vom Langzeitmittel in die Berechnung der Telekonnektionsmuster auf der Nordhemisphäre von 20° N bis 90° N ein. Für die Musterbestimmung werden außer den Daten des jeweiligen Monats auch die der angrenzenden Monate hinzugenommen, damit durch die größere Datenmenge die Muster statistisch stabiler werden. Dabei wird die „empirische Orthogonalfunktions Analyse“ (EOF) mithilfe der Korrelationsmatrix gewonnen und anschließend rotiert. Bei der darauf folgenden Hauptkomponentenanalyse (PCA= Principal Component Analysis), werden die Daten des entsprechenden Monats wie

bei Barnston und Livezey (1987) auf die adjungierten Muster projiziert. Zur besseren Vergleichbarkeit sind die PCs auf die Standardabweichung 1 normiert (CPC 2008).

Die Ostatlantische Oszillation (East Atlantic pattern, EA) ähnelt der NAO, die Dipol-Zentren liegen jedoch weiter südöstlich. Dadurch gibt es im Gegensatz zur NAO eine deutliche Verbindung zu subtropischen Klimaphänomenen. EA gehört zu den drei wichtigsten niederfrequenten Mustern über dem Nordatlantik.

Das Ost-Atlantik/West-Russland-Muster (East Atlantic / West Russia, EA/WR, auch: Eurasia-2 nach Barnston und Livezey (1987)) ist eines der zwei wichtigsten Muster, die Eurasien über die längste Zeit des Jahres beeinflussen (Krichak et al. 2000).

Das Skandinavien-Muster (Scandinavia pattern, SCA, auch: Eurasia-1 nach Barnston und Livezey (1987)) zirkuliert zwischen Skandinavien und dem Arktischen Ozean nördlich von Sibirien. Über Westeuropa sowie West-China liegen entgegengesetzte, aber schwächere Zentren. SCA tritt, außer im Juni und Juli, ganzjährig auf und zeigt sehr langperiodische Variationen (bis zu mehreren Jahrzehnten). Ein positiver Index ist meist verbunden mit einem stabilen Hoch über Skandinavien und West-Russland.

Das polare/eurasische Muster (Polar / Eurasian pattern, POL) tritt nur in den Wintermonaten Dezember bis Februar auf und besteht aus einem Hauptzentrum über der Nordpolarregion und entgegengesetzten Nebenzentren über Europa und Nordost-China. POL ist ein Zeichen der zirkumpolaren Zirkulation und deren Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation in mittleren Breiten (Europa und Asien). Ein positiver Index beschreibt stärkere, der negative schwächere polare Zirkulationen.

Das Muster der arktischen Oszillation (AO) wird erstellt durch eine EOF-Analyse (Empirische Orthogonal-Funktionen) des 1000 hPa-Feldes nördlich von 20° Nord (Thompson und Wallace 1998). Der zugehörige Index wird gebildet durch eine Projektion der Anomalien des 1000 hPa-Feldes auf die 1. EOF des mittleren monatlichen 1000 hPa-Feldes (1979-2000). Die Daten von 1950 bis heute entstammen dem Climate Prediction Center (CPC). In der extratropischen nördlichen Hemisphäre ist die AO das dominierende Muster der Klimavariabilität (Thompson et al. 2000a) insbesondere im Winter. Im Winter besteht zudem eine starke Verbindung zwischen der NAO und der AO (Thompson et al. 2000b).

Die Quasi-Biennial Oscillation (QBO) ist eine Schwingung der tropischen Stratosphäre in ca. 2.2-jährigen Perioden. Als Grundlage in der vorliegenden Dissertation dienen die Monatsmittel von 1961 bis 2001. Sie wurden von der Physical Sciences Division (PSD) aus dem zonalen Durchschnitt der 30 hPa Zone berechnet. Van Loon und Labitzke (1988 und 1990) wiesen einen signifikanten Zusammenhang zwischen der Zirkulation der nördlichen Hemisphäre und dem solaren Fluss für die Monate Januar und Februar nach. QBO fungiert als obere Randbedingung für die tropische Troposphäre und kann somit die tiefe Konvektion und den Strahlungs-

antrieb durch Wolken (cloud radiative forcing) beeinflussen (Giorgetta et al. 1999). Innerhalb der Stratosphäre wird die Stärke des Polarwirbels (und damit der NAO) ebenfalls durch die QBO beherrscht, obwohl eine quantitative Abschätzung dieser Wechselwirkung (über die Wanderung von planetaren Wellen) noch aussteht. Barnston und Livezey (1989) überprüften die Feldsignifikanzen der von Van Loon und Labitzke aufgestellten Beziehungen und stellten fest, dass diese insbesondere für die Westphase der QBO ein hohes Potential für die langfristige Witterungsvorhersage in den USA enthalten.

Panagiotopoulos et al. (2005) hat den sibirischen Hochluftdruckindex (SH) berechnet, wodurch die Luftdruckmittelwert der Bereiche 40-65 ° N und 80-120 ° E bestimmt wurden. In der vorliegenden Arbeit wird dieser Index auf Grundlage von ERA-40 von 1961 bis 2001 selbst kalkuliert.

Hatzaki et al. (2007) hat den Eastern Mediterranean Pattern (EMP) mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse berechnet und die Differenzen im 500 hPa Geopotential zwischen den Punkten 25 °W, 52.5°N und 22.5 °E, 32.5°N kalkuliert. In dieser Arbeit wird der Eastern Mediterranean Pattern (EMP) nicht nur im Winter, sondern auch im Sommer und Herbst verwendet und daher selbst berechnet. Eine Hauptkomponentenanalyse der 500 hPa geopotentiellen Höhe (20°-70° N, 60° W-70° O) stellt die Basis dar, einen EMP-Index zu definieren. Als EMP-Index wird die „principle component“ (PC1) benutzt, wobei die Differenz der geopotentiellen Höhe zwischen zwei Punkten mit stark negativer Korrelation berechnet wird. In dieser Untersuchung wird PC1 zwischen den Punkten 10°E, 57.5 °N und 40 °E, 27.5°N in den Sommermonaten, 32 °E, 57°N und 51°E, 30°N in den Herbstmonaten und zwischen den Punkten 10°E, 45.5°N und 45 °E, 32.5°N in den Wintermonaten berechnet. Hierbei wird mit Daten des Zeitraums 1961-2001 gearbeitet.

Der Meeresoberflächentemperaturdatensatz ERSST Version 2 (SST) (Extended Reconstruction Sea Surface Temperatures, Smith und Reynolds 2003) steht in horizontaler 2 ° Auflösung und in monatlicher Auflösung mittlerweile seit dem Jahr 1854 in der Version 2 zur Verfügung. Die hohen geographischen Breiten werden dabei aufgrund ihrer relativ schlechten Datenqualität und -dichte ausgeschlossen. Die Daten der SST- Felder über verschiedenen Meeren werden für den Zeitraum 1961 bis 2001 getrennt für die Einzelmonate und Saisonkombinationen ausgeschnitten und Mittelwerte berechnet, um spezifische Muster der SST-Variationen zu erhalten. Dabei werden die Meeresoberflächentemperaturen der Nebenmeere des Mittelmeers, Roten Meers, Schwarzen Meers, Golfs von Aden und Arabischen Golfs in die Abschätzungen des lokalen Niederschlags einbezogen, der in der Levante vorkommt. Die Gitterboxen-SST-Werte zentrieren sich in jedem der folgenden Standorte, an dem räumliche Durchschnitts-SST generiert werden: Das Mittelmeer wurde durch eigene Nebenmeere untergliedert: das Levitische Meer (34° N; 32 ° E), das Ionische Meer (38° N; 18° E), das Ägäische Meer (39° N; 25° E), das Tyrrhenische Meer (40° N; 13° E), das Schwarze Meer (43° N; 34° E), das Adriatische Meer (42° N; 17° E), das Ligurische Meer (44° N; 7° E), das Alboran-Meer (36° N; 4°

W) und der Golf von Sidra (32° N; 18° E), wobei der Golf eine Rolle in der Steuerung der Zyklonen spielt, die in der Wüste entstehen. Weitere Meeresoberflächentemperaturdaten vom Roten Meer (26°N; 37.5°E), dem Golf von Aden (13°N; 50°) und dem Arabischen Golf (28° N; 53° E) werden hinzugezogen. Im Rahmen dieser Arbeit werden einige Indizes aus diesem Meeresoberflächentemperaturdatensatz abgeleitet.

In der vorliegenden Arbeit wird zudem die Temperaturdifferenz zwischen (37°N; 30°E und 37°N; 32°E) und (28°N; 30°E und 30°N; 32°E) im nördlichen- und südlichen Mittelmeerraum berechnet. Die Temperaturdifferenz zwischen nördlichem und südlichem Mittelmeerraum (TDNSM) erfolgt unter Verwendung dieses Algorithmus und eines auflösenden Rasterdatensatzes (1° x 1°) der Climate Research Unit (CRU) in Norwich, dessen Konstruktion in Mitchell und Jones (2005) ausführlich dokumentiert ist. Die ausgewählten Gitterzellen sind möglicherweise wichtig, um die saisonalen Niederschläge in der Levante vorherzusagen. Die Daten stammen aus den Jahren 1961 bis 2001.

3.2 Methodik

Die Methodik, die zum Erreichen der Zielsetzung eingesetzt wurde, besteht aus der Datenauswertung und der Interpretation der Ergebnisse mit dem Geographischen Informationssystem (GIS) ArcGIS 9.1. Des Weiteren wurden mit Hilfe des GIS dynamische Analysen der Zyklonenzugbahnen erarbeitet.

3.2.1 Hauptkomponentenanalyse

Ziel jeder Regionalisierung ist die Zusammenfassung räumlicher Einheiten mit ähnlichen Eigenschaften zu Raumtypen (Regionen) möglichst großer interner Homogenität, die sich voneinander möglichst stark unterscheiden sollten (Bahrenberg et al. 1992, Beck 2000). Betreffend den Niederschlag werden Raumtypisierungen verschiedener Größenordnungen und in Abhängigkeit von der Zielsetzung durchgeführt. In verschiedenen klimatologischen Arbeiten wurden statistische Methoden, insbesondere die Hauptkomponentenanalyse (Baeriswyl 1997, Beck 2000, Dünkeloh 2001, Beyer 2001, Hertig 2004, Hartmann 2008) und die Clusteranalyse (Chen 1995 Gerstengarbe 1997, Beck 2000) oder die Kombination dieser beiden Methoden (Briggs und Lemin 1992, Bunkers et al. 1996, Baeriswyl und Rebetez 1997, Fuchs 2000, Almohamad 2004) zur Regionalisierung auf der Basis verschiedener klimatologischer Daten eingesetzt.

Mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse werden in der Levante unterschiedliche Typen der monatlichen Niederschlagsvariation identifiziert und beschrieben sowie deren räumliche Verbreitung im Sinne einer klimatologischen Analyse interpretiert. Die angestrebte Regionalisierung des Untersuchungsgebiets zeigt Unterschiede in der hygrischen Ausstattung des Raums auf. Die monatlichen Griddaten (1901-2002) wurden mittels der Hauptkomponentenanalyse in ihre ersten Hauptkomponenten projiziert. Dabei wird die Dimensionalität der Daten reduziert.

Von 157 Gridboxdaten in der Levante werden charakteristische Typen der annualen Niederschlagsvariation separiert und beschrieben sowie deren räumliche Verteilung im Sinne einer klimageographischen (geographische Breite, Höhe und relative Entfernung vom Meer) Analyse interpretiert. Die Vorgehensweise zur angestrebten Regionalisierung nach unterschiedlichen Typen der monatlichen Niederschlagsvariation wird im Folgenden aufgezeigt.

Bei der Varimax-Methode, die in dieser Arbeit ausgewählt wird, werden die Achsen so rotiert, dass die Anzahl von Variablen mit hoher Faktorladung minimiert wird. Dies ist wohl das gebräuchlichste Verfahren, durch das vor allem die Interpretierbarkeit der Hauptkomponenten erhöht wird (Fuchs 2000). Als zugehörige Region einer Hauptkomponente wurde die Gesamtheit derjenigen Gitterfeldraaster mit Maximalladung auf dieser Hauptkomponente bestimmt (Philipp, 2003, Hertig 2004, Hartmann 2007). Gitterfeldraaster mit Maximalladung auf der ersten gedrehten Hauptkomponente

wurden zu Region A zusammengefasst, Gitterfeldraster mit Maximalladung auf der zweiten gedrehten Hauptkomponente zu Region B usw.

Die Hauptkomponenteninterpretation nach erfolgter Rotation orientiert sich in erster Linie an den monatlichen Mittelwerten der Niederschläge in verschiedenen Regionen für weitere Analysen und in zweiter Linie an der objektiven Interpretation des Sachverhalts.

3.2.2 Standardized Precipitation Index (SPI)

Die Niederschlagsregionen, die durch die Hauptkomponentenwerte berechnet wurden, sollen hier auf den Standardized Precipitation Index (SPI) übertragen werden. Diese Übertragung wird als Indikator für Dürre und Nässe angestrebt. Der Standardized Precipitation Index (SPI) (McKee et al. 1993, 1995) kann Trockenheitsklassen und Nässeklassen für variable Zeitperioden quantifizieren. Dieses Konzept beruht darauf, dass Trockenheitseinflüsse und Nässeinflüsse für unterschiedliche Bereiche (Anwendungen) in unterschiedlichen Zeitskalen signifikante Wirkungen zeigen. Mit dem SPI können Niederschlagsdefizite für verschiedene Zeitabschnitte berechnet werden. Der SPI kann – je nachdem, wofür er gebraucht wird – in 3-, 6- und 12-monatigen Zeitintervallen berechnet werden. Die Berechnung basiert auf langjährigen Niederschlagsdaten eines Standortes. Die Niederschlagsverteilung dieser langjährigen Perioden wird einer Wahrscheinlichkeitsfunktion zugeordnet, die dann in eine geeignete Normalverteilung (Wilkes 1995) transformiert wird, so dass der mittlere SPI des Standortes und der gewählten Periode Null ist. SPI- Werte zwischen -0.99 und $+0.99$ bedeuten eine normale Niederschlagsverteilung für ein bestimmtes Gebiet. Sind die SPI- Werte größer als $+1$, weist dies auf eine erhöhte Niederschlagshäufigkeit hin. Liegen die Werte unter -1 , herrscht ein Niederschlagsdefizit.

Tab. 3.1: Die SPI-Klassifikation (Quelle: McKee et al. 1993)

SPI-Klassifikation	
+ 2.0 und mehr	extrem nass (N3)
1.5 bis 1.99	sehr nass (N2)
1.0 bis 1.49	nass (N1)
-.99 bis .99	nähe von normal (N0, T0)
-1.0 bis -1.49	trocken (T1)
-1.5 bis -1.99	sehr trocken (T2)
-2 und weniger	extrem trocken (T3)

Die Vorteile des SPI liegen darin, dass er für verschiedene Zeitabschnitte und für nur einen Parameter (Niederschlag) berechnet werden kann. Des Weiteren kann er schon frühzeitig vor Trockenheit warnen und ist relativ leicht zu berechnen (Reinhold Zetter 2008).

3.2.3 Lineare Trendanalysen

Trendanalysen als diagnostisches Mittel zur Erkennung beobachteter Klimavariationen haben in den letzten 30 Jahren zunehmende Bedeutung erlangt. Dennoch liegen für die Levante, insbesondere für Syrien und den Libanon, nur sehr wenige Arbeiten vor. Mit der vorliegenden Arbeit wird in diesem Bereich ein wichtiger

Beitrag geleistet. Ein Maß für die Änderung einer Messgröße im Laufe einer bestimmten Zeitspanne ist der lineare Trend. Er ist die Differenz der Ordinatenwerte am Anfang und Ende der Regressionsgeraden, die durch die Zeitreihenwerte führt (Schönwiese 2000). Ein diagnostischer Trend beschreibt eine Entwicklung, die in der Vergangenheit begonnen hat und vermutlich bis in die Gegenwart reicht. Als prognostisch bezeichnet man eine Extrapolation der Ergebnisse in die Zukunft hinein (Rapp 2000, Beck et al. 2007).

In der vorliegenden Arbeit werden die ermittelten Trends ausschließlich diagnostisch interpretiert. In der vorliegenden Arbeit werden auf der Grundlage der Ausführungen von Schönwiese (2000) und Rapp (2000) für jeden Monat für die klimatologischen Jahreszeiten sowie das Kalenderjahr die Berechnungen der linearen Trends für die Griddaten und Regionen in der Levante durchgeführt. Die linearen Trends der Zeitreihe sind eine Korrelation der betreffenden Daten $a(t)$ mit der Zeit t , die mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate berechnet wurden. Die Steigung b und der Achsenabschnitt a der Trendgerade

$$y_n = a + b * t_n$$

werden so gewählt. y_n bezeichnet die Ordinatenwerte der Regressionsgeraden zu den Zeitpunkten t_n mit a und b als Regressionskoeffizienten. Der absolute Trendwert (T) errechnet sich gemäß der Gleichung:

$$T = y_n - y_1$$

aus der Differenz zwischen End- und Anfangsordinatenwert der Regressionsgleichung (Schlittgen und Streitberg 1995, Schönwiese 2000, Rapp 2000). Beim linearen Trend wird durch die Regressionsgerade einer Zeitreihe ein direkter Vergleich der Trendwerte nur begrenzt möglich (Fabig 2007). Um die Trends besser miteinander vergleichen zu können, benutzt man relative Trends. Bezieht man diese Differenz auf den Mittelwert, erhält man den relativen linearen Trend ($r.T$), der üblicherweise in Prozent notiert wird.

$$r.T = y_n - Y_1 / \hat{y} * 100$$

Der lineare Trend wird so gewählt, dass die Summe der quadrierten Differenzen $(y_n - y_1)$ minimal wird, also $(y_n - y_1)^2 = \text{Min}$ (Schlittgen und Streiberg 1995, Schönwiese 2000).

Zur Bestimmung: y_n sind die Ordinatenwerte der Regressionsgeraden zu den Zeitpunkten t_n , a und β sind die Regressionskoeffizienten. Daraus berechnet sich die Steigung b der Regressionsgeraden (Schlittgen und Streiberg 1995; Schönwiese 2000). Zum Trend gehört neben seiner Richtung und seinem Betrag notwendigerweise auch seine statistische Signifikanz, da der Trend alleine ohne Angabe seiner Signifikanz nicht richtig interpretiert werden kann.

3.2.4 Mann-Kendall Test

Der Trend alleine kann jedoch ohne Angabe seiner Signifikanz nicht richtig interpretiert werden. Solange die Zeitreihe durch zufällige Schwankungen dominiert wird und kein deutlicher Trend zu erkennen ist, ist die Ermittlung einer Trendlinie und daraus abgeleiteter Größen von zweifelhaftem Nutzen, wenn nicht nachgewiesen wird, dass sich im Trendverlauf reale Veränderungen zeigen. Die Überprüfung dieser Frage erfolgt mit Hilfe eines statistischen Trend-Tests (Bernhofer et al. 2003).

Die statistische Signifikanz der in Kapitel 7 berechneten linearen Trends wurde mit Hilfe des Mann-Kendall-Tests geprüft. Der Mann-Kendall-Test ist ein nicht-parametrischer Test der Signifikanz eines Trends einer Zeitreihe $x(i)$; $i = 1, \dots, n$ (Mann 1945, Kendall 1975). Dabei soll die Hypothese, dass die Zeitreihe keinen Trend aufweist, gegen die Alternativhypothese, dass ein Trend vorliegt, getestet werden.

Nullhypothese H_0 : „kein Trend“

Alternativhypothese H_1 : „auf- oder absteigender Trend“ (zweiseitiger Test)

Alternativhypothese H_1 : „aufsteigender (absteigender) Trend“ (einseitiger Test)

Dazu wird folgende Prüfgröße (Teststatistik) S berechnet:

$$S = \sum_{\substack{i,j=1 \\ i < j}}^n \text{sign}[x(j) - x(i)] \begin{cases} 1, x(j) > x(i) \\ 0, x(j) = x(i) \\ -1, x(j) < x(i) \end{cases}$$

Die normierte Testgröße Q ergibt sich aus:

$$Q = \frac{S}{\frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^p u_j(u_j-1)(2u_j+5) \right]}$$

wobei n die Länge der Zeitreihe, p die Anzahl der verbundenen Gruppen und u_j die Anzahl der Werte innerhalb der Gruppe j bezeichnet. Die Testgröße Q ist standardnormalverteilt und kann mit Hilfe der tabellierten Normalverteilung (Schönwiese 2000, KLIWA 2005) zur Signifikanzprüfung eingesetzt werden. Die Signifikanz S wird in % angegeben. Nur Trends mit genügend großer Signifikanz (i.a. $> 80\%$) sind streng genommen für eine Interpretation heranzuziehen. Wird durch den Test ein Wert $S < 80\%$ bestimmt, liegt kein signifikanter Trend vor bzw. gilt ein Trend als statistisch nicht nachweisbar.

3.2.5 Korrelationsanalyse

Zur Analyse des Einflusses einer unabhängigen Variablen, z.B. eines Telekommunikationsindizes, auf die abhängigen Gangparameter, z. B. Niederschlag, muss der statistische Zusammenhang zwischen diesen überprüft werden.

Wenn man von einer Stichprobe zweier in der Grundgesamtheit normalverteilter Variablen X und Y ausgehen kann, z.B. bei dem Gangparameter Niederschlag, und man weiterhin einen Zirkulationindex, z. B. NAO-Index, hinzunimmt und lineare Abhängigkeit zwischen beiden Variablen annimmt, dann lässt sich ihr Zusammenhang durch den Pearson'schen Korrelationskoeffizienten r_{xy} beschreiben. Der Korrelationskoeffizient r_{xy} errechnet sich wie folgt:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Hierbei sind x_1, \dots, x_n Werte von X mit dem Mittelwert \bar{x} und y_1, \dots, y_n Werte von Y mit dem Mittelwert \bar{y} , die paarweise in der Form $(x_1, y_1), \dots, (x_n, y_n)$ erhoben werden.

Der Wert des Korrelationskoeffizienten liegt stets zwischen -1 und +1. Die Korrelation von zwei unabhängigen Variablen ist dann genau Null. Ein starker positiver Zusammenhang wird durch einen Korrelationskoeffizienten von +1 ausgedrückt, ebenso ist für $r_{xy} = -1$ von einem stark negativen Zusammenhang auszugehen. Der Korrelationskoeffizient nach Pearson ist dimensionslos und unabhängig von einem Vertauschen der Variablen.

Die Signifikanz der Korrelation lässt sich über einen t-Test (t_ϕ) bestimmen (Schönwiese 2000, Werner 1999). Unter der Annahme der Nullhypothese $r = 0$ (keine signifikante Korrelation) ist die Zufallsvariable

$$t_\phi = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad \text{mit} \quad \phi = n-2 \text{ Freiheitsgraden t-verteilt (Werner 1999).}$$

Kann für die Variablen X und Y nicht von der Annahme der Normalverteilung ausgegangen werden, dann muss man die Korrelation mit Hilfe so genannter Rangkorrelationskoeffizienten schätzen (Schönwiese 2000). Es wird der Zusammenhang zwischen den Variablen X und Y aufgrund der Ranginformationen ermittelt.

Der Rangkorrelationskoeffizient r_s nach Spearman leitet sich aus der Berechnungsvorschrift des Pearsonschen Korrelationskoeffizienten ab. Aufgrund der nichtnormalverteilten Zeitreihen der Zyklogen werden sämtliche Korrelationsanalysen mit diesen Eingangsgrößen nach Spearman durchgeführt. Es werden hierzu die Rangzahlen $R(x_i)$ und $R(y_i)$ für die n Werte der Variablen X und Y so vergeben, dass in jeder der beiden Variablenreihen der kleinste Wert den Rang 1 und der größte den Rang n erhält. Sind mehrere Werte einer Variablen gleich, dann wird als Rang das arithmetische Mittel innerhalb des Rangbereiches vergeben. Somit ist der Spearman-

Koeffizient stark abhängig von Ausreißern und Extremwerten in den untersuchten Stichproben. Der Spearmansche Rangkorrelationskoeffizient r_s wird folgendermaßen berechnet:

$$r_s = \frac{\sum_{i=1}^n (R(x_i) - \bar{R}(x))(R(y_i) - \bar{R}(y))}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (R(x_i) - \bar{R}(x))^2 \cdot \sum_{i=1}^n (R(y_i) - \bar{R}(y))^2}}$$

Mit Hilfe des nichtparametrischen Korrelationstests des Statistikprogramms SPSS lässt sich der Rangkorrelationskoeffizient r_s bestimmen und dazu dessen Signifikanzniveau P berechnen (Schönwiese 2000). Der Test auf Signifikanz des Korrelationskoeffizienten erfolgt entsprechend des t-Tests. Ebenso wie beim Pearsonschen Korrelationskoeffizient liegt der Spearmansche Korrelationskoeffizient zwischen -1 (starke negative Korrelation), 0 (keine Korrelation) und +1 (starke positive Korrelation).

3.2.6 Multiple Regressionsanalyse

Das Multiple Regressionsmodell ist ein häufig verwendetes Abschätzungsmodell auf dem Gebiet der Klimaforschung und wird z. B. für Abschätzungen des Niederschlags in Namibia eingesetzt (Beyer 2001). Easterling (1999) modelliert mittels dieser Methode Temperatur und Niederschlag einer nordamerikanischen Region. Garnett et al. (1997) verwendet eine multiple Regression zur Vorhersage des Sommer-Niederschlags und der Temperatur in Kanada und Jacobeit (1994a) nutzt Regressionsgleichungen zur Erlangung von Schätzwerten des mediterranen Winter-niederschlags. Murphy (2000) modelliert Temperatur- und Niederschlagswerte für Europa mit Hilfe von Regressionsanalysen und einem regionalen Klimamodell, das in ein Klimamodell der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation integriert ist. Brinckmann (2005) und Staeger (2003) haben Zeitreihen der bodennahen Lufttemperatur mit einer schrittweise multiplen Regression analysiert, die versucht, zeitliche Variabilität einer Zielgröße (Temperatur) bestimmten Einflüssen zuzuordnen.

Hertig (2004) vergleicht Ergebnisse der multiplen Regression mit der kanonischen Korrelationsanalyse innerhalb einer Abschätzung lokaler Klimavariablen (Temperaturen und Niederschlag) im Mittelmeerraum.

Die multiple Regression wird in dieser Arbeit angewendet, um lineare Zusammenhänge zwischen der abhängigen Variable Niederschlag in der Levante und mehreren unabhängigen Variablen, in diesem Fall den großskaligen Telekonnectionsindizes, herzustellen. Die Regressionsanalyse verwendet nicht die Originalgitterfelddaten des Niederschlags, sondern die SPI-Werte aus den modalen Hauptkomponentenanalysen. Die nachfolgend beschriebene Methode der multiplen linearen Regression analysiert, wie gut die beobachteten Schwankungen in den Zeitreihen des SPI durch strukturell ähnliche zeitliche Verläufe der Einflussgrößen erklärt

werden können. Das Regressionsmodell zerlegt die Zielgröße $Z(t)$ (hier: 3-Monate SPI) in die den verschiedenen Einflüssen zugeordneten Komponenten $z_i(t)$ zuzüglich einer Restkomponente ($\text{Res}(t)$: Residuum), die den unerklärten Anteil beschreibt.

$$Z(t) = \sum_i z_i(t) + \text{Res}(t)$$

Die Schätzung der Regressionskonstanten und der partiellen Regressionskoeffizienten erfolgt nach der Methode der kleinsten Quadrate (Steager 2003, Brinckmann 2005). Für die einzelnen Einflüsse R_i sind demnach lineare Regressionskoeffizienten a_i zu suchen, so dass feststeht:

$$\sum_i z_i(t) = a_0 + \sum_i a_i R_i(t)$$

Gilt es ein auf multipler linearer Regression beruhendes Vorhersagemodell zu entwickeln, für das eine große Zahl potentieller Prädiktoren zur Verfügung steht, so muss eine Auswahl getroffen werden, welche der zahlreichen Prädiktoren als unabhängige Variablen in das multiple Regressionsmodell aufzunehmen sind und welche nicht. Dies richtet sich nach der theoretischen Plausibilität der aufgestellten Beziehungen, der Zuverlässigkeit der Koeffizientenschätzwerte und der Güte der Anpassung des Modells an die Daten. Im Hinblick auf eine gute Interpretierbarkeit und für die Signifikanzprüfung des Regressionsmodells ist eine geringere Variablenzahl bei annähernd gleich guter Erfüllung obiger Forderungen einer höherdimensionalen Gleichung vorzuziehen (Hertig 2004). Zu diesem Ziel sind schrittweise Verfahren für die Auswahl der unabhängigen Variablen geeignet. Die in dieser Arbeit zur Anwendung kommende schrittweise Regression kombiniert die vorwärts- und rückwärtsgerichtete Auswahl. Im Zuge der so genannten Vorwärtsregression werden zu Beginn nacheinander die Zeitreihen der potenziellen Einflussgrößen mit der Zeitreihe der Zielgröße verglichen und die linearen Regressionskoeffizienten bestimmt. Überschreitet der signifikanteste aller Regressoren im F-Test das Signifikanzniveau ($p\text{-Wert} \leq 0.10$), findet dieser Aufnahme in das Modell. In einem zweiten Schritt wird getestet, ob in Anwesenheit der selektierten Einflussgröße ein zweiter Einfluss ausreichend signifikant ist. Erneut wird der signifikanteste aller gefundenen Regressoren in das Modell aufgenommen, wodurch sich die Dimension des Modells (Anzahl der Regressoren) auf zwei erhöht. Anschließend wird im Zuge der so genannten Rückwärtsregression geprüft, ob durch Hinzunahme des neuen Regressors der erste unsignifikant wird. Im Falle fehlender Signifikanz kommt es zur Deselektion der betreffenden Einflussgröße. In einem fortwährenden Wechselspiel aus Vorwärtsregression und Rückwärtsregression wird die Methode so lange fortgeführt, bis sich die Dimension des Modells nicht mehr ändert, bis also durch Hinzunahme neuer Regressoren keine signifikante Verbesserung des bestehenden Modells erzielt werden kann (Steager 2003 Brinckmann 2005). Entscheidend für die Selektion und Deselektion von Regressoren ist der Signifikanz-Test. Die Beurteilung

beruht dabei auf Ergebnissen des Anpassungstests nach Durbin-Watson (1951). Die Durbin-Watson-Statistik ist ein Maß für die Autokorrelation einer Zeitreihe.

3.2.7 Methoden zur Bestimmung der Zyklonen

Auf Grund von Erwärmung und Ausdehnung einer Luftmasse, durch orographische Effekte etc. und die Wirkung der Coriolisbeschleunigung kommt es zu Kalt- oder Warmluftvorstößen gegen die Polarfront. Dies hat eine Wellenstörung der Polarfront zur Folge und ist Ausgangspunkt einer Zyklonogenese, der Bildung eines neuen Tiefdruckgebietes, einer Zyklone. Zyklonen spielen im Klimasystem des Mittelmeerraums eine wichtige Rolle. Mit ihnen wird große Feuchtigkeit aus dem Mittelmeer in die umgebenden Landmassen transportiert. In der vorliegenden Arbeit wird die Zyklonenvariabilität im Mittelmeerraum, insbesondere im östlichen Mittelmeerraum, analysiert.

In den vergangenen 15 Jahren wurden verschiedene Zyklonendetektionsprogramme entwickelt, z. B. die Verfahren von König et al. (1993), Hodges (1994), Simmonds und Murray (1999) und Gulev et al. (2001). Das hier verwendete Programm ist von Blender et al. (1997) entwickelt worden. Es kann sowohl Tiefdruckgebiete als auch Hochdruckgebiete aus den Eingangsdaten bestimmen.

Aus dem vorliegenden Gitter mit 1000-hPa Geopotentialhöhe wird ein Ausschnitt von 23° bis 55° Nord und 12° West bis 52° Ost gewählt. Innerhalb dieses Ausschnitts wird nach einem Druckminimum gesucht. Dieses Kriterium ist nicht ausreichend zur Bestimmung einer Zyklone. Als nächstes untersucht der Algorithmus den horizontalen Gradienten auf 1000 km im Umfeld des erkannten Minimums der geopotentiellen Höhe. Der Gradient wird in allen um das Minimum liegenden Gitterpunkten berechnet. Nachdem das geschehen ist, dient der Mittelwert aus allen Gradienten als Kriterium zur Bestimmung einer Zyklone (Blender und Schubert 2000, Schneiderei 2007). Ist dieser Mittelwert größer als 20 gpm/1000km, wird das erkannte Minimum als reelles Tiefdruckgebiet identifiziert. Somit ist eine Zyklone im ersten Zeitschritt erkannt. Zur zeitlichen Zuordnung und um Zugbahnen der Tiefdruckgebiete zu erhalten, wird im nächsten Zeitschritt innerhalb einer Umgebung von dem in der Vergangenheit erkannten Minimum ausgehend gesucht. Der maximale Suchradius entspricht bei einer Zuggeschwindigkeit von 80 km/h etwa 600 km (Blender et al. 1997, Schneiderei 2007) und wächst mit dem zunehmenden Zeitintervall an (Blender und Schubert 2000). Anfänglich wird im Zyklonogenesebereich gesucht. Ist dort kein Minimum zu finden, so wird der Radius ausgeweitet bis der Maximalwert des Suchradius erreicht worden ist (Blender und Schubert 2000). Wenn man das Minimum im Tiefdruckgebiet innerhalb dieser Reichweite findet, wird es als die gleiche Zyklone erkannt, und diese kann auf ihrem weiteren Lebensweg verfolgt werden (Schneiderei 2007). Bei der Erstellung einer Zyklonenstatistik wird eine Beschränkung auf Zyklonen mit einer bestimmten Mindestlebensdauer vorgenommen.

Die in der folgenden Auswertung beschriebenen Zyklonen haben mindestens eine Lebensdauer von einem Tag und der Gradient von 50 gpm/1000 km wird wenigstens einmal während des Lebenszyklus überschritten. Blender et al. (1997) nehmen aus ihrer Analyse alle Zugbahnen heraus, die bei einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden eine Lebensdauer von weniger als 3 Tagen nicht erreichen. Schneiderei (2007) wählt in der Auswertung Zyklonen, die mindestens eine Lebensdauer von zwei Tagen haben.

Whittaker und Hom (1984) und König et al. (1993) berücksichtigen nur Zyklonen, die sich mindestens 24 Stunden in dem jeweils untersuchten Gebiet befinden. Le Treut und Kalnay (1990) verwerfen alle Zugbahnen, die nicht mindestens an drei aufeinander folgenden Zeitpunkten (bei Intervallen von 6 bzw. 12 Stunden) verfolgt werden können. Ebenfalls drei aufeinander folgende Detektionen, jedoch für tägliche Druckfelder, fordert Haak (1993) bei seinen Zugbahnen, andernfalls bleiben sie unberücksichtigt.

Die Zyklonenaktivität im Mittelmeerraum wird in dieser Arbeit anhand der oben beschriebenen Methode und den erwähnten Kriterien zur Positions- und Zugbahnbestimmung synoptischskaliger Zyklonen untersucht. Als Eingangsdatensatz dienen die ERA-40 Daten geopotentieller Höhe bei 1000 hPa mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden und einer räumlichen Auflösung von $1.1^{\circ} \times 1.1^{\circ}$ Gitterpunkten auf einem reduzierten Gaußschen Gitter.

3.2.8 Methodik zur Erstellung von Niederschlags- und Zyklonenkarten

Geographische Informationssysteme (GIS) können zum Sammeln, Analysieren und Verwalten von Informationen über geographische Orte, räumliche Beziehungen und zur Modellierung räumlicher Prozesse verwendet werden. Diese Ebenen von räumlichen Daten können als Karten, Pläne, Tabellen und Berichte dargestellt werden.

GIS-Methoden können unter anderem zur Visualisierung angewandt werden (Hartmann 2007). In der vorliegenden Arbeit wird ein GIS verwendet, um Niederschlag und Eigenschaften der Zyklonen über die Fläche zu interpolieren, um räumliche Zusammenhänge zu erfassen und zu verwalten und um außerdem über räumliche Analysen neue Informationen zu generieren. Darüber hinaus werden die Ergebnisse von Zeitreihen-Analysen mit Hilfe des verfügbaren Software-Pakets ESRI ArcGIS Geospatial Analyst (Johnston et al. 2002) räumlich interpretiert. Interpolation wird häufig verwendet, um Werte für Punkte über die Fläche abzubilden. Es lassen sich auf diese Weise beispielsweise klimatische Trends oder die Klimavariabilität räumlich visualisieren und analysieren.

Im Folgenden werden unterschiedliche räumliche Interpolationsverfahren (Kriging und Spline) in Abhängigkeit von der zu interpolierenden Variable und den für die Interpolation zur Verfügung stehenden Punktdaten untersucht. Die räumliche Abdeckung des Niederschlags in der Levante (Gitterpunktdaten $0.5^\circ \times 0.5^\circ$) wurde durch Interpolation der Daten nach dem Kriging-Verfahren erreicht. Mit Hilfe des Kriging-Verfahrens ist es möglich, aus ungleichmäßig verteilten Daten durch gewichtete Linearkombinationen geschätzte Gitterdaten zu erstellen (Werner 1999). Dabei bleibt ein zwischen zwei Datenpunkten suggerierter Trend in den Schätzdaten erhalten. Ein Vergleich verschiedener Verfahren hat gezeigt, dass das sog. Ordinary Kriging die besten Resultate liefert (Beck et al. 2007). Daher wird es in der vorliegenden Arbeit zur Interpolation der Niederschlagsdaten verwendet.

Die Eigenschaften der Zyklonendaten werden aus ERA-40-Daten als Gitternetz mit dem Spline-Verfahren interpoliert, um möglichst die maximalen und minimalen Positionen der Zyklonogenese, der Zyklonen- und Zyklolysehäufigkeit zu erhalten (Affeld 2003). Das Kriging-Verfahren ist hier nicht geeignet, da die räumliche Auflösung der Daten $1.1^\circ \times 1.1^\circ$ beträgt und damit die einzelnen Gitterpunkte zu groß sind, um die Positionen der Zyklonen zu visualisieren. Anschließend werden die Zugbahnen der Zyklonen dargestellt. Mit Hilfe der ArcGIS Extension Tracking Analyst können Position, Zeitserien und -Verläufe veranschaulicht und räumliche/zeitliche Beziehungen der Zyklonen ausgewertet werden.

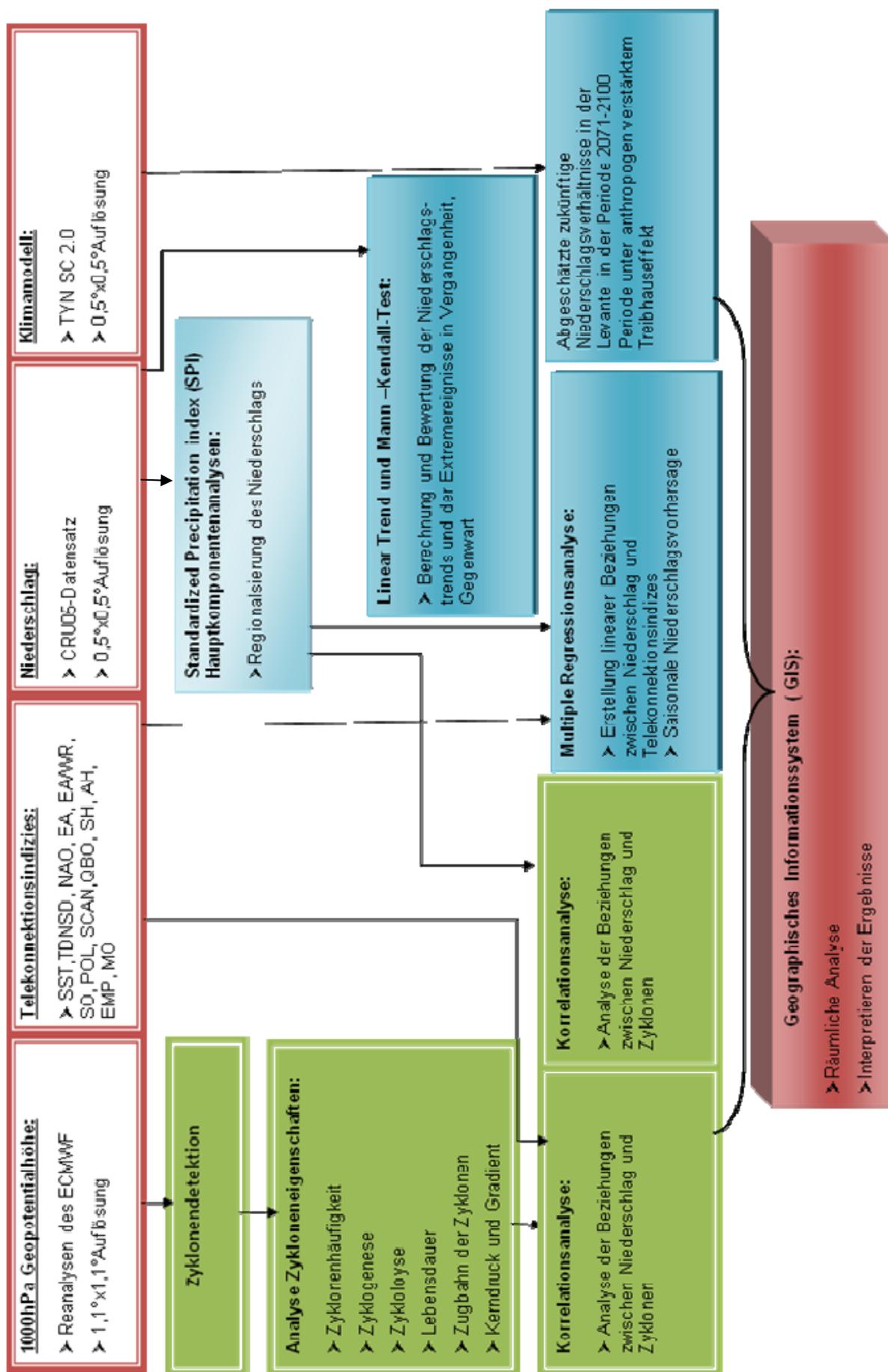


Abb. 3.2: Schema der Vorgehensweise der Dissertation

4 Regionalisierung des Niederschlags in der Levante

Die Beschreibung des levantischen Klimas und die Analyse seiner Variabilität werden im Vergleich zu anderen Regionen im Mittelmeerraum sehr viel seltener in Publikationen behandelt. Für den östlichen Mittelmeerraum beschäftigen sich Zangvil et al. (2003) und Sasse (2004) mit den Zusammenhängen zwischen Niederschlag und großräumigen synoptischen Druckfeldern. Ben-Gai et al. (1998) untersuchen die Niederschlagsvariabilität in Israel und Ben-Gai et al. (1999) erforschen Temperaturtrends in Israel. Almousa (2002) bearbeitet die Niederschlags- und Temperatur-Variabilität im östlichen Mittelmeerraum.

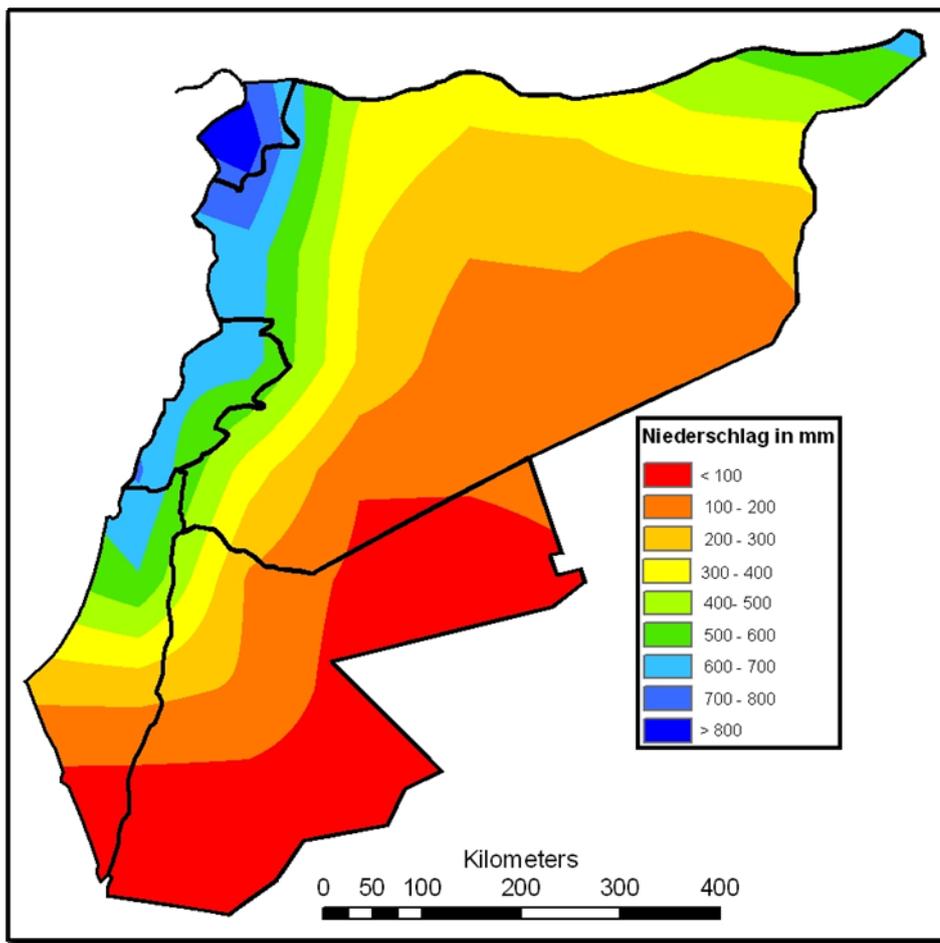


Abb. 4.1: Mittlere Jahresniederschlagssumme (1971-2000)

Die wichtigsten Einflussgrößen für die räumliche Verteilung des Niederschlags, die Höhe der jährlichen Niederschlagssummen und ihre Variabilität schwanken im Mittelmeerraum von Region zu Region. Bestimmend sind hierbei die atmosphärische Zirkulation, die Orientierung der Bergzüge gegenüber den Zugbahnen der Tiefdruckgebiete, die geographische Breite, die Höhe über dem Meeresniveau, die räumliche Verteilung der Oberflächentemperatur des Mittelmeeres (Almousa 2002), des Roten Meeres und des Arabischen Golfes, die Wechselwirkungen zwischen Land und Meer- und damit auch die Entfernung vom Meer- und kleinskaligere Prozesse.

Wie bereits in Kapitel 2.2.2 beschrieben, bilden die Gebirge eine klimatische Scheide zwischen der regenreichen Westflanke und der trockenen Ostseite der Levante. An der Westflanke sorgen neben den Niederschlägen die Winternebel für Feuchtigkeit. In der inneren Levante herrschen vollaride Bereiche. Die Nordostlevante schließt sich daran mit zunehmenden Niederschlägen aufgrund ihrer topographischen Bedingungen an. Im Winter fällt der maximale Niederschlag (Endlicher 2000, Xoplaki et al. 2000). Ursache der Wintermaxima ist der Einfluss der Mittelmeerzyklonen, die hier die winterliche Hochdruckdominanz zeitweise überwinden, und von Frontalniederschlägen. Das Niederschlagsmuster ist in dieser Region durch eine West-Ost- und Nord-Süd-Differenzierung der Niederschlagsmengen und eine Niederschlagszunahme in Abhängigkeit von der Höhe charakterisiert (Abb.4.1).

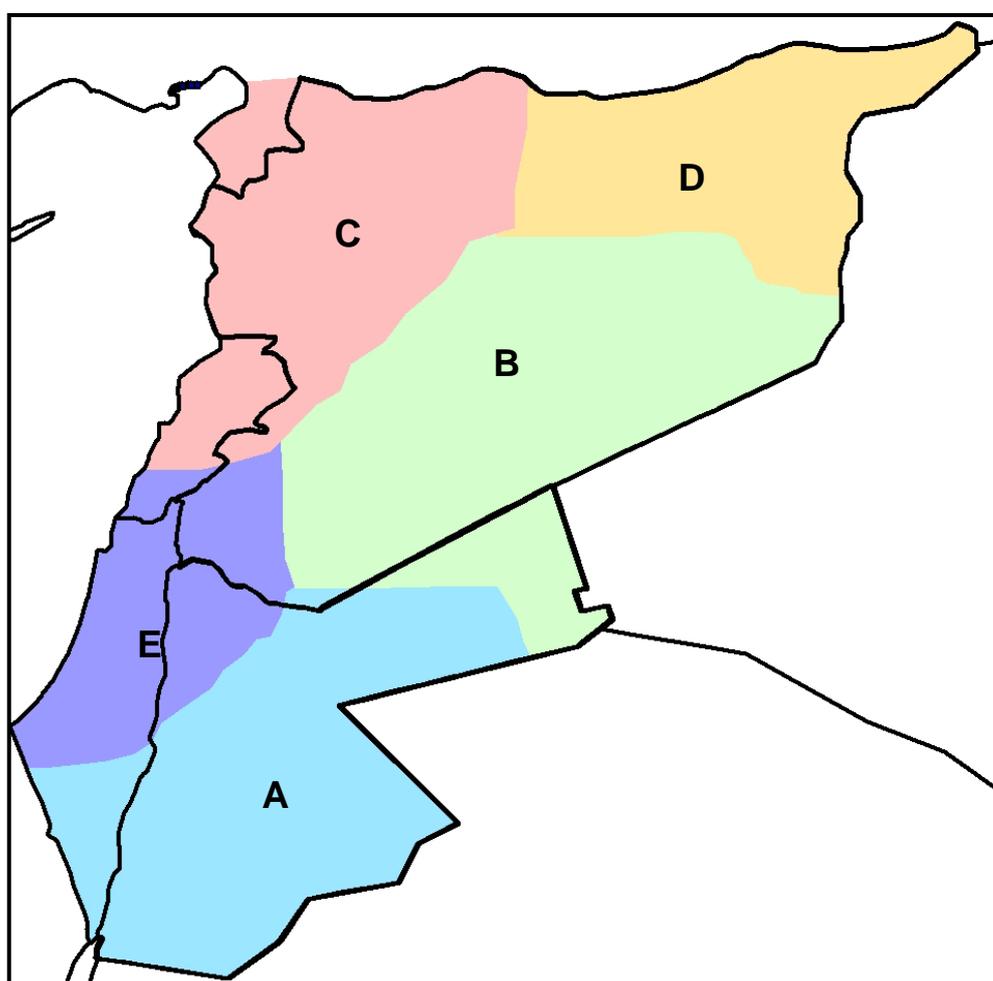


Abb. 4.2: Flächen der 5 Niederschlagsregionen für die Levante gemäß einer hauptkomponentenanalytischen Zerlegung (PC1 bis PC5) des CRU05 Datensatzes

In einem ersten Schritt wird aus dem Rasterdatensatz der Climate Research Unit (CRU) der Universität East Anglia in Norwich (Mitchell und Jones 2005) (siehe Kapitel 3.1.1) ein rechteckiges Teilstück der Levante herausgenommen. Die monatlichen Niederschlagsdaten werden anschließend auf die standardisierte Niederschlagsindex (SPI, Standardized Precipitation Index) übertragen, um die Regionalisierung des Niederschlags in der Levante durchzuführen.

Auf der Basis der erweiterten rotierten Hauptkomponentenanalyse werden in einem dritten Schritt fünf Niederschlagsregionen für die Levante bestimmt (Abb.4.2), für die eine statistisch signifikante Trennung unter Berücksichtigung der Varimax-rotierten Maximalladung angenommen werden kann. Dieses Kriterium wird in der Literatur als das Beste zur Verfügung stehende Verfahren (z. B. bei Philipp 2003, Hertig 2004, Hartmann 2007) genannt. In der Folge wird mit den Hauptkomponenten Faktoren der einzelnen Regionen weitergerechnet.

4.1 Region A (Zentral-und Ostjordanien)

Die Region A weist im Bereich südlich von 31° nördlicher Breite sowie um das Tote Meer einen jährlichen Niederschlag um die 50-200 mm auf. Ganz im Süden sind es nur noch 20-50 mm pro Jahr. Die Negev-Wüste und das Arawa-Tal werden zumeist nicht durch Zyperntiefs beeinflusst. Sieht man sich die Mittelwerte an, ist ein ausgeprägter Jahresverlauf zu erkennen. Der Niederschlag nimmt von Oktober bis Februar ab und steigt im März langsam an (vgl. Abb. 4.3). Die Niederschlagsvariabilität, durch Standardabweichung, Minimum und Maximum bestimmt, zeigt, dass im Sommer möglicherweise Niederschläge fallen. Gelegentliche Fluten in den südlichen Gebieten der Levante entstehen zumeist durch ein Tief über dem Roten Meer. Dieses führt Luftmassen aus dem Mittelmeerraum mit tropischer Luft und Luftmassen vom Roten Meer zusammen, wodurch besonders am Beginn bzw. Ende der Regenzeit heftige Gewitter über den südlichen Wüstengebieten niedergehen können (Sasse 2004).

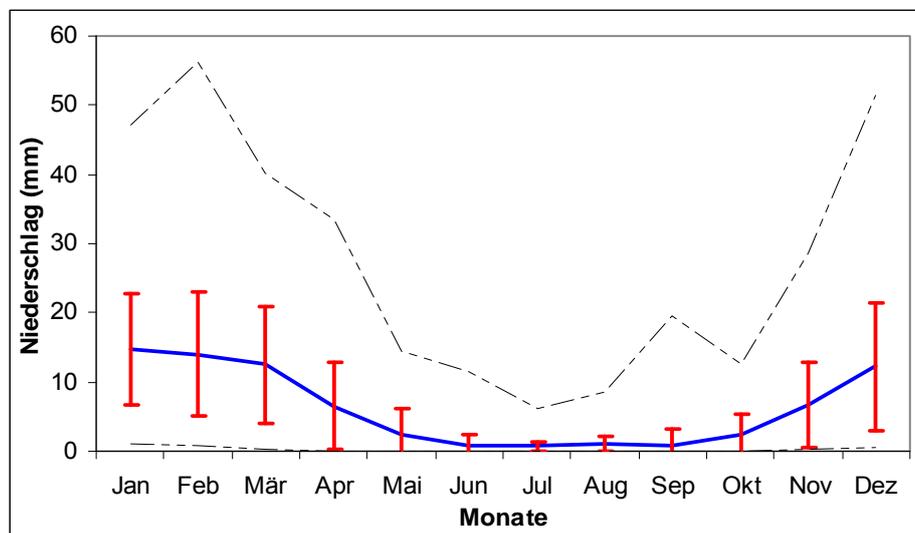


Abb. 4.3: Region A: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002. Durchgezogen: Mittlerer Jahresverlauf und Standardabweichung. Gestrichelt: Maximum / Minimum

Die negativen Phasen in den Niederschlagsabweichungen treten zwischen 1921/1922 und 1932/1933 und zwischen 1955/1956 und 1959/1960 auf. Eine ausgeprägte positive Phase tritt zwischen 1907/1908 und 1912/1913 auf. Die extremste Trockenphase fällt auf 1998/1999 (SPI = -2.4), die extremste Nässephase auf 1986/1987 (SPI = 2.7) (Abb. 4.3).

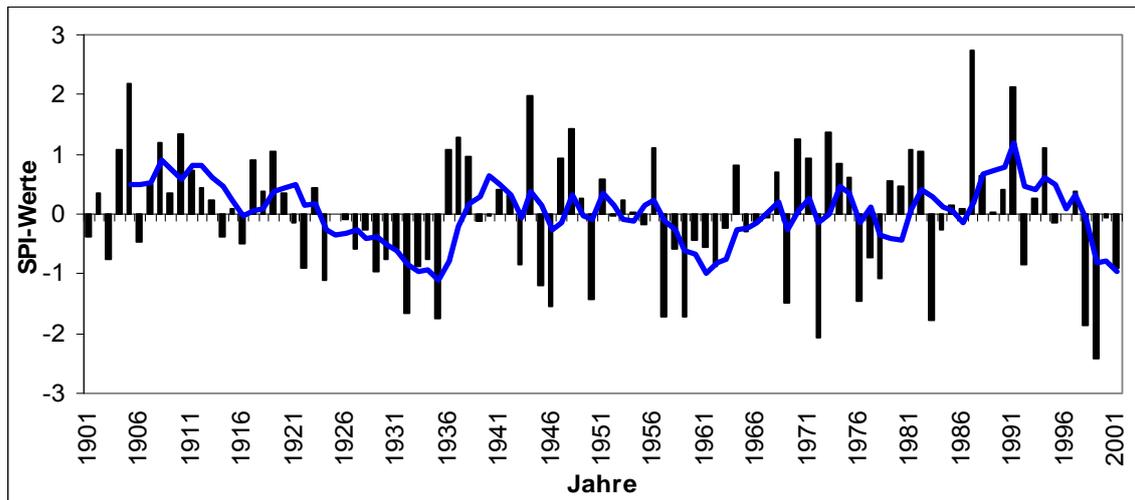


Abb. 4.4: Region A: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990

4.2 Region B (Ostsyrien)

Die Regenfälle nehmen von September bis Dezember zu und von Januar bis August ab. Im Dezember erreichen die Werte den Höchststand von 26 mm, im August sind diese Werte mit 0.2 mm am niedrigsten. (vgl. Abb. 4.5). Das regionale Niederschlagsmuster ist auch in dieser Region durch eine West- Ost-Differenzierung der Niederschlagsmengen und eine Niederschlagszunahme in Abhängigkeit von der Höhe festgelegt. In Richtung Osten nehmen die Niederschläge durch Lee-Effekte und zunehmende Kontinentalität beständig ab (Hövermann 1966, Endlicher 2000). Die jährliche Niederschlagssumme beträgt dabei nur noch 151 mm, so dass ein sehr trockener Bereich (Steppe und Wüstensteppe) bis nahe an das Mittelmeer vordringen kann (Almoussa 2002).

Im ersten Viertel des 20. Jahrhunderts liegen die Werte meist im normalen Bereich. Eine Ausnahme bildet der Winter 1910/11, wo mit 1.7(SPI) die größte positive Abweichung auftrat. Für den Zeitraum 1925/1926 bis 1934/1935 befinden sich die Niederschlagssummen fast durchweg unter dem langjährigen Mittel (vgl. Abb. 4.6). Für den Zeitraum 1935/1936 bis 1948/1949 liegen SPI-Indices größer Null fast beständig über dem langjährigen Mittel. Dieser wird allerdings von drei trockenen Phasen 1942/43, 1944/45, 1945/1946 unterbrochen. Die 1950er Jahre waren hingegen eher trocken mit einem Maximum 1958/59. Die 1960er und 1970er Jahre zeigten eine Tendenz unter bzw. nahe Null. Darauf folgte 1971/72 das trockenste Jahr überhaupt (SPI =-2.6). Die 1980er Jahre und ein Großteil der ersten Hälfte der 1990er Jahre weisen übernormale Werte auf, wobei 1986/87 das feuchteste Jahr überhaupt (SPI =2.7) war. Ab 1988/1998 bis 2000/2001 gab es größtenteils unternormale Werte mit einem Maximum trockener Werte 1997/98 und 1998/1999 (SPI=-1.9 und -2.4).

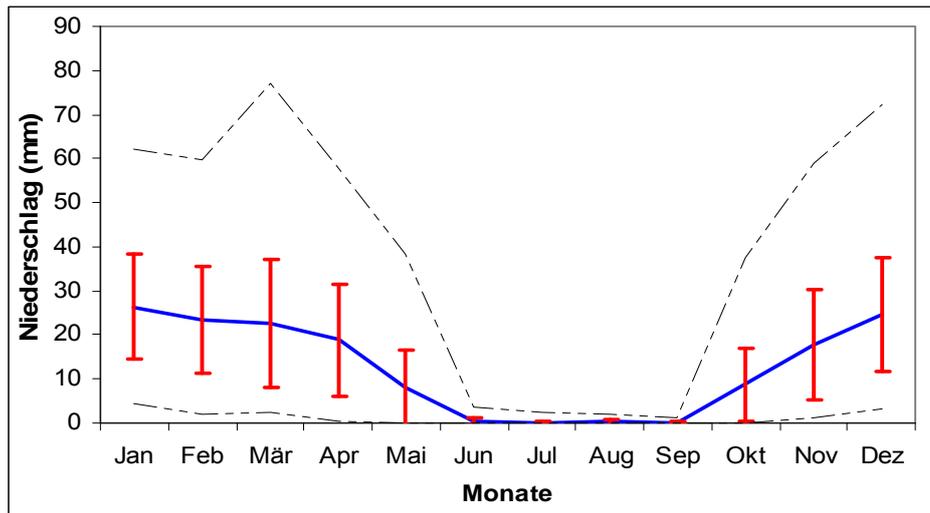


Abb. 4.5: Region B: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002. Durchgezogen: Mittlerer Jahresverlauf und Standardabweichung. Gestrichelt: Maximum / Minimum

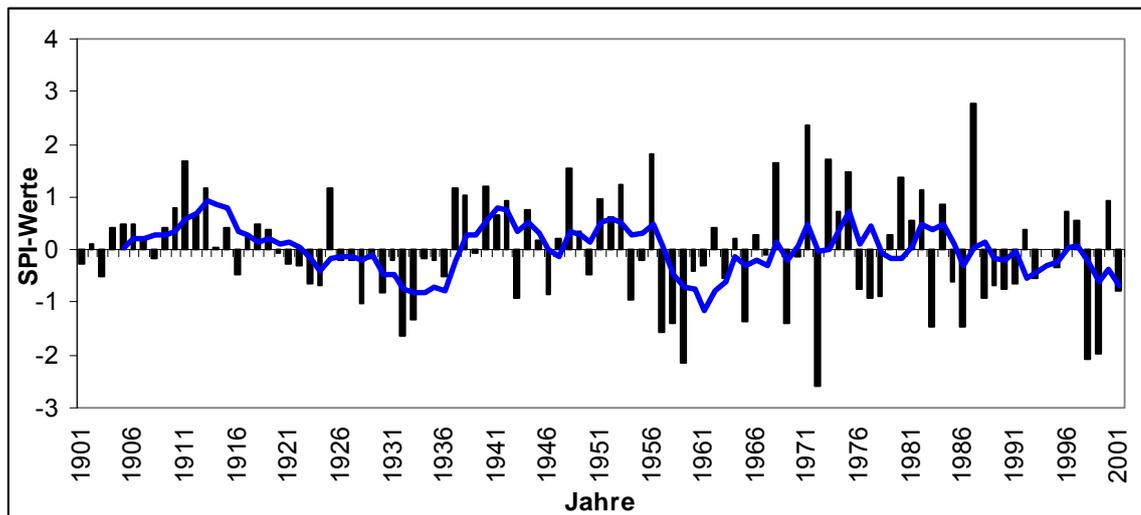


Abb. 4.6: Region B: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990

4.3 Region C (Nordlibanon und Nordwestsyrien)

Zyklonale Niederschläge setzen in Nordwestsyrien im September ein und dauern bis Mai an. Die höchsten Niederschlagssummen des Jahres werden in den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar erreicht. Es lassen sich Maxima im Januar mit 105 mm erkennen. Im Juli fällt mit 1.8 mm der geringste Niederschlag (vgl. Abb. 4.7).

An der Küste der Region Latakia fallen noch 886 mm an 82 Niederschlagstagen. Bei Bereit sind es 893 mm an 71 Tagen (Endlicher 2000). Maximaler Niederschlag (bis 1600 mm) wird im Westgebirge registriert. Die Zyklonenzugbahnen des Adriatiefs von der Ägäis nach Zypern und die des Genuatiefs von Sizilien zur Levante sind vor allem im Winter häufig. Im Frühjahr ziehen vielfach Saharatiefs über die Küste Nordafrikas zur Levante (Endlicher 2000, Hertig 2004). Einige Zyklonen des Roten

Meeres dehnen sich in Richtung der Küste der Levante aus und erreichen die Türkei. Die wenigen Niederschläge des Sommers fallen meist in Form von Gewitterregen.

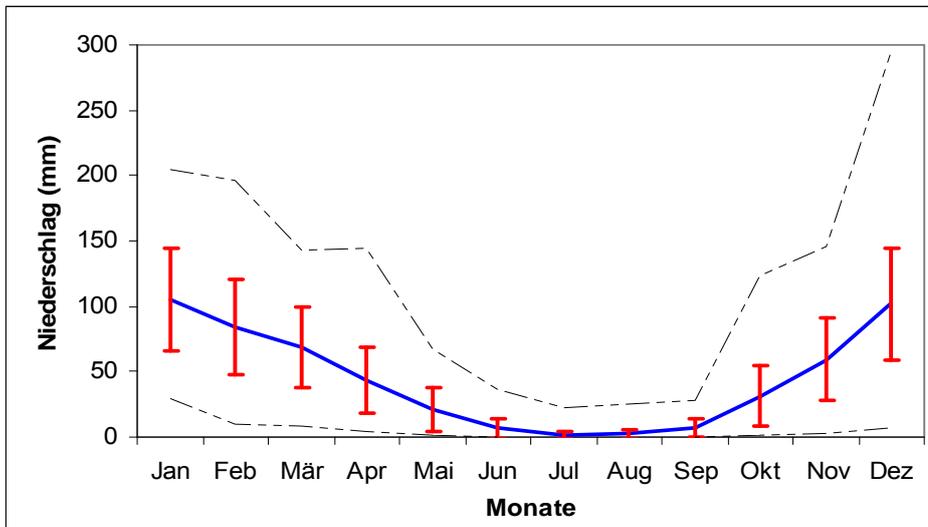


Abb. 4.7: Region C: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002. Durchgezogen: Mittlerer Jahresverlauf und Standardabweichung. Gestrichelt: Maximum / Minimum

Zu sehen ist eine Phase vorwiegend negativer Niederschlagsabweichungen zwischen 1930/1931 und 1934/1935 und eine einzelne negative Anomalie zwischen 1908/1909 und 1912/1913. Extrem trocken ist es 1971/1972. Hingegen ist es 1967/1968 extrem feucht. Der Trend, wie er seit ca. 1981 ausgeprägt ist, geht zu trockeneren Jahresverhältnissen. Extrem trocken ist dabei das Jahr 1993 (vgl. Abb. 4.8).

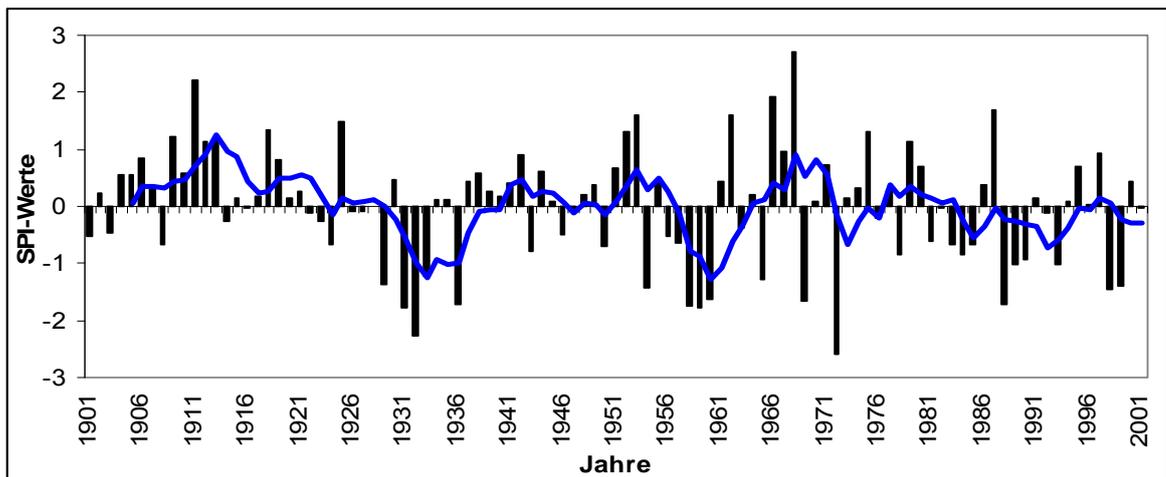


Abb. 4.8: Region C: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990

4.4 Region D (Nordostsyrien)

Das regionale Niederschlagsmuster zeigt in dieser Region eine West-Ost-Differenzierung der Niederschlagsmengen, wobei der Niederschlag von West nach Ost zunimmt. In Raqaa findet man Werte mit 308 mm jährlichem Niederschlag. In

Kamshlie kommt man auf 450 mm (Abd-Alsalam 1989), wo aufgrund des orographischen Taurusgebirges eine Zunahme der Niederschlagsmenge verzeichnet wird. Gleichzeitig ist eine Tiefdruckzone über dem zentralöstlichen Mittelmeer von Bedeutung, welche sich zwischen einem Tiefdruckgebiet über Nordeuropa und einem im Bereich des Roten Meeres und des Arabischen Golfes erstreckt.

Im Fall von Region D sieht die Auswertung der Monatssummen wie folgt aus: Die Niederschläge nehmen von Oktober (20 mm) bis Januar (67 mm) zu. Im März und Dezember ist eine starke Variabilität der Niederschläge zu beobachten. Zwischen April und Juni nehmen die Niederschläge stark ab. Die Sommermonate (Juni bis August) bleiben ohne Niederschlag (vgl. Abb. 4.9)

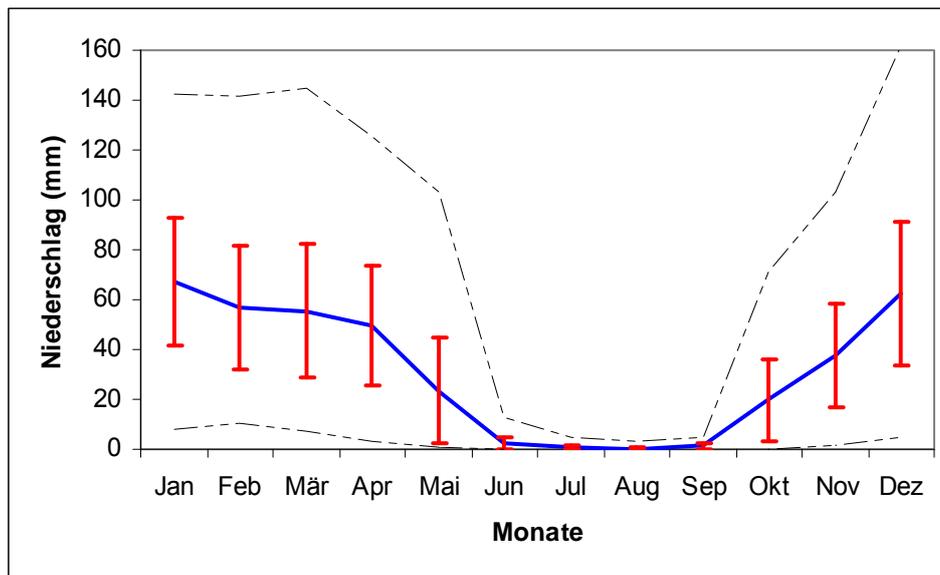


Abb. 4.9: Region D: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002. Durchgezogen: Mittlerer Jahresverlauf und Standardabweichung. Gestrichelt: Maximum / Minimum

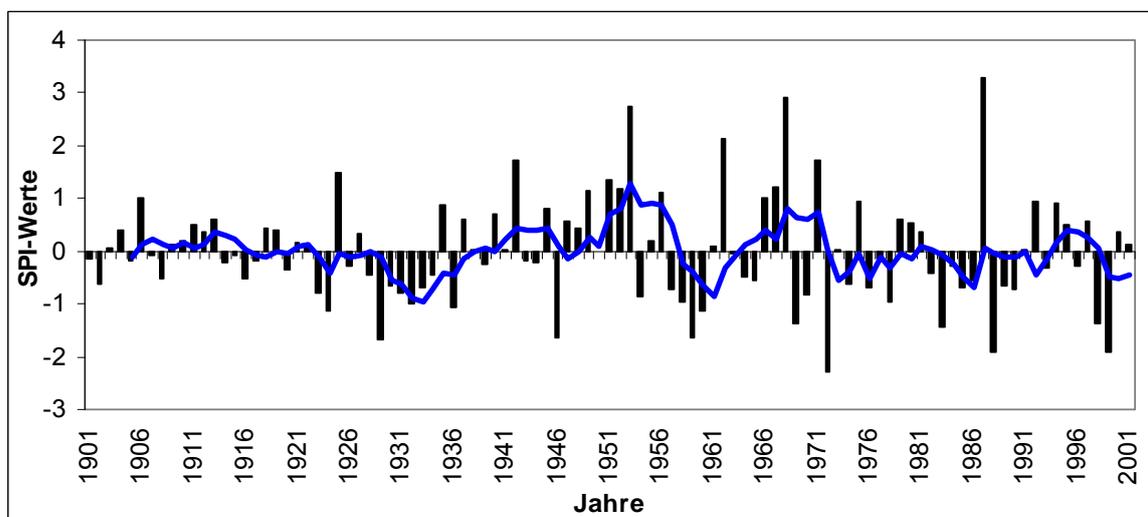


Abb. 4.10: Region D: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts lagen die SPI-9 Monate (September bis Mai) mehrheitlich im normalen Bereich. In der zweiten Hälfte waren die Nieder-

schlagsmengen mehrheitlich unter normal, ausgenommen sind einige Jahre mit extremer Feuchtigkeit, wie z. B. 1952/1953, 1961/1962 und 1967/1968. Der Trend geht zu trockeneren Jahresverhältnissen, wie sie seit ca. 1981 vorherrschend sind (Abb. 4.10). Ab Mitte der 1920er bis Mitte der 1930er Jahre werden durchgehend trockene Jahre erkennbar.

4.5 Region E (Palästen und Westjordanien)

Das Zyperntief bildet den Hauptteil der Gruppe der Wintertiefs. Der größte Teil des Niederschlags im Küstenbereich stammt nach Landsberg (1981) von Mittelmeertiefs. Der Jahresniederschlag nimmt von Süden nach Norden zu. Entlang der Küste findet man Werte zwischen 400 mm und 800 mm jährlichen Niederschlags. Die Bergregionen Judäa und Samaria kommen auf 600-1000 mm. Im nördlichen Galilea und über den Golanhöhen sind Werte über 1200 mm Niederschlag pro Jahr keine Seltenheit (Sasse 2004). Das Rote- Meer- und das Sharav- Tief spielen eine wichtige Rolle für den Niederschlag, insbesondere im Frühling.

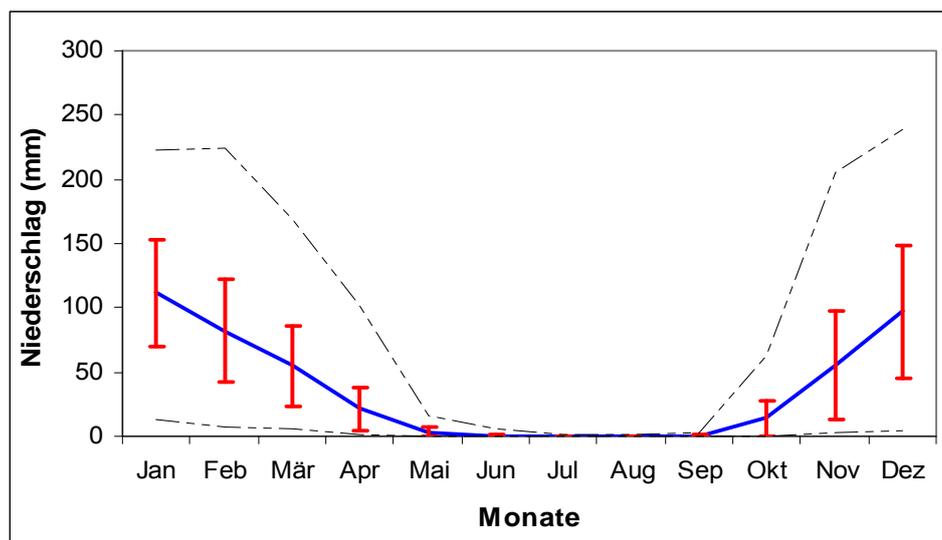


Abb. 4.11: Region E: Mittlerer Jahresverlauf der monatlichen Niederschläge für Januar 1901 bis Dezember 2002. Durchgezogen: Mittlerer Jahresverlauf und Standardabweichung. Gestrichelt: Maximum / Minimum

Die Auswertung der Monatssummen über die gesamte Periode für die Region E ist wie folgt zu beschreiben: Die Regenfälle nehmen von Oktober bis Januar zu und von März bis Mai wieder ab. In den Sommermonaten fällt selten Niederschlag. Im Januar erreichen die Werte ihren Höchststand von 111 mm, im Juli sind sie mit Nullwerten am geringsten (vgl. Abb. 4.11). Die monatliche Variabilität, gekennzeichnet durch die Standardabweichungen und die monatlichen Maxima und Minima, ist unterschiedlich, wobei sich im Dezember und Februar jeweils eine verhältnismäßig große Variabilität zeigt.

Die Zeitreihe der SPI-Werte für 9 Monate zeigt, dass diese zeitliche Differenziertheit jener der Region C (Nordwestsyrien) ähnlich ist. Der Trend zu trockeneren Jahresverhältnissen ab 1993 ist deutlich ausgeprägt (vgl. Abb. 4.12).

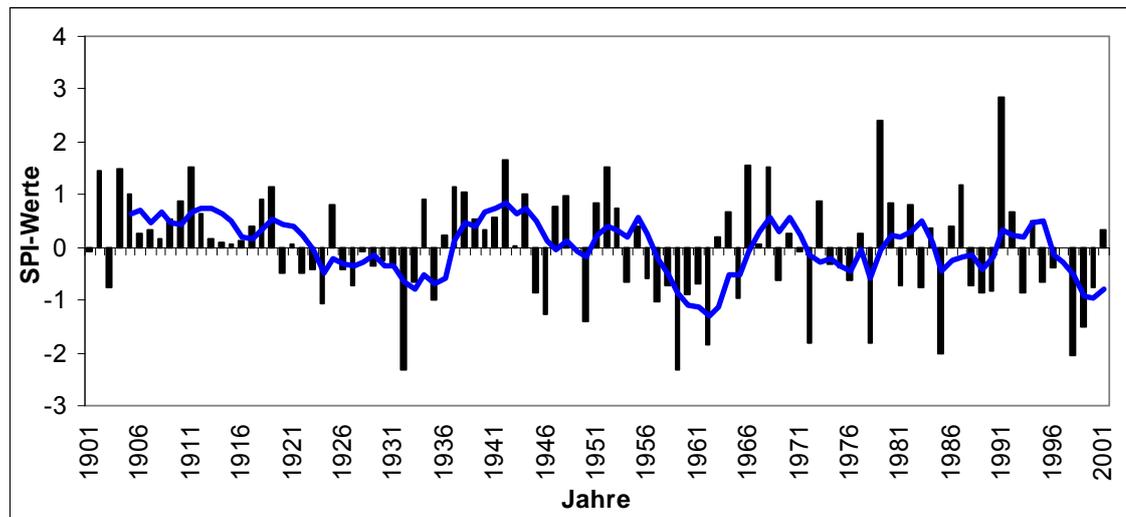


Abb. 4.12: Region D: Variabilität des 9-monatigen SPI (September bis Mai) im Zeitraum 1901 bis 2002 mit der Bezugsperiode 1961-1990

5 Lineare Trendanalysen in der Levante

Dass sich das Klima wandelt, ist sehr wahrscheinlich. Dieser Prozess hat einen großen Einfluss auf den hydrologischen Zyklus und damit auf die verfügbaren Wasserressourcen, Frequenzen von Überschwemmungen und Dürren, auf die natürlichen Ökosysteme und ebenso auf Gesellschaft und Wirtschaft (Raziei et al. 2005). Die Temperatur hat sich erhöht, und es kommt zu einer veränderten Niederschlagsverteilung, die bereits für dieses Jahrhundert vorhergesagt wurde und sich weiterhin ändert (IPCC 2007). Der globale beziehungsweise regionale Klimawandel ist nicht nur in der Wissenschaft, sondern auch in der Öffentlichkeit ein viel beachtetes Phänomen, weil er zu erheblichen ökologischen und sozioökonomischen Folgen führen kann (Schönwiese et al. 2006a).

Sowohl die beobachtete Erwärmung als auch Niederschlagsanomalien sind global nicht einheitlich verteilt (IPCC 2001), wobei der Niederschlag variabel in Zeit und Raum ist. Dies ist eine aus direkten Beobachtungen (Messdaten der Neoklimatologie) und indirekten Rekonstruktionen (sog. Proxy-Daten der Paläoklimatologie) resultierende Tatsache (Burroughs 2001, Glaser 2001, Huch et al. 2001, IPCC 2001, Schönwiese und Rapp 1997, 2003, Rapp und Schönwiese 1996, Luterbacher und Xoplaki 2003). Verändern sich die Niederschläge, verändert sich oft das Niederschlagsregime, also die Relation von Gesamtniederschlag zu Niederschlag aus Extremereignissen. Veränderungen von Extremniederschlägen interessieren besonders, da die Auswirkungen auf die Gesellschaft ausgeprägt sein können.

Vor diesem Hintergrund ist anhand von Beobachtungsdaten des Niederschlags untersucht worden, welche Erkenntnisse sich über die Klimaänderungen in der Levante gewinnen lassen. Es ist nämlich ebenfalls offenkundig, dass sich das Klima regional bzw. jahreszeitlich gesehen sehr unterschiedlich ändert. Zu diesem Zweck sind für die Zeit 1900-2002, 1951-2002 und 1971-2002 Niederschlagsparameter aus 157 Griddaten betrachtet worden. Ausgehend von den Klimadaten werden nun folgende Fragen beantwortet: Wie groß waren in dieser Zeit die Niederschlagstrends? Gibt es dabei jahreszeitliche/ monatliche und regionale Unterschiede? Gibt es auffällige Fluktuationen, die diese Trends überlagern? Zeigt sich dies auch in der Anzahl extrem trockener Perioden?

Wie in Kapitel 3.2.3 bereits vorgestellt, ist der lineare Trend ein Maß für die Änderung einer Messgröße im Laufe einer bestimmten Zeitspanne. Er setzt sich zusammen aus der Differenz der Ordinatenwerte am Anfang und Ende der Regressionsgeraden, die durch die Zeitreihenwerte führt (Schönwiese 2000). Bezieht man diese Differenz auf den Mittelwert, erhält man den relativen linearen Trend, der üblicherweise in Prozent notiert wird. Zum Trend gehört neben seiner Richtung und seinem Betrag notwendigerweise auch seine statistische Signifikanz. Sie gibt an, wie deutlich der Trend aus dem Hintergrundrauschen der Zeitreihe herausragt. Nur Trends mit genügend großer Signifikanz (i.a. > 80 %) sind streng genommen für eine

Interpretation heranzuziehen. Maße für die Signifikanz sind die Trendtests nach Mann und Kendall (Mann 1945, Kendall 1975). Hier wird diese Methodik auf den Gitterpunktsdatensatz CRU TS 2.1 übertragen. Die Zusammenschau einzelner Gridtrends erfolgt in Form von Trendkarten. Eine Interpolation wird auf der Grundlage der sogenannten Kriging-Interpolation durchgeführt.

5.1 Trends in jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagszeitreihen

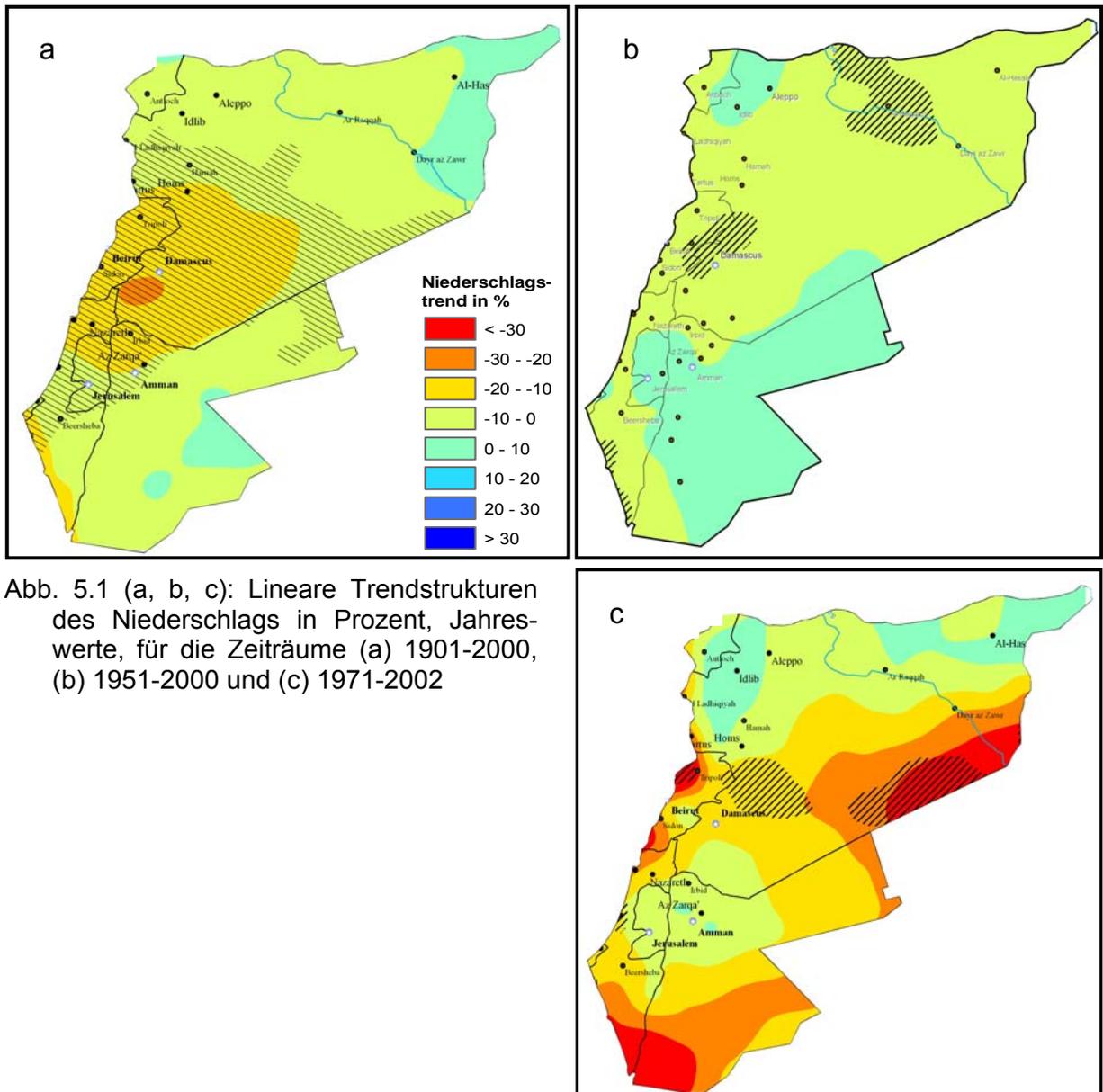


Abb. 5.1 (a, b, c): Lineare Trendstrukturen des Niederschlags in Prozent, Jahreswerte, für die Zeiträume (a) 1901-2000, (b) 1951-2000 und (c) 1971-2002

Aus jährlichen linearen Trendanalysen für den Zeitraum ergeben sich überwiegend negative, langfristige Niederschlagsentwicklungen (Abb. 5.1 (a)). Im Zeitraum 1901-2002 findet sich ein linearer Rückgang der Niederschläge zwischen 10 bis 20 %, der eine statistische Bedeutsamkeit aufweist. Insbesondere weist die Region von Latakia im Norden bis Gaza im Süden und hin nach Osten bis zur Grenze zum Irak diese Signifikanz auf. Die Abnahme der Jahresniederschlagsmenge rührt hauptsächlich von der Entwicklung im meteorologischen Winter (Dezember, Januar, Februar) her. Aus Abb. 5.1 (b) kann dann im Wesentlichen gefolgert werden, dass – bezogen auf

1951-2002 – in der Levante der Jahresniederschlag sehr schwach abgenommen hat, zum großen Teil im Bereich von weniger als 10 %. Die Abnahme des jährlichen Niederschlags erreicht nur die Signifikanzschwelle von 80 % in kleinen Gebieten wie in Nordsyrien (Raqqa) und im Bereich der Grenze zwischen dem Libanon und Syrien. Die Jahressummen 1971-2002 des Niederschlags haben in der Levante, siehe Abb. 5.1 (c), um 5-15 % leicht abgenommen. Die räumlichen Strukturen der Niederschlagverläufe in der Levante zeigen für das Zeitintervall 1971-2002 bereits bei Jahreswerten ein uneinheitliches Verhalten; siehe Abb. 5.1 (c). Insbesondere in Ostsyrien und SüdJordanien und einem kleinen Teil des Libanon werden Abnahmen mit Werten über 20 % deutlich, wobei die Abnahme des jährlichen Niederschlags die Signifikanzschwelle von 80 % erreicht.

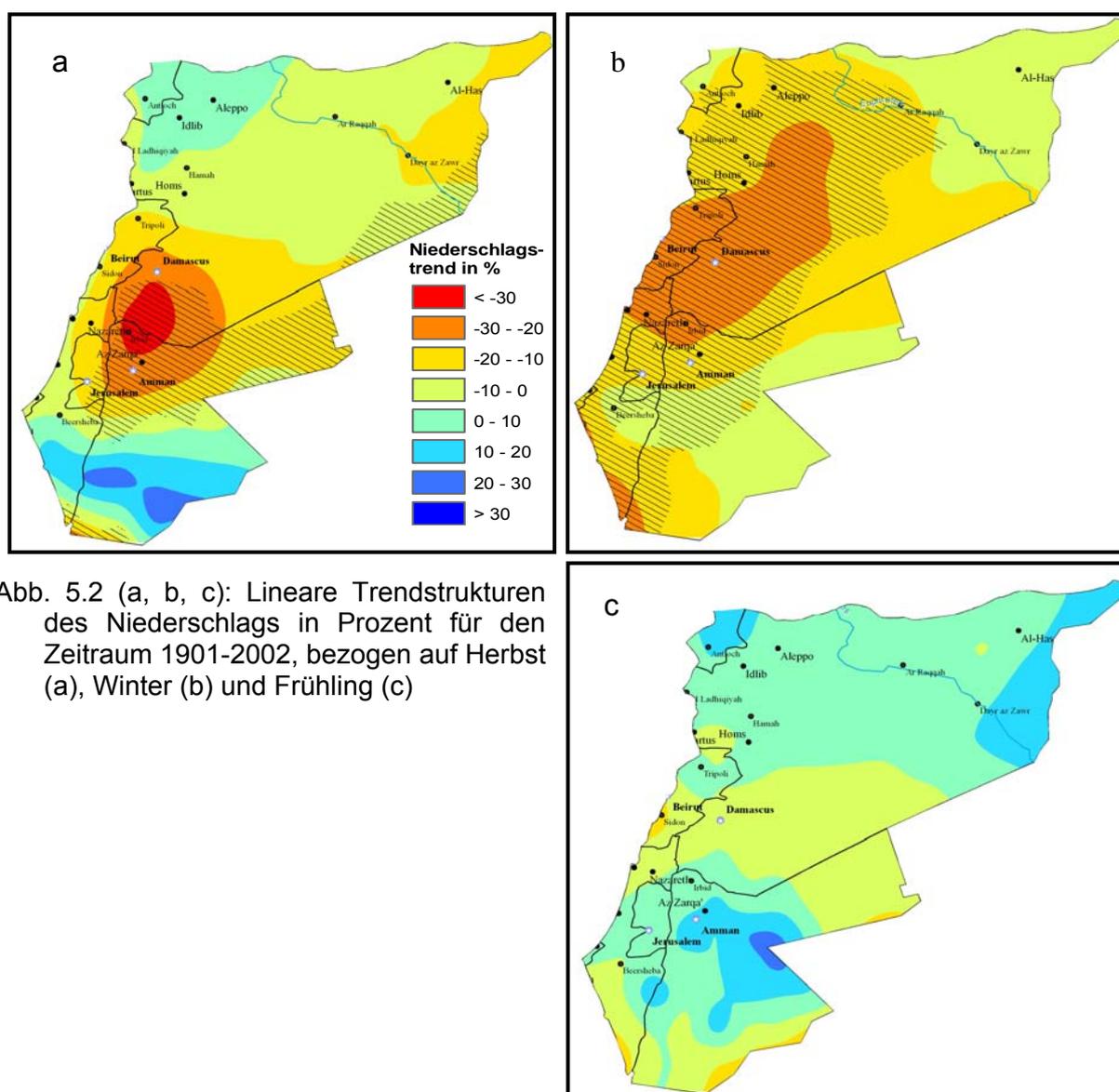


Abb. 5.2 (a, b, c): Lineare Trendstrukturen des Niederschlags in Prozent für den Zeitraum 1901-2002, bezogen auf Herbst (a), Winter (b) und Frühling (c)

Abb. 5.2 (a, b, c) zeigt den prozentualen Trend des jahreszeitlichen Niederschlags zwischen 1901 und 2002. Zu einer Abnahme des Gesamtniederschlags tragen die Jahreszeiten Herbst und Winter bei, nicht hingegen der Frühling (Trendwerte im Bereich von 10-20 %), der im Gegensatz dazu eine deutliche Zunahme um rund 10

% aufweist. Die stärksten Abnahmen des Herbstniederschlags zwischen 20 bis 30 % ergeben sich im Bereich der Grenze zwischen Libanon und Syrien und in Damaskus und Umgebung, wobei die Signifikanzschwelle von 80 % überschritten wird. Diese Verteilung kann auf den Lee-Effekt des östlichen Libanongebirges zurückgeführt werden. In Südlevante nimmt der Niederschlag im Herbst zwischen 10 und 20 % ab, wobei keine Signifikanz deutlich wird. Lediglich in Nordwestsyrien sind keine erwähnenswerten Trends vorzufinden (vgl. Abb. 5.2 (a)). Im Winter ergibt sich ein abnehmender Verlauf von rund 10 % in der Levante, insbesondere in der Zentral-Levante, wo ein Maximum der abnehmenden Niederschlagsmengen von mehr als 20 % beobachtet werden kann (vgl. Abb. 5.2 (b)). Dabei wird die Signifikanzschwelle von 80 % überschritten. Im Frühling konzentriert sich der Anstieg des Niederschlags mehr auf den Nordosten und Südosten mit bis zu 20 % in Ostjordanien. Im Westen kommt es dagegen zu keiner nennenswert signifikanten Niederschlagszunahme (vgl. Abb. 5.2(c)).

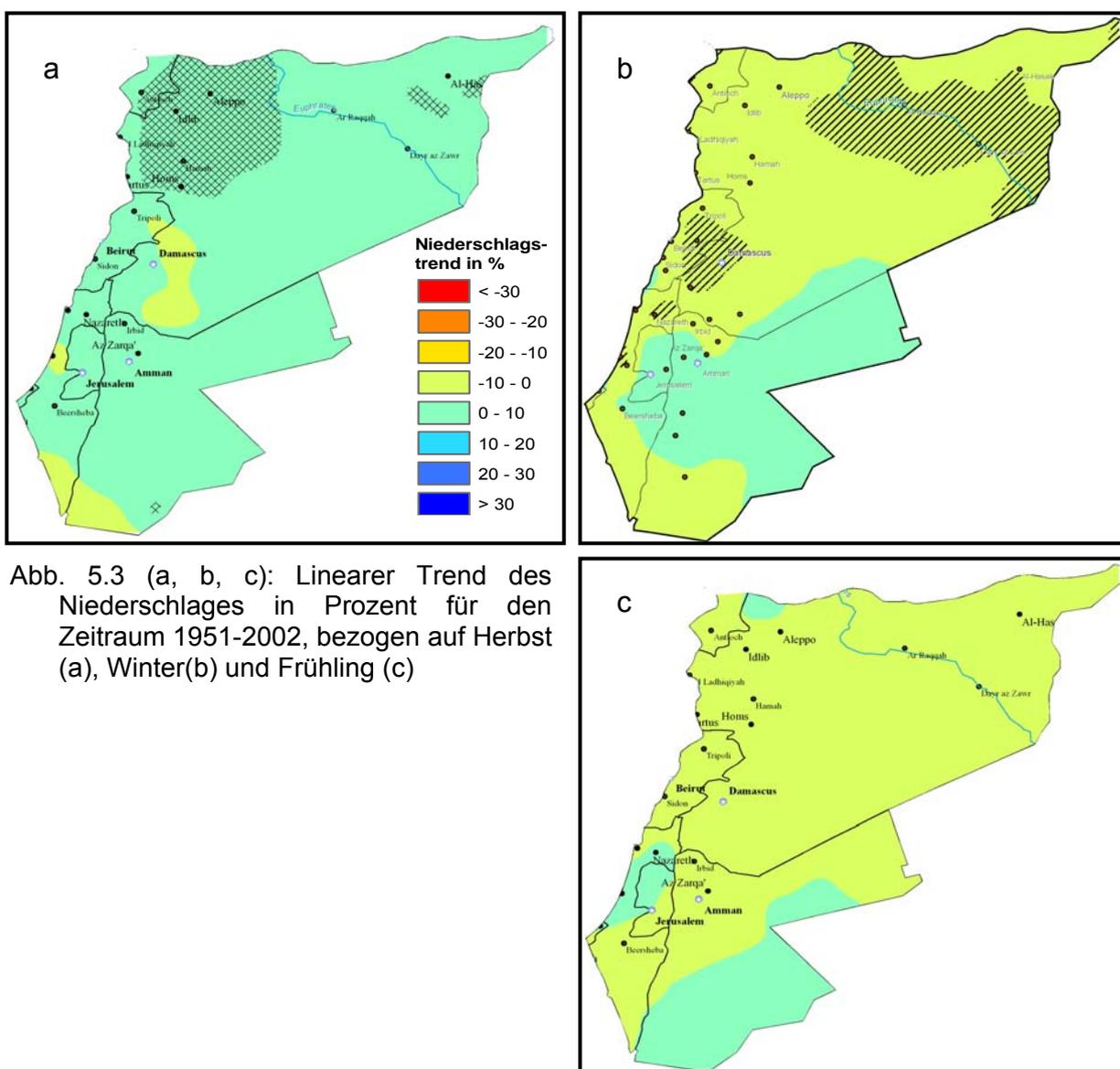


Abb. 5.3 (a, b, c): Linearer Trend des Niederschlages in Prozent für den Zeitraum 1951-2002, bezogen auf Herbst (a), Winter(b) und Frühling (c)

Abb. 5.3 (a, b, c) zeigt den prozentualen Trend des jahreszeitlichen Niederschlags zwischen 1951 und 2002. Dazu tragen in allen Jahreszeiten schwach positive oder negative Tendenzen bei (Trendwerte von rund 10 %). Im Herbst offenbart sich eine deutliche Zweiteilung, die auch schon in den Jahreswerten zwar weniger prägnant, aber erkennbar war. Abnehmende Raten finden sich in Teilen Syriens, des Libanons und Westpalästinas, zunehmende Trends lassen sich in Teilen Jordaniens und Ostpalästinas messen. Diese liegen jeweils bei rund 10 %. Aus Abb. 5.3 (a) kann im Herbst die eindeutig negative Entwicklung rund um den Euphrat und in einem kleinen Gebiet zwischen dem Libanon und Syrien registriert werden. Im Winter sind in Nordsyrien und Nordjordanien eine 10 % Zunahme und im übrigen Untersuchungsgebiet eine 20 % Abnahme festzuhalten (vgl. Abb. 5.3 (b)). Das Trendbild im Frühling zeigt eine starke Abnahme, wobei die Niederschlagsverringerungen mit Ausnahme der äußersten Region in Nordsyrien ausfallen. Allerdings kommt es im Frühling nur in einem kleinen Bereich Ostsyriens, im südlichen Jordanien und in den südlichen Palästen zu signifikanten Verläufen (vgl. Abb. 5.3 (c)).

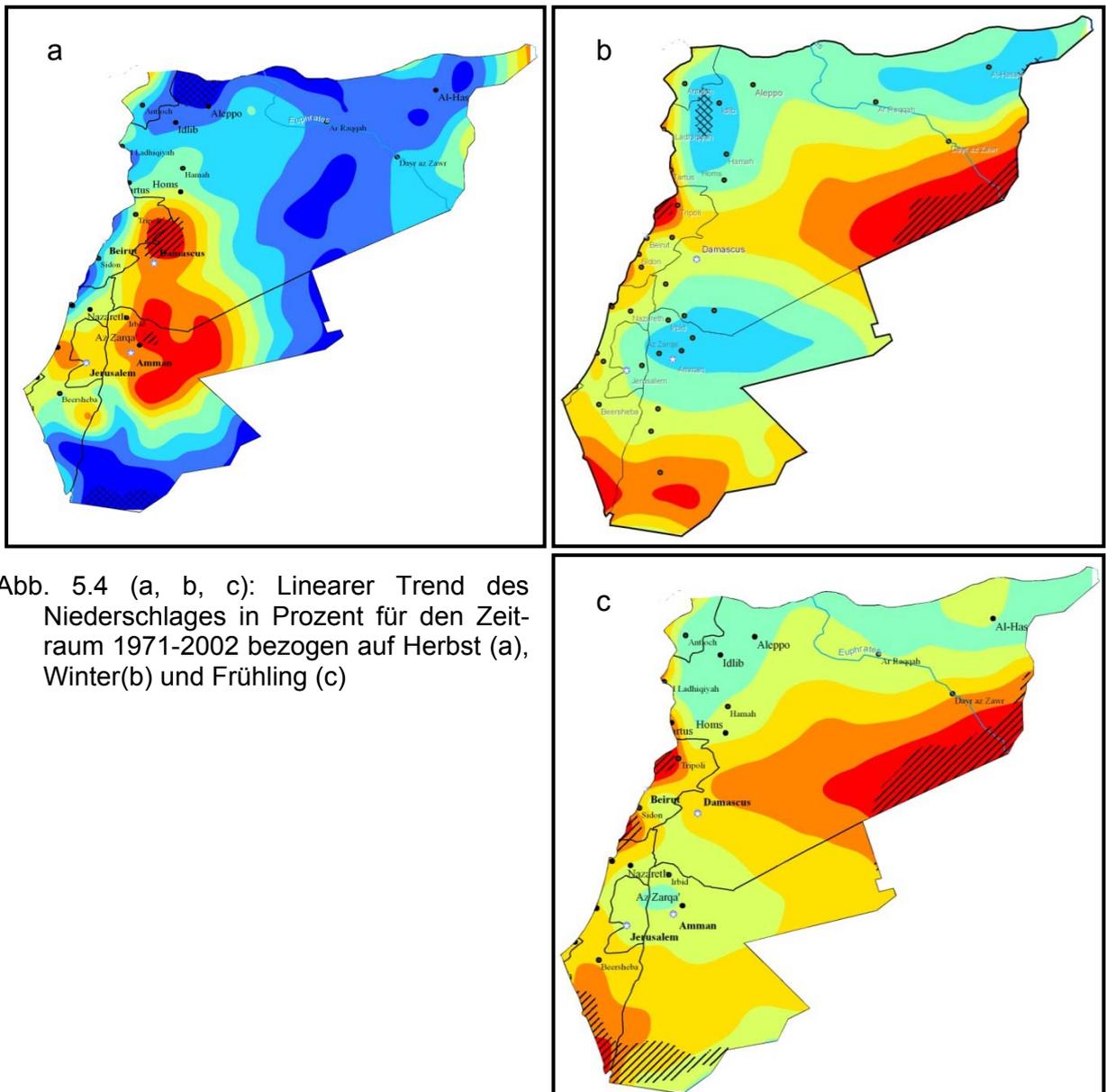


Abb. 5.4 (a, b, c): Linearer Trend des Niederschlages in Prozent für den Zeitraum 1971-2002 bezogen auf Herbst (a), Winter(b) und Frühling (c)

In Abb. 5.4 (a, b, c) folgt die entsprechende Karte für den Niederschlag im Zeitintervall 1971-2002, wobei die Trendstrukturen relativ kompliziert sind. Im Herbst ist die Zunahme in der gesamten Nordlevante und in der gesamten Südlevante von über 20 % sowie die Abnahme in der Mittellevante um 20 % am auffälligsten, wobei die Signifikanzschwelle von 80 % nur in kleinen Bereichen überschritten wird (vgl. Abb. 5.4 (a)). Im Winter sind vor allem in der Ostlevante Verminderungen erkennbar. Die prozentualen Trends in Ostsyrien, SüdJordanien und an der Küste der Levante liegen bei rund 30 %, wobei die Signifikanzschwelle von 80 % überschritten wird. In Nordsyrien ist eine sehr schwache Steigerung von rund 10 % festzustellen, aber es gibt keine signifikante Niederschlagszunahme (vgl. Abb. 5.4 (b)). Wie im Winter kommt es auch im Frühling nur zu wenigen signifikanten Verläufen, Abb. 5.4 (c). Allerdings gibt es im Frühling absteigende Trends von rund 30 % in Ostsyrien, SüdJordanien und an der Levanteküste. Der Frühling wird geprägt durch wenige signifikant negative Tendenzen, signifikante Züge werden nur in Ostsyrien erreicht. Positive Trends findet man im Frühling nur in kleinen Bereichen, ähnlich denen des Winters nur deutlich ausgeprägter.

Bei jahreszeitlicher Differenzierung, siehe Abb. 5.4 (b) fällt der Winter mit fast durchgehend deutlichen Abnahmen auf (im Bereich von 10 bis über 20 %, schwergpunktartig im Osten) für den Zeitraum 1971-2002. Im Frühling ergeben sich für das Zeitintervall 1951-2002 Verringerungen von rund 10 %. Im Gegensatz zum Zeitintervall 1971-2002 erweisen sich bereits die Jahreswerte als kompliziert. Die Abnahmen sind im Osten und Süden vorzufinden, das Wachstum im Nordwesten. Im Herbst zeigen sich für den Zeitraum 1951-2002 fast überall Zunahmen. Dazu tragen fast alle Teile der Levante außer Südsyrien bei (Trendwerte von rund 20 – 25 %), wo im Gegensatz dazu ein deutlicher Verlust vom rund 10 % nachgewiesen wird.

In Tab. 5.1 sind für fünf Regionen in der Levante die Langzeittrends des Niederschlags angegeben, jahreszeitlich für das Langzeitintervall (1901-2002) und jeweils für einige Subintervalle. Langzeitlich bestätigt sich dabei sowohl der Trend zu einer leichten Abnahme des Jahresniederschlags als auch zu einer starken im Herbst und insbesondere im Winter. Im Frühling überwiegen dagegen leichte Zunahmen. Im Frühling zeigen sich fast überall Erhöhungen, die jedoch gegenüber dem Herbst bzw. Winter zumeist quantitativ geringer ausfallen.

Der jährliche Niederschlag, hier untersucht anhand von Gebietsmittelwerten, weist in der Levante für die Zeitreihen 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 flächendeckend einen negativen Trend auf. Mit dem Fettdruck der Trendwerte wird ihre Bedeutung angezeigt. In der Levante im Zeitraum 1901-2002 sind Abnahmen des jährlichen Niederschlags von 7 % im Südosten in den Region A zu finden und weisen ebenso wie der Trendwert von 10 % des Gebietes Region B eine Signifikanz von > 80 % auf. In der sich im Südwesten anschließenden Region E gehen die Abfälle des jährlichen Niederschlags auf 15 % zurück, weisen aber in keinem Fall hohe Bedeutsamkeit auf. In der Region C (Nordlibanon und Nordwestsyrien) der Levante liegt die Abnahme des jährlichen Niederschlags bei 9 % und es ergibt sich keine Signifikanz von über

80 %. Die geringsten Verminderungen des jährlichen Niederschlags in der Untersuchungsperiode treten in der Levante in der Region D auf. Noch immer treten keine Signifikanzen im Bereich von über 80 % auf. Die negativen Trendwerte liegen hier bei 2 %. Für die Zeiträume 1951-2002 und 1971-2002 findet man in allen Regionen Niederschlagabnahmen mit Ausnahme des äußersten Ostjordanien für den Zeitraum 1951-2002 (Zunahme 5 %). Die am stärksten negative Entwicklung findet sich in der Region D für den Zeitraum 1951-2002 mit dem Wert 15 %. Allerdings lassen sich in allen Regionen für beide Zeiträume keine signifikanten Trends feststellen.

Tab. 5. 1: Lineare Trends der jahreszeitlichen und Jahresniederschlagssummen der Levanteregionen für die angegebenen Bezugsintervalle in Prozent. Fettdruck bedeutet Signifikanz > 80 %

Regionen	Niederschlag- element, Zeitintervall	Herbst	Winter	Frühling	Jahr
A	1901 – 2002	-2.6 %	-11 %	2 %	-7 %
B		-11 %	-16 %	1 %	-10 %
C		-3 %	-17 %	5 %	-9 %
D		-8 %	-6 %	8 %	-2 %
E		-14 %	-18 %	0 %	-15 %
A	1951 – 2002	7 %	4 %	5 %	5 %
B		26 %	-13 %	-17 %	-8 %
C		33 %	-16 %	-12 %	-7 %
D		17 %	-22 %	-19 %	-15 %
E		10 %	-5 %	-11 %	-4 %
A	1971 – 2002	13 %	-6 %	-39 %	-13 %
B		17 %	-18 %	-53 %	-24 %
C		11 %	-1 %	-35 %	-4 %
D		13 %	5 %	-13 %	-1 %
E		-13 %	2 %	-28 %	-9 %

Im Vergleich dazu ist in der Zeitspanne 1971-2002 gegenüber 1951-2002 die Niederschlagsabnahme vor allem im Frühling enorm verstärkt, die winterliche Abnahme dagegen zumeist abgeschwächt (in den meisten Regionen kommt es sogar zu einer Trendumkehr). Im Herbst sind durchweg leichte Zunahmen zu verzeichnen. Insgesamt streuen die Trendwerte im Zeitintervall 1971-2002 gegenüber 1951-2002 deutlicher, vor allem im Winter und Frühling. In erhöhtem Ausmaß vollzieht sich diese Trendumkehr für das noch kürzere Zeitintervall 1971-2000, wo im Herbst und Winter die Spannen von -13 % bis +13 % bzw. -18 % bis +5 % reichen (im Frühling lassen sich demgegenüber relativ einheitliche Rückgänge beobachten), was sich auch auf die Jahreswerte auswirkt. Im Gegensatz zu 1901-2000 treten sowohl 1951-2000 als auch 1971-2000 unterschiedliche Vorzeichen auf, auch wenn insgesamt die Abnahmen bei weitem überwiegen.

5.2 Trends in Zeitreihen extremer Niederschlagsereignisse

Im Rahmen des Klimawandels sind außer den Trends der Mittelwerte auch Erkenntnisse darüber gefragt, ob diese mit Veränderungen der Häufigkeit und somit Wahrscheinlichkeit des Eintretens von Extremwerten verknüpft sind (Schönwiese et al. 2006b). Mit Blick auf die herausgehobene Bedeutung von Niederschlag und Wasserverfügbarkeit für natürliche und gesellschaftliche Systeme wird die langzeitliche Variabilität extremer Ereignisse in der Levante auf der Grundlage des CRU-Datensatzes untersucht, wobei die Levante mehr an extremer Trockenheit als an extremer Feuchtigkeit leidet. Aus diesem Grund wird sich die Arbeit auf die extreme Trockenheit der Region konzentrieren.

Langzeitliche Variationen des Auftretens und der Intensität von Dürreereignissen sind an dekadische und multidekadische Langfristtrends der Niederschlagssummen gekoppelt. Aber auch höhenfrequente Anteile der Niederschlagsvariabilität (inter- und intraannuelle Variationen) müssen zur Bewertung der langfristigen Entwicklung von Dürren berücksichtigt werden (Beck et al. 2007). Dies geschieht etwa im Rahmen der Berechnung des sogenannten SPI (Standardized Precipitation Index, McKee et al. 1993).

In Trockenperioden bleiben die Niederschläge längere Zeit aus, der Boden trocknet aus, der Grundwasserspiegel sinkt ab und die Fließgewässer sowie kleinere stehende Gewässer führen wenig Wasser oder versiegen (OcCC 2003). Dürren haben gravierende Auswirkungen auf den Agrarsektor, denn schon der durchschnittliche Verbrauch beträgt in der Levante 90 % des Frischwassers (FAO 2004). Bei der Gerste ging in Syrien der Ertrag von 1.6 Millionen Tonnen im Jahr 1980 auf 303.5 Tausend Tonnen im Jahr 1984 zurück. In diesem Jahr fiel der Nettoexport von Gerste ab und der Nettoimport von Lebensmittel stieg dramatisch an. Die Agrar-Saison 1998/99 war stark von Dürre betroffen. Ernteerträge sanken drastisch, wodurch weite Teile der Bevölkerung im syrischen Badia von Nahrungsmittelhilfen abhängig waren. Im Jahr 1999 herrschte starke Trockenheit vor. Der Weizenertrag in Syrien ging um mehr als 25 % im Vergleich zum Vorjahr zurück (FAO 1999).

Die räumliche Struktur der Häufigkeit von extremen Trockenzeiten ist der Abb. 4.15 zu entnehmen. Die extreme Häufigkeit zeigt in den letzten 30 Jahren eine Verstärkung des Verlaufs von West (10 %) nach Ost (bis 25 %, vgl. Abb. 5.5) an. Bezüglich des Niederschlagsangebots ist Ostsyrien und Ostjordanien im Vergleich zu anderen Teilen der Levante trocken. Das heißt, dass die Variabilität (je geringer die Zahl der humiden Monate, desto größer ist die Variabilität der Niederschläge) von West nach Ost zunimmt. Damit ist die landwirtschaftliche Produktion durch periodisch auftretenden Dürren eingeschränkt. Die schwächeren Niederschlagschwankungen an der Küste resultieren daher anscheinend aus dem ausgleichenden Effekt des Mittelmeeres.

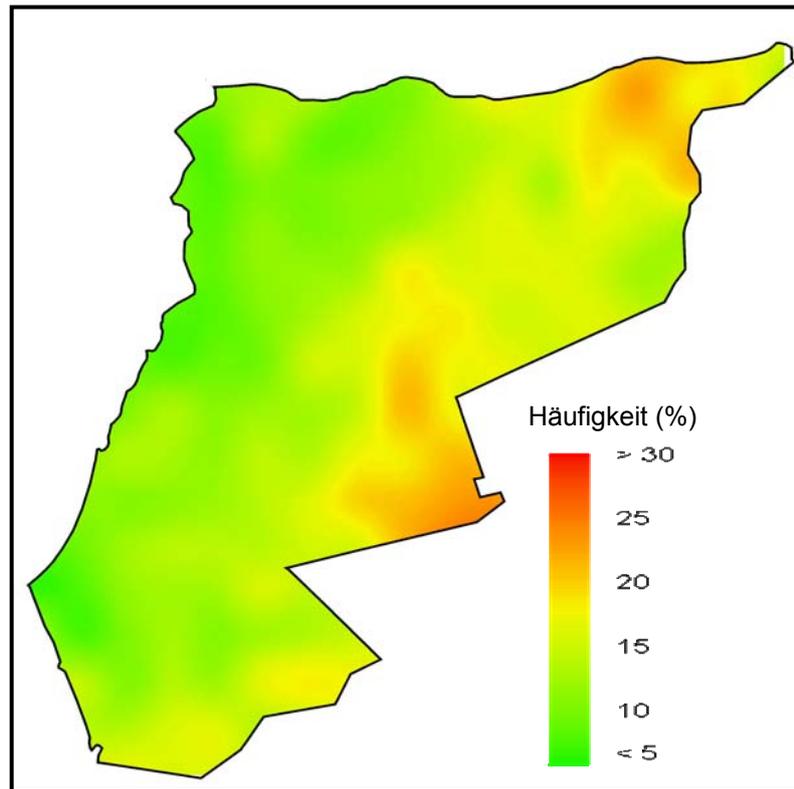


Abb. 5.5: Häufigkeitsereignisse von Dürreperioden 1961-1990 (in %)

Monatliche SPI-Indizes für die Zeiträume 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 und deren lineare Trends wurden für Bezugszeiträume von 3, 6 und 12 Monaten berechnet. Der ausgeprägten Autokorrelation innerhalb der resultierenden SPI-Zeitreihen wurde dabei durch die Verwendung effektiver Werteanzahlen bei der Signifikanz Betrachtung der linearen Trends Rechnung getragen (Beck et al. 2007). Aus Abb. 5.6 ist ersichtlich, dass mehrheitlich signifikant negative Entwicklungen des 12-monatigen SPI innerhalb des Zeitraums 1901-2002 und besonders in der Levante mit ausgeprägt negativen Trends der jährlichen Niederschlagssummen auftreten. Der 12-monatige SPI ist zur Erfassung von hydrologisch bedeutsamen Dürreereignissen geeignet. Besonders stark sind die negativen Tendenzen im Libanon, Nordisrael und Südnordsyrien, wobei die negativen SPI-Werte des 12-monatigen SPI bis -1.2 betragen.

Im zweiten Teil des Jahrhunderts präsentiert sich ein anderes Bild (Abb. 5.6 (b)) : Die negativen Verläufe sind weniger stark vertreten. Mehrheitlich signifikant negative Trends von 1951 bis 2002 lassen sich in Nordostsyrien (Aljazeera) entdecken (bis $\text{SPI}=-0.8$). Im Gegensatz dazu dominiert der signifikant positive Trend des 12-monatigen SPI in Jordanien, das Gebiet mit bedeutenden Entwicklungen ist im Vergleich zu 1901–2002 mit umgekehrtem Trend. Die Ergebnisse auf Basis des Intervalls 1971-2002 zeigen eine weniger signifikante Trendabnahme (Abb. 5.6 (c)). Regionale Schwerpunkte einer teilweise wichtigen Abnahme befinden sich in einem Streifen vom östlichen Libanon bis nach Nordost-Jordanien. Ein weiterer eindeutiger

negativer Zug befindet sich im südlichen Israel und südlichen Jordanien (bis -0.8 SPI).

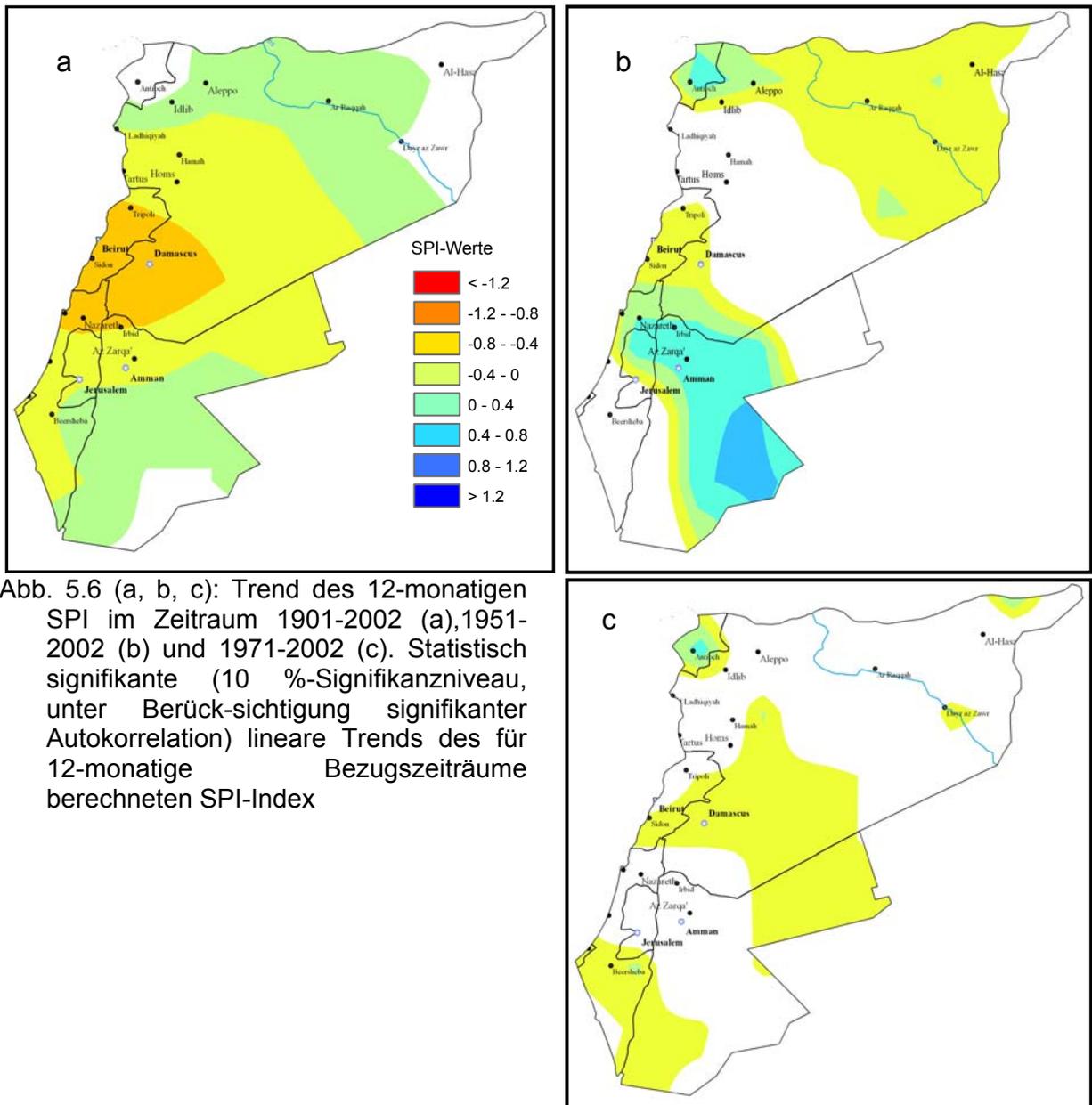


Abb. 5.6 (a, b, c): Trend des 12-monatigen SPI im Zeitraum 1901-2002 (a), 1951-2002 (b) und 1971-2002 (c). Statistisch signifikante (10 %-Signifikanzniveau, unter Berücksichtigung signifikanter Autokorrelation) lineare Trends des für 12-monatige Bezugszeiträume berechneten SPI-Index

Die Karten des 6-monatigen SPI im Zeitraum 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 (A1 im Anhang) zeigen, dass im Zeitraum 1901-2002 für den 6-monatigen SPI die Schwankungen in den negativen Trends deutlich schwächer waren als vorher (12-monatiger SPI). In der Nord- und Süd-Levante sind Anzeichen für eine geringe Abnahme des 6-monatigen SPI mit Werten bis $\text{SPI} = -0.4$ vorhanden, in der Zentrallevante beträgt der negative Trend bis $\text{SPI} = -0.8$. In Abb. A1 (im Anhang) kann der signifikant negative Verlauf, der im zweiten Teil des Jahrhunderts im 6-monatigen SPI auftritt, nur in kleineren Gebieten gesehen werden, wobei negative Trends entlang des Euphrats und in Zentral-Libanon erscheinen. In den letzten 30 Jahren zeigt sich, dass die negativen Tendenzen weniger signifikant vertreten sind (A2 im Anhang). Nur im Libanon beträgt der signifikant negative Trend bis $\text{SPI} = -0.8$. Wie im 6-monatigen SPI kommen auch im 3-monatigen SPI nur wenig eindeutige Trends vor

(im Anhang A2). Von 1951 bis 2002 ist es, mit Ausnahme kleinerer Gebiete im Nordostsyrien, zu einer unbedeutenden Abnahme des 6- monatigen SPI gekommen (bis $SPI = -1.2$).

Wassermangel führt zu Dürren, die sich negativ auf Natur (hydrologische Ökosysteme) und Gesellschaft (Land- und Forstwirtschaft, Industrie, Energiegewinnung, Trinkwasserversorgung) auswirken können. In Tab. 5.3 ist die Analyse der räumlichen Strukturen zur Häufigkeit der Trockenheit in verschiedenen Klassen in der Levante dargestellt. Es zeigt sich folgendes Bild: Für den Zeitraum 1901-2002 ist in allen Regionen eine sehr stark zunehmende Trockenheitshäufigkeit zu erkennen. In den trockenen Regionen (Region A und B) hat sich das Auftreten von Wassermangel mehr als verdoppelt, wobei in allen Trockenheitsklassen Signifikanzgrenzen erreicht wurden. Die Trockenheitshäufigkeit in der Periode 1951-2002 ist im Vergleich zum Zeitraum 1901-2002 weniger ausgeprägt. In einigen Regionen ist sogar eine Trendumkehr zu verzeichnen wie z. B. in der Region D in der Klasse „trocken“, der Region C und D in der Klasse „sehr trocken“ und auch in der Region C in der Klasse „extrem trocken“. Nur in der Region B in der Klasse „sehr trocken“ findet man einen signifikant positiven Verlauf. Eine Differenzierung in beiden Intervallen zeigt jedoch, dass ab 1951 in allen Levanteregionen eine deutliche Zunahme der Trockenheitshäufigkeit in verschiedenen Trockenheitsklassen stattfindet

Tab. 5.3: Häufigkeit der verschiedenen Trockenheitsklassen ($SPI < -1$) in der Levante-regionen in Prozent für den Zeitraum 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 (fett gezeichnete Angaben sind über dem 10 %-Signifikanzniveau)

1901-2002	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
trocken	101.00	135.24	85.67	110.42	78.09
sehr trocken	124.35	201.15	65.73	126.75	99.46
extrem trocken	219.80	183.08	58.83	122.82	89.16
1951-2002					
trocken	3.13	-0.02	5.82	-11.95	7.76
sehr trocken	1.65	37.23	-29.72	-29.40	9.83
extrem trocken	19.29	25.07	-20.31	3.66	18.97
1971-2002					
trocken	-13.59	-14.84	9.16	-36.27	16.20
sehr trocken	33.76	9.61	27.48	-53.89	43.57
extrem trocken	-31.85	4.54	18.14	-24.02	116.68

Beim Vergleich des Analysezeitraums 1971 bis 2002 mit 1951 bis 2002 lässt sich erkennen, dass die Trends im Laufe der 32 Jahre stärker ausgeprägt sind. Zu der stärksten Zunahme kommt es mit über 116 % in der Klasse „extrem trocken“ und in der Region D in der Klasse „trocken“ und „sehr trocken“ mit 36 % und 54 %.

Tab. 5.4 zeigt die Entwicklung des Prozentsatzes der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes in verschiedenen Trockenheitsklassen. Für den Zeitraum 1901-2002 weisen alle Regionen, insbesondere die Regionen A und B, schwache Strömungen bezüglich der Gesamtfläche in verschiedenen Klassen auf. Die mäßige Trockenheitsklasse zeigt für die Regionen C und D abnehmende Tendenzen um

8 %, wobei beide Regionen signifikant negative Vorzeichen aufweisen. In den übrigen Regionen der gleichen Klasse ist für den Gesamtzeitraum eine sehr leichte Zunahme der mäßigen Trockenheit feststellbar. Die extreme Trockenheit ist schwach positiv in den Regionen A und E oder negativ in den Regionen B, C und D, wobei in allen Regionen keine wesentlichen Trends zu verzeichnen sind. Die langfristige Analyse der extremen Trockenheit bezüglich der Gesamtfläche über den Zeitraum von 1901 bis 2002 zeigen in den Region B, C und D Zunamen zwischen 5 und 31 %. Nur in den Regionen B und D findet man in dieser Klasse eine positive signifikante Entwicklung.

Tab. 5.4: Entwicklung des Prozentsatzes der Gesamtfläche der Levanteregionen in verschiedenen Trockenheitsklassen (SPI<-1) in Prozent für Zeitraum 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 (fett gezeichnete Angaben sind über dem 10 %-Signifikanzniveau)

1901-2002	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
trocken	0.13	0.13	-8.21	-7.63	3.50
sehr trocken	3.00	-3.69	-1.62	-5.52	0.19
extrem trocken	-6.91	20.25	5.54	31.64	-5.65
1951-2002					
trocken	-1.45	-2.44	-4.07	-8.45	0.49
sehr trocken	2.16	-5.06	-0.40	-2.81	-2.63
extrem trocken	-6.91	16.60	10.39	42.77	-9.37
1971-2002					
trocken	1.96	-0.11	-0.31	-4.66	-2.66
sehr trocken	1.44	-4.62	2.61	-5.51	4.19
extrem trocken	-7.39	17.48	-1.19	31.72	14.66

Die verschiedenen Trockenheitsklassen der Fläche zeigen für den Zeitraum 1951-2002 einen wesentlich schwächeren Trend. Bezogen auf die Gesamtfläche in den Regionen stehen in der Klasse mäßig trocken nur mäßige Abnahmen in den Regionen A, B, C und D mit bis 9 % der Region E ohne Trend gegenüber, wobei der Trend sich nur in der Region D als signifikant feststellen lässt. Die Änderung der Gesamtfläche in der Klasse „sehr trocken“ ist ähnlich wie in den vorherigen Klassen, wobei in den Regionen B, C, D und E negative Verläufe bis 5 % und in der Region A Zunahmen bis 2 % vorherrschen. Allerdings findet man keine signifikanten Trends. Die Betrachtung der Änderung der Trockenheitsklassen der Fläche hat gezeigt, dass die Levanteregionen zwischen 1971 und 2002 schwache Änderungen in den meisten Regionen aufweisen. Mit Ausnahme der Region D in der Klasse „extrem trocken“ wird ein Signifikanzniveau erreicht.

Tab. 5.5: Relative Trends (r.T.) (%) der Dauer der monatlichen Trockenheitsperioden in Prozent für die Zeiträume 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 (fett gezeichnete Angaben sind über dem 10 %-Signifikanzniveau)

1901-2002	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
MMD*	2.5	2.8	2.7	2.8	2.0
r.T. „trocken“	47.3	69.4	43.1	24.8	45.2
MMTD*	1.9	2.3	2.0	2.1	1.7
r.T. „sehr trocken“	-3.6	44.9	2.8	15.9	33.5
MMTD*	1.8	1.6	1.7	1.6	1.5
r.T. „extrem trocken“	-16.1	-17.2	-18.9	37.9	-17.4
1951-2002					
MMTD*	2.9	3.2	2.9	3.1	2.2
r.T. „trocken“	-15.2	22.9	2.4	-37.6	10.6
MMTD*	2.0	2.4	2.1	2.2	1.8
r.T. „sehr trocken“	-35.0	38.9	-32.2	-0.4	47.5
MMTD*	1.9	1.6	1.7	1.7	1.5
r.T. „extrem trocken“	-60.2	6.3	-15.0	71.2	-55.2
1971-2002					
MMTD*	2.8	3.4	2.8	2.9	2.3
r.T. „trocken“	4.7	-9.2	27.9	-37.9	17.5
MMTD*	1.8	2.6	1.8	2.2	1.9
r.T. „sehr trocken“	-2.8	-4.9	76.9	-6.5	61.3
MMTD*	1.6	1.7	1.7	2.0	1.3
r.T. „extrem trocken“	10.7	-31.8	-31.9	16.3	23.3

* Mittelwert der monatlichen Trockenheitsdauer

Die mittlere Dauer der Trockenheit (aufeinander folgende Monate mit dem SPI >1) beträgt 2 und 2.8 Monate in mäßigen Trockenheitsklassen, 1.7 und 2.3 in der hohen Feuchtigkeitsklasse, 1.5 und 8 in der extremen Trockenheitsklasse für den Zeitraum 1901-2002 (siehe Tab 5.5). Die trockenen und sehr trockenen Klassen der Trockenheitsdauer weisen für alle Regionen für den Zeitraum 1901-2002 einen zunehmenden Trend zwischen 3 und 69 % in allen Regionen mit Ausnahme in der Region A in der Klasse sehr trocken auf. Nur in den Regionen C, D und in der Klasse „trocken“ gibt es keinen positiven Trend. Die extreme Dauer der Trockenheit zeigt einen negativen Trend in den vier Regionen mit hoher Wichtigkeit (A, D und E), während in der Region D eine Zunahme extremer Trockenheit signifikant ist. Für den Zeitraum 1951 bis 2002 ist in den meisten Regionen für die Trockenheitsdauer keine signifikante Zunahme oder Abnahme zu erkennen. Nur in der Klasse „extrem trocken“ zeigt sich ein signifikanter Trend in der Region D (71 %) und in Region E (-55 %). Für den Zeitraum 1971-2002 weisen alle Regionen, insbesondere die Regionen A und B, einen schwachen positiven Trend bezüglich der Trockenheitsdauer in den verschiedenen Klassen auf. Die Trockenheitsklasse zeigt für die Regionen A, C und D zunehmende Trends zwischen 5 und 28 %, In den übrigen Regionen der gleichen Klasse ist für den Gesamtzeitraum eine Abnahme der Trockenheit feststellbar, wobei alle Regionen keine signifikant negativen oder positiven Verläufe aufzeigen. Die sehr trockene Klasse nimmt schwach ab in den Regionen A, B und D und stark zu in den Regionen C (77 %), E und D (60 %), wobei nur in Region C signifikante Trends nachgewiesen werden. Die extreme Trockenheit wächst in den Regionen A, D und E (11-23 %) und entwickelt sich negativ in den

Regionen B und C (32 %), wobei in allen Regionen keine signifikanten Entwicklungen zu verzeichnen sind.

Tab. 5.6 zeigt die Levanteregionen für die Periode 1901-2002. In allen Regionen ist eine meist signifikante Zunahme des Trends der Häufigkeit der Feuchtigkeitsklassen zu erkennen. Besonders stark sind die positiven Trends in der Klasse „extrem nass“ (in 100 Jahren ca. 146 % mehr extreme Feuchtigkeit in Region B und D). Alle Trends sind zeitlich nicht stabil und es zeigt sich von 1951 bis 2002 eine schwächere Abnahme der Feuchtigkeitsklassen in den meisten Regionen, wobei alle Regionen nicht signifikante Werte erreichen. Eine Ausnahme bildet die Region D in der Klasse „extrem nass“. Die verschiedenen Feuchtigkeitsklassen der Häufigkeit zeigen für den Zeitraum 1971-2002 eine wesentlich stärkere Abnahme. Insbesondere in der Regionen A, B und C, wobei die stärksten Verringerungen bei extremer Feuchtigkeit („extrem nass“) 151 % in der Region A betragen.

Tab. 5.6: Häufigkeit der verschiedenen Feuchtigkeitsklassen (SPI >1) in der Levanteregionen in Prozent für die Zeiträume 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 (fett gezeichnete Angaben sind über dem 10 %-Signifikanzniveau)

1901-2002	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
nass	39.77	74.11	50.1	56.5	8.43
sehr nass	80.04	102.23	66.51	106.17	10.99
extrem nass	98.44	147.81	110.84	145.89	63.72
1951-2002					
nass	7.59	13.39	-1.78	-9.75	-8.50
sehr nass	-2.16	13.81	-2.02	-30.02	-19.04
extrem nass	-9.02	-19.55	-34.58	-87.68	9.46
1971-2002					
nass	-62.92	-28.68	-35.20	-4.77	-66.24
sehr nass	-75.90	-74.25	-27.97	-15.64	-79.01
extrem nass	-151.62	-106.58	-75.80	-68.66	-57.85

Tab. 5.7 zeigt die Entwicklung des Prozentsatzes der Gesamtfläche des Untersuchungsgebietes in verschiedenen Feuchtigkeitsklassen. Für 1901 bis 2002 weisen meisten Regionen negative Trends bezüglich der Gesamtfläche auf (vgl. Tab. 5.7). Die mäßige Feuchtigkeit („nass“) und sehr große Feuchtigkeit („sehr nass“) der Fläche zeigt für alle Regionen abnehmende Verläufe zwischen 7 und 15 %, wobei alle Regionen, abgesehen von Nordostsyrien (Region D) in der Klasse „sehr nass“, signifikant negative Trends aufweisen. Die extreme Feuchtigkeit weist schwach positive oder negative Trends auf, wobei nur in Nordwestsyrien (Region C) ein signifikant negativer Trend mit 29 % besteht. Die verschiedenen Feuchtigkeitsklassen der Fläche zeigen für den Zeitraum 1971-2002 ein wesentlich komplizierteres Trendbild, das sich zunächst auf die Gesamtfläche bezieht. Es stehen sich bei mäßiger Feuchtigkeit („nass“) sehr schwache Zunahmen in den Regionen A, B, C und D mit rund 5 % und Abnahmen um rund 5 % in der Region E gegenüber, wobei der Trend keine Bedeutsamkeit feststellen lässt. Die sehr große Feuchtigkeit („sehr nass“) der Fläche zeigt für alle Regionen abnehmende Trends bis

9 %, außer in Nordostsyrien (Region D). Nur in Region A und C sind die negativen Trends signifikant.

Tab. 5.7: Entwicklung des Prozentsatzes der Gesamtfläche der Levanteregionen in verschiedenen Feuchtigkeitsklassen (SPI >1) in Prozent für Zeitraum 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 (fett gezeichnete Angaben sind über dem 10 %-Signifikanzniveau)

1901-2002	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
nass	-8.06	-14.52	-14.72	-15.55	-8.89
sehr nass	-6.97	-7.62	-12.52	-6.60	-9.99
extrem nass	-5.46	0.10	-29.14	17.89	2.06
1951-2002					
nass	2.91	-3.89	1.60	-1.50	-2.62
sehr nass	-3.70	0.66	-8.16	-6.44	6.28
extrem nass	13.70	6.78	-5.04	-4.13	9.02
1971-2002					
nass	3.48	0.13	3.41	4.93	-5.60
sehr nass	-5.54	-2.98	-9.17	3.72	-0.36
extrem nass	14.43	-13.30	-2.85	-4.02	15.71

Gerade hinsichtlich der Auswirkungen ist nun nicht nur das Auftreten solcher extremer Trockenheit oder Feuchtigkeit von Interesse, sondern auch die zeitliche Abfolge (Schönwiese et al. 2006b). So sind beispielsweise Trockenmonate für die Landwirtschaft, die Weiden und den Wald weitaus folgenschwerer, wenn sie in einer relativ langen ununterbrochenen Sequenz auftreten statt mehr oder weniger regelmäßig im Wechsel mit Niederschlagstagen.

Die mittlere Dauer der Feuchtigkeit (aufeinander folgende Monate mit dem SPI >1) beträgt 2.2 und 2.9 Monate in mäßigen Feuchtigkeitsklassen, 1.8 und 2.4 in der hohen Feuchtigkeitsklasse, 1.5 und 2 in der extremen Feuchtigkeitsklasse (vgl. Tab. 5.8). Die verschiedenen Feuchtigkeitsklassen der Feuchtigkeitsdauer weisen für alle Regionen für den Zeitraum 1901-2002 einen zunehmenden Trend zwischen 3 und 49 % auf außer in der Region C (Nordwestsyrien) in der Klasse „extrem nass“ (-12 %). Nur in den Region C, D und E in der Klasse „sehr nass“ und in den Regionen B, C, D und E in der Klasse „extrem nass“ gibt es aussagekräftige Trends. Für den Zeitraum 1951 bis 2002 ist in den meisten Regionen eine Feuchtigkeitsdauerabnahme zu erkennen. Diese fällt in der Region C (Nordwestsyrien) in der Klasse „extrem nass“ mit 90 % am stärksten aus, wobei nur dort signifikante Grenzen erreicht werden. In den Regionen A und C in der Klasse „nass“ und in den Regionen A und E in der Klasse „extrem nass“ ist eine Zunahme der Feuchtigkeitsdauer zwischen 20 und 30 % feststellbar. Die Feuchtigkeitsdauer ist im Zeitraum nach 1971 weniger geworden und fällt in den Klassen „nass“ und „sehr nass“ am stärksten aus. Das heißt die Niederschlagsdefizite sind in diesem Zeitraum größer geworden. Für alle Feuchtigkeitsklassen weist die Feuchtigkeitsdauer in den meisten Regionen relativ stark abnehmende Trends zwischen 3 bis 72 % auf. Ausschließlich in Nordwestsyrien (Region C) in der Klasse „nass“ gibt es einen zunehmenden Trend (12 %) und Ostsyrien (Region A) gibt keinen Trend (0.1 %). Nur in der Region B in den Klassen

„nass“ und „sehr nass“ und in der Region C in der Klasse „ extrem nass“ werden Signifikanzgrenzen erreicht.

Tab. 5.8: Relative Trends der Dauer der monatlichen Feuchtigkeitsperioden in Prozent für die Zeiträume 1901-2002, 1951-2002 und 1971-2002 (fett gezeichnete Angaben sind über dem 10 %-Signifikanzniveau)

1901-2002	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
MMFD*	2.8	2.8	2.8	2.7	2.2
r.T. „nass“	37.9	21.2	38.7	7.6	13.3
MMFD*	2.1	2.4	2.0	2.3	1.8
r.T. „sehr nass“	34.6	36.7	17.3	42.9	7.6
MMFD*	1.9	2.0	2.0	1.9	1.5
r.T. „extrem nass“	3.7	26.5	-11.7	29.6	48.9
1951-2002					
MMFD*	3.1	3.0	3.1	2.8	2.4
r.T. „nass“	22.7	-33.6	28.5	-41.5	-32.4
MMFD*	2.3	2.6	2.1	2.7	1.9
r.T. „sehr nass“	-6.9	-10.9	-38.8	-28.9	-9.7
MMFD*	1.8	2.2	2.1	2.1	1.7
r.T. „extrem nass“	19.7	-20.0	-90.9	-41.0	29.9
1971-2002					
MMFD*	3.5	3.0	3.2	2.5	2.3
r.T. „nass“	-45.3	-68.2	12.0	-33.8	-63.9
MMFD*	2.4	2.8	2.0	2.5	2.0
r.T. „sehr nass“	-44.3	-72.3	-12.4	-54.4	-59.2
MMFD*	1.9	2.2	1.8	1.8	1.8
r.T. „extrem nass“	0.1	-35.5	-70.3	-5.0	-3.4

*MMFD Mittelwert der Monatlichen Feuchtigkeitsdauer

6 Niederschlagsszenarien mit verschiedenen Klimamodellen in der Levante

Um auch die zukünftige Klimaentwicklung beurteilen zu können, werden heute eine Vielzahl verschiedener Klimamodelle genutzt. So ist es zum Beispiel sehr wichtig, den Einfluss der steigenden Treibhausgaskonzentrationen auf die Klimaentwicklung simulieren zu können, um die dadurch entstehenden Veränderungen für die Menschheit abzuleiten. Das Klima wird von verschiedenen physikalischen, chemischen und biologischen Faktoren geprägt, die sich im Verlauf der Zeit ändern können. Die einzelnen stattfindenden Prozesse müssen also durch zeitabhängige mathematische Gleichungen beschrieben werden, die dann numerisch gelöst werden. Durch den vom Menschen verursachten Eintritt von klimawirksamen Gasen in die Atmosphäre ist mit einem globalen Anstieg der Durchschnittstemperatur zu rechnen. Je größer der Eintritt von Treibhausgasen in die Atmosphäre und damit die Temperaturzunahme, desto wahrscheinlicher und ausgeprägter werden die Folgen der globalen Erwärmung sein. Die globale Erwärmung hat Einfluss auf andere Klimaparameter wie die Verteilung der Niederschläge und physisch-geographische Faktoren wie die Veränderung des Meeresspiegels. Überdies ist mit Rückkopplungseffekten zu rechnen, die ihrerseits in den Energiehaushalt der Atmosphäre eingreifen. Die sich vollziehenden Veränderungen haben einen großen Einfluss auf Ökosysteme und damit auch auf den Menschen.

Um die Klimaszenarien entwerfen zu können, wurden drei moderne Klimamodelle (HadCM3, CSRIO2 und PCM) mit den drei aus den Emissionsszenarien resultierenden, atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationsentwicklungen benutzt. Die Auswahl der Klimamodelle erfolgte aus den international anerkannten Modellen auf Grund des Kriteriums Verfügbarkeit. Die Szenarien sind als TYN SC 2.0 bekannt und öffentlich zugänglich (Mitchel et al. 2004). Die Ergebnisse eines Klimamodells können nicht als Vorhersagen interpretiert, sondern müssen vielmehr als Klimaszenarien oder Klimaprojektionen betrachtet werden. Klimaszenarien und -projektionen stellen im Unterschied zu Vorhersagen nur mögliche künftige Klimaentwicklungen oder Entwicklungskorridore dar. Klimamodelle sind nicht in der Lage, das Klima für einen bestimmten Zeitraum in der Zukunft vorherzusagen. Klimaprojektionen liefern zudem keinesfalls absolute Wahrheiten, sondern sind lediglich auf der Grundlage anderer Annahmen oder neuer Erkenntnisse modifizierbar.

6.1 Niederschlagszenarien mit dem Modell HadCM3

Die folgenden Abbildungen der Animationen zeigen für den Zeitraum 1961-1990 die Beobachtungsdaten für den saisonalen Niederschlag und für die gegen Ende dieses Jahrhunderts zu erwartenden prozentualen Änderungen für die Szenarien A2, B1 und B2.

In diesem Abschnitt wird dargestellt, wie sich die drei von den HadCM3-Modellen angetriebenen Szenarien A2, B1 und B2 im Verhältnis zu dem Kontrolllauf ändern

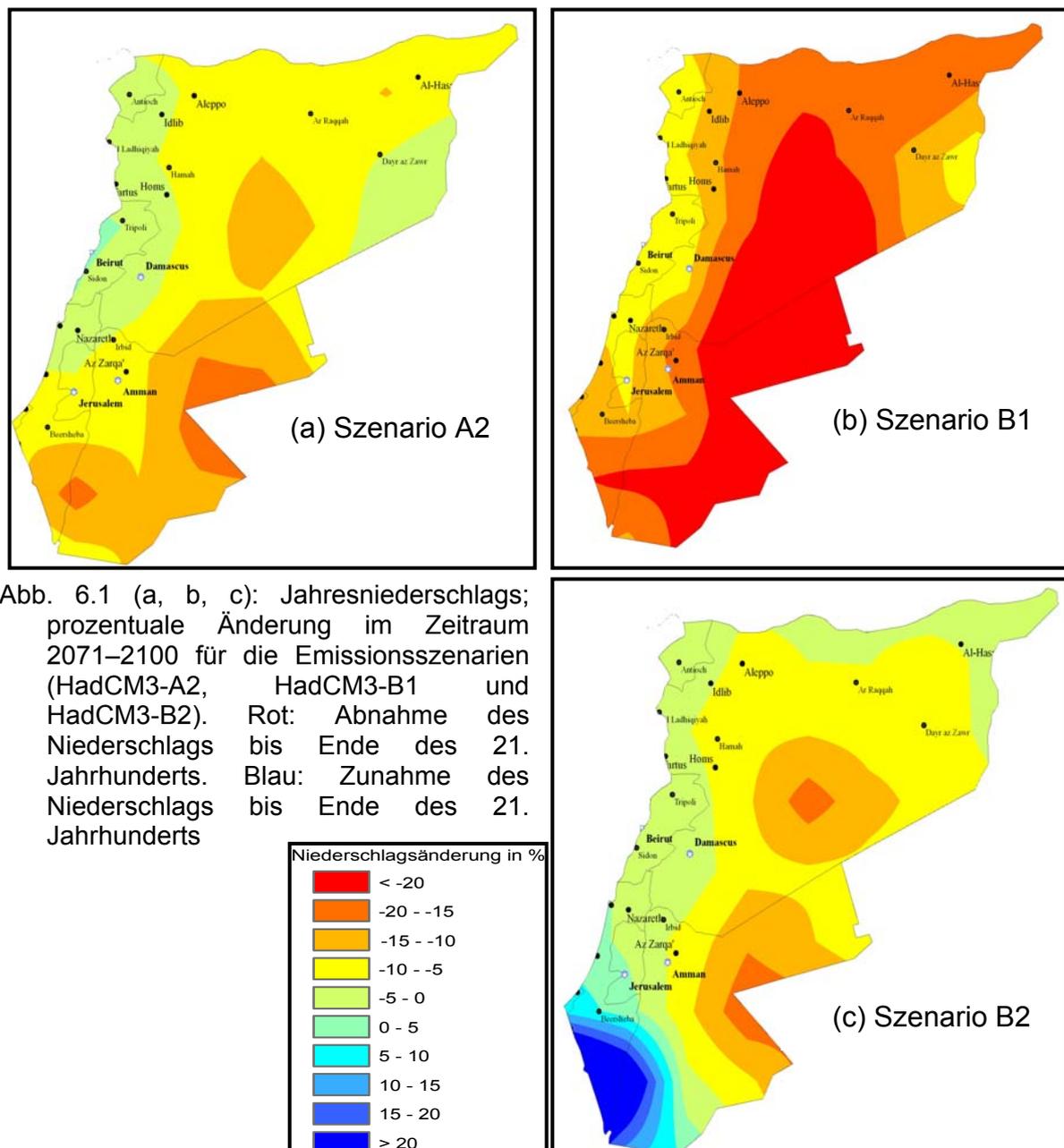
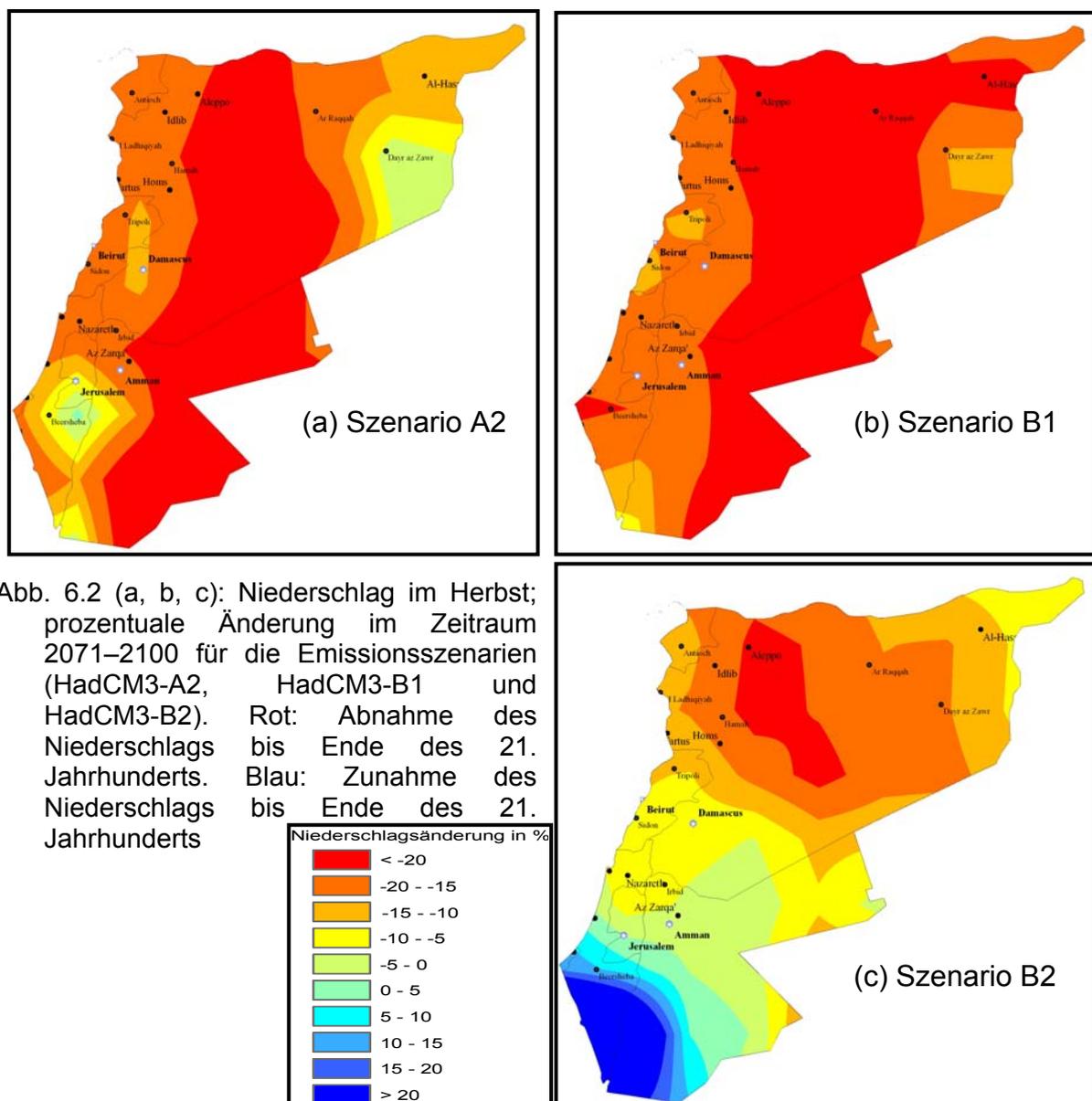
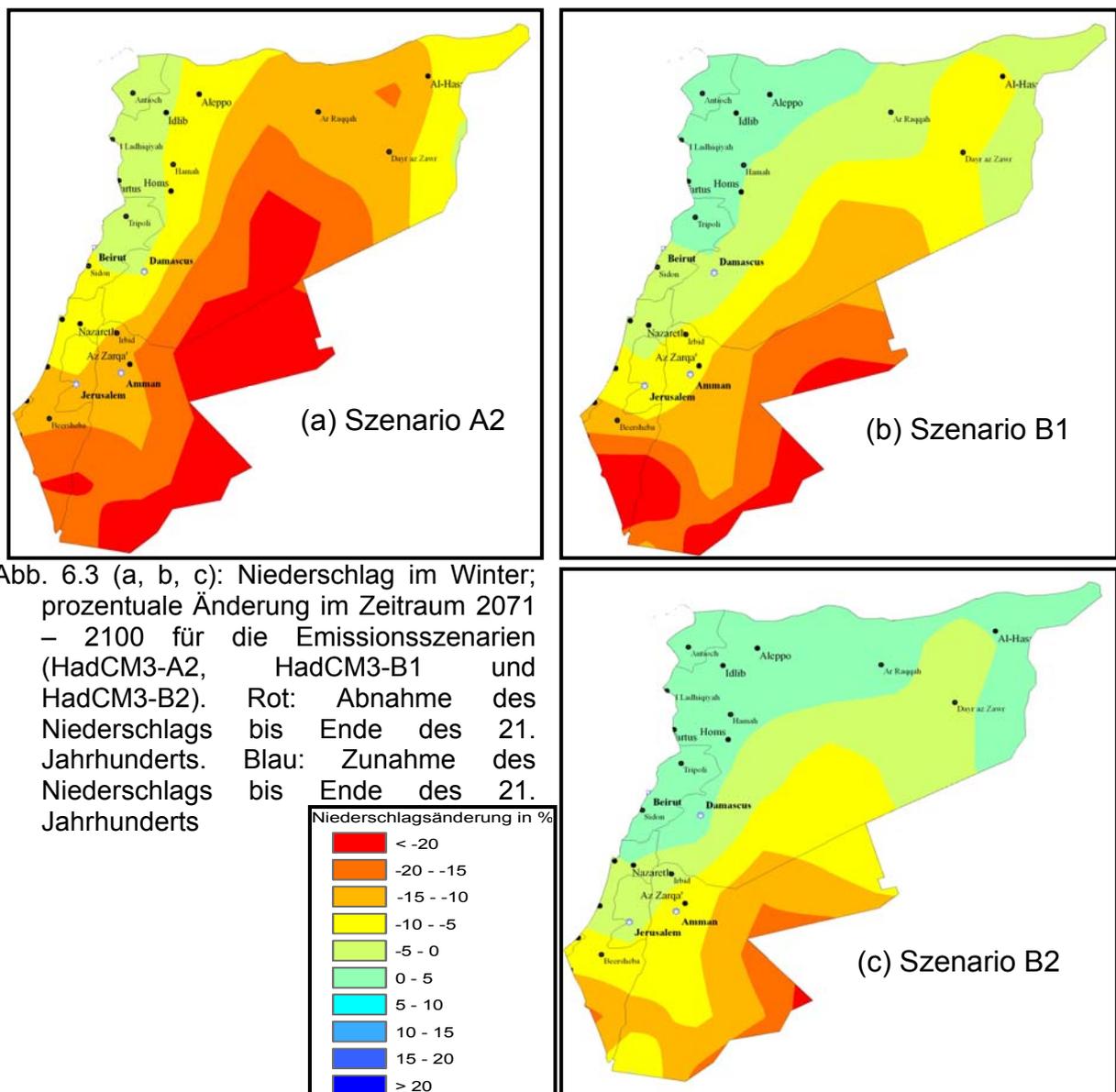


Abb. 6.1 (a, b, c) zeigt die jährlichen Niederschlagsänderungen in Prozent für die Periode 2071-2100 in den drei Szenarien A2, B1 und B2. Die Änderungen wurden

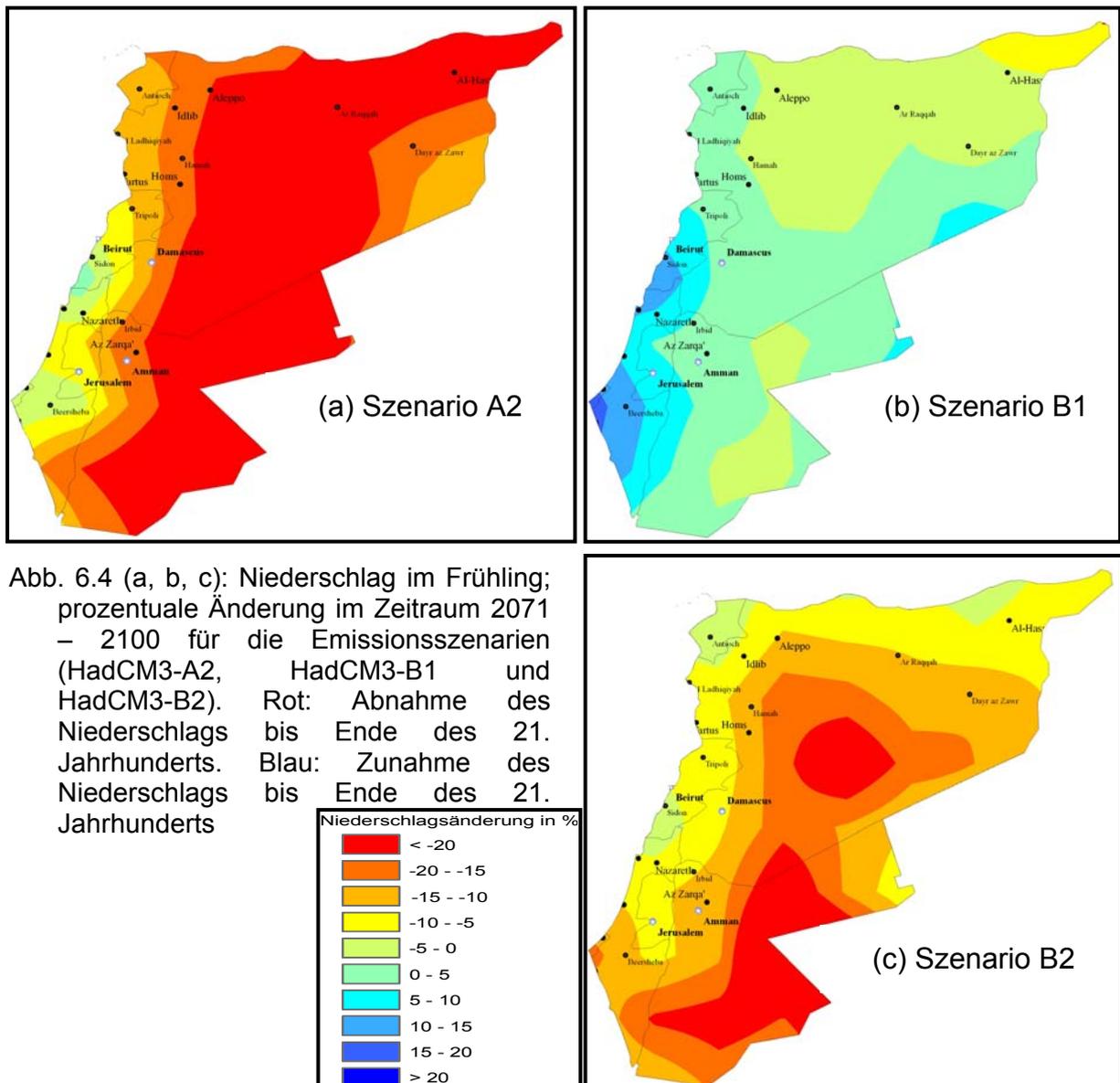
unter Berücksichtigung der Durchschnittswerte von 1961-90 berechnet. In Szenario A2 liegen die Änderungen allgemein deutlich höher als in den Szenarien B1 und B2. Für den Jahresniederschlag zeigen alle Klimaszenarien nur sehr geringe negative Veränderungen, die an der Küste bei unter 10 % liegen. Für den Jahresniederschlag zeigen alle Klimaszenarien nur geringe Veränderungen, die bis 2080s im Wesentlichen bei unter 5 % liegen. Verhältnismäßig stärkere Veränderungen präsentieren sich in Ost- und Südostjordanien mit mehr als 20 %. Für das Szenario A2 ist das negative Änderungssignal deutlich stärker ausgeprägt als für die Szenarien B2 und B1. Für Szenario B2 zeigen sich positive Änderungen im Niederschlag in der südwestlichen Levante.



Die herbstlichen Niederschläge könnten in Zukunft großflächig abnehmen (Abb. 6.2 (a, b, c)). Abhängig von dem verwendeten Modell und den Emissionsszenarien werden bis zum Ende dieses Jahrhunderts Niederschlagsrückgänge in einer Größenordnung von mehr als 25 % projiziert. Besonders stark könnte der Niederschlagsrückgang in Ostsyrien und Jordanien, sowie in Nordsyrien sein. Hier könnten gegen Ende dieses Jahrhunderts etwa nur noch zwei Drittel oder sogar noch weniger Niederschläge fallen als bisher. Im Gegensatz hierzu könnte es in Süd-jordanien feuchter werden. In Szenario B2 wird eine positive Änderung im Niederschlag in der südwestlichen Levante beobachtet.



In Abb. 6.3 (a, b, c) sind die prozentualen Änderungen des winterlichen Niederschlags im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien A2, B1 und B2 dargestellt. Im Gegensatz zu den Winterszenarien A2 und B1 findet man bei Szenario B2 eine deutlich positive Änderung von mehr als 15 % im Bereich Süd-Jordanien und Israels.



Das Änderungssignal zum Ende des 21. Jahrhunderts (Abb. 6.4 (a, b, c)) umfasst eine deutliche Abnahme des mittleren Frühlingniederschlags. Den beiden Szenarien A2 und B2 zeigen nur sehr geringe negative Veränderungen, so im Bereich der Levanteküste bei unter 10 %. Im Gegensatz zu den Frühlingsszenarien A2 und B2 findet man bei Szenario B1 eine positive Änderung in der Größenordnung von 5 %. Szenario B1 zeigt die deutliche Zunahme des Niederschlags in der Westhälfte Libanons und Israels und dort besonders im Küstenbereich (bis zu 20 % Prozent).

Im Hinblick auf den Niederschlag wird im Zeitraum 2071-2100 für alle Regionen eine starke Abnahme im Herbst und Frühling von bis zu 28 % (gemäß des höheren Emissionsszenarios A2) und für die Regionen A und B eine besonders starke Verringerung der jahreszeitlichen und jährlichen Niederschläge berechnet, wie Tab. 6.1 zeigt. In Szenario B2 ist das Zunahmesignal des Niederschlags am geringsten.

Die berechnete Verminderung des mittleren winterlichen Niederschlags bis zum Ende des 21. Jahrhunderts liegt bei unter 18 % (gemäß des höheren Emissions-szenarios A2), wie in anderen Regionen auch.

Tab. 6.1: Mittelwert der prozentualen Änderung des jahreszeitlichen und des jährlichen Niederschlags für den Zeitraum 2071-2100 abzüglich des Kontrolllaufs (1961-1990) für die drei Szenarien HadCM3-A2, HadCM3-B1 und HadCM3-B2

Zeit /regionen	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
Nied [%] A2					
Winter	-19.5	-17.2	-4.9	-11.2	-8.5
Herbst	-27.7	-24.1	-19.2	-17.5	-16.1
Frühling	-23.8	-27.6	-14.5	-28.7	-6.3
Jahre	-21.9	-22.0	-10.3	-19.0	-9.4
Nied [%] B1					
Winter	-16.4	-7.5	1.1	-3.4	-5.3
Herbst	-28.7	-29.0	-21.7	-28.7	-17.2
Frühling	2.7	1.7	1.4	-4.9	8.3
Jahre	-11.6	-7.7	-3.3	-8.1	-3.8
Nied [%] B2					
Winter	-11.8	-3.5	2.6	1.7	-2.0
Herbst	7.0	-14.0	-14.7	-13.1	-1.4
Frühling	-17.9	-16.2	-7.5	-6.8	-6.9
Jahre	-1.5	-9.3	-3.7	-4.5	0.8

Für den Niederschlag im Winter wird nur eine sehr geringe Änderung für alle Szenarien deutlich: eine Abnahme oder Zunahme bis zu 5 Prozent in der Region C, D und E und eine etwa 18 % Abnahme in der Region A und B für Szenario A2 (siehe auch Abb. 6.3). Es zeigt sich die Grundtendenz, dass der Frühlingsniederschlag nach den Szenarien B1 und B2 zum Ende des 21. Jahrhunderts in allen Regionen im Bereich sehr geringer Änderungen ab- oder zunimmt. Für die drei Szenarien bedeutet dies:

In Szenario A2 ist die Verringerung des Niederschlags in der Levante am stärksten. Eine verstärkte Abnahme des Niederschlags in den Regionen A und B von mehr als 17 % wird deutlich. Ein wenig schwächeres Signal zeigt der Winterniederschlag in der westlichen Levante in den Regionen C und D. Bei diesem Szenario ist das Änderungssignal stärker ausgeprägt als bei B1 und B2.

In Szenario B2 wird im Herbst und Winter eine größere Ähnlichkeit in seinem räumlichen Muster mit A2 als mit B1 deutlich. Im Gegensatz zu den Frühlings-szenarios A2 und B1 findet man bei Szenario B2 eine positive Änderung in vier Regionen.

Die Niederschlagsänderungen sind für Szenario B1 am geringsten.

6.2 Niederschlagszenarien mit dem Modell CSIRO2

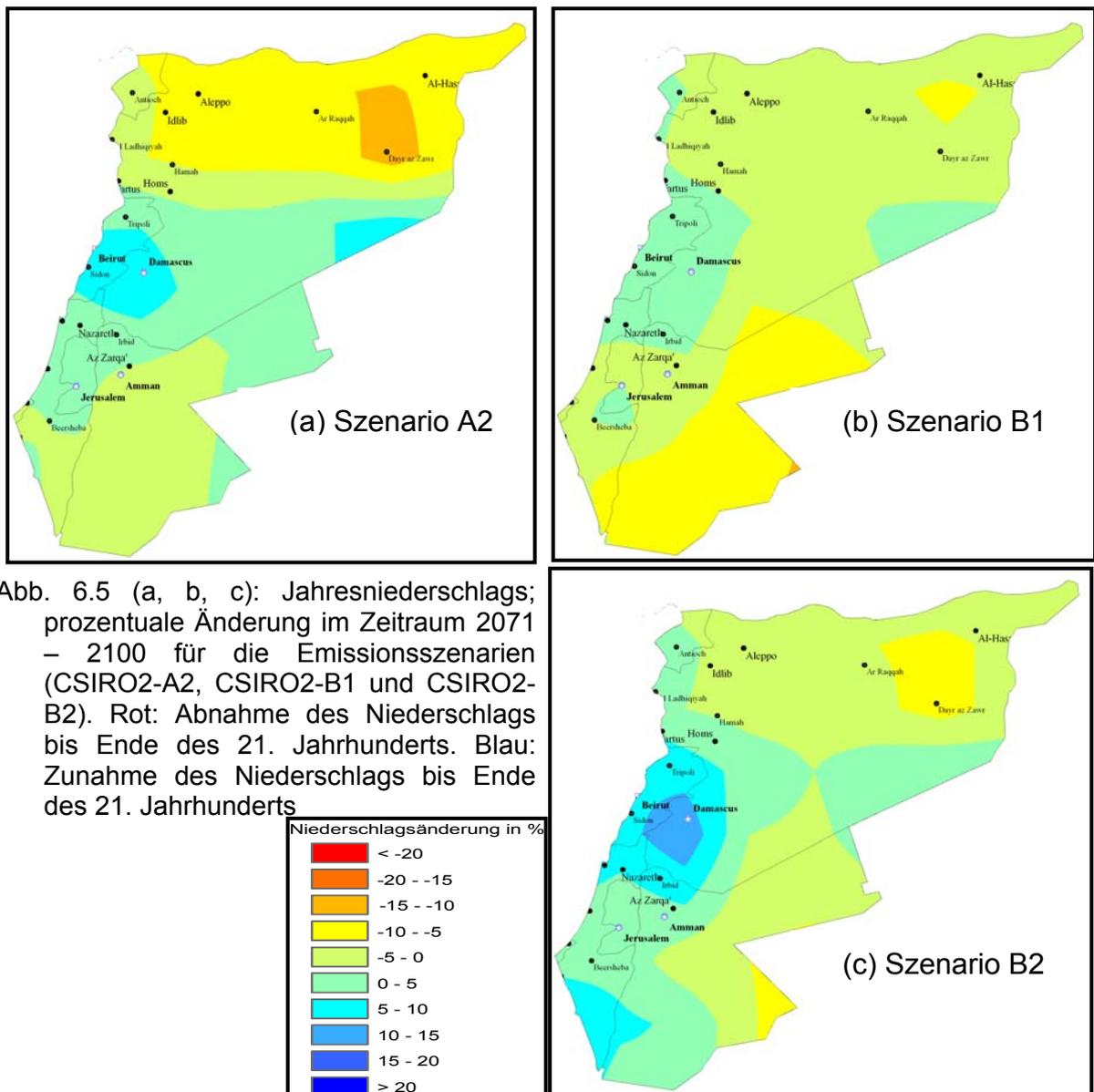


Abb. 6.5 (a, b, c): Jahresniederschlags; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071 – 2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts. Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

Abb. 6.5 (a, b, c) zeigt die mit CSRO2 modellierten relativen Niederschlagsänderungen in Jahressummen für die Szenarien A2, B1 und B2 im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1961-1990. Für den Jahresniederschlag zeigen alle Klimaszenarien nur sehr geringe Veränderungen, die bis 2100 in einer Größenordnung von unter 5 % liegen. In Nordsyrien ist eine Abnahme des Jahresniederschlags mit Prozentwerten zwischen 5 bis 15 % für Szenario A2 zu verzeichnen. Im Ostlibanon und in Südwestsyrien kommt es zu einer überdurchschnittlichen Zunahme von bis zu 15 % für die Szenarien B2 und A2. Szenario B1 verzeichnet fast keine Veränderung.

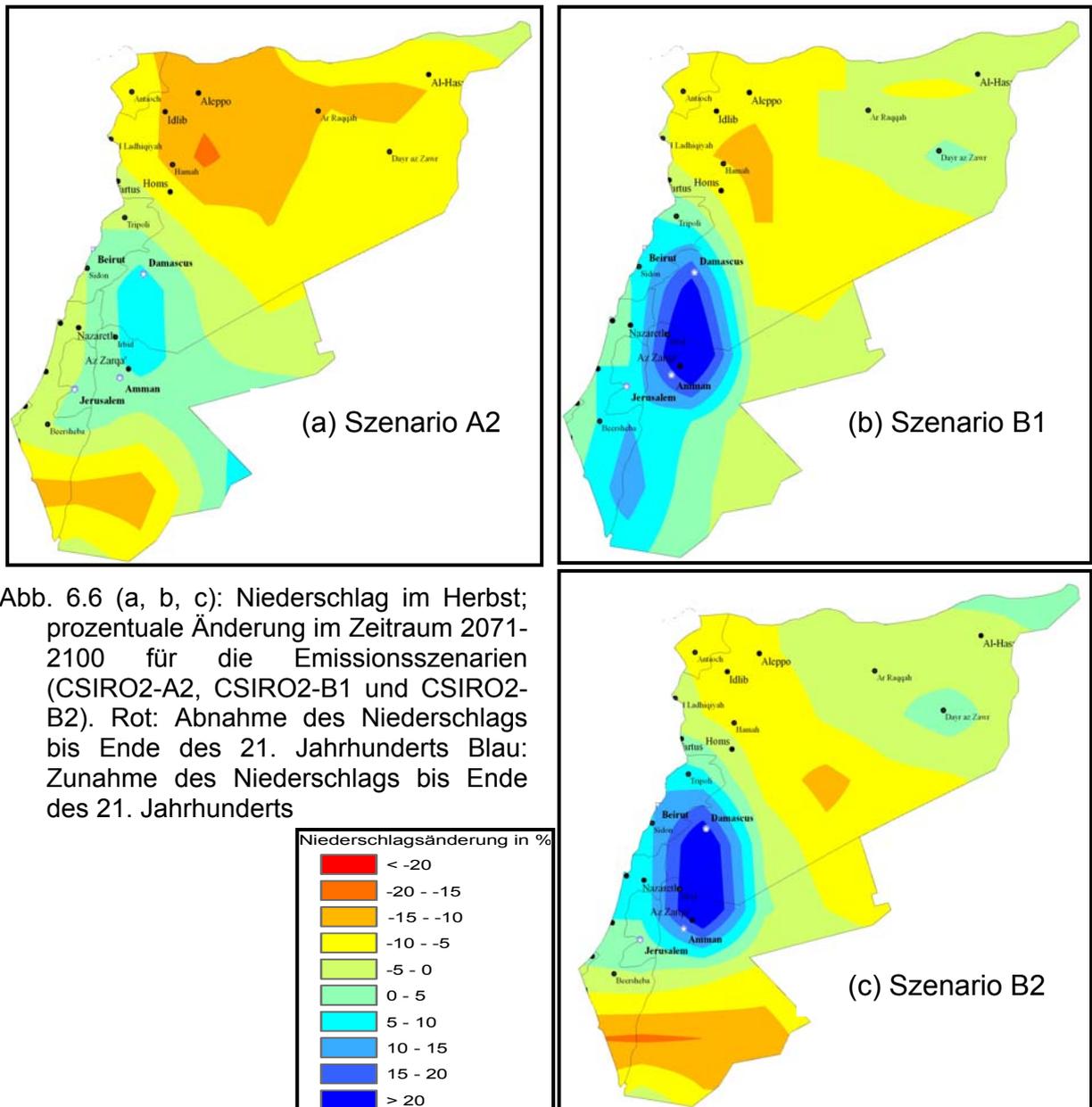


Abb. 6.6 (a, b, c): Niederschlag im Herbst; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071–2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

In Abb. 6.6 (a, b, c) ist die prozentualen Änderungen des herbstlichen Niederschlags zwischen 2071–2100 für die Emissionsszenarien A2, B1 und B2 dargestellt. Die herbstlichen Niederschläge könnten in Zukunft großflächig abnehmen. Abhängig vom genutzten Modell und verwendeten Emissionsszenario werden bis zum Ende des Jahrhunderts Niederschlagsrückgänge in der Größenordnung von 5 bis 20 % projiziert. Besonders stark könnte der Niederschlagsrückgang in Südjudanien sowie in Nordmittelsyrien sein (Abb. 6.7 (a)). Hohe Niederschläge werden besonders in Südsyrien, Nordisrael und Nordjudanien bei etwa 20 Prozent erkennbar (Abb. 6.7 (b, c)).

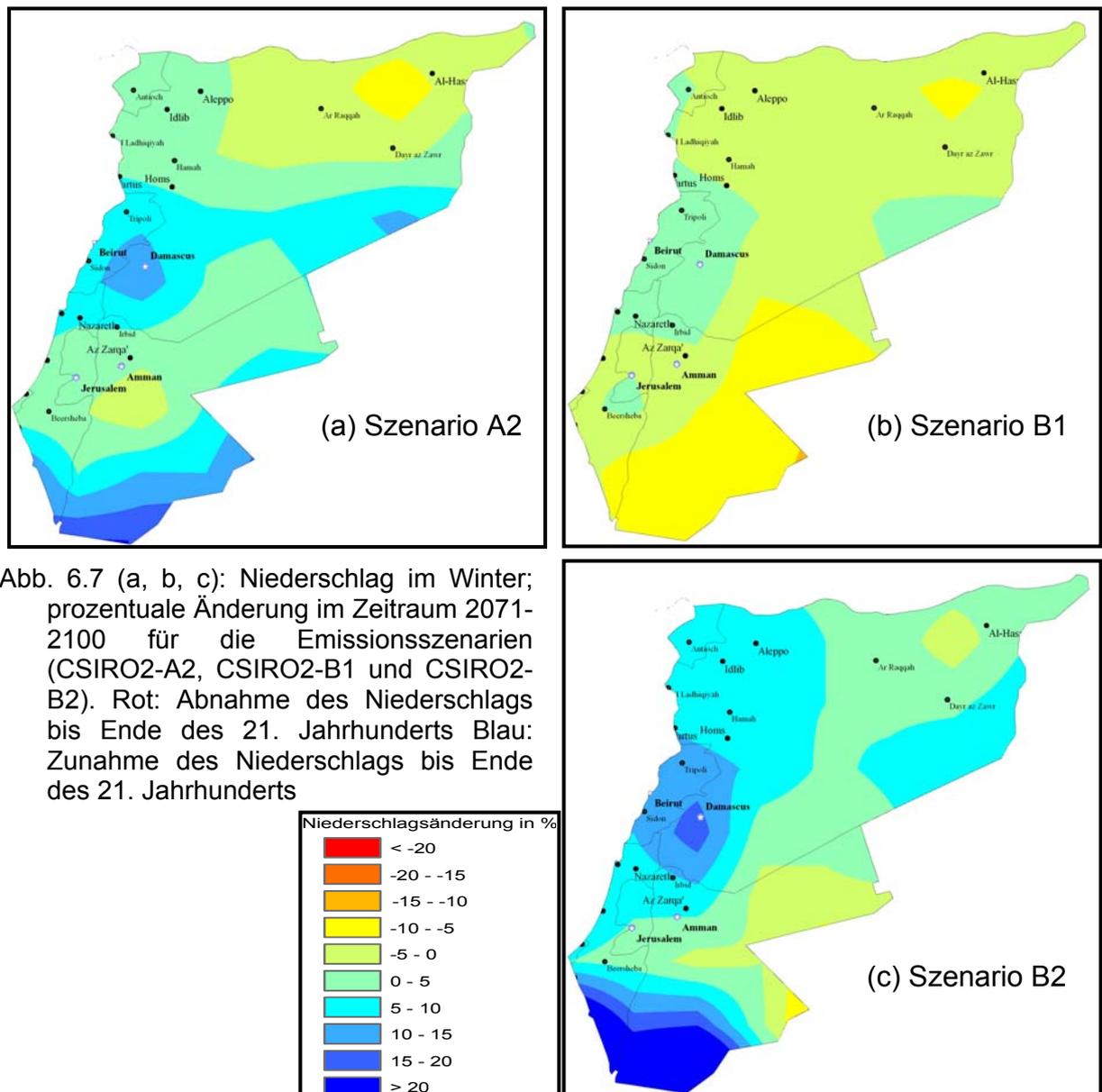


Abb. 6.7 (a, b, c): Niederschlag im Winter; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

Abb. 6.7 (a, b, c) zeigt die Niederschlagsänderungen in Prozent für den gemittelten Winter im Zeitraum 2071-2100 in den drei Szenarien A2, B1 und B2. Dort ist die bekannte geografische Verteilung des winterlichen Niederschlags erkennbar, mit positiven schwächeren Änderungen bei Szenarien A2 und B2, aber einem hohen Wert im Süden von Jordanien und Israel, wobei Maxima des positiven Wechsels über 15 % in diesen Gebieten liegen. Im Gegensatz dazu zeigt die Abb. 6.6 (b) für den winterlichen Niederschlag bei Szenario B1 eine sehr schwache negative Veränderung

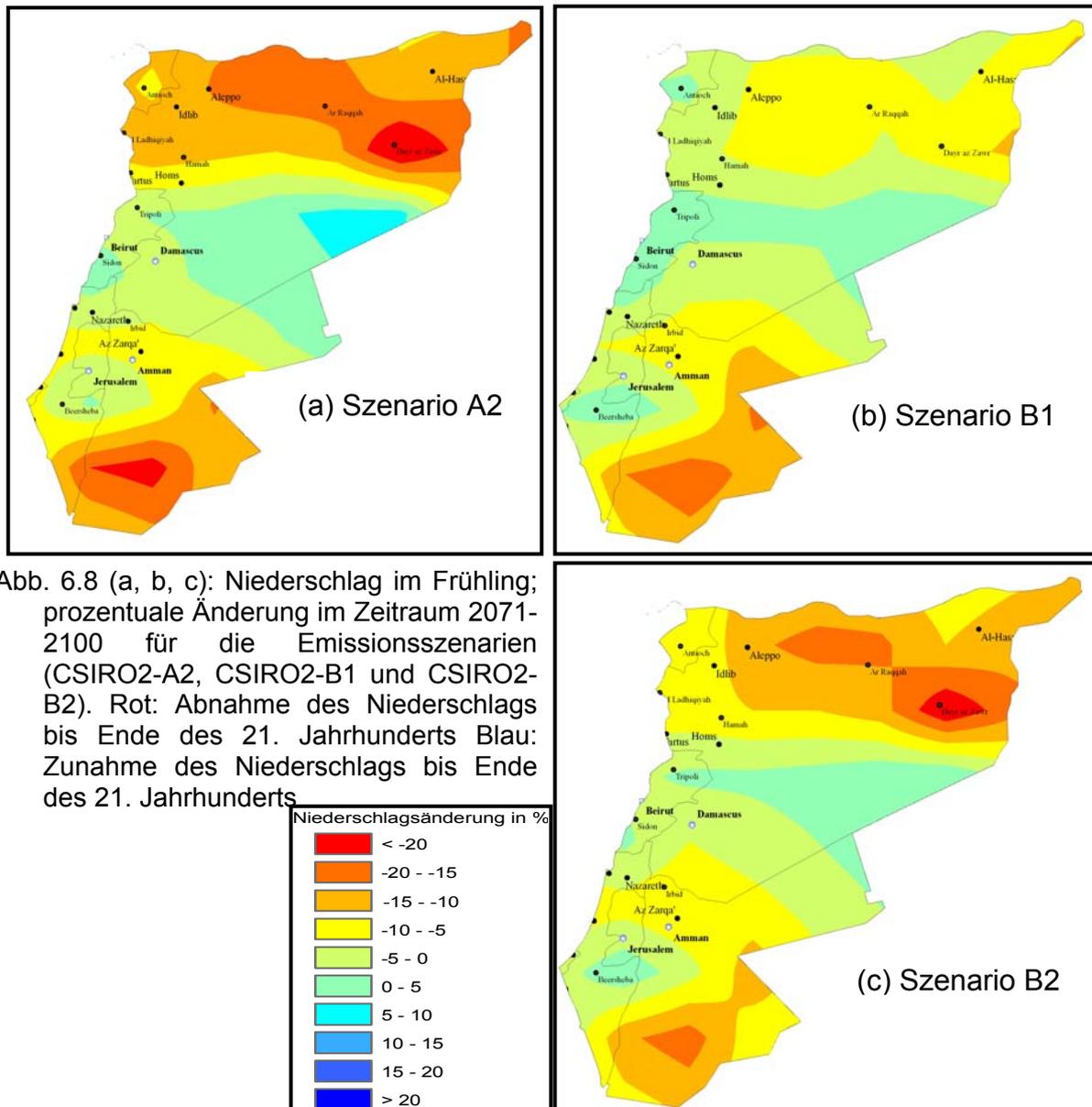


Abb. 6.8 (a, b, c): Niederschlag im Frühling; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

Abb. 6.8 (a, b, c,) verdeutlicht die mittleren Frühlingniederschlagsverhältnisse in der Levante anhand der drei Szenarien A2, B1 und B2. Es ist eine deutliche Abnahme des mittleren Frühlingniederschlags bis zum Ende des 21. Jahrhunderts in der Größenordnung zwischen 5 bis 20 % zu erkennen. Der stärkste Rückgang ist im Nordosten Syriens und Südostjordanien erkennbar und beträgt gemäß höherem Emissionsszenario (A2 und B2) in Dayr az Zawr mehr als 25 Prozent. Das niedrigere Emissionsszenario B1 ergibt eine geringere Abnahme: Hier liegt der Rückgang in Dayr az Zawr bei etwa 10 Prozent. Damit projiziert das Modell einen Verlust der mittleren Frühlingniederschläge für Gebiete, in denen bereits der Kontrolllauf relativ geringe Niederschläge aufweist.

Tab. 6.2: Mittelwert der prozentualen Änderung des jahreszeitlichen und des jährlichen Niederschlags für den Zeitraum 2071-2100 abzüglich des Kontrolllaufs (1961-1990) für die drei Szenarien CSIRO2-A2, CSIRO2-B1 und CSIRO2-B2

Zeit	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
Nied [%] A2					
Winter	1.8	4.9	3.9	-3.0	5.2
Herbst	-2.4	-6.3	-6.9	-8.1	0.3
Frühling	-8.5	-1.3	-9.9	-14.3	-2.7
Jahre	-2.2	0.7	-2.4	-8.5	2.8
Nied [%] B1					
Winter	-6.5	-0.9	4.1	-1.5	0.5
Herbst	5.1	-4.6	-3.9	-3.4	7.7
Frühling	-8.1	-0.7	-2.5	-6.4	-1.7
Jahre	-5.7	-1.5	0.3	-3.9	1.2
Nied [%] B2					
Winter	4.9	5.7	9.1	2.0	8.1
Herbst	-4.3	-4.3	-1.6	-0.8	9.8
Frühling	-6.5	-2.7	-7.4	-12.9	-3.7
Jahre	-0.2	1.0	2.0	-4.2	6.0

Das Änderungssignal zum Ende des 21. Jahrhunderts (Tab. 6.2) umfasst für alle Regionen ein nahezu unverändertes Niederschlagsverhalten bis hin zu einer winterlichen Niederschlagszunahme aber weniger als 9 % in Region C und eine Niederschlagsabnahme im Frühling von etwa 10 % berechnet nach dem Szenario A2. Wie auch bei B2 und B1 ist die Abnahme in der Region D im nordöstlichen Syrien (D) am stärksten im Vergleich zu anderen Regionen im Frühling. Bei diesem Szenario ist das Änderungssignal ähnlich dem bei B1 und B2.

6.3 Niederschlagszenarien mit dem Modell PCM

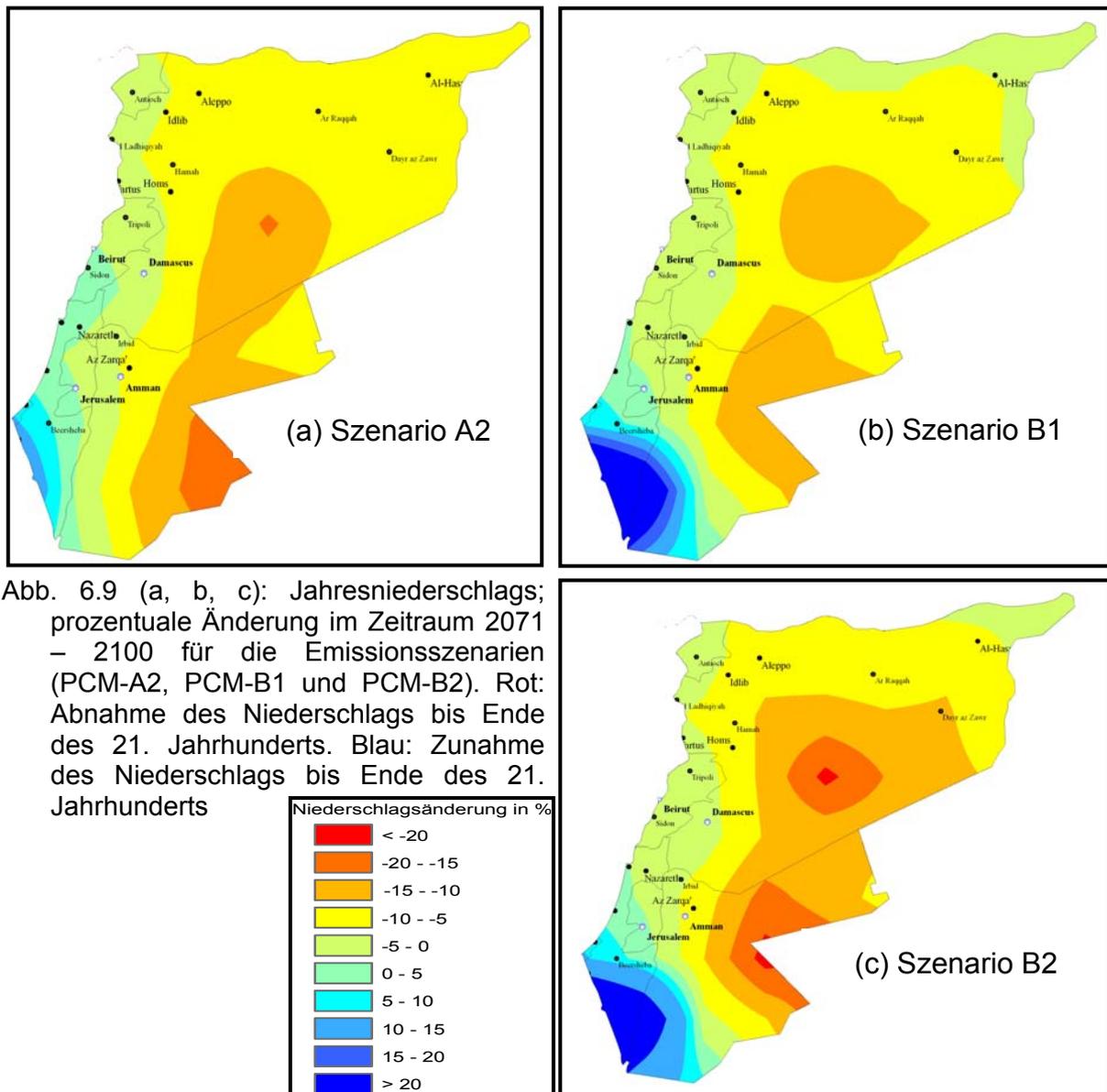


Abb. 6.9 (a, b, c): Jahresniederschlags; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071 – 2100 für die Emissionsszenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts. Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

Abb. 6.9 (a, b, c) zeigt die relative jährliche Niederschlagsänderung für die Szenarien A2, B1 und B2 im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 1961-1990 modelliert mit PCM. Die Änderung des jährlichen Niederschlags im Großteil der Fläche über den Zeitraum 2071–2100 wird mit einer Abnahme im Mittel von 5 bis 20 Prozent simuliert. Für das höhere Emissionsszenario (A2) ist das Änderungssignal deutlich stärker ausgeprägt als für das niedrigere Emissionsszenario (B1). Abb. 6.9 (a) zeigt die stärkste Abnahme in der Osthälfte Syriens. Relativ geringe Änderungen werden für die jährlichen Niederschläge in der Westlevante besonders an der Küste projiziert. Im Gegensatz hierzu könnten Süd-Jordanien und Israel am Roten Meer im Winter feuchter werden. Es werden bis zu 20 % mehr Niederschlag als heute erwartet.

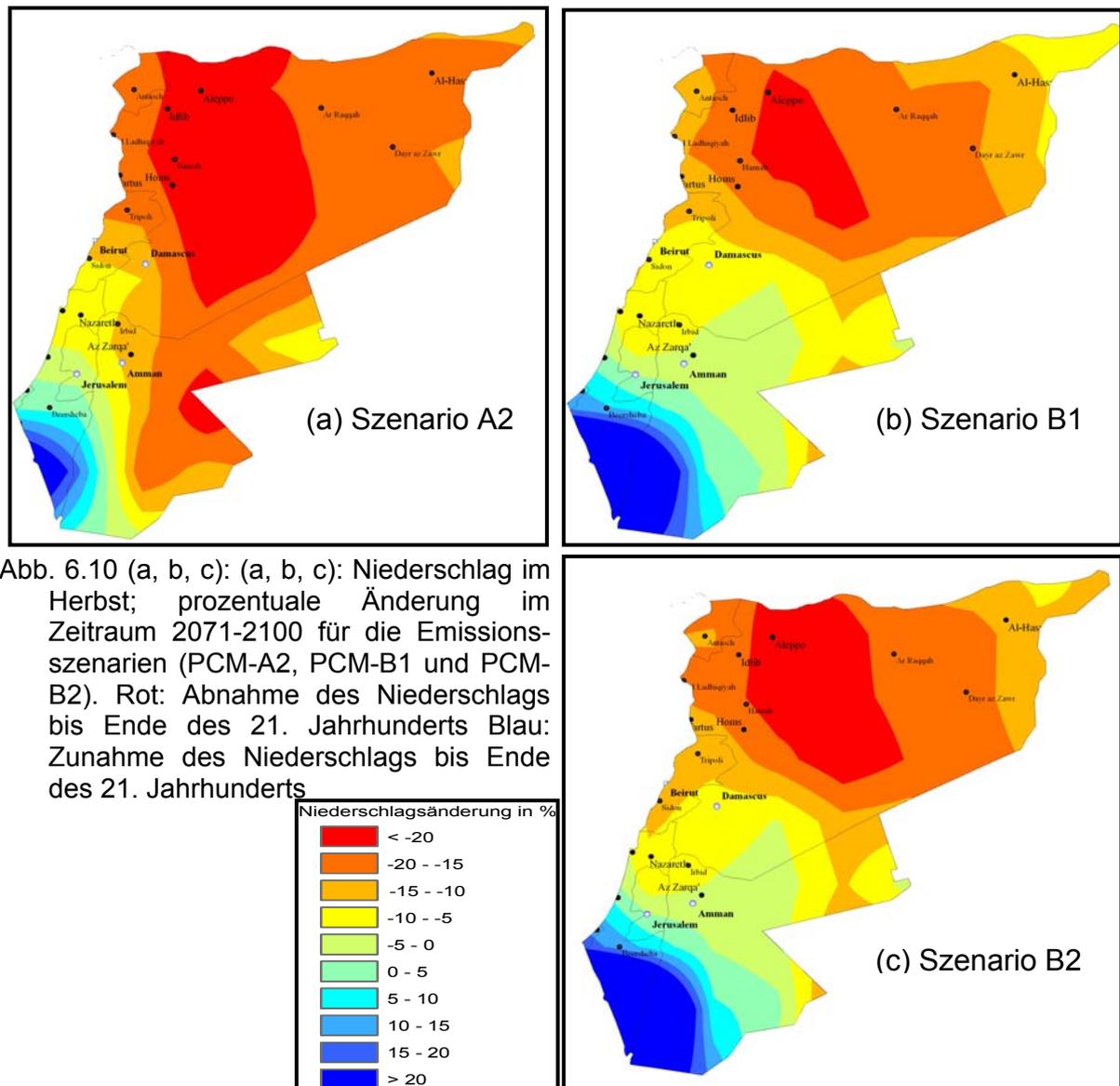


Abb. 6.10 (a, b, c): (a, b, c): Niederschlag im Herbst; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissions-szenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

Die herbstlichen Niederschläge könnten in Zukunft großflächig in allen Klimaszenarien abnehmen. Abhängig vom genutzten Modell und verwendeten Emissions-szenario werden bis zum Ende des Jahrhunderts Niederschlagsrückgänge in der Größenordnung von etwa 20 % erwartet. Besonders stark könnte der Niederschlags-rückgang mit mehr als 30 % in Mittelsyrien, in Aleppo, Idlib und Hama sein (Abb 6.10 (a, b, c)). Für das Szenario A2 ist das negative Änderungssignal deutlich stärker ausgeprägt als für die Szenarien B1 und B2. Im Gegensatz dazu ergibt sich für die Herbstniederschläge eine besonders klare Zunahme in dem kleinen Gebiet Süd-jordanien und Südisrael mit einer Zunahme im Mittel von 20 bis 30 Prozent.

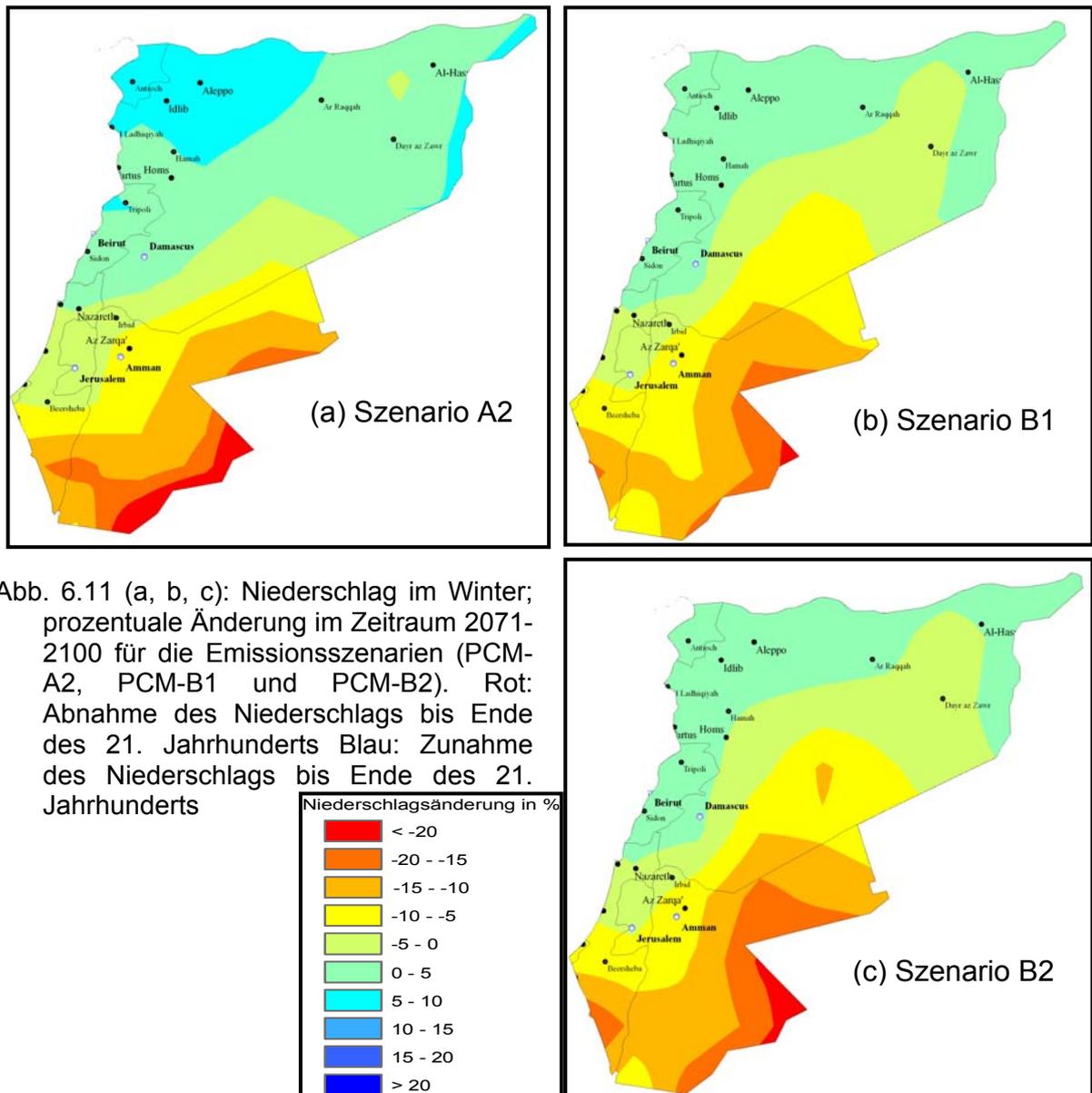


Abb. 6.11 (a, b, c): Niederschlag im Winter; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

Abb. 6.11 (a, b, c) zeigt die Niederschlagsänderungen in Prozent für den Zeitraum 2071 bis 2100 in den drei Szenarien A2, B1 und B2. Die Änderungen wurden unter Berücksichtigung der Durchschnittswerte von 1961-90 berechnet. Die Auswertung des mittleren winterlichen Niederschlags in dieser Region zeigt zum Ende des 21. Jahrhunderts wie bei anderen Modellen im Vergleich zum Kontrolllauf (1961 – 1990) schwache Rückgänge in der ganzen Levante. Nur in Südostjordanien findet man relativ starke Rückgänge zwischen 15 bis 25 % für alle Szenarien.

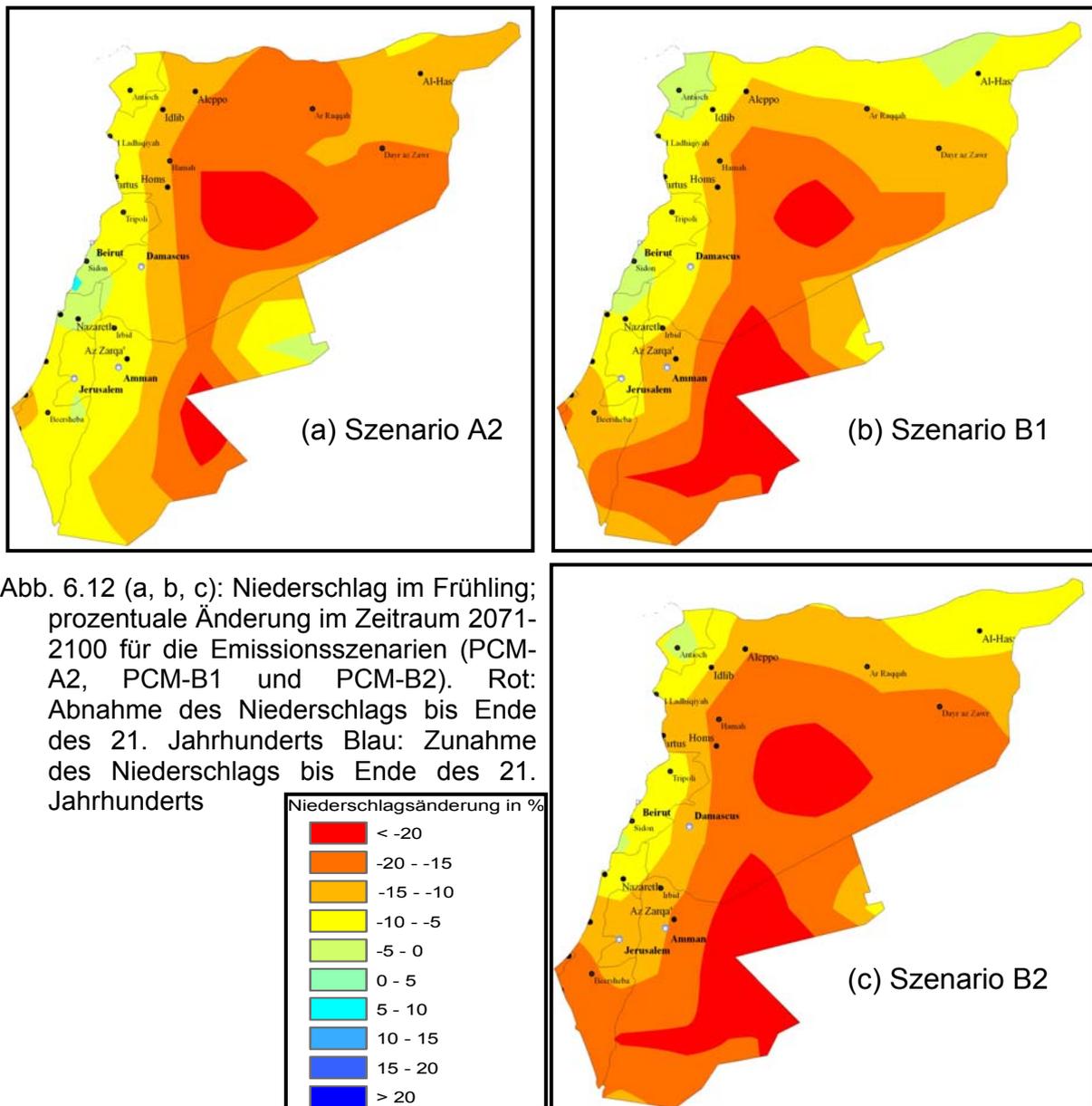


Abb. 6.12 (a, b, c): Niederschlag im Frühling; prozentuale Änderung im Zeitraum 2071-2100 für die Emissionsszenarien (PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2). Rot: Abnahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts Blau: Zunahme des Niederschlags bis Ende des 21. Jahrhunderts

Abb. 6.12 (a, b, c) zeigt die Niederschlagsänderungen in Prozent für die gemittelten Frühlinge der Jahre 2071 bis 2100 in den drei Szenarien A2, B1 und B2. Die Auswertung des mittleren Frühlingniederschlags zeigt zum Ende des 21. Jahrhunderts im Vergleich zum Kontrolllauf (1961–1990) den stärksten Rückgang in der Zentral- und Ostlevante. Für alle Szenarien mit höherem Emissionsszenario (A2 und B2) und niedrigerem Emissionsszenario (B1) beträgt der Rückgang bis zu 30 %. Sehr schwache negative Änderungen findet man in der Westlevante entlang der Küste. Die Ursache dafür ist die Nähe zum Meer und das relativ ausgeglichene und gemäßigte Küstenklima.

Tab. 6.3: Mittelwert der prozentualen Änderung des jahreszeitlichen und des jährlichen Niederschlags für den Zeitraum 2071-2100 abzüglich des Kontrolllaufs (1961-1990) für die drei Szenarien PCM-A2, PCM-B1 und PCM-B2

Zeit	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
Nied [%] A2					
Winter	-11.20	0.71	5.50	3.83	-1.32
Herbst	-6.11	-22.47	-22.09	-18.92	-5.30
Frühling	-10.43	-16.42	-10.69	-13.02	-5.02
Jahre	-5.80	-9.05	-4.30	-6.80	1.24
Nied [%] B1					
Winter	-11.80	-3.45	2.64	1.68	-1.98
Herbst	6.99	-13.93	-14.73	-13.11	-1.38
Frühling	-17.79	-16.04	-7.44	-6.72	-6.89
Jahre	-1.55	-9.27	-3.71	-4.48	0.82
Nied [%] B2					
Winter	-13.45	-5.04	2.10	1.51	-2.47
Herbst	9.19	-15.46	-16.13	-14.99	-0.77
Frühling	-21.51	-20.59	-10.23	-9.13	-9.42
Jahre	-1.00	-11.77	-4.97	-5.77	0.99

Die Winterniederschläge sind durch eine Abnahme von 11 % gekennzeichnet (vgl. Tab. 6.3), wobei die Abnahmen (bis zu 13 Prozent gemäß Emissionsszenario B2) in der Region A in Ostsyrien simuliert werden. Im Gegensatz dazu findet man sehr schwache Änderungen für Region B, C, D und E. Der Rückgang im Herbst ist in der Levante erkennbar und beträgt gemäß höherem Emissionsszenario in Region B und C mehr als 22 %. Das niedrigere Emissionsszenario B1 ergibt eine geringere Abnahme: Hier liegt der Rückgang bei weniger als 15 % mit Ausnahme der Region A, wobei die Änderung positiv ist. Die Auswertung des mittleren Frühling-niederschlags zeigt zum Ende des 21. Jahrhunderts im Vergleich zum Kontrolllauf (1961 – 1990) den geringen Rückgang von weniger als 13 % in der Region C, D und E. In der Region A und B wird eine Abnahme der Frühling-niederschläge mit 11 bis 21 % berechnet. Damit bildet das Modell einen Rückgang der mittleren jährlichen Niederschläge für Gebiete ab, in denen bereits der Kontrolllauf relativ geringe aufweist.

6.4 Extreme Niederschlagsereignisse in Szenarienmodellen in der Levante

Dürreperioden haben insbesondere in den letzten 20 Jahren des 20. Jahrhunderts an Häufigkeit und Intensität zugenommen (siehe Kapitel 4.2). Ob auch die Extremwerte in Zukunft in der Levante an Intensität und Häufigkeit zu- oder abnehmen werden, wurde in dieser Arbeit für die Periode von 2071-2100 mit monatlichen Extremen von Trockenheit und Nässe in der Levante mit Hilfe des SPI untersucht. Dieses Konzept beruht darauf, dass Trockenheitseinflüsse für unterschiedliche Bereiche (Anwendungen) in unterschiedlichen Zeitskalen signifikante Wirkungen zeigen. Die Berechnungen werden je nach Anwendung in verschiedenen monatlichen Zeitskalen durchgeführt, wobei zur Kennzeichnung von Trockenheitseinflüssen auf Kulturpflanzen die kürzeren 1-3 monatigen Einheiten am besten geeignet sind. Verbesserte Kenntnisse über extreme Wettersituationen sind wegen der ökologischen und sozioökonomischen Auswirkungen dieser Ereignisse und den Risiken von besonderem Interesse.

Bei der Untersuchung der monatlichen Niederschlagszeitreihen von 2071 bis 2100 der einzelnen Szenarien A2, B1 und B2 konnten relative kleine Änderungen detektiert werden. Bei der Bestimmung des 1-monatigen SPI aus den monatlichen Niederschlagszeitreihen ändert sich der Jahrgang des Lageparameters in allen drei Szenarien: Er wandelt sich horizontal und zeitlich auch innerhalb der einzelnen Szenarien.

Die Eintrittswahrscheinlichkeit für ein SPI-Ereignis der extremen Nässe und Trockenheit wurde für monatliche Niederschlagszeitreihen berechnet. Die deutlichsten Änderungen treten für alle Szenarien A2, B1 und B2 bei Model HadCM3 auf (vgl. Abb. 6.13). Die Unterschreitungswahrscheinlichkeit $SPI > 2$ der extremen Nässe nimmt in allen Regionen ab. Im Gegensatz dazu nimmt in Region A und D die „sehr nass“ Klasse in allen Szenarien zu. In der „nass“-Klasse nahm die Stärke in den Regionen D und E ab, in den Regionen B und C dagegen geringfügig zu.

In allen Klassen der trockenen Frequenzen konnten kleine Änderungen detektiert werden. Die Häufigkeit der „trockenen“ Klasse nimmt in den Regionen C, D und E für alle Szenarien und bei Region B nur für Szenario B2 zu, während in der „sehr trocken“ und „extrem trocken“ Klasse nur kleine Änderungen stattfinden werden mit Ausnahme der „extrem trocken“-Klasse in der Region E.

Abb. 6.14 zeigt die Eintrittswahrscheinlichkeit für ein SPI-Ereignis basierend auf CSRO2-Daten mit drei Szenarien A2, B2 und B1 und dem Kontrolllauf (1961-1990) für die Levanteregionen. Dort ist die bekannte Verteilung der SPI-Klassen erkennbar, extreme Nässe nimmt in allen Regionen ab. Bei diesem Modell ist das Änderungssignal schwächer ausgeprägt als bei dem HadCM3-Modell.

Die Häufigkeit der „sehr nassen“ Klasse in der Region A und B ist mehr als verdoppelt, während diese Klasse in anderen Regionen sehr schwach verändert wird. Die Häufigkeit der „nass“-Klasse konnte nur in Region E und D eine stärkere

Abnahme für alle Szenarien aufzeigen, mit Ausnahme für Szenarien B2 in Region E. In allen Klassen der „trockenen“ Ereignisse können kleine Änderungen detektiert werden. Die Häufigkeit der „trocken“ Klasse wird nur in den Regionen C und D klar abnehmen.

Abb. 6.15 zeigt die Eintrittswahrscheinlichkeit für ein SPI-Ereignis mit dem Modell PCM für die drei Szenarien A2, B1 und B2.

In allen Klasse der „extremen Trockenheit“ werden kleine Abnahmen und Änderungen für alle Regionen detektiert. Im Gegensatz dazu findet man bei „sehr nass“ eine deutlich positive Änderung, insbesondere in den Regionen A und D. Die „nass“ Häufigkeit in den Regionen A und E wird abnehmen und in Region D für die Szenarien A2 und B1 zunehmen.

In allen „trocken“-Klassen wird eine kleine Zunahme für die meisten Regionen ausgewiesen.

Der Grund für die Zunahme von Extremereignissen ist vermutlich folgender: Die Ergebnisse der globalen Zirkulationsmodelle zeigen, dass sich die Wasserdampfkonzentration in der Atmosphäre und die Niederschlagsmengen im 21. Jahrhundert erhöhen, extreme Niederschlagsereignisse sogar überdurchschnittlich zunehmen werden. Wegen der gestiegenen Temperaturen, Gletscherschmelzen im Polar und Hochgebirge kann die Atmosphäre mehr Feuchtigkeit aufnehmen, was die Wahrscheinlichkeit für intensive Niederschläge erhöht. Trotzdem steigt gleichzeitig das Risiko von Dürren auch in den mittleren Breiten wie im Mitteleerraum. Auf diese Weise erklärt sich der scheinbare Widerspruch zwischen zunehmender Niederschlagsmenge und dennoch auftretenden Dürreperioden.

Hinsichtlich der Wasserverfügbarkeit handelt es sich bei der Levante um eine kritische Region. Gegenwärtig weist die Region, insbesondere Jordanien, eine der niedrigsten pro Kopf Wasserverfügbarkeit weltweit auf und Bevölkerungszuwachs sowie die ökonomische Entwicklung führen zu einer Erhöhung des Wasserbedarfs (Koch und Schaldach 2006). Der prognostizierte Rückgang der Niederschläge und zunehmende extreme Dürre bei gleichzeitiger Erwärmung lässt eine weitere Verschärfung der kritischen Wassersituation erwarten. Da ca. 2/3 der regionalen Wasserressourcen im Agrarsektor verbraucht werden, muss eine Strategie für die Region mögliche zukünftige Entwicklungspfade in der Landnutzung umfassen.

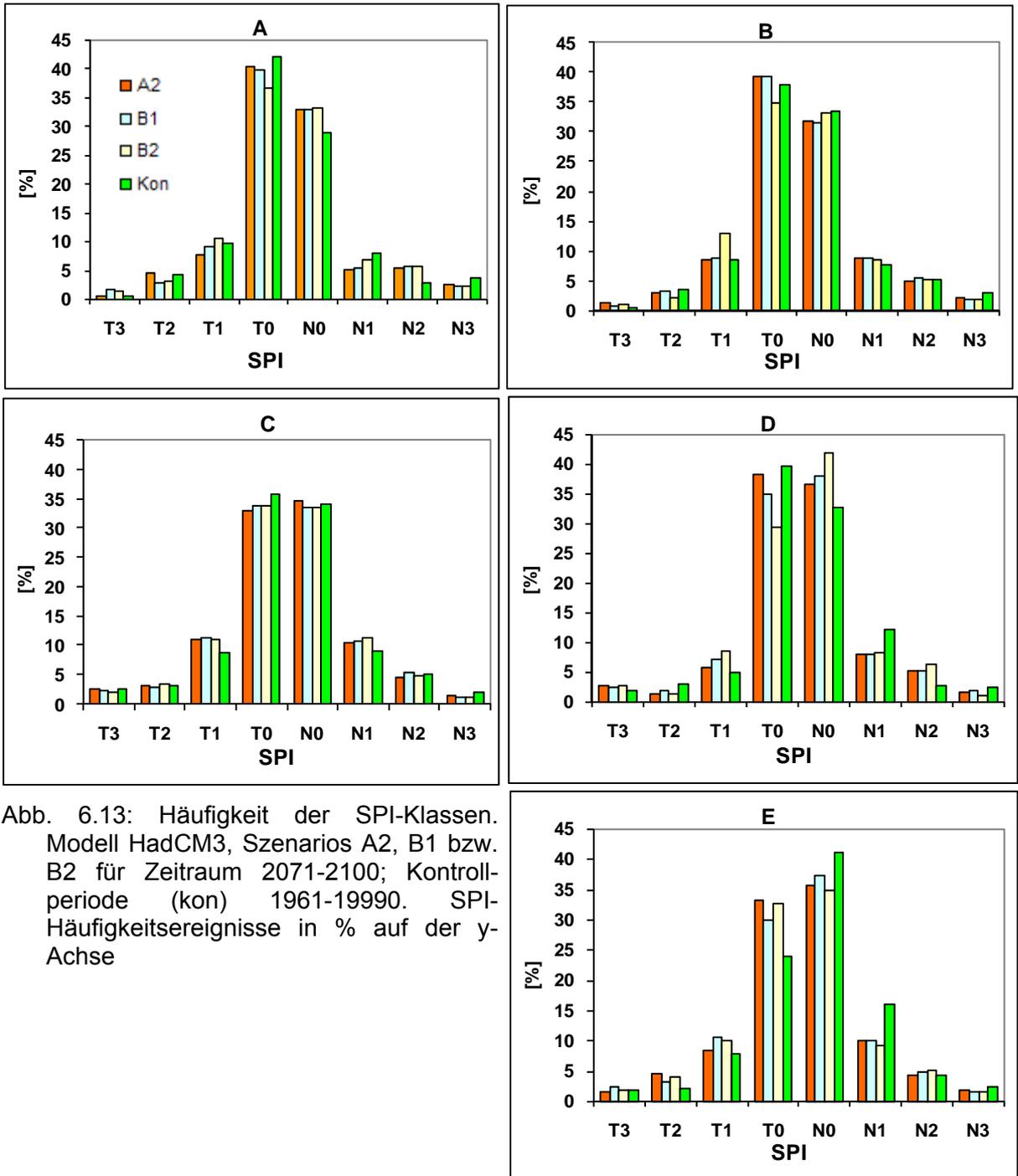


Abb. 6.13: Häufigkeit der SPI-Klassen. Modell HadCM3, Szenarios A2, B1 bzw. B2 für Zeitraum 2071-2100; Kontrollperiode (kon) 1961-19990. SPI-Häufigkeitsereignisse in % auf der y-Achse

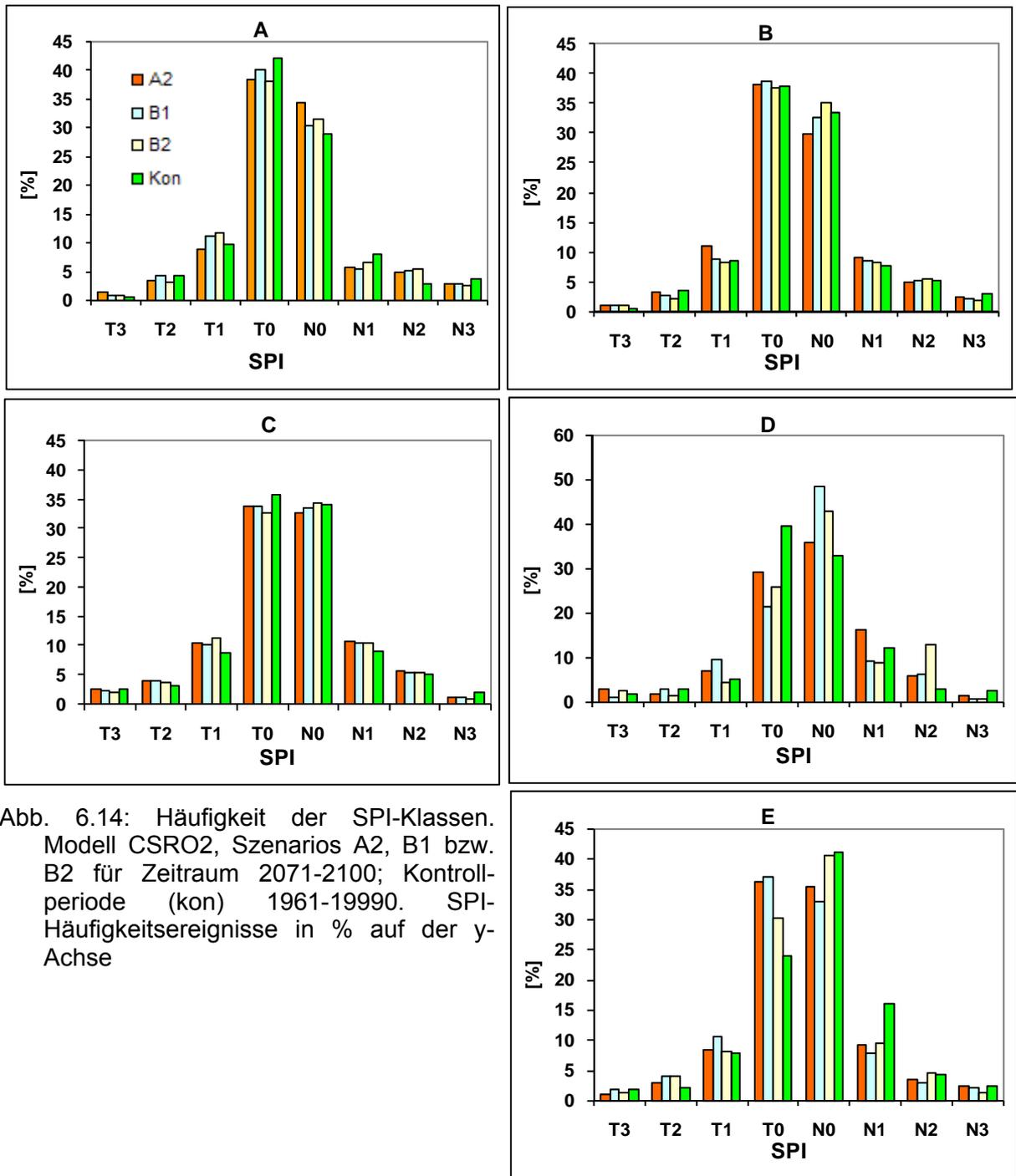


Abb. 6.14: Häufigkeit der SPI-Klassen. Modell CSRO2, Szenarios A2, B1 bzw. B2 für Zeitraum 2071-2100; Kontrollperiode (kon) 1961-19990. SPI-Häufigkeitsereignisse in % auf der y-Achse

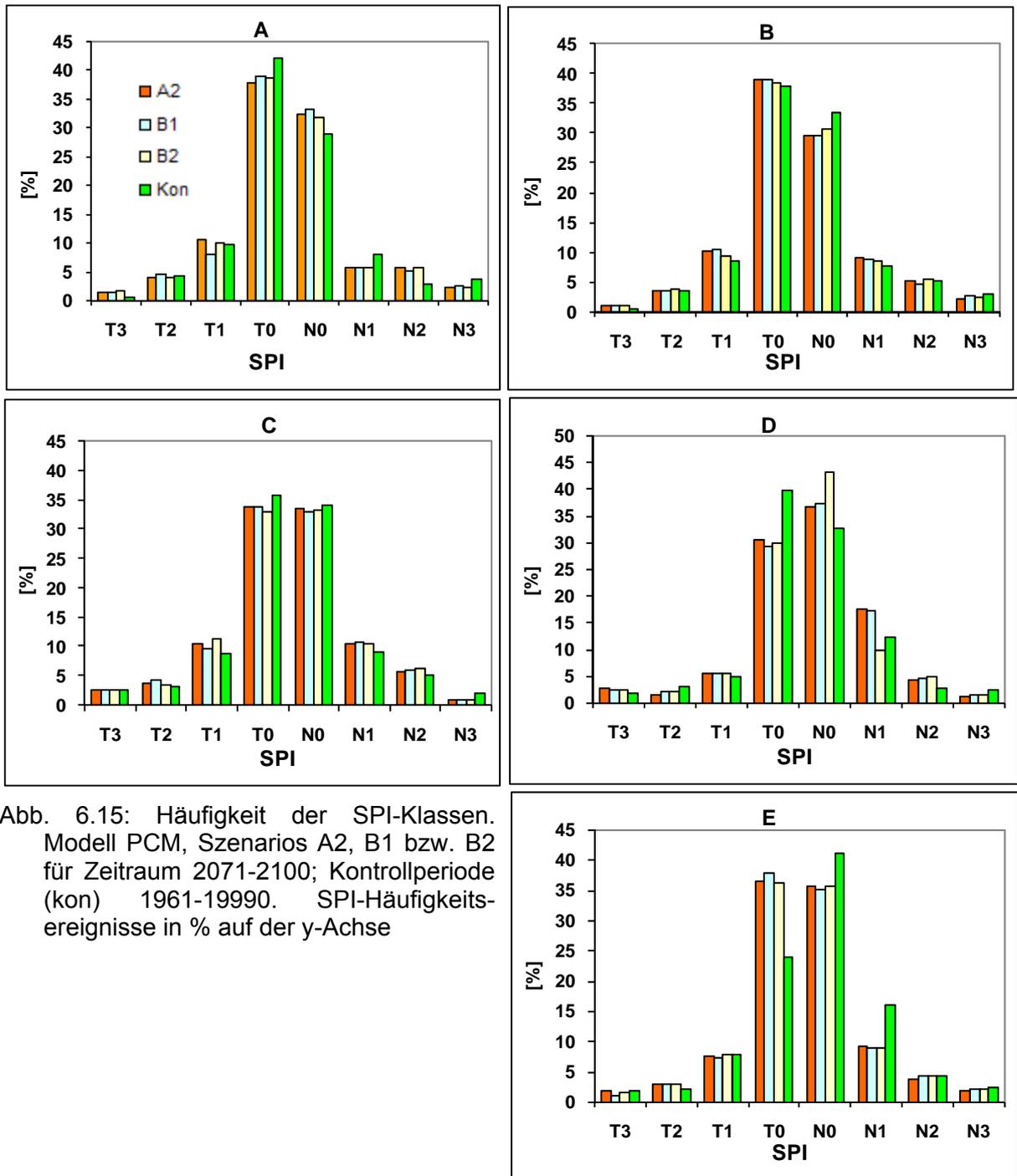


Abb. 6.15: Häufigkeit der SPI-Klassen. Modell PCM, Szenarios A2, B1 bzw. B2 für Zeitraum 2071-2100; Kontrollperiode (kon) 1961-1999. SPI-Häufigkeitsereignisse in % auf der y-Achse

7. Korrelation zwischen Telekonnektionsindizes und Niederschlag und saisonale Niederschlagsvorhersagen

7.1 Korrelation zwischen Telekonnektionsindizes und Niederschlag mit relevanter Zeitverschiebung

Die Niederschlagsvariabilität ist von höchster Bedeutung für den Wasserhaushalt und die Wasserverfügbarkeit, insbesondere in Gebieten wie dem Mittelmeerraum, da hier die jahreszeitlich alternierenden Zirkulationsregime (Subtropenhocheinfluss und frontal-zyklonale Steuerung) periodische Trockenzeiten erleben (Jacobbeit und Dünkeloh 2003). Die Variabilität der atmosphärischen Zirkulation vermag einen erheblichen Teil der interannuellen bis dekadischen Niederschlagsvariabilität zu erklären, wie es auch für den Mittelmeerraum bereits in zahlreichen Untersuchungen aufgezeigt worden ist. Die großräumige, atmosphärische Zirkulation stellt den maßgeblichen Steuerungsfaktor für regionale Ausprägungen des Klimas dar. Zur Untersuchung der raumzeitlichen Variabilität der Kopplungen zwischen großräumiger, atmosphärischer Zirkulation und beobachtetem Niederschlag erfolgte zunächst die Analyse der korrelativen Zusammenhänge zwischen verschiedenen Telekonnektionindizes und beobachteten Niederschlägen (Beck et al. 2007) in der Levante.

Allgemein spiegeln Telekonnektionsmuster großskalige Variabilitäten in atmosphärischen Wellen- und Strömungsmustern wieder und beeinflussen Temperatur, Niederschlag und Zyklonenzugbahnen (Kleppek 2005). In dieser Arbeit soll identifiziert werden, welche großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmuster mit dem Niederschlag (SPI-Index) verbunden sind, wobei es verschiedene Einflussgrößen gibt, die sich über das Auftreten und die Intensität eines SPI-Ereignisses von Trockenheit bis hin zur Nässeperiode besonders stark auf die Vorhersagen auswirken. Das Ziel ist es, die bestimmten Telekonnektionindizes, die sich auf die Niederschlagsvariabilität auswirken, zur Überwachung der aktuellen Trockenheit heranzuziehen. Diese Zirkulationsindizes finden Anwendung für die Vorhersage der Entwicklung möglicher Trockenzeiten, um geeignete Maßnahmen zu ihrer Minderung zu entwickeln und eine Dürrepolitik für die Wasserressourcenverwaltung voranzubringen. Die Verwaltung der Wasserressourcen ist stark von der Vermeidung von Risiken für die landwirtschaftliche Produktion geprägt. Ein Großteil dieser Risiken ist auf die Unvorhersehbarkeit der Witterung zurückzuführen. Die hervorstechendsten Gefahren sind Trockenperioden und Dürren. Die Auswirkungen solcher Ereignisse schwanken je nach betroffener Bevölkerungsgruppe und Region in der Levante. Gemeinsam ist dem ganzen Gebiet jedoch, dass Trockenperioden und ihre Folgen dort Mensch und Natur immer wieder treffen.

In diesem Abschnitt werden Korrelationsanalysen nach Pearson zwischen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationsmustern und Niederschlag (SPI-3, September-Oktober-November (SON), Dezember-Januar-Februar (DJF), März-April-Mai (MAM)) mit zeitlicher Verschiebung durchgeführt. Diese werden sowohl für 3–

monatige Mittelwerte als auch auf der Basis einzelner Monate betrachtet, um die beste Methodik für eine Vorhersage des jahreszeitlichen Niederschlags zu bestimmen.

Tab. 7.1: Zusammenschau der signifikanten Korrelationen zwischen jahreszeitlichem Niederschlag und den Telekonnektionindizes mit zeitlicher Verschiebung für 3–monatige Mittelwerte

Regionen/ Jahreszeiten		SPI Herbst		SPI Winter		SPI Frühling
	Indizes im Sommer	Korr	Indizes im Herbst	Korr	Indizes im Winter	Korr
A	SOI	-0.51(**)	EA-SON	-0.36(*)	-	-
B	SOI	-0.32(*)	TDNSM	0.34(*)	-	-
	-	-	SST-RM	-0.41(**)	-	-
	-	-	SST-AG	-0.32(*)	-	-
C	SST-AG(-0.33(*)	TDNSM	0.55(**)	SST-RM	0.32(*)
	AO	0.38(*)	SST-AM	0.35(*)	NAO-Jones	-0.33(*)
	NAO	0.43(**)	SST-TM	0.3(*)	EA	-0.31(*)
	-	-	SST-IM	0.31(*)	SCA	0.32(*)
	-	-	SST-SM	0.33(*)	-	-
	-	-	SST-SG	0.3(*)	-	-
D	SST-AG	-0.38(*)	TDNSM	0.53(**)	SST-RM	0.34(*)
	-	-	EMP	-0.35(*)	NAO-Jones	-0.36(*)
	-	-			EA	-0.31(*)
E	SST-GA	-0.32(*)	TDNSM	0.38(*)	SST-ALM	-0.37(*)
	SST-AG	-0.32(*)	-	-	SCA	0.36(*)
	SOI	-0.32(*)	-	-	-	-
	NAO	0.44(**)	-	-	-	-

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

Die Tab. 7.1 und 7.2 zeigen die signifikanten Korrelationen zwischen dem jahreszeitlichen Niederschlag und den Telekonnektionindizes mit zeitlicher Verschiebung. Diese werden sowohl für 3–monatige Mittelwerte (Tab. 7.1) als auch auf der Basis einzelner Monate (Tab. 7.2) betrachtet. Im Anhang findet sich eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse sämtlicher Korrelationsanalysen (Tab. B1-B6).

Der Niederschlag im Herbst scheint in der Region A nur einen signifikanten Zusammenhang mit der Southern-Oszillation (SO) im Sommermittelwert ($r=-0.51$) aufzuweisen. Während die signifikante Korrelation auf der Basis einzelner Monate mehrere Indizes ergibt, in denen z. B. der Niederschlag im Herbst mit SOI im Juni

($r=-0.52$), SOI im August ($r=-0.50$), Eastern Mediterranean Pattern (EMP) im August ($r=-0.37$) und EA im Juni ($r=0.35$) korreliert. Dabei ist die Korrelation mit EMP und East Atlantic (EA) aufgrund der einzelnen Monate stärker ausgeprägt als die Korrelation mit diesen Indizes mittels 3-monatiger Mittelwerte, die nicht mehr charakteristisch sind.

Die Korrelation zwischen dem Niederschlag im Herbst und SOI im Sommer auf Basis einzelner Monate oder Mittelwerte für Region B ist geringer ausgeprägt als in der Region A ($r=-0.32$). Dieser Wert ist zwar geringer als in Region A, aber trotzdem typisch. Es ist daher davon auszugehen, dass die großskalige El-Niño-/Southern-Oszillation-Variabilität mit einem gewichtigen Anteil zu der Niederschlagsvariabilität im Herbst beiträgt. Eine weitere signifikante Korrelation zwischen Niederschlag im Herbst in der Region B und den monatlichen Telekonnektionindizes findet man mit East Atlantic/ Western Russia (EA/ WR) im Juni ($r=0.31$), mit der Temperaturdifferenz zwischen dem nördlichen und dem südlichen Mittelmeerraum (TDNSM) im September ($r=0.37$) und SST-Alboran (SST-ALM) ($r=-0.31$) und dem Roten Meer (SST-RM) ($r=-0.40$).

Der Zusammenhang zwischen den Telekonnektionen des Arabischen Golfs SST-AG ($r=-0.33$), Arctic Oszillation AO ($r=0.38$) und North Atlantic Oscillation (NAO) nach CPC ($r=0.43$) im Sommermittelwert und des Niederschlags im Herbst in der Region C erreicht die 95 %-Signifikanzgrenze. Für die einzelnen Monate werden für die AO im Juli ($r=0.42$), NAO nach CPC im Juli ($r=0.51$), TDNSM im August ($r=-0.33$), SST-LM ($r=0.39$), SST-AG ($r=-0.36$) und MOI im August ($r=-0.31$) das Signifikanzniveau ebenfalls erreicht.

Während SST-AG im Sommermittelwert eine signifikante Korrelation von $r=-0.38$ für die Region D aufweist, zeigt die SST-AG nur im Juli einem signifikanten Wert von $r=-0.31$ auf. Weitere kennzeichnende Korrelationen findet man nur auf Basis einzelner Monate in der Region D, wo z. B. der SOI im Juni und Juli ($r=ca. -0.38$), SST-Alboran und SST-RM im Juli mit dem Niederschlag im Herbst korreliert.

Die Korrelationskoeffizienten betragen zwischen dem Golf von Aden (SST-GA), SST-AG und dem herbstlichen Niederschlag $r=ca. -0.33$ und zwischen NAO nach CPC und dem herbstlichen Niederschlag $r=0.44$. Die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Niederschlag im Herbst und der Meeresoberflächentemperatur in den einzelnen Monaten z. B. (SST-GA, SST-AG, SST-RM, SST-LM (Levantisches Meer) im Juli und SST-GA im Juni in der Region E (vgl. Tab. B2 im Anhang) zeigen eine signifikante Korrelation und betragen zwischen $r=-0.31$ bis -0.39 . Eine weitere bedeutsame Verbindung findet man mit AO im Juli ($r=0.40$), NAO nach CPC im Juni und Juli ($r=0.36$ und $r=0.42$), SOI im August ($r=-0.34$).

Zum Winterniederschlag zeigen die Telekonnektionindizes eine starke Verbindung zum der Herbstniederschlag. Für Region A scheint bei Winterniederschlag eine signifikante Korrelation mit EA ($r=-0.36$) im Herbstmittelwert vorzuliegen. Auf der Basis einzelner Monate scheint ein signifikanter negativer Zusammenhang mit SST-

LM ($r=-0.35$) im September und EMP im Oktober zu bestehen. Im Gegensatz dazu findet man einen positiven Zusammenhang mit NAO nach Jones, EA, SST-LIM im September und SH im Oktober (für alle Indizes $r=ca.0.34$).

Der Zusammenhang zwischen den Telekonnektionsindizes TDNSM ($r=0.34$), SST-RM ($r=-0.41$) und SST ($r=-0.32$) im Herbstmittelwert und den Niederschlag im Winter in der Region B erreicht die 95 %-Signifikanzgrenze. Während signifikante positive Korrelationen auf der Basis einzelner Monate mit NAO nach Jones im September und sibirischen Hochdruck (SH) im Oktober (für beide $r=0.43$) erzielt werden, zeigt sich eine signifikante negative Korrelation mit der Meeresoberflächentemperatur im Levante Meer, Ägäischem Meer (SST-ÄM) und Rotem Meer ($r=-0.37$; $r=-0.34$ und $r=-0.42$).

Für den Winterniederschlag in Region C stellt sich eine stärkere Korrelation mit TDNSM ($r=0.53$) und der Meeresoberflächentemperatur in den Nebenmeeren des Mittelmeers ($r=0.32$) im Herbstmittelwert dar (siehe Tabelle 7.1). Betrachtet man nun die Tabelle des Korrelationskoeffizienten im (1961-2001) Intervall (Tabelle 7.2) ist festzustellen, dass das Gebiet des maximalen Zusammenhanges zwischen Niederschlag im Winter und EMP im November auftritt. Die Meeresoberflächentemperatur im Mittelmeer im Herbst spielt eine große Rolle für den Niederschlag in der Region C (vgl. Tab. 7.2). Die Meeresoberflächentemperaturen in den Nebenmeeren des Mittelmeers im Herbst, insbesondere in den Monaten September und November, haben einen signifikanten positiven Zusammenhang ($r=0.32$ bis $r=0.48$) zum Niederschlag in der Region C ausgebildet. Eine der Ursachen für die Variation des Niederschlages in der Region C ist der Feuchtigkeitstransport vom Meer ins Landesinnere. Auf diese Region ist auch ein positiver signifikanter Einfluss der NAO im September ($r=0.40$, SCA im November ($r=0.38$), Sibirischer Hochluftdruck (SHI) im Oktober ($r=0.4$) und TDNSM im Oktober ($r=0.42$) auf die Niederschläge im Winter feststellbar.

Bei der Verwendung des Telekonnektionindizes auf der Basis der Herbstmittelwerte zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang nur zwischen Temperaturgradient zwischen Nord-Süd Mittelmeerraum ($r=0.53$) und EMP ($r=-0.35$) und Niederschlag im Winter in der Region D. Der positive signifikante Zusammenhang zwischen Winterniederschlag und Telekonnektionindizes in dieser Region aufgrund einzelner Monate findet sich mit SCA im November ($r=0.35$), SHI im Oktober ($r=0.44$), TDNSM im Oktober und November ($r=ca.0.33$). Während sich ein negativer signifikanter Zusammenhang mit MCI im Oktober ($r=0.35$) und EMP ($r=-0.44$) ergibt.

Korreliert man den Niederschlag im Winter mit dem Herbstmittelwert und den einzelnen Monaten im Herbst in der Region E, wird dieser Unterschied sehr deutlich. Während die Telekonnektionindizes des 3-Monate Mittelwertes nur eine positive signifikante Korrelation von $r=0.38$ mit TEM im Herbst aufweisen, präsentiert sich aufgrund einzelner Monate eine positive signifikante Korrelationen mit NAO nach Jones im September, EA im September, SHI im Oktober und SST-Genua ($r=0.31$ bis

$r=0.37$). Signifikante negative Korrelation auf der Basis einzelner Monate gibt es auch mit AO, NAO nach CPC, EMP im Oktober, SST- RM und SST-AG im September ($r=-0.31$ bis -0.44).

Tab. 7.1 und 7.2 zeigen eine geringere Anzahl der Telekonnektionsindizes, die sich signifikant auf den Frühlingsniederschlag auswirken, insbesondere in den Trockengebieten der Regionen A und B. Währenddessen wirken sich an der Levanteküste (Region C und D) die Telekonnektionsindizes relativ stark auf den Niederschlag im Vergleich zu Region A und B aus. Die Ursache für die Niederschlagsmengen im Frühling werden durch Konvektionsniederschläge aufgrund der starken Erwärmung und die vom Roten Meer und Mittelmeer kommenden Zyklonen verstärkt, die sich ausregnen. Bei Untersuchung der Telekonnektionsindizes auf Basis der 3-monatigen Mittelwerte in der Region A und B offenbart sich keine signifikante Korrelation zwischen Telekonnektionindizes im Winter und Frühlingsniederschlag.

Beim Vergleichen der Telekonnektionsindizes der 3-monatigen Mittelwerte mit denen der einzelnen Monate wird anhand der Levante Region deutlich, dass die Telekonnektionindizes auf Basis einzelner Monate die Niederschlagsvariabilität besser erklären können. Aus diesem Grund werden im nächsten Abschnitt die Telekonnektionsindizes auf der Basis einzelner Monate verwendet, um den Niederschlag in der Levante vorhersagen.

Tab. 7.2: Überblick der signifikanten Korrelationen zwischen jahreszeitlichem Niederschlag (Herbst, Winter und Frühling) und den Telekonnektionsindizes mit zeitlicher Verschiebung auf der Basis einzelner Monate

Regionen	Herbst		Winter		Frühling	
	Indizes	Korrelation	Indizes	Korrelation	Indizes	Korrelation
A	SOI7	-0.515(**)	NAO-Jones9	0.333(*)		
	SOI8	-0.500(**)	EA9	0.359(*)		
	EMP8	-0.373(*)	SST-LM9	-0.351(*)		
	EA6	0.354(*)	SHI10	0.331(*)		
			SST-LIM9	0.344(*)		
			EMP10	-0.356(*)		
B	SOI6	-0.32(*)	NAO-Jones9	0.432(**)	EA12	-0.310(*)
	SOI7	-0.311(*)	SHI10	0.426(**)	SCA2	0.532(**)
	SOI8	-0.318(*)	SST-LM	-0.370(*)	SHI2	0.417(**)
	EA/WR6	0.31(*)	SST-AGM9	-0.339(*)		
	TDNSM9	0.371(*)	SST-RM9	-0.42(**)		
	SST-ALM6	-0.311(*)	SST-RM10	-0.39(*)		
	SST-RM8	-0.401(**)	SST-AG9	-0.4(**)		
C	AO7	0.415(**)	NAO-Jones9	0.398(*)	SCA2	0.455(**)
	NAO-cpc7	0.508(**)	SCA11	0.380(*)	SHI1	0.324(*)
	MOI8	-0.309	SHI10	0.404(**)	SHI2	0.446(**)
	TDNSM8	-0.331(*)	SST-ADM9	0.328(*)	SST-RM2	0.374(*)
	SST-LIM7	0.387(*)	SST-LIM9	0.361(*)		
	SST-AG7	-0.363(*)	SST-GS9	0.324(*)		
			SST-ADM10	0.321(*)		
			SST-LM11	0.318(*)		
			SST-ÄM11	0.439(**)		
			SST-IM11	0.312(*)		
			SST-SM11	0.479(**)		
			TDNSM10	0.422(**)		
D	SOI6	-0.390(*)	SCA11	0.347(*)	SCA2	0.435(**)
	SOI7	-0.378(*)	SHI10	0.442(**)	SHI1	0.318(*)
	SST-ALM7	-0.327(*)	MCI1	-0.358(*)	SHI2	0.381(*)
	SST-AG7	-0.324(*)	TDNSM10	0.317(*)	SST-RM1	0.318(*)
	SST-RM7	-0.305(*)	TDNSM11	0.338(*)	SSTRM2	0.345(*)
			EMP11	-0.442(**)		
			MCI11	-0.338(*)		
E	AO7	0.393(*)	NAOGI9	0.359(*)	SCA2	0.443(**)
	SOI7	-0.313(*)	EA9	0.326(*)	SHI2	0.344(*)
	NAO-CPC7	0.416(**)	AO10	-0.412(**)	SST-ALM1	-0.349(*)
	SOI8	-0.335(*)	NAO-CPC10	-0.444(**)	SST-ALM12	-0.360(*)
	SOI6	-0.310(*)	SHI10	0.374(*)	SST-ALM2	-0.328(*)
	SST-GA7	-0.310(*)	SST-LIM9	0.357(*)		
	SST-AG7	-0.389(*)	TDNSM9	0.358(*)		
	SST-RM7	-0.332(*)	EMP10	-0.314(*)		
	SST-GA6	-0.337(*)	SST-RM9	-0.3(*)		
	SST-LM7	-0.308(*)	SST-AG9	-0.31(*)		
	NAO-CPC6	0.359(*)				

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

7.2 Saisonalen Niederschlagsvorhersagen für die Levante

7.2.1 Niederschlagsvorhersagen für den Herbst

Niederschläge im Herbst sind von großer Bedeutung, weil die Jahreszeit direkt mit den Niederschlägen beginnt. In der Levante hängt die Landwirtschaft verhältnismäßig stark von Regenfällen ab. Niederschlagsprognosen sollen einige Monate im Voraus gegeben werden. Es ist klar, dass es mit zuverlässigen Prognosen gute Möglichkeiten für die Entwicklung von Strategien zur Reduzierung der verheerenden Auswirkungen von Dürren geben könnte. Je nach Dürreverlauf könnten somit zunächst die Pflanzen angebaut werden, die weniger Wasser zum Wachstum benötigen. Ein intelligentes System im Bereich des Wassermanagements ist von entscheidender Bedeutung, um ein produktives Leben zu ermöglichen und auch die natürlichen Lebensgrundlagen erhalten zu können.

Tab. 7.3: Zusammenfassung der Ergebnisse der Varianzanalyse der Telekonnektion-Based Regression Modelle für die Vorhersage Winterniederschlag in den Levanteregionen, 1961-1995

Region	Model	R ²	Standardfehler des Schätzers (SPI)	Durbin-Watson	Sig
A	SST-AG 7, SOI8, SST-RM, QBO8, EA6, SST-GS7, SST-LM8	0.66	0.64	1.76	0.00
B	SST-AG, POL7, QBO6, SST-TM8, SST-RM8	0.63	0.57	1.80	0.00
C	SST-LIM7, NAO-CPC7, SST-AG7, POL6, QBO8	0.64	0.58	2.10	0.00
D	SOI8, MCI7, SST-TM8, NAO-CPC7, SST-AG 8	0.50	0.75	1.90	0.00
E	SST-AG7, AO7, SO6, POL6, SO7	0.67	0.61	2.06	0.00

Als Maß für die Erklärungskraft der SPI-SON in den Levanteregionen dient der Anteil der in den Regressionen durch die unabhängigen Variablen (Telekonnektionsindizes) erklärten Varianz der abhängigen Variablen. In Tabelle 7.3 sind die erklärten Varianzen aller dargestellten Regressionsmodelle zusammengefasst. Das Bestimmtheitsmaß ist unter der Bezeichnung R² aufgeführt: R² = 0.50 bis 0.67; der durch das Regressionsmodell erklärte Varianzanteil beträgt also zwischen 50 und 67 %. Die Regressionsgleichung ist also generell als Prognosemodell verwendbar. Wegen der hohen Signifikanz von F (Sig = 0) wird die Nullhypothese abgelehnt, der Einfluss der Variablen ist statistisch bedeutsam für alle Regionen. Bei der Prüfung der Residuen der Regressionsgleichungen wird ein Bereich zwischen 1.76 und 2.10 definiert, innerhalb dessen keine Autokorrelation angenommen wird.

Das erste Modell für Region A enthält SST- Arabischer Golf im Juli, SOI im August, SST-Rotes Meer im August, QBO im August, EA im Juni, Sidre Golf (SST-SG) im Juli und Temperaturwerte in der Levante im August als unabhängige Variablen, für welche die Zeitreihenmodellierung Anpassungsstatistiken bietet. Ein Wert von R²=0.58 (58 %) und ein Standardschätzfehler von SPI=0.64 bedeutet, dass das Modell für die Erklärung der beobachteten Variation in der Datenreihe ziemlich gut geeignet ist. Das Modell kann in hinreichender Art und Weise extreme Werte vorhersagen (Abb. 7.1)

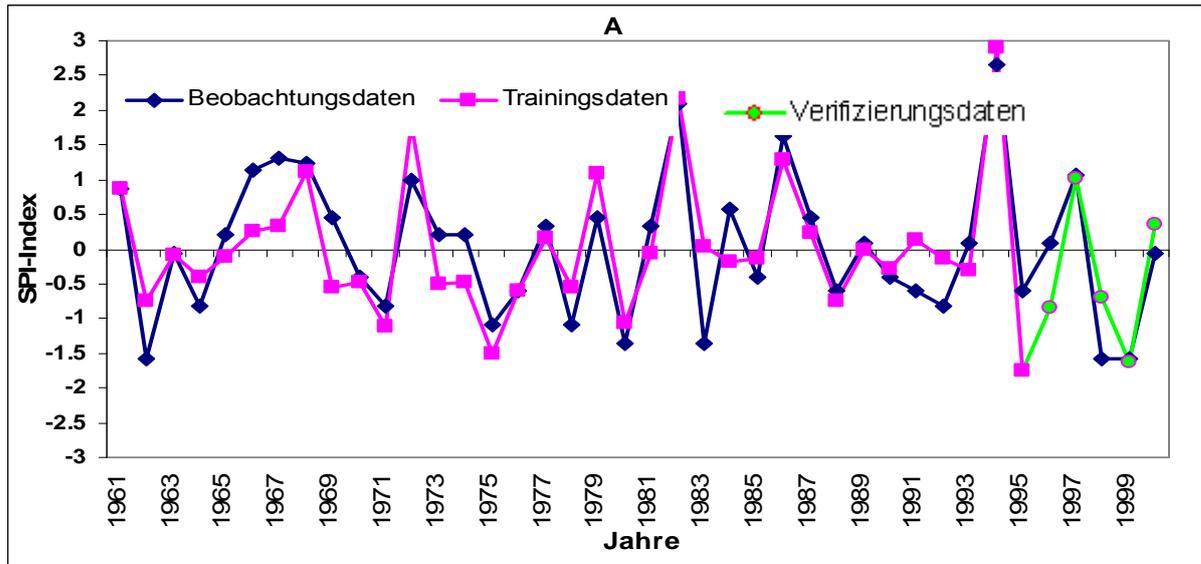


Abb. 7.1: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2000) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2000) für die Region A im Herbst

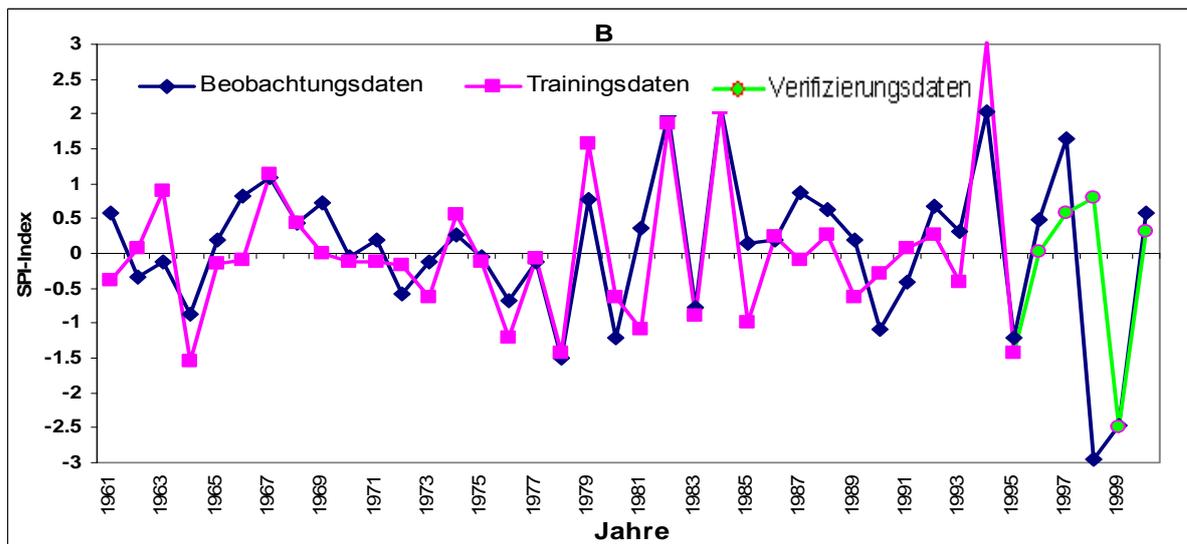


Abb. 7.2: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2000) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2000) für die Region B im Herbst

Die schrittweise Regressionsanalyse hat offenbar fünf unabhängige Variablen in Region B ermittelt, die für die Vorhersage sinnvoll sind und hinsichtlich der verschiedenen Einflüsse betrachtet. Hierbei zeigen sich für die Wertereihen SST-Arabischer Golf im August, POL im Juli, QBO im Juli, SST-Tyrrhenisches Meer (SST-TM) im August, SST-Rotes Meer im August verschiedene Varianzen. Die Regressionsanalyse in Region B schätzt die Werte der abhängigen Variablen ähnlich der in Region A auf Werte von 63 %, aber der Fehler der Schätzung für die mittleren Residuen fällt geringer aus. Beim Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2000) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) zeigt sich, dass durch das Modell die extreme Trockenheit und Feuchtigkeit gut erklärt werden können (Abb. 7.2).

In der Region C ist die Anzahl der unabhängigen Variablen gleich denen in Region B. Hierbei findet man die SST-Ligurisches Meer (SST-LIM) im Juli, NAO nach CPC im Juli, SST-Arabischer Golf im August, POL im Juni und QBO im August als unabhängige Variablen. Die erklärte Varianz ist hier, wie auch in Region B, mit Werten von 64 % und dem Standardschätzfehler mit $SPI=0.58$ relativ klein. Auch in dieser Region erklärt das Modell die Extremwerte hinreichend (Abb. 7.3).

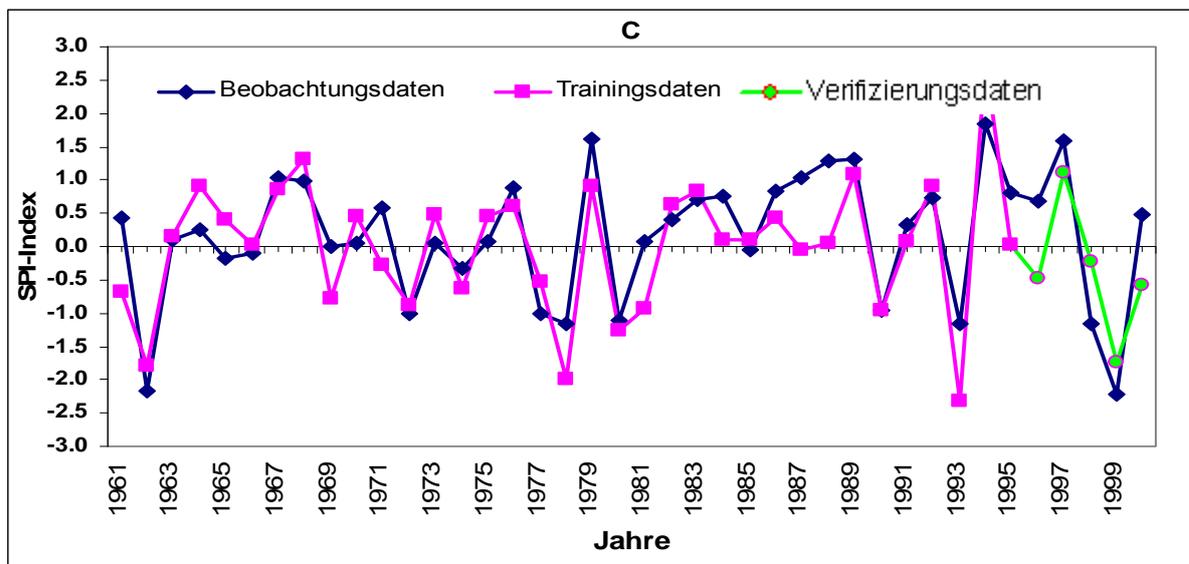


Abb. 7.3: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2000) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2000) für die Region C im Herbst

Die vorgestellten Variablen in Region D könnten ca. 50 % der Veränderungen des Niederschlags betragen, was durch den Koeffizienten der Determination R^2 zu bestimmen ist (Tab. 3.25). Der Fehler der Schätzung ist mit $SPI=0.75$ relativ groß, was bedeutet, dass die unabhängigen Variablen (SOI im August, MCI im Juli, SST-Tyrrhenisches Meer im August, NAO nach CPC im Juli, SST-Arabischer Golf im August) sogar gemeinsam keinen hohen Einfluss auf die abhängige Variable haben, welche in diesem Fall der SPI-Index ist. Somit kann das Modell für diese Konstellation Extremwerte nicht immer erklären (Abb. 7.4)

In Region E werden SST-Arabischer Golf im Juni, SOI im Juni und Juli AO im Juli, POL im Juni als wichtige unabhängige Variablen angezeigt. Das Modell erklärt 67 % der Varianz des Niederschlags (hier des SPI-Indizes). Der Standardschätzfehler zeigt $SPI=0.61$. Dies bedeutet, dass das Modell für die Erklärung der beobachteten Variation in der Datenreihe gut geeignet ist, wobei anhand des Modells die extremen Werte nicht immer beobachtet werden können (Abb. 7.5).

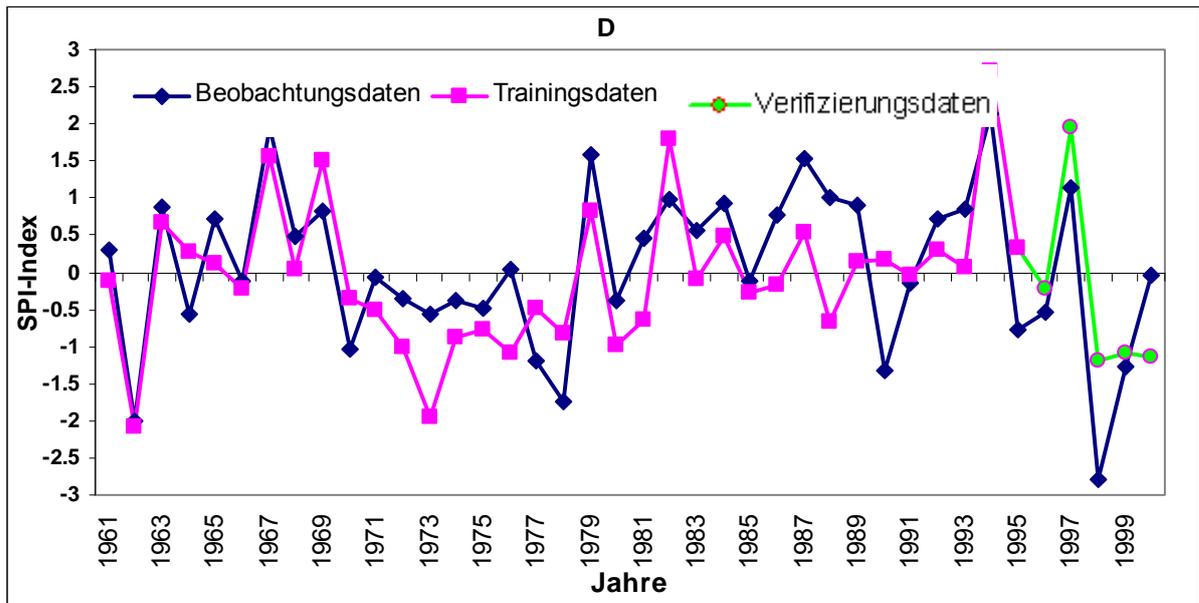


Abb. 7.4: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2000) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2000) für die Region D im Herbst

Zusammenfassend kann man damit feststellen, dass Meeresoberflächentemperaturen im Arabischen Golf, Mittelmeer und Rotem Meer die meisten signifikanten Effekte auf den Niederschlag bzw. die SPI-Indizes in den Levante-regionen ausüben. Es kommt den Meeresoberflächentemperaturen im Sommer eine besondere Bedeutung für Niederschläge im Herbst zu. Bekannt sind der Einfluss von Wasserdampftransport, atmosphärischer Zirkulationssysteme und der Einfluss der Zugbahnen der Zyklonen.

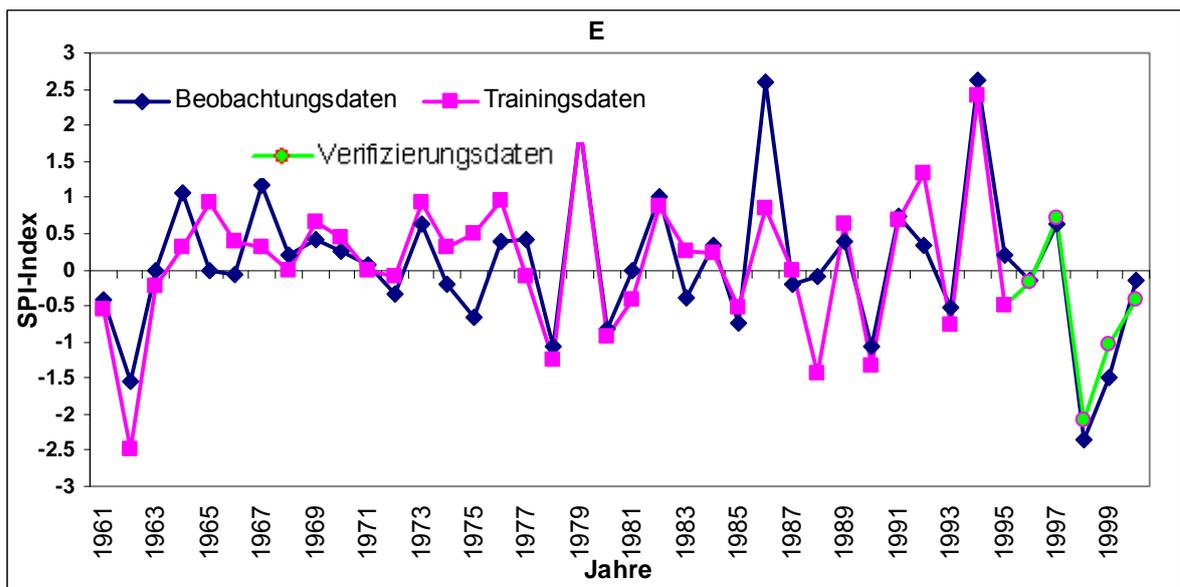


Abb. 7.5: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2000) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2000) für die Region E im Herbst

Ein hoher Determinationskoeffizient bedeutet zwar eine große Varianzaufklärung durch die Variablen, allerdings muss damit keineswegs eine höhere Prognose-sicherheit verbunden sein, da sich das Ergebnis nur nach dem Beobachtungszeitraum richtet und der tatsächliche Verlauf ein ganz anderer sein kann. Dennoch ist er zur Interpretation für die Tauglichkeit der neu entstandenen Variablen sehr hilfreich. Unerlässlich für die dauerhafte Überwachung der Prognosequalität ist eine exakte und ausführliche Verifikation aller Vorhersagen. Nur damit ist es möglich zu erkennen, ob eine Vorhersagemethode tatsächlich brauchbare Resultate liefert oder ob die Vorhersagen zufälliger Art sind. An hiesiger Stelle sollen die Niederschlagsvorhersagen ohnehin mit größerer Vorsicht genossen werden und deshalb nur fünf Angaben über SPI-Klassen wie „normal“ (-0.99 bis 0.99) „trocken“(-1 bis -1.99), „extrem trocken“ (kleiner als -2), „nass“ (1 bis 1.99) und „extrem nass“(großer als 2) enthalten.

Tab. 7.4 zeigt den Vergleich von Beobachtungsdaten und Prognosendaten in der Region A und B im Herbst für den Zeitraum 1996-2000. Beim Vergleich zwischen Beobachtungsdaten und Prognosendaten für Region A zeigt sich, dass vier von fünf Herbstprognosen genau im Bereich der Beobachtungsdaten liegen. Nur im Jahr 1998 zeigen die Beobachtungsdaten "trocken" an, während die Prognosendaten als „normal“ eingestuft wurden (Tab. 7.4). Für Region B liegen drei Herbstprognosen von fünf im Rahmen der Beobachtungsdaten. Während die Beobachtungsdaten im Jahr 1997 als „nass“ und im Jahr 1998 als "extrem trocken" eingestuft sind, zeigen die Prognosendaten den Status „normal“ für beide Jahre. Die Fehleinschätzung für Region B für den als „normal“ prognostizierten Herbst 1998, der tatsächlich ein „extrem trockener“ Herbst war, ist besonders kritisch zu bewerten.

Die Beobachtungsdaten für Region C deuten darauf hin, dass die drei Herbstwerte im Bereich der Prognosendaten liegen (vgl. Tab 7.4). Gleichzeitig wird die Differenz zwischen den Beobachtungsdaten und Prognosendaten im Herbst 1998 und 1999 angezeigt (Tab. 7.4).Hier zeigen die Beobachtungsdaten „trocken“ im Herbst 1998 und „extrem trocken“ im Jahr 1999.Die Schätzung der statistischen Regression liegt im Herbst 1998 im Bereich „normal“ und im Herbst 1999 im Bereich „trocken“. Weiterhin ist zu erkennen, dass bei der Trendprognose (Vorhersage des Vorzeichens) ebenfalls gute Resultate erzielt wurden (Abb. 7.3).

Für die Region D liegen die Prognosendaten der Werte meist im trockenen Bereich. Die Differenz zwischen den Beobachtungsdaten und Prognosendaten besteht im Herbst 2000 (vgl. Tab. 7.4). Hier zeigen die Schätzungen der statistischen Regressionen „trocken“, während die Beobachtungsdaten als „normal“ eingestuft werden.

Tab. 7.4: Übersicht der vorhergesagten und eingetretenen Werte im Herbst zwischen 1996-2000 für die die Regionen A, B, C, D und E

Jahre	Region A		Region B		Region C		Region D		Region E	
	Prognostiziert	Eingetreten	Prognostiziert	Eingetreten	Prognostiziert	Eingetreten	Prognostiziert	Eingetreten	Prognostiziert	Eingetreten
1996	normal	normal	normal	normal	normal	normal	normal	normal	normal	normal
1997	nass	nass	normal	nass	nass	nass	nass	nass	normal	normal
1998	normal	trocken	normal	extrem trocken	normal	trocken	trocken	trocken	extreme trocken	extrem trocken
1999	trocken	trocken	extrem trocken	extrem trocken	trocken	sehr trocken	trocken	trocken	trocken	trocken
2000	normal	normal	normal	normal	normal	normal	trocken	trocken	normal	normal

Bei Region E klassifiziert die prognostizierte, genau wie die eingetretene Periode, innerhalb von drei Jahren einen extrem trockenen Herbst (1998) und einen trockenen Herbst (1999). Weiterhin ist in Abb.7.5 zu erkennen, dass bei der Trendprognose ebenfalls sehr gute Resultate erzielt werden konnten.

7.2.2 Niederschlagsvorhersagen im Winter

Die Datenanalyse basiert auf dem Zeitraum von 1961 bis 1996; das heißt, es werden Telekonnektionsdaten von September 1961 bis November 1996 in Beziehung zu dem 3-monatigen SPI (DJF) für 1961 bis 1996 als Testperiode berechnet. Folgende Telekonnektionsdaten für 1996 bis 2001 wurden für die Verifizierungsphase für Niederschlagsdaten (hier SPI-SON) verwendet:

Entsprechend der Eigenschaften der Telekonnektionsindizes und ihrer Einflüsse auf die Niederschlagsvariabilität wurden monatliche Niederschläge für den Zeitraum 1961-1995 und für Bezugszeiträume von 3 Monaten (September, Oktober und November) berechnet, während sich die SPI-Zeitreihe aus 3-monatigen Werten zusammensetzt. Die durch schrittweise Regression erklärten Varianzen für die verschiedenen Regionen, und bezüglich unterschiedlich eingegrenzter potenzieller Regressoren, sind in Tab. 7.5 aufgelistet. Mit der linearen, multiplen Regression wurde die Reduktion der erklärenden Variablen ermöglicht, die mit unterschiedlicher Intensität auf die Schwankungen und den Trend der Niederschlagsvariabilität (SPI) einwirken. Eine bedeutende Größe, welche die Regressionsanalyse liefert, ist der Determinationskoeffizient R^2 , der ein Maß für die Modellanpassung der Prognose darstellt und bestimmt, wie viel Prozent der Varianz der abhängigen Variable durch die 4-8 unabhängigen Variablen erklärt werden kann. Meistens ergeben sich bei den Winterprognosen Werte zwischen 52 und 71 Prozent und der p-Wert des F-Tests liegt sehr signifikant bei 0,000. Das heißt, dass der Einfluss der Variablen statistisch signifikant alle Regionen beeinflusst (vgl. Tab. 7.5).

Tab. 7.5: Zusammenfassung der Qualität zur Einschätzung (Training) der auf Telekonnektion basierenden Regressionsmodelle für die Vorhersage des Winterniederschlag in den Levanteregionen 1961/62 -1995/96

Region	Einflussvariablen	R^2	Standardfehler des Schätzers (SPI)	Durbin-Watson	Sig
A	NAO-Jones9, EMP10, SST-AG11, POL10, SST-SM	0.67	0.66	2.50	0.00
B	MCI11, SCA11, NAO-Jones9, MCI9, SST-LIM, SH10,	0.71	0.59	2.12	0.00
C	EMP11, NAO-Jones9, SH10, SH11	0.66	0.65	2.20	0.00
D	EMP11, SH10, MCI11, NAO9	0.57	0.72	2.10	0.00
E	NAO-CPC10, EMP10, TDNSM11, SST-AG9	0.52	0.80	2.25	0.00

Die schrittweise Regressionsanalyse führte beim SPI-DJF in der Region A (N =35) zu einem Modell mit drei Prädiktorvariablen. Die Variablen NAO im September, EMP im Oktober, SST-G11, POL im Oktober und SST-Schwarzes Meer (SST-SM) im November liefern einen korrigierten Determinationskoeffizienten von $R^2 = 0.67$ (67 %) und einen Standardschätzfehler von $SPI=0.66$. Aus Abb. 7.6 kann man schließen, dass das Modell extrem nass besser als extrem trocken erklären kann (Abb. 7.6).

Die vorgestellten Variablen in Region B könnten ca. 71 % der Varianz des SPI erklären (Tab. 7.5). Der p-Wert beim F-Test ist sehr signifikant 0,000. Das bedeutet, dass die unabhängigen Variablen (MCI im November, SCA im November, NAO im September, MCI im September, SST-Ligurisches Meer im November, SH im Oktober) gemeinsam einen hohen Einfluss auf die abhängige Variable haben. Abb. 7.7 zeigt, dass das Modell zur Vorhersage extremer Trockenheit und Feuchtigkeit gut geeignet ist

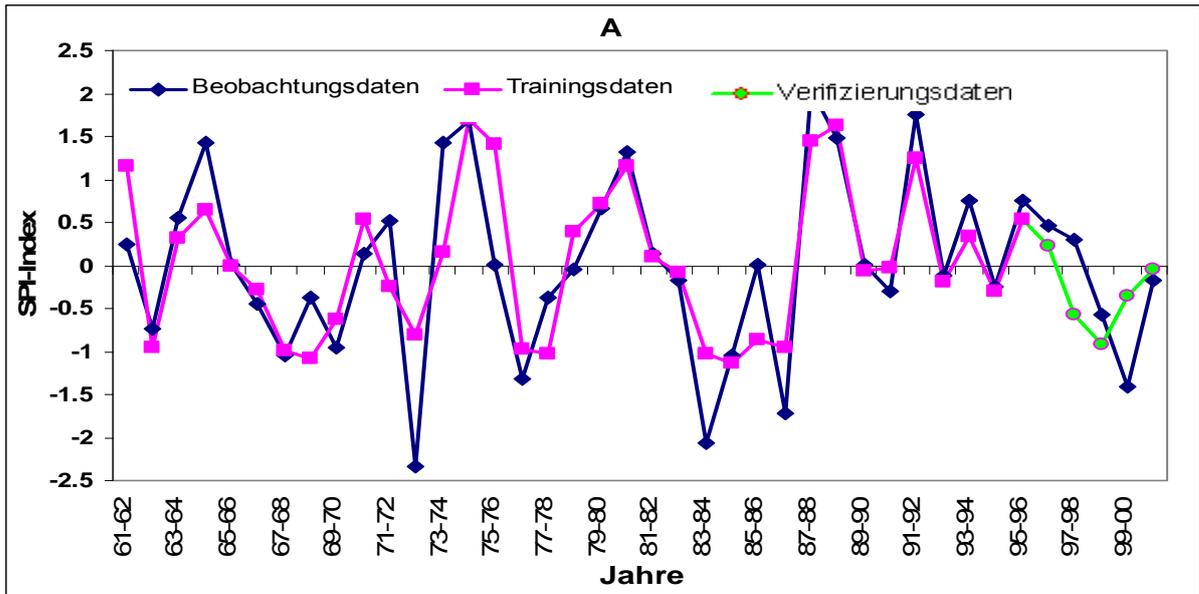


Abb. 7.6: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region A

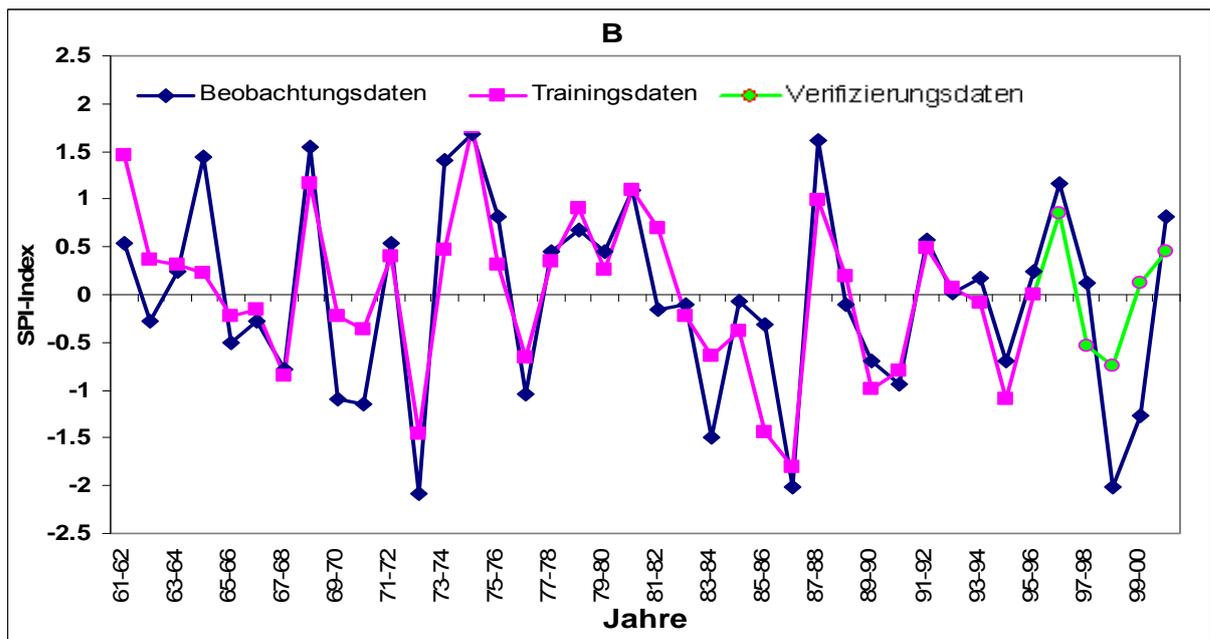


Abb. 7.7: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region B

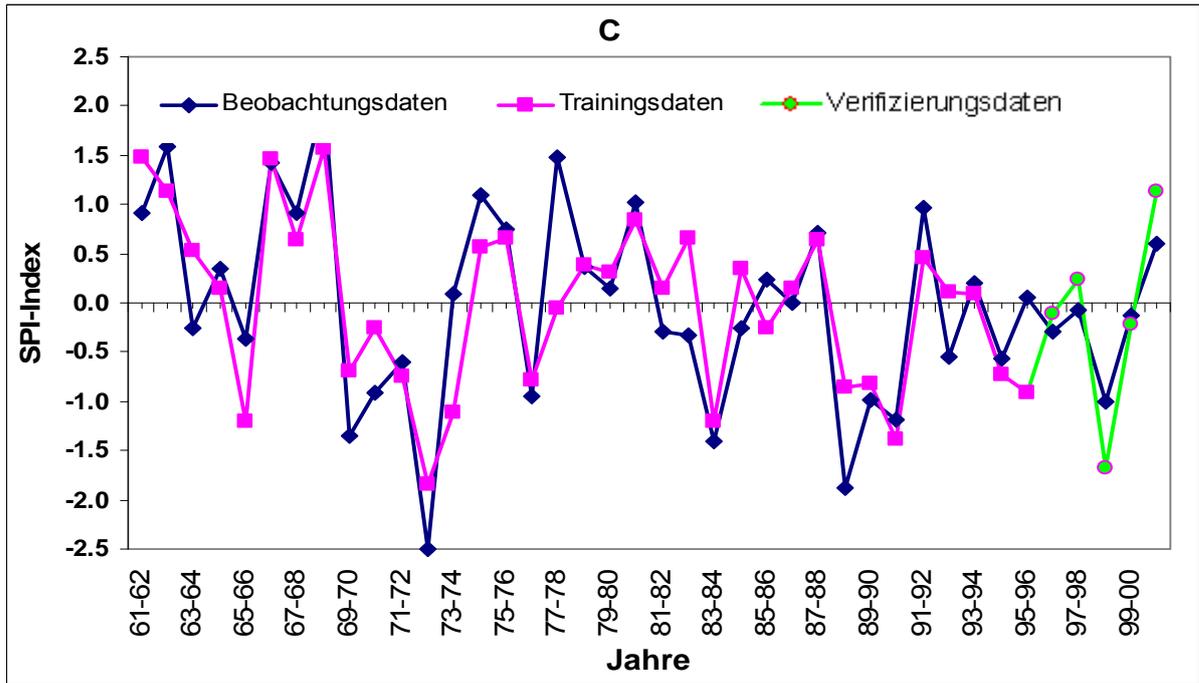


Abb. 7.8: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region C

Die schrittweise Regressionsanalyse hat vier unabhängigen Variablen in Region C ermittelt, die für die Vorhersage sinnvoll sind. Hierbei zeigt sich, dass NAO im September, EMP und sibirisches Hoch im Oktober und November einen starken Einfluss ausüben. Ein Wert von $R^2=0.65$ bedeutet, dass das Modell für die Erklärung der beobachteten Variation in der Datenreihe gut geeignet ist. Weiterhin wird deutlich, dass das Modell die extremen Werte gut erklären kann (Abb. 7.8)

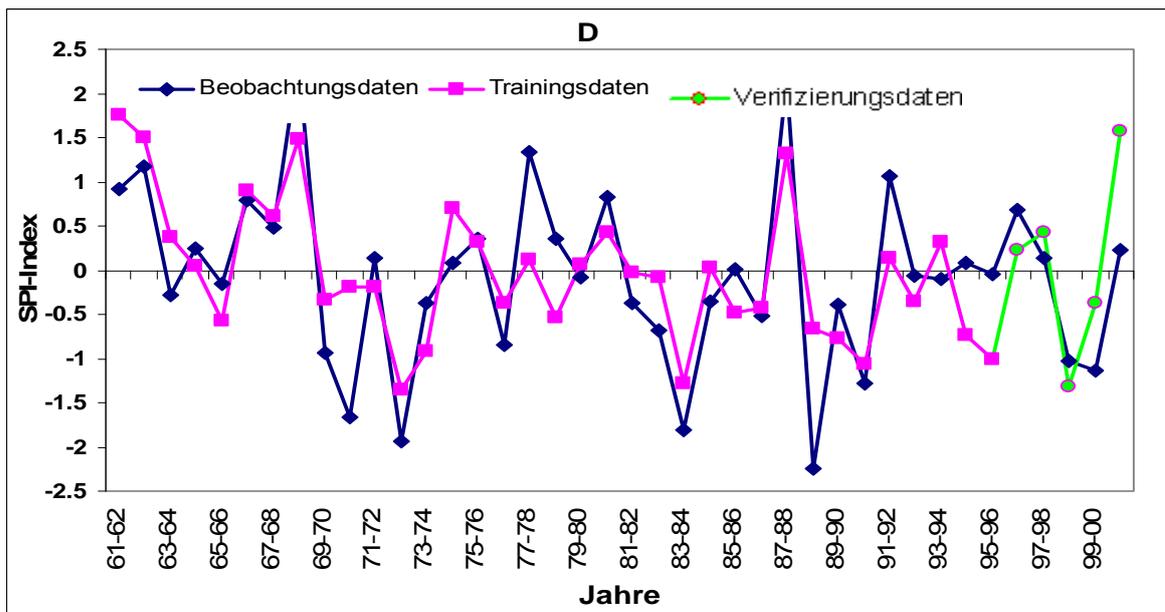


Abb. 7.9: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region D

Man sieht in Region D, dass sowohl die EMP-Werte im November, die SHI-Werte im Oktober, die MCI-Werte im November, als auch die NAO-Werte im September einen signifikant positiven Einfluss haben. D.h. der P-Wert aus Tabelle 3.2 deutet darauf hin, dass die Regressoren einen wichtigen Beitrag zur Erklärung des Modells liefern. Das R^2 gibt darüber hinaus an, dass 57 % der Variation des SPI durch das Modell erklärt werden. Der Standardschätzfehler fällt mit $SPI=0.72$ größer aus als in der zuvor untersuchten Region C. In Abb. 7.9 wird deutlich, dass das Modell die Extreme nicht immer gut erklären kann.

Die Regressionsanalyse für Region E schätzt die Werte der abhängigen Variable als geringer ein als in den Regionen A, B und C, d.h. der Fehler der Schätzung, die mittleren Residuen, fällt größer aus. Die unabhängigen Variablen in Tab. 7.5 erzeugen weniger Varianz, d.h. das R^2 fällt hier mit 0.57 geringer aus. Der Standardfehler der Schätzung beträgt $SPI=0.80$. Weiterhin lässt sich erkennen, dass durch das Modell die extremen Werte in Region E besser und ausführlicher erklärt werden können als in Region D (Abb. 7.9 und 7.10). Dennoch ist R^2 in der Region E kleiner als in der Region D. Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Parameter sibirischer Hochdruck, EMP, NAO und nachgeordnet die Meeresoberflächentemperatur die Hauptfaktoren sind, welche die Niederschläge im Winter in den Levanteregionen beeinflussen.

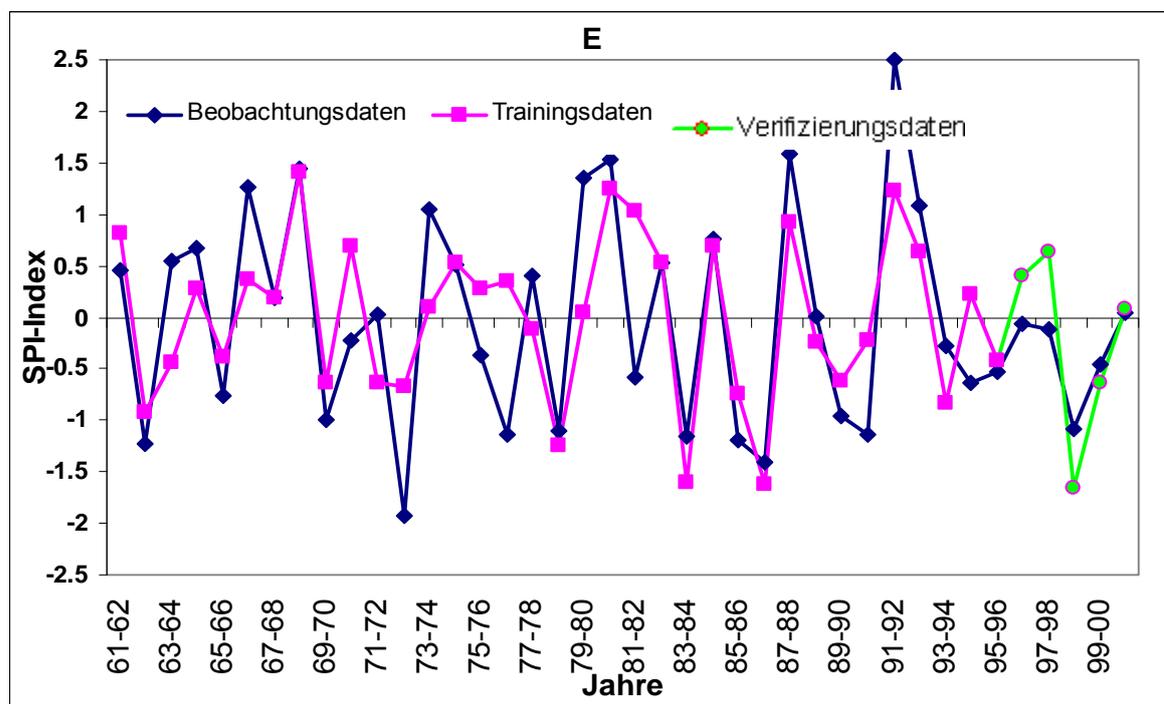


Abb. 7.10: Vergleich der Beobachtungsdaten (Zeitraum: 1961-2001) mit den Trainingsdaten (Zeitraum: 1961-1995) und den vorhergesagten Werten (Zeitraum: 1996-2001) für die Region E

In Tab. 7.6 ist ersichtlich, dass bei allen fünf Winterprognosen in der Region A der SPI-Wert im Normalbereich liegt. Die Beobachtungsdaten deuten darauf hin, dass die vier Winter normal verliefen und nur der Winter 1999-2000 als trocken zu bezeichnen ist. Weiterhin ist zu erkennen, dass bei der Trendprognose (Vorhersage

Tab. 7.6: Übersicht der vorhergesagten und eingetretenen Werte im Herbst zwischen 1996/1997-2000/2001 für die Regionen A, B, C, D und E

Jahre	Region A		Region B		Region C		Region D		Region E	
	Prognostiziert	Eingetreten								
1996-1997	normal	normal	normal	nass	normal	normal	normal	Normal	Normal	Normal
1997-1998	normal	normal								
1998-1999	normal	normal	trocken	trocken	trocken	trocken	trocken	Trocken	Trocken	Trocken
1999-2000	normal	trocken	normal	trocken	normal	normal	Normal	Trocken	Normal	Normal
2000-2001	normal	normal	nass	normal	normal	normal	Nass	Normal	Normal	Normal

des Vorzeichens) ebenfalls gute Resultate erzielt wurden. Für Region B werden durchgängig „normale“ Winter berechnet, während die Beobachtungsdaten nur zwei Winter als „normal“, zwei Winter als „trocken“ und einen Winter als „nass“ klassifizieren.

Die Beobachtungsdaten von Region C, die fünf Jahre abdecken, gelten für vier Winter als normal, während Winter 1998/1999 als trocken eingeordnet wurde. Der geschätzte winterliche Niederschlag (SPI) liegt in drei von fünf Fällen im Normalbereich. Der Winter 1998/1999 gilt, wie prognostiziert, als „trocken“ und 2000/2001 wird als „nass“ eingestuft, d.h. das Modell kann die extreme Werte prognostizieren, insbesondere Trockenperioden. Weiterhin ist in Abb. 7.8 zu erkennen, dass bei der Trendprognose (Vorhersage des Vorzeichens) ebenfalls relativ gute Resultate erzielt wurden.

Der geschätzte winterliche SPI in der Region D, wie auch in Region C liegt bei drei von fünf im Bereich „normal“. Der Winter 1998/1999 wird, wie in den Beobachtungsdaten, als „trocken“ eingestuft. 2000/2001 hingegen als „nass“. Die Beobachtungsdaten zeigen drei Winter als normal (1996/1997-1997/1998-2000/2001) und zwei Winter (1998/1999-1999/2000) als trocken an. Das Modell kann man somit als verhältnismäßig gut beurteilen. Bei Region E zeigt die prognostizierte, genau wie die eingetretene Periode, vier Jahre als „normal“ und ein Jahr als „trocken“ (1999-2000) an. Weiterhin ist in Abb.7.10 zu erkennen, dass bei der Trendprognose ebenfalls sehr gute Resultate erzielt wurden.

7.3.3 Niederschlagsvorhersagen im Frühling

Der Erfolg im Landbau war stets eng an die Witterung gebunden, oder anders ausgedrückt, das Wetter bildete immer einen integralen Bestandteil der Landwirtschaft. Die Auswirkungen von langen Trockenperioden im Frühling auf die Ernte im darauffolgenden Winter in ebener Landschaft und den Futterbau in der Ostlevante (Badia) sind bestens bekannt. Die Niederschlagsvorhersagen sind im Frühling wichtig, um geeigneten Maßnahmen zu entwickeln und Dürrepolitiken für eine Wasserressourcenverwaltung voranzubringen.

In Tab. 7.7 sind die erklärten Varianzen dargestellter Regressionsmodelle zusammengefasst. Die Telekonnektionen erklären in einem multiplen Regressionsmodell für den Saisonabschnitt März-Mai zusammen nur zwischen 14 bis 35 % der Varianz des Niederschlags in allen Regionen. Die Niederschläge im Frühling sind größtenteils konvektive Niederschläge (Schauer und Gewitter) (Mousa 1976), wodurch keine guten saisonalen Vorhersagen möglich sind.

Tab. 7.7: Zusammenfassung der Qualität zur Einschätzung (Training) der auf Telekonnektion basierenden Regressionsmodelle für die Vorhersage des Frühlingniederschlag in den Levanteregionen 1961/62 -1995/96

Region	Einflussvariablen	R ²	Standardfehler des Schätzers (SPI)	Durbin-Watson	Sig
A	SCA2	0.14	0.92	1.9	0.02
B	SCA2, NAO12	0.35	0.85	2.2	0.00
C	SH2	0.24	0.88	1.9	0.002
D	SCA2	0.22	0.90	2.3	0.004
E	SCA2	0.20	0.87	1.8	0.006

8 Analysen der Zykloneigenschaften im Mittelmeerraum

8.1 Eigenschaften der Zyklonen im Mittelmeerraum

Der charakteristische Klimagang mit dem Wechsel von Winterregen und Sommer-trockenheit ist folgendermaßen zu erklären:

Das Klima des Mittelmeerraums ist abhängig von der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ). Die ITCZ wandert im Sommer weit nach Norden, wodurch der Mittelmeerraum in den Einflussbereich des subtropischen Hochdruckgürtels gerät, in dem absteigende Luftmassen zu Wolkenauflösung und folglich zu strahlungsreichem Wetter mit hohen Temperaturen und großer Trockenheit führen.

Mit dem Rückwandern der ITCZ zum Äquator im Winter breitet sich die Westwindzone über den Mittelmeerraum aus. Dadurch gewinnt das zyklonale Wettergeschehen zunehmend an Bedeutung. Die feuchtkalte, maritim-polare- bzw. trockenkalte, kontinental-polare Luft drängt die tropischen Luftmassen äquatorwärts zurück, wodurch die planetarische Frontalzone auf die zurückweichenden trockenen Passate trifft (Mousa 1990b). Es kommt zur Ausbildung der Polarfront, die im Mittelmeerraum als mediterrane Front bezeichnet wird. Im Kontaktbereich zwischen trockenkalten und warm-feuchten Luftmassen entstehen durch starke Luftwirbel mehr als die Hälfte der im Mittelmeerraum Regen bringenden eigenbürtigen (autochthonen) Zyklonen (z. B. Golf von Lion und Golf von Genua). Zusammen mit den fremdbürtigen (allochthonen) atlantischen Tiefdruckgebieten (9 % nach Barry und Chorley 1998), die an der Polarfront entstehen, ziehen diese mit der Westwinddrift in west-östlicher Richtung durch den Mittelmeerraum.

8.1.1 Zyklogenesehäufigkeit ERA-40

Dabei lässt sich die Prozepteinheit am Beispiel von 5 % auf folgende Weise veranschaulichen. Der betrachtete Mittelwert eines Winters (90 Tage) ergibt sich aus vier Zeitschritten pro Tag über einen Zeitraum von 90 Tagen. Folglich beträgt die Anzahl an Zeitschritten innerhalb eines Winters 360. Liegt nun der Wert 5 % pro 1000 km² vor, so besagt diese Häufigkeitsangabe, dass in 5 % der gesamten Zeitschritte Zyklonen in diesem Gebiet von 1000 x 1000 km auftraten. Dies entspricht einer Zahl von 18 Zyklonen. Die Größe der Zyklogenesehäufigkeit ist ein Maß für die Wahrscheinlichkeit, ein Tiefdruckgebiet in einem Bereich von 1000 km² anzutreffen.

In Abb. 8.3 ist die über den Zeitraum von 45 Herbstperioden gemittelte Zyklogenesehäufigkeit dargestellt. Die vorwiegenden Zyklogeneseregionen erstrecken sich über den Ostteil des Levantischen Meeres, über Zypern und den Golf von Atalya bis zur Levanteküste mit einer Häufigkeit von über 6 %. Eine weitere Zyklogeneseregion befindet sich über dem Schwarzen Meer mit einer Häufigkeit von 6 %. Die dritte Zyklogeneseregion liegt im Lee der Alpen im Bereich nördlich des Ligurischen Meeres (Golf von Genua) und im Mittelteil des Tyrrhenischen Meeres mit einer Häufigkeit über 5 % sowie über dem Nordadriatischen Meer mit einer Häufigkeit von 4 % zu verzeichnen. Erhöhte Werte sind ebenfalls in der Sahara im Lee des Atlasgebirges mit 4 % Häufigkeit festzustellen.

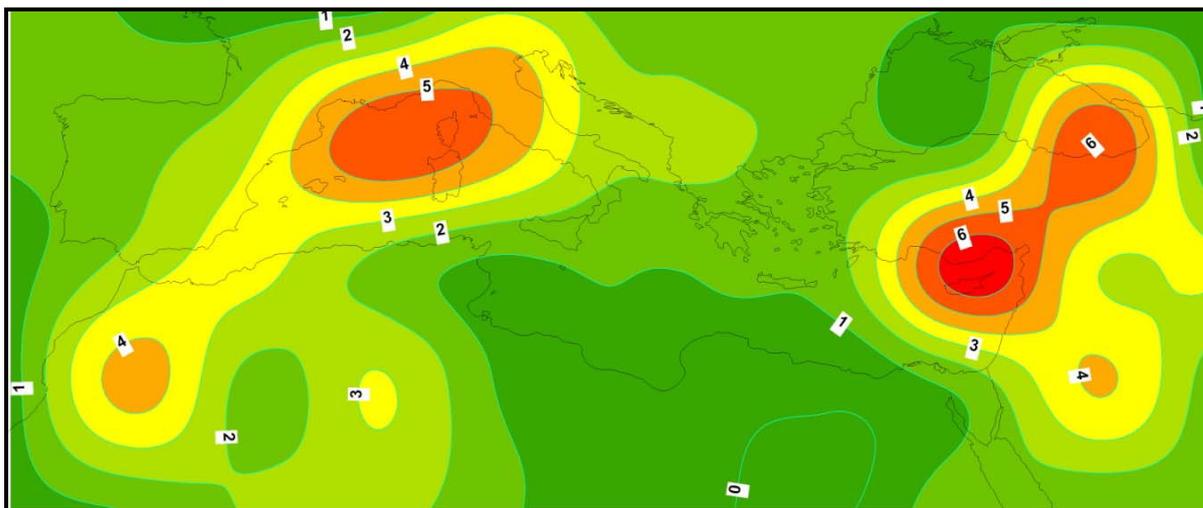


Abb. 8.1: Zyklogenesehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Herbst von 1957-2001

In Abb. 8.2. ist die über 45 Winter gemittelte Zyklogenesehäufigkeit dargestellt. Regionen hoher Zyklogenesehäufigkeit sind vor allem innerhalb des nördlichen Mittelmeerraumes zu finden. Maxima der Zyklogenesehäufigkeit mit Werten über 6 % wurden im Bereich des Golfs von Genua aufgenommen. Auch im Bereich des westlichen Mittelmeeres, über dem Ligurischen Meer mit dem Golf von Genua, dem Löwengolf (Golf von Lion) und dem Golf von Anatlyse befindet sich ein Gebiet hoher Zyklogenese. Die relativ hohe Frequenz an Zyklonen kann in erster Linie auf den Einfluss der umgebenden Orographie, auf die atmosphärische Strömung und der durch das Überströmen des Gebirges resultierenden zyklonalen Vorticity zurück geführt werden. Folglich kommt es zur Bildung von Tiefdruckgebieten im Lee der Gebirge (Schneiderei 2007). Ebenfalls eine erhöhte Zyklogenesehäufigkeit ist im Südmittelmeerraum im Gebiet der Sahara mit Häufigkeit über 1 % zu verzeichnen. Weiter ostwärts, über dem schwarzen Meer, schließt sich mit einer Häufigkeit von über 2 % eine weitere markante Region der Zyklogenese an.

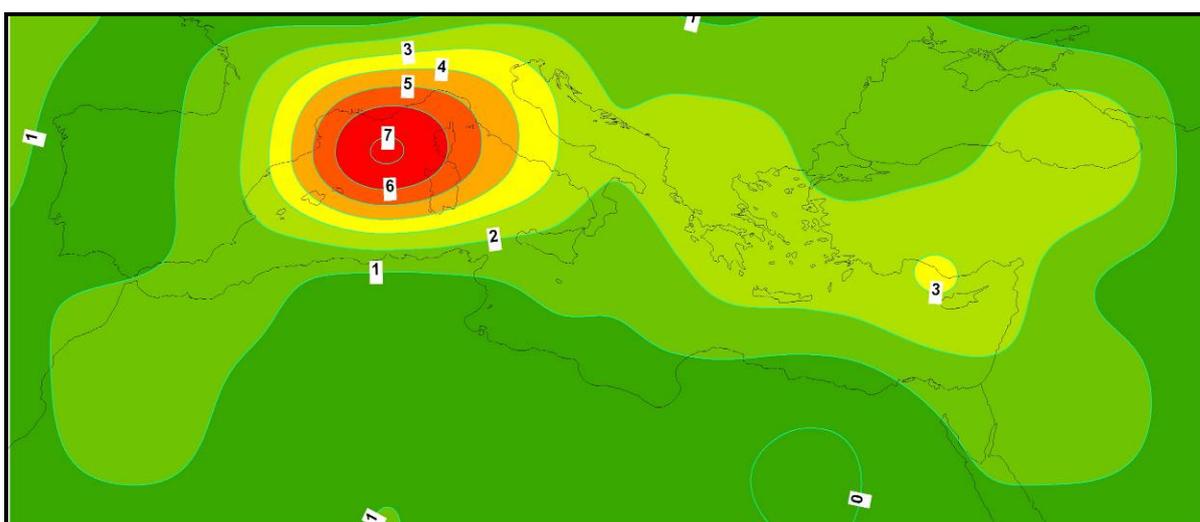


Abb. 8.2: Zyklogenesehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Wintern von 1957/1958-2001/2002

Die Abb. 8.3 zeigt die Zyklogenesehäufigkeit im Frühling für den gesamten Untersuchungszeitraum von 45 Frühlingen (1958-2002). Die höchste Zyklogenese-

häufigkeit findet man während des Frühlings im Lee des Atlasgebirges und an der Atlantikküste Nordafrikas mit einer Häufigkeit von 6 %. Dies ist auf die Position der Polarfront zurückzuführen, die nach Süden zieht. Ebenfalls eine hohe Wahrscheinlichkeit von Zyklonenbildung findet man im Golf von Genua und im Golf von Lion mit deutlich über 5 % liegenden Werten. Nördlich des ägäischen Meeres beträgt die Zyklonogenesehäufigkeit nur 3 %. Erhöhte Werte lassen sich darüber hinaus im östlichen Mittelmeerraum im Bereich Zyperns entlang der Leventeküste, im Bereich der Türkei und im Bereich des östlichen Schwarzen Meeres mit einer Häufigkeit von über 4 % beziffern.

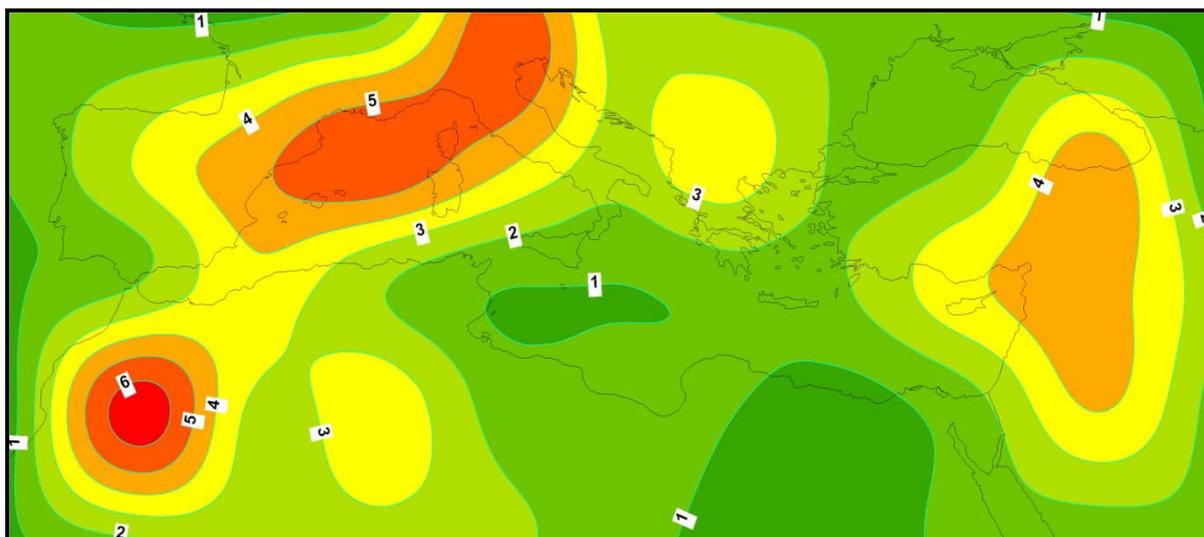


Abb. 8.3: Zyklonogenesehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Frühligen von 1958-2002

Der Durchgang von Zyklonen ist der wichtigste Kontrollindikator für die intensive Generation des Regen- und Feuchtigkeitstransportes im Mittelmeerraum. Tiefdruckregime können im Mittelmeerraum ganzjährig auftreten, auch wenn der Sommer im Vergleich zu den anderen drei Jahreszeiten verhältnismäßig weniger von diesen betroffen ist (Endlicher 2000). Der Mittelmeerraum ist eine favorisierte Region der Zyklonogenese, wobei aufgrund verschiedener Ursachen in einigen Bereichen mehr Zyklonen entstehen als in anderen. Zyklonogenese ist besonders wichtig für den Winterniederschlag im gesamten Mittelmeerraum, von der Iberischen Halbinsel (Trigo et al. 2000) im Westen bis hin zur Levante im Osten (Barry und Chorley 1998). Zyklonen können in Verbindung mit den Auswirkungen komplexer Topographie und dem Mittelmeer entstehen. Reliefhindernisse der Topographie lassen Zyklonen entstehen oder lenken ihren Verlauf ab. Das energiespeichernde Mittelmeer wirkt als große Wasseroberfläche verstärkend (Trigo 2000). Trigo et al. (2002) zeigten, dass die Zyklonogenese-Mechanismen für Winter, Sommer und Frühling unterschiedlich sind. Im Winter tritt die Zyklonogenese vornehmlich an der nördlichen Mittelmeerküste (Golf von Genua, Ägäis und Schwarzes Meer) im Zusammenhang mit der oberen Ebene synoptischer Tröge, der niedrigen Baroklinitätsebene und unter Einfluss der Orographie auf. Demgegenüber erfolgt die Zyklonogenese im Frühjahr und vor allem im Sommer aufgrund thermischer Effekte über der Landmasse (Iberische Halbinsel, Nordafrika und Naher Osten). In diesen Regionen weist die Zyklonogenese eine klare Abhängigkeit vom Zyklus der Tageswerte auf. Zudem wird die Zyklonogenese in der

Sahara im Frühjahr gleichfalls von der Orographie und durch den Anstieg des bodennahen Temperaturgradienten beeinflusst. Im folgenden Abschnitt wird die Zyklonogenese im Mittelmeerraum und in den angrenzenden Regionen dargestellt.

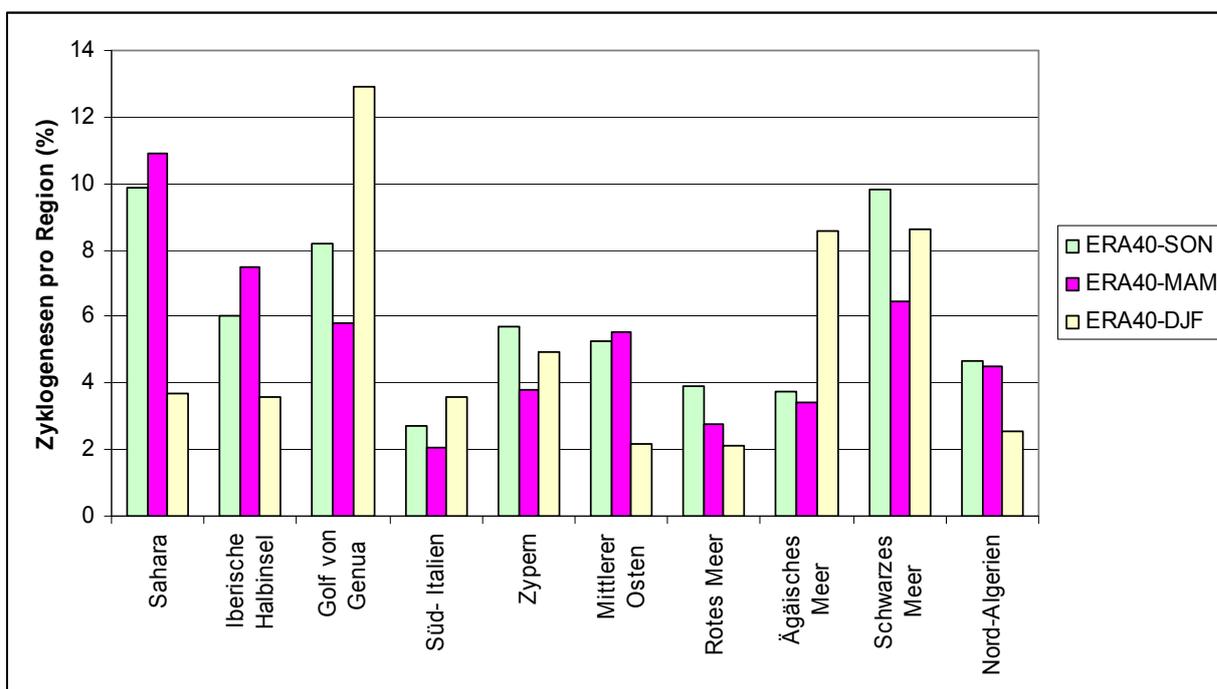


Abb. 8.4: Mittelwert der Zyklonogenese für verschiedene Regionen (in %) in den Jahreszeiten Herbst, Winter und Frühling während des Untersuchungszeitraumes (1957-2002)

Genua

Die Genua-Zyklonen entstehen meistens im Lee der Alpen (Buzzi und Tibaldi 1978, Trigo et al. 1999). Diese Zyklonogenese kann ganzjährig auftreten. Jedoch befindet sich die Region maximaler Zyklonogenese im Winter (12.5 % der Zylonen im Untersuchungsgebiet) weiter südlicher als im Frühling und Herbst. Die Menge der Kaltluft, die aus Nordosten in das Po-Tal einströmt, bestimmt, ob die Zyklonen in der Nähe des Golfs von Genua gebildet werden oder weiter östlich in der Nähe des Golfs von Venedig entstehen. Erreicht nur wenig oder keine Kaltluft aus dem Nordosten das Po-Tal, so findet die Zyklonogenese wahrscheinlich im Golf von Venedig statt. Andernfalls wird die Zyklonogenese üblicherweise westlich in der Nähe des Golfs von Genua entstehen (MO 1962).

Im Winter zeigt sich, dass die zyklonale Vorticity in der gesamten Troposphäre über dem Zentrum von Genua dominiert. Das Maximum der bodennahen Vorticity liegt bei 10°E. Dies ist auf den thermischen Kontrast zwischen Luft und Meer zurückzuführen (Reiter 1975). Ein starkes Vorticity-Maximum (300 hPa) bildet sich in der oberen Troposphäre, wenn die zyklonale Vorticity an der Leeseite durch die Vertiefung der oberen Niveaus gebildet und durch den Polarfront-Jet beeinflusst wird (Trigo et al. 2002, Tibaldi et al. 1980).

Im Frühling und im Herbst ähnelt die vertikale Struktur der Vorticity jener des Winters. Die maximale Vorticity in Bodennähe ist im Frühling im Vergleich zu den anderen Jahreszeiten schwächer. Im Herbst ist die Vorticity maximal intensiviert und

erreicht folglich hohe Werte im Winter. Die Analyse der Jahreszeiten im Golf von Genua zeigt, dass die höchste Zyklonegenesehäufigkeit durchschnittlich im Winter (13 %) und im Herbst (9 %) erreicht wird. Im Frühling ist mit einer Wahrscheinlichkeit von 5.7 % der niedrigste Wert zu beziffern (Abb. 8.4).

Sahara

Das Gebiet südlich des nordafrikanischen Atlasgebirges ist als zweitwichtigster Zyklonegeneseraum mit einer Summe von 11 % im Frühling zu charakterisieren. Zyklonen entwickeln sich in diesem Bereich als Leezyklonen innerhalb einer Nordwest- bis Nordost-Strömung. Zyklonen sind in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst häufig (Alpert und Ziv 1989). Der Temperaturgegensatz zwischen der allochthonen Kaltluft aus dem Norden, welche durch niedrige Wassertemperaturen nicht wesentlich erwärmt wird und der über dem nordafrikanischen Kontinent angeheizten Sahara-Luft (kontinental-tropisch), ist in diesen Jahreszeiten besonders groß (Endlicher 2001, Flocas et al. 2001). Sand und Staub aus der Sahara können durch Zyklonen über lange Entfernungen bis in den Süden Spaniens, Frankreichs, Italiens sowie bis in den Norden Libyens und Ägyptens äolisch transportiert werden (Moulin et al. 1998). Vergleicht man die Häufigkeit der Zyklonegenese in verschiedenen Regionen, so ist eine unterschiedliche Ausprägung innerhalb der Jahreszeiten (Winter, Frühling und Herbst) erkennbar. In der Sahara herrscht mit 3 % während des Winters im Gegensatz zum Frühling und Herbst eine relativ geringe Anhäufung. Der Frühling stellt mit 11 % die „Übergangsjahreszeit“ der Zyklonen im Mittelmeerraum dar.

Iberische Halbinsel

Der relativ hohe Temperaturunterschied zwischen Land und Meer begünstigt die Entstehung von thermischen Tiefs über der Iberischen Halbinsel ab dem späten Frühjahr und während des Sommers (Trigo et al. 1999). Tiefdruckregime können über der iberischen Halbinsel ganzjährig auftreten. Die höchste Zyklonegenesehäufigkeit ist vom Durchschnitt in den Frühling (11 %) zu datieren, gefolgt vom Herbst mit 9 %. Im Gegensatz dazu herrscht die geringste Zyklonegenesehäufigkeit während des Winters (3 %).

Süditalien

Nachweislich stellen die Wirkung des Meeres und die oberen Luftschichten auf dem 500hPa Niveau die wichtigsten Faktoren für das Auftreten der Zyklonen über dem Süden Italiens während des Winters dar. Eine wichtige Rolle spielen die Tröge in den oberen Luftschichten auf dem 500hPa Niveau, welche die Genese der Zyklonen im zentralen Mittelmeerraum auch auf niedrigem Niveau beeinflussen (Karein 1979, Prezerakos 1997, Michaelides 1999). Im Frühjahr und Herbst gleicht die vertikale Struktur der Vorticity sehr jener des Winters. Das Oberflächenmaximum wird entsprechend dem geringeren Land-See-Kontrast im Frühjahr abgeschwächt. Die Anzahl der auftretenden Zyklonen zwischen April und Mai bleibt dennoch hoch, da zusätzlich Zyklonen von der Sahara über Süditalien nordostwärts ziehen (Trigo et

al. 1999, Flocas 2001). Im Herbst gibt es eine geopotentielle Anomalie in der Nähe der Erdoberfläche. Die maximale Vorticity verstärkt sich in Bodennähe.

Zypern

Die lokale Depression über Zypern entwickelt sich im Lee des Taurusgebirges (Türkei) und über dem Golf von Antalya (vgl. Abb. 8.4). Diese Zyklonen können jahreszeitunabhängig und ganzjährig entstehen, wobei sie gewöhnlich von November bis April am intensivsten sind. Die Entwicklung eines Tiefs über Zypern wird vermutlich durch ähnliche Faktoren wie die Zyklonogenese im Golf von Genua begünstigt (MO 1962): (1) Dem thermischen Kontrast zwischen Land und Wasser, wobei im Winter in der Nähe der Oberfläche die maximale Vorticity über dem Golf von Antalya liegt auf Grund des hohen thermischen Kontrastes zwischen der trocken-kalten Luft und dem warmen Meer (Shay-El und Alpert 1991). (2) Interaktion zwischen der polaren Front des Jet Streams und des subtropischen Strahlstromes. (3) Den Auswirkungen der nördlichen Strömung über den Bergen der Türkei, welche die Aktivität der Zyklonogenese entlang der südlichen Hänge verbessern.

Zyklonen aus dem westlichen und zentralen Mittelmeer werden teilweise durch die Lee-Wirkung des Taurusgebirges in der Region um die Insel Zypern und durch den hohen thermischen Kontrast zwischen der trocken-kalten Luft und dem warmen Meer reaktiviert. Lokalisierte Temperaturkontraste und der regenerative thermische Prozess erfolgen im Winter, wenn das Mittelmeer nicht gleichmäßig erwärmt ist. Dies und der Einfluss der Stärkung der (östlichen) oder Schwächung der (westlichen) Telekonnektionen zusammen mit der Zirkulation der subtropischen und mittleren Breiten (z. B. der Nordatlantik Zirkulation und dem Jetstream) bedeuten, dass die Zyklonogenese in der Regel im Sommer schwächer ist (Alpert et al. 1990). Die Variation der Zyklonogenese über Zypern zeigt eine ausgeprägte Saisonalität, so dass sie zu allen Jahreszeiten ein relativ ähnliches Niveau aufweist. Es kommt jedoch im Frühling zu einer Abminderung um 3.9 %.

Ägäisches Meer

Es wurde nachgewiesen, dass die Wirkung des Meeres zusammen mit der Wirkung der oberen Luftschichten auf dem 500hPa Niveau die wichtigsten Faktoren für das Auftreten der Zyklonen über dem südlichen Italien im Winter sind (Flocas und Karacostas 1996, Flocas et al. 2001). Die meisten Zyklonen kommen durchschnittlich im Winter (10 %) und während des Herbstes (3,8 %) vor. Demgegenüber fallen nur 3,4 % der Zyklonogenesen in den Frühling (vgl. Abb. 8.4).

Schwarzes Meer

Die Genese von Zyklonen tritt im Osten des schwarzen Meeres ganzjährig auf (Trigo et al. 1999). Es kommt zu reichlichen Niederschlägen in West-Georgien. Westwinde verstärken sich insbesondere über Ost-Georgien. Abb. 8.4 verdeutlicht, dass es ganzjährig zur Entstehung von Zyklonen mit einem Maximum im Herbst (9.9 %) und einem Minimum im Frühling (6.5 %) kommt.

Rotes Meer

In den Übergangsjahreszeiten kann eine verstärkte Labilität der Luftschichtung auftreten, wenn sich hohe Bodentemperaturen und Höhenkaltluft in den Ausläufern der Westwinddrift überlagern. Belegbar ist, dass auch in bereits weiter vom Mittelmeer entfernten Gebieten heftige Zyklonen möglich sind (Endlicher 2000). Es ist jedoch zu konstatieren, dass der Frühling und der Herbst an den Küstengebieten die Jahreszeiten mit den kräftigsten Lokalzirkulationen sind. Der Temperaturgegensatz zwischen Wasser- und Landoberfläche differiert, folglich sind die lokalen Temperatur- und Luftdruckgegensätze besonders stark ausgeprägt. Ein lokales Beispiel sind die Randgebirge des Roten Meer Grabens, weil dort das vorherrschende Land-Seewind-System durch ein Berg-Talwind-System additiv ergänzt und verstärkt wird. Über dem Roten Meer herrscht im Vergleich zum Frühling und Herbst eine relative geringe Häufigkeit für eine winterliche Zyklonogenese (2 %). Die Maxima der Zyklonenhäufigkeit liegen im Herbst mit Werten um 4 %.

Mittlerer Osten

Maxima der Zyklonenhäufigkeit sind in den Sommer zu datieren. Dieses Faktum ist charakteristisch für den östlichen Mittelmeerraum und wird verstärkt, wenn sich das asiatische Hitzetief aus dem Südosten ausdehnt (Trigo et al. 1999, Barry und Chorley 1998). Im Herbst und im Frühling sind noch relativ hohe Eintrittswahrscheinlichkeiten (5 %) für Tiefdruckgebiete zu nennen. Summiert betrachtet kommt es im Winter nur zu einer geringeren Zyklonesehäufigkeit (2 %). Der asiatische Monsun bedingt ausschließlich im Sommer die Entstehung von Zyklonen im Nahen Osten. Folglich überwiegen trockene und heiße Luftmassen über dem östlichen Mittelmeerraum (Rodwell und Hoskins 1996).

8.1.2 Zyklonenhäufigkeit

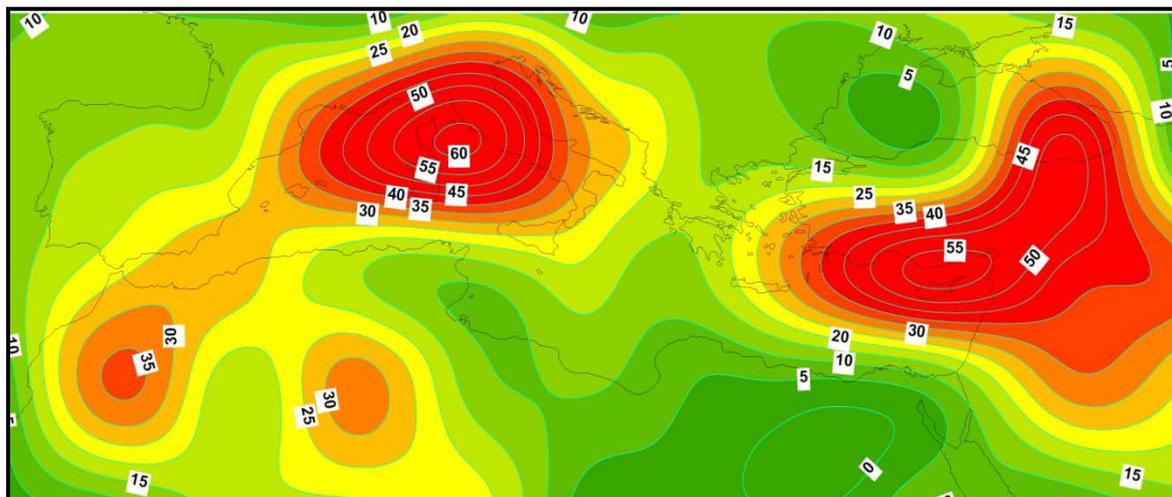


Abb. 8.5: Zyklonenhäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Herbst von 1957-2001

Abb. 8.5 stellt die Verteilung der gemittelten Zyklonenhäufigkeit im Herbst graphisch dar. Die größte Häufigkeit findet man über dem Ligurischen Meer, Italien und dem Adriatischen Meer. Ein Maximalwert von 60 % ist zwischen Korsika und der Küste Italiens zu entdecken. Deutlich über 50 % liegende Werte sind entlang der türkischen Küste, im Nord-Osten des Levantischen Meeres und über dem Schwarzen Meer zu verzeichnen. Erhöhte Werte lassen sich darüber hinaus ebenfalls im Lee des Atlasgebirges mit einer Häufigkeit von über 35 % messen.

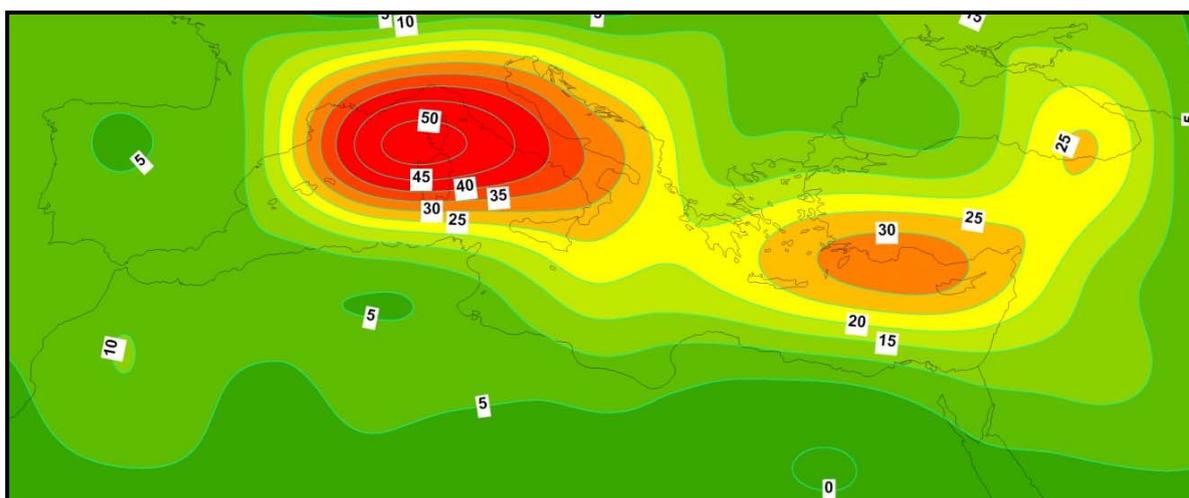


Abb. 8.6: Zyklonenhäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Wintern von 1957/1958-2001/2002

Abb. 8.6 zeigt die Zyklonenhäufigkeit für den gesamten Untersuchungs-zeitraum von 44 Wintern von 1957 bis 2001. Regionen hoher Zyklonenhäufigkeit erkennt man im Lee der Alpen im Bereich nördlich des Ligurischen Meeres über dem Golf von Genua, Golf von Lion, Golf von Anatlyse, dem Mittelteil des Tyrrhenischen Meeres mit einer Häufigkeit von über 45 %, über Italien und über dem Adriatischen Meer mit

einer Häufigkeit von 40 %. Ein weiteres Gebiet erhöhter Zyklonenhäufigkeit befindet sich im Bereich des östlichen Mittelmeeres mit einem Maximalwert (30 %) an der Küste von der Türkei, Zypern und über dem östlichen Schwarzen Meer.

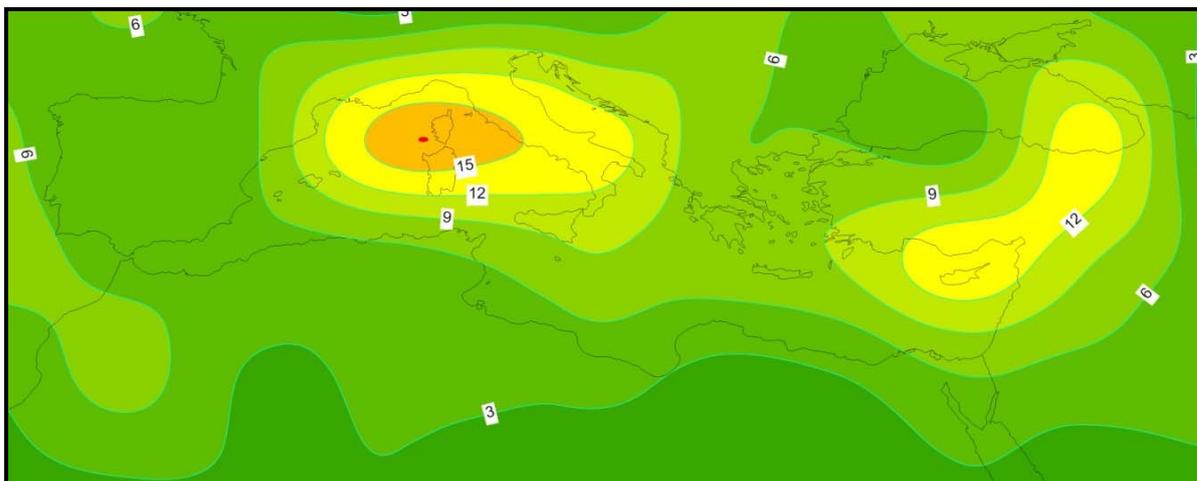


Abb. 8.7: Standardabweichung der winterlichen Zyklonenhäufigkeit für den gesamten Untersuchungszeitraum von mehr als 45 Wintern (1957/1958-2001/2002)

Die Standardabweichung der Zyklonenhäufigkeit im Winter ist in Abb. 8.7 dargestellt. Sie gilt als Maß der Streuung der Variable. In Regionen mit hoher Standardabweichung variiert die Anzahl der Zyklonen stark.

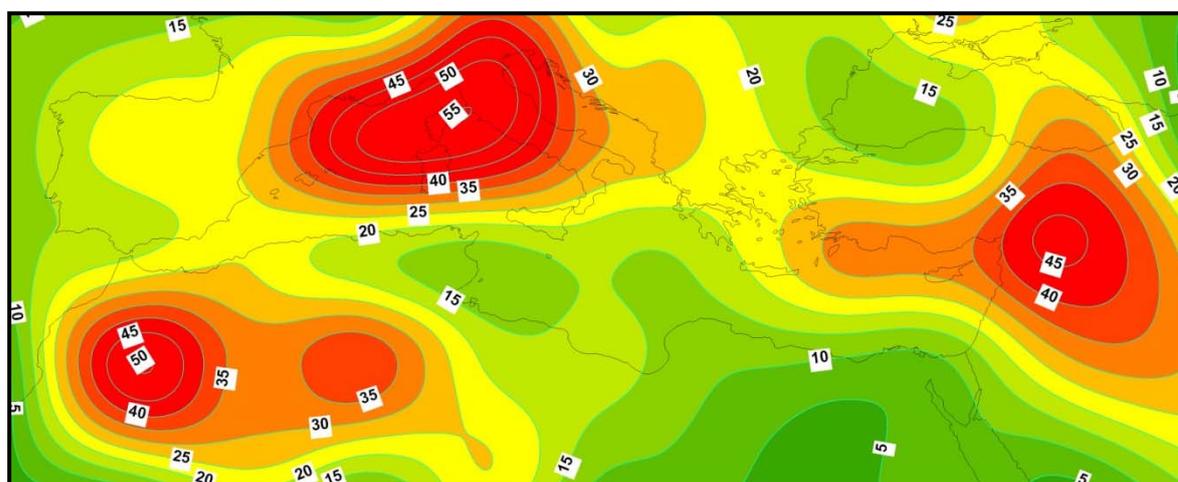


Abb. 8.8: Zyklonenhäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Frühligen von 1958-2002

Abb. 8.8 verdeutlicht die über dem Zeitraum von 45 Frühligen gemittelte Zyklonenhäufigkeiten (%) pro 1000 km². Regionen erhöhter Häufigkeiten sind hauptsächlich über dem Ligurischen Meer und Tyrrhenischen Meer, Italien, über dem Adriatischen Meer und über dem Golf von Genua mit Maximalwerten von 55 % zu lokalisieren. Die zweite Region ist im Lee des Atlasgebirges mit einem Maximalwert von 50 % situiert. Es ist zu betonen, dass der mittlere Wert jedoch um ca. 35 % höher als während der Wintermonate auftritt. Regionen hoher Zyklonenhäufigkeit sind im östlichen Mittelmeerraum zu finden. Maxima der Zyklonenhäufigkeit mit Werten über 45 % befinden sich über der nördlichen Levanteregion und der Südtürkei.

8.1.3 Zyklolysehäufigkeit

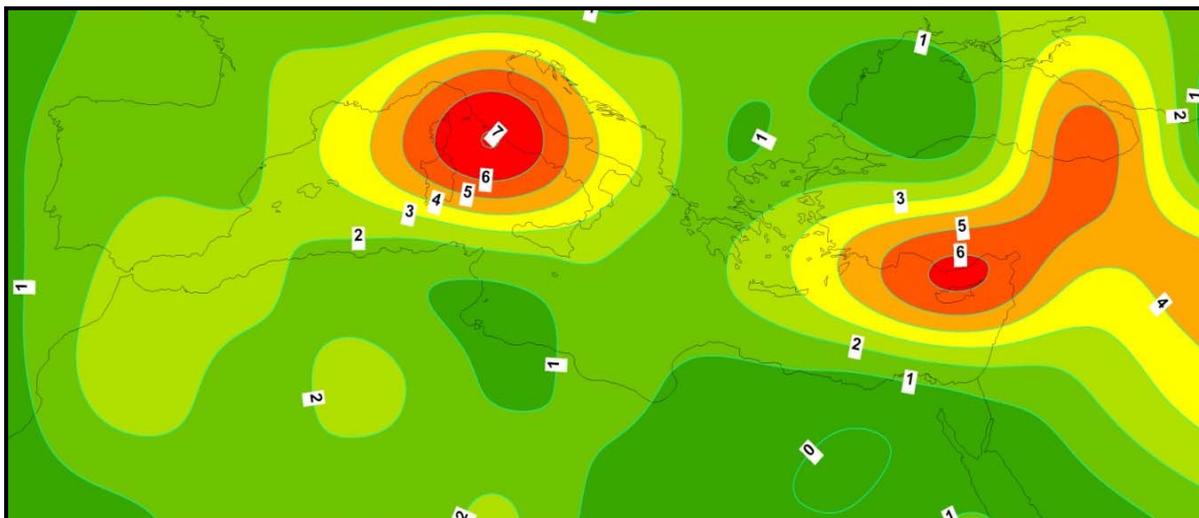


Abb. 8.9: Zyklolysehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Herbst von 1957-2001

Die Bereiche der Zyklolysehäufigkeit im Herbst, also Gebiete in denen sich Zyklonen auflösen, sind in Abb. 8.9 verdeutlicht. Die berechneten Häufigkeitswerte beziehen sich auf den gesamten Zeitraum. Regionen erhöhter Auflösung der Zyklonen sind über dem Tyrrhenischen Meer mit Maximalwerten von 7 % pro 1000 km², dem Levantischen Meer vor der Küste der Türkei und Zypern mit Werten bis 6 % pro 1000 km² sowie über dem Schwarzen Meer erkennbar. Es lässt sich feststellen, dass sich Zyklolyseregionen im Gegensatz zu Zyklogeneseregionen nach Osten verschieben. Zyklonen, welche im Golf von Genua entstanden, beenden ihren Lebenszyklus überwiegend im Tyrrhenischen Meer oder über der Insel Zypern. Zyklonen, welche über Zypern gebildet wurden, lösen sich in dieser Region als stationäre Zyklonen oder über der Levante und dem Schwarzen Meer auf.

Die mittlere Zyklolysehäufigkeit im Winter, die in Abb. 8.10 dargestellt ist, weist Maxima (5 % pro 1000 km²) im zentralen Mittelmeerraum im Bereich des Tyrrhenischen Meeres auf. Im östlichen Mittelmeer ist das Gebiet zwischen Zypern und der Türkei eine favorisierte Region der Zyklolyse. Das Areal um die Straße von Gibraltar im westlichen Mittelmeerraum ist durch maximale Werte von 1 % pro 1000 km² geprägt. Der Vergleich zwischen den Zyklogenese- und Zyklolyseeregionen zeigt, dass Bereiche, in denen Zyklonen entstehen, meist keine Bereiche der Zyklolyse sind.

Die Bereiche der Zyklolysehäufigkeit im Frühling, also Gebiete in denen sich Zyklonen auflösen, sind in Abb. 8.11 dargestellt. Typische Gebiete der Zyklolyse sind über dem Ligurischen Meer, dem Tyrrhenischen Meer, dem Gebiet zwischen Zypern und der Türkei, der Nordwestlevante sowie im Lee des Atlasgebirges aufzufinden. Es ist zu resümieren, dass die meisten Zyklonen dieser Jahreszeit stationäre Zyklonen sind. Im Gegensatz dazu ziehen nur wenige Zyklonen, welche im Lee des Faltengebirges der Alpen entstanden, und beenden ihren Lebenszyklus vorwiegend über dem Ligurischen und dem Tyrrhenischen Meer.

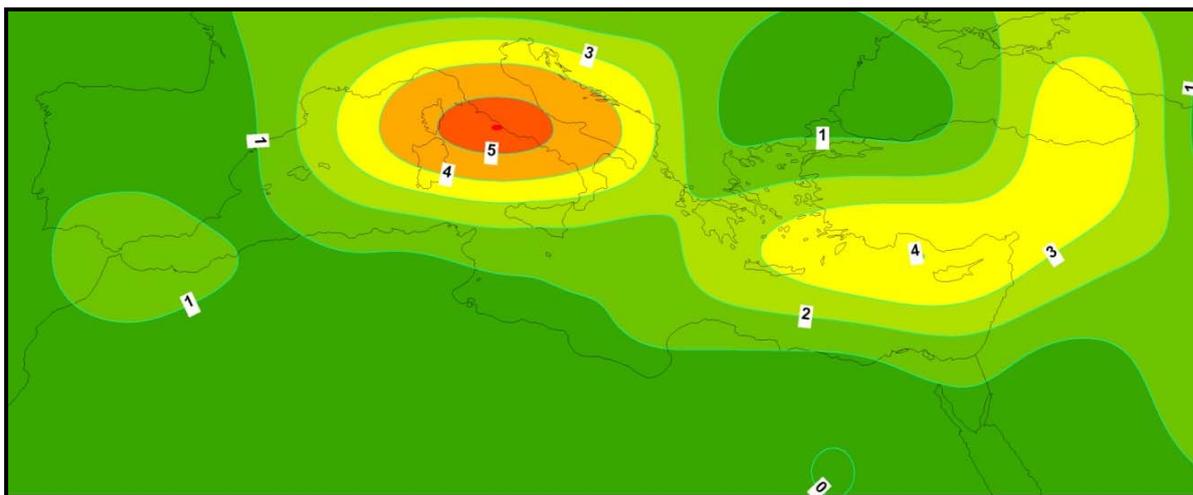


Abb. 8.10: Zyklolysehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Wintern von 1957/1958-2001/2002

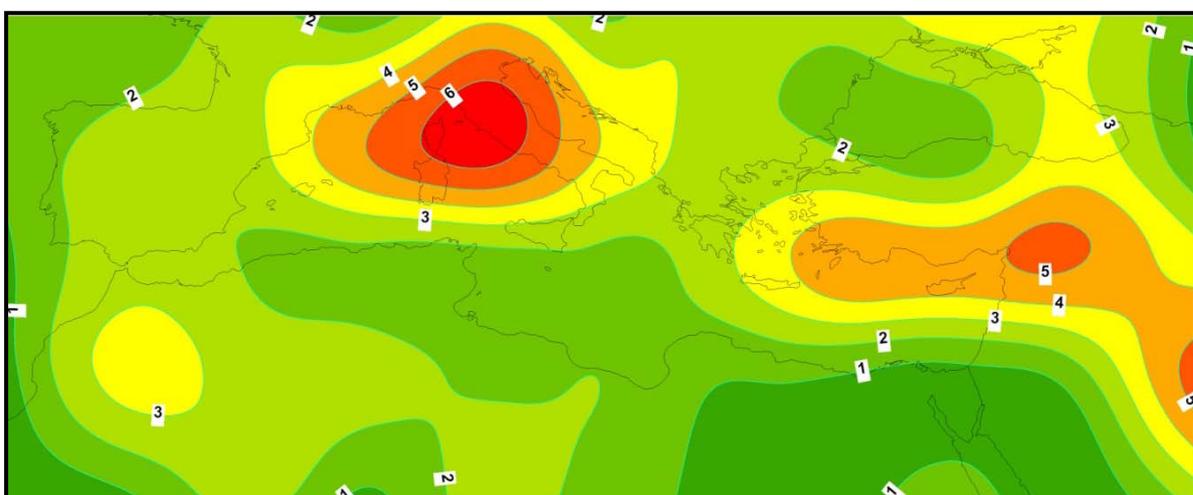


Abb. 8.11: Zyklolysehäufigkeit in Prozent pro 1000 km in den Frühligen von 1958-2002

8.1.4 Kerndruck und Gradient

Tab. 8.1 zeigt die Häufigkeitsverteilung des Kerndrucks der Zyklonen. Die am häufigsten vorkommenden Zyklonen sind somit Tiefdruckgebiete, die nur eine schwache Vertiefung aufweisen. Vor allem Zyklonen zwischen 26 und 125 gpm (geopotentieller Höhe) (85 % im Herbst, 79 % im Frühling und 66 % im Winter), kommen sehr häufig vor. Dies entspricht einem Bodendruck von ca. 1003- 1014 hPa. Je geringer der Wert der geopotentiellen Höhe, desto geringer ist auch der Kerndruck des Tiefdruckgebietes. Die Zyklonen, die einen typischen Kerndruck von weniger als 0 gpm (1000 hPa) besitzen, kommen nur selten vor (4 % im Herbst, 8 % im Frühling und 12 % im Winter).

Tab. 8.1: Häufigkeitsverteilung der geopotentiellen Höhe im Kerndruck der Zyklonen in den ERA-40-Daten(1958-2002)

geopotentiellen Höhe (gpm)	Herbst	Winter	Frühling
< -75	0.9 %	2.0 %	0.7 %
-75 - -50	0.6 %	2.1 %	0.8 %
-49 - -25	0.9 %	3.3 %	1.9 %
-24 - 0	1.9 %	5.0 %	4.5 %
1 - 25	4.6 %	7.3 %	9.9 %
26 - 50	9.6 %	10.1 %	19.0 %
51 - 75	18.4 %	12.9 %	23.6 %
76 - 100	25.1 %	15.9 %	19.4 %
101 - 125	20.8 %	15.3 %	11.6 %
126 - 150	11.1 %	11.6 %	5.5 %
151 - 175	4.6 %	7.2 %	2.2 %
176 - 200	1.2 %	3.9 %	0.7 %
> 200	0.3 %	2.4 %	0.3 %

Tab. 8.2: Gradient der geopotentiellen Höhe während der Lebensdauer der Zyklonen (gpm/1000km)

Gradient der geopotentiellen Höhe (gpm /1000 km)	Herbst	Winter	Frühling
20 - 40	28.1 %	18.5 %	22.8 %
41 - 60	35.6 %	27.8 %	32.3 %
61 - 80	20.3 %	21.9 %	23.2 %
81 - 100	8.6 %	13.2 %	11.9 %
101 - 120	3.6 %	8.0 %	5.4 %
121 - 140	1.8 %	4.6 %	2.5 %
141 - 160	0.8 %	2.6 %	1.0 %
161 - 180	0.5 %	1.5 %	0.5 %
> 180	0.7 %	1.9 %	0.4 %

Der Gradient ist ein Maß der Intensität der Zyklonen. Die Häufigkeit des Gradienten der geopotentiellen Höhe ist in Tab. 8.2 dargestellt. Bei dem Gradient der geopotentiellen Höhe handelt es sich um den Mittelwert der horizontalen Gradienten

im Umkreis von 1000 km. Der Grund dafür, dass keine Häufigkeit von weniger als 20 gpm/1000km angeführt ist, liegt in der Wahl des minimalen horizontalen Gradienten der geopotentiellen Höhe (20 gpm/1000km), den eine Zyklone bei ihrer Detektion haben muss. Die größte Häufigkeit ist zwischen 41-60 gpm/1000km festzustellen, wobei im Winter 28 %, im Frühling 32 % und im Herbst 36 % vorliegen. Dagegen sind Zyklonen mit hohen Gradienten (> 140 gpm/1000km im Herbst und Frühling (beide nur 2 %) selten.

8.1.4 Lebensdauer der Zyklonen

Um überhaupt einen Entwicklungszyklus beobachten zu können, werden in den folgenden Ausführungen nur Zyklonen betrachtet, welche mindestens einen Tag alt werden. Die Zyklonen werden nach ihrer gesamten Lebensdauer aufgeteilt, um das potentielle Überlagern unterschiedlicher Lebensabschnitte möglichst gering zu halten. Betrachtet man die Auflösung nach sechs Stunden, erhält man für die kurzlebigen (1 Tag) Zyklonen noch vier aufeinander folgende Druckwerte. Abb. 8.12 (a, b, c) und 8.13 zeigen die absoluten Häufigkeiten von Zyklonen unterschiedlichen Alters und die summierten relativen Häufigkeitsanteile von Zyklonen. Da Zyklonen mit zunehmendem Alter aufgrund ihrer mehrfachen Registrierung stetig an relativer Gewichtung gewinnen, ist es notwendig festzustellen, wie sich die Zyklonenhäufigkeit unterscheidet. Diese Untersuchung verdeutlicht zudem, wie stark der Anteil kurzlebiger und kurzlebigster Zyklonen im Vergleich zur gesamten Zyklonenhäufigkeit ist. Berücksichtigt man die Gesamtzahl der winterlichen Zyklonen mit einer Lebensdauer von einem Tag (= 4 Terminen), erhält man ca. 23 % aller Mittelmeerzyklonen. Summiert man die mit bis zu zwei Tagen Lebensdauer auf, dann ergeben sich 72 % der Zyklonen. Nachweislich ergibt die Aufsummierung bis zu drei Tagen Lebensdauer bereits 91 % der Mittelmeerzyklonen. Kennzeichnet man im Herbst alle Zyklonen mit einer Lebensdauer von einem Tag (=4 Terminen), so erhält man jedoch im Vergleich zum Winter (23 %) nur ca. 17 % aller Mittelmeerzyklonen. Tatsächlich führt die Summierung der Zyklonen bis zwei (62 %) bzw. drei (83 %) Tagen Lebensdauer gleichfalls zu geringeren Werten.

Es ist zu konstatieren, dass Zyklonen während des Frühlings eine höhere Lebensdauer als im Winter und eine geringere als im Herbst vorweisen. Betrachtet man alle Zyklonen mit einer Lebensdauer von einem Tag (= 4 Termine), so ergeben sich mit nur 19 % weniger Mittelmeerzyklonen als im Winter (23 %).

Aufsummiert bis zwei Tage Lebensdauer erhält man bis 67 % der Zyklonen, bei drei Tagen Lebensdauer ergeben sich 87 % der Mittelmeerzyklonen. Das heißt, dass die Lebensdauer der Zyklonen während des Jahresverlaufs im Mittelmeerraum in der Regel weniger als drei Tage (ca. 87 %) beträgt. Im Winter ist eine Lebensdauer von 3 Tagen oder mehr nur bei 14 %, im Frühling bei 16 % und im Herbst bei 21 % zu beobachten. Zyklonen, die nur während 16 Terminen (4 = Tage) und mehr beobachtet werden, machen einen Anteil von knapp 6 % im Winter, 7 % im Frühling und 10 % im Herbst aller aufgetretenen Zyklonen aus. Herbstliche Zyklonen werden

aufgrund der thermischen Ausstrahlung der erwärmten Meeresoberfläche nach dem Sommer mehr als in jeder anderen Jahreszeit beeinflusst.

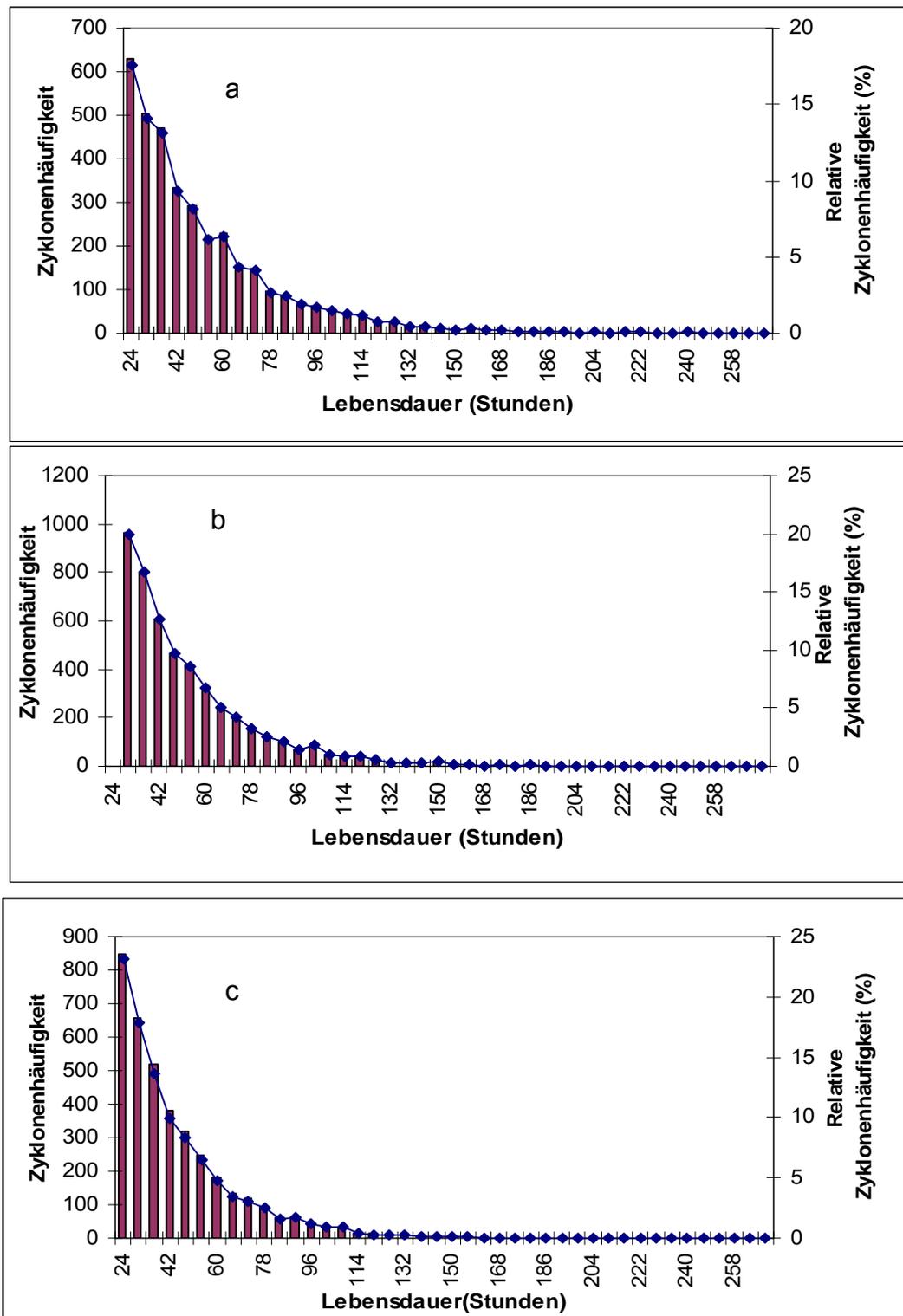


Abb. 8.12 (a, b, c): Absolute Zyklonenhäufigkeiten unterschiedlichen Alters im Herbst (a), Frühling (b) und Winter (c)

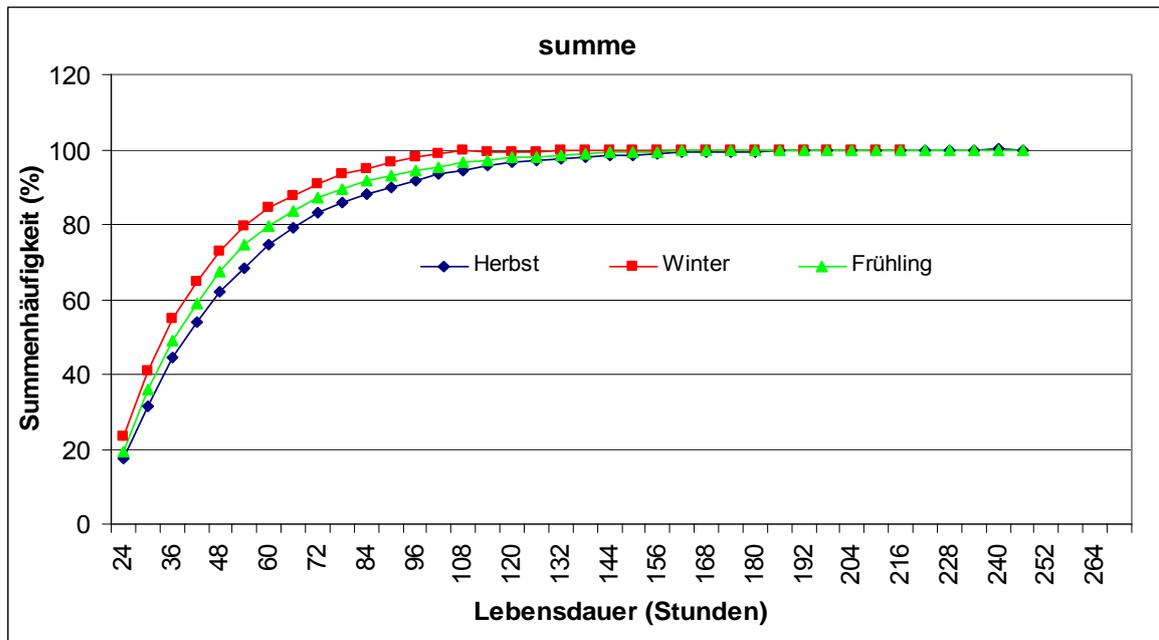


Abb. 8.13: Summierte relative Häufigkeiten der Zyklonen unterschiedlichen Alters im Herbst, Winter und Frühling

8.2 Trends der Zyklonen im Mittelmeerraum

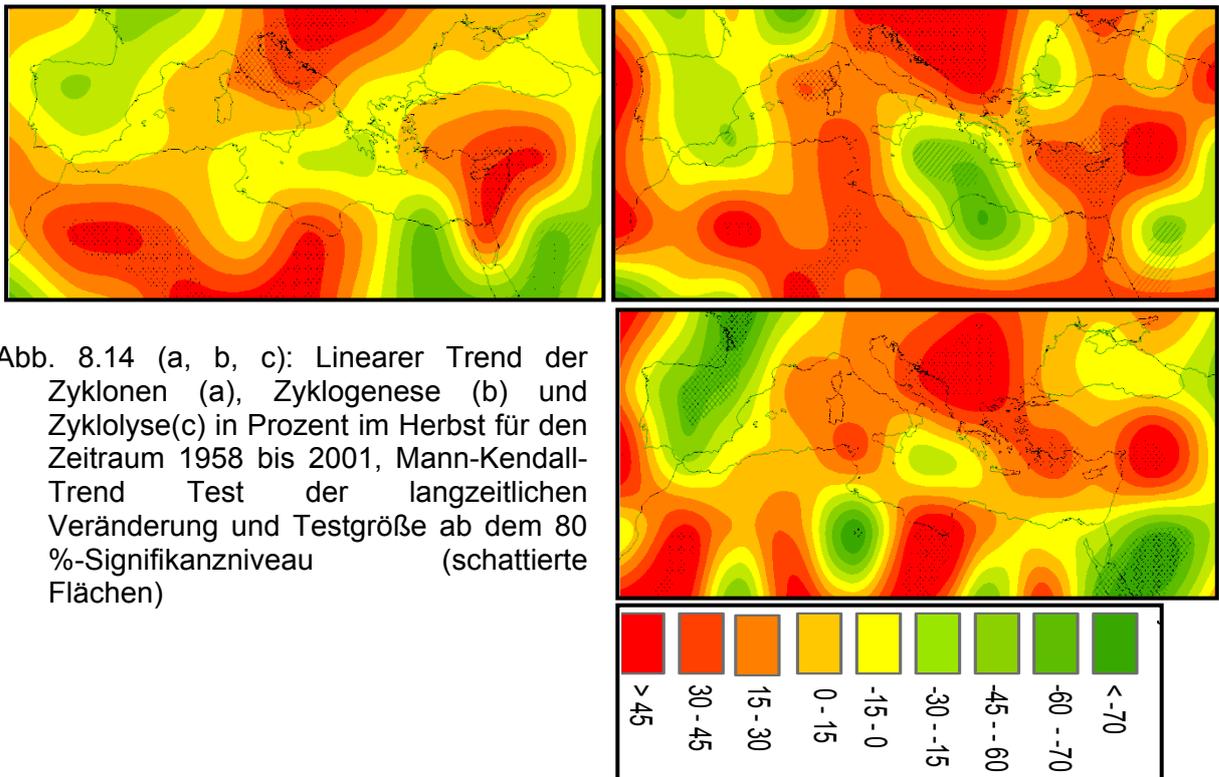
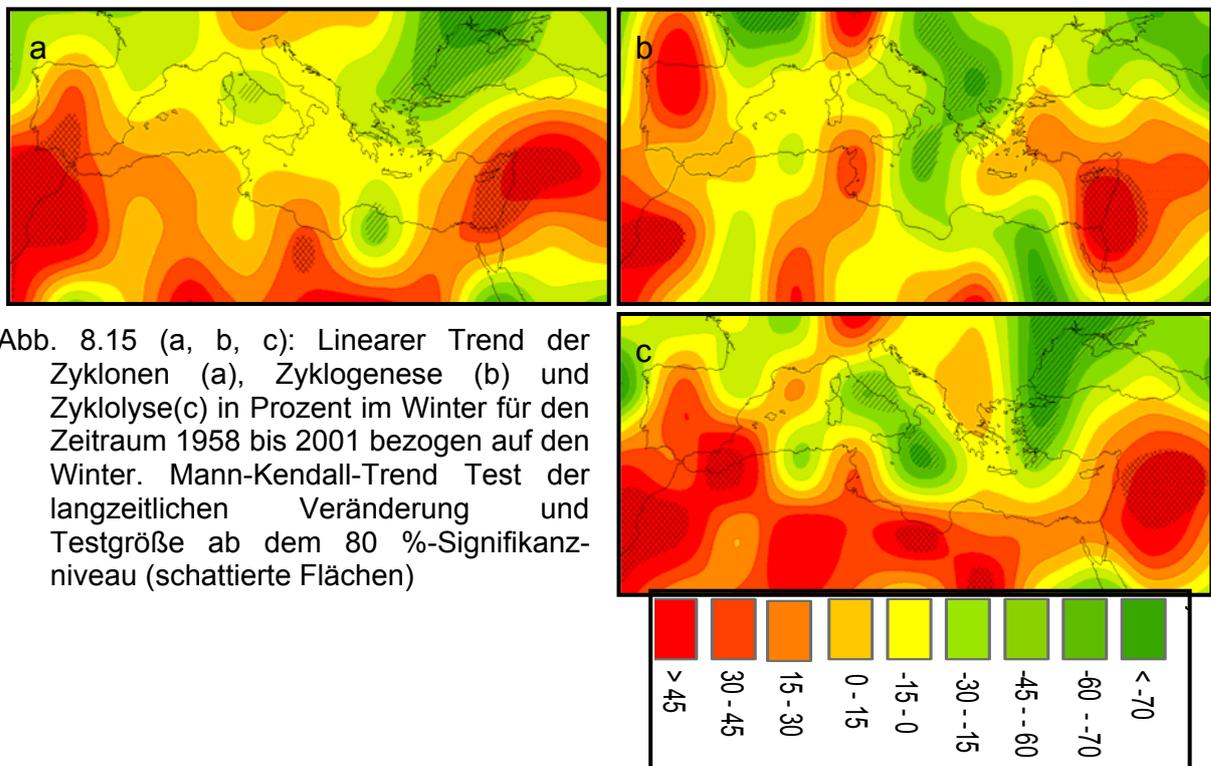


Abb. 8.14 (a) zeigt den prozentualen Trend der Zyklonenhäufigkeit zwischen 1958 und 2001 im jeweiligen Herbst. Eine starke Zunahme der Häufigkeit ist über Italien, dem Adriatischen Meer, dem östlichen Mittelmeer (Levante) und über dem südlichen Mittelmeerraum (Sahara) zu verzeichnen. Es ist zu bemerken, dass die Signifikanz-

schwelle von 80 % überschritten wird. Auf der Iberischen Halbinsel nimmt ihre Häufigkeit ab und liegt zwischen 20 % bis 40 %. Es lässt sich dort jedoch kein signifikanter Trend feststellen. Auch über Ägypten, dem Roten Meer und über Südarabien nimmt die Häufigkeit ab (bis 60 %). Es wird nur über dem Roten Meer und Südarabien ein Signifikanzniveau erreicht. Eine schwache Abnahme der Zyklonenhäufigkeit kristallisiert sich über Teilen des Adriatischen Meeres, Ionischen Meeres, Kretischen Meeres und des Schwarzen Meeres heraus, wobei die Abnahme in diesen Regionen jedoch kein Signifikanzniveau erreicht.

Eine starke Vergrößerung der Zyklogenesehäufigkeit ist über dem Ionischen Meer, Kretischen Meer, nördlichen Schwarzen Meer sowie über der Küste Ägyptens (Sahara) zu verzeichnen. Hier findet man einen signifikanten Trend nur über dem Ionischen Meer. Der Trend der Zyklogenesehäufigkeit stimmt im übrigen Teil mit einem kleinen Unterschied mit der Zyklonenhäufigkeit überein (Abb. 8.14 (b)).

Die Zyklolysehäufigkeit weist vom Ligurischen Meer bis zur Levante mit Ausnahme eines kleinen Bereichs über dem Ionischem Meer stets eine kontinuierliche Verringerung auf (Abb. 8.14 (c)). Nachweislich treten die höchsten Werte im Bereich des Balkans, Adriatischen Meeres, über dem Ägäischen Meer bis zum Golf von Antalya und über der nördlichen Levante auf. Faktisch ist ein signifikanter Trend für Teile des Adriatischen Meeres, Bereiche des Balkans und der Nordlevante erkennbar. Weiterhin verstärkt sich die Zyklolysehäufigkeit über der Sahara, in Libyen und Südmarokko stark. Hingegen findet sich ein starker negativer Trend über der Iberischen Halbinsel, dem Roten Meer und Nordsüdarabien. Es bleibt festzuhalten, dass diese Gebiete ein Signifikanzniveau erreichen.



Anhand der Abb. 8.15 (a, b, c) soll auf etwaige Veränderungen der Zyklonenhäufigkeit eingegangen werden. Positive Werte geben Phasen mit zunehmenden

Zyklonen an, negative solche mit abnehmenden. Je größer die Werte sind, desto ausgeprägter sind die Trends. Die Signifikanz der Trends wurde mit dem Mann-Kendall-Trendtest berechnet. Als Signifikanzniveau wurden 80 % gewählt, wobei schattierte Flächen auf einen signifikanten Unterschied hinweisen. Abb. 8.15 (a) gibt einen Hinweis auf einen Verlauf. Es zeigt sich, dass die Zyklonenhäufigkeit zwischen 1958 und 2001 im Bereich Ligistisches Meer, Adriatisches Meer, Ionisches Meer, Balkan und bis zum Schwarzen Meer bis auf 20 bis 60 % abnimmt. Dieser Trend der Zyklonen ist mit einem positiven NAO-Index vergleichbar, da durch die weiter nördlich verlaufenden Zugbahnen der Tiefdruckgebiete die Achse des Feuchttransportes nach Norden verschoben wird (Hurrel et al. 2003).

Im Ionischen Meer in Balkannähe hat sich in der Zyklogenese ein signifikanter negativer Trend herausgebildet, wobei die Signifikanzschwelle von 80 % überschritten wird (vgl. Abb. 8.15 (b)). Hingegen zeigt die Abb. 8.15 (b) über dem südlichen und östlichen Mittelmeer deutlich positive Werte. Eine Ausnahme bildet in Westägypten ein stets negativer Wert. Die stärksten Verluste der Zyklogenesehäufigkeit (mehr als 60 %) ergeben sich in der Levante und über dem Atlantik vor Südspanien bzw. Nordmarokko. Hier wird die Signifikanzschwelle von 80 % überschritten. Dieser Umstand könnte möglicherweise auf eine intensive thermische Wirkung aufgrund des anhaltenden Temperaturanstieges (Anstieg der CO₂-Konzentration) ab den 1970er-Jahren zurückzuführen sein. Die folgenden Graphiken zeigen, dass die Zyklogenese und Zyklolyse am ehesten der Zyklonenhäufigkeit im Winter ähnelt (vgl. Abb. 8.15 (a, b, c)).

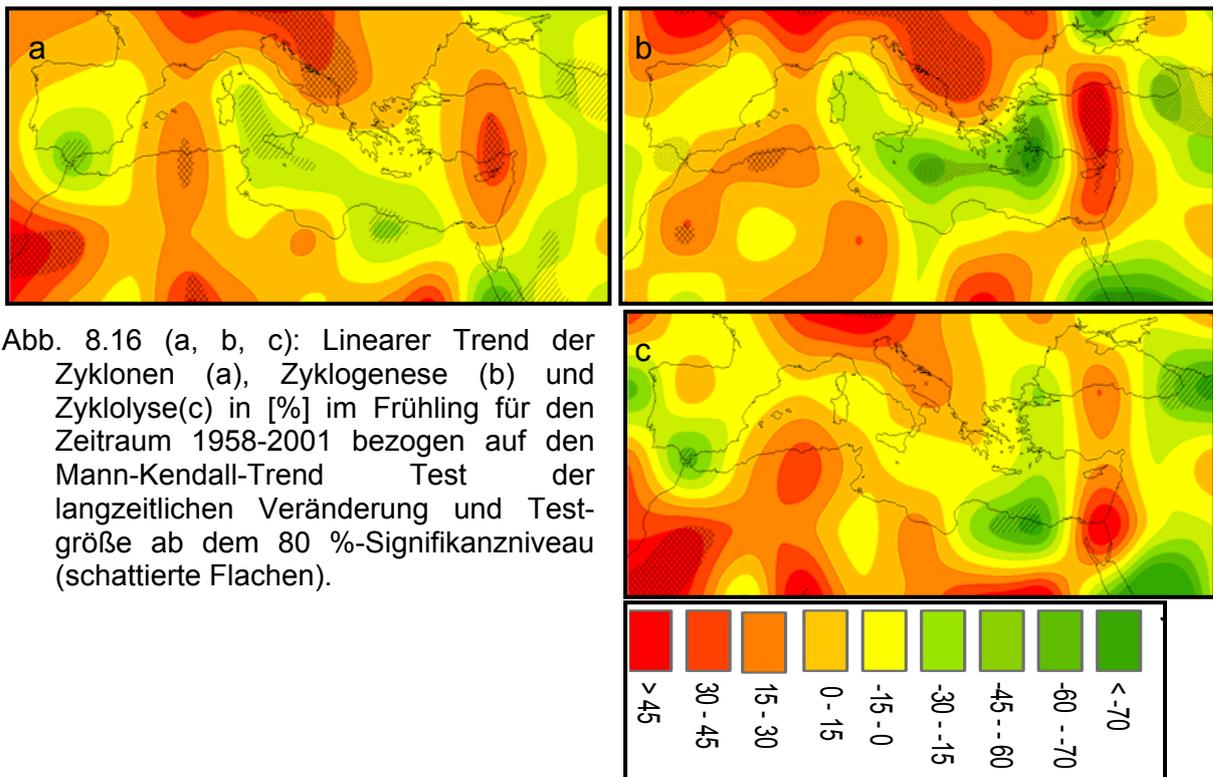


Abb. 8.16 (a, b, c) zeigt den prozentualen Trend der jahreszeitlichen Zyklonenhäufigkeit zwischen 1958 und 2001. In Abb. 8.16 (a) folgt die entsprechende Karte

für die Zyklonenhäufigkeit, wobei die Trendstrukturen relativ kompliziert sind. Das positive Trendbild im Frühling ähnelt am ehesten dem des Winters. Allerdings kommt es im Frühling zu keinen signifikanten Verlauf im Gesamtgebiet. Eine Ausnahme stellt Südmarokko dar. Die Abnahme der Zyklonenhäufigkeit ist über dem Atlantik vor Südportugal, Südspanien, Westmarokko, der Westtürkei, dem östlichen Schwarzen Meer und Ägypten zu konstatieren. Tatsächlich wird die Signifikanzschwelle von 90 % nur in kleinen Bereichen (Ägypten, östliches Schwarzen Meer) überschritten. Der Trend der Zyklonogenese erweist sich im Zentralmittelmeer, in der Straße von Gibraltar, im Roten Meer und über dem östlichen Schwarzen Meer als negativ (20 % bis 40 %). Es ist belegbar, dass diese Gebiete ein Signifikanzniveau erreichen. Eine positive signifikante Tendenz findet man über Zypern, im nördlichen Adriatischen Meer und über Südmarokko (Abb. 8.16(b)). Faktum bleibt, dass der Trend der Zyklolyse im Vergleich zu dem der Zyklonogenese eine Verschiebung nach Osten aufweist (Abb. 8.16 (c)).

8.2.1 Extreme der Zyklonen

Die Zyklone ist zeitlich und räumlich extrem variabel und zudem ein wichtiger Faktor zur Bestimmung des lokalen Klimas. Die Analyse der Zyklonenhäufigkeit und Zyklonogenesehäufigkeit in Kapitel 8.5 zeigte, dass beide im östlichen Mittelmeer stark zugenommen haben. Das bedeutet, dass der Niederschlag in der Levante zunehmen müsste und der Großteil des Niederschlages auf Zyklonen zurückzuführen ist.

Im Zeitraum von 1950 bis 2002 und von 1971 bis 2002 haben die Niederschläge über der Levante in den meisten Gebieten, insbesondere über den kontinentalen Bereichen, um 5 bis 20 % abgenommen (Kapitel 5.3). Hier spielt die Analyse der Extreme der Zyklonen eine wichtige Rolle. Diese zeigt, ob ihre Stärke bzw. Schwäche zugenommen oder abgenommen haben. Die Untersuchungen erfolgen für den östlichen, zentralen und westlichen Mittelmeerraum. Nachweislich zeigen die relativ flachen Zyklonen im Mittelmeerraum einen Kerndruck zwischen 995hPa und 1015hPa. Die Ergebnisse hinsichtlich des Trends starker zyklonaler Systeme präsentieren sich anhand des Kerndrucks, der das Maß für die Stärke der Zyklonen beschreibt:

- Schwache Zyklonen besitzen einen Kerndruck > 1015hPa.
- Starke Zyklonen besitzen einen Kerndruck < 1000hPa.

Tab. 8.1 zeigt die jahreszeitlichen Zyklonen im Mittelmeerraum im Laufe des gesamten 45-jährigen Untersuchungszeitraums. Die Anzahl der jahreszeitlichen Zyklonen im Mittelmeerraum ist sehr großen Schwankungen unterworfen. Alle Trends im Herbst sind räumlich nicht stabil. Es zeigt sich eine leichte Zunahme (nicht signifikant) der starken Zyklonen im westlichen Mittelmeerraum und überwiegend zunehmende Trends (signifikant) im zentralen Mittelmeerraum (vgl. Tab. 8.1). Hingegen findet man einen negativen Trend im östlichen Mittelmeerraum, der aber keine Bedeutsamkeit zeigt. Für den westlichen Mittelmeerraum ergab sich eine

leichte Erhöhung der schwachen Zyklonen. Im zentralen Mittelmeerraum ergab sich eine Zunahme der Zyklonenhäufigkeit bei gleichzeitiger Erhöhung der starken Zyklonenhäufigkeit. Währenddessen blieb im östlichen Mittelmeerraum die Anzahl der schwachen Zyklonen nahezu konstant.

Tab. 8.1: Relative Trends der schwachen (> 1015hPa) und starken (< 1000hPa) Zyklonen in Prozent für den Zeitraum von 1958 bis 2002 im östlichen Mittelmeerraum (ÖM), Zentralmittelmeerraum (ZM) und westlichen Mittelmeerraum (fett gezeichnet sind die 80 %-Signifikanzniveaus)

Jahreszeiten	Region	stark	schwach
Herbst	ÖM	-22.23	-0.1
	ZM	76.06	29.9
	WM	4.00	8.9
Winter	ÖM	-97.04	67.4
	ZM	-56.74	32.4
	WM	-61.26	65.3
Frühling	ÖM	0.52	16.0
	ZM	31.43	0.2
	WM	-13.03	23.7

Für den ganzen Mittelmeerraum nahmen im Winter die Anzahl der starken Zyklonen und die Häufigkeit von Zyklonen mit tiefem Kerndruck ab (Abb. 8.17 (a, b, c)). Die Stärke der Zyklonen zeigt für alle Regionen überwiegend signifikant abnehmende Trends zwischen 61 % und 97 % auf, insbesondere im östlichen Mittelmeerraum (-97 %). Dagegen werden für die gleiche Periode zunehmende Verläufe für die Häufigkeit der schwachen Zyklonen deutlich, wobei in allen Regionen ein signifikant positiver Trend bis 67 % besteht. Das bedeutet, dass die Niederschlagsstärke im Mittelmeerraum abgenommen hat, insbesondere im östlichen Mittelmeerraum. Ab den 1970er Jahren ist eine Intensivierung des Azorenhochs (Alpert et al. 2004b) festzustellen, womit in einigen Fällen eine damit einhergehende Abnahme der starken Zyklonenaktivitäten im Mittelmeer auftritt. Als Ursache sind die Massenkonsistenz und Veränderungen in der atmosphärischen Dynamik zu nennen. Es ist zu resümieren, dass dies wahrscheinlich in den meisten Fällen zur Verstärkung des Subtropenjets führen könnte.

Für den gesamten Mittelmeerraum ergab sich im Frühling eine geringe Änderung der starken und schwachen Zyklonen (vgl. Tab 8.1). Bezogen auf die starken Zyklonen in den Regionen stehen schwache Abnahmen im westlichen Mittelmeerraum mit bis 13 % dem östlichen Mittelmeerraum ohne Trend gegenüber. Es lässt sich jedoch bei keinem dieser beiden Verläufe eine hohe Gewichtung feststellen. Im zentralen Mittelmeerraum findet man einen positiven signifikanten Trend (31 %). Die Betrachtung der Veränderung der schwachen Zyklonen im Frühling hat gezeigt, dass der Mittelmeerraum zwischen 1958 und 2001 eine leichte positive Änderung in den meisten Regionen aufweist. Nur im östlichen Mittelmeerraum wird ein Signifikanzniveau erreicht und im zentralen Mittelmeerraum zeichnet sich keine Strömung ab.

Im westlichen Mittelmeerraum findet man einen positiven Trend (23 %), der aber nicht ausreichend bedeutend ist.

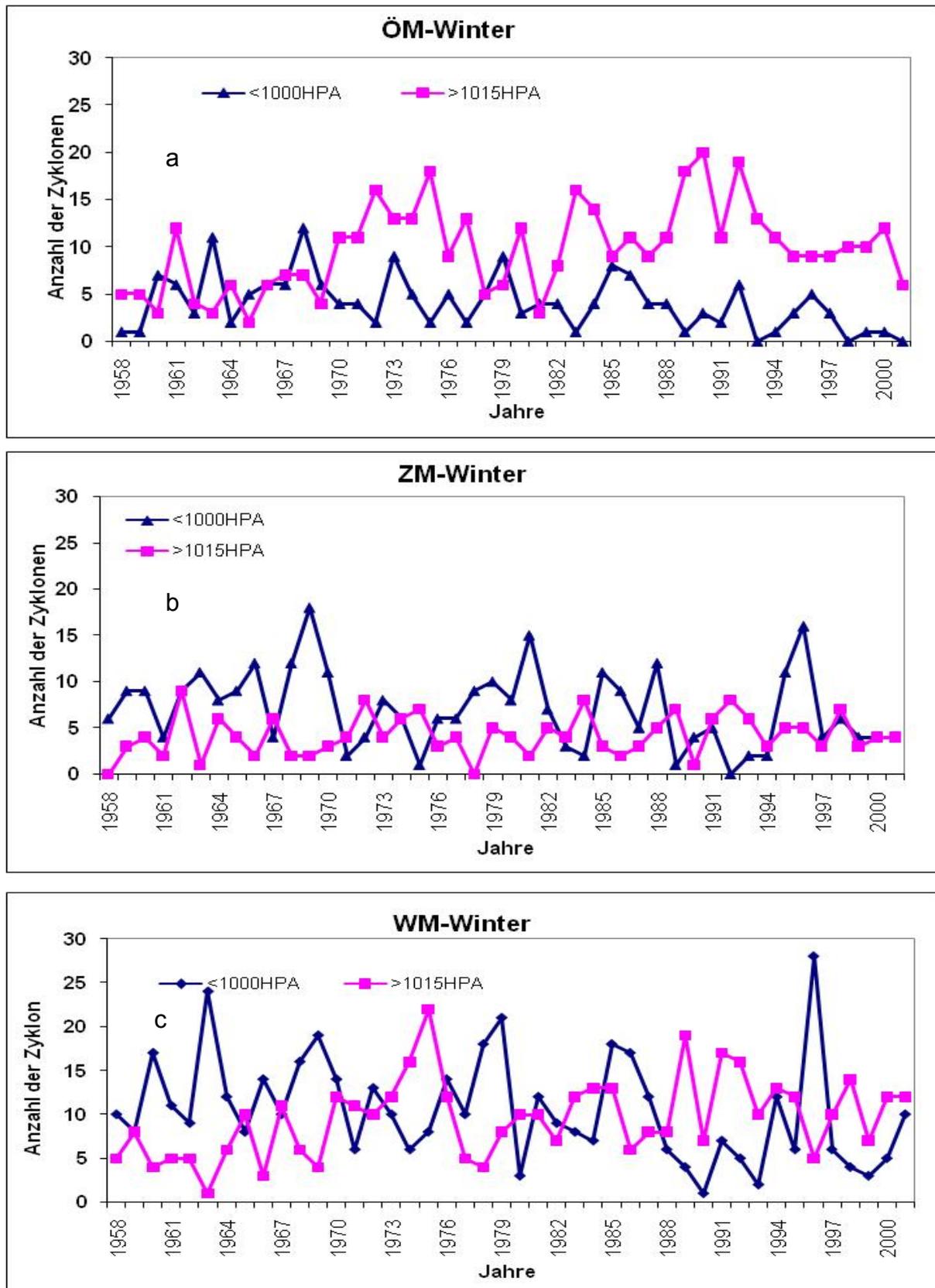


Abb. 8.17 (a, b, c): Zeitreihe der schwachen (>1015hPa) und starken (<1000 hPa) Zyklonenhäufigkeit im östlichen Mittelmeerraum (a), im zentralen Mittelmeerraum (b) und westlichen Mittelmeerraum (c) von 1957/1958-2001/2002

8.3 Herkunft der Zyklonen in der Levante

Bekanntlich herrscht über dem gesamten Mittelmeerraum während der Wintermonate rege zyklonale Tätigkeit. Tiefdruckgebiete können aus dem Atlantik in das Mittelmeergebiet einwandern oder im Mittelmeergebiet selbst entstehen. In allen Fällen ist eine wesentliche West-Ost gerichtete Verlagerung festzustellen. Je nach Stärke und Position des Subtropenhochs und des Islandtiefs über dem östlichen Atlantik werden Tiefdruckgebiete in Richtung Mittelmeerraum oder in Richtung Nordeuropa gelenkt (Bolle 2003). Eine genaue Bestimmung der Zugbahnen von Zyklonen ist allerdings schwierig, obwohl sie über dem Mittelmeer regelmäßiger und konsequenter Zugbahnen als über der Westeuropazone aufzeigen lässt. Aufgrund der Regelmäßigkeit der Zyklonenbahnen wurden in der Mittelmeerzone dynamische Analysen durchgeführt (MO 1962, Alpert et al. 1990, Trigo et al. 1999, Campins et al. 2000, Lionello et al. 2006, Romem et al. 2007).

Zyklonen, die sich außerhalb des Mittelmeerraums über dem Atlantischen Ozean entwickeln, ziehen über die Straße von Gibraltar und die Garonne-Carcassonne-Senke bei zonalen Zirkulationstypen in den Mittelmeerraum (Endlicher 2000) und können während des Frühlings und Herbsts dort reaktiviert werden. Die Zyklonen über der Straße von Gibraltar bewegen sich in südöstlicher Richtung nach Nordafrika, wo sie im südlichen Atlasgebirge wiederbelebt werden. Etwa ein Drittel der Zyklonen, dass zeigt dieser Ansatz, erscheinen in der Straße von Gibraltar und entwickeln sich über dem Alboran Kanal, um dann nach Osten in den westlichen Mittelmeerraum zu ziehen. Die Zyklonen über der Garonne-Carcassonne-Senke bewegen sich nach Osten ins Balearen Meer und anschließend ost- oder nordwärts über den Golf von Lion. Zyklonen im Golf von Genua bleiben am Ort oder werden durch eine Höhenströmung über den Südalpen unter dem Einfluss des Atlantiks verlagert. Zyklonen im Golf von Genua können in Bezug auf ihre Zugbahn in zwei Gruppen eingeteilt werden. Die erste Zugbahn im Nordosten zieht, verbunden mit einem starken südwestlich Höhentrog, in nordöstlicher Richtung über die Alpen hinweg. Der zweite Weg, verbunden mit starken Antizyklonen über dem Balkan, der Türkei und dem Schwarzen Meer, bewegt sich südöstlich des zentralen und östlichen Mittelmeers.

Die nordafrikanischen Zyklonen entstehen in der Wüste im Südatlasgebirge. Im Allgemeinen ziehen die Zyklonen nach Osten in das südliche Atlasgebirge. Dann bewegen sich diese nordostwärts über den Golf von Gabes nach Tunesien bis ins südliche Italien. Die Bedingungen dafür entstehen wahrscheinlich nur am Ende des Herbsts bis hin zum Frühjahr. Die Zyklonen, die in Süditalien entstehen und die aus dem Genua von Golf herausströmen, nehmen unterschiedliche Zugbahnen: Die erste verläuft in Richtung des Ägäischen Meeres und dann weiter bis in das Schwarzen Meer hinein. Die zweite erstreckt sich nach Osten bis Zypern in das östliche Mittelmeer. Zyklonen auf Zypern ziehen in Richtung der Levante-Küste. Dieses Zyperntief bringt winterliche Witterung für den gesamten fruchtbaren Halbmond mit sich, die von ihrer Bedeutung her hoch einzuschätzen ist (Alpert et al. 2004a).

8.3.1 Herbst

Die folgenden Angaben basieren auf der Analyse der 1000 hPa Geopotenzialhöhe für den Zeitraum von 1958 bis 2001. Es erfolgt eine Betrachtung der durchschnittlichen Werte.

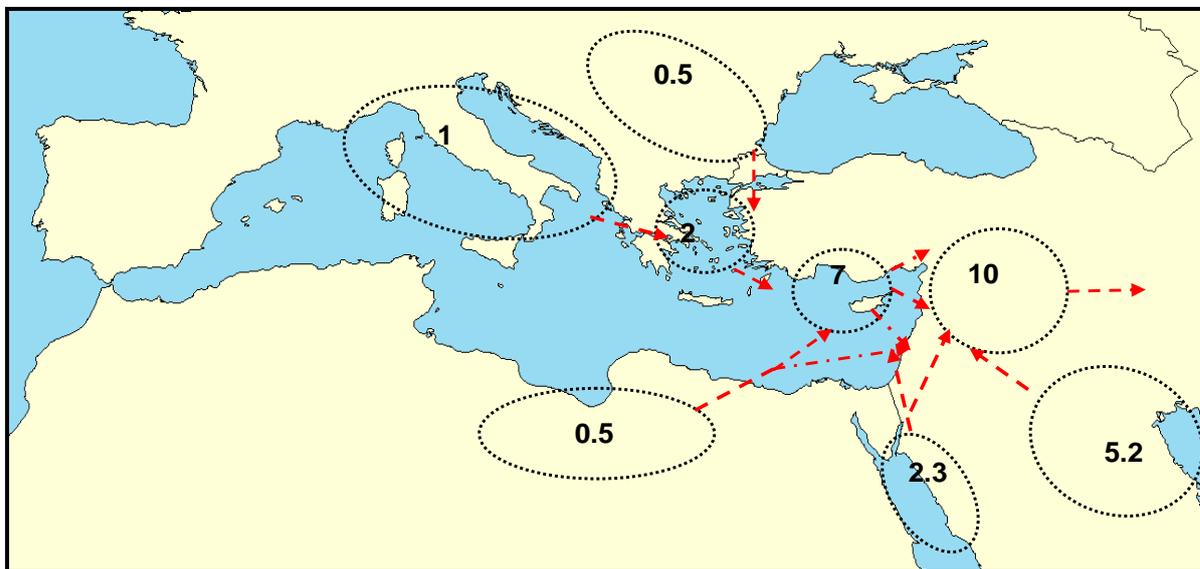


Abb. 8.18: Zyklongenese, Zugbahnen und Anzahl der Zyklonen, die den östlichen Mittelmeerraum im Herbst überströmen

Die meisten Zyklonen entstehen über Zypern oder der Levante. Die ausgeprägte Sommertrockenheit wird zusätzlich durch die im Frühsommer bis Herbst bestehenden, stetigen Zyklonen mit trockenen Winden begünstigt. Diese entwickeln sich über dem östlichen Mittelmeer (Barry und Chorley 1998). Die Anzahl dieser Zyklonen beträgt zehn pro Winter. In Zypern findet man auch Zyklonen, die sich über der Insel selbst und dem Golf von Antalya aufgrund der unterschiedlichen Temperaturverhältnisse der Luft, des Land und des Wassers bilden und sich dann in Richtung Osten bis zur Levanteküste bewegen. Selten ziehen die Zyklonen in die Innenlevante.

Die arabischen Golf-Zyklonen (ca. 5 pro Herbst) können sich im Herbst nordwestwärts ausdehnen und das Südlevantegebiet erreichen. Die Roten Meer-Zyklonen (auch Sudan-Zyklonen genannt) treten über dem Roten Meer und umgebenden Ländern auf. Die Anzahl der Zyklonen ist im Herbst fast wie im Winter (ca. 2 pro Herbst). Weitere Zyklonen findet man über der Sahara in Ägypten, wobei nur hier eine Zyklone zweimal pro Herbst auftreten kann. Im Herbst findet man keine Einflussnahme der Saharazyklonen (hinter dem Atlasgebirge, Abb.8.18). In der Levante gibt es im Herbst noch einen Einfluss der Genua- und Adria-Zyklonen (1 pro Herbst). Genua-, Ion- und Adria-Zyklonen bestimmen im Wesentlichen die Niederschlagvariabilität in dieser Region. Diese Zyklonen mit einem typischen Kerndruck zwischen 995 bis 1015 hPa tragen hauptsächlich zur Feuchteadvektion im östlichen Mittelmeerraum bei, die zu starkem Niederschlag geführt haben (Ulbrich et al. 2001). Balkan und Ägäis-Zyklonen haben nur einen geringen Effekt auf die

Levante. Zwei Zyklonen jährlich stammen vom Ägäischen Meer und eine Zyklone alle zwei Jahre vom Balkan

8.3.2 Winter

In diesem Abschnitt werden die bevorzugten Zugbahnen der Zyklonen durch die Levante ermittelt. Die Mittelmeer-Zyklonen, die eine wichtige Ursache für den Niederschlag in der Levante sind, haben eine hohe Aktivität von November bis in den April (wegen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und der synoptischen Aktivität bilden sich zyklonale Aktionsgebiete im Mittelmeer) (Almoussa 2002). Die meisten Zyklonen, die über die Levante ziehen, kommen aus dem Westen und überströmen das Mittelmeer. Die anderen aus dem Südwesten und Südosten überströmen das Rote Meer und den Arabischen Golf. Die größte Anzahl der Zyklonen, die über die Levante strömen, entstehen entweder in Zypern oder kommen aus dieser Richtung, wobei sich über dem Mittelmeer die Zugbahnen der Zyklonen von Fall zu Fall ändern können.

Die feuchte Höhenströmung verursacht den größten Teil des Niederschlags in der Levante. Sie erreicht innerhalb von 7 bis 8 Monaten (vom Mitte September bis Mai) direkt aus dem Westen die Levante, aber mit ihr ebenso die Zyklonen, die außerhalb der Region entstanden sind. Es gibt Zyklonen, die in der Levante entstehen, und die ein trockenes und beständiges Wetter mit sich bringen (Barry und Chorley 1998).

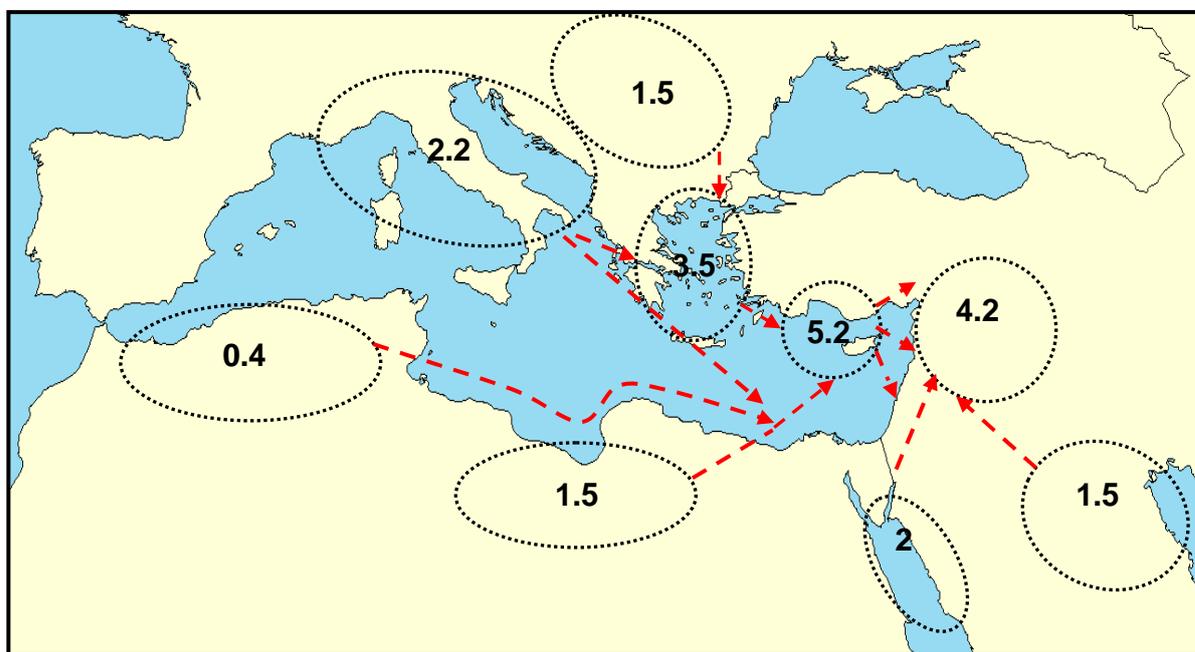


Abb. 8.19: Zyklogenese, Zugbahnen und Anzahl der Zyklonen, die den östlichen Mittelmeerraum im Winter überströmen

Die Anzahl der Zyklonen, die die Levante während des Winters (Dezember bis Februar) überströmen, sind pro Saison ca. 18 Zyklonen (Abb. 8.19). Die Zyklonen, die aus dem Golf von Genua, dem Adriatischen Meer und aus dem Ionischen Meer stammen (Jansa 1986, Flocas und Karacostas 1994), sind sehr wichtig für den Niederschlag in der Levante (Shahada 1996, Alpert et al. 2004 a, Sasse 2004). Die

Zyklonen im Nordmittelmeer, deren Auftreten durch die Verschiebung der Baroklinitätszonen begünstigt wird (Shahada 1996), führen mit ihren dazugehörigen Fronten zu einem verstärkten Feuchttransport vom Westmittelmeer in die Levante hinein.

Die Genua-, Adria- und Ion-Zyklonen, von denen mehr als 50 entstehen (Lebensdauer mehr als einen Tag), gelangen pro Winter nur mit der Anzahl zwei in das Levantegebiet. Ihr Weg verläuft in den Golf von Genua und in das Adriatische Meer. Die Ionischen-Meer-Zyklonen betreffen hauptsächlich das Levantegebiet. Es ist möglich, dies in drei Abschnitten zu untersuchen: (a) Diese Zyklonen nehmen meist den Weg über die Südadria, Südgriechenland, dem Mittelägäischen Meer in Richtung Zypern, um dort reaktiviert einen Einfluss auf die Levante auszuüben. Sie erreichen den Ostteil der Levante. (b) Ein weiterer Weg führt Tiefdruckgebiete aus dem Raum von Genua über das südliche, Ionische Meer in die Südägäis und von hier weiter in das Seegebiet von Zypern. (c) Die Zyklonen, die in Richtung Südosten bis Nordägypten ziehen und dort reaktiviert werden, können sich aufgrund der unterschiedlichen Temperaturverhältnisse der Luft, des Landes und des Wassers, in Richtung Osten, in den östlichen Mittelmeerraum bewegen.

Die Zyklonen, die aus dem Balkan stammen und in Richtung des Ägäischen Meeres und Zypern ziehen, wirken sich auf Westlevante aus. Die Anzahl der Zyklonen beträgt im Schnitt 2 pro Winter. Eine Neubildung von Zyklonen findet man auch über dem Raum der Ägäis. Die Regeneration eines solchen Tiefdruckgebietes ist in dem Seegebiet nördlich von Kreta nachzuverfolgen. Sie nehmen den Weg über den Raum Rhodes in das Seegebiet von Zypern. Sowie die Zyklonen sich über Zypern reaktiviert haben, entstehen auch dort Zyklonen. Das Zyperntief bildet den Hauptteil der Gruppe der Wintertiefs und sorgt für intensive Niederschläge, die in der Türkei, Zypern, der Levante und gelegentlich auch im Nordosten Ägyptens auftreten und dort dann eine typische Dauer von 2-3 Tagen aufweisen können (Alpert et al. 2004a, Sasse 2004). Das Rote-Meer-Tief tritt über dem Roten Meer und umgebenden Länder auf. Im Winter kann es sich nordwärts ausdehnen und die Südküste der Türkei erreichen. Eine zweite Möglichkeit besteht darin, dass die Zyklonen aus Richtung Nordosten Nordostsyrien erreichen. Von den Zyklonen, die über dem Roten Meer entstehen, erreichen nur etwa 3 pro Winter die Levante. Die arabischen Golf-Zyklonen bilden sich nur im Sommer (Alpert et al. 2004), wobei sich aber im Rahmen dieser Arbeit zeigt, dass sich auch in anderen Jahreszeiten (Herbst, Winter und Frühling) eine Zyklone bildet, die bis zur Südlevante (Jordanien) zieht.

Sharav-Zyklonen treten sehr selten im Winter auf und können bei Feuchteadvektion aus dem Mittelmeergebiet mit Niederschlägen im Entstehungsgebiet und entlang ihrer Zugbahn nach Osten (über dem Kontinent, parallel zur afrikanischen Mittelmeerküste bis nach Israel) verbunden sein (Alpert und Ziv 1989, Egger et al. 1995). Weitere Zyklonen erscheinen über der Sahara, in Libyen und Ägypten. Die Zyklonen ziehen parallel zur Südmittelmeerküste, aber auch bis in die Südlevante

oder Richtung Zypern bis zur Westlevante. Die Anzahl der Zyklonen beträgt pro Winter eine.

8.3.3 Frühling

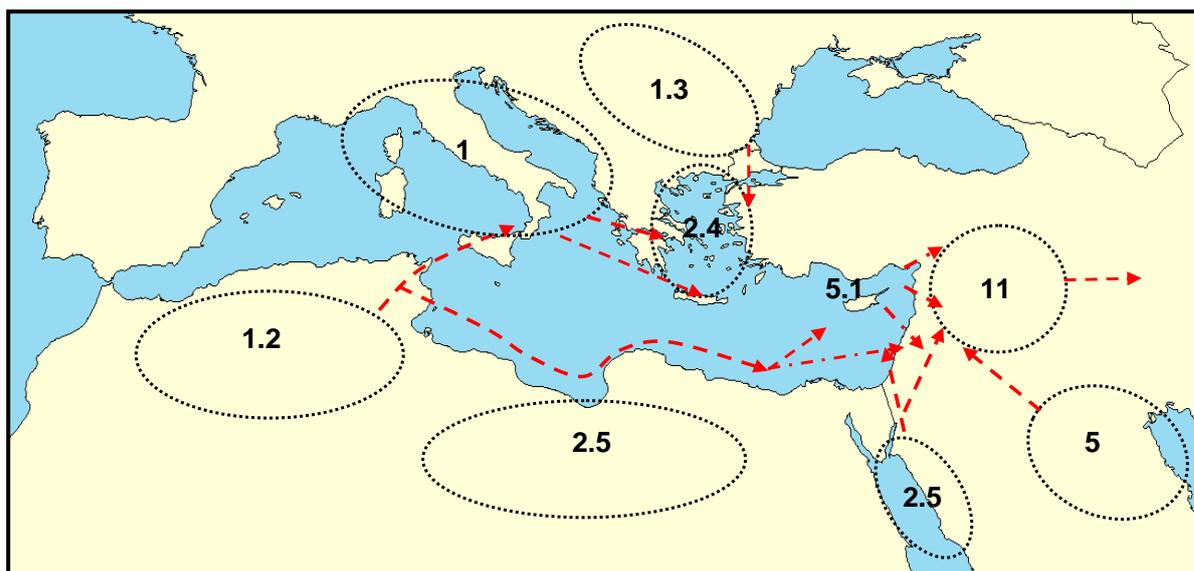


Abb. 8.20: Zyklonense, Zugbahnen und Anzahl der Zyklonen, die den östlichen Mittelmeerraum im Frühling überströmen

Während sich die Temperatur im Frühling erhöht, steigt die Anzahl der Zyklonen (11 Zyklonen pro Frühling), die sich über der Levante bilden. Diese Zyklonen in der Levante bleiben an Ort und Stelle oder ziehen nach Osten. Diese Zyklonen haben einen Effekt auf den Niederschlag in der Levante. Die Arabischen-Golf-Zyklonen (5 pro Frühling) können sich besonders gegen Ende des Frühlings nordwestwärts ausdehnen und die Südlevante erreichen. Die Roten Meer-Zyklonen (auch Sudan-Zyklonen genannt) treten über dem Roten Meer und umgebenden Ländern auf. Einige von diesen Zyklonen ziehen in den Nordwesten und überströmen die Levanteküste. Die anderen ziehen in den Südosten und erreichen den Südtteil der Levante. Weil sie aus dem Sudan kommen, nennt man sie auch Sudantiefs. Sie haben einigen Effekt auf den Niederschlag in der Levante (Abb. 8.20).

Im Frühling verstärken sich die Zyklonen, die über der Sahara entstehen. Latente Wärmefreisetzung ist in der Regel ein Mechanismus zur Erhaltung und Intensivierung der meisten Zyklonenseen. Die Wirkung scheint wichtig im östlichen Mittelmeerraum, wenn eine Saharazyklone aus der Wüste kommt und sich über dem Meer verstärkt (Alpert und Ziv 1989). Diese Zyklonen nehmen den Weg über Süditalien, Südgriechenland, das Südägäische Meer in Richtung Zypern, um dort reaktiviert einen Einfluss auf die Levante zu haben. Auf einem zweiten Weg können sie parallel zur Südmittelmeerküste bis in die Südlevante oder zur Küste Ägyptens in Richtung Zypern bis zur Westlevante ziehen. Im Frühling erreicht ca. 1 Saharazyklone das Atlasgebirge und ca. 3 Saharazyklonen Libyen und Ägypten, wobei sie die Levante überströmen. Die Genua-Zyklonen, die Adria-Zyklonen und die Ion-Zyklonen (1 pro Frühling) erreichen die Levante im Frühling und Winter. Diese

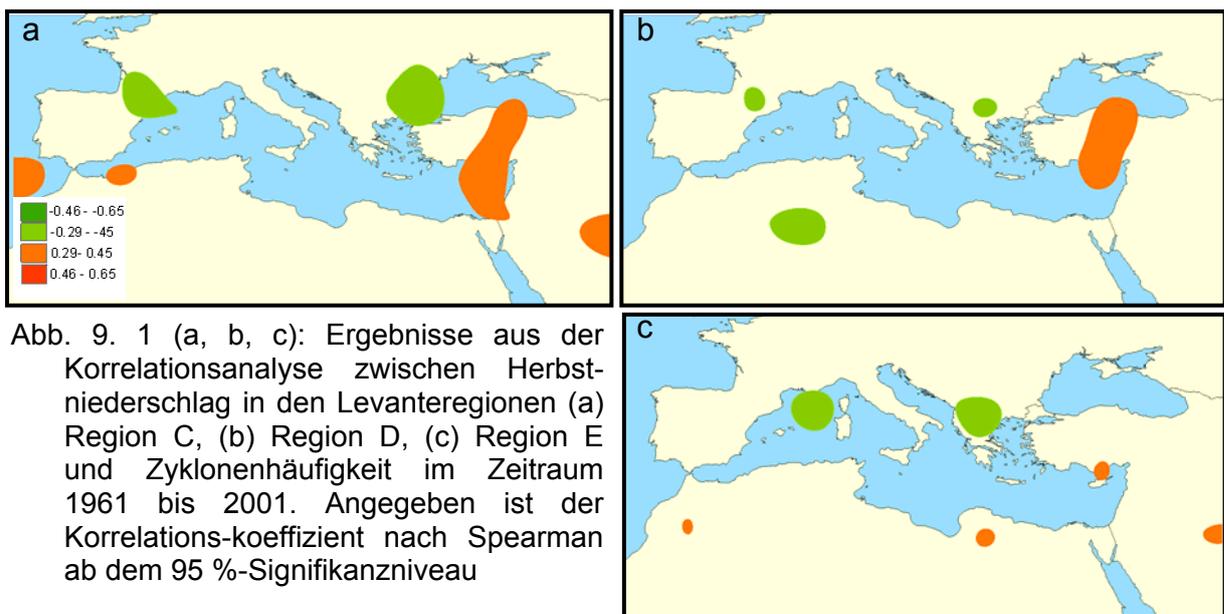
wählen den Weg über das Ägäische Meer und von hier weiter in das Seegebiet von Zypern, um sich dort zu reaktivieren. Diese Zyklonen haben Einfluss auf die Levante. Ägäis-Zyklonen erreichen die Levanteküste über das Seegebiet von Zypern. Zypern-Zyklonen bilden sich im Frühling ebenso wie Winter. Diese Zyklonen bleiben dort stationär. Sie nehmen drei Wege. Eine Zyklone zieht nordostwärts bis in das Schwarze Meer. Die nächste bewegt sich ostwärts bis in den Irak. Die dritte Möglichkeit besteht darin, dass die Zyklone südöstlich bis zur Südlevante in Jordanien zieht.

9 Korrelation zwischen Niederschlag und Zyklonen

Der Einfluss der großskaligen atmosphärischen Zirkulation auf die jahreszeitliche Niederschlagsvariabilität in der Levante wird mittels Korrelation untersucht. Dabei interessiert vor allem die Rolle der Zyklonenaktivitäten (Zyklogenese, Zyklonenhäufigkeit und Zyklolyse). Die Untersuchungen erfolgen für fünf Zielregionen in verschiedenen Teilen der Levante (siehe Kapitel 3). Der Niederschlag der einzelnen Regionen wird jeweils über eine Hauptkomponentenanalyse erfasst. Die Häufigkeit lokaler Zyklonen spielt vor allem für die Verteilung des Niederschlags innerhalb der Levante eine Rolle (Almoussa 2002).

9.1 Korrelation Zwischen Niederschlag im Herbst und Zyklonen

Räumliche Darstellungen der Korrelationskoeffizienten nach Spearman, wie sie sich aus der Analyse der Winterniederschlag ergeben, sind in Abb. 9.1 (a, b, c) zu sehen. Die farblich markierten Flächen sind Gebiete signifikanter Korrelation. Rot angezeigte Felder stehen für Gebiete positiver Korrelation und grüne Flächen für Gebiete der negativen Korrelation. Die Darstellung beschränkt sich auf signifikante Korrelationen.



Der resultierende Herbstniederschlag in den Regionen A und B zeigt keine signifikante Wechselbeziehung mit der Zyklonenhäufigkeit. Gelegentlich treten in diesen südlichen Landesteilen Fluten auf, die meistens durch ein Tief über dem Roten Meer entstehen. Dies führt Luftmassen aus dem Mittelmeerraum mit tropischer Luft und Luftmassen vom Roten Meer zusammen. Dabei können besonders am Beginn oder Ende der Regenzeit heftige Gewitter über den südlichen Wüstengebieten entstehen.

Die Zyklonenhäufigkeit über Zypern hat eine signifikant positive Korrelation mit dem Niederschlag in den Regionen C, D und E (Abb. 9.1 (a, b, c)). Dies bedeutet für das Mittelmeer eine verstärkte Westströmung, also eine verstärkte Zyklonenaktivität. Dadurch beginnt die erste Zyklogenese im September, wobei sich frühere Zyklonen

auf die Küste beschränken. Der Herbstniederschlag bringt negative Werte der Zyklonenhäufigkeit über dem Balkan, der nordwestlichen Schwarzmeerküste und dem Löwengolf. Wenn die Zyklonen also schon über dem Atlantik und Mittelmeer nach Norden abgelenkt werden, hat dies zur Folge, dass weniger Niederschläge in Europa und verminderte Niederschläge über dem östlichen Mittelmeerraum abregnen.

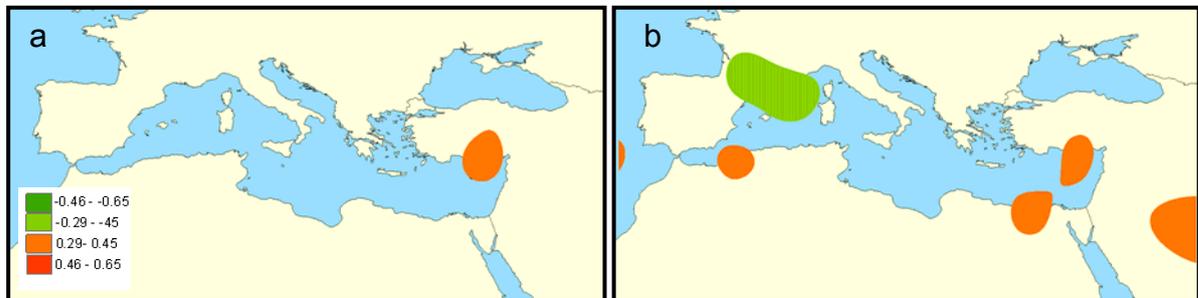


Abb. 9.2 (a, b): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Herbstniederschlag in der Levantregion ((a): Region C, (b): Region E) und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau

Die Ergebnisse aus der Korrelation der Herbstniederschläge mit der Zyklonenhäufigkeit (Abb. 9.2 (a, b)) bestätigen die Ergebnisse aus der Analyse der Zyklonenhäufigkeit, insbesondere in den Regionen C und E. Für die Region C findet man die hohen Werte erstmalig auftretender Zyklonen in der Region um Zypern und dem Golf von Antalya, die somit eine wichtige Rolle für den Niederschlag im Herbst spielen. Hohe Werte erstmalig auftretender Zyklonen zeigen sich auch für die Region E Zypern, dem Golf von Antalya, der Küste von Ägypten und dem Arabischen Golf. Bei anderen Regionen (A, B und D) besteht kein signifikanter Zusammenhang zwischen Zyklonenhäufigkeit und dem Herbstniederschlag. Die signifikante positive Verbindung zwischen der Zyklonenhäufigkeit und dem Herbstniederschlag liegt in den Regionen C und E unter 0.45. Der Niederschlag ist signifikant mit der Zyklonenhäufigkeit über dem Löwengolf korreliert, wobei die Zyklonen dort entstehen und nicht ins Östliche Mittelmeer ziehen.

Die Niederschlagsverhältnisse der Levante sind in hohem Mass von der Stärke der Zyklonenaktivität des Adriatiefs gesteuert. Wenn die Zyklonen dort entstehen, sich auflösen und nicht ins östliche Mittelmeer ziehen, bleibt der Niederschlag in der Levante unterdurchschnittlich (Abb. 9.3 (a, b, c, d)). Dabei ergibt sich zwischen Niederschlag und Zyklonenhäufigkeit über dem Adriatischen Meer eine signifikante, negative Korrelation von $r \leq -0.45$.

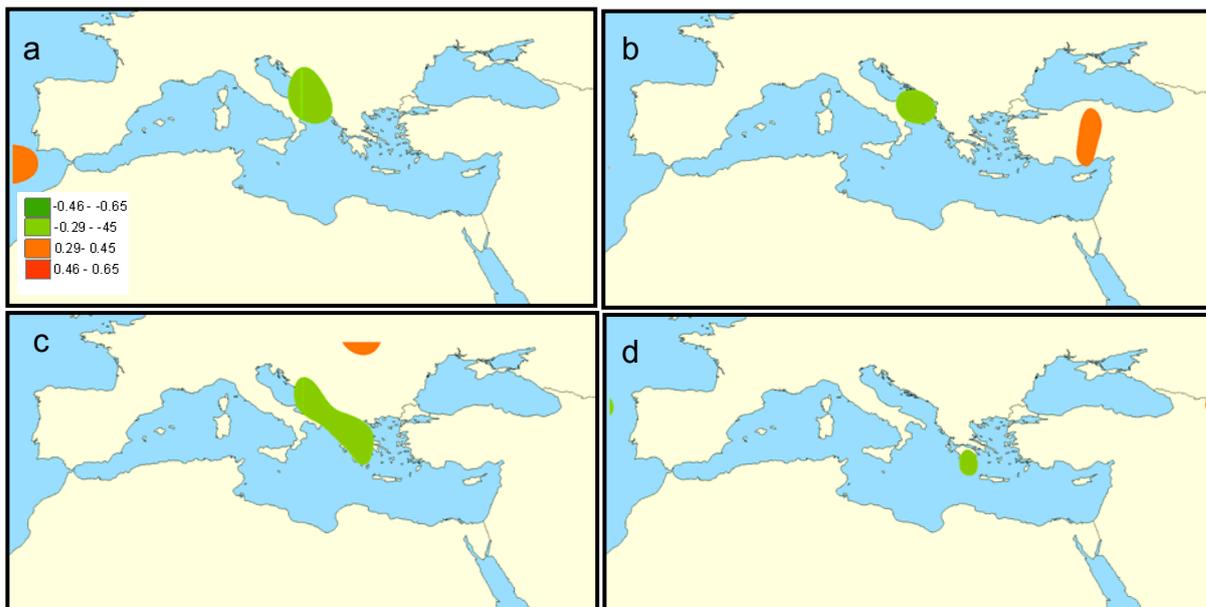


Abb. 9.3 (a, b, c, d): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen dem Herbstniederschlag in der Levanteregion ((a): Region C, (b): Region E) und der Zyklolysehäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau

9.2 Korrelation zwischen Niederschlag im Winter und Zyklonen

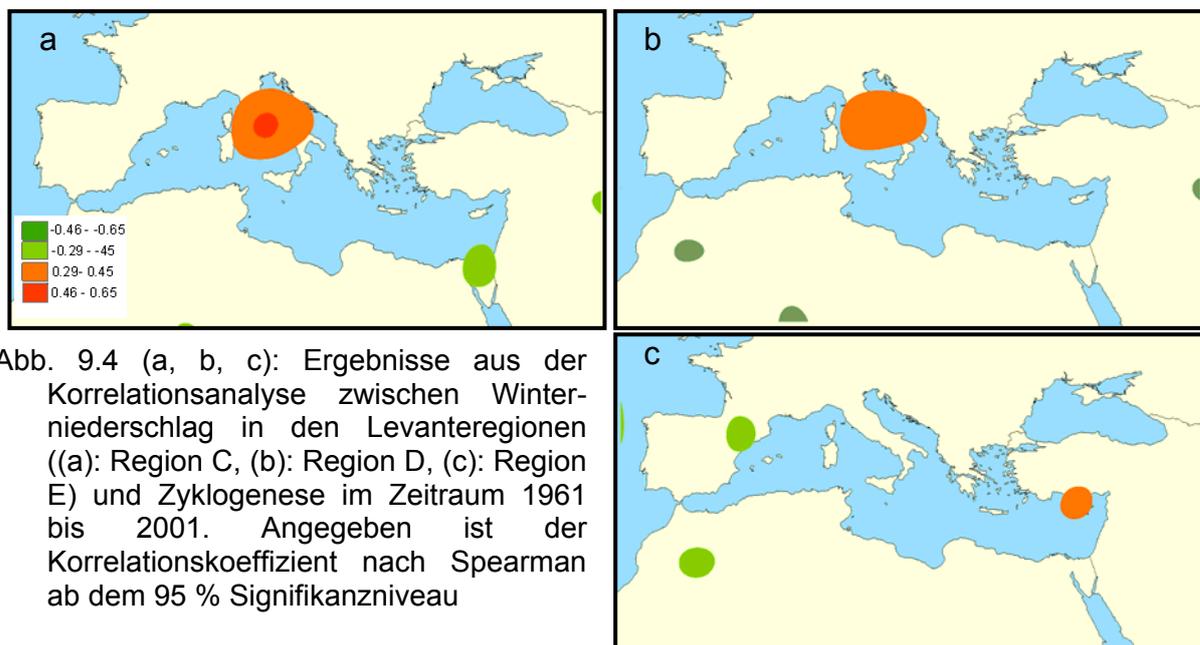


Abb. 9.4 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Winterniederschlag in den Levanteregionen ((a): Region C, (b): Region D, (c): Region E) und Zyklonogenese im Zeitraum 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 % Signifikanzniveau

In den Regionen A und B (nicht dargestellt) findet man keine signifikante Korrelation zwischen Niederschlag und Zyklonogenese im Winter, wobei die zweite Region sehr trocken ist und sich durch eine sehr hohe Niederschlagsvariabilität auszeichnet. Die Verbindung zwischen Winterniederschlag in den Regionen C (Nordwestsyrien) und D (Westostlevante) sowie der Zyklonogenesehäufigkeit stellt sich anhand eines Bandes dar, welches sich vom Tyrrhenischen Meer über Italien bis zum Adriatischen Meer erstreckt. Die Korrelation liegt bei $r \leq 0.65$ in der Region C und bei $r \leq 0.45$ in der

Region D. Bedingt durch den im Winter am stärksten ausgeprägten Temperaturgradient zwischen Pol und Äquator bilden sich relativ große Luftdruckdifferenzen und die atmosphärische Zirkulation wird verstärkt angetrieben. Das Gebiet der Polarfronten verlagert sich in südlicher Richtung, so dass die Zyklonenbahnen im Winter das Mittelmeer überqueren (Abb. 9.4 (a, b, c)).

Im Bereich zwischen Golf von Antalya und Zypern besteht eine signifikante positive Korrelation ($r \leq 0.45$) zwischen Winterniederschlag in der Region E und der Zyklonogenesehäufigkeit. Die meisten Niederschläge in Israel kommen nach Landsberg (1981) von Mittelmeertiefs, deren Zentren zwischen Zypern und dem Libanon liegen. Die Badia (Region B) wird jedoch meistens nicht durch diese Zyperntiefs beeinflusst (Sasse 2004). In der Region A und B (nicht dargestellt) findet man keine signifikante Verbindung zwischen dem Niederschlag und der Zyklonogenese im Winter, wobei die Region B sehr trocken ist und eine hohe Niederschlagsvariabilität besitzt.

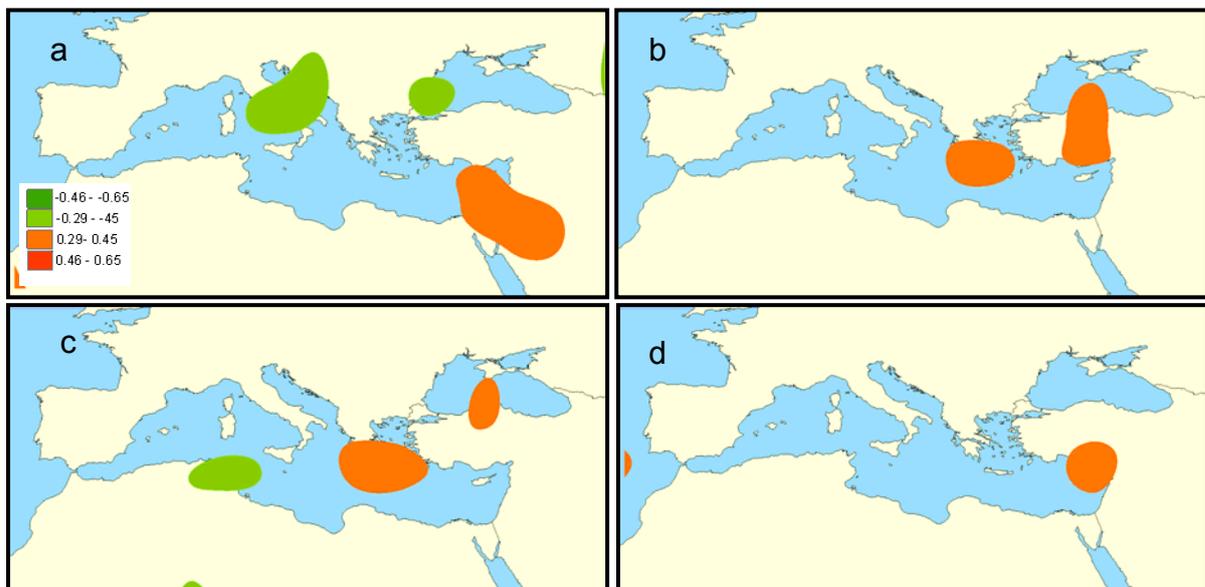


Abb. 9.5: (a, b, c, d): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Winterniederschlag in den Levanteregionen ((a): Region B, (b): Region C, (c): Region D, (d): Region E) und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau. Die farbig markierten Flächen sind Gebiete signifikanter Korrelation

In Abb. 9.5 (a, b, c, d) ist der Korrelationskoeffizient für den Zusammenhang zwischen den Niederschlagsdatensätzen und Zyklonenhäufigkeit für den Winter dargestellt. Die Ergebnisse aus den Datensätzen zeigen hierbei wesentliche Abhängigkeiten. Im Winter werden sogar positive (signifikante) Korrelationen in vier Regionen erzielt. Wenn sich im Winter die Zyklonenhäufigkeit auf das Gebiet zwischen Zypern und der Südlevante erstreckt, ist mehr Niederschlag in der Südostlevante zu verzeichnen (Region B). Die negative Korrelation zwischen Niederschlag in der Region B und Zyklonenhäufigkeit über Italien, dem Adriatischen Meer und dem Westschwarzen Meer ($r \leq -0.45$) ist ebenfalls signifikant, wobei die Zyklonen in Richtung West und Nordost ziehen. In der Region D findet man eine

positive Korrelation mit Zyklonenhäufigkeit über dem Südägäischen Meer, dem Kreta-Meer, dem Nordöstlichen Mittelmeer und dem südlichen Teil des Schwarzen Meers. In der Region D liegt ein Gebiet negativer Korrelation mit Zyklonenhäufigkeit über Tunesien mit einem Korrelationskoeffizienten von $r > 0.45$. Für die Region E zeigt sich zwischen der Zyklonenhäufigkeit über Antalya zum Winterniederschlag in einen ausgeprägten Zusammenhang.

Die frontale Grenze zwischen der Polarluft einerseits und der (sub)-tropischen Luft andererseits bezeichnet man als „Polarfront“. Die Polarfront ist anhand des Temperaturgegensatzes beiderseits der Front gut zu erkennen. Ihre mittlere Lage ändert sich mit der Jahreszeit. Im Winter liegt sie weiter im Süden und dringt über Europa bis ins Mittelmeergebiet vor, während sie im Sommer über Mitteleuropa oder Skandinavien verläuft. Wegen des größeren Temperaturgegensatzes zwischen hohen und niedrigen Breiten im Winter ist die Polarfront in der kalten Jahreszeit besser ausgeprägt als in den warmen (Malberg 2007). Im Winter mit negativer NAO dringen die Zyklonenzugbahnen der Polarfront weiter nach Süden vor. Die Advektion der vergleichsweise kalten Atlantik-Luftmassen in das wärmere Mittelmeergebiet führt zu verstärkten Zyklonen. In diesem Fall sind also Niederschlag und Zyklonenhäufigkeit über dem Südägäischen Meer, dem Kreta-Meer und Zypern positiv korreliert.

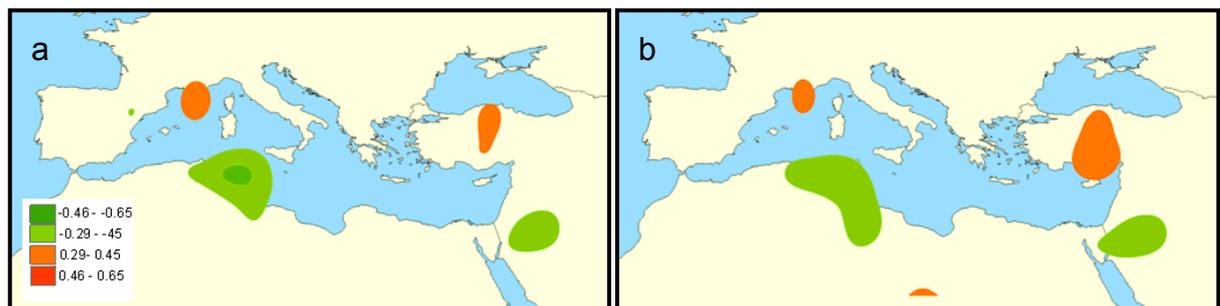


Abb. 9.6 (a, b): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Winterniederschlag in den Levanteregionen ((a): Region C, (b): Region E) und Zyklolysehäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001

In den Regionen C und E zeigen sich nur in der Analyse der Winterdaten (Abb. 9.6 (a, b)) deutliche Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Zyklolysehäufigkeit. Das Gebiet maximaler positiver Korrelation liegt im Nordosten des Mittelmeers über der Türkei und dem Löwengolf mit einem Korrelationskoeffizienten bis $r > 0.45$. Dagegen findet man eine signifikante und negative Verbindung mit der Zyklolysehäufigkeit über Tunesien und der Südlevante. In den übrigen Regionen (A, B und D) zeigen sich zwischen dem Winterniederschlag und der Zyklolysehäufigkeit schwach ausgeprägte Zusammenhänge (nicht dargestellt).

9.3 Korrelation zwischen Niederschlag im Frühling und Zyklonen

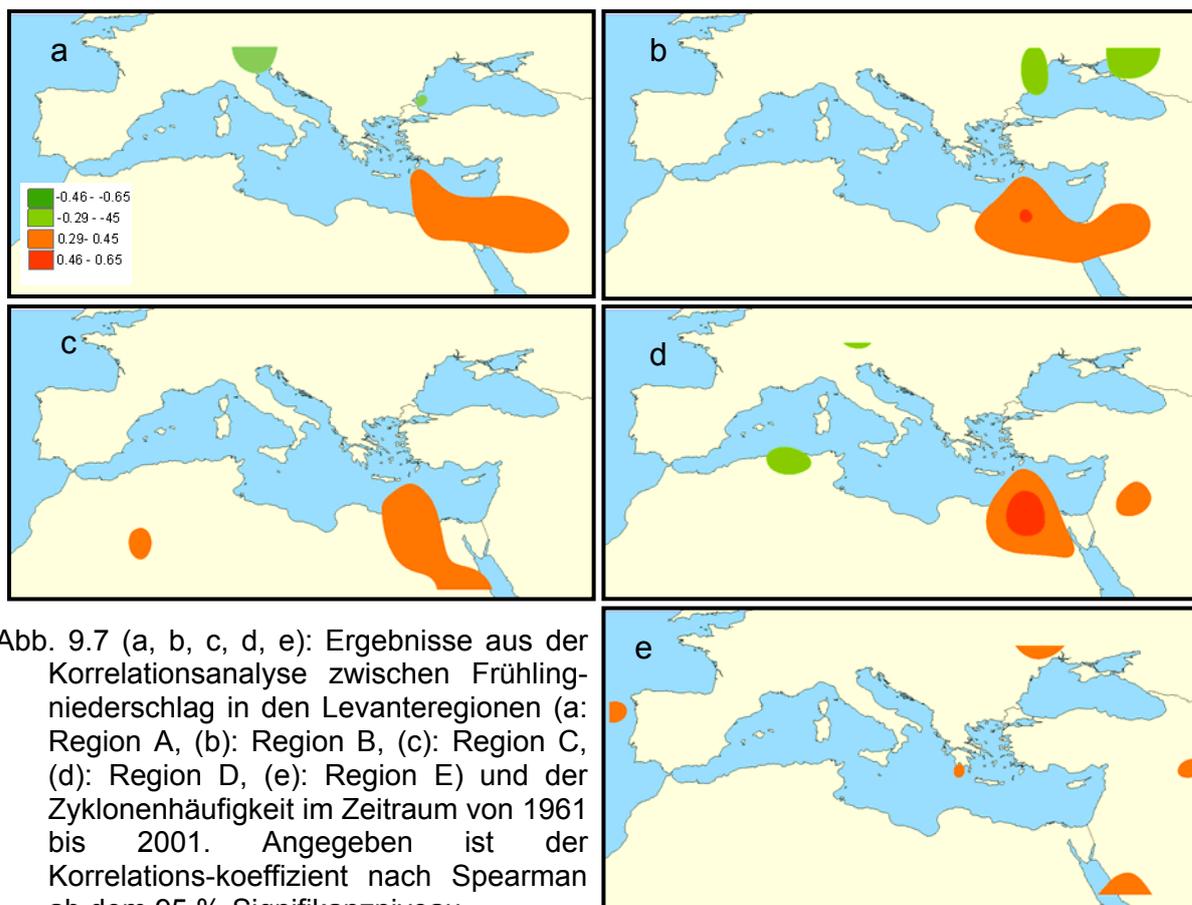


Abb. 9.7 (a, b, c, d, e): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Frühlingniederschlag in den Levanteregionen (a: Region A, (b): Region B, (c): Region C, (d): Region D, (e): Region E) und der Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum von 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau

Räumliche Darstellungen des Korrelationskoeffizienten nach Spearman, wie sie sich aus der Analyse des Frühlingniederschlags ergeben, sind in Abb. 9.7 (a, b, c, d, e) zu sehen. Wie die Abbildungen der Niederschlags- und Zyklonenhäufigkeit zeigen (Abb. 9.7 (a, b, c, d, e)), scheint ein Zusammenhang zwischen beiden Klimaparametern zu bestehen. Eine lineare Abhängigkeit zwischen dem Niederschlag und der Zyklonenhäufigkeit existiert. Dies zeigen die Korrelationskoeffizienten in allen Regionen bis $r \leq 0.65$. Hier erkennt man eine signifikante positive Korrelation, welche sich südwärts verlagert. Die Verbindung zwischen einer positiven Korrelation von Niederschlag und der Zyklonenhäufigkeit stellt sich anhand eines Bandes dar, welches sich von dem Südkretischen -Meer über die Küste von Ägypten, bis zum Rote Meer erstreckt. Im Frühling bleibt der Einfluss der Zyklonen erhalten (siehe Kapitel 8.3.3). Die bekannten Zyklonenzugbahnen des Adriatiefs vom Südägäischen Meer nach Zypern, des Saharatiefs über die Südmittelmeerküste an die Levante und des Roten Meer-Tiefs zur Südlevante wurden bereits in Kapitel 8.3.3 geschrieben. Wenn die Saharazyklonen über das Mittelmeer ziehen, tritt häufiger Niederschlag auf. Auf die meridionale Zirkulation im Frühling ist mehrfach hingewiesen worden. Die damit verbundenden Saharazyklonen, die nicht über das Mittelmeer ziehen, führen auf ihrer Vorseite durch eine Südströmung kontinentale trockene Luftmassen mit sich.

Dieser ausdörrende, gefürchtete Wüstenwind, der Sumum oder Khamsin Syriens, bzw. der Sarav Isreals, kann im Binnenland zu einem Staub- oder Sandsturm werden (Endlicher 2000). Die starken Niederschläge in der südlichen und östlichen Levante (Regionen A und B) entstehen meistens durch ein Tief über dem Roten Meer. Dies führt Luftmassen aus dem Mittelmeerraum mit tropischer Luft und Luftmassen vom Roten Meer zusammen, wodurch besonders zum Ende der Regenzeit (April und Mai) heftige Gewitter über der südlichen und östlichen Levante entstehen können.

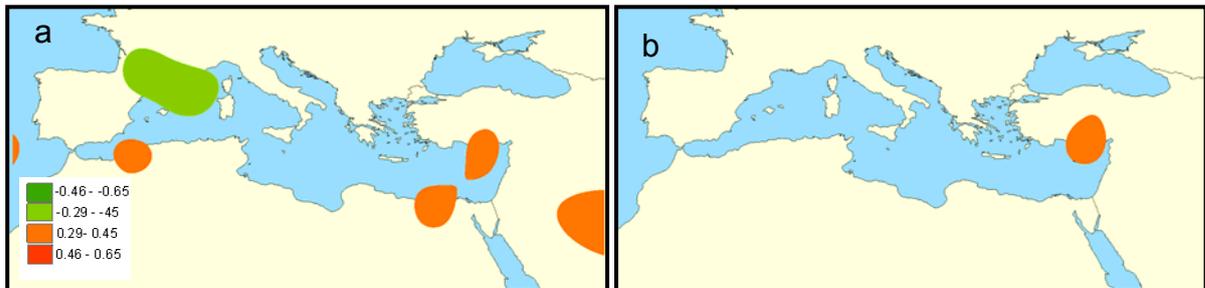


Abb. 9.8 (a, b): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen dem Frühlingsniederschlag in den Levanteregionen (a: Region C, b: Region E) und der Zyklonogenesehäufigkeit im Zeitraum von 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau

Es bilden sich zyklonale Aktionsgebiete über dem Mittelmeer ab. Auch wenn die Zyklonen über Saudi-Arabien, dem Arabischen Golf, entstehen, tritt häufiger Niederschlag auf. In diesen Regionen befindet sich ein eindeutig positives Korrelationzentrum mit Werten von $r \leq 0.45$ in der Periode 1961-2001. In den Regionen A, B und D zeigen sich zwischen der Zyklonogenese und dem Frühlingsniederschlag keine signifikanten Zusammenhänge.

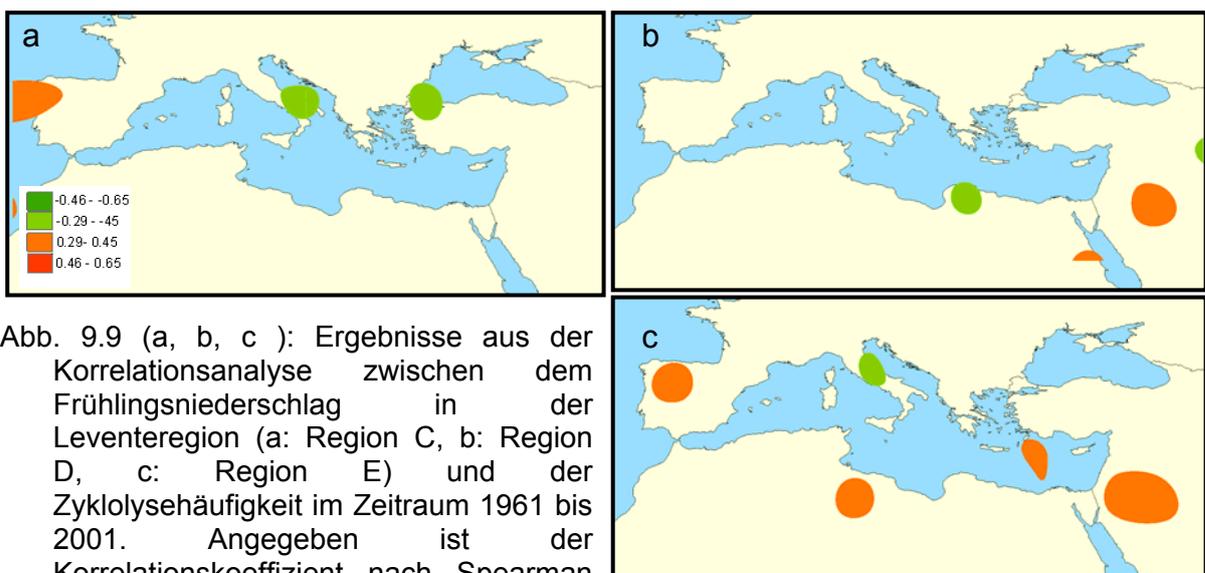


Abb. 9.9 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen dem Frühlingsniederschlag in der Levanteregion (a: Region C, b: Region D, c: Region E) und der Zyklolysehäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001. Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau.

Abb. 9.9 (a, b, c) zeigt den Zusammenhang zwischen Zyklolyse und Frühlingsniederschlag für den Zeitraum 1961-2001. Die Korrelationskarten dieser

Zeitabschnitte beinhalten eine Zyklolyse über der Südostlevante mit klaren positiven Korrelationen in der Regionen C, E und D und mit Korrelationswerten von $r \leq 0.45$. Hingegen zeigt Abb. 9.9 (a, b, c) signifikant negative Korrelation mit Zyklolyse über dem Adriatischen Meer, Italien und dem Norden des Schwarzen Meeres. Es sollte beachtet werden, dass die Nordmittelmeer-Zyklonen meistens in der kalten Jahreszeit (Winter) die Levante erreichen. Die Wahrscheinlichkeit ihres Auftauchens in anderen Jahreszeiten ist vernachlässigbar. Der größte Teil des Niederschlags in der Süd-Ost-Levante wird durch die Zyklonen verursacht, die aus dem Südwesten (Rotes Meer, Saudi-Arabien, Arabischer Golf) in der Levante eintreffen.

10 Korrelation zwischen Zyklonen und Telekonnektionensindizes

10.1 Southern Oscillation Index (SO)

Wie bereits im Kapitel 3.3 beschrieben, wird der SO-Index aus Luftdruckdifferenzen zwischen Tahiti und Darwin (Australien) errechnet. Hierzu wird die mittlere Differenz eines Monats in Beziehung gesetzt zur mittleren Differenz, die über einen möglichst langen Zeitraum jeweils in diesem Monat registriert wurde.

Generell fallen in Zeitreihen negative Anomalien im SOI mit positiven Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (El Niño-Phasen) zusammen. Ebenso fallen positive Anomalien im SOI mit negativen Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (La Niña-Phasen) zusammen. Die Änderung der Meeresoberflächentemperatur führt nahezu im gesamten tropischen Raum zu einer Verlagerung jener Gebiete, in denen regelmäßig starke konvektive Niederschläge niedergehen bzw. jenen, in denen Niederschlagsarmut herrscht. Die Auswirkungen des ENSO-Phänomens reichen weit über die Tropen und die mittleren Breiten hinaus. Für den nordatlantischen und europäischen Sektor konnten Zusammenhänge nachgewiesen werden. Friedrich und Müller (1992) wiesen eine Verbindung zwischen den Wintermitteltemperaturen Skandinaviens und tropischen SST-Anomalien nach. Fraedrich (1994) stellte eine Verlagerung der Zugbahn atlantischer Tiefdruckgebiete hin zu mehr nördlichen Routen in El Niño-Phasen (positive Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Ostpazifik), bzw. zu mehr zonalen Routen in La Niña-Phasen (negative Anomalien der Meeresoberflächentemperatur vor den Küsten Perus und Ecuadors) fest. Eine detaillierte Beschreibung der Vorgänge, Wechselwirkungen und Telekonnektionen des ENSO-Phänomens findet sich z. B. bei Dettmann (2000). Im nächsten Abschnitt wird untersucht, inwieweit sich der SOI auf die Zyklonenhäufigkeit im Mittelmeerraum auswirkt.

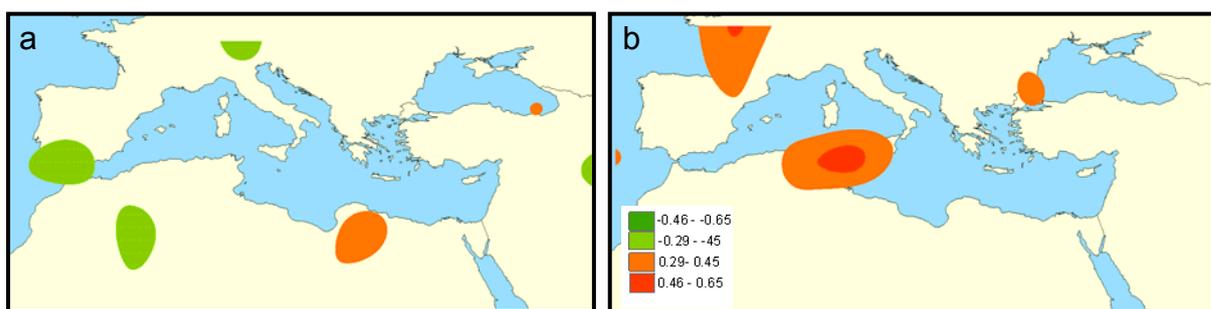


Abb. 10.1 (a, b): Korrelation der Zyklonenhäufigkeit mit SOI im Winter (a) und im Frühling. Farbige Flächen entsprechen dem Korrelationskoeffizienten zwischen dem SOI und der Zyklonenhäufigkeit ab dem 95 %-Signifikanzniveau

Diese Mittelwerte sind zusammen mit dem Korrelationskoeffizienten zwischen SO-Index und Zyklonenhäufigkeit als Korrelation in Abb. 8.1 (a) im Winter dargestellt. Die Verbindung ist zwar gering, jedoch in einigen Bereichen auffallend, die in Abb. 10.1 (a, b) dargestellt sind. Bereiche positiver Korrelation sind über dem Nordosten

Libyens (Cyrenaica), während dessen Bereiche negativer Korrelation sich über dem Atlasgebirge sowie über der Straße von Gibraltar befinden.

Im Herbst gibt es im Mittelmeerraum keine signifikante Korrelation der El Nino/Southern Oszillation. Daher wurde keine Karte erstellt. Aufgrund der Sensitivität der Zyklonen für entstehende Kräfte ist ein stärkeres als das hier gezeigte Muster eines Zusammenhangs zu erwarten. Mögliche Ursachen für die geringere Ausprägung dieser Korrelation lassen sich in der Nichtlinearität des Phänomens finden.

Im Frühling ist der Einfluss des SOI über Tunesien und Süditalien besonders ausgeprägt und weist dort auf höhere Zyklonenhäufigkeiten während positiver ENSO-Ereignisse hin. Des Weiteren besteht eine positive Korrelation zwischen positiven ENSO-Ereignissen und einer größeren Zyklonenhäufigkeit über Teilen der atlantischen Küste (Nordspanien und Frankreich) und dem westlichen Schwarzen Meer, jedoch sind diese Zusammenhänge nicht so stark ausgeprägt wie über Tunesien und Süditalien.

10.2 Sibirischer Hochdruck (SH)

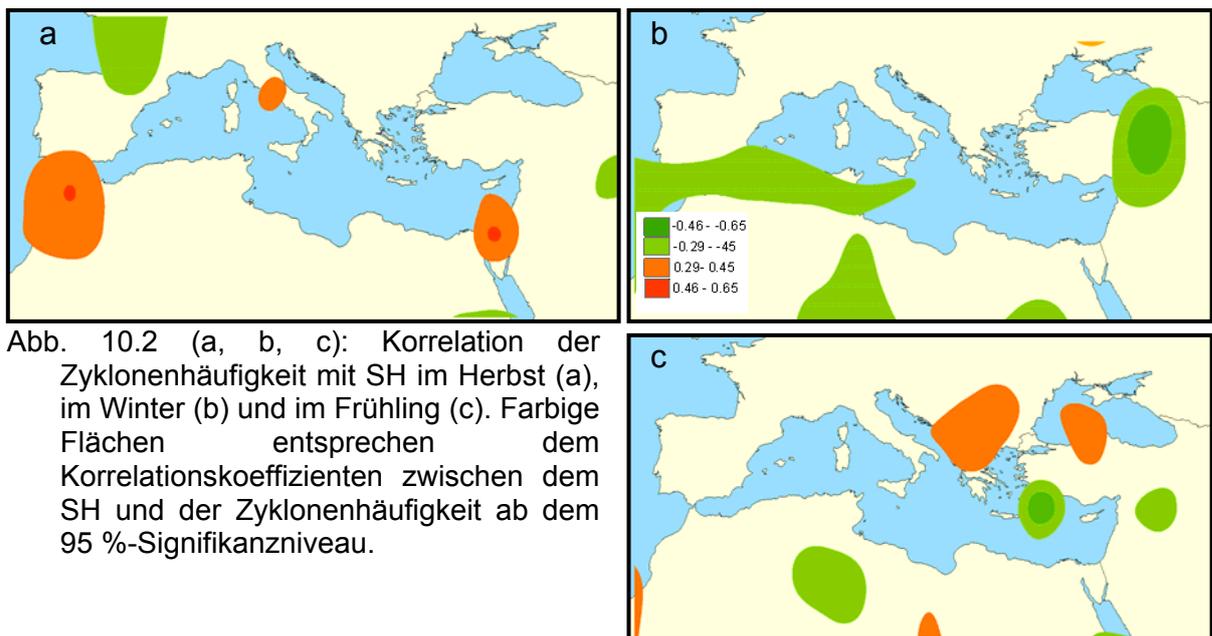


Abb. 10.2 (a, b, c): Korrelation der Zyklonenhäufigkeit mit SH im Herbst (a), im Winter (b) und im Frühling (c). Farbige Flächen entsprechen dem Korrelationskoeffizienten zwischen dem SH und der Zyklonenhäufigkeit ab dem 95 %-Signifikanzniveau.

Im Winter herrscht über Sibirien ein sehr hoher Luftdruck mit dem Zentrum in Ostsibirien (sibirisches Aktionszentrum der Atmosphäre). Die Variabilität der SH ist besonders im Winterhalbjahr ausgeprägt. Kalte Hochdruckgebiete weisen eine vertikale Luftsäule auf und damit eine größere Dichte an ihrer Untergrenze. Dies geschieht, wenn bodennahe Luftschichten im Winter durch die starke Abkühlung des Festlandes ebenfalls sehr stark auskühlen. So entsteht beispielsweise das kräftigste Hoch der Erde, das Sibirienhoch. Dabei steigt der Druck im Kern des Hochs auf 1.040 bis 1.065 hPa. Im Sommer fehlen derartige kontinentale Kältehochs.

Räumliche Darstellungen der Korrelationskoeffizienten nach Spearman sind in Abb. 10.2 (a, b, c) zu erkennen. Gezeigt sind die Ergebnisse der Analyse mit dem SH-Index.

Im Herbst ist ein signifikanter positiver Zusammenhang zwischen dem SH und Zyklonenhäufigkeit über dem südöstlichen Mittelmeerraum, Nordmarokko und einem kleinen Bereich in Italien zu verzeichnen. Eine lineare Regression der Jahregänge der Korrelationskoeffizienten aus Abb. 8.2 (a) zeigt, dass diese Verbindungen bis zu $r \leq 0.65$ miteinander korreliert sind.

Im Winter erstreckt sich der Haupteinfluss des SH auf das Gebiet des östlichen Mittelmeerraums bis zum Schwarzen Meer, der Straße von Gibraltar sowie der Sahara in Libyen und Ägypten. Im Herbst bildet sich hoher Luftdruck über Sibirien, der sich im Winter durch die anhaltende Abkühlung verstärkt. Das Zentrum des hohen Luftdruckes befindet sich über Ostsibirien. Im Winter weht die Luft aus dem sibirischen Hoch in Richtung Iran und Türkei bis zur Ostlevante, so dass sich über der Levante eine trockene und alte nordöstliche Luftströmung einstellt.

Das sibirische Kältehoch erreicht mit seinen Ausläufern den nordöstlichen Mittelmeerraum im Winter (Maheras et al. 1999). Durch die Verbindung dieser Ausläufer mit dem Hochdruck über dem Iran können die ostwärts ziehenden Zyklonen blockiert werden. Dadurch fließen kontinentale Luftmassen aus den Hochdrucksystemen über dem Balkan oder der Türkei aus Nordost bis Nordwest in den nordöstlichen Mittelmeerraum und bedingen dort eine Herabsetzung der winterlichen Niederschlagsmengen (Xoplaki et al. 2000, Hertig 2004). Hingegen erstrecken sich vermehrt Zyklonen über den südlichen Teil der Südlevante und Südarabien südostwärts und bedingen dadurch mehr Niederschläge in dieser Region. Aus Abb. 10.2 (b) wird ersichtlich, dass während des Winters noch eine relativ hohe Korrelation bis zu $r \leq -0.65$ im nordöstlichen Mittelmeer besteht. Feuchte Winter stehen dabei in Zusammenhang mit einer Dominanz der atlantisch-westeuropäischen Antizyklone über das dementsprechend abgeschwächte sibirische Kältehoch (Hertig 2004).

Im Frühling steigt die Temperatur an und der sibirische Hochdruck schwächt sich ab. Allerdings spielt zusätzlich für die Zyklonenhäufigkeit im Mittelmeerraum die Lage, Stärke und Ausdehnung des sibirischen Hochdrucks eine entscheidende Rolle. Aus der Abb. 8.2 (c) wird ersichtlich, dass in Bereichen der Nordostlevante, Ostkretas und der Sahara in Libyen signifikante negative Zusammenhänge zwischen Zyklonenhäufigkeit und SH-Index bestehen, während sich im Balkan und über dem Südwestschwarzen Meer ein definitiv positiver Einfluss des SHI abzeichnet. Wenn sich der sibirische Hochdruck nach Westen ausdehnt, trifft Kaltluft von Nord und Nordwest im Nordmittelmeer mit Warmluft von Süden (Tropikluft) zusammen. Aus diesem Grund vermehren sich die Zyklonen über dem Adriatischen Meer, dem Balkan und dem Schwarzen Meer. Die Ergebnisse bestätigen den Einfluss des sibirischen Hochdrucks nicht nur im Winter, sondern auch im Herbst und Frühling.

10.3 Azorenhoch (AH)

Das Azorenhoch ist ein mehr oder weniger beständiges Hochdruckgebiet im Bereich der Azoren und wird als wichtiger Bestandteil der großräumigen atmosphärischen Zirkulation beschrieben. Zirkulationsdynamisch bestimmen nach Krichak et al. (2000), Kutiel und Paz (1998) vor allem die antizyklonalen Zentren des Azorenhochs und der sibirischen Hochdruck die Klimaschwankungen im Mittelmeerraum, insbesondere im östlichem Mittelmeerraum (Hertig 2004, Sasse 2004). Die höchsten Druckwerte schwanken zwischen 1034 und 1016 hPa (DWD 2007). Diese Untersuchung soll zeigen, ob das Azorenhoch einen Einfluss auf die Zyklonenhäufigkeit im Mittelmeerraum hat.

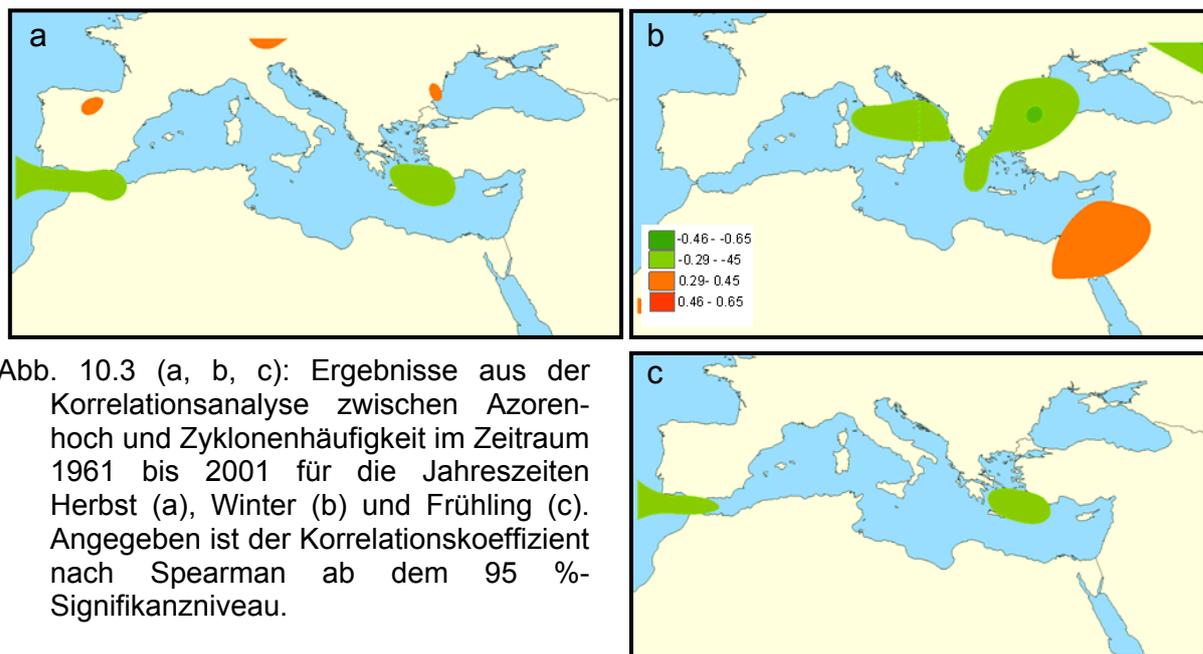


Abb. 10.3 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen Azorenhoch und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001 für die Jahreszeiten Herbst (a), Winter (b) und Frühling (c). Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 %-Signifikanzniveau.

Das Ergebnis der Korrelation der Zyklonenhäufigkeit in den verschiedenen Jahreszeiten (Herbst, Frühling und Winter) mit dem Azorenhoch ist in Abb. 10.3 (a, b, c) zu sehen. Abb. 10.3 (a) unterstreicht die Aussage, dass eine signifikante negative Korrelation zwischen Azorenhoch und Zyklonenhäufigkeit über der Straße von Gibraltar, dem Südägäischen Meer und dem Kretischen Meer besteht. Damit wird deutlich, dass die Azorenhochs sich nur dann deutlich auf die Zyklonenhäufigkeit auswirken, wenn das Zentrum des Azorenhochs relativ weit östlich liegt (Esteban-Parra et al. 1998, Hertig 2004,) und Zyklonen vom Atlantik über der Straße von Gibraltar abblockt.

Der stärkste Einfluss des Azorenhochs auf die Zyklonenhäufigkeit über dem Tyrrhenischen Meer, Italien und Adriatischen Meer zeigt sich im Winter. Ein starkes Azorenhoch verursacht eine nach Norden gerichtete Zugbahn der Zyklonen der mittleren Breiten über dem Nordatlantik und dem Mittelmeer und eine Abnahme der Häufigkeit von Zyklonen, die vom nördlichen Atlantik in Richtung Mittelmeerraum ziehen. Hingegen findet man eine signifikant positive Korrelation zwischen Azorenhoch und Zyklonenhäufigkeit über dem nördlichen Roten Meer und dem

südöstlichen Mittelmeerraum (Abb. 10.3 (b)). Durch die Intensivierung des Azorenhochs und seiner Positionsverlagerung nach Nordosten wird das nördliche Rote Meer und der südöstliche Mittelmeerraum vermehrt von lokalen Zyklonen frequentiert.

Im Frühling übt das Azorenhoch einen Einfluss auf die Zyklonenhäufigkeit im Mittelmeerraum aus. Die Ergebnisse aus dem Zusammenhang des Azorenhochs mit der Zyklonenhäufigkeit (Abb. 10.3 (c)) ähneln sehr stark denen aus der Analyse der Herbstdaten.

10.4 Nordatlantische Oszillation (NAO)

Die Auswirkung der NAO auf das Klima in Europa und dem Mittelmeerraum ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. So ist der Einfluss der NAO auf Zyklonen vielfach belegt (zum Beispiel Rogers 1997, Ulbrich und Christoph 1999, Trigo et al. 2002b, Krichak und Alpert 2005a, b, Pinto et al. 2008).

In diesem Abschnitt wird die Bedeutung großräumiger und langfristiger atmosphärischer Zirkulationsmuster (NAO) für die lokalen Bedingungen im Mittelmeerraum, insbesondere im östlichen Mittelmeerraum genauer betrachtet. Der Mittelmeerraum ist nur ein Teil der nordatlantischen Zyklonenbahn, deren Hauptweg über den Nordatlantik in Richtung Nordeuropa verläuft. Folglich ist der wichtigste Modus die Variabilität der nordatlantischen Zyklonenzugbahn, die ihre Nord-Süd-Verschiebung und Intensivierung beschreibt (Lionello et al. 2006). Im Rahmen dieser Arbeit wurde auf den NAO-Index nach Jones und NAO nach CPC zurückgegriffen (siehe Kapitel 3.3).

In Abb.10.4 (a) und b lässt sich beispielhaft die Zugbahn der Zyklonen im Winter unter Einbeziehung einer entgegengesetzten NAO-Abweichung nach CPC vergleichen. Es lässt sich feststellen:

- Bei einem positiven NAO-Index nach CPC ziehen sehr selten Zyklonen über den Nordatlantik in Richtung Mittelmeerraum und die im Mittelmeerraum entstehenden Zyklonen bewegen sich südwärts oder südostwärts.
- Die Zugbahnen bei einem negativen NAO-Index sind ostwärts orientiert.
- In positiven Phasen ist die Lebensdauer der Zyklonen kürzer als in einer negativen Phase, wobei viele Zyklonen bei positiver Phase unbeweglich sind.
- In positiven Phasen treten in diesem Gebiet mehr Zyklonen (31) als in der negativen Phase (25) auf.
- Über der Sahara entstehen mehr Zyklonen in negativen Phasen als in positiven Phasen.

Die Punkte deuten darauf hin, dass die NAO die Bahnen der Zyklonen steuert. Dieser Einfluss ist ebenfalls im Korrelationskoeffizienten zu erkennen.

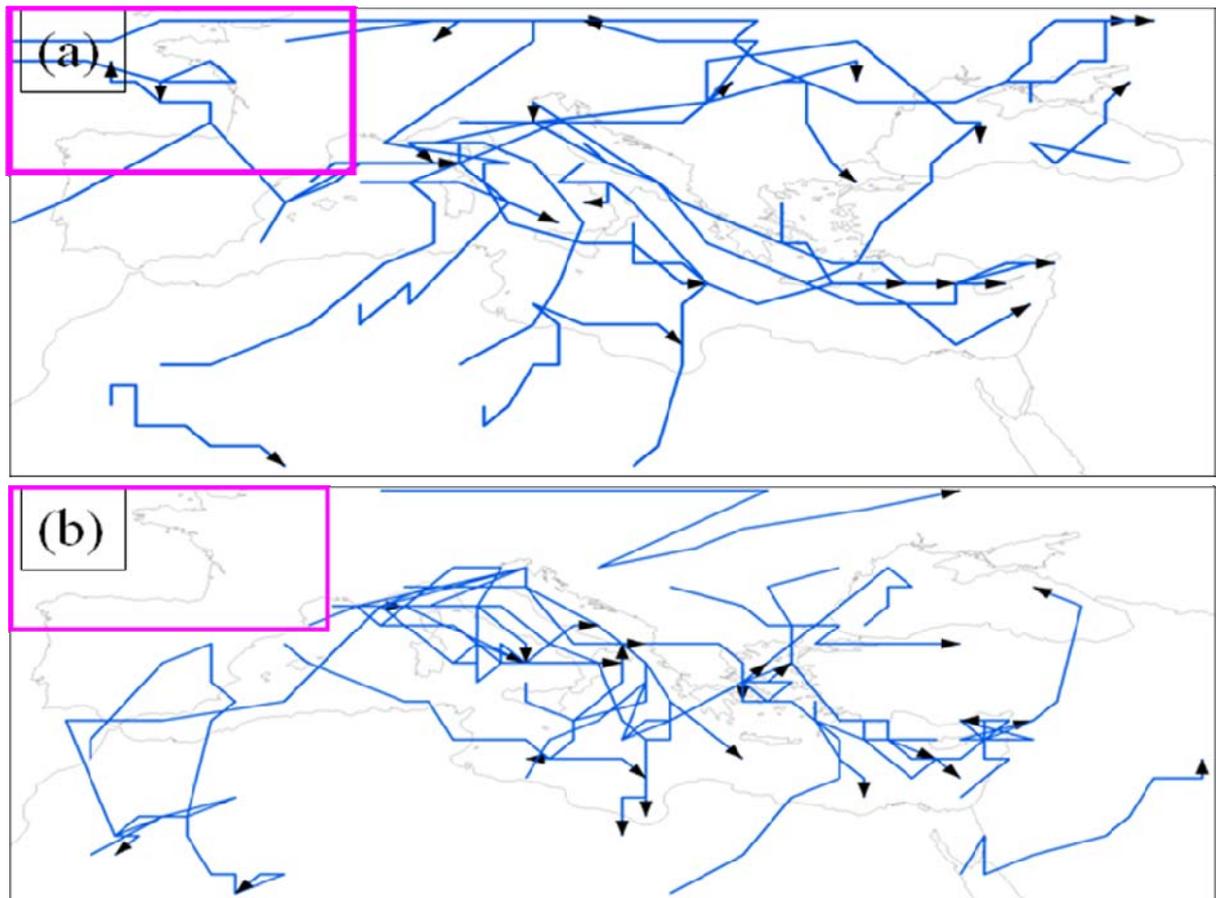


Abb.10.4 (a, b): Zyklonenzugbahnen im Winter 1978/79 bei (a) negativem NAO-Index und (b) 1994/95 positivem NAO-Index

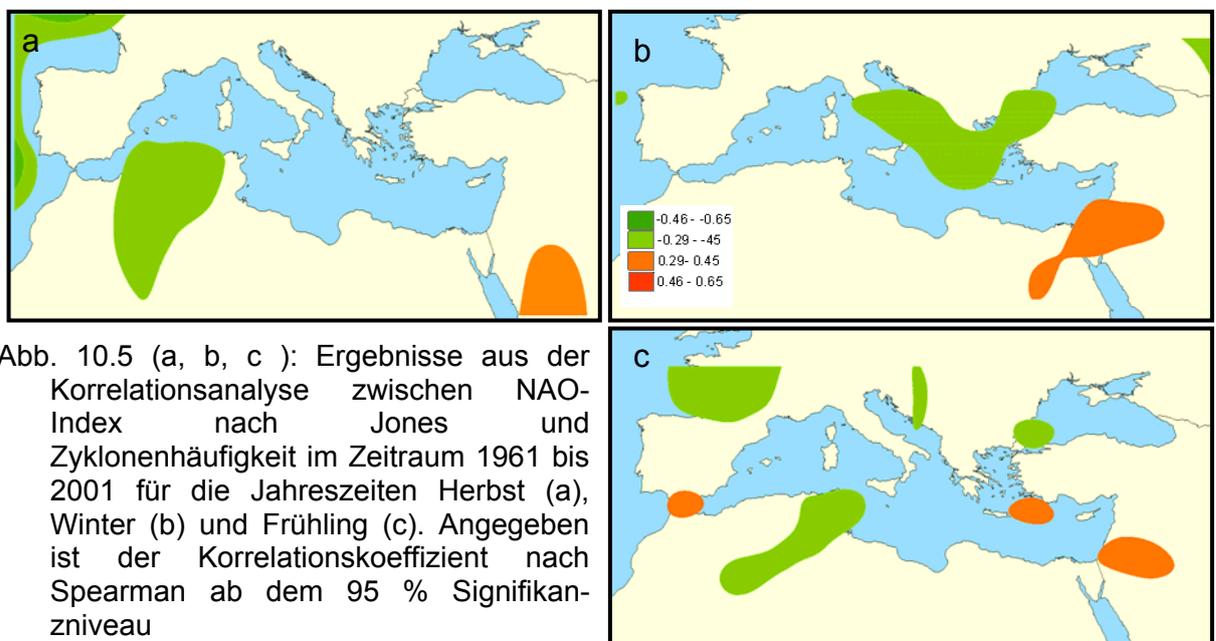
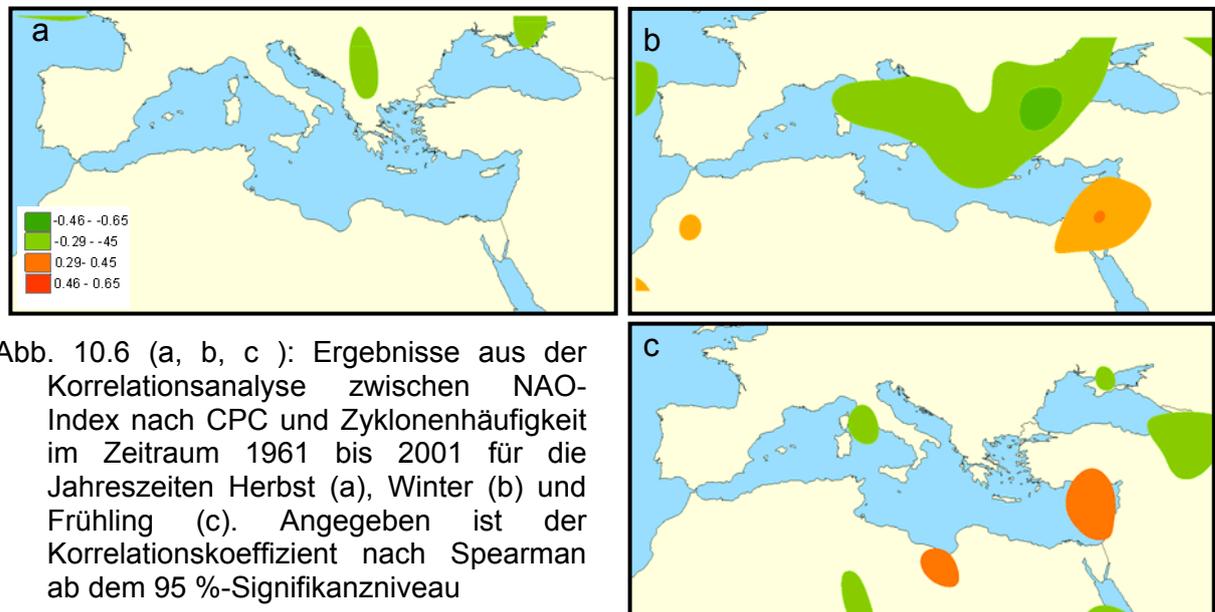


Abb. 10.5 (a, b, c): Ergebnisse aus der Korrelationsanalyse zwischen NAO-Index nach Jones und Zyklonenhäufigkeit im Zeitraum 1961 bis 2001 für die Jahreszeiten Herbst (a), Winter (b) und Frühling (c). Angegeben ist der Korrelationskoeffizient nach Spearman ab dem 95 % Signifikanzniveau

Abbildungen 10.5 (a, b, c) und 10.6 (a, b, c) zeigen die Korrelationskoeffizienten zwischen NAO-Index nach Jones, NAO-Index nach CPC und die Zyklonenhäufigkeit in verschiedenen Jahreszeiten im Mittelmeerraum. Betrachtet man die Zusammenhänge mit der Nordatlantischen Oszillation nach Jones, so zeigt sich im

Herbst eine signifikante negative Verbindung zwischen der Nordatlantischen Oszillation und der Zyklonenhäufigkeit über Nordafrika (Algerien) ($r \leq -0.45$), während die Korrelation mit NAO nach CPC nur für kleine Bereiche im Balkan einen signifikanten Zusammenhang ergibt (. Abb. 10.5 (a) und Abb. 10.5 (b)).



In den Abb. 10.5 (b) und 10.6 (b) sind die Korrelationen zwischen NAO-Indizes und winterlicher Zyklonenhäufigkeit dargestellt. Dabei ist die Korrelation mit dem NAO-Index nach CPC aufgrund der EOF-Analyse ($r \leq -0.65$) stärker über dem Adriatischen Meer, Italien, dem Ägäischen Meer und dem Schwarzen Meer ausgeprägt als die weniger starke Wechselbeziehung mit dem NAO-Index nach Jones (mittels der Druckdifferenz: Azoren-Inseln) ($r \leq 0.45$)

Durch die Erwärmung der Nordhemisphäre in den letzten 30 Jahren kann eine verstärkte NAO-Phase erklärt werden. Zudem fällt auf, dass es extremere positive NAO-Jahre als negative gibt – vor allem in den letzten 30 Jahren (Alpert et al. 2004). Bei einem positiven NAO-Index (als Maßeinheit des Gegensatzes zwischen den beiden Druckzentren) über Nordeuropa gibt es eine starke Westwindzirkulation, die für milde Winter und reichliche Niederschläge über Europa bis nach Sibirien sorgt. Während dessen treten über dem nördlichen Mittelmeerraum weniger Zyklonen auf und über dem östlichen Mittelmeer herrscht als Folge davon Trockenheit und relativ kalte Winter.

Für beide NAO-Indizes gilt, dass die Zyklonenhäufigkeit über dem südöstlichen Mittelmeerraum und dem nördlichen Roten Meer ($r \leq 0.45$) im Winter mit der NAO signifikant positiv verbunden ist. Bei positiven NAO Index entsteht eine höhere Zyklonenfrequenz über der Sahara und dem nördlichen Roten Meer. Ein Resultat davon ist, dass die dadurch verstärkten Passatwinde Sand aus der Sahara weit übers Mittelmeer bis nach Europa tragen.

In den Abb. 10.5 (c) und 10.6 (c) sind die Abhängigkeiten zwischen NAO-Indizes und Zyklonenhäufigkeit im Frühling dargestellt. Während im Frühling noch eine relativ hohe Korrelation zwischen NAO-Index und Zyklonenhäufigkeit vorkommt, schwächt sich der Zusammenhang zwischen NAO-Index nach CPC ab und wird nur in einem kleinen Bereich auffallend. Abb. 10.5 (c) manifestiert die Aussage, dass eine signifikante negative Korrelation zwischen dem NAO-Index nach Jones und der Zyklonenhäufigkeit über der Sahara in Algerien und Tunesien bis zur Tunesienküste, Frankreich und dem nördlichen Schwarzen Meer besteht. Hingegen zeigt sich eine positive Wechselseitigkeit über der Straße von Gibraltar und Südkreta. Aus Abb. 10.6 (c) wird ersichtlich, dass für kleine Bereiche des Levantischen Meeres und Libyens signifikante positive Zusammenhänge zwischen der Zyklonenhäufigkeit und NAO nach CPC bestehen, während sich über dem östlichen Schwarzen Meer und dem Tyrrhenischen Meer eine negative Verbindung abzeichnet.

10.4 East Atlantic pattern (EA)

Die Ostatlantische Oszillation (East Atlantic pattern, EA) ähnelt der NAO, die Dipol-Zentren liegen jedoch weiter südöstlich. Aufgrund dieser Lage verfügt die EA im Gegensatz zur NAO über eine Verbindung zum subtropischen Klima. (Mäder 2004).

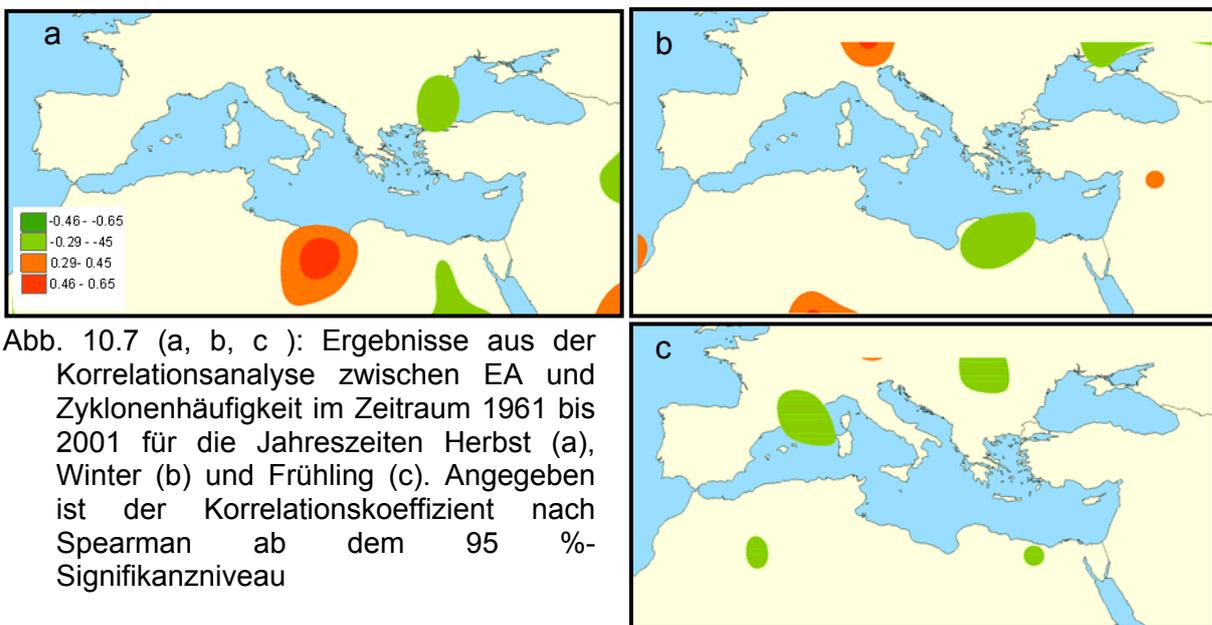


Abb. 10.7 (a, b, c) zeigt die Korrelationskoeffizienten zwischen dem EA-Index und der Zyklonenhäufigkeit in den Jahreszeiten Herbst, Winter und Frühling im Mittelmeerraum. Die Ergebnisse aus der Korrelation des East Atlantic Pattern mit der Zyklonenhäufigkeit bestätigen den geringen Einfluss. Die Betrachtung der Abhängigkeit im Herbst hat über Nordlibyen einen hohen positiven Zusammenhang mit $r \leq 0.65$ gezeigt. Hingegen findet man eine negative Korrelation über dem westlichen Schwarzen Meer und Südägypten. Im Winter zeichnet sich im Mittelmeerraum ein geringerer Einfluss der EA ab. Im Nordostlibyen zeigt sich, dass sich die Zyklonenhäufigkeit während negativer EA Phasen abschwächt. Im Frühling gibt es nur eine negative Wechselbeziehung zwischen EA und der

Zyklonenhäufigkeit in einem kleinen Bereich über dem Löwengolf und dem nördlichen Balkan.

11 Zusammenfassung und Ansätze für weiterführende Arbeiten

11.1 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit leisten einen Beitrag zur Bestandsaufnahme regionaler Niederschlagstrends in der Levante in der Vergangenheit, der Gegenwart und der Zukunft. Dabei werden die wichtigsten Aspekte maßgeblicher Telekonnektionen untersucht, welche die Niederschläge in der Levante beeinflussen können, um die Vorhersage der jahreszeitlichen Niederschläge zu verbessern. Des Weiteren werden Eigenschaften der Zyklonen im Mittelmeerraum analysiert, um deren Relation zum Niederschlag in der Levante, sowie zu Telekonnektionen zu bestimmen. Insgesamt konnten alle angestrebten Ziele erreicht werden.

Die Niederschlagsdaten aus monatlichen Gitterfeldern mit 0.5° räumlicher Auflösung, die dem CRU TS 2.1-Datensatz (Climatic Research Unit, Mitchell und Jones 2005) entnommen wurden, wurden mittels Hauptkomponentenanalyse in fünf Regionen unterteilt. Diese Vorgehensweise zur Regionalisierung dient der Einteilung nach unterschiedlichen Regionen der Niederschlagsvariation.

Gegenüber dem deutlich manifestierten globalen Trend der Klimaerwärmung (IPCC 2007) variieren die Beobachtungen über die Niederschlagsveränderungen räumlich und zeitlich klar. Im Rahmen der Arbeit konnte ein wichtiger Beitrag zur Bestandsaufnahme regionaler Klimatrends in der Levante geleistet werden. Die Ergebnisse der regionalen Trendanalyse mit Hilfe einer linearen Trendanalyse und dem Mann-Kendall Trend Test machten deutlich, dass die Trendwerte eine starke Abhängigkeit vom jeweils betrachteten Bezugszeitraum aufweisen.

Zeitlich lag der Schwerpunkt der Betrachtung auf dem Intervall 1901-2002. Darüber hinaus wurden aber auch Untersuchungen für den Zeitraum 1951-2002 bzw. für 1971-2002 in Subintervallen durchgeführt. Im Zeitraum von 1901-2002 zeigt sich im größten Teil der Levante auf Jahresbasis eine signifikante Niederschlagsabnahme von 10 % bis 15 %. Im Zeitraum von 1951-2002 ist kein deutlicher Trend erkennbar, und man findet nur einen kleinen Bereich mit einem signifikant negativen Trend im Bereich der Grenze zwischen Syrien und dem Libanon sowie Nordsyrien (Raqqa). Die Jahressummen des Niederschlags haben in der Levante im Zeitraum von 1971-2002 um 5-15 % abgenommen, mit Schwerpunkt in der zentralen und östlichen Levante (Trockengebiet). Im Durchschnitt ist im Zeitraum von 1901-2002 im Herbst und Winter ein Rückgang des Niederschlages von 10 % zu verzeichnen, mit einem Maximum im Winter im Libanon und in Südwestsyrien (30 %), während im Frühling eine nicht signifikante Zunahme um 10 % eingetreten ist.

Für die Levante zeigt die Zeitreihe der Gebietsmittel des jahrzeitlichen Niederschlags (1951-2002) allerdings nur einen leichten, statistisch nicht signifikanten Anstieg oder Rückgang, wobei im Winter und Frühling eine schwache Abnahme und im Herbst eine Zunahme zu verzeichnen waren. Im größten Teil der Levante lässt sich für den

Zeitraum 1971-2002 ein positiver Trend der herbstlichen Niederschläge verzeichnen, mit Ausnahme des südwestlichen Syriens und nördlichen Jordaniens, während im Frühling ein Rückgang um 20 % eingetreten ist. Im Winter zeigt sich im nördlichen Syrien und nördlichen Jordanien ebenso eine Niederschlagszunahme mit geringerer Stärke gegenüber dem übrigen Untersuchungsgebiet mit einer Abnahme um 20 %.

Für die Analyse des Extremniederschlags wurden SPI- (Standardized Precipitation Index) Klassen verwendet. Mehrheitlich treten signifikant negative Trends des 12-monatigen SPI innerhalb des Zeitraums 1901-2002 auf (Abnahme des SPI bis maximal 0.8) und sind besonders deutlich in der zentralen und westlichen Levante mit ausgeprägt negativen Trends der jährlichen Niederschlagssummen erkennbar. Der 12-monatige SPI ist zur Erfassung von hydrologisch bedeutsamen Dürreereignissen geeignet. Der Extremwert wird für zeitliche Instabilitäten der Klimatrends verwendet, insbesondere wenn relativ kurze (z. B. 1971-2002) Zeitabschnitte betrachtet werden. In der Levante ist für den Zeitraum von 1901-2002 eine signifikante Zunahme des Trends der Häufigkeit und Dauer der monatlichen Feuchtigkeitsklassen ($SPI > 1$) und der Trockenheitsklassen ($SPI < -1$) am auffälligsten, insbesondere in der extrem trockenen Klasse.

Um Klimaszenarien entwerfen zu können, wurden drei moderne Klimamodelle (HadCM3, CSRIO2 und PCM) mit den drei aus den Emissionsszenarien (B1, B2 und A2) resultierenden, atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationsentwicklungen benutzt. Die Szenarien sind als TYN SC 2.0 bekannt und öffentlich zugänglich. Die Auswertung des Niederschlags erfolgt im Vergleich für die Zeiträume 1961-1990 (Kontrolllauf) und 2071-2100. Für den größten Teil der Levante wird eine Abnahme des jährlichen Niederschlags erwartet; eine generelle Abnahme wird für den Winter- und Frühjahrsniederschlag in der südlichen, östlichen und zentralen Levante projiziert, was die hier schon bestehende Wasserproblematik verschärfen wird. Die Häufigkeit von Dürren wird unter diesen Bedingungen vor allem in der Zentral- und Ostlevante (Trockengebiete) zunehmen. Im Herbst ist ebenfalls mit einer Abnahme des Niederschlags, mit Ausnahme in der Südlevante am Roten Meer, zu rechnen, wobei sich der konvektive Niederschlag unter Klimaerwärmung verstärkt.

Der Niederschlag in der Levante unterliegt einer starken interannuellen Variabilität, welche von großer Relevanz für die landwirtschaftliche Planung ist. Die vorliegende Dissertation befasst sich mit der Vorhersagbarkeit interannueller Niederschläge (des 3-monatigen Standardized Precipitation Indexes (SPI-3)) während der Regenzeit (Herbst, Winter und Frühling) in der Levante. Zunächst wurden Korrelationsanalysen zwischen atmosphärischen und ozeanischen Telekonnektionsmustern und dem Niederschlag (SPI-3, SON, DJF, MAM) mit zeitlicher Verschiebung durchgeführt. Diese wurden sowohl für 3-monatige Mittelwerte als auch auf der Basis einzelner Monate betrachtet, um die beste Methodik für eine Vorhersage des jahrzeitlichen Niederschlags zu bestimmen. Die Ergebnisse bestätigen, dass die Telekonnektionen auf der Basis einzelner Monate Niederschlagsvarianzen besser erklären. Anschließend wurde ein schrittweise multiples Regressionsmodell verwendet,

welches die statistischen Prädiktoren sinnvoll selektiert. Dieses statistische Modell bildete den Ansatz für die Vorhersage der nächsten Jahreszeiten.

Für eine ausführliche Verifikation aller Vorhersagen wurden die Angaben der SPI-Klassen zwischen Modell und Beobachtungsdaten verglichen. Die Anwendung der schrittweise multiplen Regression auf simulierte SPI-3 Daten (DJF) zeigt, dass die Nordatlantische Oszillation (NAO), der Sibirische Hochdruck (SH) und der Eastern Mediterranean Pattern (EMP) in den Herbstmonaten (SON) die wichtigsten relevanten Prädiktoren darstellen. Das Modell erklärt 52 %-65 % der interannuellen Gesamtvariabilität von SPI-3 (DJF). Niederschläge sind im Herbst von großer Bedeutung, weil dann die Jahreszeit beginnt, in der die Levante grundsätzlich von der Regen-Landwirtschaft abhängig ist. Mit dem Modell können zwischen 50 und 67 % der Niederschlagsvarianz in den Levanteregionen erklärt werden. Die Südlichen Oszillation (SO), die quasi-biennial oscillation (QBO) und die Meeresoberflächentemperatur in den Sommermonaten (JJA) im Mittelmeer, dem Roten Meer und dem Arabischen Golf stellen die wichtigsten relevanten Einflussgrößen dar. Im Frühling kann das Modell nur bis zu 30 % der Varianzen erklären, da konvektive Niederschläge vor allem im Frühling auftreten.

Den größten Teil des Niederschlags in der Levante verursachen die Zyklonen, die innerhalb von 4 bis 8 Monaten (vom September bis Mai) direkt aus dem Westen (Mittelmeerraum) in die Levante kommen (Shahada 1996). Es interessieren vor allem die Rolle der Zyklonen, die meistens vom Mittelmeer, dem Roten Meer und der Sahara in die Levante ziehen, sowie der damit verbundene Niederschlag in der Levante und die Telekonnektionindizes. In dieser Arbeit wird die Zyklonenstatistik im Mittelmeerraum (1957-2001) mit 6-stündlichen 1000 hPa Geopotentialhöhe-Daten nach der Methodik von Blender (1997) und den Analysen des EZMW (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) untersucht.

Zyklonen, die in der Levante auftreten, ziehen bevorzugt von Zypern kommend in östlicher Richtung vorbei. In einer zweiten Häufigkeitskategorie treten Zyklonen auf, die von Genua, dem Adriatischen und Ägäischen Meer aus in südöstlicher Richtung in die Levante ziehen. Die Zyklonen, die aus dem Südwesten (Sudan, Rotes Meer) kommen, sind in der Levante die dritthäufigsten Wettersysteme im Herbst und Frühling, die aus dem Südosten (Südarabien und aus dem arabischen Golf) kommenden, die vierthäufigsten. Für die Levante findet man kaum noch Einfluss von atlantischen Zyklonen. Diese Zyklonen haben einen typischen Kerndruck zwischen 1005 und 1015 hPa. Im Herbst und Winter zeigt sich über Genua, Süditalien, dem Adriatischen und Ägäischen Meer ein breites Maximum der Zyklonenaktivität. Dagegen konzentriert sich das Auftreten von Tiefdruckgebieten im Frühling vornehmlich auf Zypern, die Sahara, das Rote Meer und die Levante, die überwiegend von schwach ausgeprägten Zyklonen erreicht wird.

Bei der Berücksichtigung aller Zyklonen im Herbst, Winter und Frühling mit einer Lebensdauer von einem Tag (= 4 Terminen) erhält man ca. 21 % aller

Mittelmeerzyklonen, aufsummiert bis zu zwei Tagen Lebensdauer ergeben sich 70 %.

Zwischen 1958 und 2001 findet man einen ansteigenden Trend der Tiefdruckhäufigkeit im östlichen Mittelmeerraum und einen abnehmenden Trend im Zentral- und Westmittelmeerraum unter der Klimaerwärmung. Die starken Zyklonen zeigen im Winter überwiegend abnehmende Trends zwischen 61 und 97 %, insbesondere in östlichen Mittelmeerraum. Im Gegensatz dazu nimmt die Anzahl der schwachen Zyklonen im ganzen Mittelmeerraum ab.

Die Zyklonen spielen vor allem beim Winterniederschlag in der Levante eine Rolle. Bei der Analyse der Korrelation zwischen Zyklonen und Niederschlag in der Levante konnte festgestellt werden, dass die Zyklonogenese im Tyrrhenischen Meer, über Italien, dem Adriatischen Meer bis zum Ägäischen Meer einen signifikant positiven Zusammenhang ($r \leq 0.65$) zeigt. Des Weiteren lässt sich eine signifikant positive Korrelation zwischen der Zyklonenhäufigkeit und Niederschlag über dem südlichen Ägäischen Levante-Meer (Zypern) für den Winter feststellen.

Bei der Untersuchung von Zusammenhängen zwischen den großräumigen Strömungsmustern (NAO, Azorenhoch (AH), SHI, Ostatlantische Oszillation (EA) und Ost-Atlantik/West-Russland (EAWR)) einerseits und den lokalen Bedingungen der Zyklonenaktivität andererseits, treten vier Hauptmerkmale auf.

Ein signifikanter positiver Zusammenhang zwischen der (NAO) bzw. dem Azorenhoch (AH) und Zyklonen über dem östlichen Mittelmeerraum zeigt sich für den Winter. Die NAO bzw. AH und die Zyklonenaktivität von Genua bis zum schwarzen Meer sind dagegen negativ korreliert, auch wenn sich nur bei Korrelationen im Winter Signifikanz darstellt. Bei einem negativen NAO-Index sind die Zugbahnen ostwärts orientiert und die Lebensdauer der Zyklonen ist länger als in einer positiven Phase, wobei viele Zyklonen bei positiver Phase stationär sind. Der SH zeigt ebenfalls eine negative Korrelation zur Zyklonenhäufigkeit in der Levante. Die Ostatlantische Oszillation (EA) haben keinen großen Einfluss auf Zyklonen im Mittelmeerraum.

11.2 Ansätze für weiterführende Arbeiten

Das größte Problem in den Levanteländern ist der eingeschränkte Zugang zu Klimadaten. Zudem weisen Beobachtungsdaten Ausreißer und fehlende Werte auf und entstammen darüber hinaus unterschiedlichen Quellen, wie z. B. dem Wetterdienst, dem Ministerium für Landwirtschaft und dem Ministerium für Umwelt. Im Rahmen dieser Arbeit konnte leider keine Zusammenarbeit etabliert werden. Somit kam es auch nicht zu einem Austausch von Daten. Eine Verbesserung der Datengrundlage kann dazu beitragen, die Folgen globaler Klimaänderungen in der Levante, insbesondere in Syrien, dem Libanon und Jordanien zu quantifizieren und entsprechende Maßnahmen einzuleiten.

In diesen Ländern gibt es keine zentrale Institution zur Datenverarbeitung und keinerlei Zusammenarbeit auf wissenschaftlicher Ebene. Für eine effiziente Arbeit ist es dringend erforderlich, ein trinationales Klimaforschungszentrum z.B. in Damaskus mit einer zentralen Datenbank zu planen und die Datenbank anschließend für wissenschaftliche, politische und wirtschaftliche Institutionen transparent und zugänglich zu machen. Somit können vorhandene Kompetenzen gebündelt und die Zusammenarbeit zwischen der Politik bzw. den untergeordneten öffentlichen Behörden und den wissenschaftlichen und privaten Einrichtungen intensiviert werden. Denn nur durch konkrete Ergebnisse ist es möglich, Unsicherheiten bezüglich zukünftiger Veränderungen des Lebensumfeldes zu minimieren.

Aus den bisherigen Ergebnissen der Analysen der Beobachtungsdaten und aus der Niederschlagprognose für die Levante werden die starke interannuelle Variabilität des Niederschlages und eine Veränderung der Niederschlagsverteilung deutlich. Für eine bessere Betrachtung von Extremereignissen, wie Trockenperioden und Gewitter wären nicht nur monatliche Daten, sondern auch Tagesauflösungen hilfreich gewesen. Hier sollten zusätzliche, moderne, statistische Methoden angewendet werden. Spektralanalysen sollen eingesetzt werden, um die zyklischen Komponenten in Klimazeitreihen untersuchen zu können. Neuronale Netze ermöglichen eine vertiefte Untersuchung der nichtlinearen wie auch linearen Beziehungen externer Einflussfaktoren zur längerfristigen Klimavariabilität in der Levante. Zudem kann das Potential der Telekonnektionen als Prädiktoren in der Saisonalprognose besser überprüft und gegebenenfalls genutzt werden.

Die Kosten für die Schaffung effektiver Frühwarnsysteme können sehr hoch sein, da die einzusetzenden Instrumente aus der Fernerkundung, die hochauflösende Bilder liefern können, sowie weitere Modellierungswerkzeuge sehr teuer sind. Die Schaffung eines Dürre-Frühwarnsystems basierend auf statistischen Verfahren stellt eine kostengünstige und nutzbare Alternative zur operationellen Vorhersage dar.

Analysen zum Niederschlag berühren jedoch nur einen Teil der Klimaforschung. Beispielhaft sei an dieser Stelle die Betrachtung von Häufigkeit und Andauer saisonaler Trockenzeiten genannt. Zusätzliche Auswertungen von Temperaturdaten,

Verdunstung, Abfluss und Wasserständen können dazu beitragen, das Gefährdungspotenzial für das Auftreten von Dürre statistisch abzusichern.

Auch das Bewusstsein der Öffentlichkeit sowie von Entscheidungsträgern in Wirtschaft, Politik und Verwaltung muss für notwendige Anpassungsstrategien geschärft werden. Hier sollte eine medienwirksame Öffentlichkeitsarbeit betrieben werden. Gerade auf Tagungen, mittels Workshops und durch Pressearbeit in Fachzeitschriften und im Fernsehen können die gewonnenen Erkenntnisse einem breiten Publikum vorgestellt werden. Auch diese Arbeit wird einen entsprechenden Beitrag dazu leisten, und über die Veröffentlichung der Ergebnisse in schriftlicher Form hinaus sollen die Resultate auf verschiedenen Kongressen vorgestellt werden.

11.3 Summary

The results of the present dissertation make a contribution to the evaluation of the regional precipitation trends in the Levant in the past, present and future. Here the most important aspects of significant teleconnections, which can influence precipitation in the Levant, are analyzed in order to improve the forecasting of seasonal precipitation. In addition, characteristics of cyclones in the Mediterranean region are analyzed, in order to determine their relationship to precipitation in the Levant as well as to teleconnections. Overall, all aspired goals could be reached.

The precipitation data from monthly grid fields with 0.5° spatial resolution, which were taken from the CRU TS 2.1-data set (Climatic Research Unit, Mitchell and Jones 2005), were divided into five regions using principle component analysis. This approach to regionalization serves to classify regions according to different precipitation variations.

Compared with the clearly demonstrated trend of global warming (IPCC 2007), the observations of the changes in precipitation distinctly vary spatially and temporally. Under the framework of this dissertation an important contribution to the evaluation of the regional climatic trends in the Levant could be made. The results of the regional trend analysis including a linear trend analysis and the Mann-Kendall trend test clearly illustrate that the trend values demonstrate a strong dependence on the reference period being considered.

The main time period under consideration was 1901-2002. Furthermore, investigations of the time periods 1951-2002 and 1971-2002 were carried out in subintervals. In the time period 1901-2002, a significant reduction in precipitation of 10% to 15% on an annual basis appears in the most part of the Levant. During the time period of 1951-2002, no clear trend is identifiable and only a small area with a significant negative trend in the region on the border between Syria and Lebanon as well as in the north of Syria can be found (Raqqa). The yearly sums of precipitation in the Levant in the time period of 1971-2002 have decreased by 5-15%, with a focus in the central and east Levant (arid region). On average, a decline in precipitation in autumn and winter of 10% is observed during the time period of 1901-2002, with a maximum in winter in Lebanon and in south-west Syria (30%), whereas in spring a non-significant increase of 10% occurs.

For the Levant a time series of the seasonal precipitation in the central zone (1951-2002) shows, however, only a weak, non-significant increase or decrease, in which a slight decrease in winter and spring and a slight increase in autumn are observed. In the most part of the Levant in the time period 1971-2002 a positive trend in the autumnal precipitation can be seen, with the exception of the south-west of Syria and the north of Jordan, whereas in spring a decrease of 20% appears. In winter in northern Syria and northern Jordan a weak increase in precipitation can be seen as well compared to the rest of the area under investigation with a decline of 20%.

For the analysis of extreme precipitation, SPI- (Standardized Precipitation Index) Classes were used. The majority of the trends of the 12-month SPI during the time period 1901-2002 were significant and negative (decrease of the SPI up to 0.8 maximum) and are especially distinct in the central and western Levant with observably pronounced negative trends in the annual precipitation sums. The 12-month SPI is suitable for the ascertainment of hydrologically significant drought events. The extreme value is used for periodic instabilities of the climatic trends, particularly when relatively short (e.g., 1971-2002) time segments are examined. In the Levant for the time period of 1901-2002 a significant increase in the trend of frequency and length of the monthly humidity classes ($SPI > 1$) and the aridity classes ($SPI < -1$) is the most noticeable, especially in the extreme arid class.

In order to be able to design climate scenarios, three modern climate models (HadCM3, CSIRO2 and PCM) were used with the three atmospheric greenhouse gas concentration developments, resulting from the emissions scenarios (B1, B2 and A2). The scenarios are known as TYN SC 2.0 and are available to the public. The evaluation of precipitation is carried out in the comparison for the time periods 1961-1990 (control run) and 2071-2100. For the most of the Levant a decrease in annual precipitation can be expected; a general decline for the winter and spring precipitation in the southern, eastern and central Levant is projected, which exacerbates the already existing water crisis in these areas. Under these conditions the frequency of drought will increase primarily in the central and eastern Levant (arid regions). In autumn a decline in precipitation, with the exception of the southern Levant at the Red Sea, is also to be anticipated, whereas convective precipitation is amplified by global warming.

Precipitation in the Levant possesses a strong interannual variability, which is of great relevance for agricultural planning. The present dissertation deals with the predictability of interannual precipitation (of the 3-month Standardized Precipitation Index (SPI-3)) during the rainy season (autumn, winter and spring) in the Levant. Firstly, correlation analyses between atmospheric and oceanic teleconnection patterns and the precipitation (SPI-3, SON, DJF, MAM) with time delay were conducted. These were examined for the 3-month averages as well as on the basis of single months in order to determine the best method for a prediction of seasonal precipitation. The results confirm that the teleconnections based on single months better describe variance in precipitation. Subsequently, a stepwise multiple regression model was used, which meaningfully selected the statistical predictors. This statistical model generated the foundation for the prediction of the next seasons.

For a detailed verification of all forecasts the data from the SPI-classes were compared between the model and observed data. The use of the stepwise multiple regression on simulated SPI-3 data (DJF) shows that the North Atlantic Oscillation (NAO), the Siberian High (SH) and the Eastern Mediterranean Pattern (EMP) during the autumn months (SON) form the most important relevant predictors. The model explains 52-62% of the interannual total variation of SPI-3 (DJF). Precipitation in

autumn is of utmost importance because that is when the season begins, in which the Levant is fundamentally dependent on rain-fed agricultural. With the model between 50 and 67% of the variance in precipitation in the regions of the Levant can be explained. The Southern Oscillation (SO), the Quasi-Biennial Oscillation (QBO) and the sea surface temperature in the summer months (JJA) in the Mediterranean, the Red Sea and the Arabian Gulf form the most important relevant influencing variables. In spring the model can explain only up to 30% of the variance because convective precipitation appears primarily in spring.

Most of the precipitation in the Levant is caused by cyclones, which come within 4 to 8 months (from September until May) directly from the west (Mediterranean region) into the Levant (Shahada 1996). The roll of the cyclones is interesting, which mostly move from the Mediterranean, the Red Sea and the Sahara into the Levant, as well as the associated precipitation in the Levant and the teleconnection indices. In this dissertation the cyclone statistics in the Mediterranean region (1958-2001) were examined with 6-hourly 1000 hPa geopotential height data according to the method of Blender (1997) and the analyses of the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

Cyclones occurring in the Levant mostly move from Cyprus in an eastward direction. Cyclones coming from Genoa, the Adriatic and the Aegean Seas and moving in a southern direction into the Levant are in a second frequency category. Cyclones coming from the southwest (Sudan, Red Sea) are the third most frequent weather systems in the Levant in autumn and spring and those from the southeast (southern Arabia and from the Arabian Gulf) are the fourth most frequent. In the Levant an influence from cyclones originating in the Atlantic is hardly found. These cyclones have a typical central pressure between 1005 and 1015 hPa. In autumn and winter a wide maximum of cyclonic activity appears over Genoa, southern Italy, the Adriatic and the Aegean Seas. In contrast, the appearance of low pressure areas is concentrated in spring primarily over Cyprus, the Sahara, the Red Sea and the Levant, which is reached predominantly by weakly pronounced cyclones.

Considering all cyclones in autumn, winter and spring, it can be seen that approximately 21% of all Mediterranean cyclones have a lifespan of one day (= 4 terms) and that 70% have a lifespan of up to two days.

Between 1958 and 2001 one finds an increasing trend in the frequency of low pressure systems in the eastern Mediterranean region and a decreasing trend in the central and western Mediterranean region due to global warming. The strong cyclones in winter show predominantly decreasing trends between 61 and 97%, especially in the eastern Mediterranean region. In contrast, the number of weak cyclones in the whole Mediterranean region is decreasing.

The cyclones play a roll primarily in winter precipitation in the Levant. Through the analysis of the correlation between cyclones and precipitation in the Levant it could

be determined that the cyclone genesis over the Tyrrhenian Sea, Italy, and the Adriatic Sea up until the Aegean Sea has a significant positive relationship ($r \leq 0.65$). Additionally, a significant positive correlation exists between cyclone frequency and precipitation over the southern Aegean Levant-Sea (Cyprus) for the winter.

Through the examination of the connections between the large-scale teleconnection patterns (NAO, Azores High (AH), SHI, East Atlantic Oscillation (EA) and East Atlantic/West Russian (EAWR)) on the one side and the local conditions of cyclonic activity on the other side, four characteristic features appear. A significant positive relationship between the NAO and the Azores High (AH) and cyclones over the eastern Mediterranean region appear for the winter. The NAO and AH and the cyclonic activity from Genoa up until the Black Sea, in contrast, are negatively correlated, even when only the correlations in winter are significant. With a negative NAO-index the tracks are eastwardly oriented and the lifespan of the cyclones is longer than in a positive phase, in which many cyclones are stationary. The SH also shows a negative correlation with the cyclone frequency in the Levant. The East Atlantic Oscillation (EA) have no great influence on cyclones in the Mediterranean region.

Literaturverzeichnis

- Abd-Alsalam, A. (1998): Syrien, eine geographische Landeskunde. Universität Damaskus, Damascus. (in Arabisch)
- Affeld, B. (2003) Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße. Dissertation , Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg.
- Almohamad, H. (2004): Analyse der Variabilität von Niederschlag und Abfluss in Georgien. Masterarbeit, Institut für Geographie, Justus Liebig Universität , Gießen.
- Almoussa, F. (2002): Temperatur und Niederschlag im Östlichen Mittelmeerraum. Dissertation, Institut für Geographie, Universität Ain Shams, Kairo. (in Arabisch)
- Alpert, P., Ziv, B. (1989): The Sharav cyclone, observations and some theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research* 94: 18495-18514.
- Alpert, P., Neeman, B.U., Shayel, Y. (1990): Intermonthly Variability of Cyclone Tracks in the Mediterranean. *Journal of Climate* 3: 1474-1478.
- Alpert, P., Osetinsky I., Ziv B., Shafir H. (2004): A new seasons definition based on classified daily synoptic systems: An example for the eastern Mediterranean. *International Journal of Climatology* 24: 1013-1021.
- Alpert, P., Osetinsky, I., Ziv, B., Shafir H. (2004): Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the eastern Mediterranean climate change. *International Journal of Climatology* 24: 1001-1011.
- Amery, H. A. (1993): The Litani River of Libanon. *Geographical Review* 83.
- Baeriswyl, P. A., Rebetez, M. (1997): Regionalization of precipitation in Switzerland by means of principal component analysis. *Theoretical and Applied Climatology* 58: 31-41.
- Bahrenberg, G., Giese, E. Nipper, J. (1992): *Statistische Methoden in der Geographie. Band 2, Multivariate Statistik.* Teubner, Stuttgart.
- Barnston, A. G., Livezey, R. E. (1987): Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115: 1083-1126.
- Barnston, A. G., Livezey, R. E. (1989): A closer look at the effect of the 11-year solar cycle and the Quasi-Biennial Oscillation on northern hemisphere 700 mb height and extratropical North American surface temperature. *Journal of Climate* 2: 1295-1313.

Barry, R.G. Chorley, R.J. (1998): Atmosphere, weather and climate. Routledge Press, London/New York.

BECK, C. (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780. Würzburger Geographische Arbeiten 95

Beck, C., Rudolf, B., Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Trömel, A. S. (2007): Entwicklung einer Beobachtungsdatengrundlage für DEKLIM und statistische Analyse der Klimavariabilität. Berichte des Instituts für Atmosphäre und Umwelt, Universität Frankfurt/Main.

Ben-Gai, T., Bitan, A., Manes, A., Alpert, P., Rubin, S. (1998): Spatial and temporal changes in annual rainfall frequency distribution patterns in Israel. Theoretical and Applied Climatology 61: 207-215.

Ben-Gai, T., Bitan, A., Manes, A., Alpert, P., Rubin, S. (1999): Temporal and spatial Trends of temperature patterns in Israel. Theoretical and Applied Climatology 64: 163-177.

Bernhofer, C., Goldberg, V., Franke, J. (2003): REKLI-Aufbau einer Klimadatenbank und Regionale Klimadiagnose für Thüringen. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Tharandt.

Beyer, U. (2001): Regionale Niederschlagsänderungen in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt. Dissertation, Institut für Geographie, Universität Würzburg.

Blender, R., Fraedrich, K., Lunkeit, F. (1997): Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 123: 727-741.

Blender, R., Schubert, M. (2000): Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions. Monthly Weather Review 128: 377-384.

Bolle, H.J. (2003): Climate, climate variability, and impacts in the Mediterranean Area: an overview. In: Bolle, H.J. (ed): Mediterranean climate: variability and trends. Springer, Berlin: 5–86.

Briggs, R., Lemin, R. (1992): Delineation of climatic regions in Maine. Canadian Journal of Forest Research 22: 801-811.

Brinckmann, S. (2005): Anwendung der Schrittweisen Regression auf Temperatur-Zeitreihen zur Separierung anthropogener und natürlicher Einflüsse. Diplomarbeit,

Instituts für Meteorologie und Geophysik, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt am Main.

Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T. (2002): Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years. *International Journal of Climatology* 22: 1455-1471.

Bunkers, M. J., Miller, J. R., Degaetano, A. T. (1996): Definition of climate regions in the Northern Plains using an objective cluster modification technique. *Journal Climate* 9: 130-146.

Burroughs, W.J. (2001): *Climate Change-A Multidisciplinary Approach*. University Press, Cambridge.

Buzzi, A., Tibaldi, S. (1978): Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 104: 271-287.

Campins, J., Genovès, A., Jansa, A., Guijarro, J. A., Ramis, C. (2000): A catalogue and a classification of surface cyclones for the Western Mediterranean. *J. Climatol.* 20: 969-984.

Chan, J. C. L. (1995): Tropical cyclone activity in the western North Pacific in relation to the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Monthly Weather Review* 123: 2567-2571.

CPC (climate Prediction Center) (2007): Northern hemisphere Teleconnection Patterns. Internet: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh. (20.01.2007)

Düneloh, A., Jacobeit, J. (2003): Circulation Dynamics of Mediterranean Precipitation Variability 1948-1998. *International Journal of Climatology* 23: 1843-1866.

Durbin, J., Watson, G. S. (1951): Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression II. *Biometrika* 38: 159-178.

DWD Deutscher Wetterdienst (2008): Azorenhoch.
<http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/download.php?file=Azorenhoch.pdf>
(04.08.2008)

Egger, J., Alpert, P., Tafferer, Ziv, A. B. (1995): Numerical experiments on the genesis of Sharav cyclones: Idealised simulations. *Tellus* 47A: 162-174

Endlicher, W. (2000): *Der Mittelmeerraum*. Weischet, W. und Endlicher, W.: Regionale Klimatologie, Band 2: Die Alte Welt: Europa, Afrika, Asien. Teubner Stuttgart, Leipzig.

Fabig, I. (2007): Die Niederschlags- und Starkregenentwicklung der letzten 100 Jahre im Mitteldeutschen Trockengebiet als Indikatoren möglicher Klimaänderungen. Dissertation, Naturwissenschaftlichen Fakultät III, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) (1999): Drought conditions threaten food security of Syria's nomadic livestock producers. Global Watch, FAO, Rome 8.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) (2004): FAOSTAT Online Database. Rome. <http://faostat.fao.org>.(10.1.2006)

Flocas, H. A., Maheras, P., Karacostas, T. S., Patrikas, I., Anagnostopoulou, C. (2001): A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean. *International Journal of Climatology* 21: 1759-1778.

Flocas, H.J., Karacostas, T.S. (1996): Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identification and synoptic categories. *Meteorological Applications* 3: 53-61.

Fuchs, H.J. (2000): Typisierung der annualen Niederschlagsvariationen in Nordostindien in Abhängigkeit vom indischen Monsunklima. *Mainzer Geographische Studien, Institut für Geographie, Universität Mainz. Heft 46.*

GEK (Grünbuch der Europäischen Kommission) (2007): Anpassung an den Klimawandel in Europa–Optionen für Maßnahmen der EU. http://ec.europa.eu/environment/climat/adaptation/index_en.htm. (10.6.2007).

Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C. (1997): A Method to Estimate the Statistical Confidence of Cluster Separation. *Theoretical and Applied Climatology* 57: 103-110.

Glantz, M. H. (2001): *Impacts of El Nino and La Nina on Climate and Society.* University Press, Cambridge.

Glaser, R. (2001): *Klimageschichte Mitteleuropas. 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen.* Primus Verlag, Darmstadt.

Gulev, S. K., Grigoriev, S. (2001): Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamic* 17: 795-809.

Haak, U. (1993): Variabilität der synoptisch-skalen Aktivität außerhalb der Tropen unter klimatologischen Aspekten. *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln.*

Hartmann, H. (2007): Climate variability and Teleconnections in China: Detection and Quantification by Means of Time Series Analyses and GIS Methods. Dissertation, Institut für Geographie, Justus Liebig Universität Gießen.

Hartmann, H., Becker, S., King L. (2008): Predicting summer rainfall in the Yangtze River basin with neural networks. *International Journal of Climatology* 28: 925-936.

Hatzaki, M., Flocas, H. A., Asimakopoulos, D. N., Maheras, P. (2007): The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition. *International Journal of Climatology* 27: 727-737.

Hertig, E. (2004): Niederschlags- und Temperaturabschätzungen für den Mittelmeerraum unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- Dissertation. Institut für Geographie, Universität Würzburg.

Hodges, K. I. (1994): A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Monthly Weather Review* 122: 2573-2586.

Huch, M., Warnecke, G., Germann, K. (2001): Klimazeugnisse der Erdgeschichte. Springer, Berlin.

Hurrell, J. W., Van Loon, H. (1997a): Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36: 301-326.

Hurrell, J.W., van Loon, H. (1997b): Decadal Variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36: 301-326.

Hurrell, J.W., Kushnir, V., Visbeck, M., Ottersen, G. (2003): An Overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*, Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. Eds. *Geophysical Monograph Series* 134:1-35.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2001): *Climate Change 2001: Synthesis Report*. Watson, R. T. and the Core Writing Team (Eds.), University Press, Cambridge.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change.) (2007): *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*; in print, preliminarily available: <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>. (10.05.2008)

Jacobeit, J. (1994): Empirische Abschätzungen zur Änderung des Winterniederschlags im Mittelmeerraum bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- *PIK Reports* 1:117-121.

- Jacobeit, J. (2000): Rezente Klimaentwicklung im Mittelmeerraum. Petermanns Geographische Mitteilungen 144: 26-37.
- Jacobeit, J., Dünkeloh, A. (2003): Zirkulationsdynamik mediterraner Niederschlagsschwankungen-kanonische Korrelationsanalyse für das Winterhalbjahr seit Mitte des 20. Jahrhunderts. Chmielewski F.M., Foken, Th. (Hrsg.): Beiträge zur Klima- und Meeresforschung, Berlin/Bayreuth: 39-49.
- Jansa, A. (1986): Genoa cyclones and other Western Mediterranean cyclones. WMO/TD Num 128, App 8: 59-70.
- Johnston, K., Verhoef, J. M., Krivoruchko, K., Lucas, N. (2001): Using ArcGIS Geostatistical Analyst. ESRI, Redlands.
- Jones, P.D., Jónsson, T., Wheeler, D. (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. International Journal of Climatology 17: 1433-1450.
- Kendall, M.G. (1975): Rank Correlation Methods, Charles Griffin, London.
- Kleppek, S. (2005): Untersuchungen zur dynamischen Kopplung der Troposphäre und der Stratosphäre. Dissertation, Institut für Physik und Astronomie, Universität Potsdam.
- KLIWA (Klimaveränderung und Wasserwirtschaft) (2005): Langzeitverhalten der Lufttemperatur in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Berichte, Heft 5, München.
- Koch, J., Schaldach, R. (2006): Simulating Land Use Change Scenarios. GLOWA Jordan River Status Conference. Esslingen, Germany.
- König, W., Sausen, R., Sielmann, F. (1993): Objective Identification of Cyclones in GCM Simulations. Journal of climate 6: 2217-2231.
- Krichak, S.O., Tsidulko, M., Alpert, P. (2000): Monthly synoptic patterns associated with wet/dry conditions in the Eastern Mediterranean. Theoretical and Applied Climatology 65: 215-229.
- Kutiel, H., Maheras, P., Guika, P. (1996): Circulation indices over the Mediterranean and Europe and their relationship with rainfall conditions across the Mediterranean. Theoretical and Applied Climatology 54: 125-138.
- Kutiel, H., Paz, S. (1998): Sea Level Pressure Departures in the Mediterranean and their Relationship with Monthly Rainfall Conditions in Israel. Theoretical and Applied Climatology 60: 93-109.

- Le Treut, H., Kalnay, E. (1990): Comparison of observed and simulated cyclone frequency distribution as determined by an objective method. *Atmósfera* 3: 57-71.
- Liniger, M. A. Schwierz, C. (2003): The ECMWF reanalysis project: Basis and potential applications. NCCR-Climate review meeting, Zurich.
- Lionello, P., Bhend, J., Buzzi, A., Della-Marta, P.M., Krichak, S., Iansa, A., Maheras, P., Sanna, A., Trigo. I.F., Trigo. R. (2006): Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment. Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R (eds) *Mediterranean climate variability*. Elsevier, Amsterdam: 324-372
- Littmann, T. (2000): An empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall. *Theoretical and Applied Climatology* 66: 161-171.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E. (2003): 500-year Winter Temperature and Precipitation Variability over the Mediterranean area and its Connection to the Large-scale Atmospheric Circulation. In Bolle, H. J. (Ed): *Mediterranean Climate-Variability and Trends*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York: 133-153.
- Maheras, P., Flocas, H. A., Patrikas, I., Anagnostopoulou, C. (2001): A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology* 21: 109-130.
- Maheras, P., Xoplaki, E. Kutiel, H. (1999b): Wet and Dry Monthly Anomalies Across the Mediterranean Basin and their Relationship with Circulation, 1860-1990. *Theoretical and Applied Climatology* 64: 189-199.
- Maheras, P., Xoplaki, E., Davies, T., Martin-Vide, J., Bariendos, M., Alcoforado, M. J. (1999a): Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860-1990. *International Journal of Climatology* 19: 1697-1715.
- Mann, H.B. (1945): Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13: 245-259
- Mckee, T. B., Doeskin, N. J., Kleist, J. (1993): The relationship of drought frequency and duration to timescales. In 8th Conference on applied climatology, American Meteorological Society, Anaheim, Canada, 179–184.
- McKee, T.B., Doesken, N.J. Kleist, J. (1995): Drought monitoring with multiple time scales. Preprints, 9th Conference on Applied Climatology, Dallas, Texas, 233-236
- Mitchell, T. D., Carter, T.R., Jones, P.D., Hulme, M., New, M. (2004): A comprehensive set of climate scenarios for Europe and the globe. Tyndall Centre, Working Paper 55.

- Mitchell, T., Jones, D. (2005): An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology* 25: 693-712.
- MO (Meteorological Office) (1962): *Weather in the Mediterranean*. Vol. I, 2nd edition, HMSO, London.
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y.J., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., Dulac, F. (1998): Satellite Climatology of African Dust Transport in Mediterranean Atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 103: 144, 1998.
- Mousa, A. (1976): *Klima in Syrien*. Universität Damaskus, Damaskus. (in Arabisch)
- Mousa, A. (1990a): *Klima und Wetter*. Universität Damaskus, Damaskus. (in Arabisch)
- Mousa, A. (1990b): *Regionale Klimatologie*. Universität Damaskus, Damaskus-Syrien (in Arabisch).
- Murphy J (2000): Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques. *International Journal of Climatology* 20: 489-501
- OcCC Organe consultatif sur les changements climatiques (2003): *Extremereignisse und Klimaänderung*, Bern.
- OCHA (United Nations Office for the Coordination of Humanitarian Affairs) (2008): Consolidated Appeals Process (CAP): Syria Drought Appeal. (<http://ochaonline.un.org/cap2005/webpage.asp?Page=1700>). (17.10.2008)
- Palutikof, J.P. (2003): Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. In: Bolle, H.J. (ed): *Mediterranean climate: Variability and trends*. Springer-Verlag, Berlin, 133–153.
- Palutikof, J.P., Conte, M., Casimiro Mendes, J., Goodess, C.M., Espirito Santo, F. (1996): Climate and climatic change. In *Mediterranean Climate- Variability and Trends*, Bolle H.J (ed.). Springer Verlag: Berlin, 133–153.
- Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M., Hannachi, A., Stephenson, D.B. (2005): Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action. *Journal of Climate* 18: 1411-1422.
- Peixoto J.P., Oort A.H. (1992): *Physics of Climate*. American Institute of Physics. New York.

- Philipp, A. (2003): Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des Sommer-niederschlags im südhemisphärischen Afrika. Dissertation, Institut für Geographie , Universität Würzburg.
- Preisendorfer, R. W. (1988): Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Developments in Atmospheric Science, 17, Amsterdam.
- Quadrelli, R., Pavan ,V., Molteni, F. (2001) : wintertime variability of Mediterranean precipitation and its links with Large-scale circulation anomalies. Climate dynamics 17: 457-466.
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Bericht Nr. 212, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach.
- Rapp, J., Schönwiese, C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeit, Serie B, Band 5, Universität Frankfurt am Main.
- Reinhold Zetter, M. (2008): Auswirkungen von Trockenheit auf landwirtschaftliche Kulturpflanzenerträge anhand eines agrarmeteorologischen Modells. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie, Universität Wien.
- Reiter, E. R. (1975): Handbook for Forecasters in the Mediterranean. Part I: General Description of the Meteorological Processes. Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey, California.
- Rodwell, M. J., Hoskins, B. J. (1996): Monsoons and the dynamics of deserts. Royal Meteorological Society 122: 1385-1404.
- Roedel W. (1992): Physik unserer Umwelt - Die Atmosphäre. Springer Verlag. Berlin.
- Romem, M., Ziv, B., Saaroni, H. (2007): Scenarios in the development of Mediterranean cyclones. Advances in GeoSceinces 12: 59-65
- Rother, K. (1993): Der Mittelmeerraum. ein geographischer Überblick. Teubner, Stuttgart.
- Sahwan, W. (2007): Geomorphologische Untersuchungen mittels GIS - und Fernerkundungsverfahren unter Berücksichtigung hydrogeologischer Fragestellungen - Fallbeispiele aus Nordwest Syrien. Dissertation, Universität Göttingen.
- Sasse, R. (2004): Beziehung zwischen Niederschlag und synoptisch-skalierten Prozessen im östlichen Mittelmeergebiet. Diplomarbeit. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.

- Schlittgen, R., Streitberg, B.H.J. (1995): Zeitreihenanalyse. 6. Auflage. R. Oldenbourg, München.
- Schneider, S. H. (1996): Klimamodelle. Atmosphäre, Klima, Umwelt. Heidelberg, 186-193.
- Schneidert, A. (2007): Zyklonenstatistik in Reanalysen des ECMWF(ERA-40) und in Szenarienrechnung des ECHAM5/MPI-OM. Diplomarbeit. Institut für Meteorologie, Universität Hamburg.
- Schönwiese, C.D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Schönwiese, C.D., Rapp, J. (1997): Climate Trend Atlas of Europe-Based on Observations 1891-1990. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Trömel, S. (2006a): Klimawandel und Extremereignisse in Deutschland. Klimastatusbericht 2005, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 7-17.
- Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Steiner, H., Brinckmann, S. (2006b): Analyse der Klimaveränderungen in Hessen für den Zeitraum 1901-2003. (Abschlussbericht zum INKLIM-Projekt, Baustein II., Nr. 2004.090353876-3 HLUG). Bericht Nr. 3, Institut für Atmosphäre und Umwelt, Universität Frankfurt am Main
- Shahada, N. (1996): Klimageographie . Amman-Jordanien (in Arabisch)
- Shay El, Y., Alpert, P. (1991): A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones. Royal Meteorological Society 117: 715-47.
- Simmonds, I., Murray, R. J., Leighton, R. M. (1999): A refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. Australian Meteorological Magazine, Special Issue, 35-49.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W. (2003): Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997). Journal of Climate 16: 1495-1510.
- Somme, G.; Oweis, T.; El Omar, F.; Hachum, A.; Shayeb, R.; Jooni, N. (2005): Rainfed Wheat Productivity with Supplemental Irrigation in Al Hasakeh, Northern Syria. Aleppo, ICARDA and the General Commission for Scientific Agricultural Research, Syria.

- Staeger, T. (2003): Empirisch-statistische Analyse von Wechselbeziehungen zwischen Klimasystem und Anthroposphäre in neoklimatologischer Zeit. Dissertation, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt am Main.
- Strahler, A.H., Strahler, A.N. (2002): Physische Geographie – Ulmer. Stuttgart.
- Thompson, D. W. J., Wallace J. M. (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate* 13: 1000-1016.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M., Hegerl, G. C. (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate* 13: 1018-1036.
- Tibaldi, S., Buzzi, A., Malguzzi, P. (1980): Orographically induced cyclogenesis: analysis of numerical experiments. *Monthly Weather Review* 108: 1302-1314.
- Trigo, I. F., Davies, T. D., Bigg, G. R. (1999): Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate* 12: 1685-1696.
- Trigo, I.F. (2000): A climatology of cyclones in the Mediterranean region. Ph.D. Thesis, University of East Anglia, Norwich.
- Trigo, I.F., Bigg, G.R., Davies, T.D. (2002): climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Monthly Weather Review* 130: 549-569
- Ulbrich, U., Pinto, J.G., Speth, P. (2001): Einfluss von Zyklonen und großskaliger Zirkulation auf den Niederschlag im Mittelmeerraum. DACH-Tagung, 18-21.09.01, Wien, Österreich, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, ISSN Heft Nr. 27/Publ. Nr. 339.
- Ulbrich, U., Christoph, M. (1999): A Shift of the NAO and Increasing Storm Track Activity over Europe due to Anthropogenic Greenhouse Gas Forcing. *Climate Dynamics* 15: 551-559.
- Van Loon, H., Labitzke, K. (1988): Association Between the 11-year Solar Cycle, the QBO, and the Atmosphere. Part II: Surface and 700 mb in the Northern Hemisphere in Winter. *Journal of Climate* 1: 905-920.
- Van Loon, H., Labitzke, K.: (1990): Association between the 11-year Solar Cycle, the QBO, and the Atmosphere. Part IV: The Stratosphere, not Grouped by the Phase of the QBO. *Journal of Climate* 3: 827-837.
- Wallace, J. M., Lim, G., Blackmon, M. L. (1988). Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45: 439-462.

Wanner, H., Rickli, R., Salvisberg, E., Schmutz, C., Schüepp M. (1997): Global climate change and variability and its influence on alpine climate - concepts and observations. *Theoretical and Applied Climatology* 58: 221-243.

Werner, A. (1999): Die Nord-Atlantik-Oszillation und ihre Auswirkungen auf Europa. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Frankfurt.

WETECH (Institut für Wasser- und Umweltschutztechnologie (2008): Wassertechnologie in ariden und semi-ariden Regionen, Jordanien. <http://www.water-asar.de/jordanien.html> (29.10.2008).

Whittaker, L. M., Horn, L.H. (1984): Northern hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-season months. *Journal of Climatology* 4: 297-310

Wilkes, D.S. (1995): *Statistical methods in the atmospheric sciences. An introduction.* Academic Press.

Wirth, E. (1971): *Syrien, eine geographische Landeskunde, Wissenschaftliche Länderkunden, Band 4/5, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.*

Wolfart, R. (1967): *Geologie von Syrien und dem Libanon. Beitr. Zur regionalen Geologie der Erde 6.* Berlin.

WRI (World Resources Institute) (2008): *Water resources. . Earth Trends – The Environmental Information Portal.* http://earthtrends.wri.org/country_profiles/index.php?theme=2. (20.09.08)

Xoplaki, E., Luterbacher, J., Burkhard, R., Patrikas, I., Maheras, P. (2000): Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Climate Research* 14: 129-146.

Zangvil, A., Karas, S., Sasson, A. (2003): Connection between Eastern Mediterranean seasonal mean 500 hPa height and sea-level pressure patterns and the spatial rainfall distribution over Israel. *International Journal of Climatology* 23: 1567-1576.

Anhang A

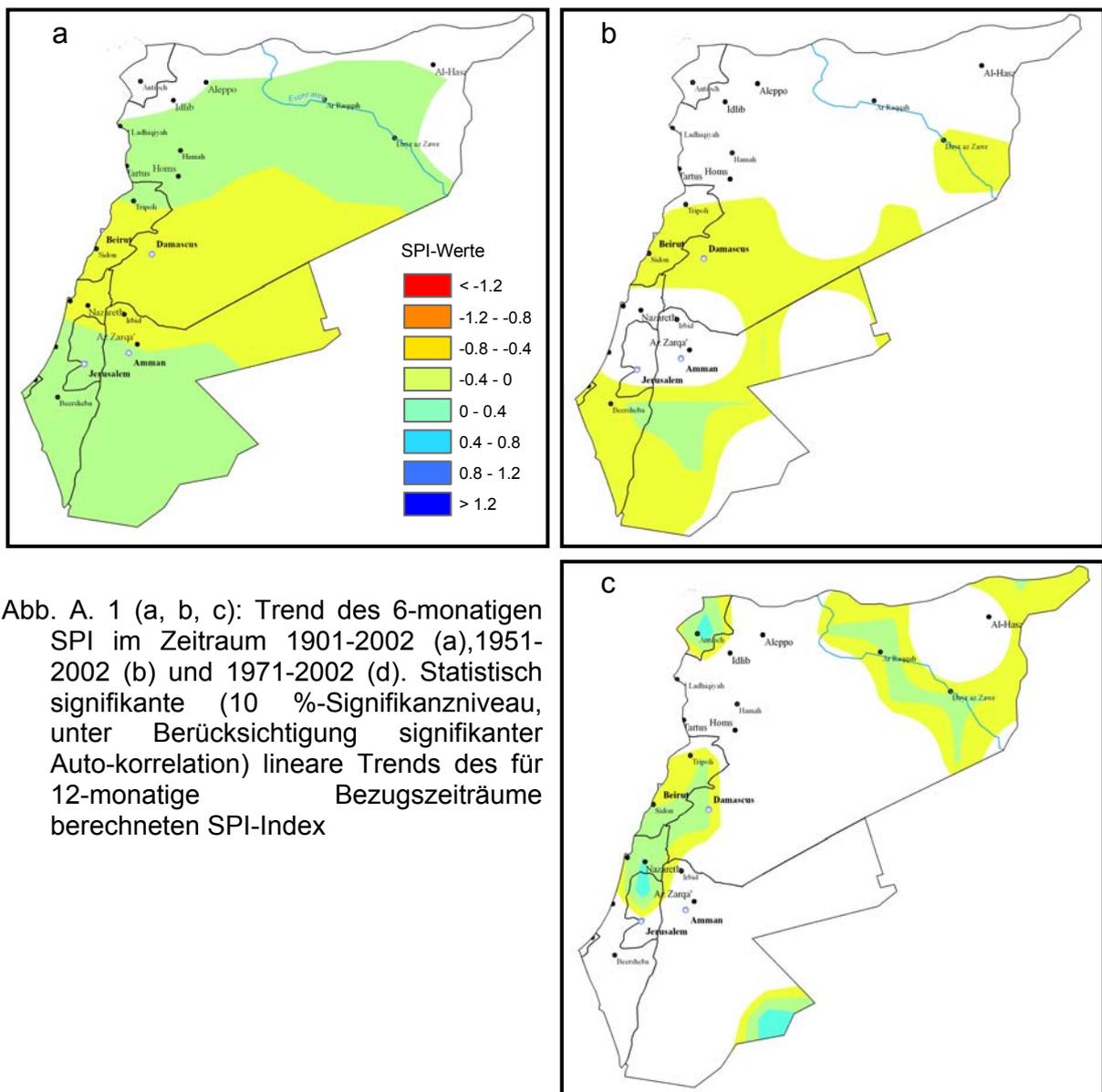


Abb. A. 1 (a, b, c): Trend des 6-monatigen SPI im Zeitraum 1901-2002 (a), 1951-2002 (b) und 1971-2002 (d). Statistisch signifikante (10 %-Signifikanzniveau, unter Berücksichtigung signifikanter Auto-korrelation) lineare Trends des für 12-monatige Bezugszeiträume berechneten SPI-Index

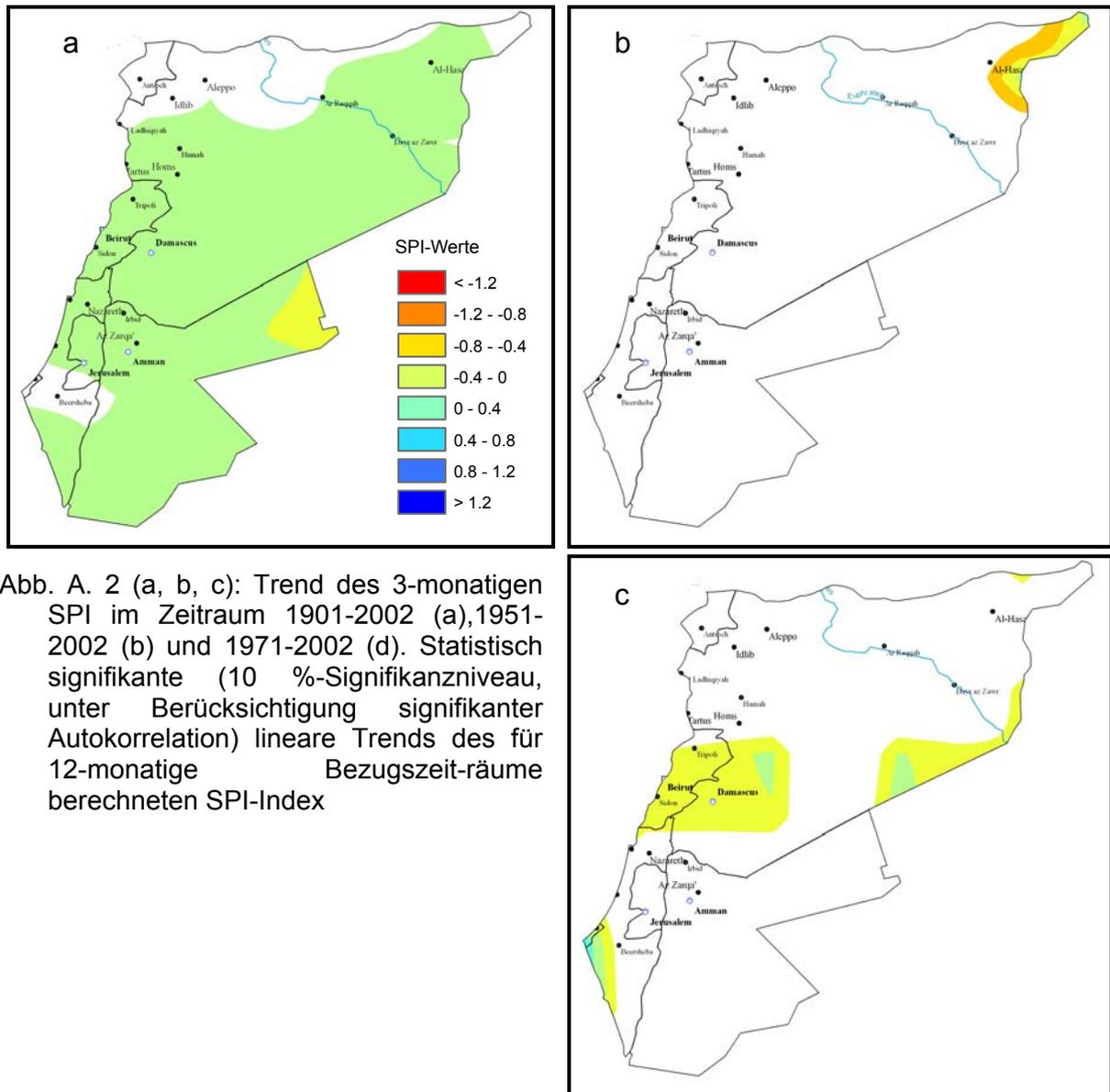


Abb. A. 2 (a, b, c): Trend des 3-monatigen SPI im Zeitraum 1901-2002 (a), 1951-2002 (b) und 1971-2002 (d). Statistisch signifikante (10 %-Signifikanzniveau, unter Berücksichtigung signifikanter Autokorrelation) lineare Trends des für 12-monatige Bezugszeit-räume berechneten SPI-Index

Anhang B

Tab. B. 1: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Herbstniederschlag (SPI-SON) und den Telekonnektionsindizes im Sommer

Telekonnektionsindizes im Sommer	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
AO	0.06	0.09	0.38	0.13	0.28
EA	0.17	-0.01	-0.11	-0.09	-0.07
EA/WR	0.02	0.13	0.06	0.03	0.25
EMP	-0.24	-0.17	-0.09	-0.15	-0.12
MOI	-0.14	-0.02	-0.23	-0.22	-0.1
NAO-CPC	0.21	0.17	0.43(**)	0.27	0.44(**)
NAO-Jones	0.04	0.17	0.02	0.06	-0.04
POL	0.03	0.07	0.25	0.11	0.22
QOB	-0.22	-0.23	-0.21	-0.16	-0.23
SCA	0.18	0.17	0.17	0.05	0.16
SHI	0	-0.02	0.17	0.11	0.08
SOI	-0.51(**)	-0.32(*)	-0.08	-0.38(*)	-0.32(*)
SST-ADM	0.12	-0.04	0.1	0.06	0.06
SST-AG	-0.17	-0.27	-0.33(*)	-0.26	-0.32
SST-ALM	-0.13	-0.3	-0.18	-0.29	-0.18
SST-AM	0.05	-0.17	-0.17	-0.11	-0.12
SST-GA	-0.09	-0.13	-0.22	-0.11	-0.33(*)
SST-GS	0.14	0.03	0.19	0.13	0.15
SST-IM	0.11	-0.08	-0.01	0	0.01
SST-LIM	0.09	0.02	0.28	0.15	0.18
SST-LM	-0.05	-0.21	-0.26	-0.19	-0.2
SST-RM	-0.16	-0.3	-0.25	-0.27	-0.26
SST-SM	0.05	-0.19	-0.11	-0.1	-0.11
SST-TM	0.03	-0.11	-0.05	-0.05	-0.09
TDNSM	-0.14	-0.02	-0.28	-0.1	-0.22

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

Tab. B. 2: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Winterniederschlag (SPI-DJF) und den Telekonnektionsindizes im Herbst

Telekonnektionsindizes im Herbst	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
AO	0.02	-0.05	0	-0.04	-0.1
EA	-0.36(*)	-0.28	-0.01	-0.11	-0.21
EA/WR	-0.07	0.03	-0.14	0.04	-0.02
EMP	-0.08	-0.23	-0.39(*)	-0.35(*)	-0.24
MOI	0.03	0.07	0.25	0.18	0.07
NAO- Jones	-0.1	-0.08	0.28	0.07	-0.08
NAO-CPC	-0.01	0.01	0.06	-0.05	-0.11
POL	0.12	0.05	0.12	0.09	-0.05
QOB	-0.1	-0.09	0.09	0.14	0.07
SCA	0.03	0.04	0.07	-0.08	0.02
SHI	0.04	-0.04	0.07	0.08	0.21
SOI	-0.05	-0.13	-0.18	-0.2	-0.03
SST-ADM	0.02	-0.01	0.35(*)	0.23	0.2
SST-AG	-0.14	-0.32(*)	-0.13	-0.16	-0.16
SST-ALM	-0.08	-0.11	0.18	0.03	0.01
SST-ÄM	-0.22	-0.16	0.2	0.05	0.03
SST-GA	0.23	0.17	0.01	0.02	0.06
SST-GS	0.03	-0.03	0.3(*)	0.23	0.18
SST-IM	-0.1	-0.12	0.31(*)	0.15	0.11
SST-LIM	0.04	0.01	0.3(*)	0.27	0.19
SST-LM	-0.27	-0.26	0.14	0.02	-0.04
SST-RM	-0.22	-0.41(**)	-0.2	-0.16	-0.15
SST-SM	-0.22	-0.06	0.33(*)	0.16	0.07
SST-TM	-0.11	-0.19	0.15	0.07	0.05
TDNSM	0.07	0.34(**)	0.55(**)	0.53(**)	0.38(**)

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

Tab. B. 3: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Herbstniederschlag (SPI-MAM) und den Telekonnectionsindizes im Winter

Telekonnectionsindizes im Winter	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
AO	-0.21	-0.13	-0.19	-0.19	-0.14
EA	-0.15	-0.38	-0.31	-0.3	0
EA/WR	0.05	-0.12	-0.06	-0.04	-0.15
EMP	-0.06	-0.02	-0.1	-0.08	-0.15
MOI	-0.14	-0.1	-0.19	-0.17	-0.19
NAO-CPC	-0.09	-0.01	-0.19	-0.17	-0.16
NAO-Jones	-0.23	-0.25	-0.33(*)	-0.36(*)	-0.15
POL	-0.29	-0.16	0.15	0.12	-0.1
QOB	-0.07	0.15	0.15	0.1	0.04
SCA	0.24	0.2	0.32(*)	0.27	0.36(*)
SH	0.05	0.13	0.1	0.12	0.01
SOI	0.05	0.31	0.13	0.25	-0.08
SST-ADM	0.17	0.09	0.1	0.03	-0.04
SST-AG	-0.25	-0.09	0.02	0.11	-0.05
SST-ALM	-0.24	-0.13	-0.09	0.04	-0.37(*)
SST-AM	-0.13	0.01	0.16	0.07	-0.06
SST-GA	-0.17	-0.14	-0.15	-0.01	-0.07
SST-GS	0.07	-0.06	0.02	-0.01	-0.11
SST-IM	0.07	0.06	0.17	0.1	-0.07
SST-LIM	0.01	-0.14	-0.06	-0.07	-0.21
SST-LM	-0.1	0.01	0.15	0.09	-0.11
SST-RM	0.05	0.24	0.32(*)	0.34(*)	0.13
SST-SM	-0.05	0.06	0.16	0.03	-0.06
SST-TM	-0.11	-0.02	0.16	0.15	-0.04
TDNSM	0.03	-0.01	-0.03	-0.2	0.06

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

Tab. B. 4: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Herbstniederschlag (SPI-SON) und den Telekonnektionsindizes im Sommer auf der Basis einzelner Monate

Telekonnektionsindizes in den Sommermonaten	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
AO6	0.132	-0.02	0.086	0.024	0.274
AO7	0.163	0.2	0.415(**)	0.252	0.393(*)
AO8	-0.184	0.007	0.275	0.029	-0.056
EA/WR6	0.209	0.304	0.108	0.23	0.265
EA/WR7	0.152	0.066	0.115	0.12	0.298
EA/WR8	0.182	0.166	0.215	0.19	0.298
EA6	0.354(*)	0.08	-0.196	-0.057	-0.011
EA7	-0.005	-0.136	-0.025	-0.103	-0.075
EA8	0.017	0.026	-0.02	-0.04	-0.05
EMP6	-0.005	-0.016	0.079	0.009	0.089
EMP7	-0.25	-0.256	-0.221	-0.247	-0.267
EMP8	-0.373(*)	-0.055	-0.152	-0.127	0.03
SST-IM6	0.1	-0.136	-0.148	-0.132	-0.053
SST-IM7	0.151	-0.038	0.13	0.112	0.036
SST-IM8	0.016	-0.019	0.014	0.043	0.04
MOI6	-0.011	0.063	-0.154	-0.126	0.066
MOI7	-0.046	0.032	-0.006	-0.046	-0.015
MOI8	-0.241	-0.139	-0.309	-0.281	-0.274
NAO-CPC6	0.147	0.021	0.097	0.128	0.359(*)
NAO-CPC7	0.259	0.246	0.508(**)	0.288	0.416(**)
NAO-CPC8	0.259	0.246	0.24	0.288	0.29
NAO-Jones6	0.154	0.008	-0.177	-0.035	-0.044
NAO-Jones7	0.141	0.234	0.268	0.285	0.29
NAO-Jones8	-0.194	0.039	-0.039	-0.122	-0.265
POL6	0.025	0.08	0.229	0.093	0.212
POL7	-0.111	-0.086	0.089	0.085	0.085
POL7	-0.171	-0.091	0.13	0.095	0.133
QBO6	-0.239	-0.263	-0.205	-0.193	-0.22
QBO7	-0.212	-0.228	-0.215	-0.16	-0.223
QBO8	-0.188	-0.167	-0.202	-0.105	-0.224
SCA6	-0.033	0.013	0.105	0.031	0.079
SCA7	0.083	0.021	-0.005	-0.027	-0.074
SCA8	0.304	0.292	0.217	0.095	0.3
SH6	-0.102	-0.032	0.187	0.161	-0.035
SH7	-0.068	-0.041	-0.144	-0.082	-0.167
SH8	0.105	-0.079	-0.157	-0.047	-0.107
SOI6	-0.288	-0.28	-0.09	-0.390(*)	-0.31(*)
SOI7	-0.515(**)	-0.302	-0.128	-0.378(*)	-0.31(*)
SOI8	-0.500(**)	-0.236	-0.001	-0.202	-0.335(*)
SST-ADM6	0.046	-0.185	-0.154	-0.176	-0.097
SST-ADM7	0.227	0.085	0.3	0.257	0.177

SST-ADM8	0.012	0.026	0.125	0.084	0.079
SST-AG6	-0.066	-0.165	-0.136	-0.1	-0.105
SST-AG7	-0.199	-0.266	-0.363(*)	-0.324(*)	-0.389(*)
SST-AG8	-0.17	-0.26	-0.337(*)	-0.232	-0.301
SST-ALM6	-0.125	-0.311(*)	-0.248	-0.261	-0.188
SST-ALM7	-0.139	-0.301	-0.195	-0.327(*)	-0.228
SST-ALM8	-0.116	-0.24	-0.073	-0.232	-0.091
SST-AM6	0.108	-0.035	-0.057	0.035	0.05
SST-AM7	-0.059	-0.242	-0.175	-0.205	-0.231
SST-AM8	0.07	-0.124	-0.181	-0.078	-0.103
SST-GA6	-0.162	-0.272	-0.291	-0.226	-0.337(*)
SST-GA7	-0.114	-0.049	-0.173	-0.03	-0.310(*)
SST-GA8	0.077	0.019	-0.071	-0.017	-0.162
SST-GS6	0.085	-0.113	-0.1	-0.116	-0.058
SST-GS7	0.221	0.12	0.339(*)	0.287	0.237
SST-GS8	0.008	0.068	0.219	0.16	0.183
SST-LIM6	0.051	-0.096	-0.059	-0.108	-0.071
SST-LIM7	0.171	0.106	0.387(*)	0.285	0.266
SST-LIM8	-0.022	0.042	0.301	0.164	0.223
SST-LM6	0.024	-0.076	-0.142	-0.039	-0.044
SST-LM7	-0.112	-0.268	-0.295	-0.261	-0.308(*)
SST-LM8	-0.035	-0.191	-0.23	-0.173	-0.163
SST-RM6	0.018	-0.086	-0.049	-0.027	0.028
SST-RM7	-0.122	-0.248	-0.266	-0.305(*)	-0.332(*)
SST-RM8	-0.277	-0.401(**)	-0.294	-0.328	-0.331(*)
SST-SM6	0.082	-0.125	-0.086	-0.042	-0.008
SST-SM7	0.004	-0.21	-0.031	-0.106	-0.143
SST-SM8	0.052	-0.139	-0.151	-0.095	-0.108
SST-TM6	0.025	-0.159	-0.147	-0.118	-0.1
SST-TM7	0.046	-0.073	0.031	-0.004	-0.095
SST-TM8	0.018	-0.037	0.004	0.012	-0.024
TDNSM6	-0.194	-0.042	-0.066	0.009	-0.254
TDNSM7	-0.225	-0.082	-0.21	-0.118	-0.207
TDNSM8	0.205	0.371(*)	-0.331(*)	0.28	0.269

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

Tab. B. 5: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Winterniederschlag (SPI-DJF) und den Telekonnexionsindizes im Herbst auf der Basis einzelner Monate

Telekonnexionsindizes in den Herbstmonaten	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
AO10	-0.235	-0.291	-0.277	-0.218	-.412(**)
AO11	-0.045	-0.098	-0.144	-0.143	-0.08
AO9	0.192	0.127	0.135	0.008	0.133
EA/WR10	-0.268	-0.188	-0.138	-0.106	-0.29
EA/WR11	0.072	0.058	-0.16	-0.122	-0.021
EA/WR9	-0.019	0.023	0.126	0.105	0.015
EA10	-0.234	-0.098	0.052	0.066	-0.043
EA11	-0.07	-0.039	-0.142	-0.098	0.153
EA9	0.359(*)	0.261	0.251	0.1	0.326(*)
EMP10	-0.356(*)	-0.291	-0.259	-0.262	-0.314(*)
EMP11	0.157	-0.085	-0.516(**)	-0.442(**)	-0.14
EMP9	0.065	-0.019	0.108	0.107	0.05
MOI10	-0.118	-0.099	-0.072	-0.048	-0.296
MOI11	-0.034	-0.224	-0.283	-0.338(*)	-0.102
MOI9	0.204	0.115	0.104	0.022	0.13
NAoAZ10	-0.257	-0.16	-0.054	-0.09	-0.165
NAoAZ9	0.415(**)	0.400(**)	0.243	0.136	.318(*)
NAO-CPC10	-0.28	-0.232	-0.127	-0.136	-0.444(**)
NAO-CPC11	-0.145	-0.132	0.018	0.002	-0.061
NAO-CPC9	0.115	0.104	-0.009	-0.053	0.079
NAO-Jones10	-0.281	-0.111	0.015	-0.025	-0.217
NAO-Jones11	-0.029	-0.047	-0.034	-0.078	0.088
NAO-Jones9	0.333(*)	0.432(**)	0.398(*)	0.308	0.359(*)
POL10	0.071	-0.092	-0.111	-0.005	0.051
POL11	0.052	0.159	0.163	0.24	0.118
POL9	-0.012	-0.073	0.031	-0.101	-0.014
QBO10	0.169	0.164	0.127	0.112	0.109
QBO11	0.164	0.17	0.124	0.14	0.142
QBO9	0.153	0.128	0.08	0.046	0.039
SCA10	0.159	0.248	0.189	0.172	0.168
SCA11	-0.104	0.038	.380(*)	.347(*)	0.024
SCA9	-0.216	-0.08	-0.109	-0.071	-0.132
SH10	0.331(*)	0.426(**)	0.404(**)	0.442(**)	0.374(*)
SH11	-0.161	-0.065	0.252	0.247	-0.094
SH9	-0.076	-0.077	-0.129	-0.051	-0.006
SOI10	0.041	0.036	-0.001	-0.172	-0.188
SOI11	0.137	0.103	-0.066	-0.192	-0.035
SOI9	0.185	0.206	0.046	-0.146	-0.042
SST-ADM10	0.038	-0.043	0.321(*)	0.153	0.152
SST-ADM11	-0.287	-0.148	0.236	0.174	0.083
SST-ADM9	0.284	0.173	0.328(*)	0.261	0.266
SST-AG10	-0.14	-0.22	-0.12	-0.12	-0.08
SST-AG11	-0.02	-0.21	-0.01	-0.06	-0.02

SST-AG9	-0.21	-0.40(*)	-0.2	-0.24	-0.31(*)
SST-ALM10	-0.066	-0.095	0.227	0.035	0.041
SST-ALM11	-0.077	-0.096	0.165	0.056	0.011
SST-ALM9	-0.111	-0.138	0.125	-0.005	-0.037
SST-ÄM10	-0.023	-0.019	0.143	0.01	0.169
SST-ÄM11	-0.193	-0.036	0.439(**)	0.254	0.149
SST-ÄM9	-.327(*)	-.339(*)	-0.106	-0.137	-0.249
SST-GA10	0.26	0.23	0.09	0	0.11
SST-GA11	0.15	0.04	-0.04	0.01	0.01
SST-GA9	0.17	0.16	-0.02	0.03	0.03
SST-GS910	0.004	-0.064	0.293	0.196	0.112
SST-GS911	-0.255	-0.177	0.123	0.139	0.046
SST-GS9	0.302	0.159	.324(*)	0.231	0.273
SST-IM11	-0.282	-0.157	.312(*)	0.2	0.108
SST-IM9	0.043	-0.089	0.187	0.086	0.019
SST-LIM10	-0.026	-0.066	0.297	0.239	0.092
SST-LIM11	-0.243	-0.156	0.047	0.124	0.008
SST-LIM9	0.344(*)	0.227	0.361(*)	0.273	0.357(*)
SST-LM10	-0.134	-0.169	0.071	-0.026	0.037
SST-LM11	-0.185	-0.111	0.318(*)	0.18	0.102
SST-LM9	-0.351(*)	-0.370(*)	-0.034	-0.102	-0.243
SST-RM10	-0.181	-0.349(*)	-0.229	-0.111	-0.099
SST-RM11	-0.04	-0.222	-0.029	-0.064	0.085
SST-RM9	-0.29	-0.42(**)	-0.24	-0.18	-0.30(*)
SST-SM10	-0.03	0.006	0.239	0.056	0.15
SST-SM11	-0.258	0.006	.479(**)	0.284	0.116
SST-SM9	-0.271	-0.199	0.086	0.043	-0.119
SST-TM10	-0.067	-0.175	0.129	0.025	0.059
SST-TM11	-0.169	-0.156	0.234	0.156	0.108
SST-TM9	-0.053	-0.199	0.046	-0.002	-0.039
TDNSM10	-0.088	0.11	0.422(**)	0.317(*)	0.045
TDNSM11	0.009	0.249	0.194	0.338(*)	0.275
TDNSM9	0.238	0.223	0.378(*)	0.257	0.358(*)

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

Tab. B. 6: Zusammenschau der Korrelationen zwischen Frühlingsniederschlag (SPI-MAM) und den Telekonnektionsindizes im Winter auf der Basis einzelner Monate

Telekonnektionsindizes in den Wintermonaten	Region A	Region B	Region C	Region D	Region E
AO1	-0.245	-0.12	-0.17	-0.206	-0.228
AO12	-0.035	-0.083	-0.117	-0.085	0.001
AO2	-0.196	-0.093	-0.162	-0.14	-0.074
EA/WR1	-0.01	-0.059	-0.012	-0.061	0.042
EA/WR12	0.122	-0.004	0.059	0.116	-0.145
EA/WR2	0	-0.183	-0.17	-0.13	-0.195
EA1	-0.066	-0.26	-0.125	-0.22	0.095
EA12	-0.238	-0.310(*)	-0.263	-0.202	-0.242
EA2	0.01	-0.214	-0.242	-0.191	0.152
EMPI_12	-0.01	-0.016	-0.038	-0.019	-0.165
EMPI1	-0.186	-0.034	-0.076	-0.089	-0.048
EMPI2	0.056	0	-0.113	-0.056	-0.107
Ibarian12	-0.081	-0.274	-0.219	-0.16	-0.251
SST-IM1	0.086	0.146	0.241	0.145	-0.047
SST-IM12	0.095	0.023	0.137	0.058	-0.119
MOI2	-0.08	-0.08	-0.08	-0.14	-0.17
MOI1	-0.053	0.029	-0.147	-0.095	-0.205
MOI12	-0.121	-0.212	-0.27	-0.229	-0.296
NAO-CPC1	-0.148	0.009	-0.121	-0.111	-0.214
NAO-CPC12	-0.008	-0.066	-0.188	-0.148	-0.129
NAO-CPC2	-0.04	0.048	-0.104	-0.116	-0.005
NAOGI1	-0.131	-0.104	-0.211	-0.213	-0.166
NAOGI12	-0.14	-0.232	-0.226	-0.245	-0.156
NAOGI2	-0.198	-0.162	-0.217	-0.265	0.022
POL2	-0.143	0.075	0.256	0.255	-0.058
POL12	-0.211	-0.203	0.058	0.063	0.077
POL1	-0.173	0.075	0.244	0.235	-0.056
QBO1	-0.084	0.14	0.138	0.085	0.035
QBO12	-0.025	0.201	0.173	0.143	0.015
QBO2	-0.102	0.092	0.121	0.056	0.066
SCA1	0.012	0.035	0.14	0.126	0.155
SCA12	-0.036	-0.2	0.014	-0.053	0.104
SCA2	0.478(**)	0.532(**)	0.455(**)	0.435(**)	0.443(**)
SH1	0.066	0.306	0.324(*)	0.318(*)	0.189
SH12	-0.077	-0.093	-0.014	-0.031	0.172
SH2	0.253	0.417(**)	0.446(**)	0.381(*)	0.344(*)
SOI1	0.092	0.292	0.166	0.28	0.008
SOI12	0.046	0.25	0.038	0.119	-0.096
SOI2	-0.021	0.214	0.126	0.241	-0.063
SST-ADM1	0.094	0.13	0.169	0.059	-0.02
SST-ADM12	0.188	-0.02	0.07	0.002	-0.102
SST-ADM2	0.122	0.129	-0.003	0.022	0.04
SST-AG1	-0.131	0.039	0.075	0.209	-0.038

SST-AG12	-0.295	-0.096	-0.057	0.032	-0.054
SST-AG2	-0.225	-0.171	0.041	0.071	-0.048
SST-ALM1	-0.19	-0.083	-0.077	0.059	-0.349(*)
SST-ALM12	-0.238	-0.145	-0.023	0.063	-0.360(*)
SST-ALM2	-0.263	-0.15	-0.16	0.001	-0.328(*)
SST-AM1	-0.001	0.052	0.183	0.1	-0.028
SST-AM12	-0.085	0.136	0.19	0.14	-0.037
SST-AM2	-0.27	-0.229	0.022	-0.091	-0.097
SST-GA1	-0.102	-0.083	-0.028	0.061	0.028
SST-GA12	-0.239	-0.26	-0.262	-0.128	-0.176
SST-GA2	-0.106	-0.001	-0.117	0.046	-0.025
SST-GS91	0	0.023	0.124	0.047	-0.055
SST-GS912	0.123	-0.134	-0.016	-0.051	-0.181
SST-GS92	0.033	-0.014	-0.06	-0.01	-0.012
SST-LIM1	-0.061	-0.069	0.035	-0.021	-0.144
SST-LIM12	0.095	-0.183	-0.059	-0.068	-0.258
SST-LIM2	-0.024	-0.074	-0.12	-0.075	-0.087
SST-LM1	0.028	0.074	0.158	0.117	-0.097
SST-LM12	-0.096	0.09	0.155	0.12	-0.057
SST-LM2	-0.201	-0.135	0.076	0.001	-0.139
SST-RM1	0.11	0.285	0.289	0.318(*)	0.109
SST-RM12	0.075	0.202	0.184	0.234	0.071
SST-RM2	-0.052	0.155	0.374(*)	0.345(*)	0.15
SST-SM1	0.029	0.093	0.192	0.05	-0.074
SST-SM12	0.022	0.18	0.236	0.138	-0.007
SST-SM2	-0.226	-0.17	-0.04	-0.17	-0.105
SST-TM1	-0.029	0.088	0.259	0.223	0.017
SST-TM12	-0.065	-0.023	0.096	0.102	-0.124
SST-TM2	-0.205	-0.131	0.079	0.07	0.019
TDNSM1	-0.039	0.013	0.005	-0.168	-0.019
TDNSM12	0.212	0.113	0.094	0.003	0.127
TDNSM2	-0.147	-0.168	-0.179	-0.208	-0.019

* 95 % Signifikanzniveau, ** 99 % Signifikanzniveau

Versicherung

„Ich erkläre: Ich habe die vorgelegte Dissertation selbständig und ohne unerlaubte fremde Hilfe und nur mit den Hilfen angefertigt, die ich in der Dissertation angegeben habe. Alle Textstellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten Schriften entnommen sind, und alle Angaben, die auf mündlichen Auskünften beruhen, sind als solche kenntlich gemacht. Bei den von mir durchgeführten und in der Dissertation erwähnten Untersuchungen habe ich die Grundsätze guter wissenschaftlicher Praxis, wie sie in der „Satzung der Justus-Liebig-Universität Gießen zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis“ niedergelegt sind, eingehalten.“

Gießen, 19 Januar 2009

Unterschrift