Aus dem Institut für Umweltingenieurwesen
der Agrar- und Umweltwissenschaftlichen Fakultät

Thema

Auswirkung von Klimaänderungen auf hydrometeorologisch relevante Parameter

urn:nbn:de:gbv:28-diss2008-0070-0

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades Doktor der Ingenieurwissenschaften
(Dr.-Ing.)
an der Agrar- und Umweltwissenschaftlichen Fakultät
Universität Rostock

vorgelegt von:

Dipl.-Geogr. Riad Qara-Fallah

geb. am 12.09.1974 in Lattakia, Syrien

Rostock, den 24.07.2008

Tag der mündlichen Prüfung: 05.06.2008
Tag der Verteidigung: 04.07.2008

1. Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. Konrad Mieg*el,* Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät, Universität Rostock

2. Gutachter**:** Prof. Dr**.** habil. Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe, Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK)

3. Gutachter: Dr. Lucas Menzel, Center for Environmental Systems Research, University of Kassel

Inhaltverzeichnis

Danksagung IV

Abbildungsverzeichnis V

Tabellenverzeichnis XI

Symbolverzeichnis XIV

Abstract XVI

1 Einleitung 1

1.1 Der Verdunstungsvorgang 2

1.2 Problemstellung und Zielsetzung 4

2 Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt 6

2.1 Das Klimasystem der Erde, Ursachen und Mechanismen der Klimaänderung 6

2.1.1 Das Klimasystem 6

2.1.2 Ursachen natürlicher Klimaänderungen 7

2.1.2.1 Änderungen der Sonneneinstrahlung 7

2.1.2.2 Änderungen der auf der Erdoberfläche einfallenden Solarstrahlung durch Änderung der Erdbahnelemente 7

2.1.2.3 Kontinentaldrifte 7

2.1.2.4 Vulkanismus 8

2.2 Bisher beobachtete globale Klimaänderung 8

2.2.1 Entwicklung des Erdklimas unter Berücksichtigung der Zeitskala 8

2.2.2 Der natürliche Treibhauseffekt 9

2.2.3 Der anthropogene Treibhauseffekt 9

2.2.4 Beobachtete Klimaänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert 11

2.2.4.1 Temperatur 11

2.2.4.2 Niederschlag 12

2.2.5 Ausgewählte Ergebnisse von Szenarios zu zukünftigen Klimaänderungen in Deutschland 12

2.3 Auswirkungen möglicher Klimatischer Veränderungen auf den Wasserhaushalt 15

2.3.1 Allgemeine Beschreibung des Wasserkreislaufs 15

2.3.2 Einflussfaktoren auf den regionalen Wasserhaushalt 16

2.3.3 Auswirkungen der Klimaänderung auf den Wasserhaushaltskomponenten 18

2.3.3.1 Niederschlag 18

2.3.3.2 Verdunstung 18

2.3.3.3 Abfluss 19

2.3.4 Wasserhaushaltsmodellierung 19

2.3.4.1 SVAT- Modelle 19

2.3.4.2 Wasserhaushaltsmodelle für Deutschland 20

2.3.5 Unsicherheiten von Prognosen künftiger Änderungen des Wasserhaushalts 21

3 Material und Methoden 23

3.1 Datengrundlagen 23

3.1.1 Daten von 9 Klimastationen in Mecklenburg-Vorpommern 23

3.1.2 Beobachtungsergebnisse der Lysimeterstation Groß Lüsewitz 24

3.2 Grundsätzliche methodische Aspekte des regionalen Downscaling globaler Klimasimulationen 25

3.2.1 Arbeitsweise globaler Klimamodelle und Klimaszenarien 25

3.2.1.1 Globale Klimamodellierung 25

3.2.1.2 IPCC 2001 Szenarien 27
3.2.2 Methodische Möglichkeiten des regionalen Downscaling globaler Klima-Simulationen 28
3.2.2.1 Empirisch-statistische Downscalingmethoden 29
3.2.2.2 Dynamisches Downscaling 30
3.2.3 Auswahl der in Deutschland eingesetzten Downscalingmethoden 31
3.2.3.1 Das statistische Downscaling (STAR-Modell) des Potsdam Institut für Klimaforschung (PIK, Gerstengarbe et al 2002). 32
3.2.3.2 Das statistische Downscaling von Meteo- Research (MR, Enke, 2003). 34
3.2.3.3 Dynamisches Modell REMO (Version 5,1) des Max- Plank Instituts für Meteorologie (MPI Jacob et al 2003) 34

3.3 Berechnungsansätze der Verdunstung 35
3.3.1 Berechnungsansätze der potentiellen Verdunstung 35
3.3.1.1 Einfache empirische Verfahren 35
3.3.1.2 Aerodynamische Verfahren 38
3.3.2 Berechnungsansätze der realen Verdunstung 40
3.3.3 Die Gras-Referenzverdunstung 41

3.4 SVAT- Modell MINERVA 43

4 Analyse von Beobachtungsdaten des letzten Jahrhunderts und simulierten Daten bis 2055 45

4.1 Statistische Analysen anhand von Klimadaten der Klimastationen Mecklenburg-Vorpommern 45
4.1.1 Temperaturtrends 45
4.1.1.1 Die beobachteten Temperaturtrends 45
4.1.1.2 Die simulierten Temperaturtrends 47
4.1.2 Niederschlagstrends 49
4.1.2.1 Die beobachteten Niederschlagstrends 49
4.1.2.2 Die simulierten Niederschlagstrends 52
4.1.3 Extremwerte 54
4.1.4 Klimadiagram 57
4.1.5 Trend der Sonnenscheindauer 57
4.1.5.1 Die beobachteten Sonnenscheindauertrends 57
4.1.5.2 Die simulierten Sonnenscheindauertrends 60
4.1.6 Bedeckungsgrad, relative Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit 61

4.2 Trendanalysen anhand von Wasserhaushaltsdaten der Lysimeterstation Groß Lüsewitz 62
4.2.1 Temperatur 62
4.2.2 Niederschlag 64
4.2.3 Extremwerte 66
4.2.4 Sonnenscheindauer 67
4.2.5 Versickerung 68
4.2.6 Verdunstung 70
4.2.7 Änderung Wasserhaushaltsgrößen in Groß Lüsewitz im Zusammenhang mit den Klimaänderungen 72

4.3 Auswertung der Simulationsergebnisse des STAR-Modells 75

5 Bewertung von Berechnungsverfahren der Verdunstung auf ihre Eignung zur Berücksichtigung von Klimaänderungen 79

5.1 Analyse und Bewertung der Berechnungsverfahren 79
5.1.1 Berechnungsverfahren der potenziellen Verdunstung 79
5.1.1.1 Empirische Verfahren auf der Grundlage der Temperaturverhältnisse 80
5.1.1.2 Empirische Verfahren auf der Grundlage der Temperatur- und Feuchtigkeitsbedingungen 81

5.1.1.3 Empirische Verfahren auf der Grundlage der Temperatur- und Solarstrahlungsbedingungen. 81
5.1.1.4 Empirische Verfahren mit Berücksichtigung mehrerer Parameter 82
5.1.2 Berechnungsverfahren der realen Verdunstung 83
5.1.2.1 Penman- Monteith Beziehung 83
5.1.2.2 Bagrov Verfahren 83

5.2 Sensitivität von hydrometeorologischen Eingangsgrößen und Parametern zur Klimaänderung 84
5.2.1 Temperatur 85
5.2.2 Sonnenscheindauer 88
5.2.3 Luftfeuchtigkeit 90
5.2.4 Windgeschwindigkeit 93
5.2.5 Bestandeswiderstand 95
5.2.6 Aerodynamischer Widerstand 97
5.2.7 Albedowerte 100
5.2.8 Beurteilung der Sensitivität der untersuchten hydrometeorologischen Parameter zur Klimaänderung 102

5.3 Anwendung der Berechnungsansätze und Ergebnisvergleich 104
5.3.1 Die beobachteten und simulierten Trends der potenziellen Verdunstung nach verschiedenen Berechnungsansätzen für M-V Klimastationen 104
5.3.2 Die beobachteten Verdunstungstrends nach verschiedenen Berechnungsansätzen für Lysimeterstation Groß Lüsewitz 108
5.3.3 Ergebnisvergleich der verschiedenen Verfahren zu Berechnung der potentiellen Verdunstung 110
5.3.4 Klimatische Wasserbilanz 113

6 Untersuchungen mit dem Modell MINERVA 117

6.1 Ergebnisse der einzelnen Klimastationen 119

6.2 Regionale Unterschiede der Veränderung des beobachteten Wasserhaushalts in Mecklenburg- Vorpommern 119
6.2.1 Verdunstung 119
6.2.2 Grundwasserneubildung 121
6.2.3 Bodenfeuchte 122

6.3 Veränderung der Wasserhaushaltsgrößen in Abhängigkeit von der Temperaturerhöhung 124

6.4 Veränderung der Wasserhaushaltsgrößen bei der Temperaturerhöhung und gleichzeitiger Änderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung 126

6.5 Simulationsergebnisse der Wasserhaushaltsgrößen mit MINIRVA unter Berücksichtigung unterschiedlicher Pflanzenbestände. 128
6.5.1 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur phänologischen Entwicklung 128
6.5.2 Simulationsergebnisse mit MINERVA zum Blattflächenindex 130
6.5.3 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur Wurzeldichte 132
6.5.4 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur Verdunstung 133
6.5.5 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur Grundwasserneubildung 134

6.6 Auswertung der Simulationsergebnisse mit MINERVA 136

7 Zusammenfassung und Ausblick 143

8 Literaturverzeichnis 146

9 Anhang 153

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle ganz herzlich bei meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. rer. nat. Konrad. Miegel für die Betreuung dieser Arbeit bedanken, für die vielen, oft spontane Gespräch und für die wertvolle Anmerkungen und Kritik. Er unterstützte mich in allen Belangen, die für die Fertigstellung der Arbeit relevant waren.

An dieser Stelle sei ausdrücklich Herrn Prof. Dr. Gerstengarbe (Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung) gedankt, der für die Arbeit freundlicherweise die Berechnungen mit dem statistischen Modell (STAR) zum Downscaling globaler Modellberechnungen durchgeführt und alle erforderlichen Klimadaten bereitgestellt hat. Eben so bedanke ich mich bei ihm für die Bereitschaft zur Begutachtung der Arbeit

Ich möchte mich Herrn Dr. Lucas Menzel für den ersten Vorschlag des Themas meiner Dissertation und die Bereitschaft zur Begutachtung der Arbeit bedanken.

Ein besonderer Dank an Frau Dr. Lisa Dittmann, die mir mit Ihrem fachlichen Rat bei statistischen Fragen eine wertvolle Hilfe war.

Ein herzlicher Dank gilt an Frau Dipl. Math. Birgit Zachow für die Bereitstellung der Daten und die Unterstutzung bei der Durchführung von Klimadaten mit dem Modell MINERVA.

Die Arbeitsgruppe Hydrologie und allen Kollegen am Institut für Umweltingenieurwesen, insbesondere Herr Dr. Thomas Saltzmann, Herr Dr. Enrico Frahm, Herr Dipl.-Phys. Bernd Ballschmiter, möchte ich ganz herzlich für die Unterstutzung danken.

Ganz besonderen und lieben Dank an meine Frau Suher Schiha für den starken Rückhalt, liebvolle Unterstützung und enorme Geduld, die diese Arbeit zu ermöglichten.

Meine Kinder Ritag und Kasuara, danke für die Freude und den Spaß, die ihr mir macht

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Die mittlere globale Energiebilanz der Erdoberfläche (W/m^2). 3
Abb. 2.1: Komponenten des Klimasystems der Erde..... 6
Abb. 2.2: Mechanismus des Treibhauseffekts.. 9
Abb. 2.3: Mittlere globale Temperatur-Anomalien 1860-2000 10
Abb. 2.4: Mittlere globale Temperatur-Anomalien in Deutschland seit 1760 11
Abb. 2.5: Schema des Wasserkreislaufs..... 15
Abb. 2.6: Beziehung zwischen Abfluss und Verdunstung in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge..... 16
Abb. 2.7: Veränderliche Einflussfaktoren auf den regionalen Wasserhaushalt im Ergebnis von Klimaänderungen 17
Abb. 3.1: Geographische Verteilung der ausgewählten Klimastationen 23
Abb. 3.2: Kopplung der verschiedenen Klimasubsysteme 26
Abb. 3.3: Horizontale Modellauflösung T42 und T106 mit orographischen Gegebenheiten von ECHAM 27
Abb. 3.4: Temperaturänderungen bis 2100 - SRES-Szenarien 27
Abb. 3.5: Dynamisches Downscaling 31
Abb. 3.6: Schema des erweiterten regionalen Szenarienmodells..... 33
Abb. 4.1: Beobachtete Temperaturtrends (1951-2000)..... 45
Abb. 4.2: Beobachtete Temperaturänderung in ausgewählten Monaten (1951-2000) 46
Abb. 4.3: Abweichung der mittleren jährlichen Temperatur vom Mittelwert an der Klimastation Rostock Warnemünde (1951-2003)..... 47
Abb. 4.4: Simulierte Temperaturtrends (2001-2050)..... 47
Abb. 4.5: Temperaturänderung in ausgewählten Monaten (2001-2050) 48
Abb. 4.6: Abweichung der mittleren jährlichen Temperatur vom Mittelwert des Referenz-zeitraums (1951-2000) an der Klimastation Warnemünde (2004-2055) 48
Abb. 4.7: Zeitlicher Verlauf des Niederschlags an der Klimastation Teterow (1951-2003) ... 49
Abb. 4.8: Jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge (1951-2000) in mm 50
Abb. 4.9: Beobachtete Niederschlagstrends in mm und % (1951-2000) 50
Abb. 4.10: Beobachtete Niederschlagstrends in ausgewählten Monaten (1951-2000)..... 51
Abb. 4.11: Simulierte mittlere Niederschlagsänderung (2001-2050 zu 1951-2000) in mm und % 52
Abb. 4.12: Beobachteter und simulierter Niederschlag an der Klimastation Boizenburg (1951-2050, Dekadenmittelwerte) 53
Abb. 4.13: Beobachteter und simulierter monatlicher Niederschlag an den untersuchten Klimastationen 53
Abb. 4.14: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Greifswald (1951-2003 und 2004-2055)..... 55
Abb. 4.15: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Greifswald (1951-2003 und 2004-2055)..... 56
Abb. 4.16: Klimadiagramm der Klimastation Ückermünde (1951-2000 und 2001-2050)..... 57
Abb. 4.17: Beobachteter Verlauf der Sonnenscheindauer an der Klimastation Boizenburg (1951-2003)..... 58
Abb. 4.18: Jahreszeitliche Verteilung der Sonnenscheindauer (1951-2000) 58
Abb. 4.19: Jahreszeitliche Verteilung der Sonnenscheindauer (1951-2000) in (h/d) 59
Abb. 4.20: Sonnenscheindauertrends in ausgewählten Monaten (1951-2000)..... 59
Abb. 4.21: Simulierter Verlauf der Sonnenscheindauer an der Klimastation Boizenburg (2004-2055)..... 60
Abb. 4.22: Simulierte Trends der Sonnenscheindauer (2001-2050) in h/d..... 60

Abb. 4.23: Simulierte Sonnenscheindauertrends in ausgewählten Monaten (2001-2050) 61
Abb. 4.24: Jährlicher Verlauf der Jahresmittelwerte der Temperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1972-2005) 63
Abb. 4.25: Abweichung der jahreszeitlichen Temperatur vom langjährigen Mittelwert an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1972-2005) 63
Abb. 4.26: Jährlicher Verlauf des Niederschlags an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005) 64
Abb. 4.27: Abweichung des Niederschlags vom Mittelwert an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005) 65
Abb. 4.28: Trends der monatlichen Niederschläge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in mm 66
Abb. 4.29: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz, 1989-2005 im Vergleich zu 1972-1988 66
Abb. 4.30: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Lysimeterstation der Lysimeterstation Groß Lüsewitz, 1989-2005 im Vergleich zu 1973-1988 67
Abb. 4.31: Summe der Sonnenscheindauer an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1981-2005) 68
Abb. 4.32: Jährlicher Verlauf der Versickerung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz 1973-2005 69
Abb. 4.33: Jahreszeitlicher Verlauf der Versickerung in Groß Lüsewitz (1973-2005) 69
Abb. 4.34: Monatliche Versickerungsmenge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005 und 1996-2005) 70
Abb. 4.35: Jährlicher Verlauf der Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005) 70
Abb. 4.36: Jahreszeitlicher Verlauf der Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005) 71
Abb. 4.37: Trend der monatlichen Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005 und 1996-2005) 72
Abb. 4.38: Abhängigkeit der Verdunstung und Versickerung von der Temperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1972-2005, Gleitmittel über 10 Jahre) 73
Abb. 4.39: Klimadiagramm der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (Hendekadenwerte) 73
Abb. 4.40: Änderung der Temperatur 1973-2005 an der Lysemeterstation Groß Lüsewitz (Hendekadenwerte) 74
Abb. 4.41: Änderung der Wasserhaushaltsgrößen an der Lysemeterstation Groß Lüsewitz mit der Klimaänderung 74
Abb. 4.42: Zeitlicher Verlauf der beobachteten und simulierten Temperatur an den untersuchten Klimastationen als Dekadenmittelwerte 76
Abb. 5.1: Änderung der Verdunstungsmenge in % bei Änderung der Temperatur im Sommer mit verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Warnemünde 85
Abb. 5.2: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge (in %) bei Änderung der Temperatur um 1 °C an der Klimastation Warnemünde mit verschiedenen Berechnungsansätzen 87
Abb. 5.3: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge (in mm) bei Änderung Temperatur um 1°C an der Klimastation Warnemünde und Lysimeterstation Groß Lüsewitz mit verschiedenen Berechnungsansätzen 87
Abb. 5.4: Jährliche Änderung der Verdunstung in mm bei Änderung der Temperatur um 1 °C an den allen Klimastationen mit verschiedenen Berechnungsansätzen 88
Abb. 5.5: Änderung der Verdunstungsmenge in % mit der Sonnenscheindauer in h im Sommer mit verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Schwerin und Lysimeterstation Groß Lüsewitz 89

Abb. 5.6: Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung der Sonnenscheindauer um eine Stunde mit Verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Schwerin bzw. an den allen Klimastation 90
Abb. 5.7: Änderung der Verdunstungsmenge an der Klimastation Teterow in % und mm (Zunahme) mit Änderung der Luftfeuchtigkeit (Abnahme) um 10 % im Sommer beim Penman-Verfahren 91
Abb. 5.8: Monatliche Änderung (Zunahme) der Verdunstungsmenge in mm und % bei Abnahme der Luftfeuchtigkeit um 10 % für verschiedene Verfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz ……92
Abb. 5.9: Monatliche Änderung (Zunahme) der Verdunstungsmenge in mm bei Abnahme der Luftfeuchtigkeit um 10 % beim Penman- und Grasreferenzverdunstungsverfahren an allen Klimastationen……...……93
Abb. 5.10: Änderung der Verdunstungsmenge in % bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 10 % (0,3 m/s) im Sommer beim Penman-Verfahren an der Klimastation Angermünde 93
Abb. 5.11: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 10 % oder 0,3 m/s beim Penman- und Grasreferenzverdunstungsverfahren an allen Klimastation..... 95
Abb. 5.12: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung des Bestandeswiderstands beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastation Teterow……...96
Abb. 5.13: Monatliche Änderung (Zunahme) der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung (Abnahme) des Bestandswiderstands um 10 s/m beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastation Teterow…….97
Abb. 5.14: Abhängigkeit des aerodynamischen Widerstands von der Windgeschwindigkeit und Bestandeshöhe beim Grasreferenzverdunstungsverfahren…….…97
Abb. 5.15: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung des aerodynamischen Widerstands beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastation Teterow……..98
Abb. 5.16: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm bei Änderung des aerodynamischen Widerstands um 10 % bzw. 20,8 s/m bei der Grasreferenzverdunstung an der Klimastation Teterow 98
Abb. 5.17: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung der Windgeschwindigkeit und somit einer gleichzeitigen Änderung des aerodynamischen Widerstands bei der Grasreferenzverdunstung an der Klimastation Teterow…….99
Abb. 5.18: Monatliche Änderung der Verdunstung in mm bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s (10 %) und somit einer gleichzeitigen Änderung des aerodynamischen Widerstands bei der Grasreferenzverdunstung…….....100
Abb. 5.19: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung der kurzwelligen Albedo beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastation Teterow 101
Abb. 5.20: Monatliche Änderung der Verdunstung in mm bei Änderung der Albedowerte um 0,01 an der Klimastation Teterow…….101
Abb. 5.21: Sensitivitätsanalyse der untersuchten hydrometeorologischen Parameter zur Klimaänderung an der Klimastation Teterow……..…102
Abb. 5.22: Geglätteter beobachteter und simulierter Verlauf der Verdunstung von 1951 bis 2055 mit verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Teterow…104
Abb. 5.23: Beobachtete und simulierte Verdunstung an der Klimastation Teterow..... 105
Abb. 5.24: Beobachtete und simulierte Verdunstungstrends an der Klimastation Teterow .. 106
Abb. 5.25: Beobachteter Verlauf der Verdunstung von 1981 bis 2005 verschiedener Berechnungsverfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz……..108

Abb. 5.26: Beobachtete Verdunstungstrends an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1992-2004…… 109
Abb. 5.27: Die nach verschiedenen Verfahren berechnete Verdunstung für den Zeitraum 1992-2004 an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz……..110
Abb. 5.28: Jährliche Abweichungen der simulierten Verdunstung verschiedener Berechnungsverfahren vom Penman-Ansatz an der Klimastation Teterow…….111
Abb. 5.29: Beobachtete und simulierte Klimatische Wasserbilanz der Zeitperioden 1951 bis 2000 und 2001 bis 2055 nach verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Teterow……115
Abb. 6.1: Vergleich zwischen den langjährigen gemessenen und mit STAR bzw. MINERVA simulierten Wasserhaushaltsgrößen an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz ….118
Abb. 6.2: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für verschiedene Klimastationen –simuliert mit MINERVA..120
Abb. 6.3: Mittlere Monatswerte der Grundwasserneubildung für verschiedene Klimastationen - simuliert mit MINERVA……121
Abb. 6.4: Mittlere Monatswerte der Bodenfeuchte für verschiedene Klimastationen – simuliert mit MINERVA……..123
Abb. 6.5: Mittlere Monatswerte der Verdunstung – simuliert mit MINERVA 125
Abb. 6.6: Mittlere monatliche Bodenfeuchtewerte – simuliert mit MINERVA 125
Abb. 6.7: Mittlere Monatswerte der Grundwasserneubildung – simuliert mit MINERVA... 126
Abb. 6.8: Beobachteter und modifizierter monatlicher Niederschlag an der Klimastation Teterow (verändert mit MINIRVA)……..127
Abb. 6.9: Mittlere Monatswerte der phänologischen Entwicklung für Raps 129
Abb. 6.10: Mittlere Monatswerte der phänologischen Entwicklung für Wintergerste 129
Abb. 6.11: Mittlere Monatswerte der phänologischen Entwicklung für Winterweizen 130
Abb. 6.12: Mittlere Monatswerte des Blattflächenindexes für Raps 131
Abb. 6.13: Mittlere Monatswerte des Blattflächenindexes für Wintergerste..... 131
Abb. 6.14: Mittlere Monatswerte des Blattflächenindexes für Winterweizen..... 131
Abb. 6.15: Mittlere Monatswerte der Wurzeldichte für Raps..... 132
Abb. 6.16: Mittlere Monatswerte der Wurzeldichte für Wintergerste 132
Abb. 6.17: Mittlere Monatswerte der Wurzeldichte für Winterweizen 133
Abb. 6.18: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für Raps..... 133
Abb. 6.19: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für Wintergerste 134
Abb. 6.20: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für Winterweizen 134
Abb. 6.21: Mittlere Monatswerte der Versickerung für Raps..... 135
Abb. 6.22: Mittlere Monatswerte der Versickerung für Wintergerste 135
Abb. 6.23: Mittlere Monatswerte der Versickerung für Winterweizen 135
Abb. 6.24: Änderung der Wasserhaushaltsgrößen 2004-2055 zu 1951-2003 - simuliert mit MINERVA 139
Abb. 9.1: Veränderungen der Jahresdurchschnitttemperatur (°C von Durchschnitt (1961-1990) für Perioden von je 30 Jahren, gemittelt für 2020, 2050 und 2080 in den vier Szenarien)……153
Abb. 9.2: Veränderungen des durchschnittlichen saisonalen Niederschlags (prozentuelle Änderung des Durchschnitts von 1961-1990) für Perioden von je 30 Jahren gemittelt für 2020, 2050 und 2080 für das A1-med Szenario)……154
Abb. 9.3: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Angermünde (1951-2003 und 2004-2055)..... 155
Abb. 9.4: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Boltenhagen 1951-2003 und 2004-2055 155
Abb. 9.5: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Marnitz (1951-2003 und 2004-2055)..... 155

Abb. 9.6: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Teterow (1951-2003 und 2004-2055)…… …..156
Abb. 9.7: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Boizenburg 1951-2003 und 2004-2055 156
Abb. 9.8: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Warnemünde 1951-2003 und 2004-2055 156
Abb. 9.9: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Ückermünde 1951-2003 und 2004-2055 157
Abb. 9.10: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Schwerin 1951-2003 und 2004-2055 157
Abb. 9.11: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Angermünde 1951-2003 und 2004-2055 158
Abb. 9.12: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Boltenhagen 1951-2003 und 2004-2055 158
Abb. 9.13: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Marnitz 1951-2003 und 2004-2055…….159
Abb. 9.14: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Schwerin..... 159
Abb. 9.15: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Teterow 1951-2003 und 2004-2055…….160
Abb. 9.16: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Ückermünde 1951-2003 und 2004-2055 160
Abb. 9.17: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Boizenburg 1951-2003 und 2004-2055 161
Abb. 9.18: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Warnemünde 1951-2003 und 2004-2055 161
Abb. 9.19: Änderung des Bedeckungsgrades im Winter, Sommer und Jahr (2001-2050) im Vergleich zu 1951-2000 162
Abb. 9.20: Änderung der Luftfeuchtigkeit im Winter, Sommer und Jahr (2001-2050) im Vergleich zu 1951-2000 162
Abb. 9.21: Änderung der Windgeschwindigkeit im Winter, Sommer und Jahr2001- 2050 im Vergleich zu 1951-2000 163
Abb. 9.22: Zeitlicher Verlauf der beobachteten und simulierten Globalstrahlung an den untersuchten Klimastationen als Dekadenmittelwerte 164
Abb. 9.23: Zeitlicher Verlauf der beobachteten und simulierten Niederschläge an den untersuchten Klimastationen als Dekadenmittelwerte 165
Abb. 9.24: Diagramm zur Anwendung des Bagrov-Verfahrens 166
Abb. 9.25: Änderung der Verdunstungsmenge in % bei Änderung der Temperatur im Sommer mit verschiedenen Berechnungs- verfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz……166
Abb. 9.26: Beobachtete und simulierte jährliche Verdunstungsmenge an den Klimastationen in Mecklenburg–Vorpommern 167
Abb. 9.27: Beobachteter Verlauf der Verdunstung von 1981 bis 2005 verschiedener Berechnungsverfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz 168
Abb. 9.28: Beobachteter und simulierter Verlauf der Verdunstung an der Klimastation Teterow als Dekaden Werte 169
Abb. 9.29: Beobachtete Klimatische Wasserbilanz der Lysimeterstation Groß Lüsewitz nach verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Groß Lüsewitz…….170
Abb. 9.30: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für die übrigen Klimastationen – simuliert mit MINERVA 171
Abb. 9.31: Mittlere Monatswerte der Grundwasserneubildung für die übrigen Klimastationen - simuliert mit MINERVA ……...172

Abb. 9.32: Mittlere Monatswerte der Bodenfeuchte für die übrigen Klimastationen – simuliert mit MINERVA 173
Abb. 9.33: Änderung der Wasserhaushaltsgrößen 2004-2055 zu 1951-2003 an den Klimastationen Greifswald, Boltenhagen und Schwerin - simuliert mit MINERVA ……..……174

Tabellenverzeichnis

Tab. 1.1: Verdunstungskraft der Luft (bar) in Abhängigkeit von der relativen Luftfeuchtigkeit……...3
Tab. 2.1: Änderungen der Konzentrationen atmosphärischer Gase im 20. Jahrhundert……. 10
Tab. 2.2: Trendwerte für die Temperatur aus den Mittelwerten über 30 Jahre in K……12
Tab. 2.3: Übersicht des beobachteten Niederschlagstrends in Deutschland……12
Tab. 2.4: Ergebnisse des angewendeten statistischen Downscalings des Potsdam Instituts für Klimaforschung für ausgewählte Bundesländer..... 13
Tab. 2.5: Ergebnisse des angewendeten statistischen Downscalings von Meteo-Research für ausgewählte Bundesländer 13
Tab. 2.6: Ergebnisse der angewendeten dynamischen Modell REMO des Max - Plank Instituts für Meteorologie für ausgewählte Bundesländer 14
Tab. 3.1: Haude- Faktoren f zur Berechnung der möglichen Verdunstung von Gras für mittlere Tageswerte f_T und für Monatssummen f_M……36
Tab. 4.1: Beobachtete jahreszeitliche Temperaturtrends als Mittelwert (1951- 2000) in °C....45
Tab. 4.2: Beobachtete monatliche Temperaturtrends als Mittelwert aller Stationen (1951-2000) in °C……46
Tab. 4.3: Die vorgegebenen jahreszeitlichen Temperaturtrends als Mittelwert aller Stationen (2001-2050)……47
Tab. 4.4: Simulierte monatliche Temperaturtrends als Mittelwert aller Stationen (2001-2050) in °C……48
Tab. 4.5: Beobachteter Jährlicher Niederschlag (1951-2000) in mm……..49
Tab. 4.6: Mittlere monatliche Niederschläge an den betriebenen Klimastationen (1951-2000) in mm……51
Tab. 4.7: Simulierter jährlicher Niederschlag (2001-2050) in mm……..52
Tab. 4.8: Mittlere monatliche Änderung des Niederschlags 2001-2055 zu 1951-2000 in mm……54
Tab. 4.9: Änderung der Ereignistage der täglichen Temperatur an der Klimastation Greifswald in Tagen……55
Tab. 4.10: Summe der mittleren Sonnenscheindauer (1951-2000) in h……58
Tab. 4.11: Summe der mittleren Sonnenscheindauer (2001-2050) in h ……60
Tab. 4.12: Änderung der monatlichen Summe der Sonnenscheindauer 2001-2055 zu 1951-2000 in h……61
Tab. 4.13: Trends der Temperatur in °C an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz……63
Tab. 4.14: Trends der monatlichen Temperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz…...64
Tab. 4.15: Trends der Niederschläge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz……65
Tab. 4.16: Monatliche Verteilung der mittleren Niederschläge und der Tage mit Niederschlagssummen < 1 mm (1973-2005) in %.....65
Tab. 4.17: Trends der Sonnenscheindauer an der Lysimeter Station Groß Lüsewitz in h.….68
Tab. 4.18: Trends der Versickerung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in mm……....68
Tab. 4.19: Versickerungsrate als Anteil an der Niederschlagsmenge (1973-2005) (Niederschlagsmenge = 100 % ……69
Tab. 4.20: Verdunstungsrate bezogen auf die Niederschlagsmenge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in % (Niederschlagsmenge = 100 %.....71
Tab. 4.21: Monatliche Verdunstungsrate bezogen auf die Niederschlagsmenge an der Lysimeterstation in % (Niederschlagsmenge = 100%)……...71
Tab. 4.22: Trends der Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in %.....72
Tab. 4.23: Korrelationskoeffizient des Zusammenhangs zwischen Temperatur und Verdunstung und Versickerung in Groß Lüsewitz ($-1 \leq r \leq 1$)……...73

Tab. 4.24: Änderung der mittleren jährlichen Ereignistage der Temperatur an der Klimastation Greifswald, 2055-2004 zu 1951-2003 (in Tagen und %)……..77
Tab. 4.25: Beobachtete und simulierte Temperaturen an den erfassten Klimastationen in M-V……..…77
Tab. 5.1: Die erforderlichen meteorologischen Messdaten für verschiedenen untersuchten Methoden zur Berechnung der Verdunstung……..…79
Tab. 5.2: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in % und mm bei Änderung der Temperatur um 1 °C mit verschiedenen Berechnungsverfahren an den Stationen Warnemünde und Groß Lüsewitz……...86
Tab. 5.3: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm bei Änderung der Sonnenscheindauer um 1 Stunde mit verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Schwerin bzw. an allen Klimastationen……..…89
Tab. 5.4: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge an den ausgewählten Klimastationen in mm und % bei Abnahme der Luftfeuchtigkeit um 10 % beim Penman- und Grasreverenzverdunstungsverfahren……... 91
Tab. 5.5: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s (10 %) bei der Penman- und Grasreverenzverdunstung an ausgewählten Klimastationen..... 94
Tab. 5.6: Jahreszeitliche Änderung (Abnahme) der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung (Zunahme) des Bestandswiderstands um 10 s/m beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastationen Teterow…….96
Tab. 5.7: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung des aerodynamischen Widerstands um 10 % bzw. 20,8 s/m beim Grasreferenz-verdunstung Verfahren an der Klimastationen Teterow (208 s/m =100%). 98
Tab. 5.8: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in mm und % bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s (10%) und somit einer gleichzeitigen Änderung des aerodynamischen Widerstands bei der Grasreferenzverdunstung ……...100
Tab. 5.9: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung der kurzwelligen Albedo um 0,01 beim Grasreferenzverdunstungsverfahren..... 101
Tab. 5.10: Beobachteter und simulierter Mittelwert der Verdunstung an der Klimastation Teterow mit verschiedenen Berechnungsverfahren……..105
Tab. 5.11: Differenz zwischen der mittleren monatlichen Verdunstung im Zeitraum 2001-2055 zu 1951-2000 verschiedener Verdunstungsansätze an den Klimastationen Teterow (in mm)……..... 107
Tab. 5.12: Differenz zwischen der mittleren jährlichen Verdunstung im Zeitraum 2001-2055 zu 1951-2000 verschiedener Verdunstungsansätze an allen untersuchten Klimastationen in M-V in mm…….107
Tab. 5.13: Differenz zwischen der mittleren jährlichen Verdunstung im Zeitraum 2001-2055 zu 1951-2000 verschiedener Verdunstungsansätze an allen untersuchten Klimastationen in M-V in % ……..107
Tab. 5.14: Verdunstungsmengen an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz im Zeitraum 1981-2005 bei verschiedenen Berechnungsverfahren im mm……109
Tab. 5.15: Berechnete und simulierte jahreszeitliche Verdunstung nach verschiedenen Verfahren bezogen auf das Penman-Verfahren (ETP_{PENM} = 100%) im Zeitraum 1951-2000 und 2001-2050 an der Klimastation Teterow…….112
Tab. 5.16: Statistischer Vergleich der simulierten Ergebnisse untereinander mit dem (Post-hoc -LSD) Test an der Klimastation Teterow……..…113
Tab. 5.17: Klimatische Wasserbilanz, aufgeteilt in hydrologischen Winter und Sommer, in der Beobachtungsperiode 1951-2050 und der simulierten Zeitperiode 2001-2055 an der Klimastation Teterow in mm ……..……116

Tab. 5.18: Klimatische Wasserbilanz, aufgeteilt in hydrologischen Winter und Sommer, in der Beobachtungsperiode 1992-2004 an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in mm…… 116
Tab. 6.1: Die vorgegebenen Temperaturtrends in Abhängigkeit vom CO_2-Anstieg……..118
Tab. 6.2: Änderung des beobachteten und simulierten Winter- und Sommerhalbjahres-verdunstung – simuliert mit MINERVA (2004-2055 zu 1951-2003)……..…119
Tab. 6.3: Änderung der beobachteten und simulierten Grundwasserneubildung in Winter- und Sommerhalbjahren - simuliert mit MINERVA (2004-2055 zu 1951-2003)……122
Tab. 6.4: Änderung des beobachteten und simulierten Bodenfeuchte im Winter- und Sommerhalbjahr - simuliert mit MINERVA (2004-2055 zu 1951-2003)…….123
Tab. 6.5: Eingangswerte und Simulationsergebnisse mit MINERVA……124
Tab. 6.6: Bodenwasserhaushaltsgrößen – simuliert mit MINERVA……..124
Tab. 6.7: Modifizierte Werte des simulierten Niederschlags der Station Teterow…….127
Tab. 6.8: Prozentuale Veränderung der Größen Verdunstung und Grundwasserneubildung bei angenommenen Klimaänderungen an der Klimastation Teterow Teterow….128
Tab. 6.9: Jahreszeitliche Änderung der Wasserhaushaltsgrößen 2004-2055 zu 1951-2003 an allen untersuchten Klimastationen…….140
Tab. 6.10: Auswirkungen von Klimaänderungen auf Bodenwasserhaushalt und Landwirtschaft……..141
Tab. 6.11: Simulierte Änderungen der Verdunstungs- und Versickerungsmenge 2005-2054 zu 1952-2001 an der Klimastation Teterow……..142
Tab. 9.1: Klimaperioden in geschichtlicher Zeit ……...175
Tab. 9.2: Geographische Breite der ausgewählten Klimastationen…….175
Tab. 9.3: Jährliche Klimatische Wasserbilanz, aufgeteilt in hydrologischen Winter und Sommer, in der Beobachtungsperiode 1951-2000 an allen untersuchten Klima-stationen in M-V in mm…….176
Tab. 9.4: Mittlere jährliche Änderung der Klimatische Wasserbilanz 2001-2055 zu 1951-2000 in mm an allen untersuchten Klimastationen in M-V in mm…176
Tab. 9.5: Verdeutlichung die Ergebnisse an den einzelnen Klimastationen……...177
Tab. 9.6: Makrostadien zur Beschreibung der phänologischen Entwicklung mono- und dikotyler Pflanzen…….....177

Symbolverzeichnis

A	Abflusshöhe	[mm]
C_p	Spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck	[=1005j/kg.K].
E	Verdunstungshöhe	[mm]
EP	potentielle Evaporation	[mm]
ER	aktueller Evaporation	[mm]
ET_0	Gras-Referenzverdunstung (FAO- Standard)	[mm]
ETP	potentielle Evapotranspiration	[mm]
ETR	reale Evapotranspiration	[mm]
e	Dampfdruck der Luft	[hPa]
$e_s(T)$	Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur T	[°C]
$e_s(T)$- e	Sättigungsdefizit der Luft	[hPa]
$e_s(T)$- e_{14}	Sättigungsdefizit der Luft um 14 Uhr	[hPa]
f	Haude-Faktoren für die einzelnen Monate	[mm/hPa]
f(v)	Windfunktion	[m/s]
G	Bodenwärmestromdichte	[J/cm^2]
H	fühlbare Wärmestromdichte	[W/m^2]
h	Stationshöhe über NN	[m]
J	Wärmeindex	[°C]
k	Küstenfaktor	[mm]
KWB	klimatische Wasserbilanz	[mm]
L^*	spezifische Verdunstungswärme	[J/kg]
L	spezielle Verdunstungswärme für 1 mm Verdunstungshöhe	[J/cm^2/mm]
LAI	Blattflächeindex	
LE	latente Wärmestromdichte der Verdunstung	[W/ m^2]
n	Effektivitätsparameter nach BAGROV	
P	Niederschlagshöhe	[mm]
P_0	Niederschlagshöhe gemessen im Bodenniveau	[mm]
P_{net}	Nettoinfiltration	[mm]
R	Gaskonstante	[J/(K·mol)]
R_G	Globalstrahlung	[J/ cm^2]
R_L	langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre	[J/ cm^2]
R_L^*	Verdunstungsäquivalent der langwelligen Gegenstrahlung der Atmosphäre	[mm/d]
R_0	extraterrestrische Strahlung	[J/ cm^2]
Rn	Strahlungsbilanz (Nettostrahlung)	[J/ cm^2]
Rn^*	Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz	[mm/d]
Rn_k	kurzwellige Strahlungsbilanz	[J/ cm^2]
Rn_k^*	Verdunstungsäquivalent der kurzwelligen Strahlungsbilanz	[mm/d]
Rn_L	langwellige Strahlungsbilanz	[J/ cm^2]
Rn_L^*	Verdunstungsäquivalent der langwelligen Strahlungsbilanz	[mm/d]
r_a	aerodynamischer Widerstand	[s/m]
r_c	minimaler Widerstand des Pflanzenbestandes	[s/m]
S	Sonnenscheindauer des Tages	[h]
S_0	astronomisch mögliche Sonnenscheindauer	[h]
S_{Jahr}	Jahressumme der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer	[h]
S_R	Verhältnis der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer zu der bei Tag- und Nachtgleiche = (S_0/12)	
$\triangle$S	Speicheränderung	[mm]

SW	Versickerung aus dem Bodenkörper	[mm]
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa/K]
S_L	Saukraft der Luft	[bar]
T	Lufttemperatur	[°C]
T_{max}	maximale Lufttemperatur	[°C]
T_{min}	minimale Lufttemperatur	[°C]
T_{abs}	absolute Temperatur	[K]
TP	potentielle Transpiration	[mm]
Δt	Zeitabschnitt der Wägung	
v_2	Windgeschwindigkeit in 2m Messhöhe	[m/s]
μ	Molgewicht H_2O [1 Mol Wasser = 18 Gramm]	
U	Tagesmittel der Luftfeuchte	[%]
ΔW	Änderung des Wasservorrats im Boden	[mm]
γ	Psychrometerkonstante	[=0,65 hPa/k]
γ^*	modifizierte Psychrometerkonstante	[hPa/k]
ρ	Luftdichte	[kg/m^3]
Θ_{FK}	Volumenanteil des Wassers im Boden bei Feldkapazität	[Vol.-%]
$\Theta_{(0\text{-}5)}$	Bodenwassergehalt in den oberen 0-5 cm	[Vol.-%]

Abstract

The crucial question in calculating the evapotranspiration is whether the plant parameters for the future climate conditions are valid and how will the plant development change according to the climate change. To answer this question, the evapotranspiration under variation of the hydrometeorological and the corresponding plant growth simulated, because the evapotranspiration and thus the entire water balance are quite decisively influenced by the plant growth.

In the present work the model SVAT - MINERVA was applied, which works on a growth model. A long series of climate data is basically used along with anticipated data from the Stations in Mecklenburg - Vorpommern region. These data are derived from the global scenario A1B from Max - Planck Institute Hamburg from which a regional downscaling has been derived. For the determination of the regional impacts of future climate changes on the water system, the statistical downscaling of the Potsdam institute Institute for Climate Impact Research (PIK) (Gerstengarbe et al, 1997) is used in this research.

The simulation results of model STAR are compared to those of observation are marked by an increase in temperatures of 1 ° C, higher rainfall in the winter, decreasing rainfall in June , July and in summer, less global radiation with a shorter duration of sunshine and no significant change in the degree of cloud cover, relative humidity and wind speed.

The sensitivity of the calculation method of evapotranspiration on the possible changes in climate factor was analyzed according to various methods of calculation of evapotranspiration, different seasons to determine which variables are most important, and what possible scenario for climate should be taken into consideration. Thus, the evapotranspiration has a big influence with a percentage of 6.7 % when comparing relative changes of relative humidity of 10 %.

The results of the regional scenarios of the future Gerstengarbe were used as input data for being simulated and then evaluated with the water system model MINERVA. The results show a significant interaction between the changes of the water balance elements evapotranspiration, groundwater recharge and soil moisture with the temperature changes.

It was by simulation of the model MINERVA with a few examples shown that future climate changes may have a significant impact with the temperature rising above all on the development of the plant. The simulation of the water balance elements with MINERVA for the period 2003-2055 compared to the reference period 1952-2001 with the data of model STAR can be summed up by the earliness of the phenological development stages (especially: winter barley), an increase of leaf area index, a decrease of evapotranspiration during the growing season, an increase of evapotranspiration in the winter period, a decrease seepage in summer period and an increase in seepage in the winter time.

1 Einleitung

Der größte Teil der Erdoberfläche (71 %) ist von Wasser bedeckt, nur 2,6 % des irdischen Wassers liegen als Süßwasser vor. Das meiste davon, nämlich 2 %, sind im Polar- und Meereis sowie in den Gletschern gebunden. Das für den Menschen zur Verfügung stehende Wasser beträgt somit höchstens 0,6 % der gesamten Wasservorkommen auf der Erde. 0,58 % von diesen 0,6 % sind Grundwasser und Bodenwasser, nur 0,02 % speichern Seen und Flüsse und nur 0,001 % enthält die Atmosphäre *(Bartels, 2004)***.** Nach Baumgartner und Reichel (1975) verdunsten global betrachtet auf den Landflächen 64 % und auf dem Weltmeer sogar 103 - 116 % der mittleren Niederschlagshöhe von 973 mm/a. In Mitteleuropa beträgt die jährliche Verdunstung etwa 350 bis 500 mm. Sie ist damit geringer als die jährliche Niederschlagsmenge von ca. 700 mm *(Baltenweller, 1995)***.** In Deutschland fallen im Durchschnitt jährlich 837 Millimeter Niederschlag. Davon kehren 62 % durch Verdunstung wieder in die Atmosphäre zurück und 38 % fließen ober- oder unterirdisch ab. *(DVGW, 2007)*. Dies macht deutlich, dass die Verdunstung einen der wichtigsten hydrologischen Prozesse darstellt.

Klima und Wasserkreislauf stehen in enger Wechselbeziehung und bedingen sich gegenseitig. Schwankungen und Änderungen im Klimasystem wirken sich unmittelbar auf den hydrologischen Kreislauf aus, der selbst ein Teil dieses System ist *(Lang et al, 1996*). Die Auswirkungen globaler Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt sind dabei eine interessante Fragestellung.

In diesem Zusammenhang spielt die Verdunstung sowohl für den Wasser- als auch den Wärmehaushalt der Erdatmosphäre eine erhebliche Rolle. Sie ist nicht nur Bindeglied, sondern über die Verdunstung haben wir es auch mit Rückkopplungen zwischen Wasserhaushalt und Atmosphäre zu tun, d. h. Klima und Vegetation/Verdunstung beeinflussen sich gegenseitig. Neben der Niederschlagsmenge ist die Verdunstungsmenge eine wichtige Größe bei der Bestimmung des lokalen Klimas. Im Gegensatz zum Niederschlag ist die Verdunstung ein kontinuierlicher Prozess, bei dem Wasser bei Temperaturen unterhalb des Siedepunktes von der flüssigen in die dampfförmige Phase überführt wird *(Glugla et al, 2003)*.

Seit Mitte der achtziger Jahre wird versucht, die Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf die hydrologischen Verhältnisse abzuschätzen. Derartige Abschätzungen für bestimmte Szenarios des weiteren Ausstoßes an Treibhausgasen erfolgen heute meist auf der Grundlage von globalen Klimamodellen, die in Kombination mit Verfahren des regionalen Downscalings Aussagen zu Veränderungen der regionalen klimatischen Verhältnisse infolge des anthropogen bedingten Treibhauseffektes liefern sollen. Die Umsetzung solcher Änderungen in hydrologische Veränderungen erfolgt in der Regel mit Hilfe von Wasserhaushaltsmodellen *(Antl et al, 2000)***.** Obwohl es dabei noch große Unsicherheiten, insbesondere im Hinblick auf Veränderungen im Wasserkreislauf gibt, sind Trends und Wirkrichtungen bei den Analysen und Modellergebnissen erkennbar *(Lang et al, 1996)*. So wird der Klimawandel auch einen merklichen Einfluss auf die Verdunstung haben.

Durch Downscaling-Verfahren können Beziehungen zwischen kleinräumigen Klimavariablen und den Ergebnissen globaler Klimamodellberechnungen hergestellt werden. Entsprechende Untersuchungen sind bereits in verschiedenen Bundesländern durchgeführt worden. Sie haben z.B. die Wirkung von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt von Fliessgewässereinzuggebieten oder auf das Hochwasser- und Niedrigwassergeschehen zum Gegenstand. Es gibt bisher aber sehr wenige Arbeiten, bei denen die Verdunstung im Mittelpunkt der

Betrachtungen steht. Darüber hinaus ist die realistische Abschätzung der Evapotranspiration in unterschiedlich langen klimatologischen Zeiträumen (bis 30 Jahre) noch nicht ausreichend untersucht worden. Dies ist jedoch eine unabdingbare Voraussetzung, um zuverlässige hydrologische Modellierungen, z.B. für die Abschätzung der künftigen Transpiration und damit des Wasserbedarfes von Pflanzen vornehmen zu können.

Dies trifft vor allem auf das Bundesland Mecklenburg-Vorpommern zu, in dem diesbezügliche Untersuchungen bisher nicht existieren und somit ein Informationsdefizit hinsichtlich regionalem Klimawandel und seinen Folgenwirkungen auf die Wasserhaushaltelemente vorliegt, insbesondere was die Verdunstung und deren Berechnungsansätze anbelangt.

1.1 Der Verdunstungsvorgang

Verdunstung ist der physikalische Vorgang, bei dem Wasser vom flüssigen oder festen Zustand in den gasförmigen Aggregatzustand (Wasserdampf) bei Temperaturen unter dem Siedepunkt übergeht. Als Verdunstungshöhe in mm/Tag wird die Wassermenge bezeichnet, die an einem bestimmten Ort, ausgedrückt als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche, in einer betrachteten Zeitspanne verdunstet. Bei der Bestimmung der Verdunstung sind neben meteorologischen Vorgängen auch bodenphysikalische und vegetationsspezifische Prozesse zu berücksichtigen, um detaillierte Aussagen über die vielfältig verflochtenen Wirkungen zu ermöglichen *(DVWK, 1996)*.

Der Wasserentzug durch die Verdunstung wird nach *(Ernstberger, 1987)* gesteuert von:

- den Bindungskräften des Wassers im verdunstenden Körper (Boden, Pflanze, Wasser): Im Boden hängen die Bindkräfte des Wassers im Wesentlichen vom Radius der wasserhaltenden Kapillaren ab.
- der Verdunstungskraft der Luft: Die Verdunstungskraft der Luft ist nach dem Van't Hoff-schen Gesetz in Abhängigkeit von der relativen Luftfeuchtigkeit berechenbar (Tab 1.1). Sie übertrifft bei relativen Luftfeuchten < 100 % bei weitem die Haltekräfte im System Wasser-Boden-Pflanze und zwingt dieses, ständig Wasserdampf an die Luft abzugeben.

Van't Hoffsches Gesetz

$$S_L = \frac{\rho \,.\, R \,.\, T_{abs}}{\mu} \,.\, \ln \frac{e(T)}{e} \qquad \textbf{Gleichung 1.1}$$

mit

S_L	Saukraft der Luft	[bar]
ρ	Dichte von Luft	[kg · m^{-3}]
T_{abs}	absolute Temperatur	[K]
R	Gaskonstante	[J/K · mol]
μ	Molgewicht H_2O	[1 Mol Wasser = 18 Gramm]
e(T)	Sättigungsdampfdruck	[hpa]
e	aktueller Dampfdruck	[hpa]

Tab 1.1: Verdunstungskraft der Luft (bar) in Abhängigkeit von der relativen Luftfeuchtigkeit *(nach Ernstberger, 1987)*

Luftfeuchte in %	20	50	70	80	90	95	99	99,9
Saukraft der Luft (bar)	2000	1000	500	300	140	70	12	0,1

- dem Abtransport des Wasserdampfes: Der Wasserdampfstrom folgt dem Gradienten zwischen dem Sättigungsdampfdruck der verdunstenden Fläche und dem aktuellen Dampfdruck der Luft. Dieses Gefälle würde durch die Verdunstung ausgeglichen werden, wenn nicht durch Luftaustausch eine Umverteilung mit benachbarten Luftmassen stattfinden würde. Die Verdunstung stellt nicht nur einen turbulenten Massentransport von Wasserdampf dar, sondern auch einen Wärmetransport von der verdunstenden Oberfläche zur Atmosphäre infolge der für den Verdunstungsprozess benötigten Energie. Bei der Verdampfung einer Wasserschicht von 1 m werden der Erd-, Blatt- bzw. Wasseroberfläche rund 250 J/cm^2 Wärme entzogen. Dieser Energieverlust macht sich an der Grenzschicht zur umgebenden Luft durch Abkühlung der verdunstenden Oberfläche bemerkbar. Die im Wasserdampf gebundene Wärme wird bei dessen Kondensation der Atmosphäre wieder zugeführt.

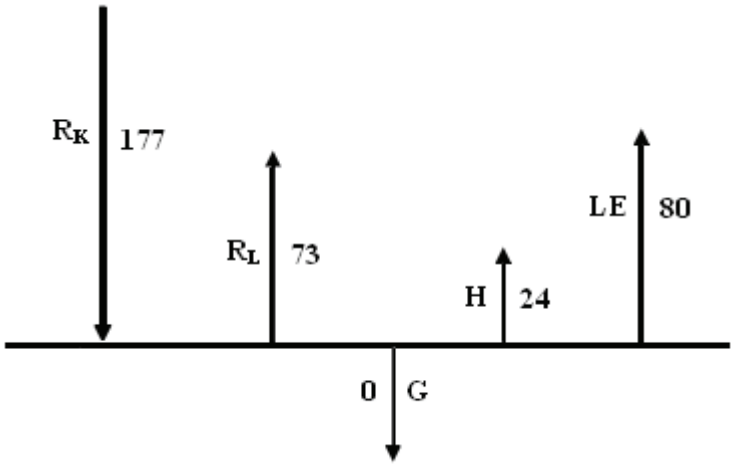


Abb 1.1: Die mittlere globale Energiebilanz der Erdoberfläche (W/m^2) *(nach Roth,1995)*

Die Verdunstung ist also nicht nur ein Teil des Wasserhaushalts unseres Planeten, sondern ein ganz wesentlicher Teil des Energiehaushalts. Dies wird nicht nur dadurch deutlich, dass für die im Jahresdurchschnitt verdunstende Wassermenge rund 25 der auf die Erde gelangenden Sonnenenergie verbraucht werden. Vielmehr lässt sich sagen, dass im System Boden-Pflanze-Atmosphäre die Verdunstung das Bindeglied ist, welches Wärme- und Wasserhaushalt miteinander verknüpft und die Wechselwirkungen wischen diesen beiden Subsystem charakterisiert *(Schrödter, 1985)***.**

Die mittlere jährliche globale Niederschlagshöhe beträgt etwa 1000 mm, wobei man auch heute noch fast mit einem Fehler von 10 % für diesen Wert rechnen kann. Rechnet man dies mit der Verdunstungswärme um, so entspricht diesem Wert ein mittlerer Strom latenter Wärme LE von 80 W/m^2 *(Roth, 1995)*. Dieser Wärmestrom ist zusammen mit den anderen Energieströmen R_K (kurzwellige Strahlungsbilanz), R_L (langwellige Strahlungsbilanz), dem

fühlbarer Wärmestrom H und dem Bodenwärmestrom G für die mittleren globalen Verhältnisse an der Erdoberfläche in Abbildung 1.1 dargestellt.

Für die **Energiebilanz** einer als masselos betrachteten Oberfläche der Erde, ausgedrückt z. B in W/m^2, gilt *(DVWK, 1996)*:

$$R_n + H + G + LE = 0 \quad [\mathrm{W/m^2}] \qquad \textbf{Gleichung 1.2}$$

mit R_n Strahlungsbilanz (Nettostrahlung) [W/m^2]

So sind Änderungen solche Parameter wie Strahlung und Temperatur Ausdruck eines veränderten atmosphärischen Energieangebots.

1.2 Problemstellung und Zielsetzung

Die statistischen, empirischen Formeln zur Berechnung der potentiellen Verdunstung (z.B. PENMAN 1948, THORNTHWAITE 1948, HAUDE 1955 etc) beruhen auf definierten meteorologischen Bedingungen. Je stärker sich das Klima in einer betrachteten Zeitperiode ändert, desto mehr Korrekturen müssen an den Formeln zu Berechnung der potentiellen Verdunstung angebracht werden *(Aminjan, 1996).* Bei vielen Untersuchungen zur Änderung des Wasserhaushalts als Folge von Klimaänderungen fällt auf:

1. dass Einzugsgebietsmodelle zur Anwendung kommen, die fixe empirische Parameter für die Verdunstungsberechnung verwenden. Die Nutzung solcher Ansätze und Modelle für die Prognose von Klimafolgen muss besonders kritisch hinterfragt werden, weil es durch Klimaänderungen aller Voraussicht nach zur pflanzenspezifischen Veränderung von Pflanzenentwicklung, Wachstumsphasen und Regulationsmechanismen kommen wird. *(Rötzer & Chmielewski, 2001)* untersuchten die Veränderung der Wachstumsperioden in Europa und stellten fest, dass ihre Länge in den letzten 30 Jahren des 20. Jahrhunderts um durchschnittlich 10,5 Tage zugenommen at (8 Tage früherer Beginn) Ähnliche Verschiebungen sind auch bei den phänologischen Phasen zu beobachten. Es kann deshalb nicht ausgeschlossen werden, dass durch Klimaänderungen empirische Ansätze der Verdunstungsberechnung ihre Gültigkeit verlieren.

2. dass der Schwachpunkt vieler bisheriger Arbeiten auf diesem Gebiet darin besteht, die verfügbaren Modelle lediglich mit veränderten Eingangsgrößen und Nutzungsparametern anzutreiben, um den Einfluss von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt zu untersuchen. Eine veränderte Pflanzenentwicklung wird in vielen Fällen nicht berücksichtigt.

3. dass es bei vielen wasserwirtschaftlichen Fragestellungen bisher ausreichte, Verdunstung und Grundwasserneubildung in Form von Jahresmittelwerten abzuschätzen. Für die Bewertung wasserwirtschaftlicher Folgen durch Klimaänderungen genügt dies nicht, da diese ausreichende Kenntnisse über den innerjährlichen Verlauf der Wasserhaushaltsgrößen erfordern, um z.B. Veränderungen bei Defiziten und Extremen abschätzen zu können.

Für die Prognose von Änderungen des Wasserhaushalts, insbesondere zur Verdunstung, sind deshalb Modelle erforderlich, mit denen solchen Veränderungen besser Rechnung getragen werden kann. Dafür sind grundsätzlich solche Modelle geeignet, mit denen die maßgeblichen Parameter der Verdunstungsberechnung oder die Wasseraufnahme durch die Pflanzen in Abhängigkeit von der witterungsbedingten Pflanzenentwicklung quantifiziert werden können *(Miegel et al, 2006).*

Ziel der Arbeit ist es, die Auswirkungen von möglichen Klimaänderungen auf den Wasserhaushaltsgrößen zu untersuchen. Dabei soll insbesondere die Verdunstung anhand der langjährigen Daten der 9 Klimastationen in Mecklenburg–Vorpommern und mittels Szenariorechnungen im Mittelpunkt der Betrachtungen stehen.

Die Verdunstung hängt wesentlich von der Änderung der meteorologischen Größen Luftfeuchtigkeit, Temperatur, Sonnenscheindauer etc. ab, wobei die Analyse der Änderung der beobachteten und simulierten Klimadaten (Kapitel 4) in dieser Arbeit eine entscheidende Bedeutung hat.

Im Hinblick auf die Änderung der Klimabedingungen wurden die Sensitivitäten der hydrometeorologischen Eingangsparameter zur Verdunstungsberechnung in Kapitel 5 analysiert und miteinander verglichen. Auf der Grundlage dessen ist zu beurteilen, welche Größen am wichtigsten sind und welche möglichst bei Klimaszenarios beachtet werden sollten

Die Verdunstung wird aber hier nicht nur in Abhängigkeit vom realem Temperaturverlauf und anderen Parameter sondern auch von der entsprechenden Pflanzenentwicklung (Kapitel 6) simuliert. Dies ist ein entscheidender Vorteil, um Klimaänderungen prozessgerecht berücksichtigen zu können, da die Pflanzenentwicklung die Verdunstung und damit den gesamten Wasserhaushalt ganz entscheidend beeinflusst. Auf der Grundlage der veränderten Pflanzenentwicklung wurde den innerjährlichen Verlauf der Wasserhaushaltsgrößen berücksichtigt.

Die Steuerung des Pflanzenwachstums erfolgt durch Klimaparameter. Es ist sinnvoll, für diese Zwecke z.B. das Modell **MINERVA** einzusetzen, welches als Teilmodell ein Wachstumsmodell enthält. Dieses Vorgehen ist plausibel, da dieses Modell in den zurückliegenden Jahren umfassend untersucht und auf die Verhältnisse Mecklenburg-Vorpommerns angepasst worden ist.

Zu den Grundlagen gehören dabei langjährige Datenreihen von Klimastationen in Mecklenburg-Vorpommern sowie simulierte Klimadaten, die ausgehend von der globalen Simulation nach dem Szenario A1B des Max-Planck-Instituts Hamburg durch ein regionales Downscaling abgeleitet worden sind. Die Ermittlung der regionalen Auswirkungen künftiger Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt soll hier mittels statistischem Downscaling **(STAR-Modell)** des Potsdam- Institut für Klimafolgenforschung (PIK) *(Gerstengarbe et al, 2003)* erfolgen, wodurch Daten an allen dafür geeigneten Klimastationen zur Verfügung stehen und mit dem Modell **MINERVA** ausgewertet werden können.

2 Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt

2.1 Das Klimasystem der Erde, Ursachen und Mechanismen der Klimaänderung

2.1.1 Das Klimasystem

Das Klimasystem stellt ein äußerst komplexes System dar *(Sillmann, 2003),* das aus fünf Komponenten besteht: Atmosphäre (gasförmiger Bereich oberhalb der Erdoberfläche), Hydrosphäre (Wasser auf und unter der Oberfläche der Erde), Kryosphäre (Landeismassen, Eisschelfe, Meereis und Gletscher), Landoberfläche (feste Erde) und Biosphäre (Vegetation, Boden) und Lithosphäre (Abb. 2.1). Oft wird noch der oberste Teil der Lithosphäre, die Pedosphäre gesondert betrachtet. Nach *(Stocker, 2003)* ist die Anthroposphäre eine sechste Komponente, die besonders für die Abschätzung möglicher künftiger Veränderungen von Bedeutung ist. Sie wird ebenfalls oft als Teil des Klimasystems berücksichtigt, das heißt durch diejenigen Prozesse, die durch den Menschen bewirkt oder beeinflusst werden. Dabei sind die Veränderung der Landnutzung (Abholzung, Versteppung, Versiegelung) und die Emission von Substanzen, die die Strahlungsbilanz verändern, die wichtigsten.

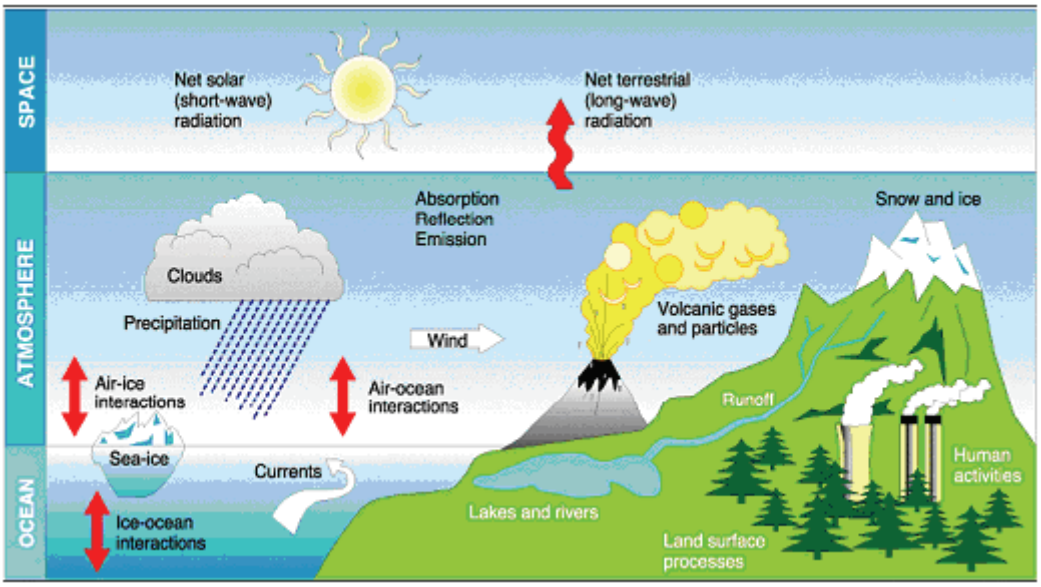


Abb 2.1: Komponenten des Klimasystems der Erde *(nach Cobasch, 2002)*

Alle Komponenten sind eng miteinander verbunden. Eine kleine Änderung eines Teilsystems bzw. einer Komponente kann Auswirkungen auf die anderen Komponenten haben, wobei diese mit meist erst mit einer zeitlichen Verzögerung in Erscheinung treten.

Das Klima der Erde wird letztlich durch die Sonne angetrieben *(Claussen, 2002)*. Die bodennahe Schicht der Atmosphäre, in der die atmosphärischen Prozesse vergleichsweise kompliziert und sehr dynamisch ablaufen, stellt die „Wetterschicht“ mit ihren Wolken und Luftdruckgebieten dar, die sich innerhalb von Stunden und Tagen verändern *(Cobasch, 2002).*

2.1.2 Ursachen natürlicher Klimaänderungen

Das Klima der Erde war zu keiner Zeitperiode stabil, bevor menschliche Aktivitäten darauf großen Einfluss haben konnten *(Calder, 2006)*. Zu den bekannten natürlichen Einflüssen auf das Klima werden derzeit vor allem folgende genannt:

2.1.2.1 Änderungen der Sonneneinstrahlung

Die Sonne ist einziger Energielieferant für das Klimasystem Erde *(UBA, 2007)*. Nach *(Malberg, 2001)* beträgt die Strahlungsenergie, die am Rande der Atmosphäre ankommt, bei senkrechtem Einfall zur Zeit 1360 W/m^2. Eine Änderung oder periodische Schwankung dieser Energiezufuhr führt zu einer Änderung der Sonneneinstrahlung und somit zur Veränderung des Klimas. Die Zyklusabstände schwanken zwischen 7 und 17 Jahren. Die Dauer des durchschnittlichen Zyklus der Sonnenfleckenaktivitäten beträgt 11 Jahre *(Calder, 2006)*.

2.1.2.2 Änderungen der auf der Erdoberfläche einfallenden Solarstrahlung durch Änderung der Erdbahnelemente

Wie oben erwähnt ist die Stellung der Erde zur Sonne und damit zur einfallenden Sonnenstrahlung nicht unveränderlich, d.h. sie ist – wenn auch in großen Zeiträumen – periodischen Schwankungen unterworfen. Dabei sind nach *(Malberg, 2001)* 3 langfristige Einflüsse zu unterscheiden:

Ellipsenform der Erdbahn: Die Erde beschreibt bei ihrem Weg um die Sonne eine Ellipse. Diese Ellipse weicht aber sehr wenig von der Kreisbahn ab. Die Jahresschwankung der einfallenden Sonnenstrahlung beträgt bei maximaler Elliptizität der Erdbahn 30 %. Gegenwärtig beträgt die Distanz Erde-Sonne am 3. Januar rund 147 Mio. km und am 3. Juli rund 152 Mio. km. Dies führt dazu, dass die Erde bei Sonnennähe rund 7 % mehr solare Strahlungsenergie empfängt als bei Sonnenferne *(Malberg, 2001)*.

Schiefe der Ekliptik: Der Winkel zwischen der Rotationsachse und der Senkrechten zur Bahnebene ändert sich mit einer Periode von 41000 Jahren. Aber auch diese Änderung ist relativ klein, denn sie beträgt 2,5° (22° bis 24,5°), d.h. nur wenige Grad *(Herterich, 2002)***.**

Präzessionsbewegung der Erdachse: Die Rotationsachse der Erde steht nicht senkrecht auf der Bahnebene der Erde, sondern sie ist auf der Ekliptik um 23.5 Grad geneigt ist. Die Periode dieser Präzessionsbewegung beträgt ungefähr 26000 Jahre *(Herterich, 2002)*.

2.1.2.3 Kontinentaldrifte

Die Kontinente bewegen sich wenige Zentimeter pro Jahr auf dem glühendheißen Erdinneren. Die Geologen bezeichnen diese Bewegung als Kontinentaldrift. Die „Kontinental-verschiebungshypothese“ erklärt den Sachverhalt, dass sich die einzelnen Kontinente der Erde unabhängig voneinander verschieben können. Über sehr lange Zeitskalen führt die Kontinentaldrift zur Veränderung der mittleren Globaltemperatur. Dadurch würde es zu Klimaänderungen auf den Kontinenten auch dann kommen, wenn sich die Stellung der Erde als Ganzes im Strahlungsfeld der Sonne nicht ändern würde *(Malberg, 2001)*.

2.1.2.4 Vulkanismus

Es ist seit langem bekannt, dass auch größere Vulkanausbrüche das Klima beeinflussen können, und zwar besonders die bodennahe Lufttemperatur. Manche Vulkaneruptionen führen zum Anstieg des Schwefelsäuereaerosols in der unteren Stratosphäre um eine bis zwei Größenordnungen, zu einer kurzfristigen globalen Abkühlung um bis zu 0,5 Grad und damit zu einem längeren „vulkanischen Winter“ *(Sachs und Graf, 1998, zitiert nach Bissolli, 2000).* Es wird vermutet, dass diese Eruption durch die Änderung der Temperaturbedingungen zwangsweise auch veränderte Niederschlags- und Bewölkungsverhältnisse bedingt. Aerosoltröpfchen aus hydrierter Schwefelsäure sind chemisch aktiv, indem sie die Aktivierung von Chlorverbindungen ermöglichen, die schließlich ozonzerstörend wirken. Das hat zur Folge, dass einerseits weniger Sonnenstrahlung zur Erdoberfläche vordringt und somit die Atmosphäre abgekühlt wird, andererseits führt die verstärkte Absorption von Strahlungsanteilen durch das Vulkanaerosol im globalen Mittel zu einer beträchtlichen Erwärmung um 2 bis 5 °C in der Stratosphäre *(Graf, 2002)*.

2.2 Bisher beobachtete globale Klimaänderung

2.2.1 Entwicklung des Erdklimas unter Berücksichtigung der Zeitskala

Das gegenwärtige Klima ist nur eine Momentaufnahme. In der Erdgeschichte gab es Phasen mit extrem heißem Treibhausklima und globalen Vereisungen. Betrachtungen zum Klima der Vergangenheit machen deutlich, dass die Eiszeiten oder der Wechsel von Kaltzeiten (Glazialen) und Zwischeneiszeiten (Interglazialen) sicher sind *(Oschmann, 2003).*

Nach Roedel (2000) sind die vier letzten Kaltzeiten:

- die Würm-Kaltzeit etw. 75000 bis 12000 Jahre vor heute,
- die Riß-Kaltzeit etw. 175000 bis 125000 Jahre vor heute,
- die Mindel-Kaltzeit etw. 280000 bis 225000 Jahre vor heute,
- die Günz-Kaltzeit etw. 3900000 bis 320000 Jahre vor heute.

Davor sind weitere Kaltzeiten aufgetreten. Insgesamt rechnet man mit etwa 20 Kaltzeiten während des gegenwärtigen Eiszeitalters. Zwischen den Kaltzeiten lagen Warmzeiten mit Temperaturen, die zum Teil die heutigen deutlich übertreffen. Die bekanntesten sind die **Eem-Warmzeit** (zwischen Riß und Würm), die **Holstein-Wärmezeit** (zwischen Mindel und Riß) und die **Cromer-Warmzeit** (zwischen Günz und Mindel). Nach der letzten Kaltzeit (Würm-Kaltzeit) setzte vor 12000 bis 10000 Jahren eine kräftige, ununterbrochene Erwärmung ein, die etwa 7000 bis 5000 Jahre vor heute in einer ausgeprägten Warmzeit mit Temperaturen gipfelte, welche in Mitteleuropa um etwa 1,5 °C bis 2 °C über den heutigen lagen und zum Teil mit relativ häufigen und sehr heftigen Niederschlägen verbunden waren *(Roedel, 2000)*. Die **Neo-Warmzeit** oder **Flandrische Warmzeit**, in der lange Zeit keine starken globalen Klimaschwankungen aufgetreten sind und während der in der Atmosphäre relativ konstante Gehalte an Treibhausgasen vorherrschten, wird als **“Holozän“** bezeichnet. Das **“Holozän“** begann vor etwa 11.700 Jahren. Es ist aus geologischer Sicht die jüngste Epoche in der Erdgeschichte *(Schneider & Lohman, 2003).* Die Klimaperioden seit ca 2500 vor Christus sind in Tabelle 9.1 im Anhang aufgelistet.

2.2.2 Der natürliche Treibhauseffekt

Es gibt in der Atmosphäre bestimmte Spurengase, die zwar eine geringe Konzentration aufweisen und trotzdem eine wichtige Rolle spielen. Sie lassen die einfallende kurzwellige Sonnenstrahlung fast ungehindert bis zur Erdoberfläche, jedoch wird die von der Erde reflektierte langwellige Wärmestrahlung von diesen Gasen zurückgehalten. Die atmosphärischen Gase, die den natürlichen Treibhauseffekt der Erde verursachen, sind v. a. Wasserdampf, der als wichtigstes Treibhausgas etwas über 62 % des Treibhauseffektes bewirkt und durch die ständige Verdunstung in die Atmosphäre gelangt, das Kohlendioxid (22 %), bodennahes Ozon (7 %), Methan (2 %) und Distickstoffoxid (4 %). Ihr Wirken führt dazu, dass auf der Erde nicht eine Mitteltemperatur von -15°C, sondern von +15 °C vorherrscht, d.h. der natürliche Treibhauseffekt der Atmosphäre sorgt gegenwärtig für eine 30 K höhere globale Mitteltemperatur. Ohne ihn gäbe es kein Leben auf der Erde *(Malberg, 2001)*.

Das globale Klima wird durch die strahlungsphysikalischen Verhältnisse im Zusammenwirken mit unterschiedlichen Prozessen und Einflussfaktoren (Atmosphäre, Lithosphäre, Hydrosphäre) bedingt *(Schumann, 1996)*. Die Sonneneinstrahlung beträgt 342 W/m^2 (Abb. 2.2), etwa 198 W/m^2 gelangen bis zum Erdboden, wovon 30 W/m^2 wieder in den Weltraum reflektiert werden. Der Rest wird von den Bestandteilen der Erdatmosphäre (Gase, Aerosole, Wolken) entweder absorbiert (67 W/m^2) oder in den Weltraum zurückgestreut (77 W/m^2). Danach gelangen also von der einfallenden Sonnenstrahlung etwa 31 % wieder in den Weltraum zurück, knapp 20 % werden von der Atmosphäre und 49 % im Erdboden adsorbiert und bewirken deren Erwärmung *(Bakan & Raschke, 2002)*.

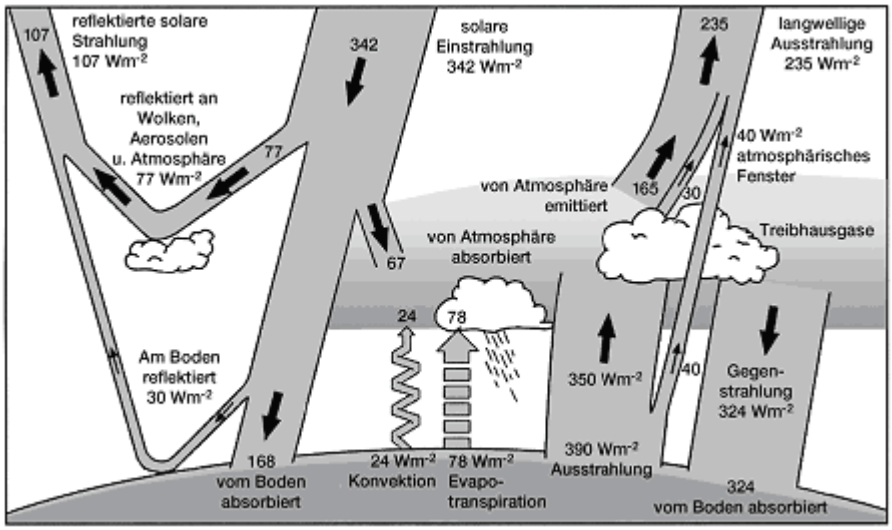


Abb 2.2: Mechanismus des Treibhauseffekts *(Bakan & Raschke, 2002)*

2.2.3 Der anthropogene Treibhauseffekt

In den gegenwärtigen Forschungen zu den Ursachen von Klimaänderungen gilt eine anthropogene Klimabeeinflussung in Form des Treibhauseffektes durch den zunehmenden Ausstoß von CO2 und weiteren klimawirksamen Gasen (CH4, N2O) als mittlerweile klar identifizierbar. Die Konzentration der natürlichen Treibhausgase wie Kohlendioxid, Methan, Distickstoffoxid usw. haben während der vergangenen 150 Jahre in der Atmosphäre deutlich

zugenommen (Tab.2.1) und damit den Treibhauseffekt verstärkt *(Bakan & Raschke, 2002; Leuschner, 2004).*

Tab. 2.1: **Änderungen der Konzentrationen atmosphärischer Gase im 20. Jahrhundert** *(nach IPCC, 2002)*

Atmosphärische Gaskonzentrationen	**Beobachtete Veränderungen**
Atmosphärische CO_2- Konzentration	Von 280 ppm im Zeitraum 1000-1750 auf 368 ppm im Jahr 2000 (Anstieg um 31 ± 4 %)
Atmosphärische CH_4- Konzentration	Von 700 ppb im Zeitraum 1000-1750 auf 1750 ppb im Jahr 2000 (Anstieg um 151 ± 25 %)
Atmosphärische N_2O- Konzentration	Von 270 ppb im Zeitraum 1000-1750 auf 316 ppb im Jahr 2000 (Anstieg um 17 ± 5 %)
Troposphärische O_3- Konzentration	Anstieg um 357 ± 15 % im Zeitraum 1750-2000 , unterschiedlich je nach Region.
Stratosphärische O_3 - Konzentration	Abnahme von 1970 bis 2000, unterschiedlich je nach Höhe und Breitengrad
Atmosphärische Konzentration von HFKWs, FKWs und SF_6	Globaler Anstieg in den letzten 50 Jahren.

Die mittlere globale Temperatur an der Erdoberfläche ist seit 1861 angestiegen. Im Verlauf des 20. Jahrhunderts betrug dieser Anstieg 0,6 °C ± 0.2°C *(IPCC, 2002)*. Aufgrund der relativ hohen Temperaturen der Jahre 1995-2000 und verbesserter Datenverarbeitungsmethoden ist dieser Wert um rund 0,15 °C höher als im SAR für die Periode bis 1994 geschätzt. Die Erwärmung hat vor allem in zwei verschiedenen Phasen stattgefunden, von 1910 bis 1945 sowie von 1976 bis 2000 (Abb. 2.3). Andererseits war der Erwärmungstrend in der Zeit von ca. 1945 bis 1975 offenbar unterbrochen und nordhemisphärisch sogar durch eine spürbare Abkühlung gekennzeichnet.

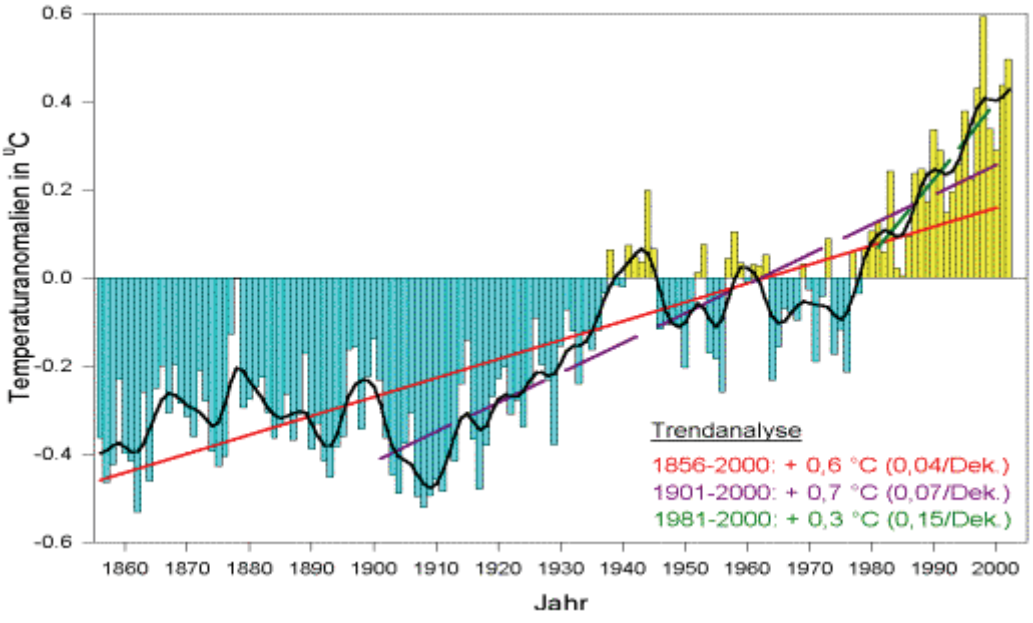


Abb 2.3: Mittlere globale Temperatur-Anomalien 1860-2000
(nach IPCC, 2002. Bearbeitung Schönweise, 2002)

(Schönwiese, 2003) hat die Trends ab 1900 berechnet. Demnach ergibt sich mit rund 0,7 °C ein höherer Wert, was auf eine Trendverstärkung hinweist. Mit einem Wert von rund 0,3 °C in den letzten 20 Jahren, dies würde einem 100-jährigen Trend von 1,5 °C entsprechen, ist in der jüngsten Zeit nochmals eine Verstärkung eingetreten *(IPCC, 2002; Schönwiese, 2003).* Die 1990er Jahre waren das wärmste Jahrzehnt und 1998 das wärmste Jahr seit Beginn der Instrumententenmessungen. 2002 wurde als das zweitwärmste Jahr überhaupt notiert, 2001 war das drittwärmste usw. In den unteren 8 Kilometern der Atmosphäre ist die Temperatur im Zeitraum 1979 bis 2000 etwa um 0,3 °C pro Dekade angestiegen.

2.2.4 Beobachtete Klimaänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert

2.2.4.1 Temperatur

Im Verlauf des 20. Jahrhundert ergeben die Untersuchungen der Klimaentwicklung für Deutschland den Trend einer zunehmenden Jahresmitteltemperatur von 0,9 °C. Gegenüber der globalen mittleren Zunahme von etwa 0,6 °C ist er überdurchschnittlich groß *(Klimastatement, 2003)*. Der Temperaturanstieg war zeitlich allerdings nicht einheitlich, sondern beruht vor allem auf einem Temperaturanstieg im ersten Jahrzehnt und einer weiteren Periode der Erwärmung in den 80er und 90er Jahren des 20. Jahrhunderts *(Müller, 2002).* Die Temperatur ist ab 1761 in Abb. 2.4 dargestellt, sie zeigt ab ca. 1890 einen deutlichen Erwärmungstrend.

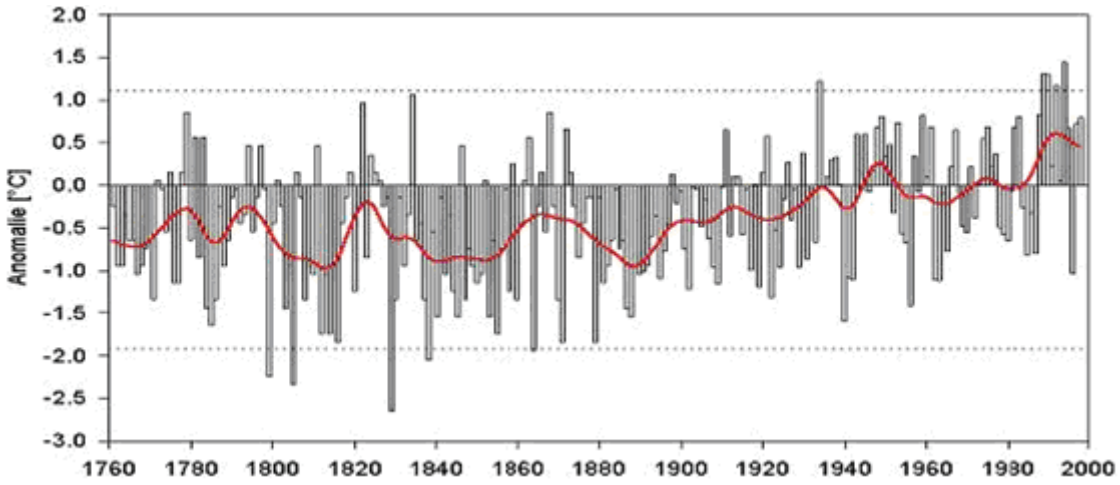


Abb 2.4: Mittlere globale Temperatur-Anomalien in Deutschland seit 1760
(nach Rapp, 2002)

Die neunziger Jahre des 20. Jahrhunderts waren in Deutschland die wärmsten zehn Jahre. Neun dieser Jahre lagen über dem Wert der vieljährigen mittleren Temperatur von 8,3 °C, wobei in diesem Fall das Jahr 2000 das Wärmste gewesen ist *(Klimastatement, 2003)*. Zwischen 1896 und 1995 tritt der stärkste jahreszeitliche Temperaturanstieg im Herbst und Sommer mit bis zu 1.6°C auf *(Rapp, 2001)*. In den letzten 30 Jahren sind dabei vor allem die Winter im Mittel um mehr als 1,5 °C wärmer geworden, aber auch im Frühjahr und Sommer ist diese Erwärmung mit rund 0,5 Grad recht deutlich *(Klimastatement, 2003)*. Die beobachteten Klimatrends sind in Tabelle 2.2 jahreszeitlich differenziert zusammengefasst, dabei ist die Erwärmung im Herbst (1901-2000) am stärksten gewesen. Beim Vergleich der 30-jährigen Zeiträume 1961-1990 ist die winterliche Erwärmung 1971-2000 am auffälligsten. Die größten Temperaturzunahmen findet man in den beiden Zeitperioden 1961-1990 und 1971-2000 *(Maier et al, 2003; Schönwiese, 2003).*

Tab. 2.2: Trendwerte für die Temperatur aus den Mittelwerten über 30 Jahre in K
(nach Maier et al, 2003)

Zeitraum	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
1901-1930	-0,24	0,28	-0,06	0,65	0,29
1911-1940	-1,85	-0,74	0,83	1,24	-0,16
1921-1950	-0,80	0,91	1,06	0,94	0,50
1931-1960	0,59	0,23	-0,52	0,13	0,11
1941-1970	0,12	-1,04	-0,73	0,30	-0,39
1951-1980	0,88	-0,31	-0,07	-0,22	0.02
1961-1990	1,61	0,69	0,37	0,06	0,69
1971-2000	0,73	1,66	0,89	0,67	1,00

2.2.4.2 Niederschlag

Die Jahresniederschlagshöhe hat in den letzten 100 Jahren, im Westen Deutschlands verbreitet und signifikant, um 50 bis 150 mm (entspricht 10 bis 20 % der Mittelwerte) zugenommen, gegenüber einer leichten Abnahme der Sommerniederschläge. Innerhalb Europas ist beim Niederschlag eine Zunahme in Skandinavien und eine Abnahme im Mittelmeergebiet am stärksten signifikant *(Klimastatement, 2003).* Die allgemeine Erhöhung der Jahresniederschlagsmenge geht hauptsächlich auf die Entwicklung im meteorologischen Winter (Dezember, Januar, Februar) zurück *(Rapp, 2001)***.** Das niederschlagsärmste Jahr war 1959 mit nur 551 mm Niederschlag (-223 mm Abweichung zum Mittelwert der Jahre 1901-2000) *(Maier et al, 2003)***.**

Tab. 2.3: Übersicht des beobachteten Niederschlagtrends in Deutschland
(nach Schönwiese, 2003)

Zeitraum	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
1891-1990	+ 19 %	+ 11 %	0	+ 16 %	+ 9 %
1961-1990	+ 20 %	- 9 %	- 8 %	+ 10 %	+ 3 %
1971- 2000	+ 34 %	+ 13 %	+ 4 %	+ 14 %	+16 %

In Tabelle 2.3 sind die für Deutschland beobachteten Niederschlagtrends jahreszeitlich differenziert zusammengefasst. Beim Vergleich der 30-jährigen Zeitspannen 1961-1990 und 1971-2000 fällt eine Trendumkehr von Ab- zu Zunahme im Frühjahr und Sommer auf. Insgesamt ist für Deutschland im 20. Jahrhundert ein Klimatrend zu niederschlagsreicheren und deutlich milderen Wintern sowie zu wärmeren und häufiger trockenen Sommern festzustellen *(Leuschner & Schipka, 2004)*.

2.2.5 Ausgewählte Ergebnisse von Szenarios zu zukünftigen Klimaänderungen in Deutschland

Die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchungen zum Langzeitverhalten von allen hydrometeorologischen Größen für ausgewählte Bundesländer sind in den folgenden Tabellen zusammengefasst.

Tab. 2.4: Ergebnisse des angewendeten statistischen Downscalings des Potsdam Instituts für Klimaforschung *(Gerstengarbe, 2003)* **für ausgewählte Bundesländer**

Gebiet	Änderungen
Süddeutschland 2021-2050 Referenzperiode (1971-2000) *(KLIWA, 2007)*	- Zunahme der Temperatur 1,1°C bis 1,2 °C in 2021-2050, - Temperaturanstieg im Sommerhalbjahr ist stärker als im Winterhalbjahr, - Zunahme des Niederschlags um 7,5 % (ca. 90 mm), insbesondere im Sommer.
Nordhein- Westfalen 2046- 2055 Referenzperiode (1951-2000). *(Gerstengarbe & Werner 2005)*	- die Temperatur liegt um 2050 im Mittel um 2 °C höher, - Rückgang der Eis- und Frosttage bei einer gleichzeitigen Zunahme von Sommertagen und heißen Tagen, - der Niederschlag nimmt im Mittel um 30 mm/a ab, - die Zunahme des Wasserdampfdrucks wird durch die Temperaturerhöhung überkompensiert, so dass sich letztlich die relative Luftfeuchte verringert, - einer erhöhten Sonnenscheindauer steht ein leichter Rückgang der Bewölkung gegenüber.
Brandenburg 2050- 2055 Referenzperiode (1951-2000). *(Gerstengarbe et al, 2003)*	- Annahme eines moderaten regionalen Temperaturanstiegs von im Mittel 1.4 °C innerhalb der nächsten 50 Jahre, - Anstieg der Temperatur im Sommerhalbjahr um 1.7 °C im Sommer und 1°C im Winter, - Rückgang der Niederschläge um 66 mm im Sommer und 4 mm im Winter, - Zunahme der Sonnenscheindauer (0.2 h) und damit verbunden eine Abnahme der Bewölkung.

Tab. 2.5: Ergebnisse des angewendeten statistischen Downscalings von Meteo-Research *(Enke, 2003)* **für ausgewählte Bundesländer**

Gebiet	Änderungen
Süddeutschland 2021-2050 Referenzperiode 1971-2000 *(KLIWA, 2007)*	- Zunahme der Temperatur 1,6 °C bis 1,8 °C, - Temperaturanstieg im hydrologischen Sommerhalbjahr ist mit 2 °C stärker als Winterhalbjahr - Zunahme des Niederschlags zwischen 4 % (30 mm) und 17 % (ca. 120 mm), Zunahme des Winterniederschlags.
Hessen (2001-2100) Referenzperiode (1951-2000). *(Schönwiese et al, 2005)*	- die Tagesmitteltemperatur verändert sich am stärksten im Winter um rund 4 K bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, auch der Sommer wird viel wärmer, im Herbst bzw. Frühjahr findet dagegen nur eine leichte Erwärmung statt, - bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts wird der Winter feuchter (um bis zu 25 Prozent), Frühjahr und Sommer werden ausgeprägt trockener (um bis zu 30 Prozent), - die Sonnenscheindauer nimmt im Frühjahr am stärksten zu, im Sommer erfolgt die Zunahme um rund 1 Stunde pro Tag schon im ersten Drittel des 21. Jahrhunderts, Herbst und Winter zeigen keine signifikanten Änderungen.
Sachsen (2021-2050) Referenzperiode (1970-1997)	- die mittlere Jahrestemperatur wird ca. 2 bis zu 2,7 Grad ansteigen, im Frühjahr kann es bezüglich der Maximaltemperatur bis zu 4 Grad wärmer werden. - die Sonnenscheindauer nimmt vor allem im Frühjahr und Sommer

(Enke et al, 2003)	deutlich zu, - die jährlichen Niederschlagssummen werden abnehmen, ein Rückgang ist vor allem im Frühjahr und Sommer zu erwarten, damit wird es in der Vegetationsperiode wesentlich trockener, - die Sonnenscheindauer nimmt vor allem im Frühjahr und Sommer deutlich zu.
Thüringen 2021-2050 Referenzperiode (1980-2000) *(Enke , 2003)*	- die erwartete Erwärmung beträgt für die Dekade 2041-2050 0,9 K im Frühling, 1 K im Sommer, 21 im Sommer und 3,1 im Winter, - im Winter ist eine deutliche Zunahme der monatlichen Niederschlagssummen um 22.9 % zu erwarten, es ist mit einer Abnahme im Sommer und Herbst zu rechnen, - die prognostizierte Abnahme der relativen Feuchte beträgt ca. -1.8 % im Mittel, die Zunahme der Sonnenscheindauer ist im Sommer mit 0.9 Stunden am größten, eine Abnahme des Bedeckungsgrades ist nur im Sommer zu erkennen.

Tab. 2.6: Ergebnisse der angewendeten dynamischen Modell REMO des Max-Plank Instituts für Meteorologie *(Jacob et al, 2003)* **für ausgewählte Bundesländer**

Gebiet	Änderungen
Süddeutschland 2021-2050 Referenzperiode 1971-2000 (KLIWA, 2007)	- Zunahme der Temperatur um 1,8 °C, der Temperaturanstieg ist im hydrologischen Sommerhalbjahr mit 1,7°C stärker als im Winterhalbjahr - Zunahme des Jahresniederschlags zwischen 1 % (10 mm) und 7 % (ca. 80 mm), Abnahme des Winterniederschlags um 3 %, Zunahme des Sommerniederschlags um 9 %.
Elbeeinzugsgebiet 1961 – 2050 *(Bülow & Jacob 2006):*	- es konnte für den Zeitraum 1961-2050 ein linearer Trend der Temperatur von mindestens 2.6 K im Elbeeinzugsgebiet detektiert werden. - die deutlichsten Änderungen treten in den Auftrittswahrscheinlichkeiten extremer Sommertemperaturen auf, - der Niederschlag unterliegt starken horizontalen und zeitlichen Schwankungen. - mit der hier angewandten Methode der strukturierten Zeitreihenanalyse lassen sich keine eindeutigen Klimaänderungssignale im Niederschlag bis 2050 feststellen.
Deutschland 2071-2100 Referenzperiode 1961-1990 *(Hagemann & Jakob, 2006)*	- mehr Treibhausgase führen in Deutschland zu einer mittleren Erwärmung, die im Jahr 2100 (abhängig von der Höhe zukünftiger Treibhausgasemissionen) zwischen 2,5°C und 3,5°C liegt, - diese Erwärmung wird sich saisonal und regional unterschiedlich stark ausprägen, am stärksten dürften sich der Süden und Südosten Deutschlands im Winter erwärmen, bis zum Jahr 2100 könnte hier der Winter hier um mehr als 4°C wärmer werden als im Zeitraum 1961 bis 1990, - gleichzeitig könnten in Zukunft - im Vergleich zum Zeitraum1961 bis 1990 - die sommerlichen Niederschläge großflächig abnehmen, besonders stark gehen die Sommerniederschläge in Süd- und Südwest-Deutschland sowie in Nord-Ostdeutschland zurück.

2.3 Auswirkungen möglicher Klimatischer Veränderungen auf den Wasserhaushalt

2.3.1 Allgemeine Beschreibung des Wasserkreislaufs

Die Wärme der Sonne lässt Wasser aus dem Meer, den Flüssen, den Seen und zum Teil auch aus dem Boden und von den Pflanzen verdunsten. Das Wasser gelangt als Luftfeuchtigkeit in die Atmosphäre. Herbei kann warme Luft mehr Feuchtigkeit aufnehmen als kalte Luft. Spielen Kondensationsvorgänge eine Rolle, bildet sich Bewölkung, aus der das Wasser als Regen oder Schnee wieder austritt und zur Erdoberfläche zurückfällt. Ein Teil des über den Meeren verdunsteten Wassers regnet über den Meeren wieder ab, ein anderer Teil wird mit den Luftmassen über das Festland transportiert und hier durch den Niederschlag wieder abgegeben (Abb. 2.5), so dass beim Festland insgesamt ein Gewinn zu verzeichnen ist.

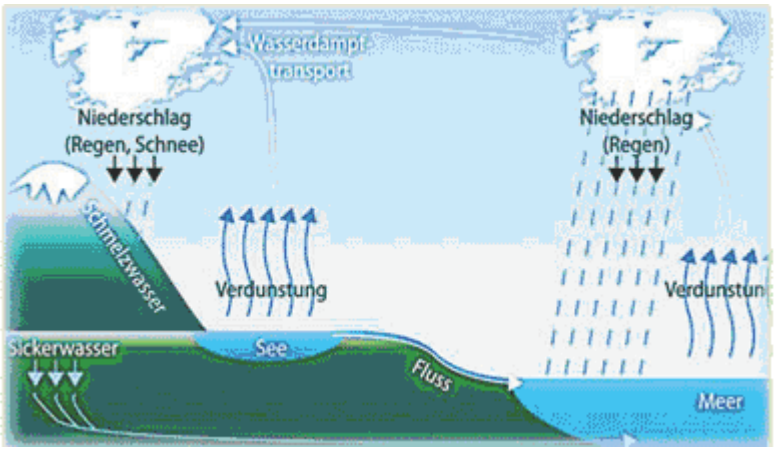


Abb 2.5: Schema des Wasserkreislaufs

Ein Teil des Wassers verdunstet wiederum unmittelbar an den Oberflächen, ein anderer Teil versickert in den Erdboden und gelangt über die pflanzliche Transpiration zurück in die Erdatmosphäre. Über den Grundwasserstrom, Bäche und Flüsse gelangt der restliche Niederschlag wieder in die Meere.

Mit dem Begriff **„Wasserhaushalt“** bezeichnet man die mengenmäßige Erfassung der Komponenten des Wasserkreislaufs für ein Betrachtungsgebiet und für eine Betrachtungszeitspanne *(Schumann, 1996)*. Die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung beschreibt die Beziehung zwischen den Komponenten und Kompartimenten des Wasserkreislaufes. Sie besagt, dass die zugeführte Niederschlagshöhe (P) der Summe aus Verdunstungshöhe (E) und Abflusshöhe (A) entspricht. Alle anderen Wasservolumina werden durch die Speicheränderung (△S) berücksichtigt *(Schumann, 1996)*:

$$P = E + A + \Delta S \qquad \textbf{Gleichung 2.1}$$

Über längere Zeiträume geht △S gegen Null, so dass sich in diesem Fall die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung unter Weglassung des Speicherterms wie folgt schreiben lässt:

$$P = E + A \qquad \textbf{Gleichung 2.2}$$

Die Differenzgröße zwischen Niederschlag und Verdunstung bezeichnet somit das langfristig verfügbare Wasserdargebot des betrachteten Gebietes.

Die Beziehung zwischen Abfluss und Verdunstung in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge ist in Abbildung 2.6 dargestellt. Die Evaporation erreicht eine obere Grenze, die von der Einstrahlung abhängig ist. Dadurch wird der Anteil an abfließendem und versickerndem Wasser mit zunehmendem Niederschlag größer *(nach Max-Plank Institut für Biochemie, 2006)*.

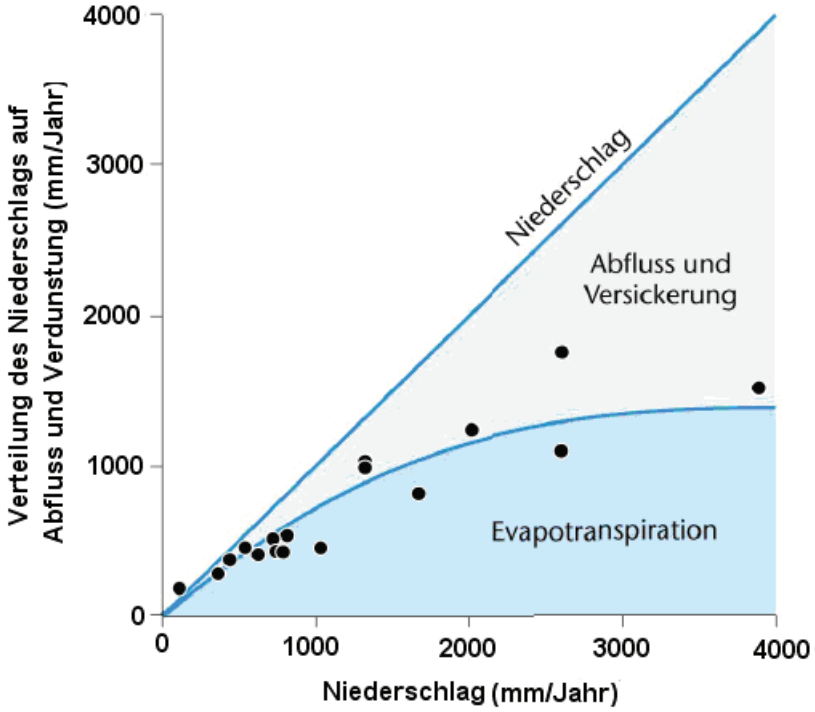


Abb 2.6: **Beziehung zwischen Abfluss und Verdunstung in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge (***(nach Max-Plank Institut für Biochemie, 2006)*.

2.3.2 Einflussfaktoren auf den regionalen Wasserhaushalt

Die Menge der Verdunstung und damit des Abflusses wird hauptsächlich durch die Vegetation bestimmt. Fast 89 % der Verdunstung erfolgt von Pflanzenoberflächen. Durch die Transpiration der Pflanzen kehren etwa 44 % des gefallenen Niederschlags wieder in die Atmosphäre zurück *(Schumann, 1995)*. Der Wasserhaushalt wird damit durch vier Gruppen von Einflussfaktoren bestimmt: Atmosphäre, Vegetation, Boden und Oberfläche (Abb. 2.7). Wenn die Auswirkung von Klimaänderungen auf das verfügbare Wasserdargebot abgeschätzt werden soll, so beruht diese Fragestellung neben dem Niederschlag vor allem auf der möglichen Veränderung der Verdunstung.

Klimaänderungen betreffen dabei vor allem zwei Gruppen *(Schumann, 1996)*:

1- Die atmosphärischen Faktoren (Strahlung, Wind, Luftfeuchte und Temperatur) und
2- die Vegetationsspezifischen Faktoren wie Pflanzenart, Blattcharakteristik und Pflanzendichte

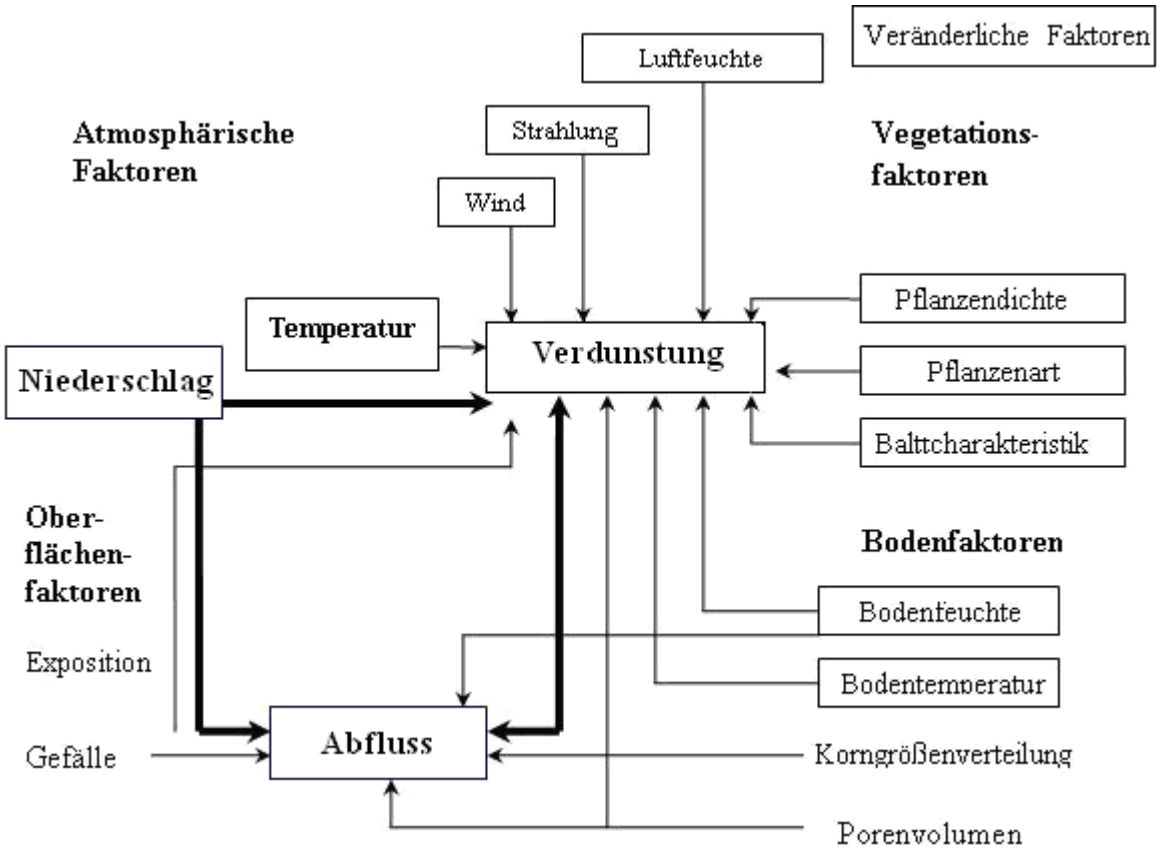


Abb 2.7: Veränderliche Einflussfaktoren auf den regionalen Wasserhaushalt im Ergebnis von Klimaänderungen *(nach Schumann, 1996)*.

In den entsprechenden Veröffentlichungen in der Fachliteratur ist es üblich, die Niederschlags- und Temperaturänderungen durch Szenarien vorzugeben, um dann die Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt abzuschätzen *(Schumann, 1996)*. Jede Änderung in der Nettostrahlung beeinflusst deshalb auch die potenzielle Verdunstung. Fest steht, dass durch eine Temperaturerhöhung die Verdunstung prinzipiell zunehmen kann. Wie groß diese Zunahme jedoch ausfällt, hängt drastisch von den anderen atmosphärischen Einflussfaktoren ab, unter denen in Deutschland die Niederschlagsverteilung hervorzuheben ist. Z. B. nimmt die jährliche potenzielle Verdunstung um 21 % und die reale Verdunstung um 20,3 % bei einer Temperaturerhöhung von 2,3°C im Sommer und 2°C im Winter sowie einer Niederschlagszunahme um 0,1 % für das UK-2050-Szenarium im Gebiet der Thur/ Andelfingen zu *(Gurtz et al, 1997)*. In anderen Regionen Mitteleuropas sind ganz andere Entwicklungen zu erwarten, wie verschiedene Untersuchungen zeigen.

2.3.3 Auswirkungen der Klimaänderung auf den Wasserhaushaltskomponenten

Auf der Basis des heutigen Kenntnisstandes lassen sich aus der Fachliteratur einige wesentliche Aussagen ableiten, die in den folgenden Abschnitten zusammenfassend wiedergegeben werden.

2.3.3.1 Niederschlag

Der Niederschlag wirkt sich in erster Linie auf den Wasserkreislauf aus**.** Insgesamt hat der globale Niederschlag im 20. Jahrhundert über Land um 1 % zugenommen. Die Zunahme der Niederschläge beträgt in den mittleren und höheren Breiten der Nordhalbkugel 5-10 % *(HBS, 2006)*. Die Wolkenbedeckung über den Landmassen hat im 20. Jahrhundert in den mittleren bis hohen Breiten wahrscheinlich um 2 % zugenommen. In den meisten Gebieten stimmen diese Tendenzen gut mit der beobachteten Verringerung des täglichen Schwankungsbereichs der Temperatur überein *(Weiel, 2004)*. Die zeitliche und räumliche Niederschlagsverteilung in Europa wies im 20. Jahrhundert unterschiedliche Trends auf, die durchschnittlichen Jahresniederschläge über Nord- und Osteuropa haben zwischen 10 bis 40 % zugenommen. Im Mittelmeerraum und in Teilen Südeuropas hat der Niederschlag um bis zu 20 % abgenommen, was auf einen Trend zu wesentlich trockeneren Wintern zurückzuführen ist. Die Analyse auf monatlicher Basis zeigt für Nordwest-, Mittel- und Südeuropa eine signifikante Abnahme, im Alpenraum dagegen eine erhebliche Zunahme der Niederschläge im Sommer und im Herbst (*UBA, 2006)*.

Die Intensität der Niederschläge nimmt sehr wahrscheinlich zu, d. h. der Niederschlag wird häufiger in Form von heftigen Regengüssen fallen. Der Temperaturanstieg bedeutet auch, dass ein größerer Teil der Niederschläge in höheren Breiten im Winter statt als Schnee künftig als Regen fallen wird, mit deutlichen Konsequenzen für die regionale Hydrologie. *(BMU, 2008)*.

2.3.3.2 Verdunstung

Es ist sicher zurzeit sehr problematisch auszusagen, wie sich die prognostizierten Klimaänderungen auf die Verdunstung auswirken werden. Die wichtigsten meteorologischen Faktoren, die die Höhe der Verdunstung beeinflussen, sind wie bereits erwähnt Sonneneinstrahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Sättigungsdefizit (wobei dieses von der Temperatur abhängt) und der Vegetationstyp. Eine Erhöhung der Temperatur ruft hervor, dass die Luft mehr Wasserdampf aufnehmen kann und die potenzielle Verdunstung gesteigert wird. Eine Temperaturänderung wirkt sich in der Troposphäre auf die Kondensationsbedingungen und damit die resultierenden Niederschläge aus.

Jede Änderung in der Nettostrahlung führt zur Erhöhung der potenzielle Verdunstung *(Gurtz, 1997)*. Der Wasserdampfgehalt der Luft variiert jedoch je nach Klimazone, z. B. wird die Verdunstung in Trockengebieten durch die Strahlung geregelt, und der ohnehin sehr niedrige Wasserdampfgehalt spielt bei der Verdunstung keine begrenzende Rolle. In feuchten Regionen ist dagegen der Feuchtigkeitsgehalt (Sättigungsdefizit) der Luft der begrenzende Faktor und damit für die mögliche Verdunstungsmenge und seine Veränderung von entscheidender Bedeutung *(Hübener, 2005)*. Je höher die Luftfeuchtigkeit ist, desto weniger Wasser kann noch von der Luft aufgenommen werden. Vegetationsbedeckung hat gleichermaßen einen großen Einfluss auf die Verdunstung. Der Vegetationstyp beeinflusst die

Luftbewegung über dem Pflanzendach, d. h. die turbulenten Austauschprozesse, was wiederum Auswirkungen auf die Verdunstung hat *(Arnell & Liu, 2001)*.

2.3.3.3 Abfluss

Die Erhöhung der Abflussmenge korrespondiert mit der Zunahme der Niederschlagsmenge. So unterliegt die Abflussmenge in den USA sowie in Mittel- und Nordwesteuropa in den letzten Jahrzehnten anderen klimatischen und hydrologischen Faktoren. Dies hat einen entsprechenden Einfluss auf die Abflussmenge, vor allem über die Verdunstung und die Form des Niederschlags. Während die jährliche potenzielle Verdunstung in Nordeuropa bei 300 mm liegt, beträgt sie in Südeuropa 1000 mm und mehr. Entsprechend variiert der Abfluss zwischen 70 % und 20 % der Niederschlagsmenge. Ebenfalls aufgrund der zunehmenden Verdunstung wird der Oberflächenabfluss der weltweiten Flusssysteme zurückgehen, obwohl im globalen Mittel die Niederschläge nach allen Modellberechnungen in den nächsten Jahrzehnten zunehmen werden. Die neuesten Ergebnisse des Modells am Hadley Centre sagen voraus, das der globale Abfluss bis zum Jahr 2050 um 20 % abnimmt, bei einer Verringerung der Niederschläge um 10 % und eine Temperaturzunahme um 2 °C. In Bayern nehmen die Abflussmengen im Januar und Februar zu. Bei einem weiteren Temperaturanstieg um über 0,75 °C im Februar bzw. 1 °C im Januar nimmt dann der Abfluss wieder etwas ab, weil die Verdunstung zunimmt *(HBS, 2006)*. Bei 25000 Klimamodellläufen, die der Abschätzung der Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Abfluss der Donau bis oberhalb der Illermündung dienten, verringerten sich in 69,7 % aller Simulationen sowohl der mittlere Winter- als auch der mittlere Sommerabfluss. In 13,2 % aller Berechnungen erhöhten sich die durchschnittlichen Abflüsse beider Halbjahre, in 16,8 % nahmen die Winterabflüsse zu und die Sommerabflüsse ab. Eine Zunahme der Sommerabflüsse bei gleichzeitiger Verringerung der Winterabflüsse war nur bei 0,3 % aller Simulationen zu festzustellen *(Schumann, 2000)*. Bei einer anderen Untersuchung im Rheingebiet nimmt der Abfluss bei einer Zunahme der jährlichen Temperatur um 1,3°C und des Niederschlags um 7,6 % in der Zeitperiode 2030-2039) um 16 % im Vergleich zum Zeitraum 1961-1990 zu *(Krahe et al, 2004)*.

2.3.4 Wasserhaushaltsmodellierung

2.3.4.1 SVAT- Modelle

Wasserhaushaltsmodelle beruhen auf verschiedenen mathematischen Rechenverfahren, um die räumliche und zeitliche Verteilung wichtiger Komponenten des Wasserhaushaltes wie Niederschlag, tatsächliche Verdunstung, Versickerung, Schneedeckenspeicherung Wasserspeicherung, Grundwasserneubildung und Abfluss zu beschreiben und zu quantifizieren. Sie wurden zum Einsatz in generellen Zirkulationsmodellen *(Global Circulation Modells, GCM) (Antl et al, 2000; Hörmann. 2001; KLIWA, 2007)* entwickelt. Mit ihrer Hilfe können die Wirkungen von Veränderungen der eingehenden Komponenten auf den Wasserhaushalt dargestellt und beurteilt werden *(Kolokotronis, 2000)*.

*"*Die räumliche Gliederung umfasst die **eindimensionalen Modelle** des vertikalen Wasseraustausches in der Bodenzone ohne und mit Bestandesraum, **zweidimensionale** Hangmodelle und meist umfangreichere **dreidimensionale Modelle** vom Einzugsgebiets-modell bis zu globalen Modellen*"* *(zitiert nach Hörmann et al, 2001)*. In Verbindung mit der entsprechenden Bodenwasserbewegungsgleichung werden sie als **„SVAT-Modelle**" bezeichnet. SVAT- Modelle (**S**oil-**V**egetation-**A**tmosphere-**T**ransfer) beschreiben nicht nur

Wasser-, sondern auch Stoff- und Energie-Austauschprozesse an Landoberflächen. ″Insbesondere für eine physikalisch begründete Modellierung der Verdunstung als Schlüsselgröße des Wasser- und Energiehaushaltes werden diese Modelltypen immer häufiger eingesetzt. Gemeinsame Grundlage aller hier genannten SVAT-Modelle ist die Verdunstungsberechnung nach der Penman-Monteith-Gleichung″ *(zitiert nach Hörmann et al, 2001)*.

Der Vorteil der Wasserhaushaltmodelle besteht darin, dass sie mit hoher örtlicher und zeitlicher Auflösung erstellt und damit auch die Ergebnisse hoch aufgelöst erhalten werden können. Bisher üblicherweise verwendete Skalen sind Tagesschritte und Rastergrößen von 1 km x 1km; diese können in Abhängigkeit von den Fragestellungen auch weiter verdichtet werden. Zudem ist das Auseinandernehmen (Bearbeitung von einzelnen Teileinzugsgebieten) und Zusammensetzen (mit anderen Gebieten zu größeren Flussgebietseinheiten) der Modelle relativ einfach möglich *(KLIWA, 2007; Antl et al, 2000)*.

Nach KLIWA (2007) können die folgenden Aufgabenstellungen mit Wasserhaushalts-modellen beantwortet werden:

- Abschätzung der Auswirkungen von Klimaveränderungen
- Abschätzung der Folgen von Landnutzungsänderungen
- Vorhersage des Niedrig- und Hochwassers (Abflusskontinuum)
- Überregionale Ermittlung der Grundwasserneubildung
- Integrierte Flussgebietsuntersuchungen
- Datenbereitstellung für Stoffhaushalts- und Gewässergütemodellierungen
- Prognosen und Szenarien für überregionale Gewässerentwicklungsplanungen
- Sonstige Einsatzmöglichkeiten wie Abflussplausibilisierung oder Kennwertermittlung

Für die Zukunft wird Wasserhaushaltsmodellen aus mehrfacher Hinsicht große Bedeutung beigemessen. Neben Szenarienberechnungen zum Wasserhaushalt und zum Wasserdargebot werden die Modelle auch für Analyse- und Simulationswerkzeuge eingesetzt *(KLIWA-Statusbericht, 2001)*.

2.3.4.2 Wasserhaushaltsmodelle für Deutschland

Die Ergebnisse der regionalen Klimaszenarien wurden als Eingangsdaten für die Simulation mit einem Wasserhaushaltsmodell (WHM) verwendet *(Gerlinger, 2004; Antl et al, 2000)*. Derzeit sind unterschiedliche Wasserhaushaltsmodelle im Einsatz. Beispielsweise wird hier auf die in Bayern und Baden-Württemberg eingesetzten Modelle verwiesen. **In Bayern** wird ein physikalisch basiertes Niederschlags-Abfluss-Modell **(ASGI)**, das in die geografischen Informationssysteme **ArcInfo/GRASS** integriert ist und ein effizientes Prä- und Postprozessing sowohl für die raumbezogenen (Digitales Höhenmodell, Landnutzung etc.) als auch für die zeitbezogenen (Niederschlag, Verdunstung, etc.) Daten ermöglicht, eingesetzt. *(Molnar, 2000)*. **In Baden-Württemberg** werden Wasserhaushaltsmodelle auf der Basis des Programmsystems **LARSIM** verwendet, wobei Berechnungen für 2/3 der Landesfläche vorliegen bzw. in Bearbeitung sind *(Kolokotronis, 2000)*. Für **die Einzugsgebiete des Neckars** (ca. 14000 km²) und der **oberen Donau** bis zur Illermündung (ca. 5300 km²) sind

die Wasserhaushaltsmodelle für Szenarienrechnungen von Niederschlags- und Landnutzungsänderungen einsatzbereit *(Gerlinger, 2004)*. Mit dem Wasserhaushaltsmodell **ASGI** werden für **das Obere Maingebiet** die maßgeblichen Niederschlag- Abfluss- Prozesse weitgehend physikalisch begründet, z.T, aber auch mit konzeptionellen Ansätzen bei unzureichender Datenlage nachgebildet *(Barth, 2004)*. Für **das Rheingebiet** wurde das Wasserhaushaltmodell **LARSIM** genutzt und ein erster erfolgreiche Lauf einer Frühversion des Niederschlag-Abfluss-**HBV**-Modells des Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut **(SMHI)** durchgeführt *(Krahe et al, 2004)*. Das HBV-Modell, Version 3.15 (1995), wurde von PIK Potsdam im Jahre 1997 in der Dateistruktur verändert und für die simultane Modellierung von bis zu 100 Teileinzugsgebieten und einer unlimitierten Anzahl von Niederschlags- bzw. Temperaturstationen erweitert. Die am PIK erfolgten Veränderungen waren so weitreichend, dass der Name **HBV-D** für das am PIK verwendete Modell eingeführt wurde. Außerdem wurde das Modell **SWIM** am PIK entwickelt *(Krysanova et al, 2005)*. Mit diesem wird das Gesamteinzugsgebiet der Elbe für Klimafolgen modelliert. Für **das Gebiet der Thur/Andelfingen** (ca.1700 km^2) wurden auf zwei Wegen Modelle erarbeitet, die es ermöglichen, die hydrologischen Prozesse flächendifferenziert und physikalisch besser begründet zu beschreiben. Im Rahmen des zweiten Weges wurde ein komplexes hydrologisches Einzugsgebietsmodell mit der Bezeichnung **HBVEVATH** erarbeitet, mit dem die hydrologischen Prozesse für die 12 Teileinzugsgebiete der Thur flächendifferenziert auf der Basis der Ausgliederung von Hydrotypen unter normalen wie auch veränderten Klimabedingungen simuliert werden können *(Gurtz et al, 1996)*. Das Model **AKWA-M** wurde langjährig auf der Basis der Wasserhaushaltforschung an der TU Dresden in den 80er und 90er Jahren entwickelt *(Müller-Westermeier, 2001)*. Es dient der kontinuierlichen Berechnung und Darstellung der wichtigsten Verdunstungs- und Abflusskomponenten mit Berücksichtigung von Landnutzungsänderungen. Beispiele für Anwendungsbereiche des Modells sind: Einzugsgebiete im Erzgebirge in **Sachsen,** Wentowgewässer Werbellinseegebiet in **Brandenburg** und Gebiet der **Langen Bramke (Harz).** Für ein semi-arides Untersuchungsgebiet in **Südost-Marokko** wird aus Simulationen mit dem mesoskaligen meteorologischen Modell **FOOT3DK** eine hochaufgelöste Verdunstungsklimatologie erstellt. Das Verdunstungsmodell **TRAIN** wurde zur Modellierung der Verdunstung in der **Schweiz** für die Zeitperiode 1973-1992 angewendet *(Menzel, 1999)*.

2.3.5 Unsicherheiten von Prognosen künftiger Änderungen des Wasserhaushalts

Die Aussagesicherheit von verwendeten Klimamodellen wurde von *(Antl et al, 2000)* ausgewertet. Allgemein sind die Abschätzungen der Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf die hydrologischen Verhältnisse mit erheblichen Unsicherheiten verbunden.

Als Hauptquelle aller Unsicherheiten sind jedoch die Rückkopplungsprozesse zwischen Landnutzung, Klima und Wasserhaushalt zu nennen. Es handelt sich dabei sowohl um systeminterne, d.h. prozessbezogene, als auch um externe Rückkopplungen, die mit gesellschaftlichen Anpassungsstrategien im Zusammenhang stehen. So führen Landnutzungsänderungen über einen veränderten Wärme- und Wasserhaushalt gleichzeitig zu Klimaänderungen, wobei wiederum die Nettostrahlung (Bodenbedeckung, Albedo, Oberflächentemperaturen) und Verdunstung (Bodenfeuchte, Wasserdampf in der Atmosphäre, Wolken- und Niederschlagsbildung) wichtige Parameter darstellen.

Die Modellierung der Wolkenentwicklung und des Wasserdampftransports gelten im Rahmen des Klimamodells als unsicher. Der wichtigste Rückkopplungsprozess ist mit dem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre verbunden. Etwa 62 % des natürlichen Treibhauseffektes sind durch den Wasserdampf in der Atmosphäre bedingt. Alle Klimamodelle erhöhen den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre infolge der Erhöhung des Sättigungsdampfdrucks durch die Klimaerwärmung, wodurch der anthropogene Treibhauseffekt zunimmt. Ein Rückkopplungseffekt ist auch mit der Bewölkung verbunden. Änderung der hohen oder niedrigen Bewölkung führt bei Zunahme der hohen Bewölkung zu einer Temperaturerhöhung.

Die Unsicherheiten bei der Simulation (Szenarios) von Klimafolgen beginnen aber bereits mit der Erstellung von Klimaszenarien selbst. Wenn die prognostizierte Änderung der globalen Temperatur einen Schwankungsbereich von 1,4 °C bis 5,8 °C aufweist, dann ist dies vor allem auf die verschiedenen Annahmen zu den künftigen CO_2-Emissionen zurückzuführen, die erheblich von gesellschaftlichen Entscheidungen und wirtschaftlichen Entwicklungen abhängen. Weitgehend unklar ist, in welchem Maße indirekte Aerosoleffekte (Wolkenbildung, Anzahl und Größe der Wolkentröpfchen, Lebensdauer von Wolken) den künftigen Strahlungsantrieb beeinflussen werden. Diesbezüglich sind größere, negative Effekte nicht auszuschließen, wobei hier negativ dem Temperaturanstieg entgegenwirkend bedeutet *(IPCC, 2002)*.

Besondere Schwierigkeiten bereitet neben den oben diskutierten die regionale Untersetzung globaler Modellaussagen, weil hier die Aerosole gleichermaßen große Fragezeichen aufwerfen. Während CO_2 über den Globus weitgehend gleichverteilt ist, gehen von bestimmten Aerosolen aufgrund ihres räumlich unterschiedlichen Ausstoßes regional differenzierte Störungen aus.

Die verschiedenen Klimaszenarien unterscheiden sich nicht nur deutlich in den Temperaturtrends, sondern auch bezüglich der räumlichen Änderungsmuster. Vor allem von den Mustern der atmosphärischen Zirkulation hängt ganz entscheidend ab, welche Luftmassen künftig mit welchen Eigenschaften in den Betrachtungsraum transportiert werden. Natürliche Zirkulationsmuster spielen eine fundamentale Rolle sowohl bei der kurzfristigen (täglich, innerjährlich, zwischen den Einzeljahren), als auch bei der längerfristigen Variabilität. Es ändern sich also nicht nur die Mittelwerte, sondern daneben die Varianz und Häufigkeit atmosphärischer Zustandsgrößen und extremer Klimaparameter *(IPCC, 2002)*.

Zur Quantifizierung von Unsicherheiten eines Ergebnisses werden Monte-Carlo-Simulationen als anerkanntes Hilfsmittel angewendet. Außerdem folgen oft Vergleiche verschiedener Modelle für dieselben Szenarien *(IPCC, 2002)*. Es erfolgen zahlreiche Simulationsläufe mit Zufallskombinationen der Parameter, deren jeweilige Realisierung sich innerhalb ihres Parameterraumes über die jeweilige Wahrscheinlichkeitsverteilung ergibt. Für jeden Simulationslauf wird das Ergebnis gespeichert. Nach ausreichend vielen Läufen werden diese verschiedenen Ergebnisse statistisch ausgewertet. Die resultierende Posterior-Verteilung des Ergebnisses charakterisiert dann dessen Unsicherheit in Abhängigkeit von den angenommenen Unsicherheiten der Eingangsgrößen.

Schwer zu simulieren ist, wie die Gesellschaft auf Klimaänderungen durch wirtschaftliche und Landnutzungsänderungen (Landwirtschaft, Forstwirtschaft, urbane Gebiete), veränderte Landnutzungspraktiken und Bewirtschaftungsmaßnahmen reagieren wird, u.a. mit dem Ziel durch Bewässerung Dürreperioden entgegenzuwirken, oder um eine höhere Wasser-ausnutzungseffizienz und Ertragssteigerungen zu erreichen.

3 Material und Methoden

3.1 Datengrundlagen

Als Grundlagen von Klimaberechnungen für diese Untersuchung wurden die folgenden Unterlagen zu Verfügung gestellt:

3.1.1 Daten von 9 Klimastationen in Mecklenburg-Vorpommern

Klimaaufzeichnungen an 9 Stationen (Tageswerte von 1951 bis 2003), die gewissermaßen den Ist-Zustand repräsentieren, werden für Auswertungen zu langjährig möglichen Änderungen des Klimas in Mecklenburg-Vorpommern in der jüngeren Vergangenheit genutzt. Tabelle 9.2 im Anhang verdeutlicht die geographische Einordnung der ausgewählten Stationen. Durch diese Daten stehen folgende Klimagrößen in Form von Zeitreihen zur Verfügung, die für die Verdunstungsberechnung maßgebliche Eingangsdaten darstellen: Lufttemperatur, Niederschlag, relative Luftfeuchte, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit

Die Analyse beginnt mit der Bestimmung der jährlichen und monatlichen Änderungen der oben erwähnten meteorologischen Elemente aller erfassten Klimastationen durch Berechnung der Mittelwerte und der Lineartrends für die Zeitperiode 1951-2000, um sie mit den in gleicher Weise erzielten Ergebnissen der Szenariendaten des Zeitraums 2001-2050 zu vergleichen. Die empirischen Häufigkeitsverteilungen von Temperatur und Niederschlag werden durch die Wahrscheinlichkeitsfunktion der beobachteten (1951-2003) und simulierten Daten (2001-2055) veranschaulicht, wobei unterschiedliche Schwellenwerte und die Streuung von Temperatur und Niederschlag zu berücksichtigen sind. Anschließend werden Klimadiagramme als Methode zur anschaulichen Darstellung des Klimas erstellt.

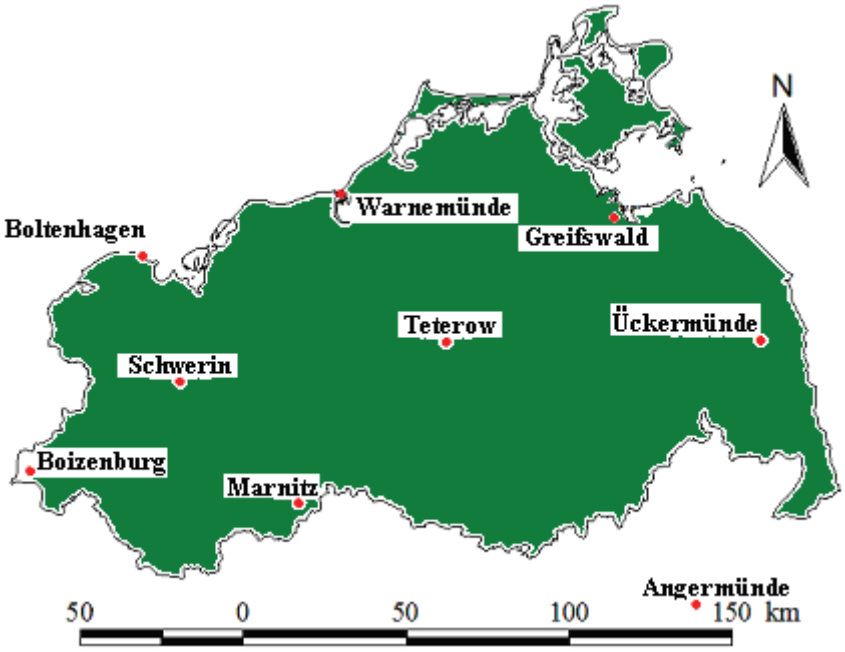


Abb 3.1: Geographische Verteilung der ausgewählten Klimastationen

Die Folgenden täglichen Messwerte der Klimastationen wurden einbezogen:

- Temperatur (Maximum, Mittel, Minimum) [°C]
- Niederschlag [mm]
- Relative Luftfeuchte [%]
- Luftdruck (Stationshöhe) [hPa]
- Dampfdruck [hPa]
- Sonnenscheindauer [h]
- Bedeckungsgrad [1/8]
- Globalstrahlung [J/cm^2]
- Windgeschwindigkeit [m/s]

3.1.2 Beobachtungsergebnisse der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Lysimeter, mit denen Messgrößen zum Wasser- und Stoffhaushalt des Bodens gewonnen werden können und somit die reale Evapotranspiration eines Pflanzenbestandes gemessen werden kann, simulieren die natürliche Beziehung zwischen Boden, Atmosphäre und Pflanzen. Sie werden in der Regel in eine Agrarfläche oder natürliche Umgebung eingebaut, wobei der natürliche Bodenaufbau und somit auch der natürliche Wasserhaushalt weitgehend erhalten bleiben. Durch die elektronische Registrierung der Daten ist es möglich, den Verlauf der Evapotranspiration zeitlich hoch aufgelöst zu erfassen.

Durch die Bestimmung der Verdunstung und die gleichzeitige Messung aller notwendigen meteorologischen und bestandspezifischen Größen erlaubt die Anlage die Ableitung von pflanzenspezifischen Parametern für Verdunstungsmodelle. Gekoppelt mit Bodenwasser-modellen wird so die Berechnung der Bodenfeuchte auf der Basis der klimatischen Wasserbilanz ermöglicht. Zur direkten Bestimmung der Evapotranspiration eignen sich insbesondere **wägbare Lysimeter** *(Zenker, 2003)***.**

Die Verdunstung in mm ergibt sich dann aus:

$$ETa = \frac{P_0 - SW - \Delta W}{\Delta t} \qquad \textbf{Gleichung 3.1}$$

mit	P_0	der Niederschlag im Bodenniveau	[mm]
	SW	Versickerung aus dem Bodenkörper	[mm]
	$\triangle W$	Änderung des Wasservorrats im Boden	[mm]
	Δt	Zeitabschnitt der Wägung	

Die Daten der Lysimeterstation in Groß Lüsewitz (54,04° N, 12,21° E, 34,6 m über NN) werden neben den Klimadaten der erwähnten Stationen Mecklenburg-Vorpommerns in die Untersuchungen einbezogen.

Die Lysimeteranlage in Groß Lüsewitz ist nördlich der Linie Hannover-Eberswalde die einzige ihrer Art (wägbare Lysimeter mit einer Tiefe von 2,5 m) in Norddeutschland und die einzige in Deutschland, die ca. 3 Jahrzehnte mit einer landwirtschaftlichen Fruchtfolge bebaut wird. Die Lysimeter in Groß Lüsewitz sind mit einem typischen Boden Mecklenburg-

Vorpommerns bestückt, unterliegen dem regionalen Klimaeinfluss und repräsentieren damit über weite Bereiche den Bodenwasserhaushalt Mecklenburg-Vorpommerns.

Die mehr als 30-jährigen Beobachtungsreihen der Lysimeteranlage werden genutzt, um zu untersuchen, ob sich bereits aus den Beobachtungsdaten Trends ablesen und signifikant nachweisen lassen und inwieweit sich die Verdunstungseigenschaften der angebauten Fruchtarten in Abhängigkeit vom Klima verändert haben.

Bei den langjährigen Datenreihen, die für den Zeitraum 1972 bis 2005 zur Verfügung gestellt wurden, handelt es sich um

- die Verdunstung in Abhängigkeit von der angebauten Fruchtart,
- die mittlere Tagestemperatur (tägl. Werte, Monats- und Dekadenwerte),
- den Niederschlag (tägl. Werte, Monats- und Dekadenwerte)

Die Auswertung beschränkt sich hier naturgemäß auf den Ist-Zustand. Eine ähnliche Analyse wird durchgeführt, um die Lineartrends in den Zeitperioden 1973-2005 und 1995-2005 zu berechnen. Anschließend werden die Daten in gleich große Kollektive aufgeteilt (1972-1988 und 1989-2005), um über die Wahrscheinlichkeitsfunktion die Klimaänderungen noch deutlicher zu erfassen. Darüber hinaus werden die Abhängigkeit der Wasserhaushaltsdaten (Niederschlag, Verdunstung und Versickerung), sowohl in den Winter- als auch in den Sommerhalbjahren und darüber hinaus in den Jahreszeiten von der Temperaturänderung ermittelt.

3.2 Grundsätzliche methodische Aspekte des regionalen Downscaling globaler Klimasimulationen

3.2.1 Arbeitsweise globaler Klimamodelle und Klimaszenarien

3.2.1.1 Globale Klimamodellierung

Vor etwa 40 Jahren begannen die Forscher parallel mit der Entwicklung der Computertechnik sowie mit der Modellierung des Klimas, um die zukünftige Entwicklung des Klimas mit komplexen physikalischen Modellen umfassender und genauer abschätzten zu können *(LFU, 2004)*. Sie beruhen auf einer Vielzahl von Methoden und Annahmen, beispielsweise zur Entwicklung der zukünftigen Treibhausgasemissionen oder zu klimatologischen Rückkopplungsmechanismen.

Die Klimamodelle basieren auf physikalischen Gesetzen, die durch mathematische Gleichungen vergleichbar mit einem Wettermodell repräsentiert werden. Meteorologische Größen werden in Gleichungen beschrieben und miteinander gekoppelt. Die Gleichungen werden aufgestellt, um die Dynamik an den Gitterpunkten zu modellieren *(Mayer, 2007)*. Am Anfang standen die **Energie-Bilanz-Modelle** *(Energy Balance Model)***,** welche die solare Einstrahlung zur terrestrischen Ausstrahlung in Beziehung setzen *(Brunnert, 1994)*. Dies wurde zunächst für die Erde als Ganzes berechnet, anschließend wurde auch räumlich differenziert. Einen wesentlichen Schritt weiter gingen die **Zirkulationsmodelle** *(Circulation Model)*, die auch die Dynamik der Atmosphäre berücksichtigen, indem Bewegungs- und Gasgleichungen integriert wurden *(LFU, 2004)*. Zirkulationsmodelle basieren gewissermaßen auf ursprünglichen Gleichungen, weil sie aus grundlegenden physikalischen Prinzipien

hergeleitet wurden und (fast) frei von Annahmen sind. Die Modellgleichungen enthalten eine Reihe von Termen, welche die zeitliche Entwicklung eines atmosphärischen Zustandes an einem Ort steuern *(Roeckner, 2000).*

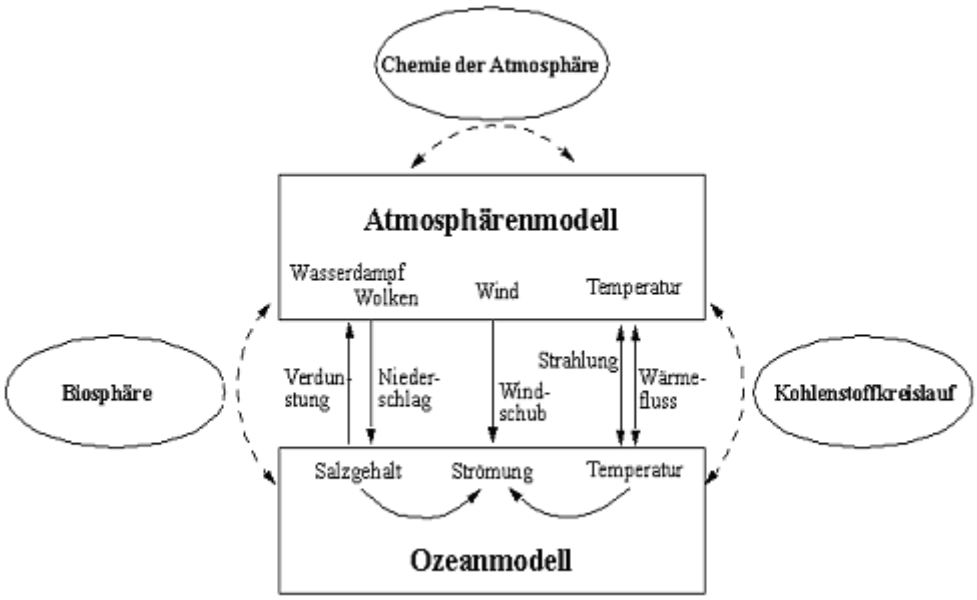


Abb 3.2: Kopplung der verschiedenen Klimasubsysteme *(nach HBS, 2006).*

In den letzten 20 Jahren wurden diese Klimamodelle kontinuierlich weiterentwickelt. Verbesserungen betrafen vor allem die Darstellung des Wasserdampfes (Wolken) und der Aerosole. Außerdem wurden Modelle angekoppelt, die das Verhalten der Ozeane, der Eis-Vegetationsbedeckung, die Biosphäre, die Spurenstoffkreisläufe oder die Chemie der Atmosphäre simulieren (Abb. 3.2). Am weitesten entwickelt sind derzeit die sog. **globalen Ozean-Atmosphären-Zirkulationsmodelle** *(**AOGCM**- **A**tmospheric-**O**cean **G**eneral **C**irculation **M**odel)*, *(LFU, 2004)*, die von numerischen Wettervorhersage-Modellen abgeleitet sind *(Brunnert, 1994)*. Unter der Voraussetzung, dass die unterschiedliche Parametrisierung der **AOGCMs** ausgeklammert wird, lassen sich die Modellkonzeptionen der **AOGCMs** im Wesentlichen in zwei Gruppen unterteilen. Zum einen gibt es die gitterpunktsbasierten Modelle, z. B. das **HadCM3** ***(Had**ley **C**enter **M**odel Version **3)**,* und zum anderen stehen zahlreiche spektrale Modelle mit triangulärer oder rhombischer Wellenzahlabschneidung zur Verfügung. Vertreter für die spektralen Modelle mit triangulärer Wellenzahlabschneidung ist beispielsweise das **ECHAM4/OPYC3** *(**E**uropean Center **M**odel **Ham**burg Version **4/O**cean **Py**cnocline Model Version **3;** Krüger, 2002)***.**

Das numerischen **ECHAM** Klimamodel wurde Anfang der 90er Jahre im Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt. Das numerische ECHAM- Modell befindet sich mittlerweile in der 5. Generation. Das Modell basiert auf den grundlegenden Bewegungsgleichungen der Atmosphäre und erfasst verschiedene Landober-flächenprozesse. Die horizontale Auflösung des Modells wird durch Dreiecksabschneidung bestimmt. Das bedeutet, dass die Wellenzahl im Spektralraum auf eine bestimmte Zahl (42 bzw. 106) limitiert wird (Abb. 3.3). Für eine typische horizontale Auflösung wird T42 (2,8° Länge x 2,8° Breite) verwendet. Die T42-Auflösung entspricht am Äquator einem Gitterpunktsabstand von ca. 300 km *(Sillmann, 2003; Marquart, 2003)*. Die Gitterzellen von Klimamodellen haben heutzutage eine Maschenweite von ca. 250 bis 500 km in der Horizontalen und 9-20 km in der Vertikalen *(Brunnert, 1994; Cubasch, 2002)*. Neuere Modelle können auch feiner sein.

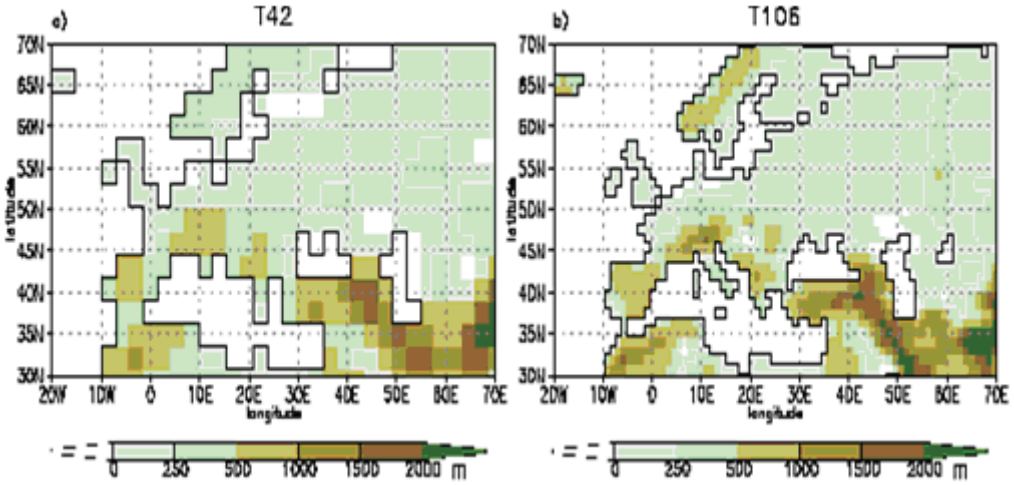


Abb 3.3: Horizontale Modellauflösung T42 und T106 mit orographischen Gegebenheiten von ECHAM *(nach Sillmann, 2003)*

Die Klimadaten der letzten 150 Jahre sind relativ genau erfasst, obwohl die Verteilung der Messdichte über der Erdoberfläche nicht homogen, sondern vor allem auf die entwickelten Länder beschränkt ist, besonders die Ozeane sind mit großen Daten- und Wissenslücken behaftet.

3.2.1.2 IPCC 2001 Szenarien

Die Klimaforschungen beschränken sich in der Regel auf Prognosen für die nächsten 100 Jahre, um Szenarien über das künftige Klima zu erstellen. Der *IPCC-Report (IPCC, 2002)* basiert auf nahezu 40 Szenarien (sogenannten SRES-Szenarien), die sich je nach Annahme über die weitere ökonomische, soziale und technologische Entwicklung das Bevölkerungswachstum, den Ressourcen-Verbrauch, das Umweltmanagement und die Veränderung der menschlichen Weltgesellschaft zu vier Hauptgruppen zusammenfassen lassen: A1B, A2, B1, B2. Zwei weitere Szenariengruppen, A1FI und A1T, untersuchen explizit verschiedene technische Entwicklungen alternativ zu A1B (ausführliche Beschreibung zu den vier erstgenannten Szenarien findet man in *(IPCC, 2002)*.

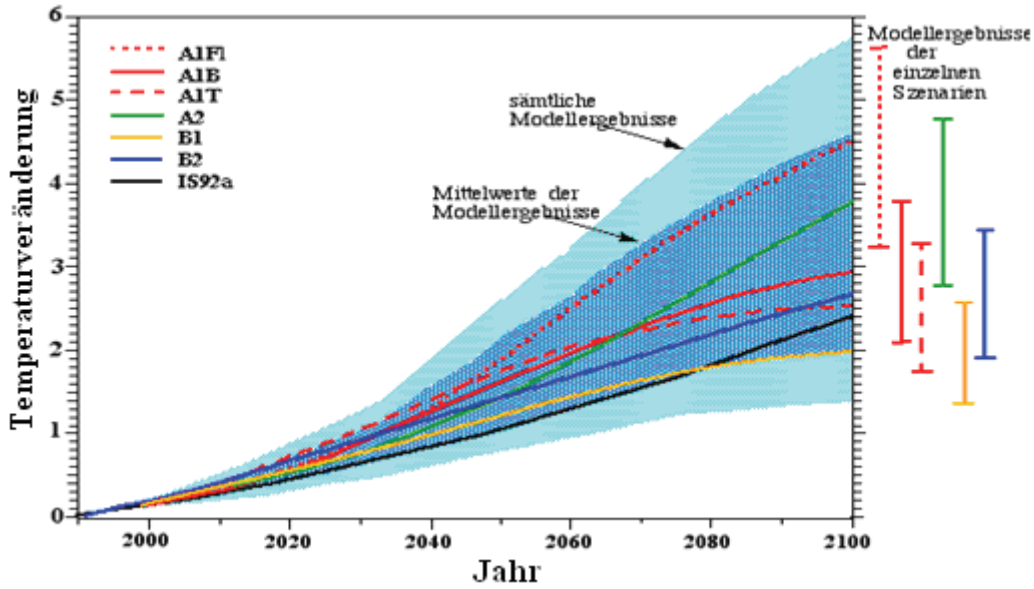


Abb 3.4: Temperaturänderungen bis 2100 - SRES-Szenarien *(IPCC, 2002)*

Bei einer gleichbleibenden Steigung der Emissionen schon in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts ergeben Modellrechnungen, dass sich der CO2-Gehalt im Vergleich zur vorindustriellen Zeit verdoppelt haben wird. Bis 2100 werden die CO2-Konzentrationen bei 540–970 ppm liegen, das sind 90–250 % mehr als im Jahr 1750. Gegenwärtig wird befürchtet, dass vor allem die Temperatur durch die Geschwindigkeit der Veränderung bis 2100 um 1,4 bis 5,8 °C ansteigen wird. In Abbildung 3.4 sind Änderungen der globalen mittleren bodennahen Temperatur von 2000 bis 2100 dargestellt. Diese Emissionen werden in die globalen und regionalen Klimamodelle eingespeist und bewirken durch zahlreiche nichtlineare Wechselwirkungen Veränderungen des globalen und regionalen Klimas *(DMG, 2007)*.

Die **Temperatur in Deutschland** wird zwischen 0.1ºC / Jahrzehnt (B1-Szenario) und 0.45ºC / Jahrzehnt (A2-Szenario) liegen *(CRU, 2007)*. Die Erwärmung erfolgt in Süddeutschland etwas schneller als im Norden des Landes (siehe Abb. 9.1 im Anhang). Die zukünftige Erwärmung wird wahrscheinlich in den Winter- und Sommermonaten am größten sein *(CRU, 2007)*. Der jährliche **Niederschlag** wird bis zum Jahr 2050 leicht zwischen 5 % und 10 % ansteigen (Abb. 9.2 im Anhang). Diese Zunahme des Niederschlags wird im Winter, Frühling und Herbst auftreten. Die Sommer werden dagegen in ganz Deutschland trockener sein, d. h. bis zu 15 % im A2- Szenario, dies ist eine starke Abweichung gegenüber der natürlichen Klimaschwankung *(CRU, 2007)*.

3.2.2 Methodische Möglichkeiten des regionalen Downscaling globaler Klima-Simulationen

Mitte der achtziger Jahre war die Hauptmotivation regionale Klimamodelle in Anlehnung an den Einsatz regionaler Modelle in der Wettervorhersage zu entwickeln *(Schär et al, 2000)***.** Die Aufgabe der regionalen Klimamodelle besteht darin, die globalen Klimasimulationsergebnisse auf einen regionalen Maßstab zu übertragen bzw. herunterzubrechen *(Enke et al, 2003)*. Die derzeitigen gekoppelten Globalen Modelle (GCM) sind recht gut in der Lage, das Klima in globalem bis kontinentalem Maßstab zu reproduzieren.

Die Berechnungen erfolgen dabei auf einem dreidimensionalen Gitter mit horizontalen Gitterpunktsweiten von einigen 100 km *(Formayer et al, 2004; Schär et al, 2000)*. Anlass für die Entwicklung regionaler Klimamodelle ist der Umstand, dass die Auflösung globaler Klimamodelle nicht ausreicht, um regionale Besonderheiten (z. B. Einfluss von Gebirgszügen, Wasserflächen u. a.) abzubilden. Sie erlauben folglich nicht die regionale Interpretation globaler Modellergebnisse. Um dennoch zu regionalen Aussagen aus den GCM-Szenarien zu gelangen, ist ihre Verknüpfung mit regionalen Klimamodellen erforderlich, die zwar nur einen Ausschnitt der Erde betrachten, innerhalb dieses Ausschnittes aber eine feinere räumliche Auflösung ermöglichen. Regionale Modelle bedürfen dabei zur Simulation geeigneter Randbedingungen an den Rändern des Modellgebietes, die den Szenarien der globalen Klimamodelle entstammen.

Entsprechend werden seit Beginn der neunziger Jahre verschiedene Regionalisierungsverfahren entwickelt. Man spricht in diesem Zusammenhang auch von "**Downscaling**". Mit **Downscaling** bezeichnet man die Übertragung von Informationen auf eine kleinere Skalenebene *(Schöner et al, 2004),* die entweder auf **statistischen Methoden** basiert oder den Einsatz hoch auflösender **dynamischer Modelle** erfordert.

3.2.2.1 Empirisch-statistische Downscalingmethoden

Zunächst wird beim statistischen Downscaling eine statistische Beziehung zwischen regionalen bzw. lokalen Klimavariablen, z. B. Temperatur und Niederschlag und großräumigen Bedingungen aus der Beobachtung abgeleitet. Dann werden solche Beziehungen auf die Ergebnisse der global gekoppelten Modelle angewandt, um regionale und lokale Klimaeigenschaften zu diagnostizieren. Dafür sind in der Regel räumlich hoch aufgelöste Zeitreihen von 30 Jahren und mehr erforderlich. Die einfachere mathematische statistische Formulierung der Downscalingverfahren erlaubt die Herleitung von regionalen Klimaszenarien mit vergleichsweise geringem Rechenaufwand *(Krüger, 2002; Schär et al, 2003).* Die anschließenden Übertragungen der globalen Projektionen der GCM auf den regionalen Maßstab sind unter der Voraussetzung möglich, dass dieser statistische Zusammenhang auch bei einer Klimaänderung erhalten bleibt. Downscalingverfahren wurden bisher zum großen Teil für klimatologische Anwendungen verwendet, wobei sowohl auf regionaler als auch auf großskaliger Ebene Monats- und Tagesmittel als Eingangsgrößen verwendet werden. Hierbei werden in erster Linie Veränderungen der großräumigen Zirkulationsmuster untersucht *(Matulla et al, 2002; Formayer et al, 2003)*.

Die empirisch-statistischen Downscaling- verfahren untergliedern sich weiter in:

a) Wettergeneratoren

Wettergeneratoren sind einfache und erfolgreiche Instrumente zur Darstellung der statischen täglichen Wetterveränderungen *(Wilks, 2002).* Die Erzeugung sogenannter synthetischer Daten durch Computer-Simulation erlangte in den letzten Jahren eine immer größere Bedeutung. Wettergeneratoren modellieren die statistischen Eigenschaften von Variablen, die die lokale Variabilität des Klimas widerspiegeln *(Matulla et al, 2002).* Eine zentrale Rolle spielt dabei die *Markov-Chain-Monte-Carlo-Simulation* (MCMC-Simulation), durch die insbesondere *zeitstationäre Gleichgewichtszustände* von Sachverhalten näherungsweise simuliert werden können**.** Die Grundlagen zur Monte-Carlo-Simulation von (einzelnen) Variablen bilden *Zufallszahlen-Generatoren (Schmidt, 2003)*.

b) Klassifikationsverfahren

Die Klassifikationsverfahren definieren zuerst Wetterlagen und verbinden sie dann mit den interessierenden regionalskaligen Klimavariablen *(Bárdossy et al, 1995 in Matulla et al, 2002).* Der regionalskalige Klimazustand ergibt sich durch Gewichtung der regionalskaligen Zustände mit der Häufigkeit der dazugehörigen Wetterklassen.

Eine Klimaänderung wird somit durch die Veränderung der Wetterklassenverteilung ausgedrückt. Im Resultat hängt das Verfahren kritisch davon ab, ob die synoptische Klimavariabilität ausreichend von den Wetterklassen erfasst wird. Unter diese Verfahren fallen das **statistisch-dynamische Downscaling** und die **Analogmethode** *(Matulla et al, 2002).*

- Statistisch-dynamisches Downscaling

Eine weitere Möglichkeit der Regionalisierung ist die Kombination von dynamischen und statistischen Verfahren. Sie verwendet zur Erstellung regionaler Klimastrukturen LAMs (**l**imited **a**rea **m**odel**s**) von täglichen Abfolgen der verschiedenen Wetterlagen anhand ihrer Häufigkeit *(Frey-Buness et al.1995; Fuentes and Heimann 2000, zitiert in Matulla et al,*

2003) .Die regionalskaligen Klimasimulationen werden für jede Wetterlagenklasse nur einmal durchgeführt. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass die Vorteile des dynamischen (Berücksichtigung der physikalischen Prozesse) und statistischen (relativ geringe Rechenzeit) Downscalings verbunden werden können *(Krüger, 2002*; *Matulla et al, 2003).*

- Analogmethode

Als Downscaling-Verfahren wurde die Analog-Methode von *(Zorita & von Storch, 1999 in Matulla et al, 2004)* in die Klimaforschung eingeführt und von Zorita and von Storch, 1999 mit anderen empirischen Downscaling-Verfahren verglichen. Bei dieser Methode wird sich analoger Situationen der Atmosphäre bedient. Zu diesen Verfahren zählen auch alle Ansätze, die Wetterlagen verwenden. Dabei wird die großskalige Zirkulation, wie sie von einem Klimamodell simuliert wird, Termin für Termin mit der historisch beobachteten Zirkulation (Reanalyse) verglichen. Auf Basis der Hauptkomponentenanalyse (PCA) sucht die Analogmethode rein statistisch ähnliche Verteilungsmuster in den großräumigen meteorologischen Feldern *(Wetterhall, 2005; Formayer et al, 2003)*.

Die Analogmethode kommt oft zur Anwendung, um tägliche Niederschlagssummen zu schätzen, da sie ohne Transformationen eine Beziehung zwischen den meist normalverteilten großskaligen Feldern und der nicht normalverteilten regionalen Niederschlagsverteilung auf Tagesbasis herstellt. Die Güte des Verfahrens ist deutlich von der Länge der zur Verfügung stehenden Zeitreihe abhängig *(Matulla et al, 2002)*.

c) Transferfunktionen

Transferfunktionen sind die am häufigsten verwendeten Downscalingverfahren. Sie unterteilen sich weiter in lineare und nicht-lineare Verfahren *(Matulla et al, 2002)*. Statistische und numerische Klimaregionalisierung ergänzen sich gegenseitig. Vergleiche der beiden Verfahren ermöglichen es, wichtige Informationen über ihre Verlässlichkeit und letztlich über die Plausibilität von regionalen Klimaszenarien zu gewinnen *(Schär et al, 2003)*.

Beide Formen des Downscaling hängen kritisch von der Fähigkeit der GCMs ab, das großskalige Klimageschehen richtig wiederzugeben.

3.2.2.2 Dynamisches Downscaling

Bei diesem Verfahren kommt ein physikalisches Modell (ähnlich oder gleich einem GCM) mit einer höheren räumlichen Auflösung für ein kleineres Gebiet zur Anwendung *(Formayer et al, 2004)*. Dabei dienen die Ergebnisse des GCMs als Anfangs- bzw. Randbedingungen. Ziel ist es, alle regional relevanten Faktoren (durch Weiterverarbeitung des *GCM-Outputs* mit einem *Limited Area- Modell*) räumlich besser aufzulösen *(Matulla et al, 2002)*.

Mittelfristig wird das dynamische Downscaling das wichtigste Regionalisierungsverfahren werden, da es die regionalen Effekte direkt berücksichtigt und physikalisch konsistente meteorologische Felder sowohl in zeitlicher als auch in räumlich feiner Auflösung liefert *(Formayer et al, 2004)*. Gegenwärtig weisen aber auch solche Modelle noch Schwachstellen auf, aus denen sich weiterer Forschungsbedarf ergibt und die den Vergleich mit anderen Downscaling-Verfahren als ratsam erscheinen lassen.

Abbildung 3.5 orientiert sich an den bekannten physikalischen Prozessen der Atmosphäre.

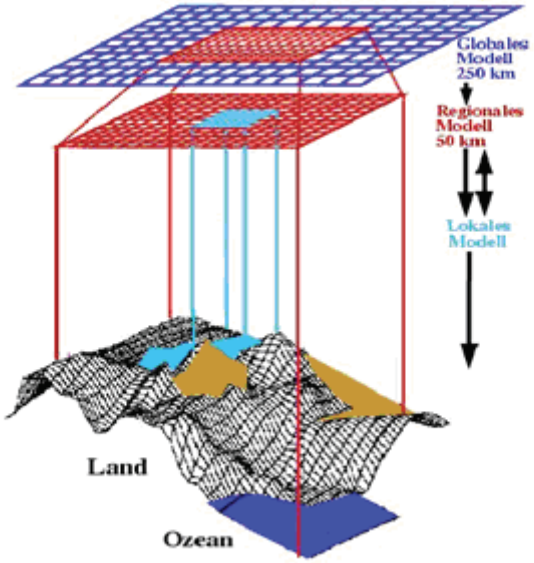


Abb 3.5: Dynamisches Downscaling *(nach HBS, 2006).*

Die **Zeitscheiben-Methode** ist eine neuere Entwicklung bei den dynamischen Modellen, bei der man ein hochauflösendes globales Atmosphärenmodell für einen begrenzten Zeitraum, typischerweise etwa 5–30 Jahre, in ein GCM einbindet. Dies hat den Vorteil, dass Wechselwirkungen zwischen den großen und kleinen Skalen berücksichtigt werden. Dieses Modell wird benutzt, um relativ kurze Zeitperioden (typischerweise etwa 5–30 Jahre) zu simulieren. Die Ergebnisse solcher Zeitscheiben-Methoden können anschließend mit regionalen Atmosphärenmodellen weiter verfeinert werden *(Von Stroch, 2004. Weisse et al, 2003)*.

Die regionale Klimamodellierung wird hauptsächlich in den großen Forschungsinstituten mit unterschiedlichen regionalen Modellen durchgeführt. Zu diesen Forschungszentren gehören das Forschungszentrum Karlsruhe, das Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK), das deutsche Klimarechenzentrum (DKRZ) in Hamburg und einige Universitäten. Als Grundlage für die Downscaling-Verfahren im mitteleuropäischen Raum werden global insbesondere das Modell *ECHAM/OPYC3* des Max-Plank Institut für Meteorologie (MPI) in Hamburg sowie das Modell *Had/CM3* des Handley Centers in England herangezogen *(Krahe, 2004)*. Wettergeschehen durch synoptische Klassifikation werden mit verschiedenen statistischen Verfahren (*Korrelation, Clustering, Classifiction und Regression*) in Verbindung gebracht. Die synoptische Klassifikation beinhaltet insbesondere die Betrachtung von Großwetterlagen *(Sillmann, 2003)*.

3.2.3 Auswahl der in Deutschland eingesetzten Downscalingmethoden

Zur Regionalisierung durch „Downscaling“ der Ergebnisse globaler Klimamodelle stehen in Deutschland verschiedene der im Vorabschnitt grundsätzlich beschriebenen Verfahren zur Verfügung, die alle Ergebnisse des globalen Klimamodells ECHAM4/OPYS3 des Max-Plank Instituts für Meteorologie (MPI) in Hamburg für das Emissionsszenarien B2 nutzen. Letzteres lässt eine eigenständige europäische Umweltgesetzgebung und Umweltpolitik zu. Für die Szenarienrechnungen wurde ein einheitlicher, in der näheren Zukunft liegender Zeithorizont von 2021 bis 2050 festgelegt *(Krahe, 2004; Gerlinger, 2004)*.

Die folgenden Verfahren, die hier nach der zuvor vorgenommenen grundsätzlichen Einordnung verschiedener Methoden etwas detaillierter vorgestellt werden sollen, sind durch *(Bartels, 2004)* im Rahmen des Kooperationsvorhabens *(KLIWA, 2001)* vergleichend diskutiert worden. Neben den nachfolgend beschriebenen Methoden werden in Deutschland weitere Verfahren eingesetzt, die teilweise regionalspezifisch sind und hier nicht näher erläutert werden sollen:

3.2.3.1 Das statistische Downscaling (STAR-Modell) des Potsdam Institut für Klimaforschung (PIK, Gerstengarbe et al 2002).

Das Potsdam Institut für Klimaforschung hat eine Methode des regionalen Downscaling globaler Klimainformation auf statistischem Wege entwickelt *(Gerstengarbe & Werner, 1997)*. Das statistische Downscaling nutzt nur die vom ECHAM4-OPYC3 prognostizierte Temperaturverteilung und stellt mit Hilfe von Clusteranalysen einen Zusammenhang mit den Feldverteilungen der bisherigen meteorologischen Beobachtungen und Messungen (1951-2000) her (Abb. 3.6). Basis des Szenarienaufbaus sind beobachtete Zeitreihen meteorologischer Größen von 68 Klimastationen. Um eine Wahrscheinlichkeitsaussage zur Sicherheit des Eintretens der simulierten Klimaveränderungen zu treffen, werden mittels einer Monte-Carlo-Simulation 100 Simulationsläufe (Realisierung) sowohl für das Istzustand-Klima als auch für das Zukunftsszenario durchgeführt *(Gerstengarbe, 2000; Gerstengarbe et al, 2003).*

Der Vorteil des Verfahrens besteht darin, dass die systematischen Fehler des ECHAM/OPYC3 auf ein Minimum reduziert sind, eine hohe räumliche Auflösung, relativ geringe Abweichungen bei der Verifikation auftreten und deren statistische Grundeigenschaften und Zusammenhänge im Wesentlichen erhalten bleiben. Nachteilig wirkt sich aus, dass die Veränderungen von meteorologischen Größen zur Berechnung von Wasserhaushaltsgrößen auf das Klima der Vergangenheit basieren, so dass keine neuen Extrema und Änderungen im Andauerverhalten simuliert werden können, die physikalische Prozesse nicht direkt erfasst werden und die Stationarität der statistischen Zusammenhänge vorausgesetzt wird, was in der Realität nicht immer der Fall ist *(Gerstengarbe, 2000; Gerstengarbe et al, 2005)*.

Aufgrund der erwähnten Vorteile wird in dieser Arbeit die statistische Methode des Potsdam-Institut für Klimaforschung verwendet. Das Modell STAR erzeugte Tageswerte bestimmter Klimagrößen der erwähnten Klimastationen für den Zeitraum 2004-2055, die nach der oben vorgestellten statistischen Downscaling-Methode berechnet wurden. Dabei kam ein Simulationsmodell zum Einsatz, das durch die Erstellung von Größen eine tägliche Berechnung der potenziellen und realen Evapotranspiration nach verschiedenen empirischen sowie physikalischen Beziehungen ermöglicht.

Dieses statistische Downscaling-Verfahren ist aus unserer Sicht für Angaben über mögliche Änderungen von Größen des Wasserhaushaltes im regionalen Maßstab Mecklenburg-Vorpommerns, d. h. bei den hier durchgeführten Untersuchungen von Interesse, weil mit ihm (neben den bisher genannten) noch die folgenden Vorteile verbunden sind:

- es wird von den relativ sichern globalen Zukunftsszenarien zu den Temperaturverteilung ausgegangen.
- die korrekte Abbildung von Extrema hat bei der Verdunstung keine entscheidende Bedeutung

- aufgrund der großen Unsicherheiten bei den prognostizierten Zirkulationsmustern erscheint die Bewahrung der Zusammenhänge zwischen den Klimaelementen, ihrer Variationsparameter und Verteilungen sowie ihrer räumlichen Zusammenhänge bei der Verdunstungsberechnung für gerechtfertigt, weil die Verdunstung nicht allein von der Temperatur, sondern daneben von der Strahlung, der Luftfeuchte und vom Wind sowie vom Niederschlag abhängt.

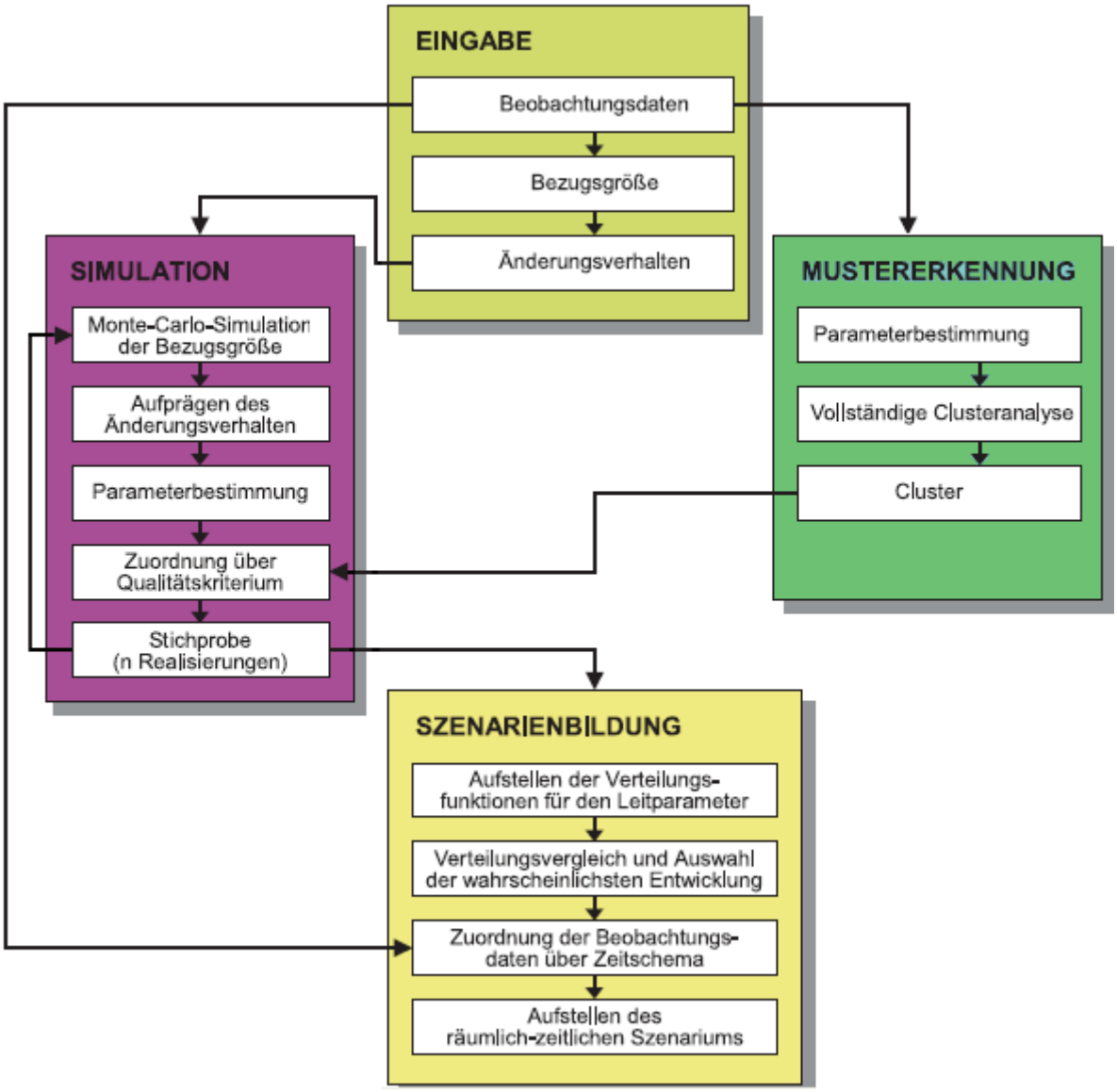


Abb 3.6: Schema des erweiterten regionalen Szenarienmodells
(nach Gerstengarbe et al, 2003).

Durch einen Vergleich der Modellergebnisse auf den verschiedenen Raum-Zeitraum-Ebenen wurden die Aussagen zum Einfluss von Klimaänderungen auf die Berechnungsmethoden der Verdunstung der M-V Klimastationen abgesichert. Weiterhin erfolgte ein statistischer Vergleich der Berechnungsverfahren und die Bewertung der Auswirkungen der festgestellten möglichen Änderungen auf die Klimawasserbilanz nach verschiedenen Verdunstungsverfahren.

3.2.3.2 Das statistische Downscaling von Meteo- Research (MR, Enke, 2003).

Das entwickelte statistisch-dynamische Downscaling-Modell basiert auf einer Regionalisierung der globalen Modellergebnisse mit Hilfe statistischer Beziehungen (Kombination von Wetterlagenklassifikation und nachfolgender multipler Regression) und erlaubt die Berücksichtigung großräumiger Prozesse. Es wird auf aktuelle Kontroll-Läufe und der Grundlage eines 2xCO2-Szenarios mit dem ECHAM4-OPYC3-Modell angewendet *(Enke et al, 2003)*. "Die verwendete Klassifizierungstechnik ist auf das Zirkulationsregime der mittleren Breiten zugeschnitten. An historischem Datenmaterial gewonnene Relationen zwischen großräumigen Luftdruckmustern und lokalen Wetterelementen werden für Modellsimulationen genutzt. Wetterlagenspezifische Regressionsanalysen wurden auf Kontroll-Lauf und Szenario angewandt" *(zitiert nach Enke. & Spekat, 1997).*

Auf dieser Grundlage konnten schließlich die wetterlagen- und strömungsbedingten Besonderheiten des künftigen Klimas in Sachsen für etwa 2040 bis 2060 herausgearbeitet werden (zusätzliche Informationen bieten *(Enke et al, 2003; Enke, 2001))*. Die aktuelle und im Weiteren beschriebene Version findet in mehreren Bundesländern (z. B. Sachsen, Thüringen, Baden- Württemberg, Hessen, Bayern) Anwendung. Außerdem wird das Wetterlagenklassifizierungsmodell auch in zwei Bundesland-übergreifenden Projekten eingesetzt (z. B. Projekte GLOWA Elbe *(Enke, 2003)* und KLIWA *(Enke, 2003)* zur Regionalisierung globaler Klimadaten für den Bereich des Elbe-Einzugsgebietes bzw. der Bundesländer Bayern und Baden-Württemberg) *(zitiert nach Sillmann, 2003).*

Das Verfahren bietet folgende Vorteile: Systematische Fehler des globalen Klimamodells können eliminiert werden, die berechnete Zeitreihen der zukünftige Szenarien enthalten zusätzliche Extrema, veränderte Schwellenwertüberschreitungen und ein verändertes Andauerverhalten, die Verifikation zeigt geringe Abweichungen, Auswirkungen großräumiger Prozesse können direkt untersucht werden, die Kosten für Modellanpassung und Aktualisierungen der Simulationen sind vergleichsweise gering. Von Nachteil ist, das sich großräumige Zirkulationsveränderungen, wie z. B. die ausgeprägte Zunahme der Groß-wetterlagen im ECHAM4- OPYC3, trotz der verschiedenen Anpassungsverfahren auch in der regionalen Scala auswirken *(Bartels et al, 2004)*.

3.2.3.3 Dynamisches Modell REMO (Version 5,1) des Max- Plank Instituts für Meteorologie (MPI Jacob et al 2003)

Im dynamischen regionalen Klimamodell nach *(Jakob et al, 2003)* werden alle von ECHAM4-OPYC3-Modell prognostizieren und mit Unsicherheiten verbundenen Größen als Antrieb für das doppelt genestete regionale Klimamodell REMO (1/6 Grad) eingesetzt. Das dreidimensionale hydrostatistische Klimamodell ist aus dem Europa-Modell des DWD hervorgegangen. REMO wird mit der ECHAM-Physik gerechnet, da diese auf Klimasimulationen abgestimmt ist. Die Validierung von REMO für das Jetztzeitklima basiert auf den dreideminsionalen Re-Analysen des EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfrist-vorhersage). Trotz der Anpassungen können insbesondere bei der Niederschlagssimulation größere Abweichungen auftreten.

Für die Überprüfung der Startbedingungen im Ist-Zustand wird ein Kontrolllauf für REMO mit den Randbedingungen des globalen Klimamodells durchgeführt. Die dynamische regionale Klimamodellierung ist die prinzipiell am besten geeignete Methodik zur Ermittlung des zukünftigen Klimas, wobei zusätzlich eine höhere zeitliche Auflösung vorteilhaft ist. Die

bisherigen Ergebnisse sind jedoch noch unbefriedigend, weil sowohl die Güte von REMO als auch die des globalen Modells noch eine Reihe ungelöster Fragen offen lässt, so dass weitere Entwicklungsarbeiten erforderlich sind; z. B. bei der verbesserten Simulation des Wasserkreislaufs und dessen Jahresgangs sowie der interannuellen Variabilität in der Atmosphäre (Wasserdampf, Wolkenwasser) und am Boden (Schnee, Bodenwasser, Grundwasser, Abfluss). Wegen des hohen Rechenaufwands kann zudem nur eine einzige Simulation bereitgestellt werden *(Jacob, 2003; Bartels, 2004)*.

Die Güte des Downscaling hängt letzten Endes kritisch von der Fähigkeit der GCMs ab, das großskalige Klimageschehen richtig wiederzugeben

3.3 Berechnungsansätze der Verdunstung

Für die mathematische Bestimmung der Verdunstung existiert eine große Anzahl verschiedener Verdunstungsformeln, welche auch eine ebenso große Anzahl unterschiedlicher Ergebnisse liefert. Man unterscheidet zwischen folgenden Gruppen von Berechnungsansätzen.

3.3.1 Berechnungsansätze der potentiellen Verdunstung

Die potenzielle Evapotranspiration ist definiert als die maximale Verdunstungshöhe, die unter gegebenen Klimabedingungen erzielt wird – unter der Voraussetzung, dass genügend Wasser verfügbar ist. In den unterschiedlichsten Formeln und Ansätzen werden folgende Klimaparameter verwendet

T	Lufttemperatur	[°C]
v	Windgeschwindigkeit, gemessen in 2 m	[m/s]
S	Sonnenscheindauer	[h]
R_G	Globalstrahlung	[W/m²]
e	Dampfdruck	[hPa]
U	relative luftfeuchte	[%]

3.3.1.1 Einfache empirische Verfahren

Verfahren nach HAUDE

Dieses Verfahren wurde von Haude (1955) entwickelt. In seinem empirischen Ansatz verwendet Haude das Sättigungsdefizit der Luft $e_s(T)- e)_{14}$ (hPa). Die Formel dafür lautet:

$$ETP_{Haude}=f \,.\, e_s(T)-e_{14} \qquad \textbf{Gleichung 3.2}$$

mit	f	Haude- Faktoren für die einzelnen Monate	[mm/hP/d]
	$e_s(T)- e_{14}$	Sättigungsdefizit der Luft mit Wasserdampf zum Mittagstermin 14 MEZ	[hPa]

Die Haude-Faktoren sind aufgrund von entsprechenden Untersuchungen festgelegte empirische monatlich variable Faktoren, die für verschiedene Oberflächen und Bestände vorliegen (Tab 3.2). Mit den Sättigungsdefiziten der Einzeltage eines Monats und den

jeweiligen Faktoren f_T errechnet man die Tagessummen von ETP und summiert dann über den Monat auf.

Tab. 3.1: Haude-Faktoren f zur Berechnung der möglichen Verdunstung von Gras für mittlere Tageswerte f_T und für Monatssummen f_M *(nach (DVWK, 1996)*

Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Juni	Juli	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
f_T	0,22	0,22	0,22	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22	0,22	0,22
f_M	6,82	6,22	6,82	8,70	8,99	8,40	8,06	7,75	6,90	6,82	6,60	6,82

Verfahren nach THORNTHWAITE

Thornthwaite (1948) hat eine empirische Beziehung zwischen potenzieller Evapotranspiration ETP und Lufttemperatur T aus Messungen in verschiedenen Klimagebieten abgeleitet. Die Thornthwaite-Formel ist in früheren Jahren vielfach für klimatologisch orientierte Wasserhaushaltsuntersuchungen verwendet worden. Es werden aber nur die Temperatur und die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer S_O berücksichtigt *(DVWK, 1996; Schrödter, 1985; Genid et al; 1982, Friesland et al, 1998).*

Die Verdunstungshöhe in mm ergibt sich wie folgt:

$$ETP_{Thorn} = 0{,}533 \cdot n \cdot \frac{S_0}{12} \cdot \left(\frac{10T}{J}\right)^a \qquad \textbf{Gleichung 3.3}$$

mit

T	Mittelwert der Lufttemperatur für ein bestimmtes Zeitintervall (Tag)	[°C]
S_0	tägliche astronomisch mögliche Sonnenscheindauer des Zeitintervalls	[h]
n	Länge des gewählten Zeitintervalls	[d]

Mit dem jeweiligen Monatsmittel der Lufttemperatur und n = 30 bzw. 31 Tagen ergibt sich dann die Monatssumme der Verdunstung in mm. Die Größen J und a müssen an dem jeweiligen Standort, für den die Berechnung durchgeführt werden soll, einmalig aus den langjährigen Monatsmitteln der Temperatur bestimmt werden. Bei negativen Werten ist dabei T = 0 zu setzen Die Formel dafür lautet:

$$J = \sum_{Jan}^{Dez} \left(\frac{\overline{T}}{5}\right)^{1{,}514} \qquad \textbf{Gleichung 3.4}$$

$$a = (0{,}0657 \cdot J^3 - 7{,}71 \cdot J^2 + 1792 \cdot J + 49239) \cdot 10^{-5} \qquad \textbf{Gleichung 3.5}$$

Dieses Verfahren empfiehlt sich hauptsächlich für die Abschätzung über größere Zeiträume und Monatssummen. Für Deutschland ergeben sich unrealistische Werte *(DVWK, 1996).*

Verfahren nach BLANEY- CRIDDLE

Die Blaney-Criddle Formel (1950) beruht nur auf der Lufttemperatur T und der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer S_O. Sie gehört auch heute noch zu den am weitesten verbreiteten und auch international empfohlenen Formeln *(DVWK, 1996; Schrödter, 1985; Genid et al, 1982; Friesland et al 1998).*

Zur Berechnung von Tageswerten ETP lautet sie:

$$ETP_{Blan\text{-}Crid} = (8{,}128 + 0{,}457\ T) \cdot \frac{So \cdot 100}{S_{Jahr}} \qquad \textbf{Gleichung 3.6}$$

mit	T	Tagesmittel der Lufttemperatur	[°C]
	S_O	Mittlere tägliche astronomisch mögliche Sonnenscheindauer	[h]
	S_{Jahr}	Summe der jährlichen Tagesstunden (Jahressumme der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer)	[d]

Für Mitteleuropa gibt *(Schrödter, 1985)* einen Korrektor für die im Westen der USA entwickelte Formel an:

$$ETP = -1{,}55 + 0{,}96\ .\ ETP_{Blan\text{-}Crid} \qquad \textbf{Gleichung 3.7}$$

Verfahren nach TURC

Turc-Verfahren (1961) wurde ursprünglich für Frankreich und Nordafrika entwickelt. In die Berechnung geht neben der Lufttemperatur auch die Globalstrahlung bzw. die Sonnenscheindauer ein, in Trockengebieten zusätzlich die relative Luftfeuchte *(DVWK, 1996; Schrödter, 1985; Genid et al 1982; Friesland et al, 1998).*

Für tägliche Werte in mm gilt**:**

$$ETP_{Tu\,r} = 0{,}0031\ .\ C.\ (R_G + 209)\ \frac{T}{T+10} \qquad \textbf{Gleichung 3.8}$$

dabei ist $ETP_{TUR} = 0{,}1$ mm/d bei $ETP_{TUR} < 0{,}1$ mm/d

und $C = 1 + \frac{50 - U}{70}$ bei < 50% und C = 1 bei U ≥ 50% **Gleichung 3.9**

sowie $R_G = R_0\ .\ (0{,}19 + 0{,}55\ .\ \frac{S}{S_0})$ **Gleichung 3.10**

mit	R_G	Globalstrahlung	[J/cm^2]
	R_O	extraterrestrische Strahlung	[J/cm^2]
	S	Sonnenscheindauer des Tages	[h]
	T	Tagesmittel der Lufttemperatur	[°C]
	U	Tagesmittel der Luftfeuchte	[%]

Wegen der Gültigkeit nur für positive Temperaturen wurde das Turc-Verfahren für die Monate November bis Februar durch die modifizierte **IVANOV-Formel** ergänzt. In diesen Monaten mit teilweise negativen Temperaturen gilt ersatzweise für Gleichung (3.11) zur Berechnung von Monatssummen der Verdunstungshöhe im mm:

$$ETP_{Ivan} = 0{,}0011 . (T + 25)^2 . (100 - U) \qquad \textbf{Gleichung 3.11}$$

Das Turc-Verfahren liefert für Deutschland etwas zu geringe Werte ETP, so dass eine Korrektur notwendig ist *(DVWK, 1996)*. Aus Wasserhaushaltsberechnungen nach Budyko wie auch durch Vergleiche mit dem Penman-Verfahren ergab sich für Jahressummen ein Korrekturfaktor von 1,1; es liefert für Deutschland nur nach einer Korrektur um +10 % verhältnismäßig realistische Verdunstungswerte *(DVWK, 1996)*.

3.3.1.2 Aerodynamische Verfahren

Zur Berechnung des Bewässerungsbedarfs landwirtschaftlicher Flächen sind aerodynamische Verfahren entwickelt worden, die auf die Penman–Beziehung zurückgehen. Diese verbinden die Verdunstung einer Wasserfläche mit der Temperatur der Wasseroberfläche, der Windgeschwindigkeit und der Luftfeuchte bzw. dem Sättigungsdefizit der Luft. Das aerodynamische Verfahren führt zu geringen regionalen Fehlern und kann daher in weiten Bereichen angewendet werden.

Verfahren nach PENMAN

In dem Kombinationsverfahren nach Penman (1948) werden das Energiehaushaltsverfahren und das aerodynamische Verfahren zur Berechnung der Verdunstung einer stets feuchten, bewachsenen Landflächen (näherungsweise der ETP entsprechend) miteinander verknüpft. Die Gleichung lautet

$$ETP_{Penm} = \frac{s}{s + \gamma} . \frac{Rn - G}{L} + \frac{\gamma}{s + \gamma} . f(v) . (e_s(T) - e) \qquad \textbf{Gleichung 3.12}$$

.

mit	s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa/K]
	γ	Psychrometerkonstante	[=0,65 hPa/k]
	Rn	Strahlungsbilanz	[J/ cm^2]
	G	Bodenwärmestrom	[J/ cm^2]
	L	Spezielle Verdunstungswärme des Wassers	[J/cm^2/mm]
	$f(v)$	von Windgeschwindigkeit v und der Bewuchshöhe abhängige Funktion	[m/s]
	$e_s (T) - e$	Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck.	[hPa]

Für die klassische Penman-Beziehung (Gl 3.12) sind die erforderlichen Eingangsdaten oft nicht vorhanden. Über gewisse Vereinfachungen lassen sich aber Tageswerte der potenziellen Verdunstung bewachsener Flächen aus Klimadaten nach dieser Beziehung errechnen. Auf der

Grundlage umfangreicher Untersuchungen geben WENDLUNG et al. (1991) eine mit mäßigem Rechenaufwand auskommende einfache Beziehung an.

Die Beziehung lautet *(DVWK, 199;. Schrödter, 1985; Friesland et al, 1998)*:

$$ETP_{Penm} = \frac{s}{s+\gamma}\left(\frac{0{,}60\,R_G}{L} + 0{,}063\,.(1+1{,}08V_2).(e_s(T)-e).S_R\right) \qquad \textbf{Gleichung 3.13}$$

und

$$\frac{S}{S+\gamma} = 2{,}3.\,\frac{T+22}{T+123} \qquad \textbf{Gleichung 3.14}$$

$$e_s(T) - e = \left(1 - \frac{U}{100}\right) \qquad \textbf{Gleichung 3.15}$$

mit

R_G	Globalstrahlung, Tagessumme	[J/cm^2]
S_R	Verhältnis der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer zu der bei Tag- und Nachtgleiche	[=S_0/12]
T	Lufttemperatur	[°C]
$V2$	Windgeschwindigkeit, Tagesmittel 2 m Höhe	[m/s]
U	relative Luftfeuchte, Tagesmittel	[%]

Verfahren nach PRIESTLEY-TAYLOR

Nach einer von Priestley und Taylor (1972) veröffentlichen Untersuchung lässt sich ETP von homogenen bewachsenen Landflächen aus der verfügbaren Energie (Rn - G) und der Lufttemperatur (zur Berechnung von *S*) bestimmen:

$$ETP_{\mathrm{Pr}\,i-Tay} = a.\frac{S}{S+\gamma}\,.\,\frac{R_n - G}{L} \qquad \textbf{Gleichung 3.16}$$

Dabei ist a der Priestley-Taylor-Parameter, der zwischen 1 und (s + γ)/s variieren kann. Der Bodenwärmestrom G kann bei der Berechnung der mittleren Verdunstung vernachlässigt werden. Als Zahlenwert wird a = 1,26 für die Verdunstung von einer horizontal gesättigte Fläche empfohlen *(APES, 2008)*, in Mitteleuropa liegen hierzu aber keine Erfahrungen vor *(DVWK, 1996)*.

Verfahren nach MAKKINK

Das von Makkink (1957) angegebene Verfahren ähnelt dem von Turc. Neben der Luftfeuchtigkeit (hier ausgedrückt als Gradient der Wasserdampfsattigungskurve *S*) berücksichtigt seine Formel auch einen Strahlungsanteil ausgedrückt als Globalstrahlung R_G: Für Tageswerte der ETP bei Grasbewuchs in mm gilt:

$$ETP_{Makk} = \frac{S}{S+\gamma}.(C_1.\frac{R_G}{L} + C_2) \qquad \textbf{Gleichung 3.17}$$

Die Formel beruht auf Messungen in den Niederlanden. Sie brachte die beste Anpassung an Lysimetermessungen der Verdunstung, wenn die Koeffizienten in der unten angegebenen Weise gegenüber der Originalformel etwas abgeändert werden *(DVWK, 1996)*.

MAKKINK (1957), Niederlande : $c_1 = 0{,}61$ $c_2 = -0{,}12$
DE BRUIN (1987), Niederlande : $c_1 = 0{,}65$ $c_2 = 0$
CHOISNEL et al (1990), Europa : $c_1 = 0{,}75$ $c_2 = 0$

Verfahren nach TURC- WENDLING

Das Verfahren von Turc-Wendling kann als Vereinfachung des Penman-Verfahrens angesehen werden. Sie bietet die Möglichkeit, Verdunstungswerte in Abhängigkeit von der Strahlungssumme (Globalstrahlung in J/cm³) und dem Tagesdurchschnitt der Lufttemperatur zu berechnen *(DVWK, 1996)*.

Die Verdunstungsformel ergibt für Grasflächen:

$$ETP_{Tur-Wen} = \frac{(R_G + 93\,.\,K).(T + 22)}{162\,.(T + 123)} . \frac{1}{1 + 0{,}0003\,.h} \qquad \textbf{Gleichung 3.18}$$

mit

R_G	mittlere Monatliche Globalstrahlung	[J/cm^2]
T	mittlere Monatstemperatur	[°C]
h	Stationshöhe über NN	[m]
k	Küstenfaktor	

Der Küstenfaktor k gilt für einen Streifen von ca. 50 km an Ost- und Nordsee und ist aus geographischen Länge λ und der geographischen Breite φ zu berechnen:

$$k = 1 - 0{,}8.\left[\varphi - 53{,}0 - \frac{(\lambda - 8)}{6}\right] \qquad \textbf{Gleichung 3.19}$$

mit $k = 1$ bei n $k > 1$ und $k = 0{,}5$ bei $k < 1$

3.3.2 Berechnungsansätze der realen Verdunstung

Das **Penman-Monteith** Modell (MONTEITH, 1965) ist ein **komplexes Model**, um die reale Evapotranspiration zu bestimmen, das eine Weiterentwicklung des klassischen Penman-Verfahrens darstellt. Die Penman-Monteith- Formel lautet:

$$ETR_{Pen-Mon} = \frac{1}{L^*} \cdot \frac{s \cdot (Rn - G) + \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot (e_s(T) - e)}{s + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \qquad \textbf{Gleichung 3.20}$$

mit	*(Rn-G)*	die effektive Strahlungsbilanz	[J/cm^2]
	L^*	spezifische Verdunstungswärme	[J/kg]
	es(T)-e	Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck e	[hPa]
	s	Steigung der Sättigungsdampf-druckkurve	[hPa/K]
	r_a	aerodynamischer Widerstand	[s/m]
	r_s	Stomatawiderstand des Bestandes	[s/m]
	ρ	Luftdichte	[kg/m^3]
	c_p	Spezifische wärme der Luft	[=1005j/kg.K].

Diese Gleichung beruht auf der Verwendung von verschiedenen Transportwiderständen für den Weg des Wassers aus dem Boden durch die Pflanze in die Atmosphäre. Diese Transportwiderstände müssen je nach Modell entweder auf Blatt- oder auf Bestandesebene parametrisiert werden. Die meteorologischen Eingangsdaten für die Berechnungen sind in der Regel als Stundenwerte einzugeben. SVAT-Modelle benutzen verschiedene Formulierungen der Penman-Monteith-Gleichung und werden vor allem im Bereich Pflanzenphysiologie zur Simulation der Transpiration und in meso- und makroskaligen Klimamodellen eingesetzt *(Hörmman et al, 2001).*

3.3.3 Die Gras-Referenzverdunstung

Die Gras-Referenzverdunstung ET_0 ist eine potentielle Verdunstung, die auf dem Penman-Monteith-Ansatz basiert. Sie geht von einer idealisierten Grasoberfläche mit einer ganzjährig unveränderlichen Vegetationshöhe von 0,12 m, einer Albedo von 0,23 und einem minimalen Bestandeswiderstand $r_{c,\ min}$ = 70 s/m aus und entspricht den Annahmen: extensiv bewirtschaftete Oberfläche, einheitliche Höhe, aktives Wachstum, komplette Bodenbedeckung, kein Wasserstress. Die Widerstände der Penman-Monteith-Gleichung r_a (aerodynamischer Widerstand) und *rc* (Bestandeswiderstand) sind bei der Gras-Referenzverdunstung für eine definierte Oberfläche unter spezifischen Bedingungen festgelegt. Für r_a gilt bei einer Windgeschwindigkeit von 1 m/s r_a = 208 s/m. Die standardisierte Messhöhe für Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte ist 2 m. Die Gras-Referenzverdunstung berücksichtigt jedoch weder die Art der Bodenbedeckung und das aktuelle Wasserdargebot des betrachteten Standortes, noch die Art des Pflanzenbestandes und dessen Entwicklung. Uunter potenziellen Verdunstungsbedingungen (meist im Winter und im Frühjahr gegeben) entspricht ET_0 ausreichend genau der realen Evapotranspiration eines Standortes *(ATV-DVWK, 2002).*

Die Gleichung lautet:

$$ET_0 = \frac{S.Rn^*}{s+\gamma^*} + \frac{90\,\gamma}{s+\gamma^*}.v_2 \cdot \frac{e_s(T)}{T+273}.\left(1-\frac{U}{100}\right) \text{ [mm/d]} \quad \textbf{Gleichung 3.21}$$

mit	T	Lufttemperatur	[°C]
	U	relative Luftfeuchte	[%]
	v_2	Windgeschwindigkeit in 2m Messhöhe	[m/s]
	*Rn**	Verdunstungsäquivalent der kurzwelligen Strahlungsbilanz	[mm/d]

$e_s(T)$	Sättigungsdampfdruck	[hPa]
s	die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[hPa/K]
γ	Psychrometerkonstante	[=0,65 hPa/K]
γ^*	die modifizierte Psychrometerkonstante	[hPa/k]

$$y^* = \gamma.(1 + 0{,}34\,.v_2) \qquad \textbf{Gleichung 3.22}$$

Das Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz (Nettostrahlung) in mm/d ergibt sich aus der kurz und der langwelligen Bilanz:

$$Rn^* = Rn_K^* - Rn_L^* \qquad \textbf{Gleichung 3.23}$$

Das Verdunstungsäquivalent der kurzwelligen Strahlungsbilanz in mm/d ergibt sich zu:

$$Rn_K^* = (1 - \alpha).\frac{R_G}{L} \qquad \textbf{Gleichung 3.24}$$

wobei die Albedo α = 0,23 beträgt.

Das Verdunstungsäquivalent der langwelligen Strahlungsbilanz in mm/d ergibt sich zu:

$$Rn_L^* = R_L^*.(0{,}1 + 0{,}9.\frac{S}{S_0}).(0{,}34 - 0{,}044.\sqrt{e}) \qquad \textbf{Gleichung 3.25}$$

Das Verdunstungsäquivalent der langwelligen Gegenstrahlung der Atmosphäre in mm/d kann näherungsweise nach folgender Beziehung ermittelt werden:

$$R_L^* \approx 10{,}8 + 0{,}205\,.T \qquad \textbf{Gleichung 3.26}$$

Die spezielle Verdunstungswärme ist

$$L = 249{,}8 - 0{,}242\,.T \qquad \textbf{Gleichung 3.27}$$

Die maximal mögliche Verdunstung anderer Bestände ET_{max} unterscheidet sich vor allem in Abhängigkeit von Albedo und Wuchshöhe von ET_0. Aus diesem Grund kommen Korrekturfaktoren f zur Anwendung, mit denen die Grasreferenzverdunstung in die maximal mögliche Verdunstung des Bestandes umgerechnet werden kann. f hängt von der Vegetationsart, der Pflanzenhöhe, Pflanzendichte, der Albedo, der phänologischen Phase, der Wasserkapazität und dem Nährstoffangebot des Bodens ab.

3.4 SVAT- Modell MINERVA

Wie bereits oben etwas detaillierter besprochen werden Klimaänderungen mit einer veränderten Pflanzenentwicklung einhergehen, so dass für entsprechende Betrachtungen Ansätze erforderlich sind, welche die Parametrisierung in Abhängigkeit von den veränderten Klimaparametern erlauben bzw. Modelle, die als Teilbaustein ein Wachstumsmodell enthalten, so dass das Pflanzenwachstum – und damit die Transpiration – direkt in Abhängigkeit von Steuergrößen wie Temperatur und Strahlung simuliert werden kann (Miegel et al, 2007).

MINERVA *(Beblik et al, 1993)* basiert auf dem von Kersebaum (1989) veröffentlichten Modellansatz, der unter dem Namen HERMES ausführlich dokumentiert worden ist *(siehe Lorenz, 2005)*. Für die Beschreibung des Wasserhaushaltes der Bodenschichten wird ein einfaches Speichermodell verwendet, das die betrachtete Bodenschicht in 1 dm mächtige Kompartimente aufteilt. Die Anwendung des Modells setzt Bewirtschaftungsdaten, Bodendaten und meteorologische Eingangsparameter voraus. Die Steuerung des Pflanzenwachstums erfolgt dabei durch Klimaparameter.

In MINERVA wird die **Bodenwasserbewegung** mittels eines Speicheransatz abgeschätzt. Der Boden ist durch vertikale Kompartimentierung in eine Kette von Speichern unterteilt, die untereinander und mit externen Speichern kommunizieren. Die typische Zeitschrittweite entspricht einem Tag und es wird angenommen, dass die durch externe Störungen (Evaporation, Infiltration, Transpiration) hervorgerufen Bodenwasserbewegung innerhalb eines Zeitintervalls abgeschlossen sind, was nicht immer dem tatsächlichen Prozessgeschehen entspricht.

Das **Pflanzenwachstum** wird im Modell über einen Temperatursummenansatz von *(Weir et al, 1984)* beschrieben, der den Entwicklungszyklus eines Bestandes in 6 Entwicklungs- sowie eine Seneszenzphase unterteilt. Van Keulen et al. (1982) definieren die Einheit der phänologischen Entwicklung (Development stage, DVS) anhand der Zeit vom Auflaufen (DVS = 0) bis zur Blüte (DVS = 1,0) und bilden die Temperatursumme auf dieser Skala ab. Die Zeitskala des Modells MINERVA beginnt dagegen mit der Aussaat (= 0) und ist in 4 Phasen bis zur Blüte sowie 2 weitere Phasen bis zur Totreife unterteilt. Die Wachstumsphasen beziehen neben der Temperatur auch die Tageslänge und die Erfüllung der Vernalisationsansprüche mit ein. Dieser Ansatz wird mit einem separaten Parameter-File für jede Pflanzenart gekoppelt.

Um **die reale Verdunstung** zu berechnen, wird das Teilmodell Pflanzenwachstum, das auf Basis von Sonneneinstrahlung und Temperatur die tägliche Nettotrockenmassebildung als Resultat von Photosynthese und Atmung simuliert, verwendet. Die reale Verdunstung wird daneben über die Wurzeldichte und in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte berechnet. Die Grundlage für diesen einfachen Ansatz bildet das Modell SUCROS von van Keulen et al. (1982). Aus der Differenz von Tagesniederschlagssumme P und aktueller Evaporation ER ergibt sich die Nettoinfiltration:

$$P_{net} = P - ER \qquad \textbf{Gleichung 3.28}$$

Die Berechnung der **potentiellen Evapotranspiration ETP** kann wahlweise nach einem der Verfahren von Haude-Heger, Turc-Ivanov oder Turc-Wendling erfolgen. Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse basieren auf dem Ansatz von Turc-Wendling.

Bei Anwendung des Haude-Ansatzes wird zusätzlich das Sättigungsdefizit der Luft um 14 Uhr e(T)-e_{14} (Messgröße) unter Einbeziehung von monats- und pflanzenspezifischen Monatsfaktoren F_{Heger} *(Heger, 1978)* benötigt, um die potenzielle Evapotranspiration ETP zu ermitteln *(Dechow, 2006)*:

$$ETP = e(T) - e_{14} . F_{Hager}$$ **Gleichung 3.29**

Mit dem aktuellen Blattflächenindex **LAI,** der sich aus der oberirdischen Pflanzentrockenmasse $\mathbf{TM_{Blatt}}$ und dem entwicklungsabhängigen spezifischen Blattfläche (ha/kg) ergibt, erhält man nach Goudriaan (1977*)* die potentielle, pflanzenspezifische Evaporation EP zu:

$$EP = ETP . e^{-0,5\,LAI}$$ **Gleichung 3.30**

Die potentielle Transpiration TP ergibt sich durch

$$TP = ETP - EP$$ **Gleichung 3.31**

Nach van Keulen & Seligman (1987 in *Lorenz, 2005*) lässt sich die aktuelle Evaporation ER in Abhängigkeit von Bodenwassergehalt $\Theta_{(0\text{-}5)}$ in den oberen 0-5 cm sowie Wassergehalt bei Feldkapazität Θ_{FK} wie folgt ermitteln (F_{nass} = Gewichtsfunktion in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte):

$$ER = F_{nass}\left(\frac{(\Theta_{0-5})}{\Theta_{FK}}\right).PE$$ **Gleichung 3.32**

Der volumetrische Wassergehalt bei Feldkapazität (Θ_{FK}) gilt als Obergrenze für die Aufsättigung. Eine darüber hinausgehende Infiltration wird als **Sickerwasser** abgeführt. Als untere Grenze bei Entleerung durch Evaporation werden 30 % des Wassergehaltes beim Permanenten Welkepunkt (PWP) angenommen. Nach van Keulen (1975) entspricht dies in etwa der Austrocknungsgrenze von Böden**.**

Die **Wurzeldichteverteilung**, die für die Wasseraufnahme verantwortlich ist, ist gleichfalls entwicklungsabhängig. Die Verteilung der Wurzelmasse über die Tiefe wird mit Hilfe eines empirischen Ansatzes von Gerwitz & Page (1974) beschrieben, die zeitliche Veränderung der Wurzelverteilung wird nach Whitmore & Addiscott (1987) berechnet und in Abhängigkeit von der Temperatursumme ab der Aussaat berücksichtigt. Die Umrechnung der simulierten Wurzeltrockenmasse auf Wurzellänge bzw. Wurzelfläche erfolgt nach Barraclogh (1986) bei Annahme eines Trockenmassegehaltes von 7 %, einem spezifischen Gewicht der Wurzelfrischmasse von 1 g/cm^3 und einen mittleren Wurzelradius von 0,015 cm. Der **Blattflächenindex**, der nach Goudriaan (1977) die Blattfläche je m^2 Grundfläche darstellt, wird unter Verwendung eines konstanten Verhältnisses von Blattfläche zu Blattgewicht von 0.002 ha/kg TM (Aase, 1978) aus dem Blattgewicht berechnet und dabei die entwicklungsabhängige spezifische Blattfläche berücksichtigt. Durch die ermittelte Blattfläche werden die tägliche Strahlungsaufnahme und damit die tägliche, temperaturabhängige CO_2-Assimilation gesteuert. Ein entscheidender Vorteil ist die Berücksichtigung limitierender Faktoren bei der Stickstoffaufnahme wie Trockenheit.

4 Analyse von Beobachtungsdaten des letzten Jahrhunderts und simulierten Daten bis 2055

4.1 Statistische Analysen anhand von Klimadaten der Klimastationen Mecklenburg-Vorpommern

4.1.1 Temperaturtrends

4.1.1.1 Die beobachteten Temperaturtrends

Im Mittel über alle Jahreszeiten ist die Temperatur an den erfassten Klimastationen für den Zeitraum 1951-2000 um 1,1 °C angestiegen. Der größte Beitrag zu dieser Erhöhung kommt vom Winter mit 1,8 °C, der geringste vom Herbst mit 0,1 °C (Tab 4.1).

Tab. 4.1: Beobachtete jahreszeitliche Temperaturtrends als Mittelwert (1951- 2000) in °C

Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
1,8	1,7	0,7	0,1	1,1

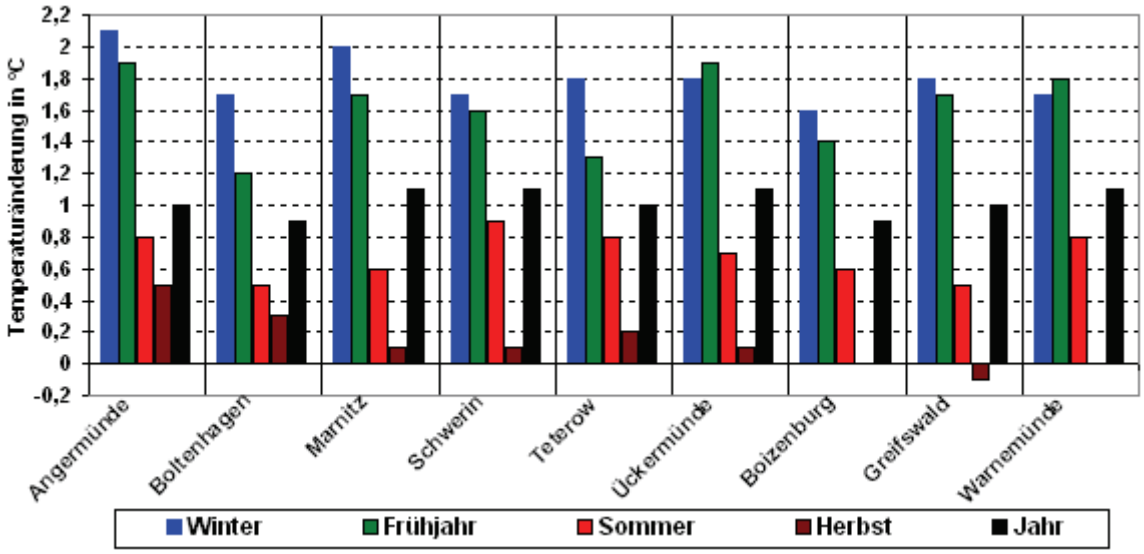


Abb 4.1: Beobachtete Temperaturtrends (1951-2000)

Bei der Analyse der räumlichen Strukturen der Temperaturänderungen an den untersuchten Klimastationen in M-V fällt flächendeckend die starke Erwärmung im Winter und Frühjahr auf, die beim Winter zwischen 1,6 - 2,1 °C schwankt, wobei sich die höchsten Werte in Angermünde ergeben. Mit einer Spannweite von ca. 1,2 - 1,9 °C ist die Erwärmung im Frühjahr gleichfalls stark, wobei man die höchsten Werte in Angermünde, Ückermünde und Warnemünde findet. Die mittleren Temperaturänderungen liegen im Sommer überwiegend bei 0,5 bis 0,9 °C. Die höchsten Werte ergeben sich im Sommer mit 0,9 °C an der Klimastation Schwerin. Der Herbst weist mit Trends zwischen ca. - 0,1 °C und + 0,5 °C keine erheblichen Änderungen auf. Als Mittelwerte aller Jahreszeiten liegen die jährlichen Temperaturänderungen zwischen 0,9 und 1,1 °C (vgl. Abb. 4.1).

An allen erfassten Klimastationen war es im jährlichen Mittel 2000 am wärmsten; 1999 war das zweitwärmste Jahr seit 1951 (Abbildung 4.3 zeigt beispielhaft die Abweichungen der Jahrestemperaturen vom Mittelwert der langjährigen Zeitperiode (1951-2000) an der Klimastation Warnemünde).

Monatlich gesehen ist jedoch der Februar mit 3,1 °C Erwärmung der Spitzenreiter, gefolgt vom März mit 2,3 °C, Januar mit 1,9 °C und August mit 1,8 °C. Dagegen haben sich der November und Juni mit -0,3 °C gering abgekühlt. Im Gegensatz zum Winter wird die sommerliche Erwärmung vor allem von einem Monat, nämlich dem August getragen (vgl. Tab. 4.2).

Tab. 4.2: Beobachtete monatliche Temperaturtrends als Mittelwert aller Stationen (1951-2000) in °C

Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1,9	3,1	2,3	1,3	1,4	-0,3	0,9	1,8	0,4	0,3	-0,3	0,4	1,1

An den räumlich größten Unterschieden der monatlichen Erwärmung sind die Klimastationen von Monat zu Monat unterschiedlich beteiligt. Den höchsten Unterschied findet man in den Monaten April und Mai (jeweils 1,1 °C; z.B. zwischen Boltenhagen und Ückermünde), August und September mit 1 °C (zwischen Teterow und Greifswald), Oktober mit 0,8 °C (zwischen Boizenburg und Angermünde) und Februar mit 0,7 °C. Im Juni und November überwiegt die Abkühlung an allen Klimastationen mit einem Unterschied von 0,3 bis 0,8 °C (zwischen Warnemünde und Boltenhagen; vgl. Abb. 4.2). Die Unterschiede in den übrigen Monaten schwanken zwischen 0,3 und 0,6 °C.

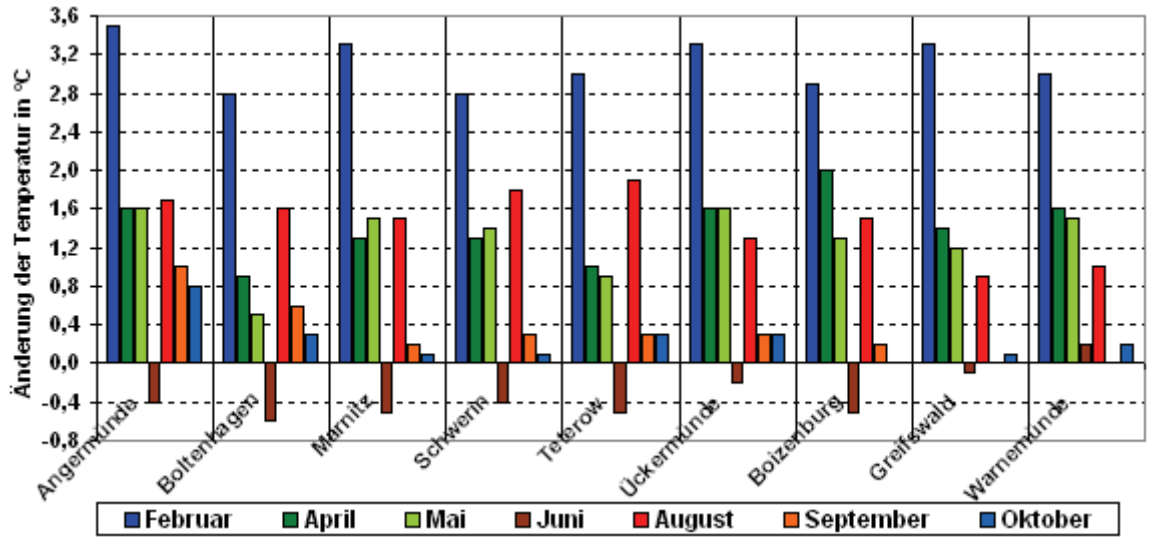


Abb 4.2: Beobachtete Temperaturänderung in ausgewählten Monaten (1951-2000)

Der Jahrestrend ist aus mehreren Gründen nicht gleich dem Mittelwert der jahreszeitlichen Trends. Zusammenfassend lässt sich dazu sagen, dass die Trends stets durch Fluktuationen und Anomalien überlagert werden, deren Einflüsse aber jahreszeitlich sehr unterschiedlich sind. Diese können sich bei der Zusammenfassung zu Jahreswerten mehr oder weniger aufheben oder modifiziert bemerkbar machen *(Schönwiese, 2005)*.

Abbildung 4.3 zeigt daneben, dass die Klimatrends, beispielsweise an der Klimastation Rostock-Warnemünde, je nach betrachtetem Zeitintervall sehr unterschiedlich ausfallen und

die positive Abweichungen ab 1988 häufiger als die negativen Abweichungen sind, was an den oben besprochenen Fluktuationen und an einzelnen Extremwerten liegt.

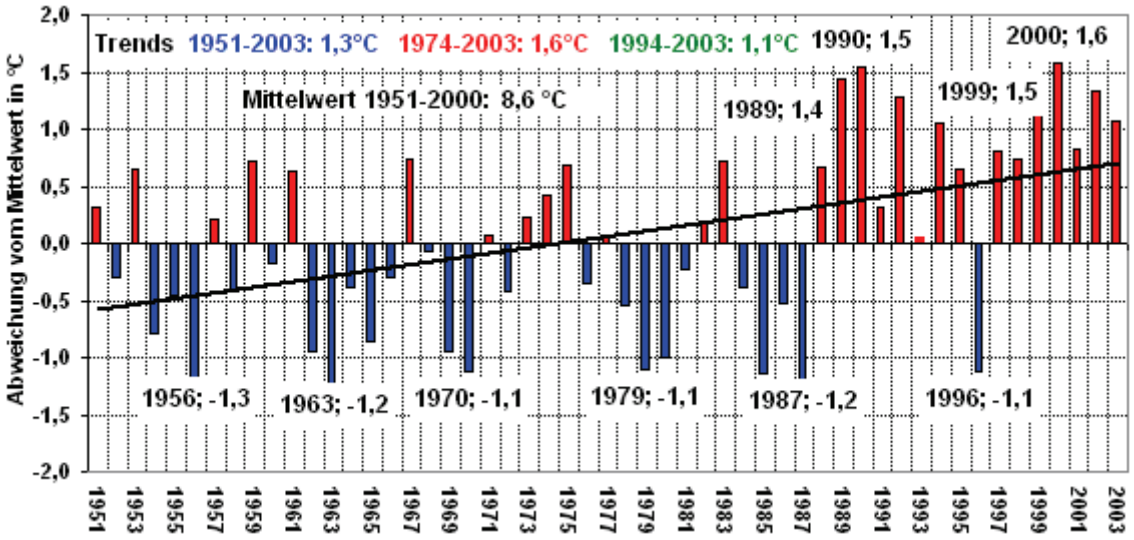


Abb 4.3: Abweichung der mittleren jährlichen Temperatur vom Mittelwert an der Klimastation Rostock Warnemünde (1951-2003)

4.1.1.2 Die simulierten Temperaturtrends

Für das Klimaszenario wurden, wie bereits erwähnt, die Daten des Klimaszenarios STAR vom PIK Potsdam verwendet. Die Temperatur erhöht sich im Klimaszenario bis zum Jahr 2050 durchschnittlich um 0,6 °C (Tab. 4.3). Der Winter wird viel wärmer, und zwar um rund 1,6 °C. Auch das Frühjahr wird mit 1,1 °C wärmer. Im Sommer findet dagegen eine leichte Abkühlung statt. Im Herbst ist demnach keine Temperaturänderung zu erwarten (Abb. 4.4).

Tab. 4.3: Die vorgegebenen jahreszeitlichen Temperaturtrends als Mittelwert aller Stationen (2001-2050)

Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr
1,6 °C	1,1 °C	- 0,3 °C	0,1 °C	0,6 °C

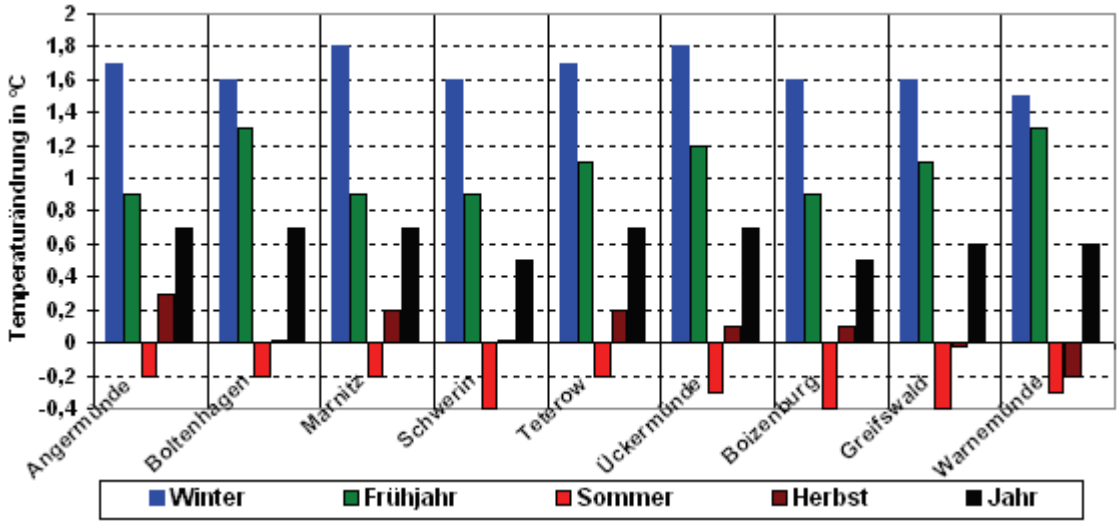


Abb 4.4: Simulierte Temperaturtrends (2001-2050)

Tabelle 4.4 zeigt die simulierte monatliche Durchschnittstemperatur als Mittelwert von allen Klimastationen. Der Anstieg der Temperatur setzt sich in den Monaten Dezember bis Mai weiter fort. Die höchste Erwärmung ist im Januar und Februar zu verzeichnen (jeweils 2 °C). Juli (mit -1 °C) und November (mit -0,6 °C) werden noch mehr abkühlen.

Tab. 4.4: Simulierte monatliche Temperaturtrends als Mittelwert aller Stationen (2001-2050) in °C

Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
2	2	1	1,6	0,6	0,0	-1	0,1	0,1	0,7	-0,6	0,9	0,6

Die Temperatur steigt in den Wintermonaten Januar und Februar weiter an. Für alle Klimastationen beträgt der Temperaturanstieg in den beiden Monaten rund 2 °C, gefolgt von April mit 1,6 °C. Abbildung 4.5. zeigt, dass die räumliche Verteilung der Temperaturänderung für ausgewählte Monate in M-V Klimastationen keinen großen Unterschied aufweist (z.B. beträgt der Differenz der erwarteten Temperaturänderung zwischen Boltenhagen und Schwerin von 0 °C im Januar bis 0,5°C im März).

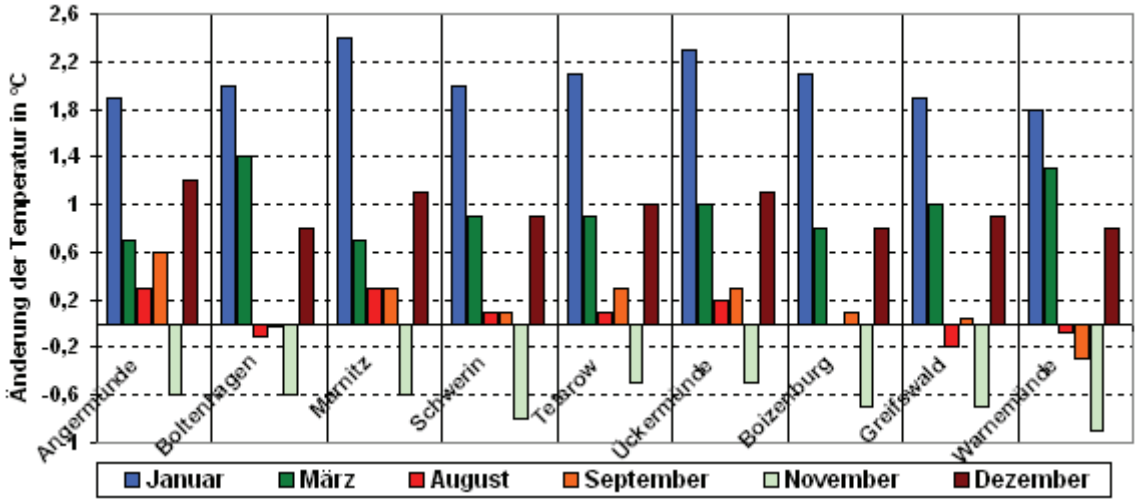


Abb 4.5: Temperaturänderung in ausgewählten Monaten (2001-2050)

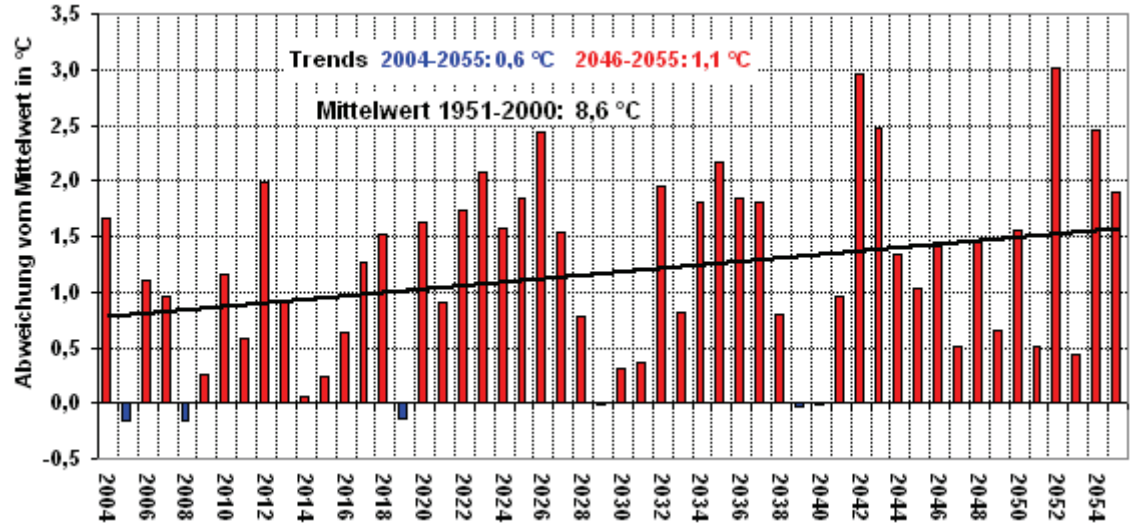


Abb 4.6: Abweichung der mittleren jährlichen Temperatur von Mittelwert des Referenzzeitraums (1951-2000) an der Klimastation Warnemünde (2004-2055)

Beispielsweise wird die prognostizierte Erwärmung an der Klimastation Rostock-Warnemünde 2004-2055 um 0,6 °C bis zum Jahr 2055 betragen, allein im Zeitintervall 2046-2055 ist ein Temperaturanstieg von 1,1 °C zu erwarten (vgl. Abb. 4.6).

4.1.2 Niederschlagstrends

4.1.2.1 Die beobachteten Niederschlagstrends

Der Niederschlag zeigt ein wesentlich komplizierteres Trendbild *(Schönwiese, 2005)*. 1960, 1998 und 2002 waren an den meisten Klimastationen die feuchtesten Jahre. Im Jahr 2002 haben die Niederschläge in Angermünde 680 mm (der langjährige Mittelwert beträgt 526 mm), in Boltenhagen 800 mm (572 mm), in Marnitz 861 mm (655 mm) und in Schwerin 850 mm (622 mm) erreicht. Das trockenste Jahr war für die meisten Stationen das Jahr 1959 mit 386 mm in Boltenhagen, 451 mm in Marnitz, 420 mm in Schwerin, 417 mm in Ückermünde, 323 mm in Teterow (Abb. 4.7), 374 mm in Boizenburg, 443 mm in Warnemünde und 481 mm in Greifswald. Die Abweichungen der Extremwerte von den langjährigen Mittelwerten sind im Herbst deutlich größer als in den drei anderen Jahreszeiten. Beispielhaft übertraf an der Klimastation Boltenhagen der feuchteste Herbst im Jahr 1968 mit einer Niederschlagsmenge von 246 mm den langjährigen Mittelwert um 109 mm.

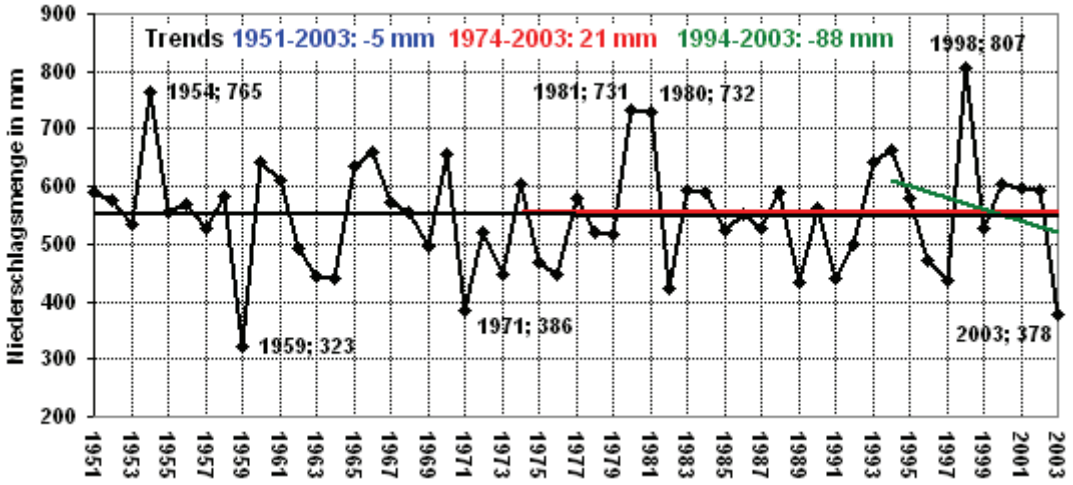


Abb 4.7: Zeitlicher Verlauf des Niederschlags an der Klimastation Teterow (1951-2003)

Tab. 4.5: Beobachteter jährlicher Niederschlag (1951-2000) in mm

Station		Ange	Bolt	Marn	Schw	Tete	Ücke	Boiz	Grei	Warn
Mittelwert		526	572	655	622	553	548	608	565	599
Trend 1951-2000	%	-11,2	-2,6	-9,6	-0,2	1,2	-0,8	8,5	7,5	-0,5
	mm	-59,1	-14,8	-63,1	-1,2	6,7	-4,4	51,5	42,3	-2,7
StaAbw		86	97	99	105	97	89	104	81	98

In Tabelle 4.5 sind für die Jahre 1951 bis 2000 die beobachteten Regen- bzw. Schneemengen mit den Abweichungen der Jahressummen vom langjährigen Mittelwert wiedergegeben. Man erkennt, dass die Wetterstation Angermünde mit 526 mm am trockensten ist. Marnitz ist mit 655 mm am feuchtesten. Die linearen Trends des jährlichen Niederschlags werden aus der Differenz der Ordinatenniederschlagswerte am End- und Anfangspunkt der linearen Regressionsgeraden ermittelt. Dabei ist in den letzten 50 Jahren ein positiver Trend in

Teterow, Boizenburg und Greifswald und ein negativer Trend in den übrigen Klimastationen zu verzeichnen. Abbildung 4.8 verdeutlicht, wo wieviel Niederschlag gefallen ist. Die mittlere Niederschlagsmenge schwankt für die Zeitperiode 1951-2000, je nach Wetterstation, zwischen 108 und 152 mm im Winter, 121 und 142 mm im Frühling, 179 und 209 mm im Sommer und 115 und 152 mm im Herbst.

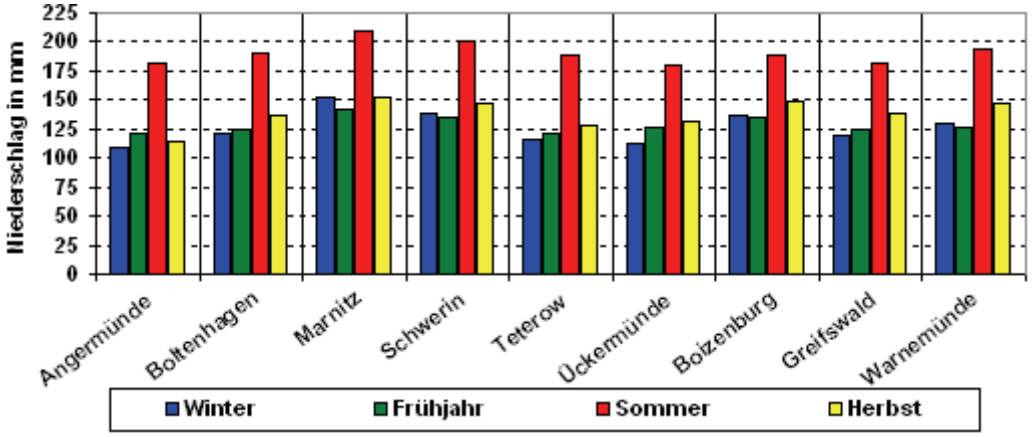


Abb 4.8: Jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge (1951-2000) in mm

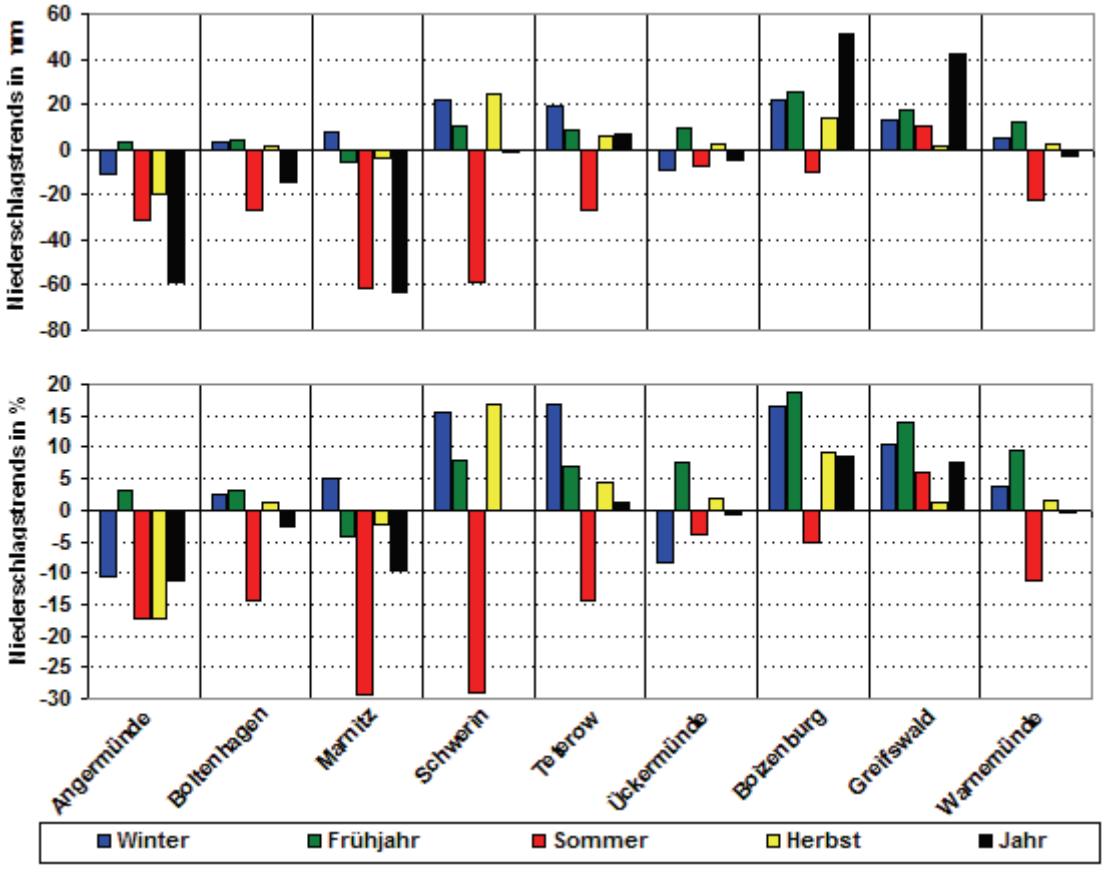


Abb 4.9: Beobachtete Niederschlagstrends in mm und % (1951-2000)

Bei den untersuchten Klimastationen in M-V fällt der meiste Regen im Sommer (um 33 %), aber die Winter holen auf. Zwischen 2,4 % und 16,8 % (entspricht 2,9 und 19,5 mm) haben die winterlichen Niederschläge in den letzten 50 Jahren zugenommen. Ausgenommen davon

sind Angermünde und Ückermünde mit einer Abnahme von -10,4 % und -8,5 % (entspricht -11,3 und -9,5 mm). Dem stehen zusätzlich Rückgänge des sommerlichen Niederschlags von - 4 % bis -29,3 % gegenüber. Die einzige Zunahme der sommerlichen Niederschläge während des beobachteten Zeitraums findet man an der Klimastation Greifswald mit 5,8 % (10,6 mm). Im Gegensatz zum Herbst ist der Sommer folglich insgesamt trockener geworden (vgl. Abb. 4.9).

Monatlich gesehen fällt in der Beobachtungsperiode der Niederschlagstrend im März mit einer enormen Zunahme von 31,1 % in Ückermünde bis 61,7 % in Teterow und im August mit einer Abnahme von -3,8 % in Angermünde bis -57,2 % in Schwerin besonders auf. In ähnlicher Weise zeigen 1951-2000 alle in M-V betriebenen Klimastationen Niederschlagstrendzunahmen im September und Dezember, und fast alle Abnahmen im Mai und Juni (vgl. Abb. 4.10).

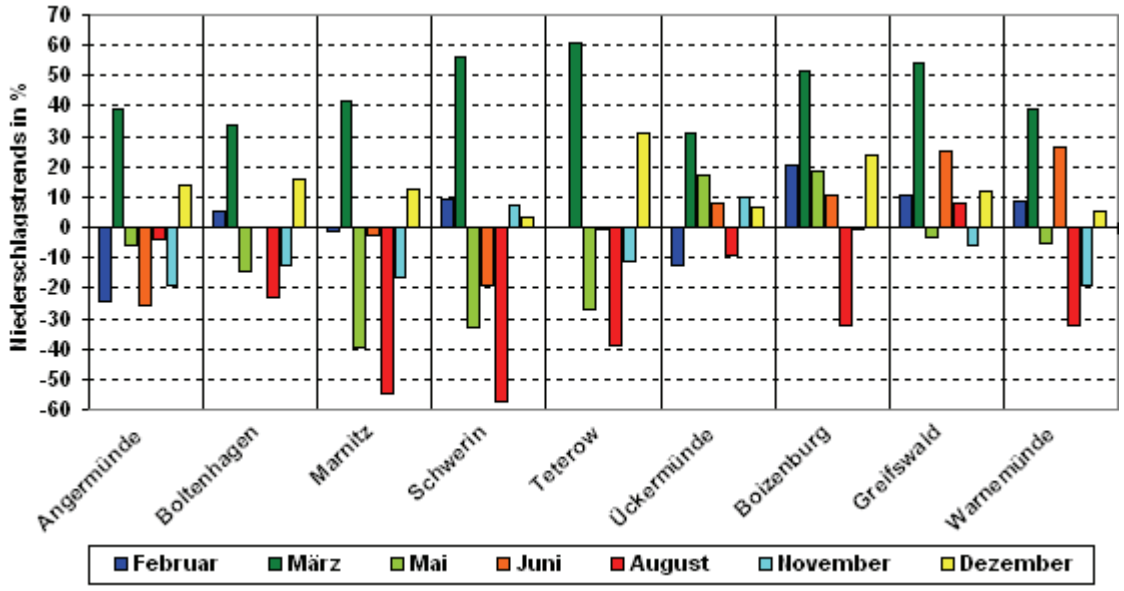


Abb 4.10: Beobachtete Niederschlagstrends in ausgewählten Monaten (1951-2000)

Tabelle 4.6 zeigt die beobachteten monatlichen Durchschnittsniederschläge von allen Klimastationen. Deutlich zu sehen ist, dass sich die höchsten monatlichen Niederschlagsmengen in Marnitz ergeben. Im Zeitraum (1951-2000) variieren räumlich die monatlichen Niederschlagsmengen im Dezember zwischen Marnitz und Angermünde um 19 mm (maximaler Unterschied) und im Mai zwischen Marnitz und Warnemünde um 5 mm (minimaler Unterschied).

Tab. 4.6: Mittlere monatliche Niederschläge an den betriebenen Klimastationen (1951-2000) in mm

Station	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Angermünde	36	30	33	37	51	67	59	55	41	34	40	42
Boltenhagen	42	30	37	37	51	62	62	65	47	43	47	49
Marnitz	53	38	45	44	53	71	74	65	51	46	55	61
Schwerin	49	34	41	41	52	66	70	64	50	46	52	55
Teterow	41	29	36	36	49	66	65	58	46	40	42	47
Ückermünde	37	29	36	38	52	61	59	58	49	39	42	46
Boizenburg	48	34	42	41	52	62	64	62	53	46	49	55
Greifswald	41	31	37	37	50	62	62	58	52	42	45	48
Warnemünde	47	32	39	39	48	62	68	64	54	44	50	51

4.1.2.2 Die simulierten Niederschlagstrends

Durch den Klimawandel kann sich der gesamte saisonale Niederschlagsverlauf wandeln *(espere, 2007)*. Was den mittleren jährlichen Niederschlag anbelangt ist an den Klimastationen Angermünde, Ückermünde und Teterow ein Rückgang zu verzeichnen, während laut Szenario der Niederschlag an den übrigen Klimastationen um 11 bis 49 mm im Vergleich zu 1951-2000 zunehmen könnte (vgl. Tab 4.7).

Tab. 4.7: Simulierter Jährlicher Niederschlag (2001-2050) in mm

Station		Ange	Bolt	Marn	Schw	Tete	Ücke	Boiz	Grei	Warn
Mittelwert		474	591	666	670	553	527	654	589	633
Trend 1951-2000	%	-17,5	7,7	6,7	10,5	5,9	-3,5	6,3	4,6	1,5
	mm	-83,1	45,2	44,9	70,6	32,6	-19,2	41,1	27,4	9,7
StaAbw		82	97	98	100	92	80	106	85	101
Änderung mm		-52	19	11	49	-1	-22	46	25	34

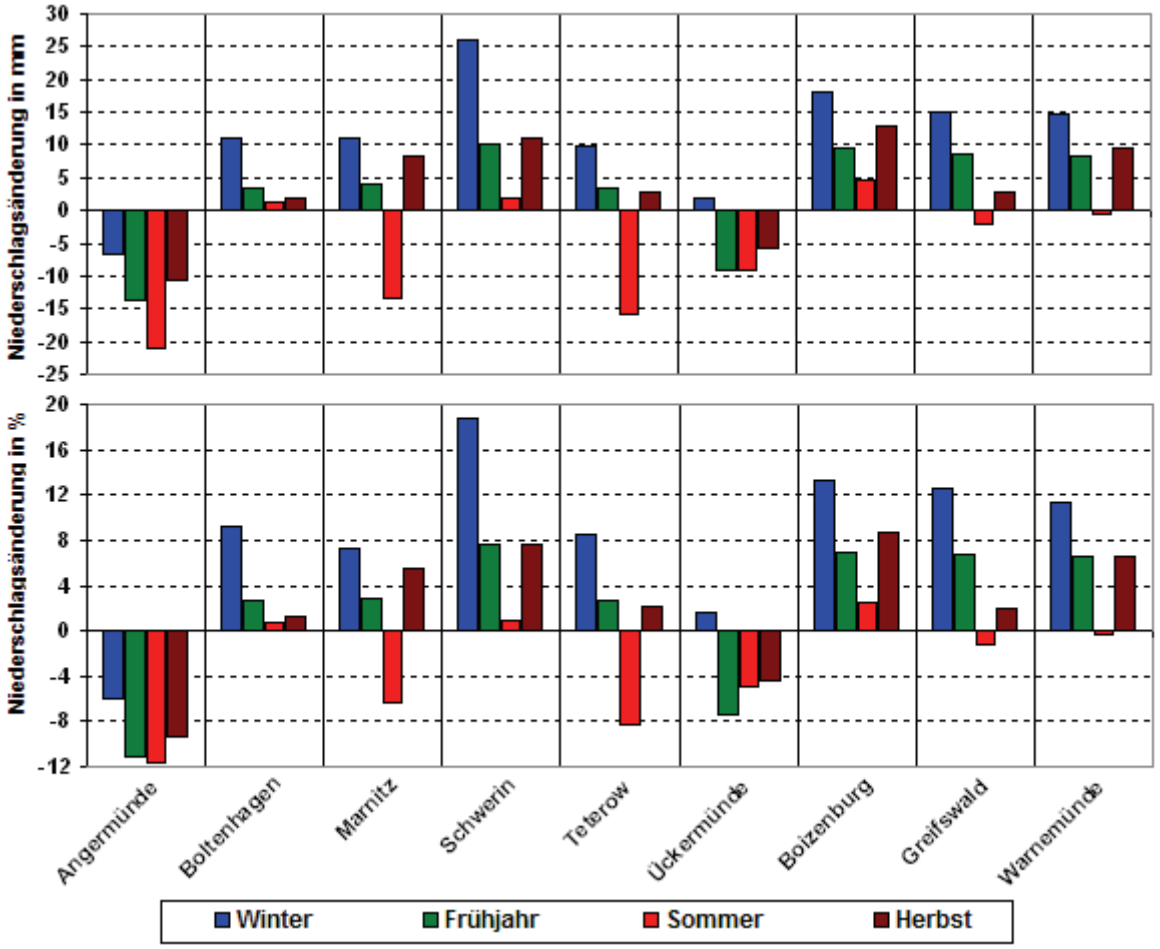


Abb 4.11: Simulierte mittlere Niederschlagsänderung (2001-2050 zu 1951-2000) in mm und %

Eine erste, jahreszeitlich detaillierte Interpretation der Niederschlagsentwicklung im Szenarienzeitraum kann anhand der Abbildung 4.11 vorgenommen werden. Besonders an der Klimastation Angermünde ist eine deutliche Verringerung der Niederschläge in allen Jahreszeiten zu erwarten, z. B im Sommer bis zu 11,6 % (21 mm) und im Frühjahr bis zu 11,2 %

(14 mm). Im Gegensatz dazu könnten alle Jahreszeiten an den Stationen Schwerin und Boizenburg (Abb. 4.12) bis zum Jahr 2050 feuchter werden. Die Zunahme der winterlichen Niederschläge an den meisten Stationen korrespondiert mit den Aussagen zur Referenzperiode 1951-2000, er beträgt bis zu 18,7 % oder 26 mm (Wetterstation Schwerin).

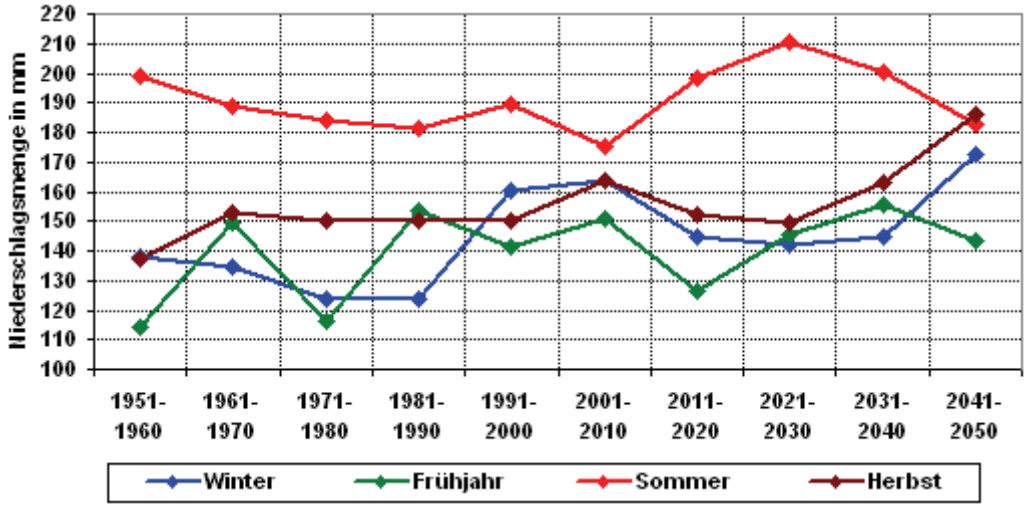


Abb 4.12: Beobachteter und simulierter Niederschlag an der Klimastation Boizenburg (1951-2050, Dekadenmittelwerte)

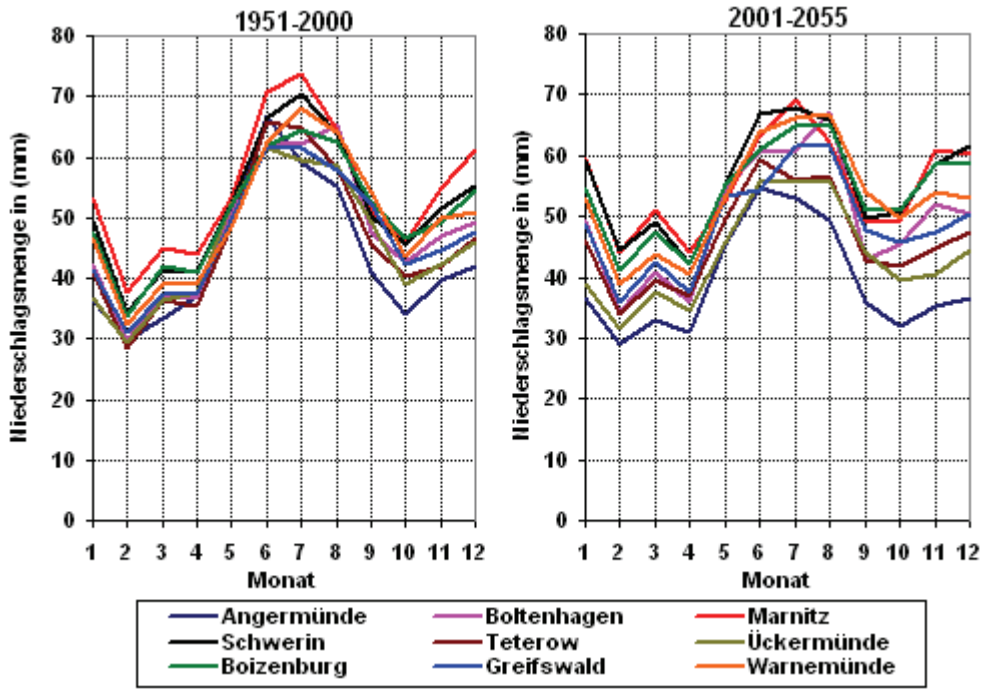


Abb 4.13: Beobachteter und simulierter monatlicher Niederschlag an den untersuchten Klimastationen

Auch Abbildung 4.13 zeigt im Vergleich von beobachtetem und simuliertem monatlichen Niederschlag in der Summe aller erfassten Klimastationen eine deutliche Zunahme des winterlichen Niederschlags. Im Gegensatz dazu weist der sommerliche Niederschlag einen erheblichen Rückgang auf. Mit Hilfe der Tabelle 4.8 lässt sich die mittlere monatliche Differenz vergleichen. Ein deutlicher Rückgang des mittleren sommerlichen Niederschlags ist insbesondere auch im Juni und Juli zu erwarten. Der stärkste Rückgang ist an der

Klimastation Angermünde erkennbar, er beträgt dort gemäß Szenarien des PIK (STAR-Modell) im Juni im Mittel 12 mm.

Die winterlichen Niederschläge nehmen hingegen unterdurchschnittlich zu. Demnach erfahren die meisten erfassten Klimastationen eine Niederschlagszunahme von Januar bis März. (vgl. Tab. 4.8). Es ergibt sich lediglich an der Station S chwerin eine stärkere Zunahme von bis zu 10 mm (Maximalwert) im Januar und Februar. Mit Ausnahme des Juli könnten den Simulationen zufolge die Niederschläge an der Klimastationen Warnemünde in allen Monaten zunehmen. In Angermünde ist mit einem Niederschlagsrückgang in allen Monaten zu rechnen. Eine sehr deutliche mittlere Niederschlagsabnahme ist mit 12 mm im Juni zu verzeichnen.

Tab. 4.8: Mittlere monatliche Änderung des Niederschlags 2001-2055 zu 1951-2000 in mm

Station	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Angermünde	0	-1	0	-6	-5	-12	-6	-6	-5	-2	-4	-5
Boltenhagen	7	4	4	-1	4	-1	-1	2	-5	3	5	1
Marnitz	6	7	6	0	-1	-7	-5	-2	-2	4	6	-1
Schwerin	10	10	8	1	3	0	-2	2	-1	5	7	6
Teterow	5	5	3	1	1	-6	-9	-2	-3	2	3	1
Ückermünde	2	2	1	-3	-7	-6	-4	-3	-5	0	-2	-2
Boizenburg	7	7	5	1	3	-1	0	3	-2	5	9	4
Greifswald	7	5	5	0	4	-8	0	4	-4	4	3	3
Warnemünde	6	6	5	1	5	1	-2	3	0	6	4	2

4.1.3 Extremwerte

Bei Klimaforschungen ist von besonderem Interesse, ob nicht nur Veränderungen in Form von Trends vorliegen, sondern ob sich daneben auch Veränderungen der Häufigkeit und somit Wahrscheinlichkeit P des Eintretens von Extremwerten abzeichnen. Um dieser Frage nachzugehen, reichen Trendanalysen zur Temperatur und zum Niederschlag nicht aus. Vielmehr müssen die Häufigkeitsverteilungen und deren Veränderungen statistisch erfasst und nach Möglichkeit die Unter- und Überschreitungswahrscheinlichkeit ausgewählter Schwellenwerte abgeschätzt werden *(Schönwiese, 2000 & 2005; Schönwiese et al, 2005 & 2006)*. Grundlage dafür ist die Betrachtung der zeitlichen Änderung der Häufigkeitsverteilungen an allen untersuchten Klimastationen. Von besonderem Interesse sind in diesem Zusammenhang bezüglich der Temperatur die Häufigkeit von Tagen mit extremer Kälte bzw. extremer Hitze sowie das Auftreten extrem hoher oder geringer Niederschläge.

Die beispielhafte Auswertung in Abbildung 4.14 erfolgte in Anlehnung an *(Schönwiese, 2005)*. Es handelt sich hierbei um die Analyse der Jahresmitteltemperaturen der beobachteten (1951-2003) und simulierten Werte (2004-2055) an der Station Greifswald. Diese Daten folgen der Normalverteilung, die der Form einer symmetrischen Glockenkurve entspricht. In der Zeit von 1951 bis 2003 hat sie sich ohne signifikante Änderung der Streuung (Breite der Verteilung) systematisch zu wärmeren Werten hin verschoben (vgl. blaue und rote Kurve). Da die Fläche unter der gesamten Kurve jeweils gleich 1 ist bzw. 100 % entspricht, gibt die Fläche links bzw. rechts von beliebigen Werten an, mit welcher Wahrscheinlichkeit P eine Unter- bzw. Überschreitung dieser Werte zu erwarten ist. Für das dargestellte Beispiel bedeutet dies, dass die Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_U dafür, dass Jahresmittelwerte

unter 8 °C eintreten, von 46,3 % auf 15,1 % (hellblaue Fläche) abgesunken ist (dunkelblaue Fläche bedeutet eine Abnahme von 31,2 %), dagegen die Überschreitungswahrscheinlichkeit $P_Ü$ der Werte oberhalb 10 °C von 4,9 % (orange Fläche) auf 32,5 % angestiegen ist (rote Fläche bedeutet eine Zunahme um 27,6 %). Die Abnahme der Wahrscheinlichkeit von Jahresmitteltemperaturen unterhalb von 8 °C schwankt bei den anderen Klimastationen zwischen 28,4 % und 32,9 %. Demgegenüber werden die Wahrscheinlichkeiten $P_Ü$ der Jahresmitteltemperaturen oberhalb von 10 °C zunehmen, d.h. im Bereich zwischen 24,2 % und 33,1 % liegen (siehe Abbildung von 9.3 bis 9.10 im Anhang).

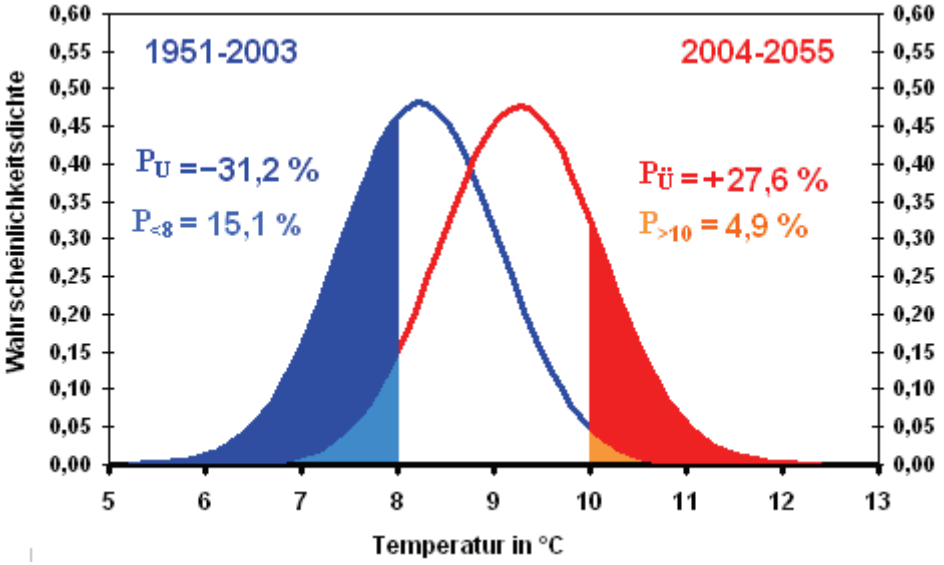


Abb 4.14: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Greifswald (1951-2003 und 2004-2055)

rote Zahl $P_{Ü:}$ Änderung der Überschreitungswahrscheinlichkeit
blaue Zahl $P_{U:}$ Änderung der Unterschreitungswahrscheinlichkeit

Tab. 4.9: Änderung der Ereignistage der täglichen Temperatur an der Klimastation Greifswald in Tagen

Parameter	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	1951 2003	2004 2055	1951 2003	2004 2055	1951 2003	2004 2055	1951 2003	2004 2055	1951 2003	2004 2055
Heiße Tage	0	0	2	3	86	150	0	2	88	155
Sommertage	0	0	69	96	705	1066	53	85	827	1247
Frosttage	2757	2303	1033	778	0	0	484	340	4274	3421
Eistage	1141	889	99	77	0	0	52	29	1292	995
Tem_{max} in °C	17,7	19	30,5	31,5	36,5	37,7	29,7	31,2	36,5	37,7
Tem_{min} in °C	-27,2	-25,3	-19,5	-19	0,5	1,6	-13,1	-10,5	-27,2	-25,3
Anzahl der Tage	4783	4693	4876	4784	4876	4784	4823	4731	19358	18992

Einen Überblick über Ereignistage der Lufttemperatur vermittelt Tabelle 4.9. Die Angaben beziehen sich jeweils auf den größten bzw. kleinsten an allen Klimastationen zwischen 1951-2003 und 2004-2055 beobachteten bzw. simulierten Wert. Die Anzahl der Sommertage (Tage mit $T_{max} \geq 25$ °C) steigt danach im Mittel im Sommer von 705 auf 1006 Tage, d.h. um 42,7 %, auf 27 Tage (39, 1 %) im Frühjahr und 32 Tage (60,4 %) im Herbst. Auch die Anzahl der heißen Tage (Tage mit $T_{max} \geq 30$ °C) nimmt im Mittel im Sommer um fast 64 Tage bzw. 74,4 % zu. Entsprechend wird sich die Anzahl der Frosttage (Tage mit $T_{min} < 0$ °C) im Mittel um

rund 454 Tage bzw. 16,5 % im Winter, 255 Tage (24,7 %) im Frühjahr und 144 Tage (29,8 %) im Herbst gegenüber dem derzeitigen Klima reduzieren. Des Weiteren wird die Anzahl der Eistage (Tage mit $T_{max} < 0$ °C) noch deutlicher, d.h. durchschnittlich um 252 Tage (22,1 %) im Winter, 22 Tage (22,2 %) im Frühjahr und 23 Tage (44,2 %) im Herbst zurückgehen. Die Absolutbeträge beziehen sich jeweils auf den Untersuchungszeitraum.

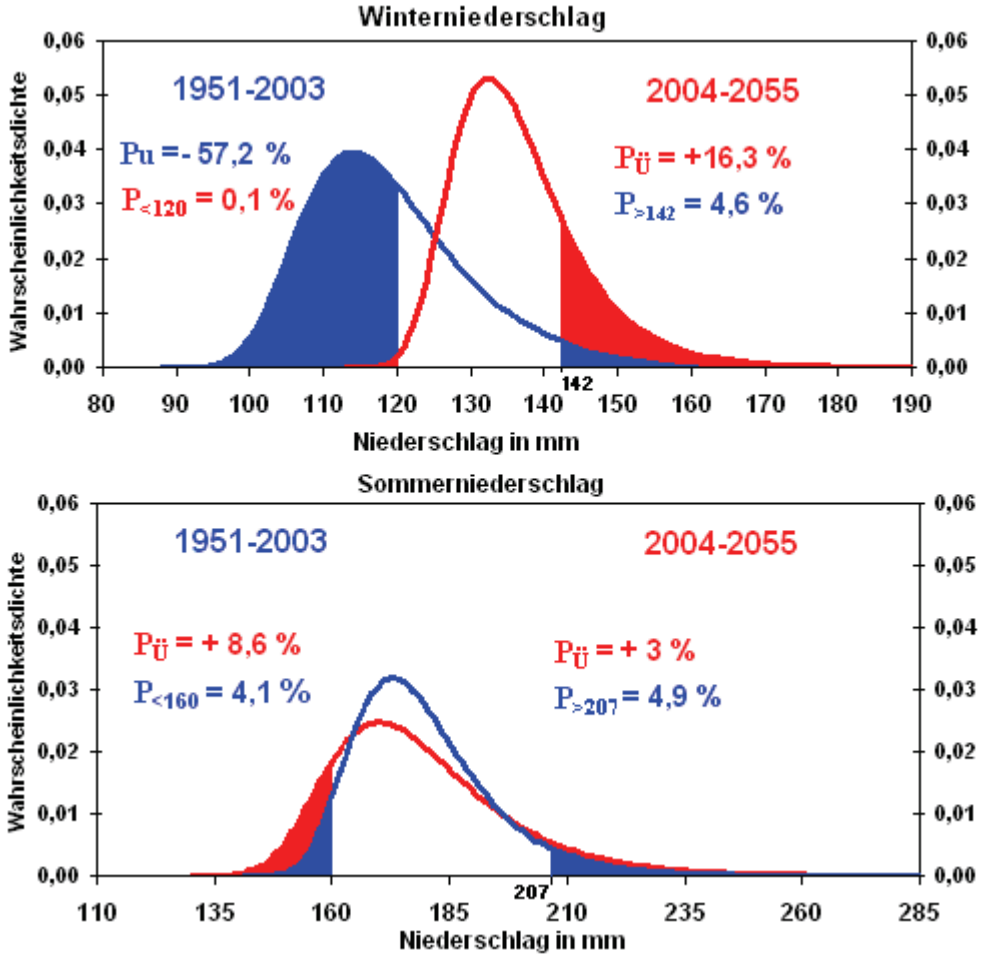


Abb 4.15: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Greifswald (1951-2003 und 2004-2055)

Die Darstellung der Veränderung der Wahrscheinlichkeit P des Eintretens relativ hoher bzw. niedriger Werte des **Sommer- bzw. Winterniederschlags** in Greifswald in der Zeit zwischen 1951-2003 (blaue Kurve) und 2004 – 2055 (rote Kurve) zeigt, dass die Daten im Gegensatz zu Abb. 4.14 einer (asymmetrischen) Gumbel-Verteilung folgen *(Fürst et al, 2004; Schönwiese, 2005)*. Es ist gleichermaßen eine Verschiebung hin zu höheren Werten zu verzeichnen, wobei aber außerdem die Verteilung „breiter“ geworden ist (Zunahme der Streuung). Daher hat sowohl die Wahrscheinlichkeit extrem hoher als auch extrem niedriger Werte (Extremereignisse des Niederschlags mit Auftrittswahrscheinlichkeiten über oder unter 5 %) zugenommen, und zwar oberhalb von 207 mm von 4,9 % auf 7,9 % (die sichtbare rote Fläche bedeutet eine Zunahme um 3 %) und unterhalb von 160 mm von 4,1 % auf 12,7 % (die sichtbare rote Fläche bedeutet hier eine Zunahme um 8,6 %; Abb. 4.15). Bei der Extremwertanalyse des Winterniederschlags erkennt man, dass sich die Niederschläge in dieser Jahreszeit so stark verändert haben, dass die Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_U für Werte niedriger als 120 mm von 57,3 % auf 0,1 % (in Abb. 4.15 bedeutet die blaue Fläche eine Abnahme um 57,2 %) abgenommen hat. Gleichzeitig hat die Überschreitungs-

wahrscheinlichkeit $P_Ü$ von Werten größer als 207 mm ebenfalls zugenommen, d.h. von 4,6 % auf 20,9 % (die rote Fläche bedeutet eine Zunahme um 16,3 %). Weitere Angaben über andere Stationen findet man im Anhang (Abbildung von 9,11 bis 9,18).

4.1.4 Klimadiagram

Klimadiagramme sind wichtige Quellen, um einen schnellen Überblick über Niederschlag und Temperaturen eines Ortes zu erhalten. Dabei werden die Durchschnittstemperaturen und die Niederschlagssummen der einzelnen Monate von mindestens 30 Jahren verrechnet. Bei der häufig verwendeten Form des Klimadiagramms nach *(Walter & Lieth, 1967 in Malberg, 2001)* wird stark vereinfacht von einer Abhängigkeit der Verdunstung von der Lufttemperatur ausgegangen. Verläuft die Niederschlagskurve oberhalb der Temperaturkurve, spricht man von Humidität, im umgekehrten Fall von Aridität. Wenn die Monatssumme der Niederschläge doppelt so groß ist wie die Durchschnittstemperatur des entsprechenden Monats (N = 2 T), wird die Grenze zwischen ariden und humiden Zuständen erreicht.

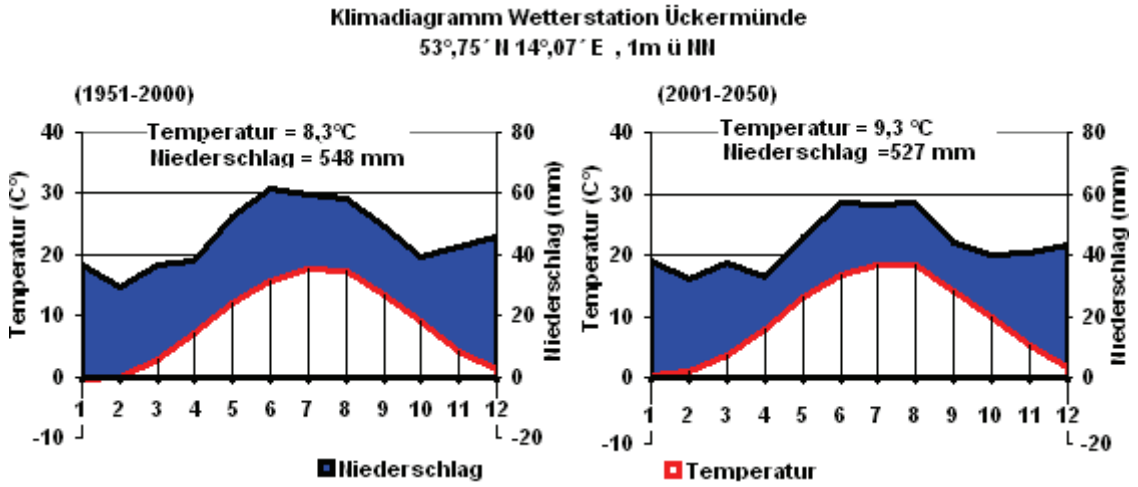


Abb 4.16: Klimadiagramm der Klimastation Ückermünde (1951-2000 und 2001-2050)

Das Klimadiagramm in Abb. 4.16 zeigt das mittlere monatliche Klima der Klimastation Ückermünde. Das Klima ist hier für den beobachteten Zeitraum 1951 bis 2000 und für den simulierten Zeitraum 2001 bis 2050 ermittelt. Die blauen Kurven stellen dem monatlichen Niederschlag, die rote Linie das monatliche Temperaturmittel (°C) dar. Das Klimadiagramm weist für das 50-jährige Mittel von 1951-2000 in allen erfassten Klimastationen für die gesamte Zeitperiode ein humides Klima aus. An der Station Ückermünde liegt das Maximum des Niederschlags im Zeitraum 1951-2000 mit 61,4 mm im Juni. Bei Betrachtung aller Stationen ist festzustellen, dass die Niederschlagsmaxima jeweils in den Monaten des Sommerhalbjahrs, d.h. von April bis September zu beobachten sind. Im Vergleich mit der Zeitperiode 2001-2050 sehen wir, dass der Niederschlag in den Sommermonaten April bis September abnehmen könnte. Die höchsten Werte sind dagegen künftig in den Wintermonaten zu erwarten.

4.1.5 Trend der Sonnenscheindauer

4.1.5.1 Die beobachteten Sonnenscheindauertrends

"Den meisten Sonnenschein findet man in Deutschland im Mittel im Nordosten, insbesondere an der Küste Vorpommerns" *(zitiert nach Fuchs et al, 1997)*. Der durchschnittliche jährliche

Sonnenschein liegt in der Zeitperiode 1951-2000 je nach Ort zwischen 1587 und 1740 Stunden pro Jahr (vgl. Tab. 4.10). Eine außergewöhnlich große Sonnenscheindauer war in den Jahren 1959 und 2003 an allen Klimastationen zu beobachten. Die Abweichung vom Mittelwert betrug z. B im Jahr 2003 26 % in Marnitz, 25 % in Schwerin und 24 % in Ückermünde. Die Jahre mit dem geringsten Sonnenschein waren die Jahre 1978 und 1998. Die Sonnenscheindauer hat im Jahr 1998 im Mittel aller Klimastationen um rund 16 % unterhalb des langjährigen Mittelwertes gelegen (1951-2000; z. B. Boizenburg siehe Abb. 4.17).

Tab. 4.10: Summe der mittleren Sonnenscheindauer (1951-2000) in (h)

Station	Ange	Bolt	Marn	Schw	Teter	Ücke	Boiz	Grei	Warn
Sonnenschein dauer in (h)	1711	1740	1587	1625	1638	1646	1623	1735	1724

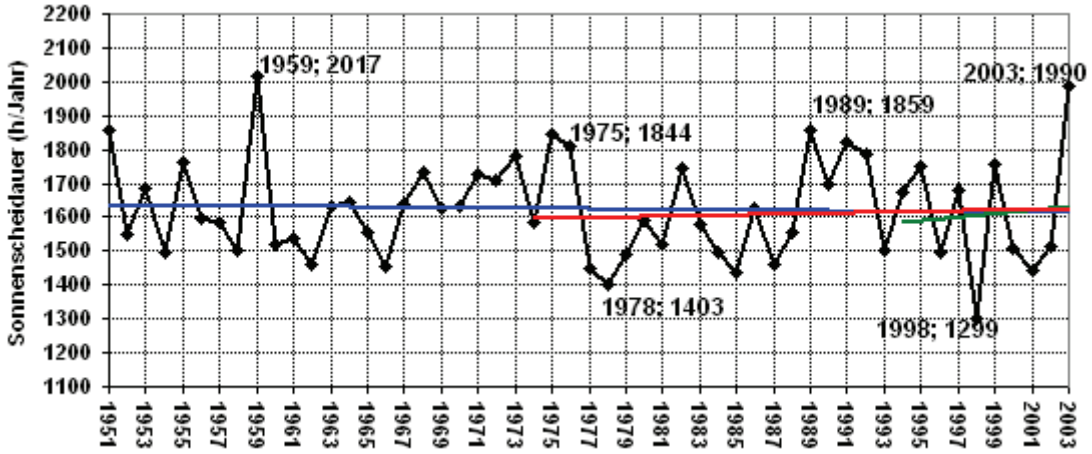


Abb 4.17: Beobachteter Verlauf der Sonnenscheindauer an der Klimastation Boizenburg (1951-2003)

Die Sonne schien im Sommer je nach Station zwischen 635 und 780 h mit einer Standardabweichung von 92 bis 103 h. Der größte Unterschied zwischen den langjährigen Mittelwerten betrug jahreszeitlich betrachtet 17 h im Winter (Marnitz und Angermünde), 46 h im Frühjahr (Marnitz und Boltenhagen), 73 h im Sommer (Marnitz und Warnemünde) sowie 25 h im Herbst (Boizenburg und Boltenhagen; vgl. Abb. 4.18).

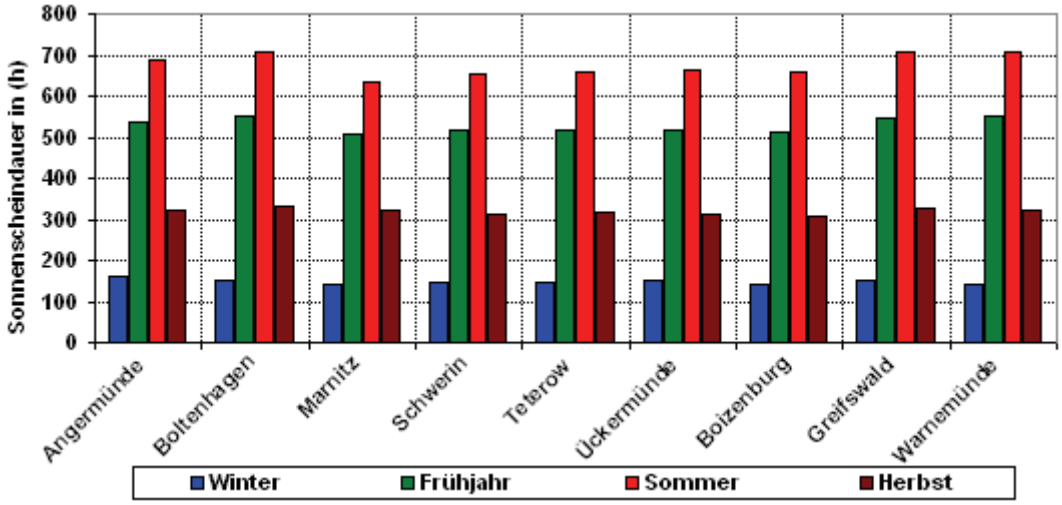


Abb 4.18: Jahreszeitliche Verteilung der Sonnenscheindauer (1951-2000)

In Abbildung. 4.19 erkennt man sehr deutlich, dass die Sonnenscheindauer im Herbst und Sommer im Verlauf der Zeitperiode 1951-2000 an den meisten Stationen abgenommen hat. Die größte Abnahme ist an den meisten Stationen im Herbst mit ca. -0,5 h je Tag im Verlauf der Zeitperiode 1951-2000 zu verzeichnen. Im Sommer hat die Abnahme in Teterow sogar bis -0,6 h erreicht. Im Frühling findet man eine Zunahme um 0,3 h an der Klimastation Marnitz und um 0,5 h an der Station Ückermünde sowie andererseits eine Abnahme der Sonnenscheindauer an den übrigen Stationen. Im Winter gibt es keine erhebliche Änderung. Auf das gesamte Jahr bezogen betrug die Abnahme in Warnemünde und Teterow 0,3 h.

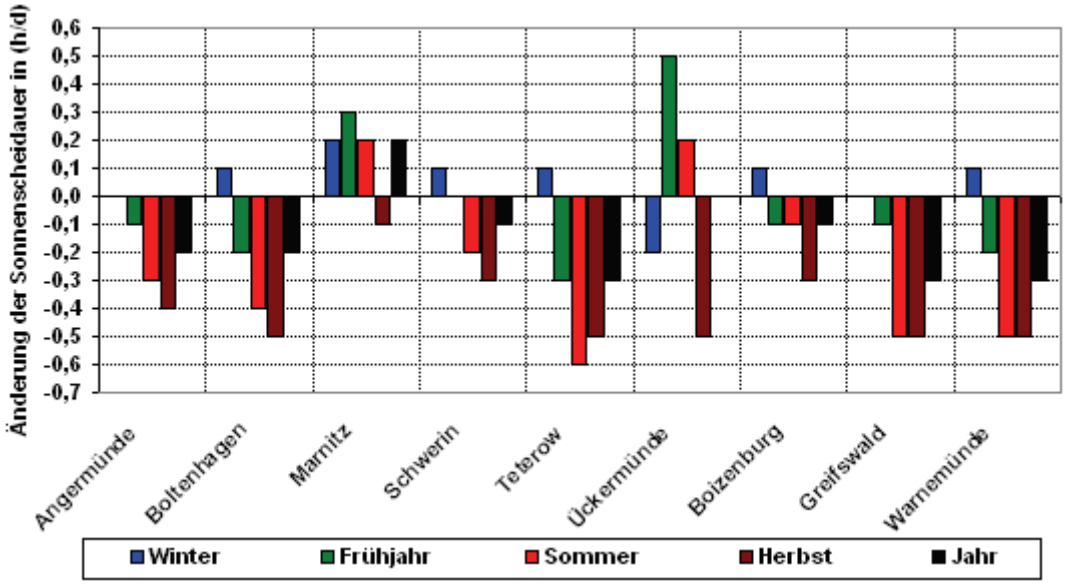


Abb 4.19: Jahreszeitliche Verteilung der Sonnenscheindauer (1951-2000) in h/d

Die höchste monatliche Änderung der Sonnenscheindauer fällt an allen Stationen auf die Monate März bis September (Abnahmen in den Monaten März, April, Juni und September und Zunahmen in den Monaten Mai und August). Relativ hohe Zunahmen treten im Monat Mai (von 0,4 h in Boltenhagen bis 1,7 h in Ückermünde) auf. Die stärkste Abnahme verzeichnen im Juni mit 2,1 h die Stationen Warnemünde und Greifswald (vgl. Abb. 4.20).

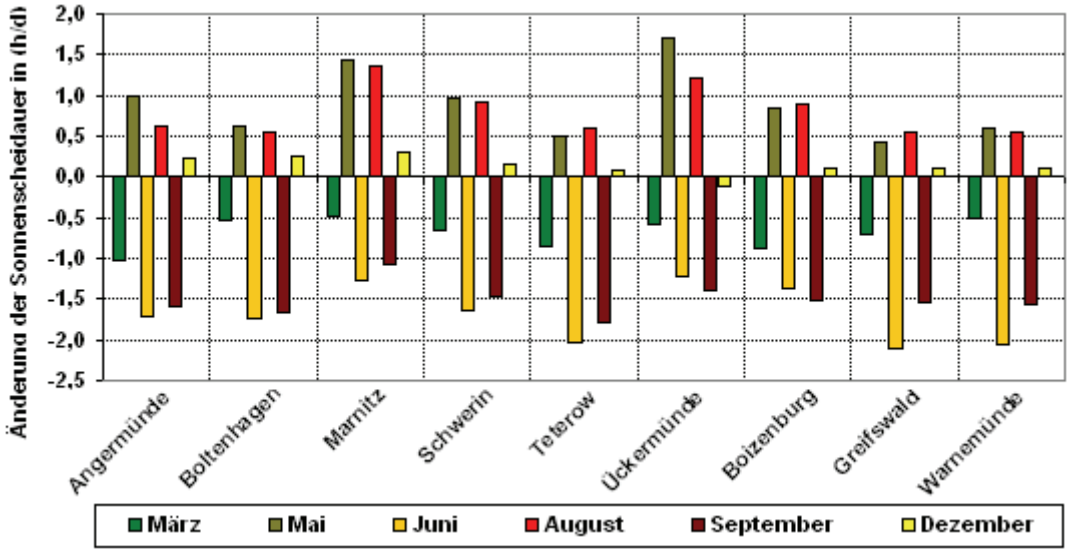


Abb 4.20: Sonnenscheindauertrends in ausgewählten Monaten (1951-2000)

4.1.5.2 Die simulierten Sonnenscheindauertrends

In Tabelle 4.11 ist eine deutliche Abnahme der simulierten jährlichen Summe der Sonnenscheindauer ausgewiesen. Die stärksten Abnahmen sind in Greifswald, Teterow und Boltenhagen zu erwarten. Beispielsweise ist die beobachtete und simulierte Sonnenscheindauer an der Klimastation Boizenburg in Abbildung 4.21 dargestellt. Die fortgesetzten Abnahmen der Sonnenscheindauer spielen sich jedoch nicht allein in einer einzelnen Jahreszeit ab, sondern sie sind in allen Jahreszeiten zu erwarten. Die größten Änderungen könnten sich im Sommer, gefolgt vom Herbst vollziehen (vgl. Abb. 4.22).

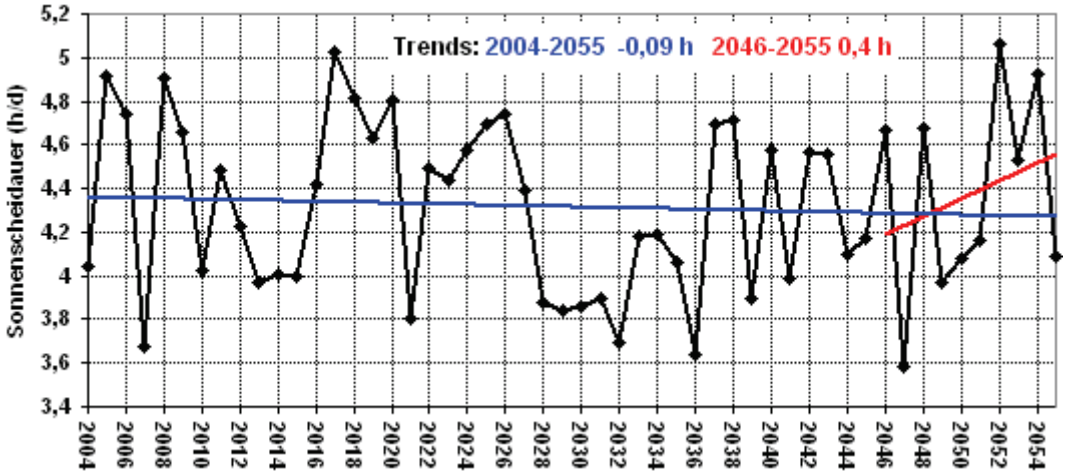


Abb 4.21: Simulierter Verlauf der Sonnenscheindauer an der Klimastation Boizenburg (2004-2055)

Tab. 4.11: Summe der mittleren Sonnenscheindauer (2001-2050) in h

Station	Ange	Bolt	Marn	Schw	Tete	Ücke	Boiz	Grei	Warn
Sonnenscheindauer in (h)	1670	1680	1633	1618	1565	1666	1577	1661	1686

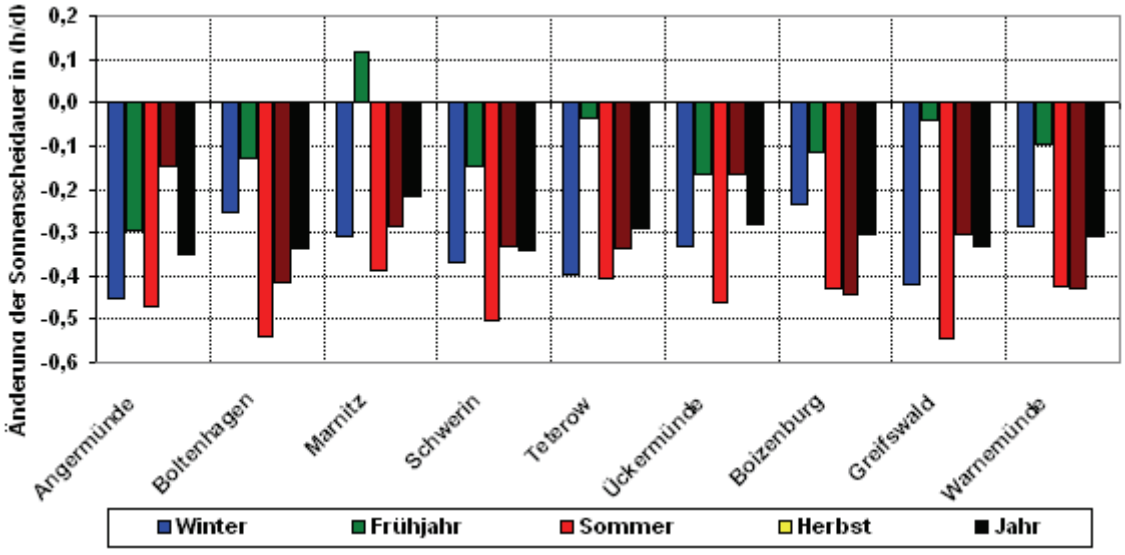


Abb 4.22: Simulierte Trends der Sonnenscheindauer (2001-2050) in h/d

Abbildung. 4.23 zeigt, dass sich die Abnahme der Sonnenscheindauer im Juni weiter, d. h. um rund -1,7 h fortsetzt, gefolgt von Februar mit rund -0,8 h und Juli mit -0,6 h. Dagegen wird sie den Simulationsergebnissen zufolge im April mit 0,4 h zunehmen.

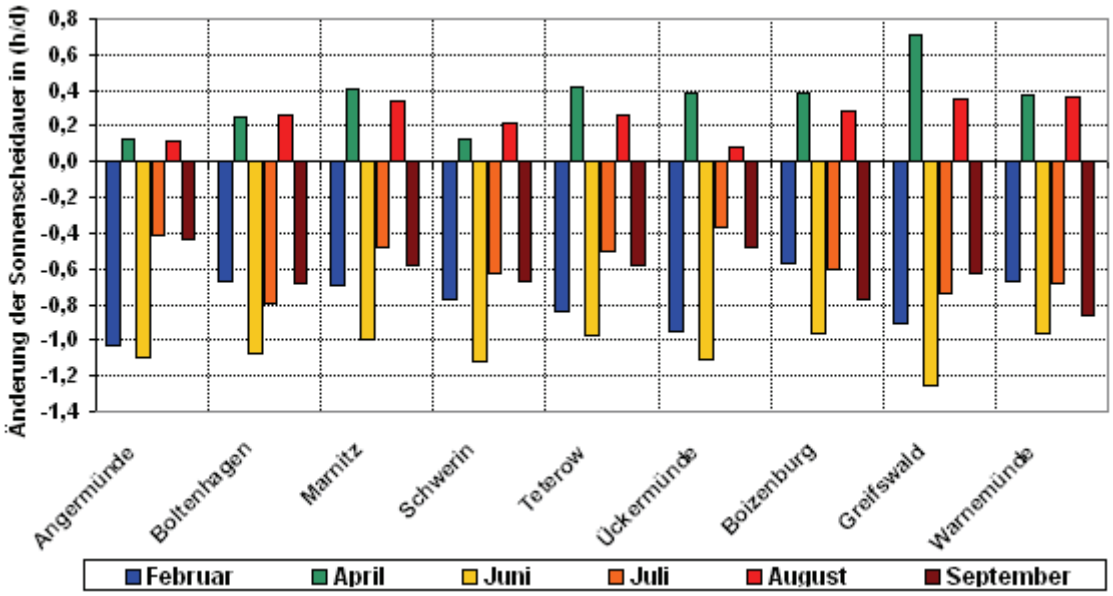


Abb 4.23: Simulierte Sonnenscheindauertrends in ausgewählten Monaten (2001-2050)

In Tabelle 4.12 sind die mittleren, langjährigen monatlichen Unterschiede der Sonnenscheindauer für den Zeitraum 2001-2055 im Vergleich zu 1951-2000 an allen untersuchten Klimastation dargestellt. Alle Klimastationen weisen eine Abnahme in den Monaten Januar, Februar, März, Mai, Oktober und November auf. Die größte Abnahme betrifft den März mit 15,6 h in Angermünde bzw. den Mai mit -14,2 h in Warnemünde. Die Zunahme der Sonnenscheindauer ist besonders im April und September von Bedeutung, z. B. nimmt der mittlere Sonnenschein an der Klimastation Marnitz im April in der Zeitperiode 2001-2055 um 14,5 h im Vergleich zur Periode 1951-2000 zu.

Tab. 4.12: Änderung der monatlichen Summe der Sonnenscheindauer 2001-2055 zu 1951-2000 in h.

Station	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Angermünde	-2,1	-4,7	-15,6	6,9	-7,3	-0,2	-1,3	-1,2	5,1	-8,5	-4,1	1,3
Boltenhagen	-5,3	-2,7	-5,9	2,5	-10,2	-7,6	-1,0	-2,9	1,1	-11,4	-6,6	-1,6
Marnitz	0,9	1,2	-1,5	14,5	-1,8	8,0	10,6	8,4	14,2	-0,8	-0,6	4,2
Schwerin	-3,2	-1,9	-5,4	11,0	-5,5	-0,2	5,9	3,5	9,4	-5,9	-3,3	0,2
Teterow	-4,7	-5,1	-9,7	5,8	-11,9	-8,8	-1,3	-6,8	2,1	-10,7	-7,4	-3,0
Ückermünde	0,4	-1,1	-8,9	13,4	-2,3	7,5	8,0	5,0	10,9	-3,6	-2,0	3,0
Boizenburg	-4,2	-2,4	-6,3	5,7	-10,0	-6,5	1,4	-2,8	2,9	-9,9	-5,4	-0,3
Greifswald	-4,0	-4,9	-10,8	5,4	-14,2	-6,0	-2,8	-4,4	0,9	-10,4	-7,6	-3,4
Warnemünde	-1,0	-3,0	-2,9	5,2	-10,2	-2,7	0,6	-0,6	4,4	-8,5	-6,3	-1,3

4.1.6 Bedeckungsgrad, relative Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit

Beim Bedeckungsgrad sowie bei der relativen Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit sind keine großen Veränderungen zu erkennen (siehe Abb.9.19, 9.20 und 9.21 im Anhang). Die

geographische Strukturierung der erwähnten Klimaparameter weist keine bedeutsame Änderung auf. Die maximale Zunahme des Bedeckungsgrads beträgt 0,2 in Boltenhagen im Winter und die maximale Abnahme 0,4 in Angermünde im Sommer. Die Zunahme der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s im Winter in Boltenhagen und die Abnahme der Windgeschwindigkeit im Sommer in Boizenburg stellen die auffälligsten Änderungen dar. Die simulierten Änderungen der relativen Luftfeuchtigkeit betragen in allen Jahreszeiten und an Klimastationen weniger als 1 %. Mit 1,7 % ist die Zunahme der Luftfeuchtigkeit an der Klimastation Angermünde im Frühjahr am größten.

4.2 Trendanalysen anhand von Wasserhaushaltsdaten der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Seit Februar 1972 erfolgt an der Lysimeteranlage in Groß Lüsewitz die Ermittlung von Tageswerten der Bodenwasserhaushaltsgrößen Niederschlag [mm], Grundwasserneubildung [mm] und Bodenwasservorratsänderung [mm], deren Bilanzierung die Restgröße Verdunstung [mm] ergibt. Daneben wird täglich die Globalstrahlung [J/cm^2] erfasst. Die Tageswerte des Niederschlags stellen Mittelwerte von 3 verschiedenen Hellmann-Niederschlagsmessern dar, die am Rand der Lysimeteranlage und mit ihrer Auffangfläche im Höhenniveau der Bodenoberfläche aufgestellt sind. Die Lufttemperatur [°C] wird in 2 m Höhe gemessen und in Form von Tagesmittelwerten registriert.

Zunächst wurden für den Zeitraum 1973 bis 2005 jeweils für das hydrologische Jahr (November bis Oktober) Monats-, Halbjahres- und Jahreswerte ermittelt. Um Veränderungen bezüglich des Wasserhaushaltes, der Temperatur und der Globalstrahlung an der Lysimeteranlage in Groß Lüsewitz seit 1973 aufzeigen zu können, wurden die Messwerte dieser 33 Jahre in die drei Teilperioden 1973-1983, 1984-1994, 1995-2005 aufgeteilt, Mittelwerte dieser Teilperioden mit einer Länge von 11 Jahren (Hendekadenwerte) gebildet und näher analysiert. Die Ergebnisse sind nachfolgend diskutiert.

4.2.1 Temperatur

Die Erhöhung der Temperatur in Groß Lüsewitz betrug während der Zeitperiode 1972-2005 1,3 °C. Seit 1988 hat sich die Erwärmung beschleunigt und ein ungewöhnlich hohes Niveau erreicht**,** wobei die Jahre 1989,1990 und 2000 mit 9,4 °C, 9,4 °C und 9,3 °C die wärmsten und im Vergleich zum langjährigen Durchschnitt von 8,2 °C eindeutig zu warm waren. 1996 war mit 6,6 °C das kälteste Jahr. Ermittelt man anhand der Trendgeraden die Temperaturzunahme allein der Jahre 1996 bis 2005, dann beträgt dieser genauso wie im gesamten Untersuchungszeitraum von 34 Jahren 1,2 °C. Dies bestätigt die Aussage, dass sich die Temperaturzunahme in der jüngeren Vergangenheit noch beschleunigt hat (Abb. 4.24).

Tabelle 4.13 zeigt ebenfalls, dass der Erwärmungstrend in allen Jahreszeiten deutlich ansteigend ist. In den letzten 34 Jahren ist dabei vor allem der Herbst im Mittel um 1,6 °C wärmer geworden, dicht gefolgt vom Frühjahr mit 1,5 °C, Winter mit 1,3 °C und Sommer mit 1,1 °C. Die meteorologischen Messungen lassen erkennen, dass die Temperaturänderung in den letzten 10 Jahren im Winter mit 1,8 °C am größten war. Auf ganze Halbjahre bezogen beträgt der Erwärmungstrend im Winterhalbjahr 1,3 °C und im Sommerhalbjahr 1,4 °C. Diese Ergebnisse ähneln grundsätzlich den Aussagen zu den ausgewerteten Klimastationen (Abschn. 4.1.1.1).

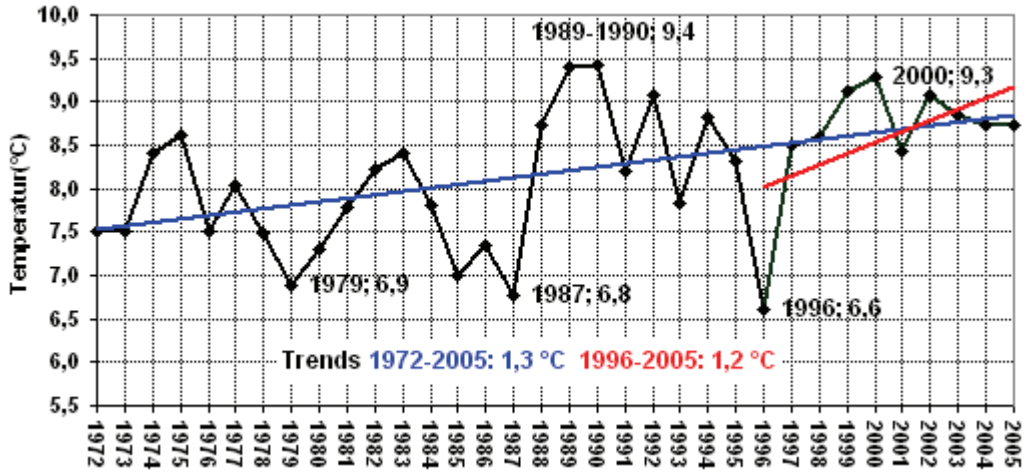


Abb 4.24: Jährlicher Verlauf der Jahresmittelwerte der Temperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1972-2005)

Die Abweichungen der saisonalen Temperaturmittelwerte vom langjährigen Mittelwert sind in Abbildung 4.25 dargestellt. Sie sind im Winter besonders auffällig. So beträgt z. B. die Abweichung vom Mittelwert (1972-2005) im Jahr 1996 -4°C. In den anderen Jahreszeiten haben dagegen die maximalen Abweichungen in den letzten 30 Jahren ±2 °C nicht unter- bzw. überschritten.

Tab. 4.13: Trends der Temperatur in °C an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Zeitraum	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	WHJ	SHJ	Jahr
1972-2005	+ 1,3	+ 1,5	+ 1,1	+ 1,6	+ 1,3	+ 1,4	+ 1,3
StaAbw	1,8	0,9	1	1	1,2	0,7	0,8
1996-2005	+ 1,8	+ 1,2	+ 0,5	+ 1,7	+ 1,6	+ 1	+ 1,2
StaAbw	1,7	1	1,1	0,9	1,2	0,6	0,8

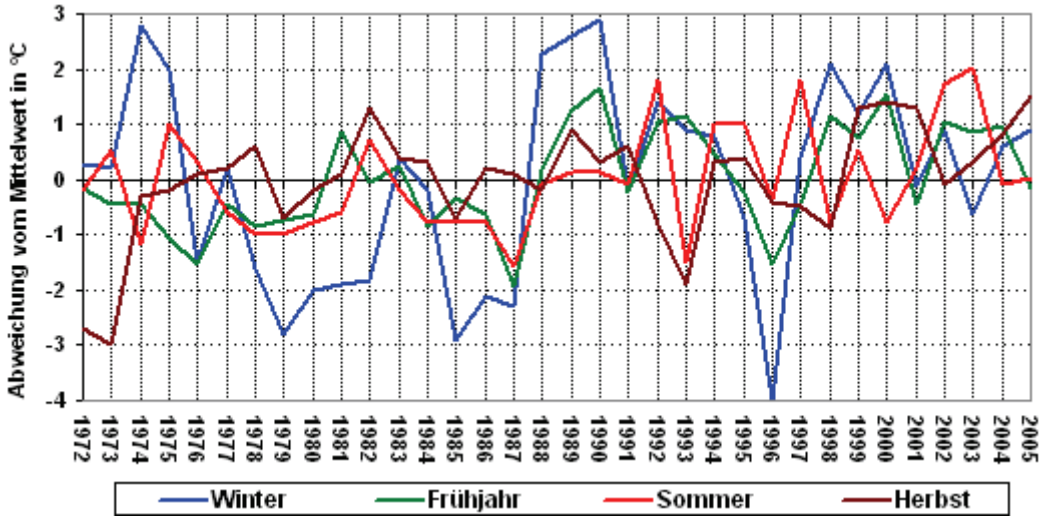


Abb 4.25: Abweichung der jahreszeitlichen Temperatur vom langjährigen Mittelwert an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1972-2005)

Tab. 4.14: Trends der monatlichen Temperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Zeitraum	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1972-2005	1,4	2,4	0,6	2,9	1	0,3	1,3	1,7	2,7	1,3	0,7	- 0,2
StaAbw (°C)	3,0	2,9	1,8	1,5	2,2	2,6	3,0	3,0	2,3	1,9	1,6	1,9
1996-2005	2,6	0,3	1,1	0,7	1,8	0,2	1,9	- 0,6	1,8	0,9	2,4	3,1
StaAbw (°C)	2,2	3,0	1,7	1,1	1,1	1,1	1,5	1,7	1,3	1,9	1,4	2,0

Ausgenommen Dezember haben die Temperaturen in allen Monaten deutlich zugenommen. Betrachtet man jedoch statt des gesamten Zeitraums 1972-2005 nur die letzten 10 Jahre, dann ist auch in diesem Monat die Temperatur mit 3,1°C deutlich angestiegen (vgl. Tab. 4.14). Mit Monatsmitteltemperaturen von 6,9 °C und einem Temperaturtrend von 2,9 °C zeigt sich der April von 1972 bis 2005 zunehmend zu warm. Starke monatliche Änderungen sind insgesamt auch im September mit 2,7 °C, gefolgt von Februar mit 2,4 °C festzustellen. Die Monate Januar, August, Juli, Oktober und Mai sind gleichfalls spürbar wärmer geworden.

4.2.2 Niederschlag

Im Gegensatz zu anderen Klimaregionen ist in Groß Lüsewitz ganzjährig Niederschlag zu beobachten. Der langjährige durchschnittliche Jahresniederschlag beträgt hier 679 mm, wobei gemessen am Mittelwert 42 % der Jahre weniger Niederschlag erhalten. Abbildung 4.26 macht deutlich, dass die Jahre 1981, 1994 und 2002 deutlich nässer als im langjährigen Mittel waren. Die trockensten Jahre waren 1996, 1982 und 2003. Rund 32 % des jährlichen Niederschlags fallen im Sommer, 25 % im Herbst, 22 % im Winter und 21 % im Frühjahr. Die größten Abweichungen vom jahreszeitlichen Mittelwert weist der Sommer auf (vgl. Abb. 4.27), wobei die maximalen Abweichungen mit +169 mm im Jahr 1980 bzw. mit -118 mm im Jahr 1983 zu beobachten waren.

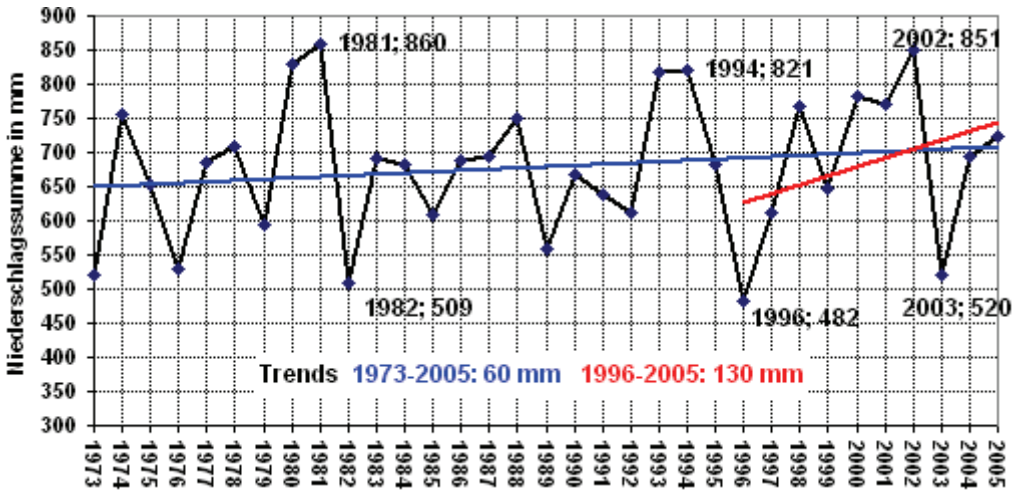


Abb 4.26: Jährlicher Verlauf des Niederschlags an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005)

Tabelle 4.15 enthält die Niederschlagstrends der verschiedenen Jahreszeiten im Zeitraum von 1973 bis 2005. Mit 32 % (entspricht 48 mm) ist die Zunahme der Niederschläge im Winter deutlich größer als im Frühjahr und Sommer. Mit etwa 5,9 % (entspricht 10 mm) sind die Niederschläge im Herbst ein wenig zurückgegangen. Besonders auffällig ist im Zeitraum

1996 bis 2005 der Rückgang der Niederschläge im Frühjahr um 16,4 % (24 mm) und die enorme Zunahme der Niederschläge im Sommer mit 45,1 % (97 mm).

Tab. 4.15: Trends der Niederschläge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Zeitraum	1973-2005			1996-2005		
	mm	%	StaAbw mm	mm	%	StaAbw mm
Winter	48	32	46	55	35,2	58
Frühjahr	12	8,4	51	-24	-16,4	29
Sommer	10	4,6	64	97	45,1	50
Herbst	-10	-5,9	51	2	1,2	34
WHJ	43	14,6	60	32	11	70
SHJ	17	4,4	79	98	25,3	62
Jahr	60	8,8	104	130	18,9	119

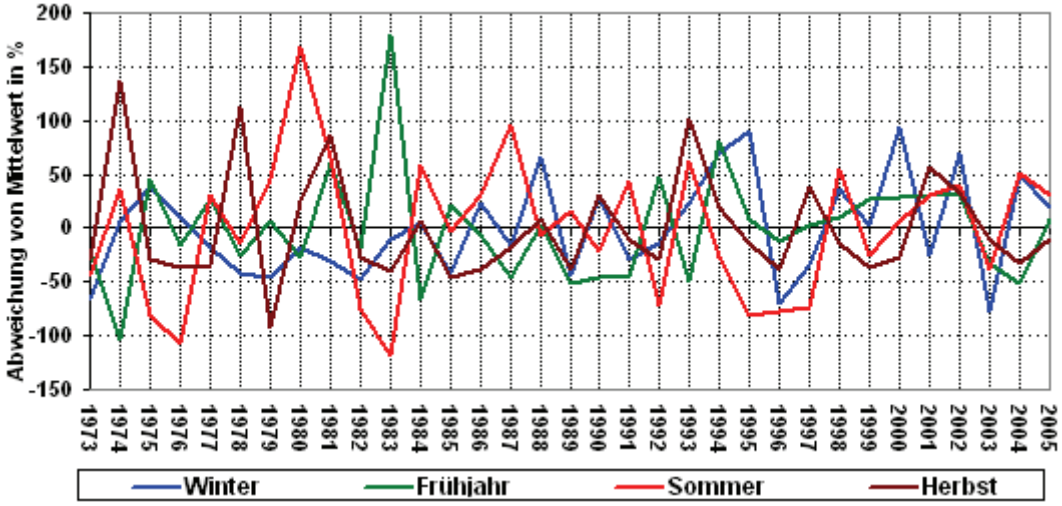


Abb 4.27: Abweichung des Niederschlags vom Mittelwert an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005)

Trockenster Monat ist der Februar mit im Mittel 38 mm, gefolgt vom April mit 41 mm. Der meiste Niederschlag fällt in den Sommermonaten mit durchschnittlich 75 mm im Juli, 72 mm im Juni und 76 mm im August (Tab. 4.16). Monatlich sind auch die Tage mit einem Niederschlag weniger als 1 mm fast gleichmäßig verteilt.

Tab. 4.16: Monatliche Verteilung der mittleren Niederschläge und der Tage mit Niederschlagssummen < 1 mm (1973-2005) in %

Zeitraum	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Mittelwert	53	38	47	41	53	72	75	67	65	53	54	59
Weniger als 1 mm	65	64	70	69	73	75	69	70	72	68	69	66

Die Monatsniederschläge haben zwischen 1973 und 2005 im Februar mit 45 mm enorm zugenommen, im Juni beträgt die Zunahme immerhin noch 27. Ein Rückgang der Niederschläge ist im Juli mit 28 mm und Oktober mit 15 mm zu verzeichnen. Ein widersprüchliches Bild zeigt sich im Juli. Während in diesem Monat der Trend in der gesamten Beobachtungsperiode negativ ist, haben wir es in den letzten 10 Jahren mit einem erheblichen Anstieg um 56 mm zu tun (vgl. Abb. 4.28).

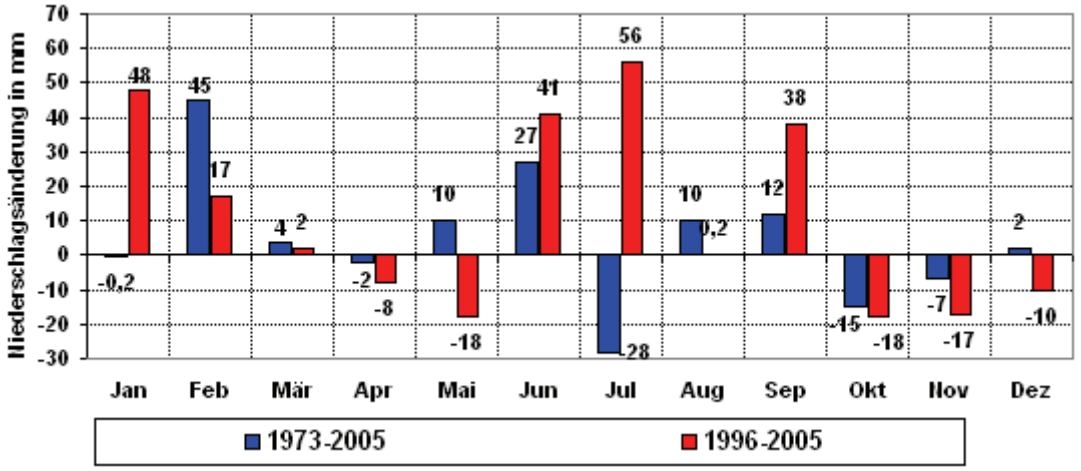


Abb 4.28: Trends der monatlichen Niederschläge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in mm

4.2.3 Extremwerte

Abb. 4.29 ist zu entnehmen, dass die Jahresmitteltemperaturen in guter Nährung der Gauß-Verteilung folgen. Dabei wurden die jährlichen Temperaturen der Zeitperiode 1989-2005 verwendet, um sie mit den jährlichen Temperaturen der Zeitperiode 1972-1988 zu vergleichen. Die rote Farbe bedeutet, dass die Wahrscheinlichkeit $P_Ü$ der Temperaturen über 10°C von 0 % auf 6 % angestiegen ist. In ähnlichem Maße hat die Wahrscheinlichkeit P_U der Temperatur unter 8 °C von 64,5 % bis 32,7 % (hellblaue Farbe) abgenommen (blaue Farbe bedeutet: Abnahme der Wahrscheinlichkeit P_U um 31,8 %).

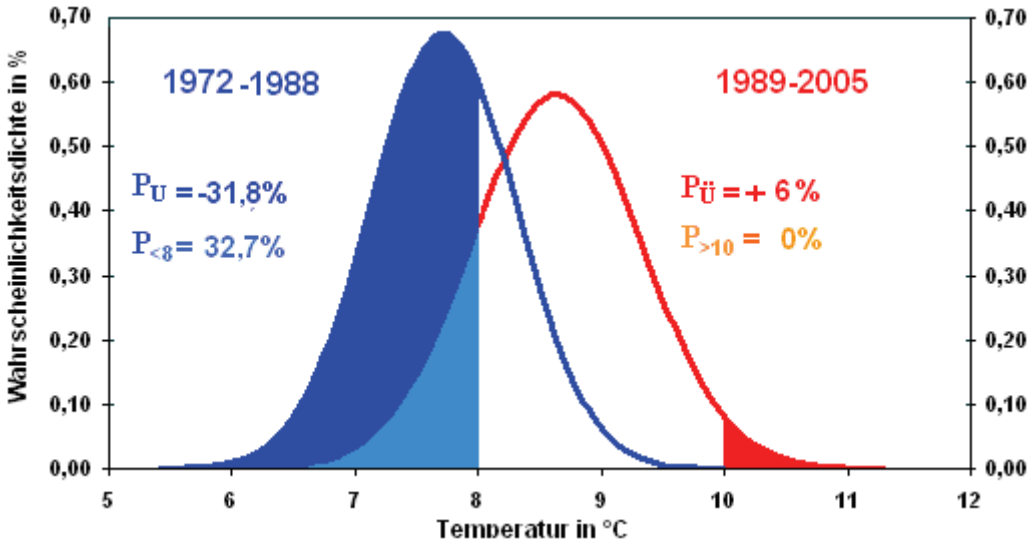


Abb 4.29: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz, 1989-2005 im Vergleich zu 1972-1988

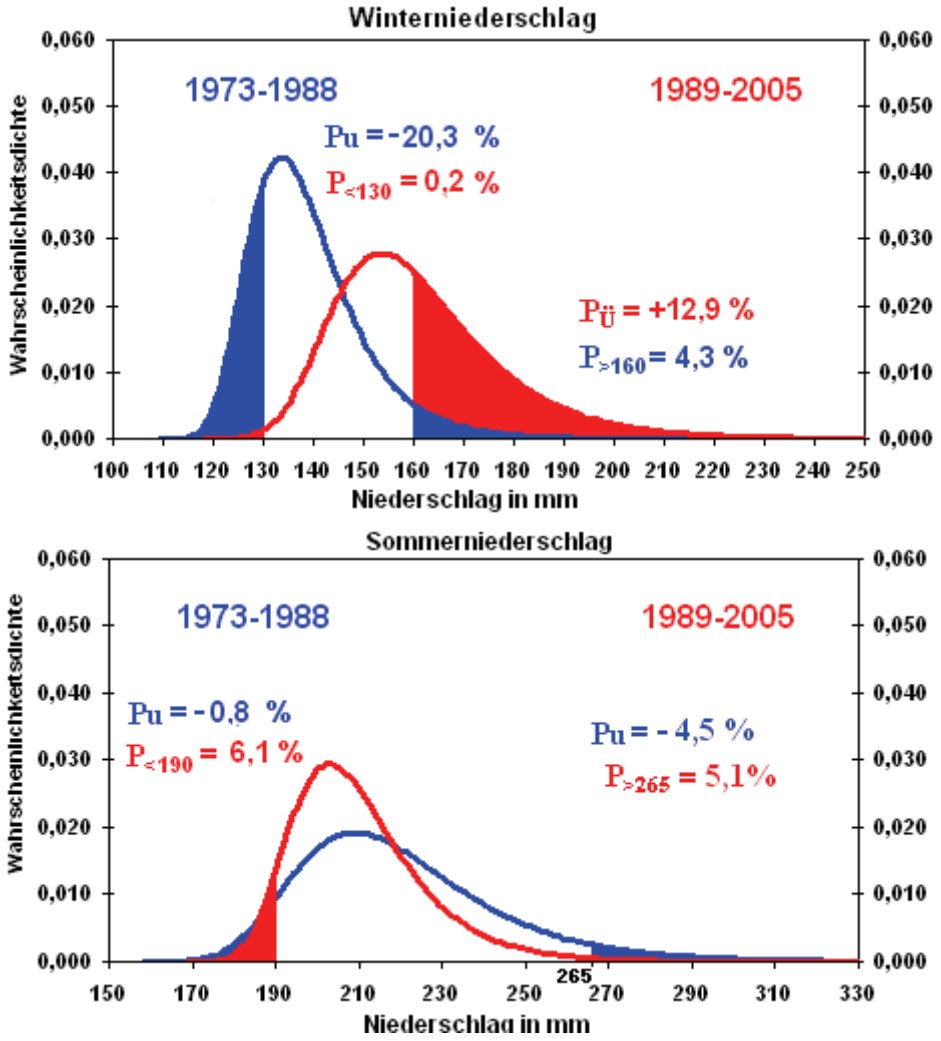


Abb 4.30: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz, 1989-2005 im Vergleich zu 1973-1988

Die Gumbel-Verteilung erweist sich als am besten für die Darstellung der Niederschläge geeignet (Abbildung 4.30). Auf dieser Basis wurden im Winter hauptsächlich positive Trends sowohl im Lageparameter (d.h. zunehmender Mittelwert) als auch in der Streuung (d.h. gleichzeitig Zunahme der Varianz) gefunden. Dies bedeutet, dass vor allem die Wahrscheinlichkeit extrem hoher Niederschläge über 160 mm von 4,3 % auf 17,2 % (Rote Farbe bedeutet: Zunahme um 12,9 %) angestiegen ist. Dagegen zeigen sich im Sommer verbreitet negative Trends bei der Streuung, was mit einer Wahrscheinlichkeitsabnahme extrem hoher Niederschläge über 265 mm von 5,1 % auf 0,6 % und unter 190 mm von 6,1 % auf 5,3 % verbunden ist.

4.2.4 Sonnenscheindauer

Die durchschnittliche Sonnenscheindauer beträgt in Groß Lüsewitz im Zeitraum 1981-2005 1837 Stunden. Mit einer relativen Abweichung, bezogen auf das langjährige Mittel, von 36 % betrug die höchste jährliche Sonnenscheindauer im Jahr 1984 um 2498 Stunden (Abb. 4. 31). Die geringste jährliche Sonnenscheindauer mit einer relativen Abweichung von -27,3 % vom Mittelwert war 1981 mit 1336 Stunden zu beobachten. Die Sonnenscheindauer hat von 1981 bis 2005 um etwa 227 Stunden (13,2 %) zugenommen, davon aber allein in den letzten zehn Jahren (1996-2005) um 112 Stunden (6,7 %).

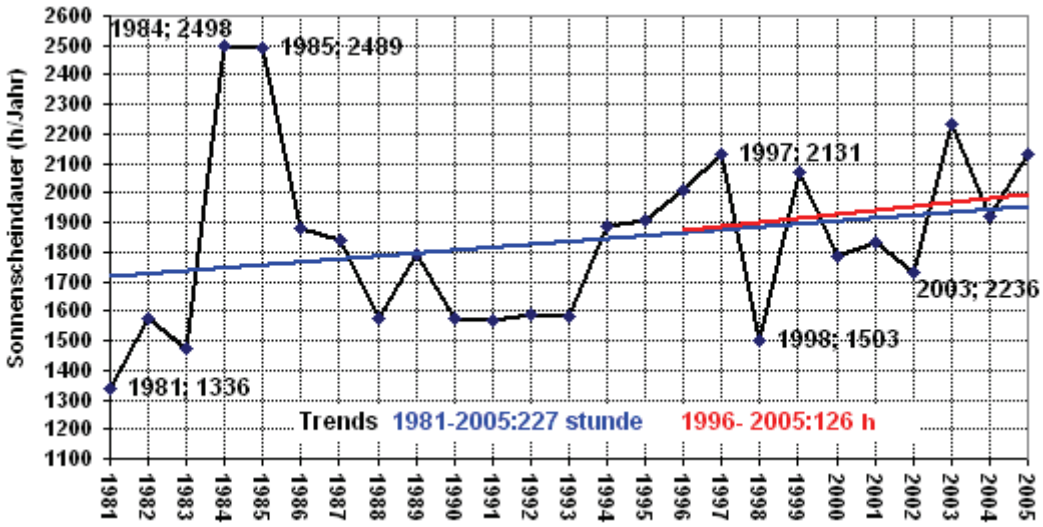


Abb 4.31: Summe der Sonnenscheindauer an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1981-2005)

Ausgenommen der Monate Mai und Juli haben die Summen der Sonnenscheindauer in allen anderen Monaten zugenommen. März hat mit 74 Stunden (entspricht 2,4 h am Tag) die größte Zunahme, gefolgt von Juni mit 52,2 Stunden (entspricht 1,7 h am Tag). Im Juli ist dagegen eine Abnahme um 42,3 Stunden (entspricht -1,4 h am Tag) zu verzeichnen (vgl. Tab. 4.17).

Tab. 4.17: Trends der Sonnenscheindauer an der Lysimeter Station Groß Lüsewitz in h

Zeitraum	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jah
Mittelwert	1,6	2,9	4,5	6,7	9,0	8,3	8,0	7,4	5,4	3,7	1,7	1,0	5,0
Trend	0,6	0,8	2,4	0,8	- 0,4	1,7	- 1,4	0,5	1,2	0,8	0,4	0,6	0,7

4.2.5 Versickerung

Die mittlere jährliche Versickerung beträgt im Zeitraum 1973-2005 193 mm. Der Versickerungstrend hat von 1973 bis 2005 um etwa 33 mm abgenommen. Er ist aber in der letzten Dekade mit 100 mm enorm angestiegen (Abb. 4.32). Der saisonale Trend der Versickerung weist in Bezug auf die gesamte Beobachtungsperiode (1973 bis 2005) eine große Verringerung von etwa -19,6 mm im Herbst und von -7,6 % im Sommer bzw. -21,7 mm im Sommerhalbjahr aus. Dagegen hat die Versickerung im Winter um 3,2 mm zugenommen. Mit Ausnahme des Frühjahrs waren die Trends der Versickerung in der letzten Dekade stark ansteigend, wobei dieser im Winter 64 mm beträgt (vgl. Tab. 4. 18).

Tab. 4.18: Trends der Versickerung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in mm

Zeitraum	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	WHJ	SHJ	Jahr
1973-2005	3,2	-9,7	-7,6	-19,6	-12	-21,7	-33,7
StaAbw	46,6	33,6	22,7	29,2	73,8	41,7	80,6
1996-2005	64,1	1,3	13,2	21,4	78,2	21,6	100
StaAbw	36,7	21,4	12,9	26,7	53,3	32,2	66,8

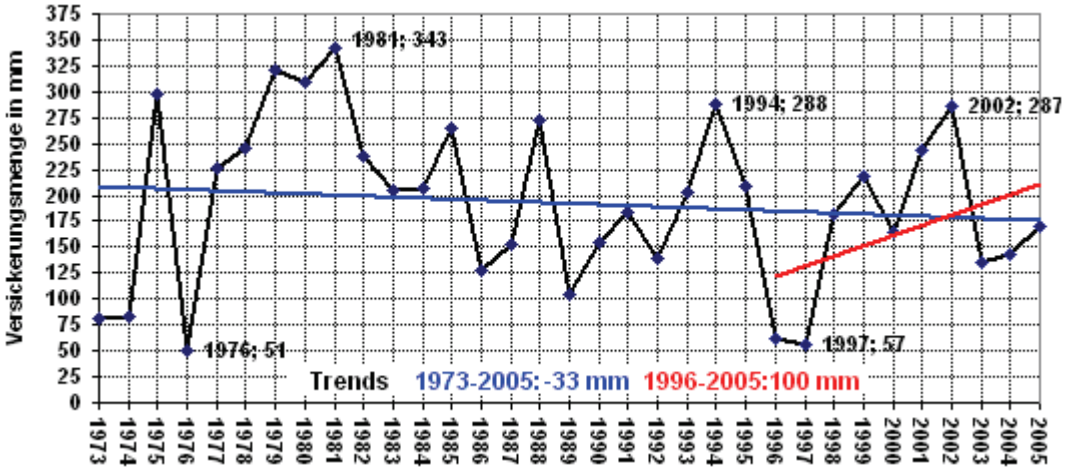


Abb 4.32: Jährlicher Verlauf der Versickerung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz 1973-2005

Die mittlere jährliche Versickerungsmenge entspricht 28,4 % des mittleren Jahresniederschlags. Was die Veränderung der jahreszeitliche Versickerungsanteil im gesamten Beobachtungszeitraum anbetrifft, so ergeben die Auswertungen eine winterliche Versickerungsmenge von 58,7 % und eine sommerliche Versickerungsmenge von 7 % bezogen auf den Niederschlag. Abb. 4.33 sowie Tabelle 4.19 zeigen jedoch eine deutliche Abnahme des Versickerungsanteils am Niederschlag in den Jahren 1996 bis 2005, so dass die Versickerung im Winter sechs Mal größer als im Sommer ist. Dies ist jedoch nicht allein auf den Temperaturanstieg zurückzuführen, sondern auch auf Veränderungen in der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung der Lysimeterparzellen.

Tab. 4.19: Versickerungsrate als Anteil an der Niederschlagsmenge (1973-2005) (Niederschlagsmenge = 100 %)

1973-2005	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	WHJ	SHJ	Jahr
Versickerung in mm	88	60	15	29	152	42	193
Anteil vom Niederschlag	58,7 %	42,6%	7,0%	17,1%	51,8%	10,8%	28,4%
1996-2005	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	WHJ	SHJ	Jahr
Versickerung in mm	79	55	12	21	136	31	166
Anteil vom Niederschlag	46,7%	35,8%	5,6%	12,6%	43,8%	8,0%	23,9%

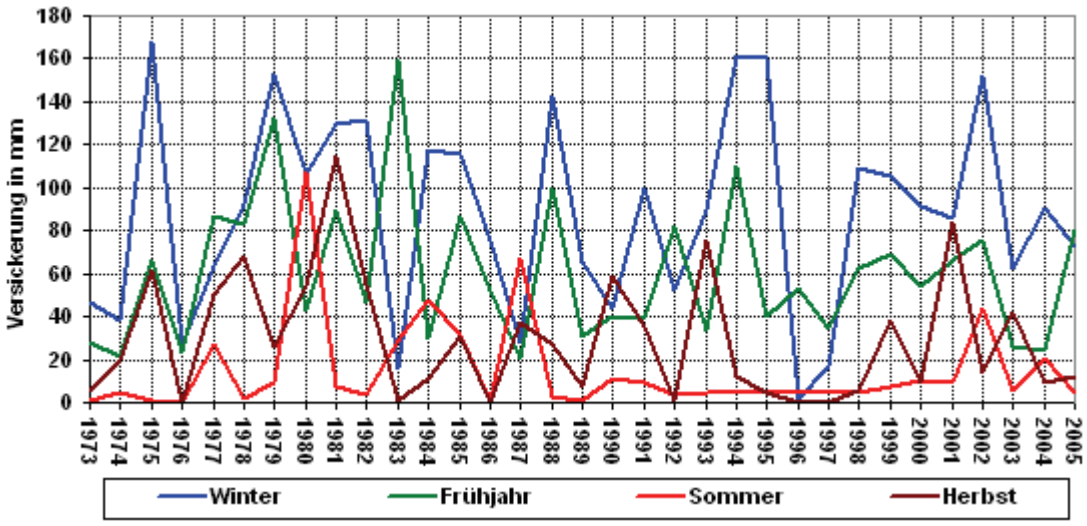


Abb 4.33: Jahreszeitlicher Verlauf der Versickerung in Groß Lüsewitz (1973-2005)

Monatlich gesehen ist die Versickerungsmenge im August mit 4 mm am geringsten, dem der Juni mit 5,6 mm folgt (Abb. 4.34). Von 1996 bis 2005 hat die Versickerung (ausgenommen Juni und Februar) deutlich abgenommen. Die größte Abnahme hat im Dezember und Januar übereinstimmend mit dem erheblichen Anstieg des Temperaturtrends (3,1 bzw. 2,6 °C) stattgefunden.

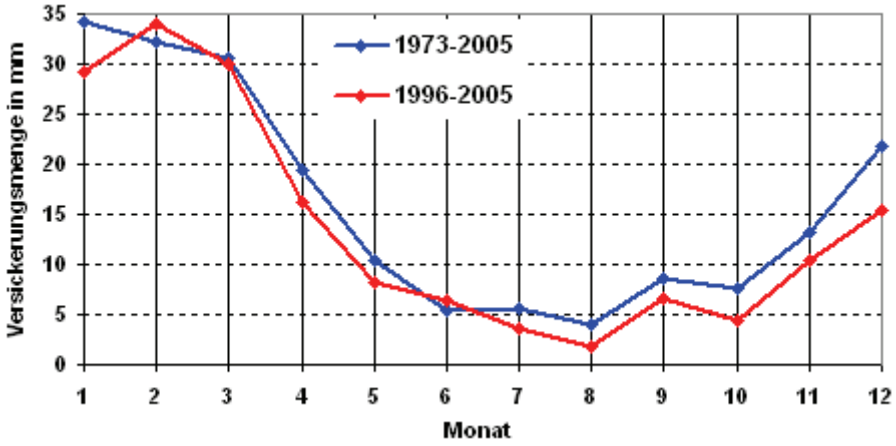


Abb 4.34: Monatliche Versickerungsmenge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005 und 1996-2005)

4.2.6 Verdunstung

Die Verdunstung der Pflanzenbestände auf den Lysimetern wird wie folgt berechnet:

Reale Verdunstung = Niederschlag - Bodenwasservorratsänderung - Sickerwassermenge

Die Verdunstung hat in der gesamten beobachteten Zeitperiode (1973-2005) um 59 mm zugenommen. Die Temperaturgerade ist allein in den Jahren 1996 bis 2005 um 33 mm angestiegen (Abb. 4.35).

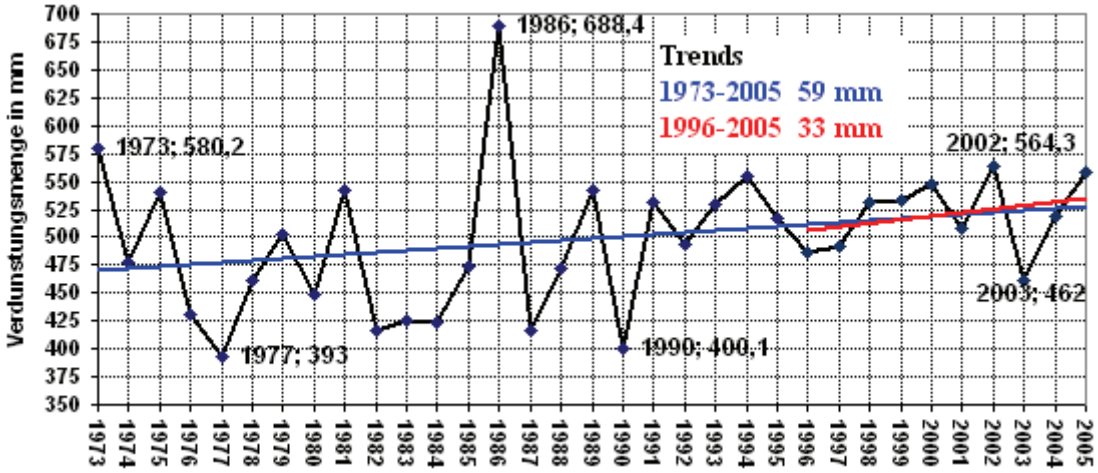


Abb 4.35: Jährlicher Verlauf der Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005)

Die mittlere jährliche Verdunstung (1973-2005) beträgt 499 mm, dies sind im betrachteten Zeitraum 73,5 % des mittleren jährlichen Niederschlags. Der Anteil ist mit 75 % in der letzten Dekade vergleichbar. Im Winterhalbjahr verdunsten von den fallenden Niederschlägen ca. 43 % und im Sommerhalbjahr 97 %. In der letzten Dekade hat sich die Verdunstungsrate des Sommerhalbjahrs auf immerhin 99 % erhöht. Die Verdunstung überschreitet die Niederschlagssumme im Frühjahr um 8 % und im Sommer um 4%. Dies weist auf Zehrung aus dem Bodenwasservorrat hin. Im Winter verdunstet ein Niederschlagsanteil von 22 % und im Herbst von 52 %. Die Verdunstung hat sich im Winter in der Zeitperiode (1996-2005) übereinstimmend mit dem stärkeren Anstieg der Temperatur und der Änderung der Bewirtschaftung (u.a. Anbau von Winterzwischenfrüchten) um 4 % erhöht (vgl. Tab. 4. 20). In den Monaten April, Mai, Juni, und Juli überschreitet die Verdunstung die fallenden Niederschläge um 6% im Juli bis 47 % im Mai (Tab. 4.21). Abbildung 4.36 zeigt die Verdunstungsverlauf seit 1973.

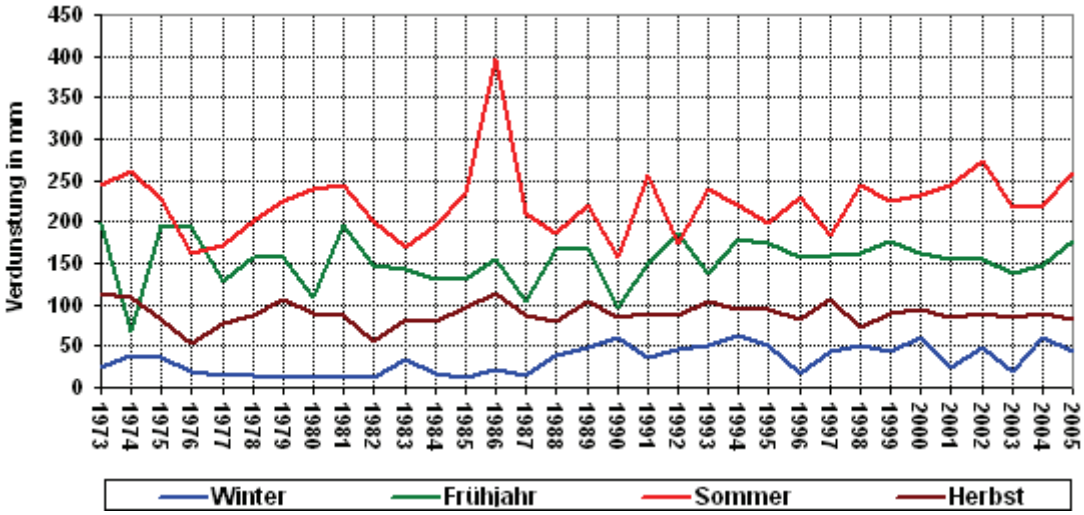


Abb 4.36: Jahreszeitlicher Verlauf der Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005)

Tab. 4.20: Verdunstungsrate bezogen auf die Niederschlagsmenge an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in % (Niederschlagsmenge = 100%)

Zeitraum	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	WHJ	SHJ	Jahr
1972-2005	22	108	104	52	43	97	73
1996-2005	26	106	111	52	46	99	75

Tab. 4.21: Monatliche Verdunstungsrate bezogen auf die Niederschlagsmenge an der Lysimeterstation in % (Niederschlagsmenge = 100%)

Zeitraum	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1972-2005	19	33	62	111	147	120	106	85	68	53	31	18
1996-2005	26	32	64	114	135	129	129	76	61	57	35	20

Bezüglich der beobachteten Trends ist zu sagen, dass im Winterhalbjahr mit 42,1 mm eine stärkere Erhöhung der Verdunstung als mit 16,8 mm im Sommerhalbjahr stattgefunden hat. Mit -0,3 mm ist die Abnahme im Herbst vernachlässigbar (vgl. Tab 4.22). Monatlich hat sich die Verdunstung (1973-2005) übereinstimmend mit dem Temperaturanstieg in den

Wintermonaten z.T. enorm, d.h. um etwa 136 % im Januar und 99 % im Februar erhöht. (vgl. Abb. 4.37). Die größte Zunahme in Millimeter ist mit 31 mm oder (36%) im Juni zu verzeichnen.

Tab. 4.22: Trends der Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in %

Zeitraum	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	WHJ	SHJ	Jahr
1972-2005 in mm	32,3	9,8	17,3	-0,3	42,1	16,8	59,1
StaAbw in mm	17,1	29,6	43,4	13,7	25,1	56,6	62,1
1996-2005 in mm	10,6	-5,7	32,3	4,5	2,2	30,7	32,7
StaAbw in mm	15,5	11,3	24,5	8,7	21,4	24,1	33,3

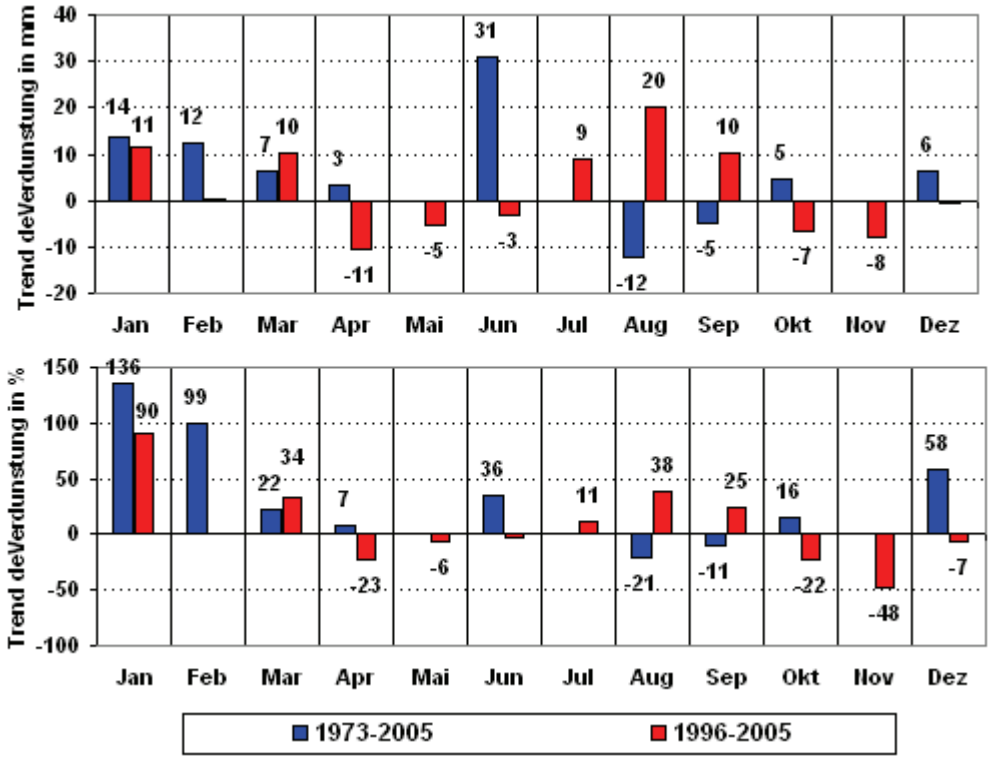


Abb 4.37: Trend der monatlichen Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1973-2005 und 1996-2005)

4.2.7 Änderung Wasserhaushaltsgrößen in Groß Lüsewitz im Zusammenhang mit den Klimaänderungen

Mit Hilfe der Korrelationsanalyse können wir statistische (lineare) Zusammenhänge innerhalb einer Zeitreihe zwischen der Temperaturänderung und dem betrachteten Wasserhaushaltselement analysieren. Abb. 4.38 zeigt eine deutlich positive Abhängigkeit zwischen der Temperatur und Verdunstung: Je höher die Temperatur, desto stärker ist die Verdunstung (Gleitmittel über 10 Jahre). Andererseits besteht erwartungsgemäß ein stark negativer linearer Zusammenhang zwischen der Temperatur und Versickerung: je größer die Temperatur, desto niedriger ist die Versickerung (Gleitmittel über 10 Jahre). Die Korrelation zwischen Temperatur und Verdunstung ist im Winter mit r = 0,95 besonders hoch, im Winterhalbjahr beträgt sie R=0,94. Die Korrelation zwischen Temperatur und Versickerung ist mit r = -0,94 ebenfalls hoch (vgl. Tab. 4.23).

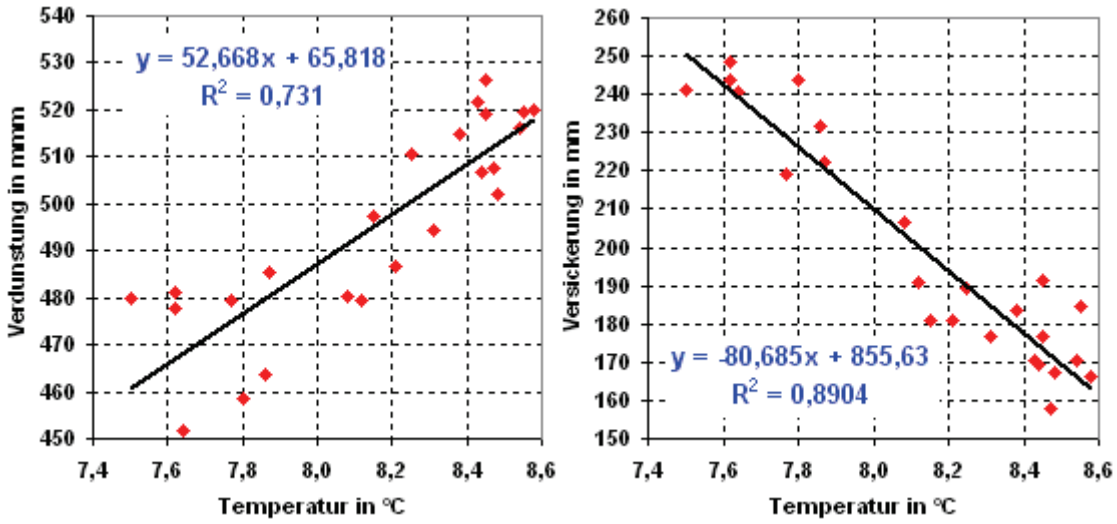


Abb 4.38: Abhängigkeit der Verdunstung und Versickerung von der Temperatur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1972-2005, Gleitmittel über 10 Jahre)

Tab. 4.23: Korrelationskoeffizient des Zusammenhangs zwischen Temperatur und Verdunstung und Versickerung in Groß Lüsewitz (-1≤r ≤1).

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	WHJ	SHJ	Jahr
Verdunstung	0,95	0,54	-0,09	-0,47	0,94	0,26	0,85
Versickerung	-0,71	-0,85	-0,90	0,04	-0,87	-0,78	-0,94

Das Klimadiagramm (Abb. 4.39) zeigt das mittlere Klima an der Station Groß Lüsewitz. Das Klima ist hier im Gesamtzeitraum von 33 Jahren jeweils in Zeiträume von 11 Jahren unterteilt (Hendekaden) ermittelt. Die blaue Farbe stellt den monatlichen Niederschlag, die rote Linie das monatliche Temperaturmittel dar. Das Klima in Groß Lüsewitz ist als humid einzustufen. Die meisten Niederschläge fallen in der Zeit der Vegetationsruhe in den Monaten Dezember bis März.

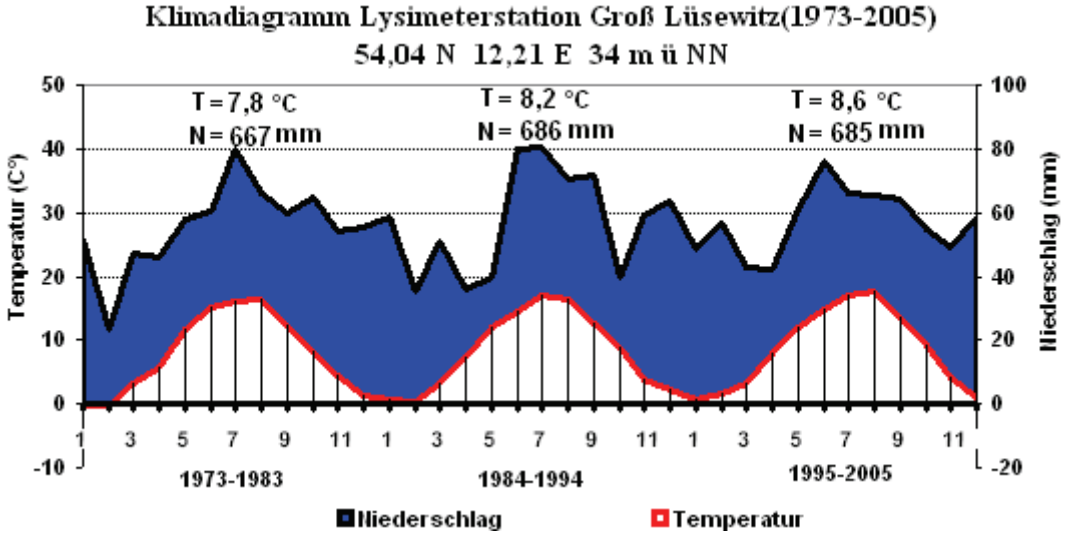


Abb 4.39: Klimadiagramm der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (Hendekadenwerte)

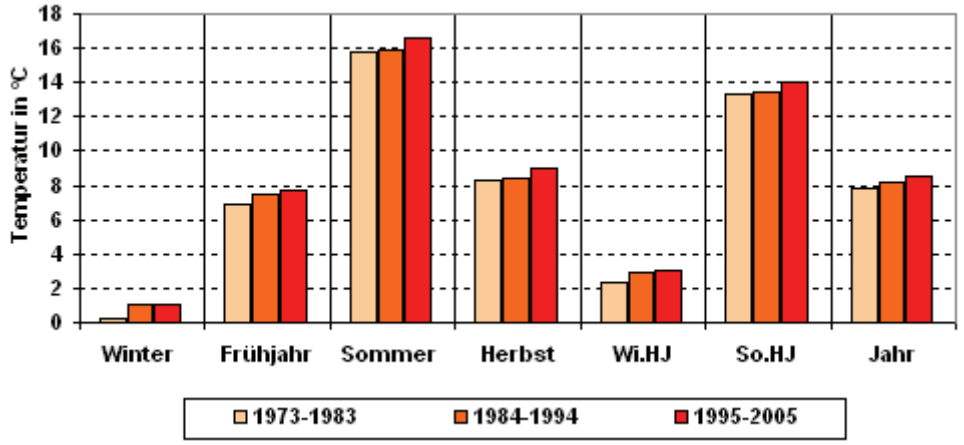


Abb 4.40: Änderung der Temperatur 1973-2005 an der Lysemeterstation Groß Lüsewitz (Hendekadenwerte)

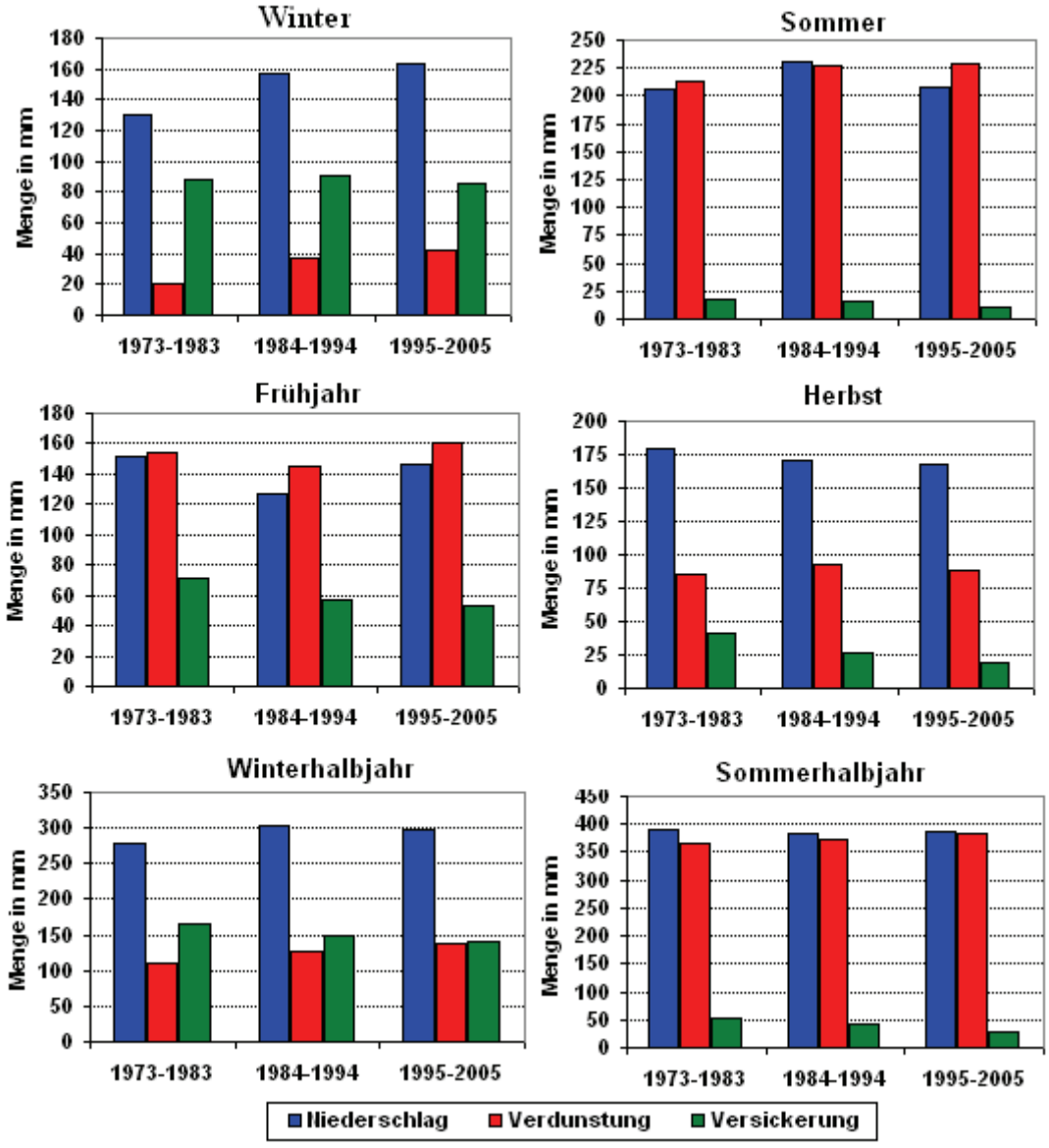


Abb 4.41: Änderung der Wasserhaushaltsgrößen an der Lysemeterstation Groß Lüsewitz mit der Klimaänderung

Von 1973 bis 2005 ist bei den Hendekadenmittelwerten eine kontinuierliche Zunahme der mittleren Verdunstungsmengen zu verzeichnen und eine Abnahme der mittleren Versickerungsmengen (Abb. 4.41), sowohl in den Wintermonaten und Winterhalbjahren als auch in den Sommermonaten und Sommerhalbjahren. Ursache für diese höheren Verdunstungsmengen ist einerseits sicherlich die Veränderung der Temperaturmittelwerte (Abb. 4.40). So ist in den Winterhalbjahren bei den Hendekadenmittelwerten eine Zunahme von 2,4 ^{o}C auf 3,1 ^{o}C zu verzeichnen und in den Sommerhalbjahren von 13,3 ^{o}C auf 14,1 ^{o}C. Auch bei den mittleren Globalstrahlungswerten ist in den Winter- und Sommerhalbjahren eine Erhöhung festzustellen. Andererseits sei hier noch einmal auf Bewirtschaftungseinflüsse verwiesen. Bei den mittleren Niederschlagsmengen ist in den Wintermonaten ein Anstieg und in den Sommermonaten eine Abnahme von 1973 bis 2005 zu beobachten, während sich die Jahresmittelwerte kaum unterscheiden. Es ist demnach eine Umverteilung der innerjährlichen Niederschlagsmengen zu beobachten, die nicht unbedeutsam ist, wie die nachfolgenden Ausführungen noch zeigen werden.

4.3 Auswertung der Simulationsergebnisse des STAR-Modells

Die Simulationsergebnisse des STAR-Modells sind im Vergleich zur Beobachtung durch höhere Temperaturen, höhere Niederschläge im Winter, abnehmende Niederschläge im Juni und Juli bzw. im Sommer, weniger Globalstrahlung mit kürzerer Sonnenscheindauer und keine erheblichen Änderungen beim Bedeckungsgrad, bei der relativen Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit gekennzeichnet. In Abbildung 4.42 ist der zeitliche Verlauf der Temperatur für die Dekaden 1951-1960 bis 2041-2050 dargestellt.

Der Erwärmungsprozess schreitet von Dekade zu Dekade und von Klimastation zu Klimastation nicht gleichförmig voran. Dieser Effekt wird besonders im Winter und Herbst deutlich. Nach einer recht warmen Dekade 2021-2030 folgt eine kühlere Dekade 2031-2040 mit einer erneuten kräftigen Erwärmung. Danach folgt eine Dekade 2041-2050 mit einer starken Erwärmung. Das bedeutet, dass die zu erwartende Erwärmung nicht in jeder der einzelnen Dekaden exakt eintreffen wird. Diese Ergebnisse verdeutlichen lediglich die Variabilität auch des zukünftigen Klimas von Dekade zu Dekade, die mit einem entsprechenden Schwankungsverhalten um den gefundenen Trend des Temperaturanstieges verbunden ist. Man kann auch formulieren, dass in einzelnen Dekaden der vorhandene Trend durch das Schwankungsverhalten gewissermaßen maskiert wird.

Im Winter und Frühling ist sowohl in den zurückliegenden Jahrzehnten als auch bis zur Dekade 2041-2050 eine starke Zunahme der Temperatur für alle Klimastationen (0,20-0,27 °C) bzw. (0,18-0,26 °C) pro Dekade zu erkennen. Im Sommer ist hingegen eine leichte Abnahme der Temperatur für die Dekaden von 2001-2010 bis 2041-2050 (0,04 - 0,08 °C pro Dekade) zu erwarten. Im Herbst ist die Temperaturzunahme in den kommenden Dekaden (0,14-0,18 °C) deutlich sichtbar. Der Verlauf der Erwärmung zeigt über alle Klimastationen ein ähnliches Bild. Dies trifft sowohl für einzelne Jahreszeiten als auch für die kommenden Dekaden zu.

Die Temperatur ist im Zeitraum 1951-2000 im Mittel über alle Klimastationen um rund 1 °C angestiegen. Der Temperaturtrend war mit 1,8 °C im Winter und 1,7 °C im Frühjahr deutlich stärker. Das Szenario der weiteren Temperaturentwicklung zeigt einen weiteren Anstieg um 1,6 °C im Winter und 1,1 °C im Frühjahr. Die mittlere Temperaturerhöhung beträgt 0,6 °C. Die simulierte Temperatur zeigt dagegen im Sommer mit einer mittleren Abnahme von -0,3 °C ein umgekehrtes Bild.

Die Zunahme der maximalen und minimalen Temperaturen wirkt sich sehr deutlich auf die Verringerung der Anzahl der Frost- und Eistage aus. Auch die Zunahme der Anzahl der Sommertage und heißen Tage entspricht den Erwartungen, da sie insgesamt aus einer Zunahme der Tagesmaxima resultieren.

Die Zahl der Frosttage nimmt in Greifswald im Zeitraum 2004-2055 gegenüber dem Vergleichzeitraum 1951-2003 im Mittel von 22,1 auf 17,7 % (16,1 Tage/ Jahr) ab. Im Mittel liegt die Abnahme der Eistage bei 5,6 Tage/Jahr. Deutlich ist auch die Zunahme der Sommer- und der heißen Tage zu erkennen. In Greifswald nehmen die Sommertage um 7,9 Tage/Jahr und die heißen Tage um 1,3 Tage/Jahr zu (vgl. Tab.4.24).

Temperaturüberschreitungen von Schwellenwerten können die Entwicklungsstadien von Pflanzen beeinträchtigen und so zu schweren Ertragsverlusten führen. Temperaturen > 30 °C über mehr als 8 h führen z.B. bei Weizen zur Umkehr der Kältehärtung *(IPCC, 2001)*.

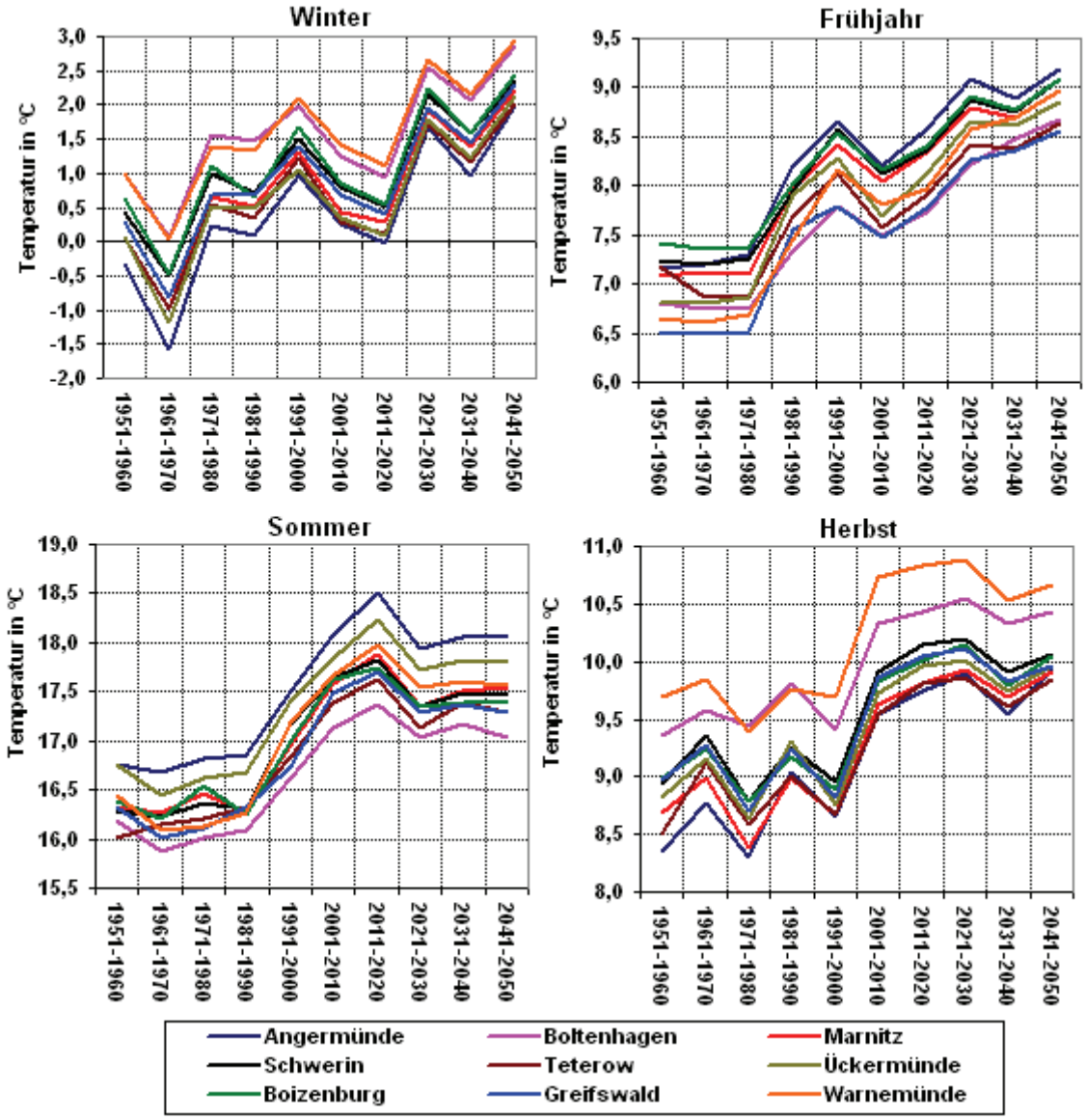


Abb 4.42: Zeitlicher Verlauf der beobachteten und simulierten Temperatur an den untersuchten Klimastationen als Dekadenmittelwerte

Tab. 4.24: Änderung der mittleren jährlichen Ereignistage der Temperatur an der Klimastation Greifswald, 2055-2004 zu 1951-2003 (in Tagen und %)

Parameter	1951-2003		2004-2055		Mittlere Änderung (Tag im Jahr)
	Tag	%	Tag	%	
Heiße Tage	1,7	0,5	2,9	0,8	1,3
Sommertage	15,6	4,3	23,5	6,4	7,9
Frosttage	80,6	22,1	64,5	17,7	-16,1
Eistage	24,4	6,7	18,8	5,1	-5,6

Im Vergleich zu beobachteten Werten verzeichnet man in allen Jahreszeiten einen Anstieg der höchsten Maximaltemperatur. Im Sommer werden bis zu 40 °C in Angermünde und Marnitz erwartet. Dieser Wert liegt ca 2,6 °C über dem bisher in Schwerin beobachteten Höchstwert (vgl. Tab. 4.25). Der prognostizierte Anstieg der winterlichen Temperatur ist gleichzeitig mit einer Zunahme des winterlichen Niederschlags verbunden. Demgegenüber geht der Rückgang des sommerlichen Niederschlags mit einer Verringerung der sommerlichen Temperaturen einher.

Tab. 4.25: Beobachtete und simulierte Temperaturen an den erfassten Klimastationen in M-V

Parameter	Ange	Bolt	Marn	Schw	Tete	Ücke	Boiz	Grei	Warn
Tmax 51-20	37,5	36,6	36,9	36,9	38,7	38,0	37,3	36,5	36,9
Tmax 01-50	39,8	37,4	39,8	39,5	39,5	39,1	39,0	37,7	38,4
Tmin 51-20	-29,2	-24,4	-24,7	-23,3	-25,4	-27,7	-23,5	-27,2	-18,4
Tmin 01-50	-27,6	-21,3	-22,4	-22,1	-22,4	-26,2	-22,1	-22,1	-21,3

Der **Niederschlag** kann räumlich und zeitlich stark variieren (Abb. 9.22 im Anhang). Die Variabilität von Station zu Station ist im Winter und Herbst deutlich größer als dies für die übrigen Jahreszeiten der Fall ist. Die Entwicklung der Niederschläge erfolgt ähnlich wie bei den Temperaturen von Dekade zu Dekade und von Klimastation zu Klimastation nicht gleichförmig. Nach einer nassen Dekade 2001-2010 folgt im Winter eine trockene Dekade 2011-2020. Dabei beträgt die mittlere Abnahme z. B. an der Klimastation Angermünde ca. 47 mm. An den übrigen Klimastationen liegt die Abnahme zwischen 6 und 20 mm. Die Änderung der Niederschläge (Vergleich der Dekaden 1991-2000 und 2041-2050) weist eine mittlere Zunahme von 0,1 mm bis zu 28 mm im Winter auf. Im Sommer zeigen die Stationen Angermünde, Boltenhagen, Teterow, Ückermünde, Greifswald und Warnemünde eine Abnahme von -4 bis -29 mm.

Vergleicht man im Winter die prozentualen Änderungen der Niederschlagssummen > 150 mm im Zeitraum 1951-2003 gegenüber 2004-2055 für die Stationen Greifswald, Boltenhagen, Marnitz, Schwerin und Teterow, so findet man eine deutliche Zunahme dieser Summen. Demgegenüber zeigt sich eine Abnahme extrem niedriger, saisonaler Niederschlagssummen. Im Sommer ist mit einer Abnahme extrem hoher Niederschlagssummen und einer Zunahme niedriger Summen zu rechnen.

Es ist offensichtlich, dass die **Sonnenscheindauer** auf die Temperatur besonders im Sommer einen starken Einfluss ausübt. Betrachtet man die mittlere Sonnenscheindauer an den untersuchten Klimastationen, so bestehen für die meisten Stationen im Zeitraum 2001-2050 deutlich negative Trends. Die mittleren Änderungen liegen hier zwischen -6,6 Stunden in Angermünde und -14,8 Stunden in Teterow im Winter, im Sommer zwischen -6,2 Stunden in

Angermünde und -22 Stunden in Teterow. Als Mittel über die 9 untersuchten Klimastationen nimmt die Sonnenscheindauer in der Dekade 2041-2050 gegenüber der Dekade 1991-2000 im Winter um 0,5 Stunde pro Tag ab. Im Frühjahr und Sommer ist mit einer leichten Abnahme von 0,1 je Tag zu rechnen. Im Winter beträgt die Abnahme der Sonnenscheindauer ca. 0,2 Stunden. Eine geographische Verteilung der prognostizierten Änderung der Sonnenscheindauer ist nicht zu erkennen.

Im Winter ist damit korrespondierend eine starke Abnahme der **Globalstrahlung** gegenüber der Dekade 1991-2000, d.h. für die Dekade 2041-2050 von 29-50 W/m^2 (19-36 %) zu verzeichnen. Im Herbst wurde sowohl in den zurückliegenden Jahrzehnten als auch bis zur Dekade 2041-2050 eine starke Abnahme der Globalstrahlung für alle Klimastationen mit ca. 4-8 W/m^2 pro Dekade simuliert. Im Sommer beträgt die berechnete Verringerung der Globalstrahlung ca. 9-12 W/m^2. Im Frühjahr ist eine leichte Abnahme zu erwarten. Die bedeutendste Änderung ist an der Klimastation Angermünde mit einer Abnahme von 5 W/m^2 pro Dekade zu erkennen (siehe Abb. 9.23 im Anhang).

Die Sonnenscheindauer ist auf natürliche Weise mit dem Bedeckungsgrad korreliert und durch die Regulation der Sonneneinstrahlung auch mit der relativen Luftfeuchtigkeit. Der simulierte **Bedeckungsgrad** zeigt im Mittel keine Änderung im Herbst. Im Winter ist eine leichte Zunahme von 0,1 zu erwarten. Im Frühjahr und Sommer ist mit einer geringen Abnahme von 0,1 bzw. 0,2 zu rechnen.

Die simulierten Änderungen der **relativen Luftfeuchtigkeit** sind mit 0,1 % über alle Klimastationen gering. In den Jahreszeiten Winter, Sommer und Herbst nimmt die relative Luftfeuchte sehr gering, d.h. um 0,4 % ab. Die Zunahme der relativen Feuchte ist im Frühjahr mit 0,3 % an größten.

Eine sehr schwache Zunahme der Tagesmittel der **Windgeschwindigkeit** ist im Winter mit 0,1 m/s im Mittel über alle erfassten Klimastationen zu erkennen. Bezüglich der übrigen Jahreszeiten gibt es keine Änderung im Herbst und eine leichte Abnahme von 0,1 bzw. 0,2 m/s im Frühling und Sommer.

Die Korrelationen zwischen den veränderlichen hydrometeorologischen Größen lassen wiederum einen entsprechenden Einfluss auf die Berechnung der potentiellen Verdunstung erwarten.

Insgesamt zeigt sich jedoch, dass viele dieser dargestellten Veränderungen so schwach sind, dass sie nicht als signifikant betrachtet und deshalb näherungsweise vernachlässigt werden können.

5 Bewertung von Berechnungsverfahren der Verdunstung auf ihre Eignung zur Berücksichtigung von Klimaänderungen

5.1 Analyse und Bewertung der Berechnungsverfahren

5.1.1 Berechnungsverfahren der potenziellen Verdunstung

Die Methoden für die Berechnung der Verdunstung erfordern verschiedene klimatologische Parameter. Einige dieser Daten werden direkt an den Wetterstationen gemessen. Andere Parameter hängen mit allgemein gemessenen Daten zusammen und können mit Hilfe empirischer Beziehungen abgeleitet werden.

Die potentielle Verdunstung wird in Abhängigkeit von den gegebenen Temperatur-, Wind- Feuchte- und Strahlungsverhältnissen bestimmt. Es sind zahlreiche Formeln zur Berechnung der potentiellen Verdunstung entwickelt worden. Alle diese Formeln benutzen Witterungsdaten. Die meisten Verfahren arbeiten empirisch, d.h. es wird der Versuch gemacht, aus einigen wenigen Witterungsparametern wie z. B der Temperatur und der relativen Luftfeuchtigkeit einen Zusammenhang mit der potentiellen Verdunstung herzustellen.

In Tabelle 5.1 sind die meteorologischen Messdaten zusammengefasst, die für die Anwendung der hier untersuchten Methoden benötigt werden.

Tab. 5.1: Die erforderlichen meteorologischen Messdaten für verschiedenen untersuchten Methoden zur Berechnung der Verdunstung

Verfahren	T	T_{14}	e	e_{14}	U	S	v
Thornthwaite	*						
Haude		*		*			
Turc	*				*	*	
Turc- Wendling	*					*	
Blaney- Criddle	*						
Priestley-Taylor	*					*	
Makkink	*					*	
Penman	*		*		*	*	*

mit

T	mittlere Lufttemperatur
T_{14}	Lufttemperatur um 14 Uhr
e	Wasserdampfdruck um 14 Uhr
e_{14}	Wasserdampfdruck um 14 Uhr
U	relative Luftfeuchtigkeit
S	Sonnenscheindauer
v	mittlere Windgeschwindigkeit

Der große Vorteil solcher Methoden besteht darin, dass mit einfachen Mitteln und ohne hohen Rechenaufwand Schätzwerte der potenziellen Verdunstung ermittelt werden können. Die benötigten Parameter liegen vor, wenn eine entsprechende, d. h. repräsentative

meteorologische Messstation in ausreichender Nähe zum Untersuchungsstandort vorhanden ist oder die Parameter mit relativ geringem Aufwand vor Ort erfasst werden können. Ein Nachteil dieser Methoden besteht darin, dass die Schätzwerte nur relativ grob ermittelt und alle nicht direkt erfassten meteorologischen Größen wie z. B. Strahlung, Windgeschwindigkeit etc. nur mit ihrem mittleren Einfluss berücksichtigt werden, wodurch mehr oder weniger große Fehler in die Berechnung eingehen und komplexere physikalische Vorgänge nicht berücksichtigt werden können *(Zenker, 2003; Genid et al, 1982)*.

Dementsprechend wurden die verfügbaren Methoden nach der Anzahl der eingehenden Klimagrößen und damit gestaffelt nach dem Arbeitsaufwand geordnet. Nach Genid et al (1982) und Schrödter (1985) lassen sich die untersuchten Verfahren in vier Gruppen unterteilen:

5.1.1.1 Empirische Verfahren auf der Grundlage der Temperaturverhältnisse

Diese Verfahren benutzen ausschließlich oder zumindest hauptsächlich die Temperatur als Eingangsparameter. Ihnen liegt der Gedanke zugrunde, dass die den Verdunstungsprozess maßgeblich beeinflussenden Faktoren durch die Temperatur in ausreichender Weise repräsentiert werden, d.h. zwischen der mittleren monatlichen Temperatur und der potentiellen Verdunstung eine gewisse Parallelität besteht. Die Strahlungsverhältnisse spiegeln sich bei diesen Verfahren indirekt in den Temperaturverhältnissen eines Standorts wieder.

Die bekanntesten empirischen Formeln, die nur die Lufttemperatur als Messgröße in die Berechnung eingehen lassen, sind die nach **Thornthwaite (1948)** sowie **Blaney und Criddle (1950),** die durch Schrödter (1985) diskutiert worden sind:

Der Ansatz von **Thornthwaite** ist eine statistische Beziehung (Gleichung 3.3) bei der der Zusammenhang zwischen potentieller Verdunstung und Temperatur aus Messungen in verschiedenen Klimagebieten abgeleitet wurde. Sie betrachtet die nur aus der Temperatur bestimmte potentielle Verdunstung als einzigen Faktor, der für das Klima des betreffenden Ortes kennzeichnend ist. Je größer die Verdunstungskraft gegenüber dem Niederschlag ist, desto mehr muss das Klima als trocken, und je kleiner sie ist, desto mehr muss es als feucht bezeichnet werden. Die Koeffizienten variieren von Klimagebiet zu Klimagebiet, und zwar mit einem Faktor, der als Wärmeindex des jeweiligen Standortes bestimmt werden muss. Das Ergebnis gibt die mittlere Verdunstung des gewählten Zeitraums in mm/Tag an. Es ist gegebenenfalls noch mit der entsprechenden Anzahl der Tage (Dekade, Monat) zu multiplizieren *(Schrödter, 1985)*. Das Verfahren von Thornthwaite ist hauptsächlich für die Abschätzung über größere Zeiträume, d. h. z. B. von Monatssummen zu empfehlen *(Zenker, 2003)*. Für Deutschland ergeben sich unrealistische Werte *(DVWK, 1996)*.

Das Verfahren von **Blaney- Criddle** (Gleichung 3.6) wurde für den Westen der USA (New Mexico und Texas) entwickelt. Dieses Verfahren ist somit vor allem für aride Gebiete geeignet. Es lässt sich wie alle empirischen Verfahren naturgemäß nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen *(DVWK, 1996)*. Es stellt ungeachtet dessen ein auch heute noch in der Landwirtschaft häufig angewendetes und international empfohlenes Verfahren dar. Für Mitteleuropa wurde das Blaney-Criddle Verfahren von Schrödter (1985) korrigiert (Gleichung 3.7). Diese Methode ist in der Regel für die Schätzung der monatlichen oder saisonalen Evapotranspiration geeignet *(Upadhyaya & Singh, 1998)*.

Der Nachteil der empirischen Verfahren auf der Grundlage der Temperaturverhältnisse liegt jedoch nach *(Schrödter, 1985)* in der alleinigen Berücksichtigung von Temperatur und Tageslänge. Da unter mitteleuropäischen Klimabedingungen die Luftfeuchtigkeit in der zweiten Jahreshälfte in der Regel höher ist als in der ersten, muss die Verdunstung bei gleicher Temperatur dann zwangsläufig kleiner sein, als sie sich nach der Thornthwaite und Blaney-Criddle errechnet. Es ist daher zu beachten, dass das Thornthwaite- Verfahren immer dann versagt, wenn es für den Vergleich der Verdunstung von Gebieten mit relativ kleinen Temperaturunterschieden, aber großen Differenzen in den Luftfeuchtigkeitsverhältnissen benutzt wird. Das Problem der Übertragbarkeit empirischer Formeln auf andere Bedingungen als die, unter denen sie gewonnen wurden, wird darin besonders deutlich.

5.1.1.2 Empirische Verfahren auf der Grundlage der Temperatur- und Feuchtigkeitsbedingungen

Das bekannteste Verfahren, das nur diese zwei Klimagrößen berücksichtigt, ist das **Haude-Verfahren** (Gleichung 3.2). Bei diesem Verfahren steht das Sättigungsdefizit der Luft um 14 Uhr als Eingangsgröße im Vordergrund. Das Sättigungs-Defizit lässt sich aus der Temperatur und der relativen Luftfeuchtigkeit bestimmen. Diese zwei Größen sind entsprechend nur einmal am Tag, d.h. um 14 Uhr zu ermitteln, was die Bestimmung von ETP sehr einfach macht. Da der Wind im Haude-Verfahren nur mit seinem mittleren Einfluss berücksichtigt wird, wird die Verdunstung an windschwachen bzw. windstarken Tagen geringfügig über- bzw. unterschätzt.

Ein Nachteil des Haude-Verfahrens nach *(Schrödter, 1985)* besteht darin, dass es sich auf das Sättigungsdefizit eines bestimmten Zeitpunktes beschränkt und in Bezug auf die Verdunstung die zu dieser Zeit vorherrschende meteorologische Situation als charakteristisch für den Tag ansieht. Das führt dazu, dass der einzelne Tageswert der errechneten Verdunstung gewissen Zufälligkeiten unterworfen ist. Bei der Benutzung eines einzigen täglichen Momentanwertes des Sättigungsdefizits kann folglich die Fehlergröße für einen Tag relativ groß sein.

Es hat sich jedoch gezeigt, dass über einen längeren Zeitraum hinweg letztlich doch eine Art Ausgleich erfolgt, so dass das Ergebnis bei einer solchen Betrachtung insgesamt von solchen Zufälligkeiten relativ wenig beeinflusst wird. Es ist deshalb die Verwendung von Gruppensummen von Tagen zu empfehlen, bei der die Fehlergröße nicht wesentlich ansteigt, sondern ganz im Gegenteil – sich die täglichen Fehler in der Regel weitgehend gegenseitig aufheben *(Haude, 1955)*. Bei Monatssummen, langjährigen Mitteln, für den Stationsvergleich und für einen regionalen Überblick über den Wasserhaushalt großer Gebiete hat sich dieses Verfahren in den alten Bundesländern Deutschlands als vorteilhaft erwiesen *(DVWK, 1996)*, zumal das Sättigungsdefizit flächendeckend an Klimastationen gemessen wird.

5.1.1.3 Empirische Verfahren auf der Grundlage der Temperatur- und Solarstrahlungsbedingungen.

Diese beiden Klimagrößen werden von vielen Autoren als entscheidend zur Bestimmung der potentiellen Verdunstung angesehen, so von **Turc** (1961), **Turc–Wendling** (1991), **Priestley–Taylor** (1972) und **Makkink** (1957).

Das **Turc-**Verfahren (Gleichung **3.8**) erfasst zwar Temperatur, Strahlung und relative Feuchtigkeit, vernachlässigt aber den Einfluss des Windes, was seine Anwendbarkeit einschränkt. Die **Turc**-Beziehung wurde von **Wendling** (Gleichung 3.18) weiterentwickelt. Vergleiche mit Messwerten weisen diesem Verfahren eine hohe Genauigkeit zu. Die Methode wurde von *(Reiche, 1996)* ausgewertet. Sie bietet sich im Vergleich zum Haude-Verfahren insbesondere auch für küstennahe Standorte an, da hier die Einbeziehung der Luftfeuchte (Sättigungsdampfdruck) nicht erforderlich ist. Es hat sich gezeigt, dass die Resultate, die sich aus der Turc-Wendling Beziehung ergeben, im Durchschnitt höher liegen, als die der Haude-Berechnung. Ein weiterer Vorteil der Beziehung von Turc-Wendling besteht darin, dass eine Simulation von Tageswerten der Verdunstung möglich ist, denn mit der Wettervorhersage werden auch die relative Sonnenscheindauer und die Temperaturextreme für mehrere Tage vorhergesagt *(DVWK, 1996).*

Das von **Makkink** (Gleichung 3.17) entwickelte Verfahren unterscheidet sich von den 3 vorhergehenden dadurch, dass in ihm neben der Lufttemperatur und der einfallenden Strahlung auch der Transport sensibler Wärme und von Wasserdampf berücksichtigt werden. Makkink hat seine Formel an grasbewachsenen Lysimetern mit Grundwasserspiegeln 50 cm unter Bodenniveau in den Niederlanden geeicht. Makkink vernachlässigt das Ventilations-Feuchte-Glied und erhält damit zunächst eine Art Gleichgewichtverdunstung. Bei ausgedehnten Feuchtflächen tritt nämlich der Advektionswärmestrom so weit in den Hintergrund, dass die Verdunstung ohne großen Fehler allein über den Energiegewinn aus der Strahlungsbilanz und dem Bodenwärmestrom errechnet werden kann *(Genid et al, 1982)*. Die Makkink Beziehung lässt sich in dieser Form nur für diese klimatischen Verhältnisse anwenden.

Das **Priestley-Taylor** Verfahren (Gleichung 3.16) stellt Schätzungen der möglichen Verdunstung ohne Berücksichtigung des Winds und der relativen Feuchtigkeit zur Verfügung. Diese vereinfachte Gleichung basiert nur auf der Temperatur und Strahlung.

Nach Foken (2003) beträgt die Ungenauigkeit 20-40 % beim Turc- Verfahren, 10-20 % beim Priestley-Taylor Verfahren und 20-40 % beim Turc-Wendling Verfahren.

5.1.1.4 Empirische Verfahren mit Berücksichtigung mehrerer Parameter

1948 kombinierte **Penman** (1948) die Energiebilanz mit den aerodynamischen Transportprozessen (Gleichung 3.12). Er leitete eine Beziehung ab, um die Verdunstung einer flachen stehenden Wasseroberfläche aus klimatologischen Standardaufzeichnungen von Temperatur, Sonnenscheindauer, Feuchtigkeit und Windgeschwindigkeit zu berechnen. Wenn auch die Penman-Gleichung noch empirisch ermittelte Parameter beinhaltet, so kann sie im Gegensatz zu anderen, rein empirisch arbeitenden Formeln als die einzige angesehen werden, die alle an der Verdunstung beteiligten Witterungsparameter erfasst. Somit ist sie universell, d.h. an verschiedenen Orten der Erde einsetzbar *(Genid et al, 1982; FAO, 2007)***.**

Die Penman-Kombinationsgleichung berücksichtigt veränderte Klimabedingungen durch Änderung der Parameter und Eingangsgrößen. Manche dieser Änderungen wurden von Maniak (1997) diskutiert:

- Die errechnete Verdunstung entspricht der realen Evapotranspiration, wenn der Wind tagsüber etwa die doppelte Geschwindigkeit aufweist als während der Nacht bei gleichzeitigen Werten der Luftfeuchte von < 60 %.

- Die potentielle Evapotranspiration wird um 5 bis 20 % erhöht bei hoher Einstrahlung und hoher Luftfeuchte während der Nacht in Sommermonaten.
- Bei gleicher Windgeschwindigkeit während der Tages- und Nachtzeit sind die berechneten Werte um 5 bis 25 % abzumindern.

Das Penman-Verfahren vernachlässigt einen Teil der Energie, der für die Erwärmung des Bodens und die Bildung von Phytomasse verbraucht wird und daher nicht für den Verdunstungsprozess zur Verfügung steht. Die Penman-Kombinationsgleichung berücksichtigt daneben nicht den Transportwiderstand für den Wasserdampf. Monteith (1965) erweiterte die Formel deshalb um zwei Widerstände.

Aufgrund der Vielzahl von Eingangsparametern sind diese Formeln in der Anwendung komplizierter, aber meist auch genauer als rein empirische Modelle. Die Ungenauigkeit der Beziehung von Penman beträgt nach Foken (2003) zwischen 10 und 20 %.

5.1.2 Berechnungsverfahren der realen Verdunstung

5.1.2.1 Penman- Monteith Beziehung

Das Kombinationsverfahren von Penman wurde durch Monteith (1965) weiterentwickelt (Gleichung 3.20). Der durch Monteith modifizierte Ansatz dient der Berechnung der realen Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre, indem alle an der Verdunstung beteiligten Größen mit in die Berechnung eingehen. Im Wesentlichen wird die reale Evapotranspiration in diesem Modell durch das Sättigungsdefizit der Luft, die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve und effektive Strahlungsbilanz sowie verschiedene Konstanten berechnet. Zusätzlich werden zwei Verdunstungswiderstände eingeführt, und zwar der von Windgeschwindigkeit, Höhe und Struktur des Pflanzenbestandes abhängige aerodynamische Widerstand r_a und der die Wasserversorgung der Pflanze kennzeichnende mittlere Stomatawiderstand r_s des Bestandes. Ein Anstieg der Widerstände bewirkt eine Verringerung der Verdunstung gegenüber der ETP. Die maximale Verdunstung eines Bestandes liegt bei dem Minimum von r_s vor, das je nach Bestand mit 30...90 s/m angegeben wird. Bei Austrocknung des Bodens kann r_s auf 600...800 s/m ansteigen, wobei ein ausgeprägter Tagesgang auftritt.

Die meisten Parameter können bei diesem Verfahren gemessen oder leicht aus Wetterdaten berechnet werden. Damit erfordert der Penman-Monteith-Ansatz einerseits zwar den höchsten Rechenaufwand, andererseits liefert er aber gute Ergebnisse bei der Berechnung der realen Evapotranspiration von Pflanzenbeständen. Dieses Verfahren ist außerdem überall anwendbar *(DVWK, 1996; Zenker 2003; FAO, 2007*).

5.1.2.2 Bagrov Verfahren

Von den in Abschn. 3.2 dargestellten Berechnungsverfahren der potenziellen und realen Verdunstung zur Ermittlung von Stunden-, Tages- oder Monatswerten sind noch Verfahren zu unterscheiden, die Jahreswerte oder langjährige Mittelwerte liefern. Die wichtigste Methode zur Berechnung langjähriger Mittelwerte ist das Bagrov-Beziehung *(DVWK, 1996; Glugla et al; 2003, Miegel, 2005)***.** Das Bagrov-Verfahren beschreibt das nichtlineare Verhältnis zwischen Niederschlag und Verdunstung in Abhängigkeit von den Standorteigenschaften. Es beruht auf der Auswertung langjähriger Lysimeter-Messungen. Mit dem Bagrov-Verfahren kann bei Kenntnis der Klimagrößen Niederschlag P und potentielle Verdunstung EP

(Quotient *P/EP*) sowie des Effektivitätsparameters n der Quotient reale Verdunstung / potentielle Verdunstung (*ER/EP*) und somit die reale Verdunstung ER für Standorte und Gebiete ohne Grundwassereinfluss ermittelt werden.

Die Differenz aus Niederschlag und potentieller Verdunstung wird als klimatische Wasserbilanz bezeichnet und dient in der Meteorologie der klimatischen Einordnung eines Gebietes als arid (trocken, P < ETP) oder humid (feucht, P > ETP). Die Standortverhältnisse werden durch den Effektivitätsparameter n erfasst, wobei das Verfahren nur für gemäßigte Klimabereiche gültig ist. Unter Verwendung von Mittelwerten besteht folgender allgemeiner Zusammenhang:

$$\frac{d\,\overline{ETR}}{d\,\overline{P}} = 1 - \left[\frac{\overline{ETR}}{\overline{ETP}}\right]^n \qquad \textbf{Gleichung 5.1}$$

Für die Beziehung (5.1) wurde von Bagrov eine grafische Lösung entwickelt (Abb. 9.24 im Anhang). In dieser Abbildung kann das Verhältnis $(\overline{ETR}/\overline{ETP})$ in Abhängigkeit vom Parameter n und vom Quotienten *ETP / P* abgelesen werden. Der langjährige Mittelwert ergibt sich dann zu:

$$\overline{ETR} = \overline{ETP} \cdot \left[\frac{\overline{ETR}}{\overline{ETP}}\right] \qquad \textbf{Gleichung 5.2}$$

Den Parameter n erhält man aus dem mittleren Bild unter Beachtung der Nutzung und der Bodenverhältnisse.

Auf die Darstellung und Anwendung dieses Verfahrens soll hier ausdrücklich verzichtet werden. Abgesehen davon, dass empirische Parameter und Abhängigkeiten zur Anwendung kommen, muss grundsätzlich festgestellt werden, dass die Betrachtung von Mittelwerten im Zusammenhang mit Klimaänderungen nicht zielführend ist. Eigene Untersuchungen haben gezeigt, dass die innerjährlichen Veränderungen der Klimaparameter von ganz entscheidender Bedeutung sind *(Miegel & Zachow, 2006)*. So sind selbst dann Änderungen des Wasserhaushalts durch innerjährliche Veränderungen möglich, wenn sich die Mittelwerte der maßgeblichen Klimaparameter nicht ändern.

5.2 Sensitivität von hydrometeorologischen Eingangsgrößen und Parametern zur Klimaänderung

Die Sensitivität beschreibt das Ausmaß der Änderung eines Parameters im Bezug zur Änderung eines anderen *(McCuen, 1973 in Bäse, 2005)*. Um allein den Klimaeinfluss in seiner Wirkung auf die Ergebnisse der Berechnungsverfahren der Verdunstung (hier am Beispiel von Monatswerten) bestimmen zu können, kann wie bei Sensivitätsanalysen üblich vorgegangen werden, indem man unter den Eingangsflussgrößen eine variiert und die verbleibenden festhält. Auch wenn dieses Vorgehen bei Größen, die aufgrund physikalischer Zusammenhänge z. T. nicht unabhängig sind, methodisch nicht unanfechtbar ist, kann auf dieser Grundlage dennoch grundsätzlich beurteilt werden, welche Größen am wichtigsten sind und deshalb bei Klimaszenarios besonders beachtet werden sollten. Die langjährigen Mittelwerte des Ist-Zustands (1951-2000) für die Temperatur, Sonnenscheindauer,

Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, den Bestandeswiderstand, den aerodynamischen Widerstand und die Albedo bilden hier den Ausgangspunkt der rechnerischen Ermittlung der Sensitivität der Eingangsgrößen. Auf der y-Achse steht in den nachfolgenden Abbildungen jeweils die mittlere Abweichung der Verdunstung vom langjährigen Mittelwert (1951-2000) in %, auf der x-Achse ist der jeweilige Parameter aufgetragen. Die Abweichung vom Mittelwert nimmt dann den Wert 0 % an, wenn der betrachtete Parameter den realen Verhältnissen, d. h. die berechnete Verdunstung in etwa durchschnittlich ihrem Mittelwert in der Zeitperiode (1951-2000) entspricht. Aus den so gewonnenen Faktoren ergeben sich quantitative Beziehungen zwischen der unabhängigen und der abhängigen Variablen, die den Zusammenhang zwischen der Verdunstung und den Eingangsgrößen und Parametern als Funktion angeben. Mit diesen Funktionen lässt sich die Änderung der Verdunstung in mm bzw. % berechnen. Bei den nachfolgenden Formulierungen ist zu beachten, dass sich im Zusammenhang mit der potenziellen Verdunstung die ausgewiesenen Veränderungen so nur bei quasi unbegrenzter Wasserverfügbarkeit einstellen würden. Wenn nachfolgend verkürzt häufig von Verdunstung gesprochen wird, dann ist zu beachten, dass in diesem Sinne potenzielle Verdunstungsbedingungen gemeint sind.

5.2.1 Temperatur

Setzt man die Temperatur um 1 °C größer oder kleiner als den langjährigen, durchschnittlichen Mittelwert an und bezieht die Ergebnisse für Winter, Sommer, Herbst und Jahr bei allen untersuchten Klimastationen und Berechnungsverfahren ein, dann erhält man die in Abb. 5.1 dargestellten Ergebnisse. Als Beispiel (Klimastation Warnemünde) gehören zur Abweichung 0 bzw. zum Wert 100 % Temperaturen T = 1,2 °C im Winter, 7,1 °C im Frühjahr, 16,4 °C im Sommer und 9,7 °C im Herbst.

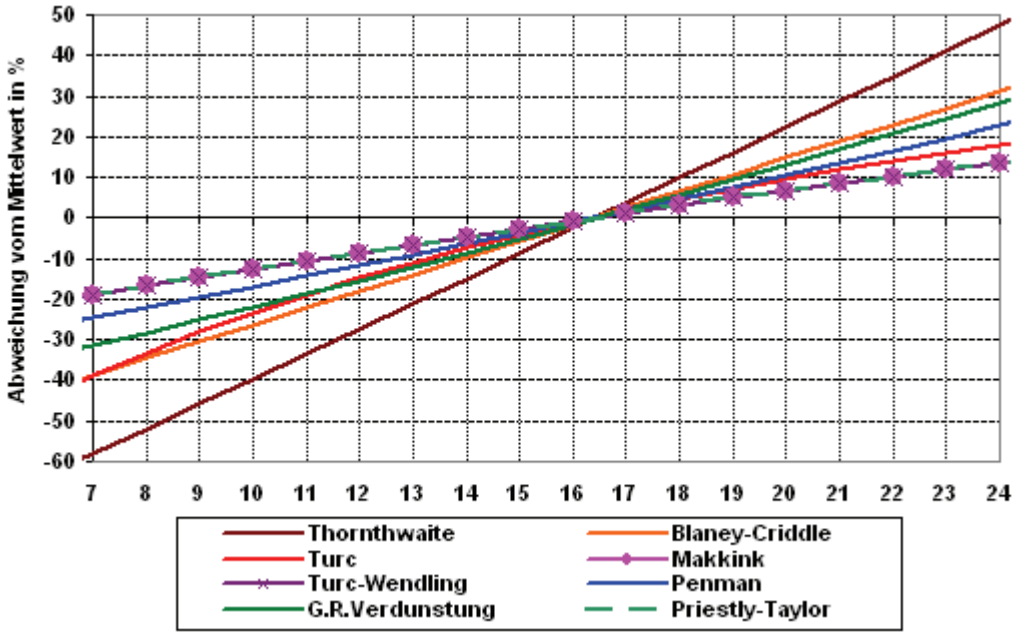


Abb 5.1: Änderung der Verdunstungsmenge in % bei Änderung der Temperatur im Sommer mit verschiedenen Berechnungsverfahren der Klimastation Warnemünde

Bezüglich der Abhängigkeit der Verdunstung von der Temperatur zeigt sich in Abbildung 5.1 eine lineare Beziehung. Das heißt je mehr die Temperatur steigt, desto höher wird die Verdunstung und je mehr die Temperatur abnimmt, desto stärker wird auch die Verdunstung abnehmen. Die prozentuale Änderung der Verdunstung unterscheidet sich je nach Berechnungsverfahren. Die Verdunstung ändert sich im Sommer am stärksten beim Thornthwaite-Verfahren, d. h. um ca. 6,2 % bei einer Änderung der Temperatur um 1°C. Die schwächste Änderung wird mit 1,9 % bei den Verfahren nach Makkink, Priestley-Taylor und Turc-Wendling berechnet. Die empirischen Methoden (Thornthwaite, Blaney-Criddle und Turc), die für aride Gebiete entwickelt wurden, haben den Nachteil, dass sie (wie oben erwähnt) nur die Lufttemperatur als Messgröße in die Berechnung der Verdunstung einbeziehen. Das führt dazu, dass manchmal die berechneten Werte der Verdunstung der Wintermonate sehr gering oder negativ wären (in diesem Fall wird die Verdunstung gleich Null gesetzt). Damit nähert sich die mittlere Verdunstung im Winter der resultierenden Änderung der Verdunstung bei Änderung der Temperatur um 1 °C, wobei die prozentualen Abweichungen der Verdunstung vom Mittelwert in den Wintermonaten einem höheren Wert (Tab. 5.2 und Abb. 5.2) entsprechen.

Tab. 5.2: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in % und mm bei Änderung der Temperatur um 1 °C mit verschiedenen Berechnungsverfahren an den Stationen Warnemünde und Groß Lüsewitz

Warnemünde										
Verfahren	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Thornthwaite	10,7	90,5	18,3	13,6	21,1	6,2	13,7	10,0	63,9	10,2
Blaney -Criddle	7,2	68,7	12,6	7,1	14,5	4,1	9,4	7,6	43,8	6,6
Turc	7,3	79,2	13,8	7,5	9,1	3,1	5,9	6,0	24,9	6,2
Makkink	0,8	3,5	4,2	2,6	5,7	1,9	2,0	2,3	12,7	2,2
Turc -Wendling	0,9	3,5	3,9	2,6	5,2	1,9	1,9	2,3	11,9	2,2
Priestley Taylor	0,8	3,5	4,1	2,6	5,5	1,9	2	2,3	12,4	2,2
Penman	1,8	4,9	6,6	3,5	8,6	2,8	3,8	3,6	21,4	3,4
G.R.Verdunstung	2,6	5,4	7,3	4,2	10,4	3,6	4,6	4,1	25,4	4,0
Groß Lüsewitz										
Thornthwaite	10,7	86,3	18,3	12,3	21,1	6,1	13,7	10,5	63,8	10,2
Blaney- Criddle	7,4	68,4	12,6	6,8	14,5	4,1	9,4	8	44,0	6,6
Turc	7,1	71,7	12,3	8,5	8,7	3,1	6,1	6,8	34	5,9
Makkink	1,1	3,0	4,9	2,4	6,2	2,0	2,4	2,3	14,6	2,2
Turc-Wendling	1,0	3,5	4,5	2,5	5,7	1,9	2,2	2,3	13,5	2,3
Priestley Taylor	0,9	3,3	4,9	2,4	6,1	2,0	2,3	2,3	14,2	2,2
Penman	1,4	5,5	5,8	3,5	6,6	3,5	2,7	3,5	16,6	3,4
G.R.Verdunstung	1,4	5,1	6,7	3,9	8,7	2,7	3,3	3,3	20	3,2
Haude	2	7,9	11,1	6,7	15,8	6,3	6,4	6,6	35,2	6,7

An der Lysimeterstation Groß Lüsewitz wurden gleichfalls der Mittelwert der Temperatur und die anderen Eingangsgrößen für den Zeitraum (1996-2005) ermittelt. Hier nimmt die Abweichung von Mittelwert den Wert 0 % an, wenn die mittlere Temperatur T = 1,2 °C im Winter 7,7 °C im Frühjahr, 16,5 °C im Sommer (Abbildung. 9.25 im Anhang) und im Herbst 8,5 °C beträgt. Die Anwendung des Verfahrens von Haude ist in der vorliegenden-Arbeit nur an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz möglich, weil nur hier alle täglichen Wettermessungen seit 1997 um 14 Uhr verfügbar sind. Hier beträgt die mittlere Temperatur im Sommer um 14 Uhr im Zeitraum 1997-2005 um 20,5 °C. Bei diesem Wert weicht folglich

die Verdunstung nicht vom Mittelwert ab. Im Vergleich mit den anderen Methoden hat das Verfahren nach Haude mit 15,8 mm (6,3 %) die zweitgrößte Zunahme der Verdunstung im Sommer bei Anstieg der Temperatur um 1°C.

Tabelle 5.2 zeigt keinen erheblichen Unterschied der berechneten Verdunstungsänderung für die verschiedenen Verdunstungsverfahren mit Änderung der Temperatur um 1°C beim Stationsvergleich zwischen der Lysimeterstation Groß Lüsewitz und der Klimastation Warnemünde bzw. allen anderen erfassten Klimastationen in M-V.

Die gleiche prozentuale Abweichung von Mittelwert findet man bei den physikalischen Verfahren (Makkink, Turc-Wendling und Priestley-Taylor), welche die abgeleitete, dimensionslose Temperaturfunktion g(T) aus der Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve benutzen, in allen Jahreszeiten.

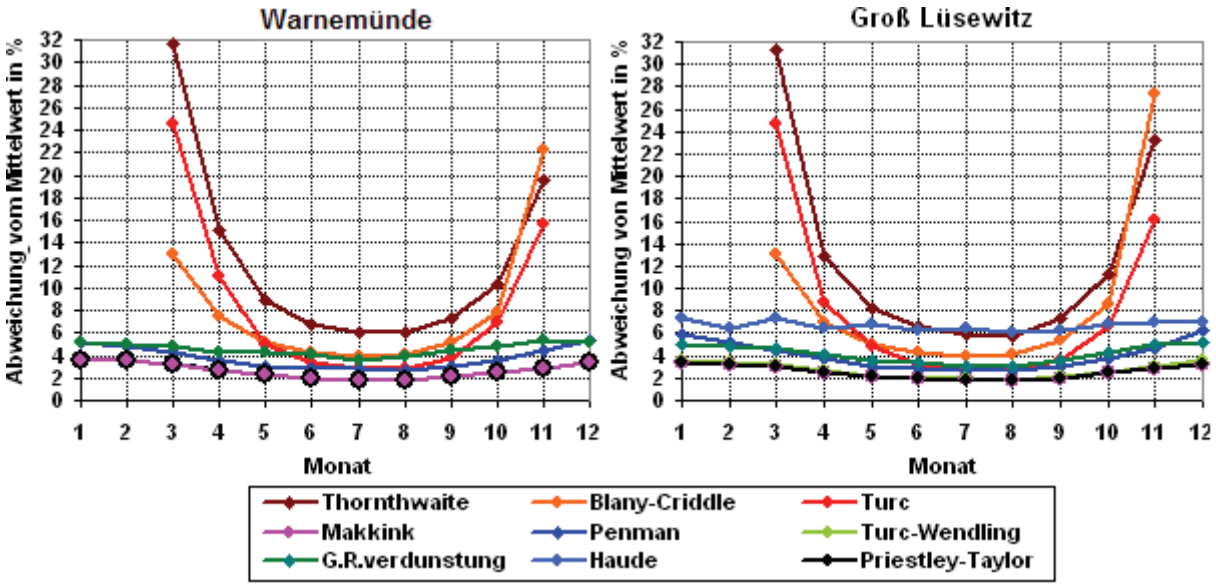


Abb 5.2: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge in % bei Änderung der Temperatur um 1 °C an der Klimastation Warnemünde mit verschiedenen Berechnungsansätzen

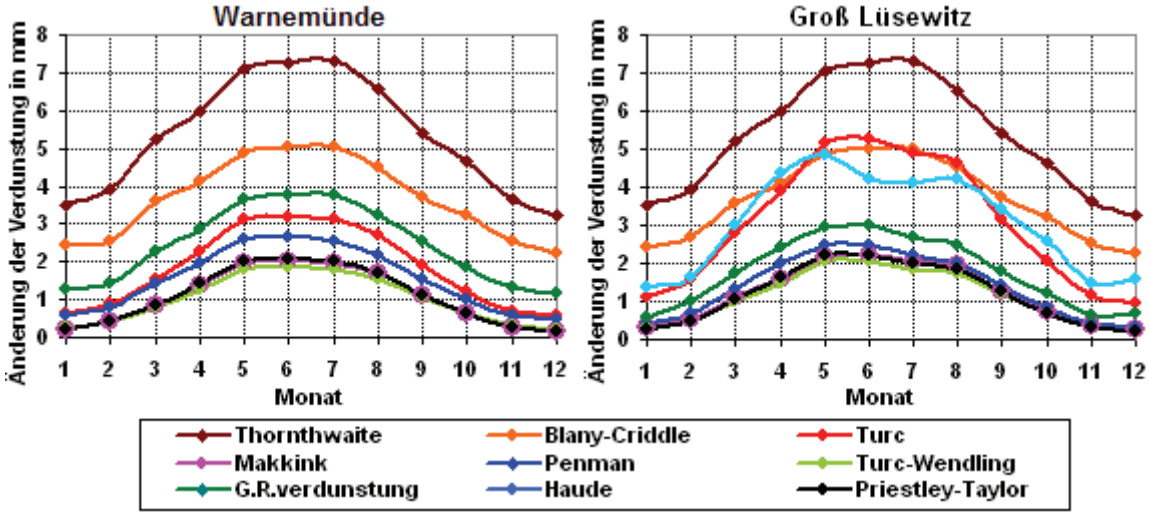


Abb 5.3: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm bei Änderung der Temperatur um 1°C an der Klimastation Warnemünde und Lysimeter-station Groß Lüsewitz mit verschiedenen Berechnungsansätzen

Monatlich gesehen verdunsten z. B beim Thornthwaite-Verfahren im Juli 7,3 mm mehr (entspricht 6 %) und im März 5,2 mm (entspricht 31,6 %) an der Klimastation Warnemünde, die gleichen Werte findet man in Groß Lüsewitz (vgl. Abb. 5.2 und 5.3). Die geringste Änderung der Verdunstungsmenge im Vergleich mit anderen Verfahren erhält man sowohl in Warnemünde als auch in Groß Lüsewitz mit dem Turc-Wendling-Verfahren im Juli mit 1,8 mm (entspricht 2 %), im März mit 0,8 mm bzw. 1,0 mm (entspricht ca. 3,1 %) und im Januar mit nur 0,2 mm (entspricht 3,6 %). Abbildung 5.3 zeigt, dass die prozentualen Änderungen der Verdunstungsmenge beim Penman-, Makkink-, Turc-Wendling- und Priestley-Taylor-Verfahren in allen Monaten ziemlich stabil sind. Sie schwanken z.B. an der Klimastation Warnemünde beim Penman- Verfahren zwischen 3,9 % im Juni und 6,3 % im Dezember und beim Makkink-, Turc-Wendling- und Pristles-Taylor-Verfahren zwischen 1,8 % im Juni und 3,6 % im Januar.

Über das gesamte Jahr würde sich die Verdunstung an allen untersuchten Klimastationen (Abb. 5.4) je nach dem Verfahren im Mittel um etwa die gleiche Menge ändern. Die größte jährliche Änderung ist beim Thornthwaite-Verfahren (56 - 67 mm) zu erkennen, gefolgt von Blaney-Criddle (35-44 mm). Die geringste jährliche Zunahme ergibt sich bei den Verfahren von Priestley-Taylor, Makkink und Turc-Wendling mit 12-13 mm.

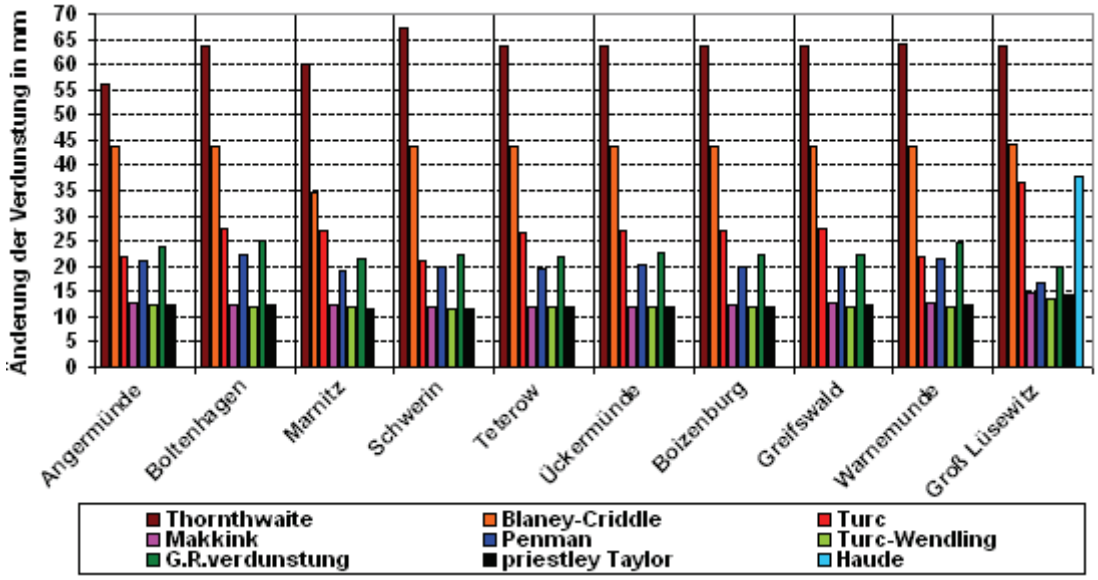


Abb 5.4: Jährliche Änderung der Verdunstung in mm bei Änderung der Temperatur um 1 °C an den allen Klimastationen mit verschiedenen Berechnungsansätzen

5.2.2 Sonnenscheindauer

Die Verfahren, welche auch die Sonnenscheindauer als notwendige Eingangsparameter benutzen, sind: Turc-Wendling, Penman, Priestley-Taylor und das Verfahren der Grasreferenzverdunstung. Nachfolgend soll die durchschnittliche Sonnenscheindauer im Vergleich zum langjährigen Mittelwert um 1 Stunde erhöht bzw. verringert werden. Als Beispiel liegt die mittlere, tägliche langjährige Sonnenscheindauer an der Klimastation Schwerin bei 1,6 Stunden im Winter, 5,6 Stunden im Frühjahr, 7,1 Stunden im Sommer und 3,4 Stunden im Herbst sowie 4,5 Stunden im Jahr. An der Lysimeterstation Groß Lüsewitz beträgt die durchschnittliche Sonnenscheindauer für den Zeitraum 1996-2005 ca. 2,3 Stunden im Winter, 7,1 Stunden im Frühjahr, 7,9 Stunden im Sommer, 4 Stunden im Herbst und 5,3 Stunden im Jahr.

Die Verdunstung verstärkt sich erwartungsgemäß mit der Zunahme der Sonnenscheindauer. Abbildung 5.5 spiegelt die Änderung der Verdunstung mit der Sonnenscheindauer im Sommer an der Klimastation Schwerin und der Lysimeterstation Groß Lüsewitz wider. Per Definition nimmt die relative Abweichung der Verdunstung den Wert 0 % an, wenn die erwähnten Verfahren zur Berechnung der Verdunstungsmenge die durchschnittliche Sonnenscheindauer für Schwerin (1951-2000) und Groß Lüsewitz (1996-2005) benutzen. Der Beitrag der zusätzlichen Sonnenscheindauer zur Verdunstung beträgt an der Klimastation Schwerin bzw. im Mittel an allen erfassten Klimastationen beim Priestley-Taylor-Verfahren im Sommer 23,2 mm (entspricht 7,9 % der langjährigen Sommerverdunstung). Die Verdunstungsänderung im Winter hat einen Anteil von 6 mm (entspricht 21,4 % der langjährigen Winterverdunstung). Die jährliche Zunahme der Verdunstungsmenge beträgt mit diesem Verfahren ca. 9,7 % (entspricht 58,6 mm), beim Turc-Wendling-Verfahren zum Vergleich 8,9 % (50,1 mm), beim Penman- Verfahren 8 % (46,1 mm) und bei der Grasreferenzverdunstung 7,7 % (42 mm). Weitere Informationen sind in der Tabelle 5.3 Klimatabelle zusammengestellt.

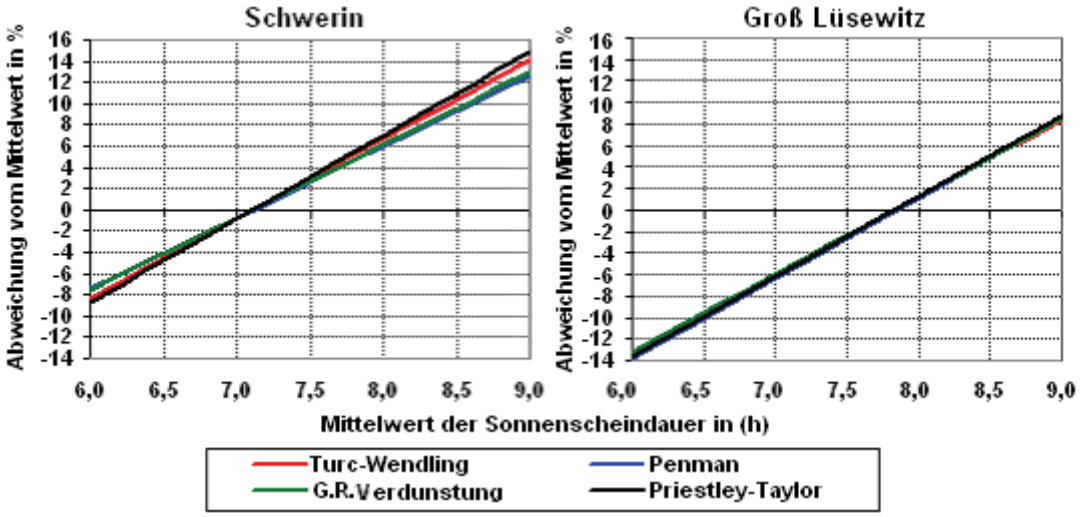


Abb 5.5: Änderung der Verdunstungsmenge in % mit der Sonnenscheindauer in h im Sommer mit verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Schwerin und Lysimeterstation Groß Lüsewitz.

Tab. 5.3: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm bei Änderung der Sonnenscheindauer um 1 Stunde mit verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Schwerin bzw. an allen Klimastationen

Schwerin										
Verfahren	Winter				Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Turc- Wendling	5,1	15,6	14,6	8,6	19,8	7,5	10,5	11,3	50,1	8,9
Priestley Taylor	6,0	21,4	17,1	9,2	23,2	7,9	12,3	12,9	58,6	9,7
Penman	4,7	15,5	13,4	7,4	18,4	6,6	9,7	10,5	46,1	8
G.R.Verdunstung	3,4	12,2	11,6	7,1	18,4	6,8	8,6	10,3	42	7.7
Groß Lüsewitz										
Turc- Wendling	5,3	17,3	14,7	8,6	20	7,2	10,6	11,4	50,6	8,8
Priestley Taylor	6,1	18,6	17,2	8,1	23,2	7,4	12,3	11,8	58,8	8,9
Penman	4,8	18,6	13,5	8,1	18,4	7,4	9,7	11,8	46,3	8,9
G.R.Verdunstung	4	13,3	12,9	7,5	20	7,2	9,4	11,1	46,2	8,2

Das prozentuale Minimum der Verdunstungszunahme ergibt sich in den Monaten April bis September. Die prozentuellen Verteilungen der Änderungen über das Jahr weisen mit 6,2 % im Juni für das Penman-Verfahren den geringsten Wert und mit 28,8 % im Dezember für das Priestley-Taylor-Verfahren den höchsten Wert aus (vgl. Abb. 5.6).

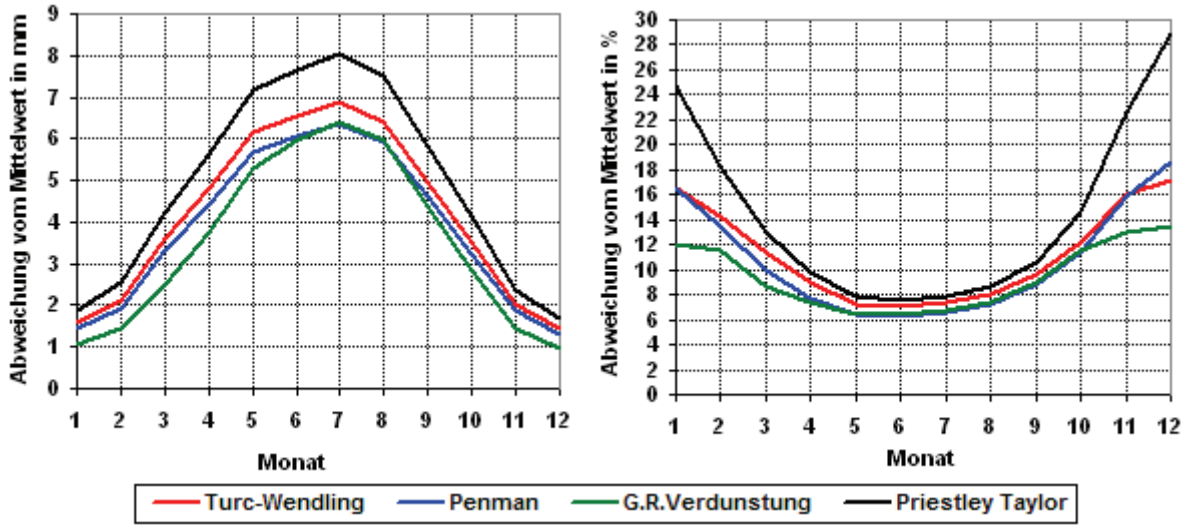


Abb 5.6: Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung der Sonnenscheindauer um eine Stunde mit Verschiedenen Berechnungs-verfahren an der Klimastation Schwerin bzw. an den allen Klimastation

Ein umgekehrtes Bild zeigt die Abbildung 5.6 bei Betrachtung der Verdunstungsänderung mit der Sonnenscheindauer in der Maßeinheit mm. Naturgemäß nimmt die Verdunstung deutlich mit der Zunahme der Tageslange bzw. der Sonnenscheindauer zu. Bei den hier untersuchten Verfahren kommt der größte Beitrag vom Juli. In diesem Monat verdunsten 8,1 mm (entspricht 7,9 %) beim Priestley-Taylor-Verfahren, 6,9 mm beim Turc- Wendling-Verfahren (entspricht 8 %) und 6,4 mm beim Penman- Verfahren und beim Verfahren zur Ermittlung der Grasreferenzverdunstung (entspricht 6.2 % und 7,1 %). Die kleinsten Beiträge kommen vom Dezember und Januar mit weniger als 2 mm bei allen vier erfassten Verfahren. Das führt dazu, dass die prozentuellen Änderungen der jeweiligen Verfahren sehr große Werte aufweisen (z. B. 28,8 % im Dezember beim Priestley-Taylor-Verfahren).

5.2.3 Luftfeuchtigkeit

Die Verdunstung ist ganz erheblich auch von der relativen Luftfeuchtigkeit abhängig. Aber im Gegensatz zu den anderen meteorologischen Parametern zeigt die Abbildung 5.7 eine umgekehrte Beziehung zwischen Verdunstung und Luftfeuchtigkeit. Das heißt, je stärker die Luftfeuchtigkeit abnimmt, desto stärker nimmt die Verdunstung zu.

Das untere Bild verdeutlicht den Zusammenhang zwischen jahreszeitlicher Verdunstung und Luftfeuchtigkeit an der Klimastation Teterow für das Penman-Verfahren. Der Mittelwert der Luftfeuchtigkeit des Zeitraums (1951-2000) wurde als Anfangswert betrachtet, um die Abweichung der Verdunstung von Mittelwert zu berechnen. Damit beträgt die Abweichung vom jahreszeitlichen Mittelwert 0 %, wenn die jahreszeitlich mittleren Luftfeuchten 90,6 % im Winter, 79,4 % im Frühjahr, 77,7 % im Sommer, 87,2 % im Herbst und 83,7 % im Jahr betragen. Mit 19,7 mm (entspricht 7,1 %) hat der Sommer an dieser Klimastation den größten Beitrag an der Zunahme der Verdunstung bei einer Abnahme der Luftfeuchtigkeit um

10 %. Der geringste Anteil im Falle der Berechnung der Verdunstung mit dem Penman-Verfahren kommt vom Winter mit 7,7 mm (entspricht 26,7 %). Die jährliche Zunahme beträgt insgesamt 55 mm bzw. 9,5 %.

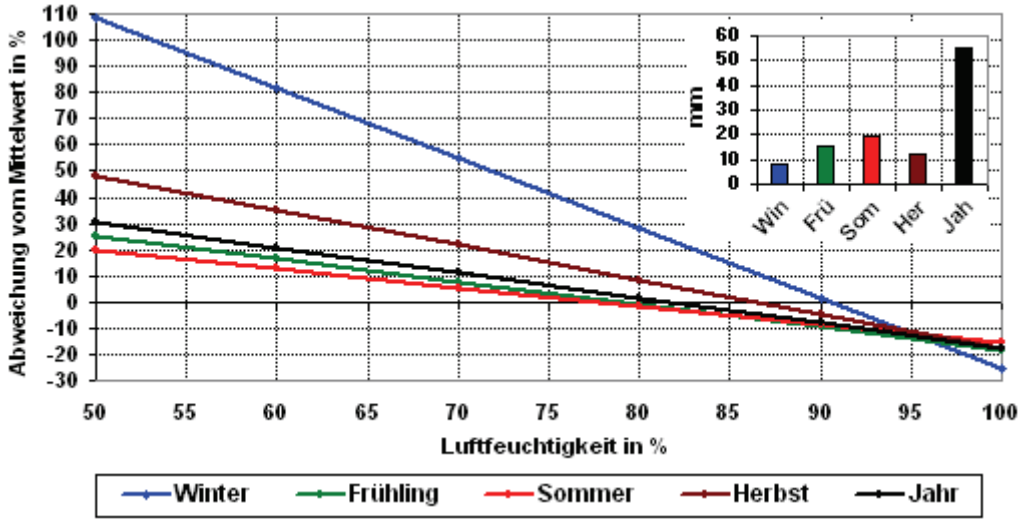


Abb 5.7: Änderung der Verdunstungsmenge an der Klimastation Teterow in % und mm (Zunahme) mit Änderung der Luftfeuchtigkeit (Abnahme) um 10 % im Sommer beim Penman-Verfahren

Beim Vergleich der untersuchten Klimastationen ergibt sich die maximale prozentuale Differenz zwischen den Stationen Marnitz und Boltenhagen: 3,4 mm (7 %) im Winter, 6,3 mm (3,1 %) im Frühjahr, 8,8 mm (2,6 %) im Sommer, 5,4 mm (4,5 %) im Herbst und 23,8 mm (3,4 %) im Jahr. Im Vergleich zu den Klimastationen in M-V nimmt in Groß Lüsewitz die Verdunstung bei einer Abnahme der Luftfeuchtigkeit um 10 % weniger zu (vgl. Tab. 5.4).

Die Änderung der Luftfeuchtigkeit hat eine noch größere Auswirkung auf die Grasreferenzverdunstung, wobei die Verdunstung mehr als das Doppelte an allen erfassten Klimastationen im Vergleich zur Änderung beim Penman-Verfahren zunimmt.

Tab. 5.4: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge an den ausgewählten Klimastationen in mm und % bei Abnahme der Luftfeuchtigkeit um 10 % beim Penman- und Grasreverenzverdunstungsverfahren

Penman										
Station	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Boltenhagen	9,7	27,0	18,1	9,8	24,2	8,2	14,1	14,2	66,2	10,7
Marnitz	6,1	19,9	11,9	6,7	15,3	5,6	9,1	9,7	42,4	7,4
Ückermünde	6,7	21,3	13,9	7,8	18,1	6,4	10,4	11,2	49,1	8,4
Warnemünde	8,4	23,1	15,3	8,2	23	7,6	13,6	12,8	60,2	9,5
Groß Lüsewitz	5,7	22,1	10,7	6,4	13,4	5,4	8,7	10,6	38,4	7,4
Gras- Referenz Verdunstung										
Boltenhagen	28,6	73,8	35	22,8	43,6	16,2	38,1	38,7	145,2	25,9
Marnitz	19,8	70,0	23,7	14,6	25,6	9,6	24	29,0	93	17,2
Ückermünde	21,3	66,5	27,8	17,3	30,7	11,2	27,9	32,2	107,7	19,5
Warnemünde	25,7	56,3	30,5	18,2	41,2	14,1	35,3	31,6	132,7	21,5
Groß Lüsewitz	21,8	73,1	23,4	13,6	23,2	8,4	25,7	30,3	94	16,7

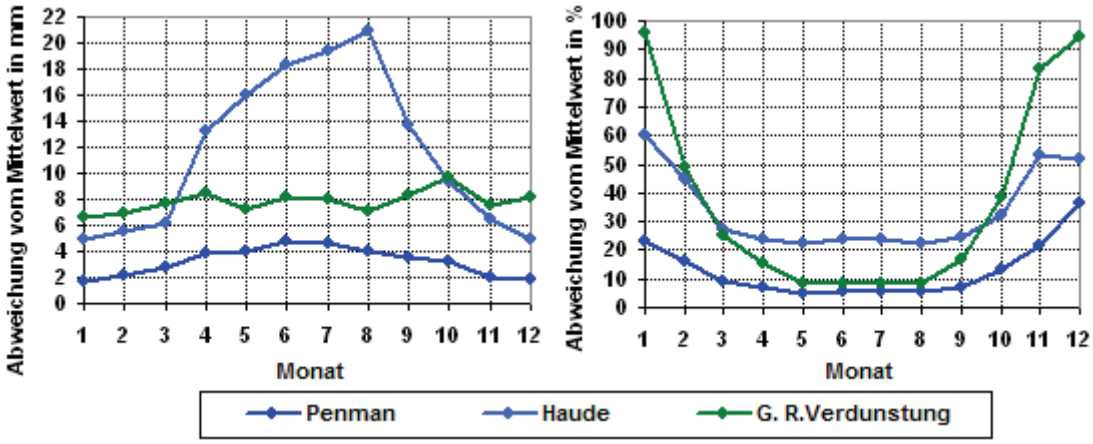


Abb 5.8: Monatliche Änderung (Zunahme) der Verdunstungsmenge in mm und % bei Abnahme der Luftfeuchtigkeit um 10 % für verschiedene Verfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Die Abbildung 5.8 zeigt bei jahreszeitlich noch differenzierterer Betrachtung unterschiedliche monatliche Verteilungen der Änderung der Verdunstung bei Änderung der Luftfeuchtigkeit um 10 %. Hier sind die monatlichen Änderungen der Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz mit drei Berechnungsverfahren dargestellt. Mit dem Verfahren nach Haude erhöht sich hier die Verdunstung parallel mit dem Anstieg der monatlichen Temperatur, wobei das Sättigungsdefizit um 14 Uhr als wichtigstes Element zur Berechnung der Verdunstung in den Monaten des Sommerhalbjahrs eingeht. Demzufolge ist bei diesem Verfahren unter den gegebenen Klimabedingungen des Untersuchungsgebietes das Sättigungsdefizit von dominierender Bedeutung, wenn es um die Veränderung der Verdunstung geht. Demgegenüber sieht man, dass sich das Sättigungsdefizit beim Penman-Verfahren wesentlich weniger auswirkt. Das mittlere Sättigungsdifizit macht bei diesem Ansatz die Verdunstung in den Sommermonaten nur um 11,3 mm größer als in den Wintermonaten.

Die berechnete Änderung der Verdunstung zeigt beim Grasreferenzverdunstungsverfahren (Lysimeterstation Groß Lüsewitz) keinen so erheblichen monatlichen Unterschied**.** Die Änderung der Verdunstung ist im Januar minimal. Sie differiert in diesem Monat insgesamt zwischen 1,6 mm (23,4 %) beim Penman-Ansatz, 5 mm (60 %) beim Haude-Ansatz und 6,6 mm (96 %) beim Grasreferenzverdunstungsverfahren**.**

Diese Werte betragen im Juni 4,7 mm (5,4 %) beim Penman- Verfahren, im August 20,9 mm (22,2 %) beim Haude-Verfahren und im Oktober 9,7 mm (38,5 %) beim Grasreferenz-verdunstungsverfahren.

In Abbildung 5.9 zeigt sich in allen Monaten ein relativ großer Unterschied bei der Ermittlung der Verdunstungsänderung mit der Luftfeuchtigkeitsänderung in M-V (Vergleich der Klimastationen und Verwendung der Penman- und Grasreferenzverdunstung). Das Maximum der Änderung wird an den meisten Stationen im Juli erreicht, an der Klimastation Marnitz beträgt es 9,1 mm und in Boltenhagen 15,2 mm. Im Vergleich dazu nimmt beim Penman-Verfahren die Verdunstung im Juli um 8,6 mm in Boltenhagen und um 5,5 mm in Marnitz zu. Das Minimum der Verdunstungszunahme ist erwartungsgemäß im Winter festzustellen, es schwankt beim Grasreverenzverdunstungsverfahren im Januar zwischen 6,6 mm an der Klimastation Marnitz und 9,6 mm an der Klimastation Boltenhagen und ist mit 2,1 mm bzw. 3,1 mm (gleiche Stationen) beim Penman-Verfahren noch geringer.

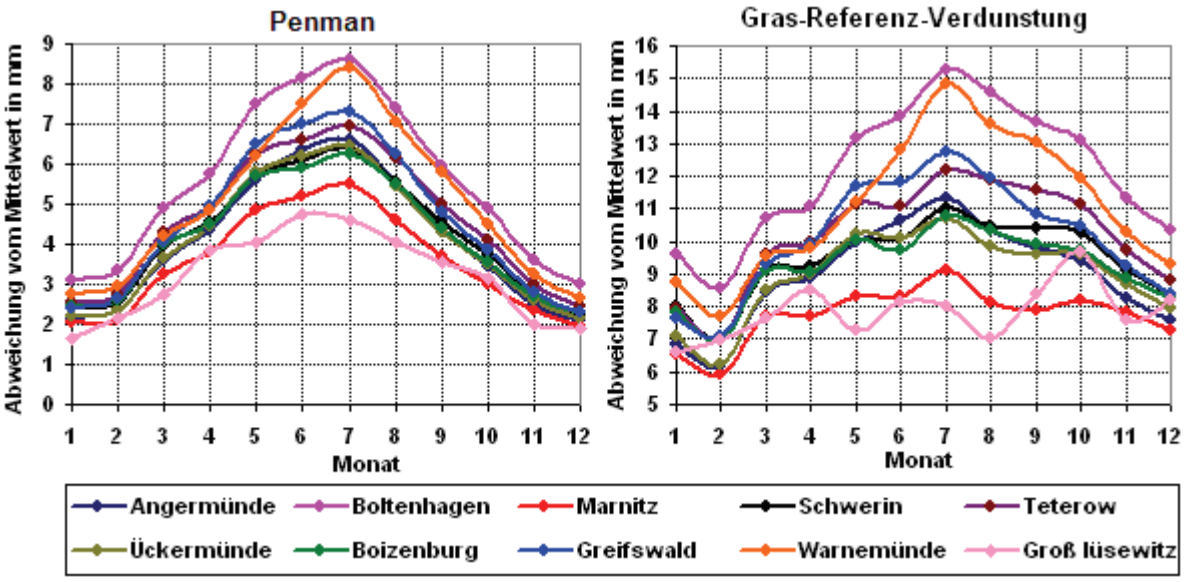


Abb 5.9: Monatliche Änderung (Zunahme) der Verdunstungsmenge in mm bei Abnahme der Luftfeuchtigkeit um 10 % beim Penman- und Grasreferenzverdunstungsverfahren an allen Klimastationen.

5.2.4 Windgeschwindigkeit

In diesem Abschnitt geht es um den Einfluss der Windgeschwindigkeit auf die Verdunstung an allen Klimastationen. Er wird detaillierter erläutert am Beispiel der Klimastation Angermünde. Auch hier dient der langjährige Mittelwert der Windgeschwindigkeit der Zeitperiode (1951-2000) als Anfangswert zur Berechnung der Verdunstungsabweichung.

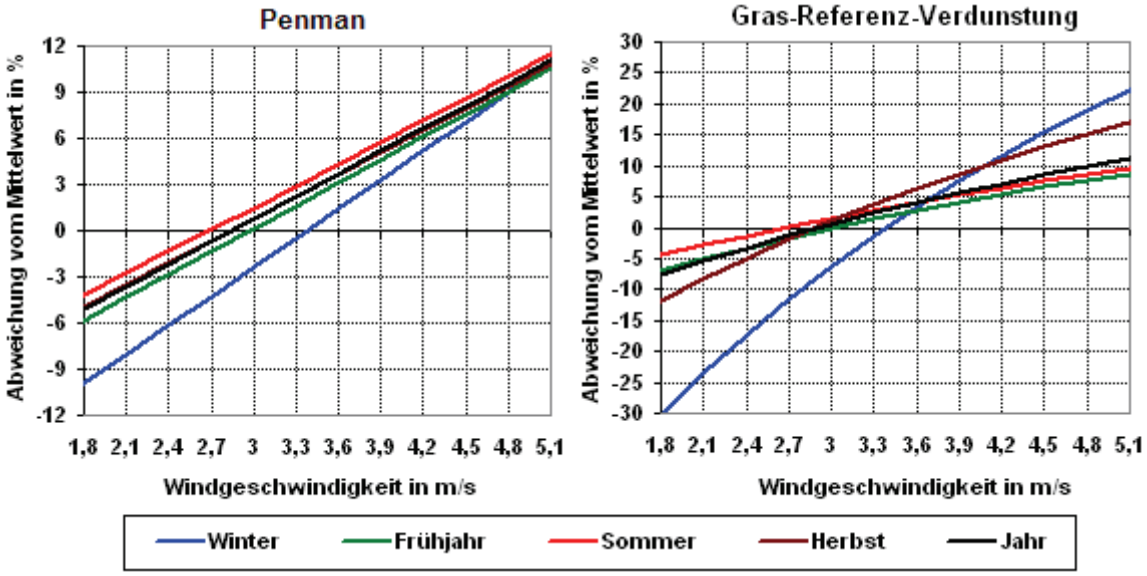


Abb 5.10: Änderung der Verdunstungsmenge in % bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 10 % (0,3 m/s) im Sommer beim Penman-Verfahren an der Klimastation Angermünde

Abbildung 5.10 zeigt entsprechend keine Abweichung vom Mittelwert an der Klimastation Angermünde, wenn die mittlere Windgeschwindigkeit 3,4 m/s im Winter, 3,1 m/s im

Frühjahr, 2,7 m/s im Sommer und 2,9 m/s im Herbst und 3 m/s im Jahr beträgt. Danach nimmt bei Anwendung des Penman-Verfahrens die Verdunstung um 1,9 % (0,6 mm) im Winter, 1,5 % (2,8 mm) im Frühjahr, 1,4 % (4,2 mm) im Sommer, 1,4 % (1,4 mm) im Herbst und 1,5 % (9 mm) im Jahr mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit um 10 % oder 0,3 m/s zu. Die prozentuale Änderung ist beim Verfahren der Grasreferenzverdunstung mit 8,1 % (2,4 mm) im Winter, 2,2 % (3,9 mm) im Frühjahr, 1,8 % (5,3) im Sommer, 4,1 % (3,6 mm) im Herbst und 2,6 % (15,2 mm) noch größer.

Tabelle 5.5 zeigt, dass insgesamt, d.h. auf das gesamte Jahr bezogen die Auswirkung der Windgeschwindigkeit auf die Verdunstung beim Verfahren der Grasreferenzverdunstung größer ist als beim Penman-Verfahren. Die jährliche Differenz beträgt zwischen den beiden Verfahren z. B an der Klimastation Warnemünde 7,3 mm und 13,9 mm an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz.

Tab. 5.5: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s (10 %) bei der Penman- und Grasreverenzverdunstung an ausgewählten Klimastationen

Penman										
Station	**Winter**		**Frühjahr**		**Sommer**		**Herbst**		**Jahr**	
	mm	**%**	**mm**	**%**	**mm**	**%**	**mm**	**%**	**mm**	**%**
Boltenhagen	0,6	1,8	2	1,1	3,2	1,1	1,4	1,1	7,3	1,2
Marnitz	0,6	1,9	2,6	1,5	4	1,5	1,3	1,4	8,5	1,5
Ückermünde	0,6	2,1	2,5	1,4	3,9	1,4	1,4	1,5	8,4	1,4
Warnemünde	0,8	2,3	2,5	1,3	4	1,3	1,8	1,7	9,2	1,4
Groß Lüsewitz	0,6	2,4	2,4	1,5	3,7	1,5	1,2	1,5	8	1,5
Gras- Referenz Verdunstung										
Boltenhagen	2,8	7,1	1,6	1	2,4	0,9	3,7	3,8	10,5	1,9
Marnitz	2,4	8,6	3,5	2,2	4,8	1,8	3,3	4,3	14,1	2,7
Ückermünde	2,8	7,8	3	1,7	4,4	1,5	3,7	4	13,9	2,3
Warnemünde	3,6	7,5	3,1	1,8	4,6	1,5	5,2	4,5	16,5	2,6
Groß Lüsewitz	3,6	6,8	5,4	2	7,8	1,7	5	3,5	21,9	2,5

Die Prozentuale jahreszeitliche Verteilung der Änderung der Verdunstung in bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s oder 10 % weist beim Penman-Verfahren einen geringen Unterschied auf. Z. B. beträgt die Änderung an der Klimastation Marnitz 1,5 % im Winter, 1,5 % im Frühjahr, 1,5 % im Sommer und 1,4 % im Herbst. Beim Grasreferenzverdunstungsverfahren fällt dieser Unterschied deutlicher aus. Der Winter liefert mit 8,6 % den größten Änderungsbeitrag, gefolgt von 4,3 % im Herbst, 4,3 % im Herbst und 2,2 % im Frühjahr.

Die stationsabhängige monatliche Änderung der Verdunstung zeigt sich auch in Abbildung 5.11, wiederum getrennt dargestellt für die beiden Verfahren. Die maximale Änderung der Verdunstung wird beim Penman-Verfahren erreicht (1,5 mm bzw. 1,4 %), und zwar im Juni und Juli an der Klimastation Angermünde. Das Minimum beträgt 0,1 mm (1,7-2 %) im Dezember. Die Änderung der Verdunstung schwankt beim Verfahren der Grasreferenzverdunstung zwischen 3,4 mm (3,8 %) an der Station Groß Lüsewitz im August als Maximalwert und 0,5 mm (0,6 %) an der Klimastation Boltenhagen im Mai als Minimalwert. Das heißt, dass die Windgeschwindigkeitsänderung bei der Grasreferenzverdunstung in den Sommermonaten einen stärkeren Einfluss hat als in den Wintermonaten. Bei der Interpretation dieser beiden unterschiedlichen Bilder des Vergleichs

zwischen dem Penman- und Grasreferenzverdunstungsverfahren ist aber noch gesondert zu beachten, dass die pflanzlichen Widerstände im Zusammenhang mit der Windgeschwindigkeit beim Verfahren der Grasreferenzverdunstung eine besondere Rolle spielen und zusätzlich zu analysieren sind, um die jahreszeitlichen Änderungen korrekt einordnen zu können.

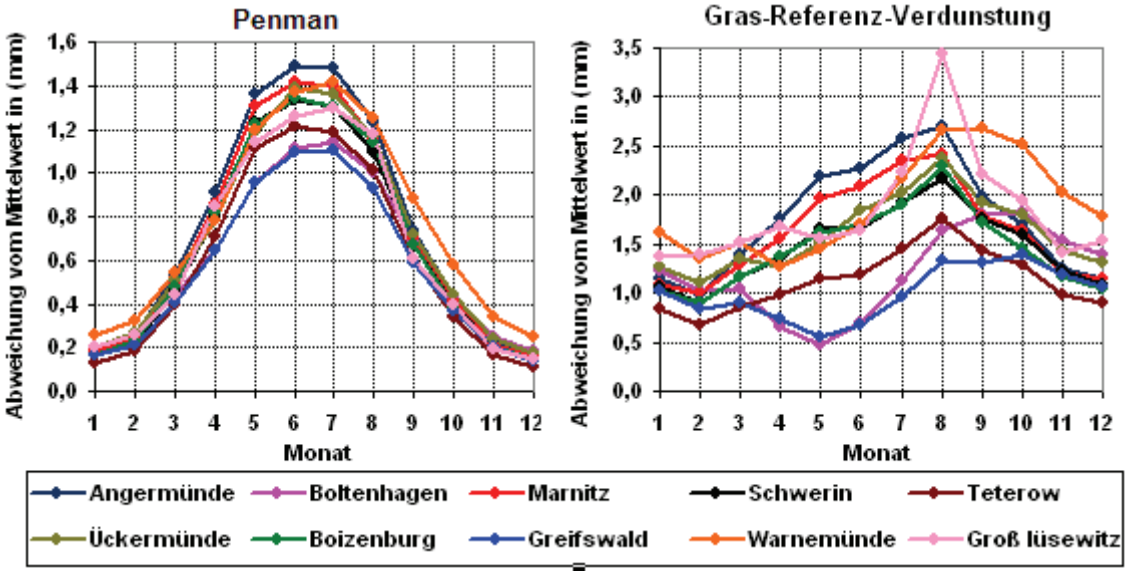


Abb 5.11: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 10 % oder 0,3 m/s beim Penman- und Grasreferenzverdunstungsverfahren an allen Klimastation

Der August weist beim Grasreferenzverdunstungsverfahren die größte monatliche Änderung an allen erfassten Klimastationen auf. Insgesamt ergeben sich bei der Klimastation Greifswald die kleinsten Änderungen der Verdunstung unter dem Einfluss der Windgeschwindigkeitsänderung.

Die hier vorgestellten Ergebnisse zur Grasreferenzverdunstung sind jedoch zu relativieren, da strenggenommen die Änderung der Windgeschwindigkeit simultan eine Änderung des Verdunstungswiderstands r_a erfordert. Eine entsprechende Betrachtung wird in Abschn. 5.2.6 nachgeholt.

5.2.5 Bestandeswiderstand

Die Verdunstung hängt nicht nur von den meteorologischen Parametern ab, sondern auch von pflanzenspezifischen Eingangsgrößen, welche aber mit der Änderung der meteorologischen Elemente im Zusammenhang stehen. Um die Sensitivität der Verdunstung auf Änderungen von Bestandeswiderstand, aerodynamischem Widerstand und Albedo beurteilen zu können, wird in diesem Abschnitt als Grundlage nur das Verfahren der Grasreverenzverdunstung benutzt, das als einziges Verfahren der maximal möglichen Verdunstung die Widerstände verwendet. Es geht wie bereits erwähnt von einer idealisierten Grasoberfläche mit einer ganzjährig unveränderlichen Vegetationshöhe von 0,12 m, einer Albedo von 0,23 und einem Bestandeswiderstand r_s von 70 s/m aus. Für r_a gilt bei einer Windgeschwindigkeit von 1 m/s: r_a=208 s/m.

Der Bestandeswiderstand ergibt sich als durchschnittliche Differenz in der Wasserdampf-Konzentration zwischen den jeweiligen Enden der Spaltöffnung, dividiert durch die Transpirationsrate *(Menzel, 1997)*. Der Bestandswiderstand verringert sich mit abnehmender relativer Luftfeuchtigkeit bzw. zunehmendem Sättigungsdefizit und zunehmender Lufttemperatur. Je mehr der Bestandeswiderstand zunimmt, desto kleiner wird aber die Verdunstung.

Bei der Grasreferenzverdunstung wird wie erwähnt von einem konstanten, minimalen Bestandeswiderstand ausgegangen. Aus diesem Grund ist an dieser Stelle eine Diskussion zu seiner Änderung strenggenommen bedeutungslos. Da aber der angegebene minimale Wert von 70 m/s ein mit Unsicherheiten behafteter Richtwert ist, wird dieser Parameter hier dennoch einer Sensivitätsuntersuchung unterzogen.

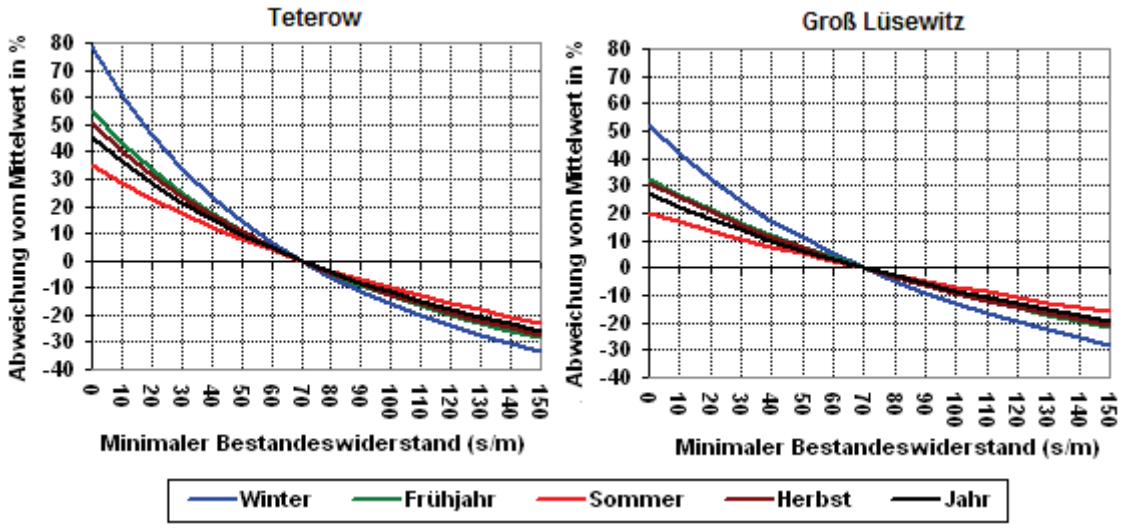


Abb 5.12: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung des Bestandeswiderstands beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastation Teterow.

Die Berechnungsergebnisse zeigen, dass der Sommer mit 3,6 % die geringste prozentuale Abweichung vom Mittelwert (Abb. 5.12) bei einer Änderung des Bestandeswiderstands um 10 s/m aufweist. Der Winter hat mit 6,1 % einen höheren Anteil. Im Jahr verdunstet 4,2 % weniger bei einer Zunahme des Bestandeswiderstandes um 10 s/m.

Tab. 5.6: Jahreszeitliche Änderung (Abnahme) der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung (Zunahme) des Bestandswiderstands um 10 s/m beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastationen Teterow

Station	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Teterow	1,9	6,1	8,9	4,8	10,5	3,6	4,3	4,6	25,6	4,2
Groß Lüsewitz	1,7	4,7	6,4	3,3	6,9	2,3	3	3,2	18	2,9

Bei Berechnung der Änderung in Millimeter (Tabelle 5.6) weist andererseits und erwartungsgemäß der Sommer mit 10,5 mm den größten Änderungsbetrag auf. Im Vergleich mit den atmosphärischen Parametern ist diese Änderung jedoch von geringerer Bedeutung. Sie schwankt zwischen 0,4 mm im Dezember und 3,6 mm im Mai und Juni (Abb. 5.13).

Unsicherheiten bei der Festlegung des minimalen Bestandeswiderstandes haben folglich vergleichsweise ein geringeres Gewicht.

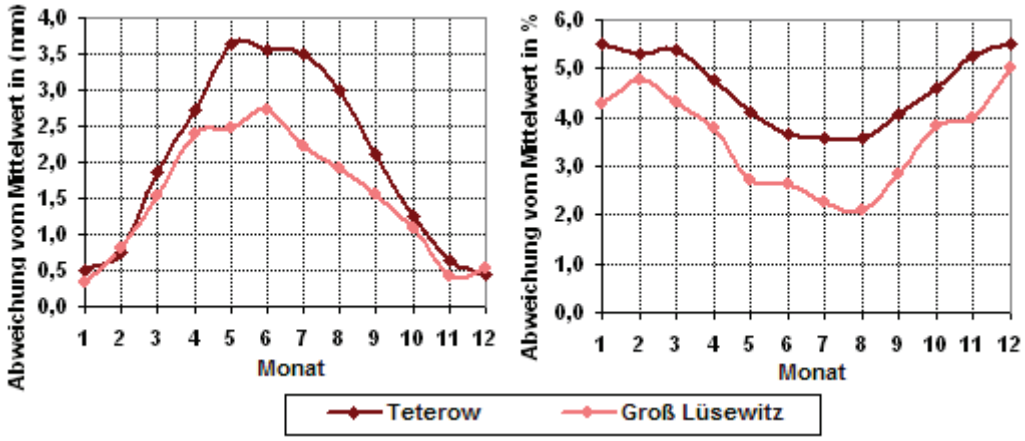


Abb 5.13: Monatliche Änderung (Zunahme) der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung (Abnahme) des Bestandswiderstands um 10 s/m beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastation Teterow

5.2.6 Aerodynamischer Widerstand

Der aerodynamische Widerstand beschreibt die physikalischen Austauschprozesse zwischen dem Pflanzenbestand und der Atmosphäre, der von Windgeschwindigkeit, Wuchshöhe (Abb. 5.15) der Pflanzen, Oberflächenrauigkeit, und Stabilitätsverhältnissen der atmosphärischen Grenzschicht abhängig ist. Wechselwirkung des Winds mit der Bodenoberfläche und der Vegetation jeder Wuchshöhe erzeugen in den darüberliegenden Grenzschichten Luftturbulenzen. Je höher die Turbulenzen oder je instabiler die Schichtungsverhältnissen der Atmosphäre über dem Bestand sind, desto stärker steigt die Verdunstung durch die Auftriebskräfte an *(Menzel, 1997)*.

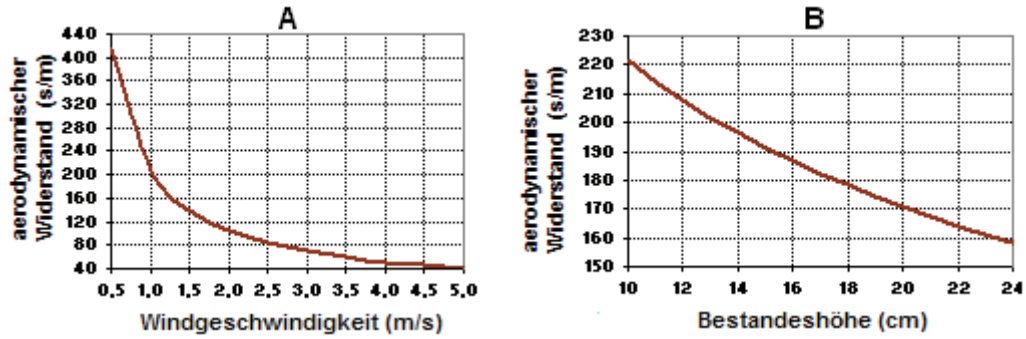


Abb 5.14: Abhängigkeit des aerodynamischen Widerstands von der Windgeschwindigkeit und Bestandeshöhe beim Grasreferenzverdunstungsverfahren

Die hier vorgestellte Auswertung verleitet aber zu einer Fehlinterpretation der berechneten Verdunstungsergebnisse, da theoretisch bei abnehmendem aerodynamischem Widerstand das Verdunstungsergebnis zunehmen muss. Diese theoretische Annahme stimmt jedoch mit den hier erzielten Ergebnissen der Abb. 5.15 nicht überein. Es kann lediglich eine formale Aussage über den absoluten Betrag des berechneten Verdunstungsergebnisses getroffen werden. Grund hierfür ist die Tatsache, dass der aerodynamische Widerstand in der Penman-

Monteith-Gleichung sowohl im Zähler als auch im Nenner als Berechnungsgröße eingeht und gleichzeitig die Windgeschwindigkeit geändert werden müsste. Somit kann kein einfacher direkter Zusammenhang zwischen einer ausschließlichen Veränderung des Widerstandes und dem berechneten Verdunstungsergebnis abgeleitet werden. In ähnlicher Weise ähnliche wird dieses Problem durch Frahm (2007) diskutiert.

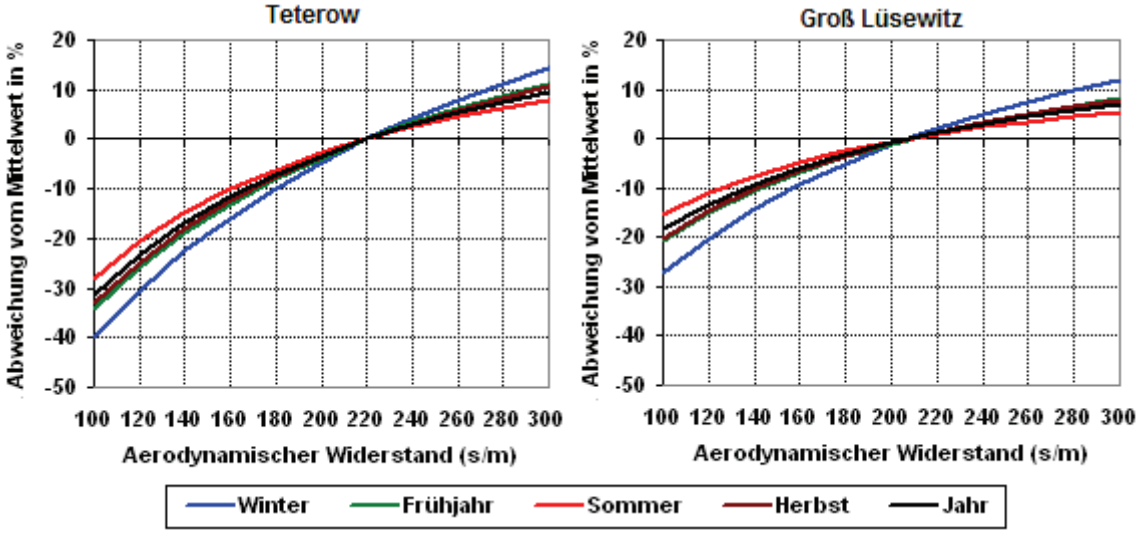


Abb 5.15: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung des aerodynamischen Widerstands beim Grasreferenzverdunstungs-verfahren an der Klimastation Teterow.

Tab. 5.7: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung des aerodynamischen Widerstands um 10 % bzw. 20,8 s/m beim Grasreferenzverdunstung Verfahren an der Klimastationen Teterow (208 s/m =100%).

Station	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Teterow	1,3	5,4	7,0	4,5	9,5	3,6	3,5	4,4	21,4	4,1
Groß Lüsewitz	1,4	5,2	5,9	3,8	7	2,9	2,8	3,8	17,0	3,4

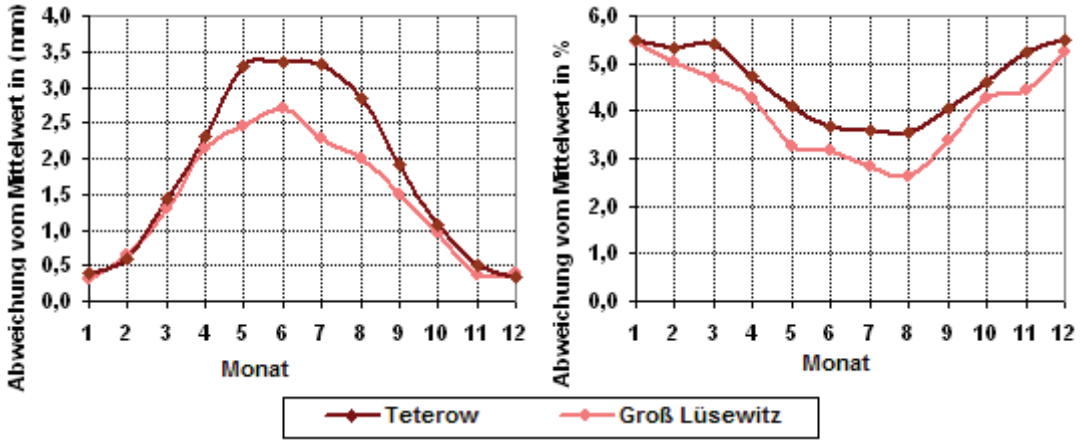


Abb 5.16: Monatliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm bei Änderung des aerodynamischen Widerstands um 10 % bzw. 20,8 s/m bei der Grasrefere-nzverdunstung an der Klimastation Teterow

Die Verdunstungszunahme bei Zunahme des aerodynamischen Widerstand um 10 % (entspricht 20,8 s/m) beträgt bei der Grasreverenzverdunstung an der Klimastation Teterow 21,4 mm im Jahr. Der Sommer hat mit 9,5 mm (entspricht 3,6 %) den höchsten Anteil (vgl. Tab. 5.7) und der Juni mit 3,4 mm die größte monatliche Änderung (vgl. Abb. 5.16). Aufgrund der Anmerkungen oben haben diese Ergebnisse aber rein mathematische, aber keine praktische Bedeutung.

Dieses Untersuchungsergebnis zeigt, dass bereits in Abschn. 5.2.4 beim Verfahren der Grasreferenzverdunstung mit der Windgeschwindigkeit auch eine entsprechende Änderung des aerodynamischen Widerstands sinnvoll gewesen wäre. Die gleichzeitige Änderung beider Größen soll hier nun nachgeholt werden. Die bisher erzielten Ergebnisse zur Grasreferenzverdunstung (Abschn. 5.2.4. und dieser Abschnitt) sind entsprechend zu relativieren.

In Anlehnung an die in Abbildung 5.14 A dargestellte Abhängigkeit des aerodynamischen Widerstands von der Windgeschwindigkeit nimmt die Abweichung vom Mittelwert den Wert 0 % an, wenn die mittlere Windgeschwindigkeit v = 1 m/s beträgt. Damit beträgt der entsprechende Wert für r_a um 208 s/m (Abb. 5.17). Danach nimmt die Verdunstung an der Klimastation Teterow um 21,3 % (2 mm) im Winter, 1,9 % (2,4 mm) im Frühjahr, 1,4 % (3,4 mm) im Sommer, 5,1 % (3 mm) im Herbst und 2,5 % (10,8 mm) im Jahr mit einer Abnahme der Windgeschwindigkeit um 10 % oder 0,3 m /s und somit einer gleichzeitigen Zunahme des aerodynamischen Widerstands ab.

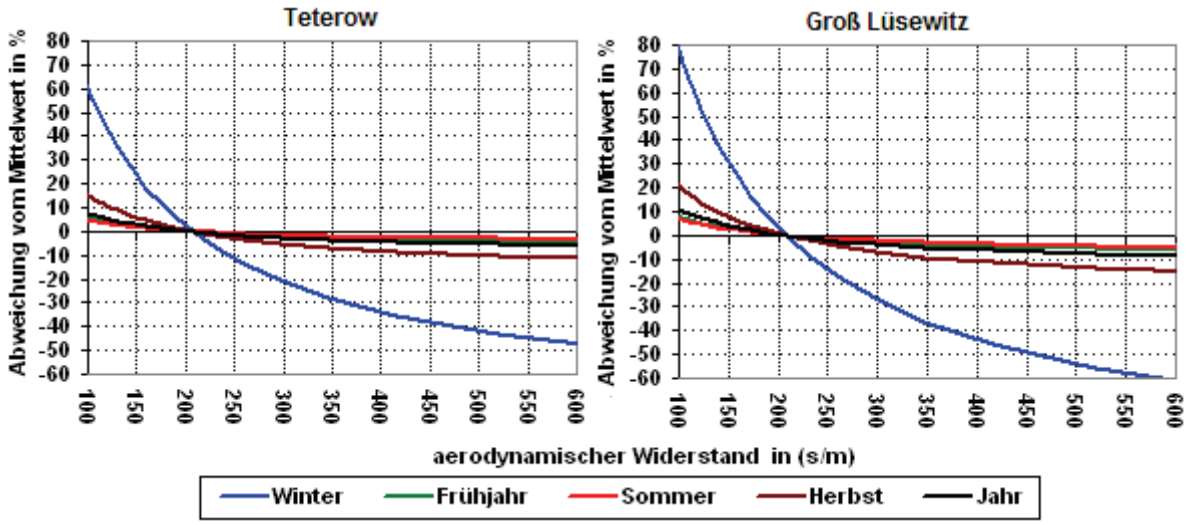


Abb 5.17: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung der Windgeschwindigkeit und somit einer gleichzeitigen Änderung des aerodynamischen Widerstands bei der Grasreferenzverdunstung an der Klimastation Teterow

Tabelle 5.8 zeigt, dass die Auswirkung der gleichzeitigen Änderung dieser beiden Parameter auf die Verdunstung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz größer ist als an der Klimastation Teterow. Der August weist mit 2,7 mm in Groß Lüsewitz und 1,4 mm in Teterow die größte monatliche Änderung auf. Die kleinsten Beiträge kommen von den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar (vgl. Abb. 5.18)

Tab. 5.8: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in mm und % bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s (10%) und somit einer gleichzeitigen Änderung des aerodynamischen Widerstands bei der Grasreferenzverdunstung

Station	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Teterow	2	21,3	2,4	1,9	3,4	1,4	3	5,1	10,8	2,5
Groß Lüsewitz	3,6	27,1	3,9	2,6	5,7	2,2	4,5	6,8	17,8	3,7

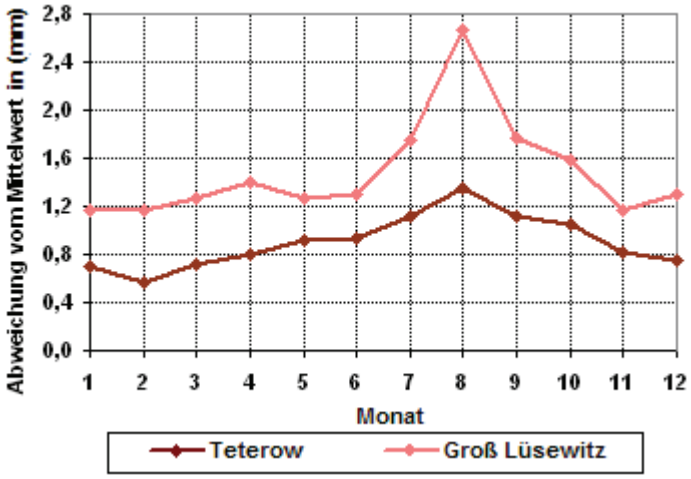


Abb 5.18: Monatliche Änderung der Verdunstung in mm bei Änderung der Windgeschwindigkeit um 0,3 m/s (10 %) und somit einer gleichzeitigen Änderung des aerodynamischen Widerstands bei der Grasreferenzverdunstung

5.2.7 Albedowerte

Die Strahlungsreflexion der Oberflächen ist unterschiedlich. Helle flächen haben eine große Albedo. Das führt dazu, dass sie viel Strahlung wieder in die Atmosphäre zurückgeben, die nicht als Energie für die Verdunstung zur Wirkung kommt. Eine dunklere Oberfläche reflektiert weniger Energie und verdunstet mehr *(DVWK 2002)*. Wenn man als Referenz- bzw. Startwert der kurzwelligen Strahlungsreflexion von einem α. = 0,23 ausgeht, dann muss im zweiten Fall die Abweichung der Verdunstung vom Mittelwert positiv sein (Absolutwert > 100%). Die untere Abbildung 5.19 stellt die Beziehung der Änderung der Verdunstung in Abhängigkeit von der kurzwelligen Strahlungsreflexion α für das Grasreferenzverdunstungsverfahren dar. Hier nimmt die Verdunstung im Sommer um 1,1 % (entspricht 2,9 mm) bei Abnahme der Albedo um 0,01 zu. Die jährliche Zunahme beträgt gleichfalls 1,1 % bzw. 5,6 mm (vgl. Tab. 5.9). Die maximalen monatlichen Änderungen im Juni und Juli überschreiten 1 mm kaum (Abb. 5.20).

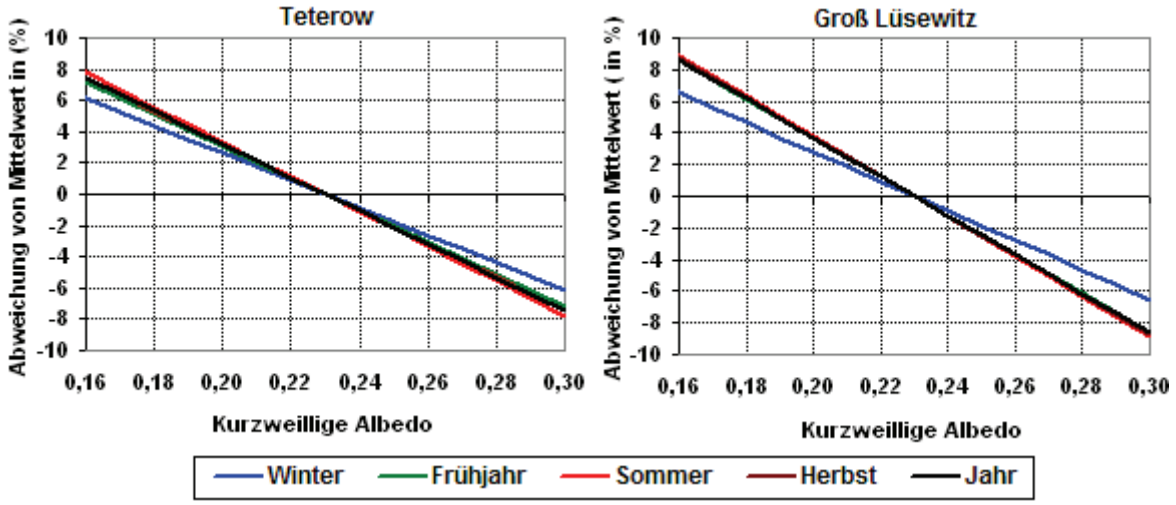


Abb 5.19: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstung in % bei Änderung der kurzwelligen Albedo beim Grasreferenzverdunstungsverfahren an der Klimastation Teterow

Tab. 5.9: Jahreszeitliche Änderung der Verdunstungsmenge in mm und % bei Änderung der kurzwelligen Albedo um 0,01 beim Grasreferenzverdunstungsverfahren.

Station	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Teterow	0,2	0,9	1,6	1	2,9	1,1	0,9	1,1	5,6	1,1
Groß Lüsewitz	0,3	0,9	2,1	1,2	3,5	1,3	1,1	1,2	6,9	1,2

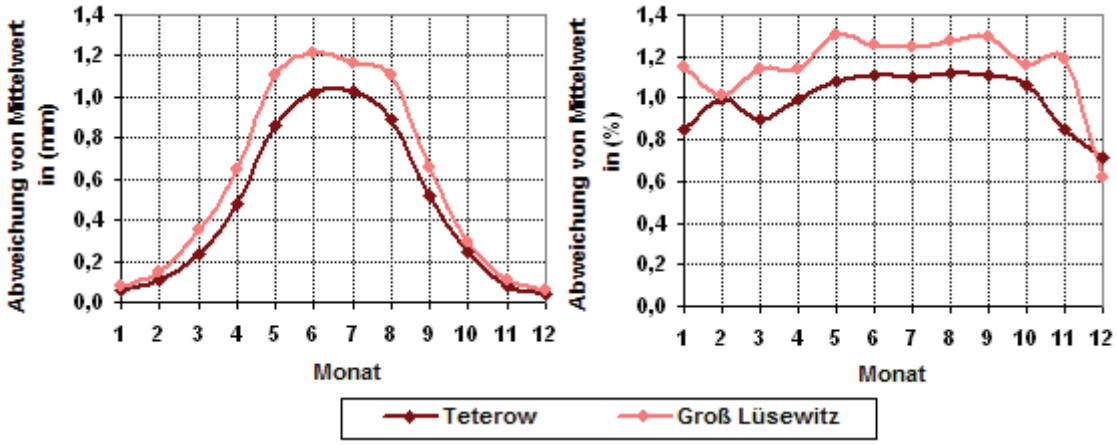


Abb 5.20: Monatliche Änderung der Verdunstung in mm bei Änderung der Albedowerte um 0,01 an der Klimastation Teterow

5.2.8 Beurteilung der Sensitivität der untersuchten hydrometeorologischen Parameter zur Klimaänderung

Die jeweiligen Eingangsgrößen zeigen bei der Berechnung der potentiellen Verdunstung je nach dem verwendeten Berechnungsverfahren eine unterschiedliche Sensitivität. Um die Sensitivität aller Eingangsgrößen im Hinblick auf die Änderung der Klimabedingungen miteinander vergleichen zu können, wurde am Beispiel der Klimastation Teterow eine gemeinsame Sensitivitätsanalyse aller Eingangsgrößen mit dem Verfahren der Grasreferenzverdunstung durchgeführt, weil dieses Verfahren einerseits alle pflanzlichen und hydrometeorologischen Eingangsgrößen benutzt, die zur Ermittlung der Verdunstung erforderlich sind, und andererseits (wie bereits erwähnt) überall anwendbar ist. Mittels einer solchen Sensitivitätsanalyse soll hier herausgestellt werden, welche Parameter von besondere Bedeutung sind und welche nicht.

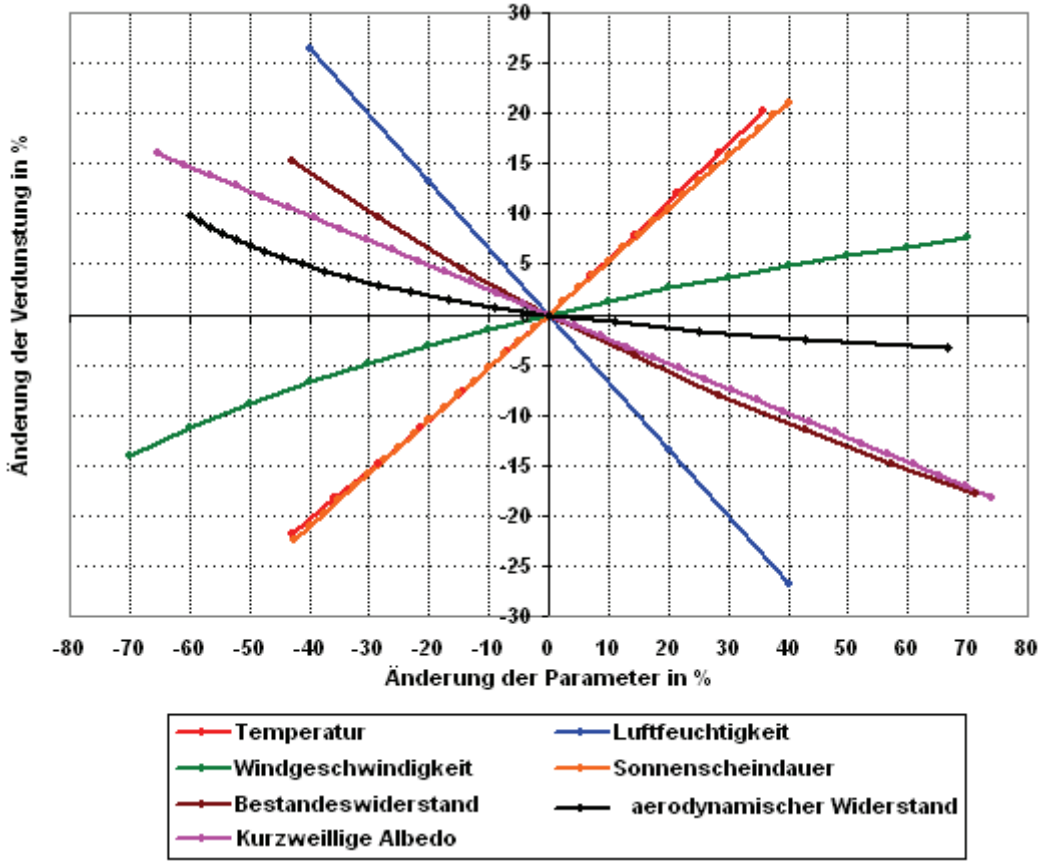


Abb 5.21: Sensitivitätsanalyse der untersuchten hydrometeorologischen Parameter zur Klimaänderung an der Klimastation Teterow

Abbildung 5.21 zeigt die Wechselbeziehung zwischen den Eingangsgrößen und Parametern für das Verfahren der Grasreferenzverdunstung auf. So hat die Verdunstung beim Vergleich relativer Änderungen an erster Stelle eine maximale Änderung von 6,7 % bei einer Änderung der Luftfeuchtigkeit um 10 % zur Folge. Die Temperatur und Sonnenscheindauer haben den zweitstärksten Einfluss auf das Gesamtverdunstungsergebnis mit einem ähnlichen Trend und einem Anteil von 5,2 % bei einem ähnlichen prozentuellen Anstieg. Durch den Bestandswiderstand erhöht oder verringert sich die Verdunstung um 3,2 %. Mit 2,6 % hat die kurzwellige Albedo einen geringen Einfluss. Bei der Windgeschwindigkeit lässt sich bei 1,5 % Änderung sagen, dass eine Veränderung kaum Auswirkungen auf das

Verdunstungsergebnis hat. Der aerodynamische Widerstand in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit kann die jährliche Verdunstung um 0,67 % erhöhen. Diese Erhöhung ist jedoch ohne praktische Bedeutung.

An dieser Stelle muss kritisch ausgeführt werden, dass hier gleichartige relative Veränderungen miteinander verglichen worden sind, ohne die absoluten Änderungen der Einflussgrößen, die sich hinter den relativen Veränderungen verbergen, einer weiterführenden vergleichenden Betrachtung zu unterziehen. Da es sich um physikalisch vollkommen unterschiedliche Parameter handelt und z. T. gegenseitige Abhängigkeiten bestehen, ist ein absoluter bzw. sachlicher Vergleich dieser Größen bezüglich ihres Änderungseinflusses kaum möglich. Dabei ist auch zu beachten, dass relative Änderungen um 10 % bei den einzelnen Größen unterschiedlich wahrscheinlich oder z.T. sogar unrealistisch sind.

Insofern ist der Wert der hier vorgestellten Ergebnisse stärker darin zu sehen, dass wichtige Erkenntnisse zur Sensivität der Berechnungsverfahren bezüglich der Genauigkeit der bereitzustellenden Eingangsparameter unter den Klimabedingungen Mecklenburg-Vorpommerns gesammelt werden konnten. Hervorzuheben ist auch die Tatsache, dass bei den verschiedenen Verfahren gleiche Änderungen bei den Parametern unterschiedliche Änderungen der Verdunstung hervorrufen. Dies macht deutlich, dass wir es mit empirischen Verfahren und überwiegend regional gültigen Parametern zu tun haben. Dies wird auch anhand der regional unterschiedlichen Änderungen an den Klimastationen deutlich.

Es muss deshalb geschlussfolgert werden, dass diese Berechnungsverfahren für die Abbildung von Klimaänderungen nicht oder nur bedingt geeignet sind, weil sich letzten Endes mit dem Klima auch die Verhältnisse ändern, unter denen ihre empirischen Parameter abgeleitet worden sind. Vermutlich besteht unter veränderten Klimabedingungen Bedarf, diese Verfahren regionalspezifisch neu zu parametrisieren. Eine wichtige Frage ist dabei, wie sich die Verteilungen der Einflussgrößen und ihre gegenseitigen Abhängigkeiten ändern. Die Klärung solcher Fragen muss weiterführenden Arbeiten vorbehalten bleiben.

Für die Anwendung unter veränderten Klimabedingungen erscheint das Verfahren der Grasreferenzverdunstung am besten geeignet. Es berücksichtigt nicht nur alle maßgeblichen Klimaparameter, es ist daneben weitgehend physikalisch begründet und zudem bereits heute für ein breites Spektrum an Klimabedingungen anwendbar. Gewisse Unsicherheiten bleiben bei den Verdunstungswiderständen, die auf empirischen Annahmen beruhen.

Die größte Herausforderung wird jedoch darin bestehen, die berechneten Werte der potenziellen bzw. maximal möglichen Verdunstung für Grasbestände unter veränderten Klimabedingungen auf andere Pflanzenarten saisonal unterschiedlich umzurechnen. Häufig verwendete, fixe Umrechnungsparameter werden unter veränderten Klimabedingungen ihre Gültigkeit verlieren, wobei vor allem veränderte phänologische Entwicklungen bei den Pflanzen eine maßgebliche Rolle spielen werden. Es werden deshalb Modelle benötigt, mit denen die maximal mögliche Verdunstung in Abhängigkeit vom Pflanzenwachstum parametrisiert und berechnet werden kann (siehe nächstes Kapitel). Von zentraler Bedeutung dürfte in diesem Zusammenhang der entwicklungsabhängige Blattflächenindex sein.

Abgesehen von diesen methodischen Einwänden soll nachfolgend analysiert werden, welche Berechnungsergebnisse sich unter veränderten Klimabedingungen ergeben würden.

5.3 Anwendung der Berechnungsansätze und Ergebnisvergleich

5.3.1 Die beobachteten und simulierten Trends der potenziellen Verdunstung nach verschiedenen Berechnungsansätzen für M-V Klimastationen

Die nachfolgenden Auswertungen beziehen sich zunächst auf die lange Reihe der beobachteten durchschnittlichen jährlichen Verdunstung von 1951 bis 2000 und die simulierte durchschnittliche jährliche Verdunstung von 2001 bis 2055.

In der Abbildung 5.22 sind die gleitenden beobachteten und simulierten jährlichen Mittelwerte von 1951 bis 2055 an der Klimastation Teterow für die Verdunstung nach verschiedenen Berechnungsverfahren dargestellt. Die mittlere jährliche Temperaturzunahme führt zu einer Erhöhung der Verdunstung bei allen Verfahren. Bei Betrachtung der gleichen Zeitperiode zeigt die mittlere berechnete Verdunstung für verschiedene Berechnungsverfahren, insbesondere für das Blaney-Criddle- und Thornthwaite-Verfahren eine große Variabilität, wobei das Blaney-Criddle-Verfahren die höchsten beobachteten und simulierten Werte im Vergleich zu anderen Verfahren erzeugt.

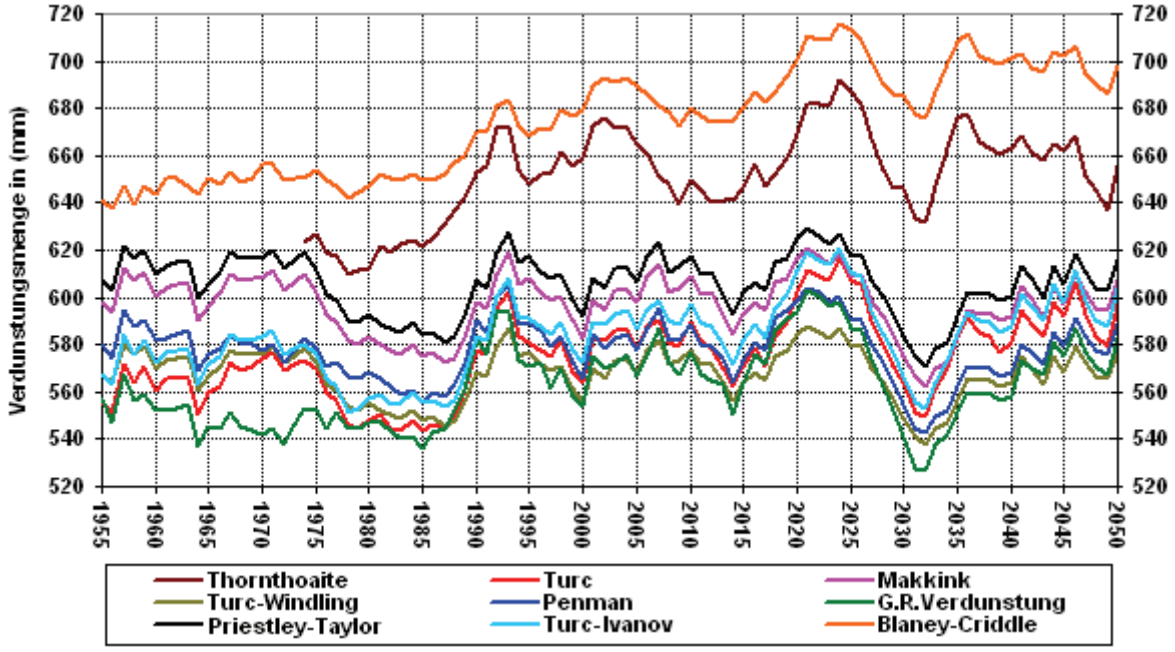


Abb 5.22: Geglätteter beobachteter und simulierter Verlauf der Verdunstung von 1951 bis 2055 mit verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Teterow

Die nachfolgende Tabelle enthält die errechneten langjährlichen Verdunstungsraten an der Klimastation Teterow im Zeitraum 1951-2000 und die simulierte Verdunstung im Zeitraum 2001-2050 und 2046-2055. Das Blaney-Criddle- und Thornthwaite-Verfahren liefern im Zeitraum 1951-2000 deutlich höhere Werte als die sonstigen Verfahren. Im Zeitraum 2001-2050 ist beim Blaney-Criddle-Verfahren eine Zunahme der mittleren Verdunstung um 5,7 % als Maximalwert zu erwarten. In der letzten Dekade (Szenarium) könnte sich die Verdunstung mit allen Berechnungsansätzen noch um 2,5 % (Priestley-Taylor-Verfahren) bis 7,2 % (Blaney-Criddle-Verfahren) im Vergleich zu der Referenz Periode 1951-2000 weiter erhöhen (vgl. Tab 5.10).

Tab. 5.10: Beobachteter und simulierter Mittelwert der Verdunstung an der Klimastation Teterow mit verschiedenen Berechnungsverfahren

Station	THO	BL-CR	TUR	TU-IV	TU-WE	MAK	PEN	GRV	PR-TA
1951-2000	637,0	655,6	564,6	573,9	566,6	596,3	577,5	522,1	605,4
2001-2050	658,9	693,1	584,3	591,1	568,2	597,5	577,7	535,9	606,0
2046-2055	664,5	702,8	603,9	609,6	581,3	612,2	593,0	551,3	620,8

Auch die jahreszeitliche Verdunstung wird in Teterow bei den meisten Verfahren im Zeitraum 2001-2050 zunehmen. Bei den Verfahren von Makkink und Priestley-Taylor zeigen die simulierten Daten keine Änderung der Verdunstung im Winter, eine geringe Abnahme im Herbst mit 0,5 mm im Mittel, eine geringe Zunahme der Verdunstung im Frühjahr mit rund 1,2 mm und Sommer mit 2 mm. Dagegen ist eine Abnahme der Verdunstung beim Penman-Verfahren im Frühjahr mit 0,5 mm zu erwarten (vgl. Abb. 5.23). Von 2046 bis 2055 wird die Verdunstung bei allen Berechnungsverfahren größer als in der Zeitperiode 2001-2050, insbesondere im Sommer und Herbst.

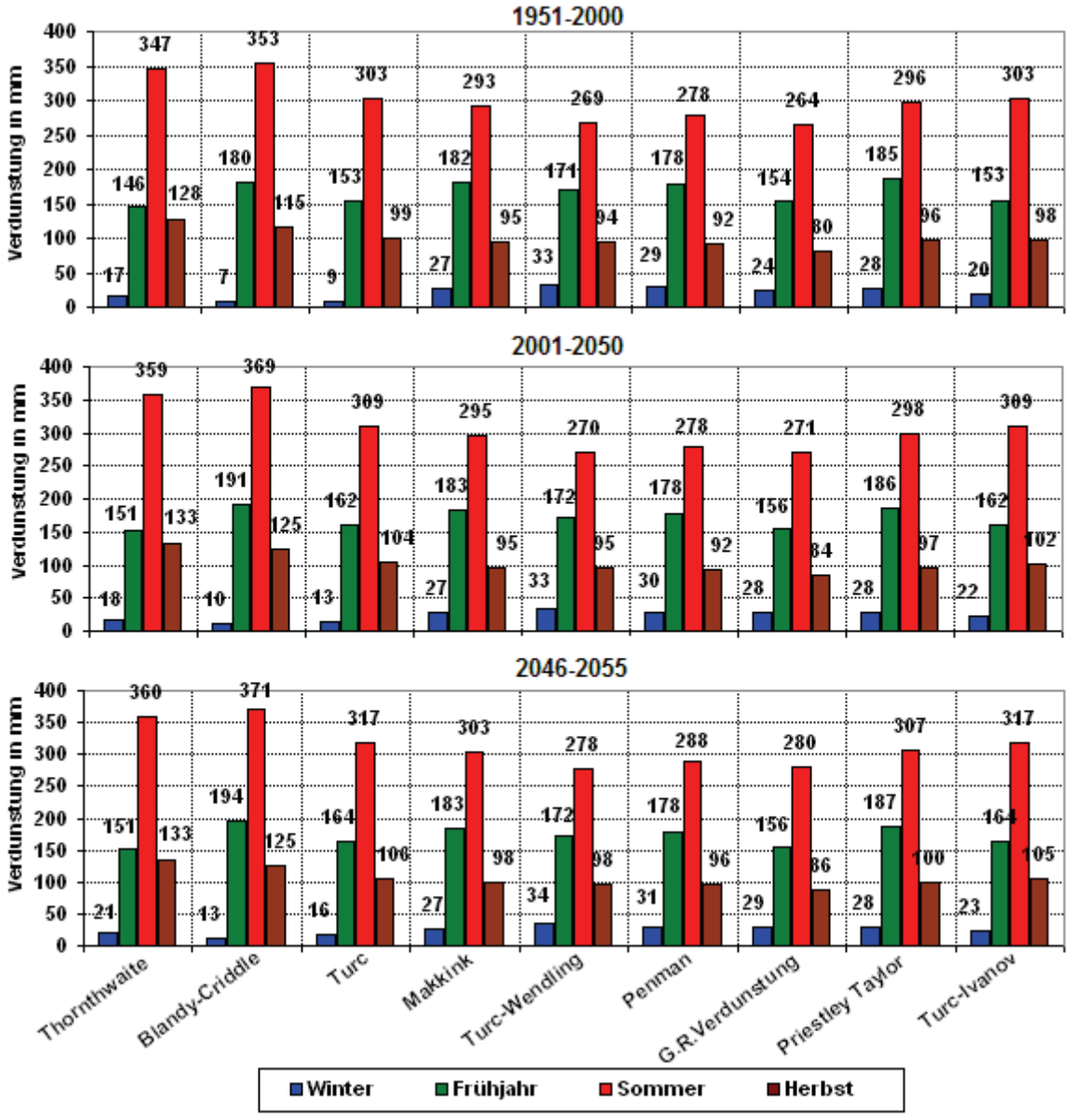


Abb 5.23: Beobachtete und simulierte Verdunstung an der Klimastation Teterow

Der Anstieg des Temperaturtrends verursacht ansteigende Verdunstungsraten bei den Verfahren, die nur die Lufttemperatur und die mögliche astronomische Sonnenscheindauer (Thornthwaite und Blaney- Criddle) benutzen, d.h. einen zunehmenden Trend im Zeitraum 1951-2000 für alle Jahreszeiten. Bei den anderen Methoden zeigt sich von der Tendenz ein recht einheitliches, aber jahreszeitlich differenziertes Bild mit einem steigenden Trend im Winter und Frühjahr und einem negativen Trend im Sommer und Herbst.

Ein kontinuierlicher zunehmender Trend ist in der Zeitperiode 2001-2050 im Frühjahr bei allen untersuchten Berechnungsformeln zu erwarten. Die simulierten Daten tendieren zu einem stärkeren Trendrückgang der Verdunstung im Sommer. Der Rückgang der Verdunstung im Sommer beträgt beim Thornthwaite-Verfahren als Maximalwert rund 14 mm. Dagegen sind die Trends am Ende der Szenarien wieder ansteigend. Eine wesentliche Zunahme im Zeitraum 2046-2055 könnte im Sommer der Anstieg um 21 bis 32 mm (Vgl. Abb. 5.24) darstellen.

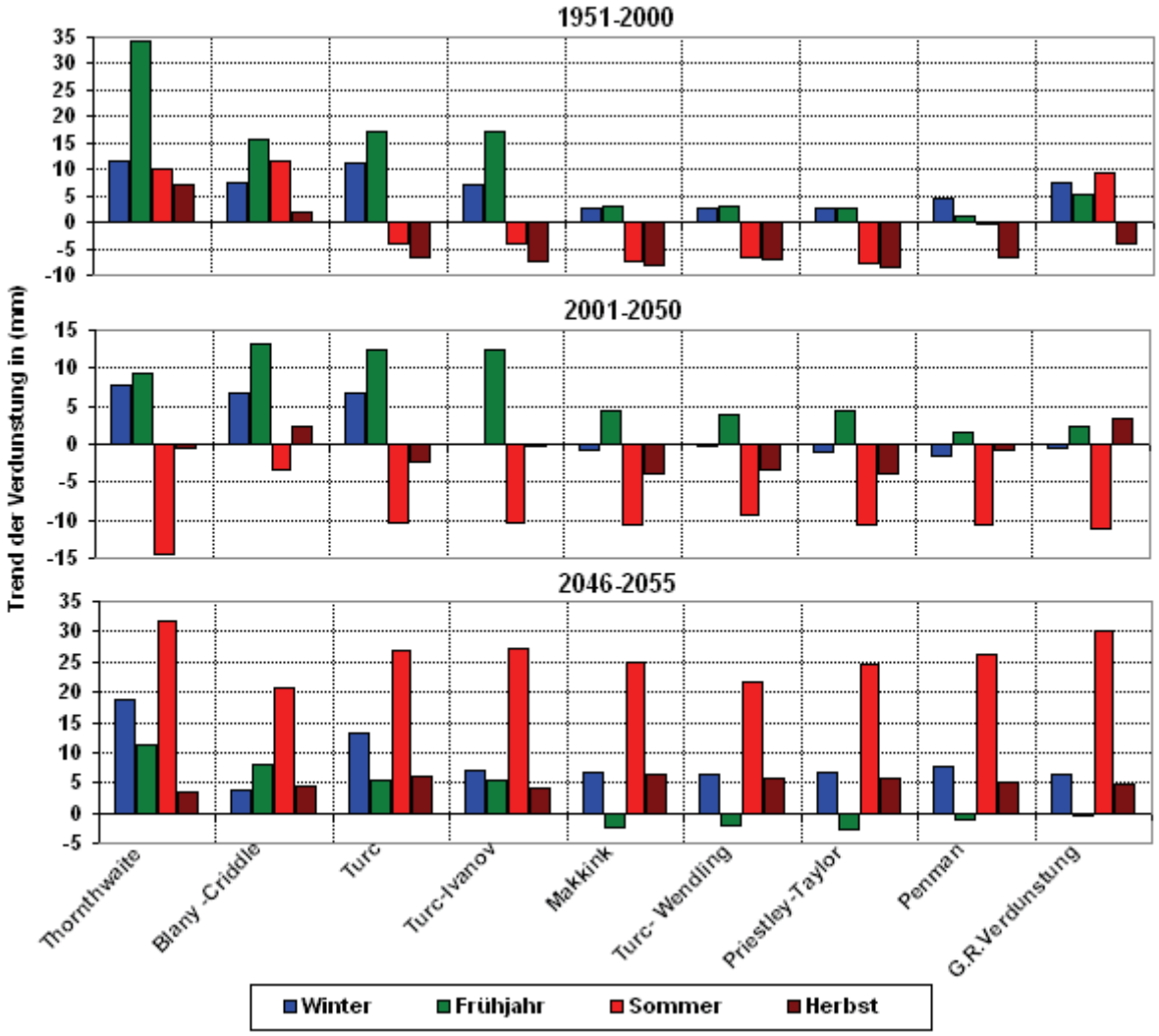


Abb 5.24: Beobachtete und simulierte Verdunstungstrends an der Klimastation Teterow

Tabelle. 5.11 zeigt eine deutliche Zunahme der mittleren monatlichen Verdunstung in den meteorologischen Sommermonaten bei den Verfahren von Thornthwaite und Blaney-Criddle. Beim Blaney-Criddle-Verfahren nimmt die mittlere Verdunstung parallel mit dem Anstieg der monatlichen Temperatur zu, wobei der Juli mit 5,7 mm die größte Differenz aufweist. Bei der

durchschnittlichen Verdunstung der Monate März, Mai, Juni, Oktober und November im Zeitraum 2001-2055 wird eine Abnahme bei Berechnung mit den Ansätzen von Makkink, Turc-Wendling und Penman simuliert.

Tab. 5.11: Differenz zwischen der mittleren monatlichen Verdunstung im Zeitraum 2001-2055 zu 1951-2000 verschiedener Verdunstungsansätze an den Klimastationen Teterow (in mm)

Verfahren	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Thornthwaite	0,0	0,6	0,4	2,6	2,4	4,9	4,2	3,0	3,2	2,2	0,0	0,4
Blaney- Criddle	0,6	2,2	3,2	3,6	4,4	4,5	5,7	5,6	3,7	2,9	2,5	0,3
Turc	1,2	1,7	2,9	4,5	1,4	0,8	2,8	1,7	2,7	0,7	1,6	1,1
Makkink	0,0	0,1	-0,4	2,4	-0,8	-0,4	1,8	0,5	1,6	-0,8	-0,3	0,0
Turc-Wendling	0,1	0,1	-0,3	2,1	-0,7	-0,3	1,6	0,5	1,5	-0,6	-0,1	0,1
Penman	0,5	-0,1	-1,2	2,3	-1,7	-1,0	1,5	0,7	1,7	-0,6	-0,1	0,4
G.R.Verdunstung	1,7	0,1	-0,9	2,7	-0,2	0,9	3,5	3,0	2,7	0,6	0,7	1,5
Priestley-Taylor	0,0	0,0	-0,4	2,4	-0,9	-0,5	1,7	0,4	1,6	-0,8	-0,3	0,0
Turc- Ivanov	1,0	0,3	2,9	4,5	1,4	0,8	2,8	1,7	2,7	0,7	0,6	1,0

Tab. 5.12: Differenz zwischen der mittleren jährlichen Verdunstung im Zeitraum 2001-2055 zu 1951-2000 verschiedener Verdunstungsansätze an allen untersuchten Klimastationen in M-V in mm

Verfahren	ANG	BOL	MAR	SCH	TET	ÜCK	BOI	GRE	WAR
Thornthwaite	33,4	28,7	32	29	23,9	29,5	29,4	31,1	34,7
Blaney-Criddle	46,7	40,9	44,0	42,4	39,1	43,0	40,3	44,3	50,2
Turc	34,5	26,5	41,8	35,5	23,0	40,2	27,0	28,5	37,3
Turc- Ivanov	29,7	24,5	40,5	35,3	20,4	38,3	23,5	29,6	33,9
Turc-Wendling	11,7	5,5	21,4	15,7	4,0	20,6	7,8	6,0	12,6
Makkink	12,4	6,3	24,1	17,5	3,9	22,5	7,9	4,1	13,7
Penman	8,5	9,8	23,8	16,0	3,0	18,8	1,5	12,7	4,7
G.R.Verdunstung	16,1	2,6	32,0	2,9	16,4	26,7	10,8	36,1	14,0
Priestley Taylor	12,0	5,8	23,7	17,1	3,3	22,2	7,7	5,6	13,5

Tab. 5.13: Differenz zwischen der mittleren jährlichen Verdunstung im Zeitraum 2001-2055 zu 1951-2000 verschiedener Verdunstungsansätze an allen untersuchten Klimastationen in M-V in %

Verfahren	ANG	BOL	MAR	SCH	TET	ÜCK	BOI	GRE	WAR
Thornthwaite	5,2	4,5	5	4,5	3,8	4,6	4,6	4,9	5,4
Blaney-Criddle	7,1	6,2	6,7	6,4	6,0	6,5	6,1	6,8	7,6
Turc	5,8	4,5	7,3	6,2	4,1	7,0	4,7	4,9	6,3
Turc- Ivanov	4,9	4,1	6,9	6,0	3,5	6,5	4,0	5,0	5,5
Turc-Wendling	2,0	1,0	3,8	2,8	0,7	3,6	1,3	1,0	2,2
Makkink	2,0	1,0	4,0	2,9	0,6	3,8	1,3	0,7	2,2
Penman	1,4	1,6	4,1	2,8	0,5	3,2	0,3	2,2	0,7
G.R.Verdunstung	2,8	0,4	5,9	0,5	3,1	4,8	2,0	6,9	2,3
Priestley Taylor	1,9	0,9	3,9	2,8	0,5	3,7	1,3	0,9	2,2

Die mittlere jährlichen Änderungen der Verdunstungsmengen schwanken beim Blaney-Criddle Verfahren zwischen 39 mm (entspricht 6 %) in Teterow und rund 50 mm (entspricht 7,6 %) mm in Warnemünde. Weniger als beim Verfahren von Blaney-Criddle verdunstet

beim Turc-Verfahren, d.h. von etwa 23 mm bis 42 mm weniger. Beim Verfahren von Makkink ist an den Stationen Angermünde, Schwerin, Teterow, Ückermünde und Boltenhagen die geringste mittlere Zunahme der Verdunstung um 1,3 mm bis 15,6 mm zu erwarten (vgl. Tab.5.12 und 5.13).

Die Abbildung 9.26 im Anhang zeigt die mittlere beobachtete und simulierte jährliche Verdunstungsmenge an allen untersuchten Klimastationen in M-V für verschiedene Berechnungsverfahren.

5.3.2 Die beobachteten Verdunstungstrends nach verschiedenen Berechnungsansätzen für Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Ähnlich wie beim Verdunstungsverlauf an der Klimastation Teterow zeigt die Abbildung (5.25) die jährliche Verdunstungsreihe der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (34 m ü. NN) für die Zeitperiode (1981-2005), wobei auch hier eine Zunahme sowohl in der Summe als auch in der Tendenz feststellbar ist.

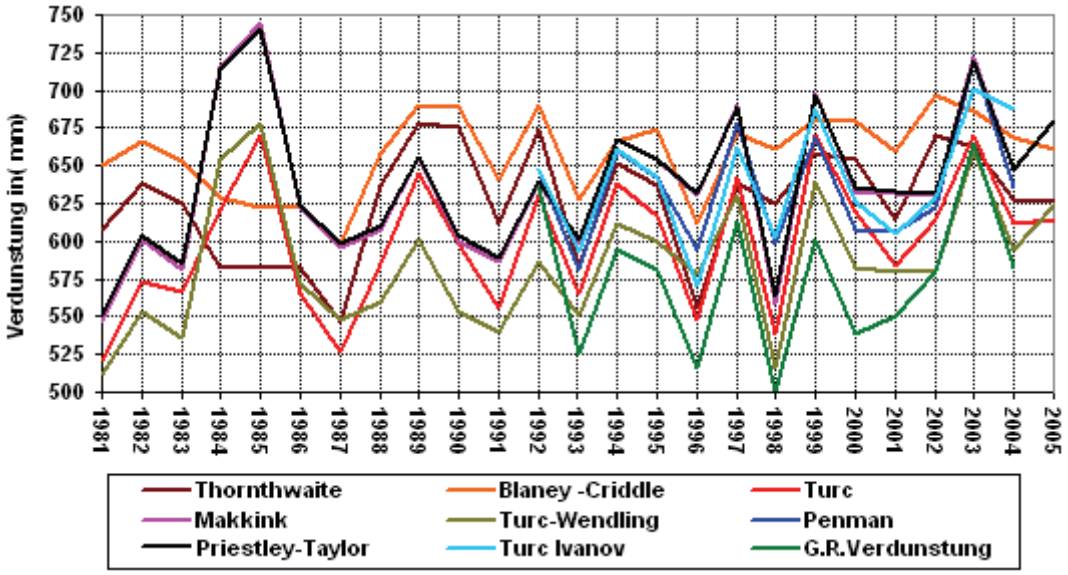


Abb 5.25: Beobachteter Verlauf der Verdunstung von 1981 bis 2005 verschiedener Berechnungsverfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Die jahreszeitliche Verdunstung zeigt in der Tabelle 5.14 eine große Variabilität. Die Verdunstungsmenge hängt auch hier stark vom Berechnungsverfahren ab, wobei das Penman-Verfahren im Winter den höchsten Wert mit 35,6 mm erzeugt, d. h. einen um 75 % bzw. 46,6 % höheren Verdunstungswert als das Blaney-Criddle- und Thornathwaite-Verfahren. Anders ist die Situation im Sommer. Hier ist die Verdunstung des Blaney-Criddle-Verfahrens am größten, d.h. um rund 18 % größer als z. B. beim Turc-Ivanov-Verfahren. Jährlich gesehen beträgt die Verdunstung beim Blaney–Criddle-Verfahren mit 658,2 mm rund 12,6 % mehr als der kleinste Wert, der mit dem Turc–Ivanov-Verfahren erzielt worden ist, und 11 % mehr im Vergleich zum Turc-Wendling-Verfahren.

Der Verlauf der jahreszeitlich differenzierten Verdunstung in Groß Lüsewitz ist in Abbildung 9.27 im Anhang dargestellt. Die Jahreswerte der potenziellen Verdunstung weisen hier in der Untersuchungsperiode einen positiven Trend auf. Die Zunahme der Verdunstung im Zeitraum 1981-2005 variiert in Groß Lüsewitz zwischen 17 und 51 mm je nach angewandtem

Verfahren. Die Eingangsgrößen zur Berechnung der Verdunstung mit dem Penman- und Grasreferenzverdunstungsverfahren sind erst seit 1992 (bis 2004) verfügbar. Das Penman-Verfahren liefert z. B. im Zeitraum 1992-2004 eine mittlere jährliche Verdunstung von 639 mm und einen zunehmenden Trend von 25,6 mm in 33 Jahren oder 2,1 mm pro Jahr (vgl. Abb. 5.26).

Tab. 5.14: Verdunstungsmengen an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz im Zeitraum 1981-2005 bei verschiedenen Berechnungsverfahren im mm

Verfahren	THO	BL-CR	TU	MAK	TU-WE	PEN	PR-TY	G.R.V	TU-IV
Zeitperiode	**81-05**	**81-05**	**81-05**	**81-05**	**81-05**	**92-04**	**92-04**	**92-04**	**81-05**
Winter	17,3	9,0	12,0	28,9	31,2	35,2	34,0	29,6	34,4
Frühjahr	144,8	183,0	169,4	202,8	184,9	197,9	201,7	175,2	169,6
Sommer	338,1	351,1	317,6	309,1	277,8	306,2	303,0	333,9	285,6
Herbst	125,8	115,1	100,6	96,5	91,7	96,2	100,0	101,0	85,8
Jahr	625,9	658,2	599,6	637,4	585,6	635,5	638,6	639,8	575,4

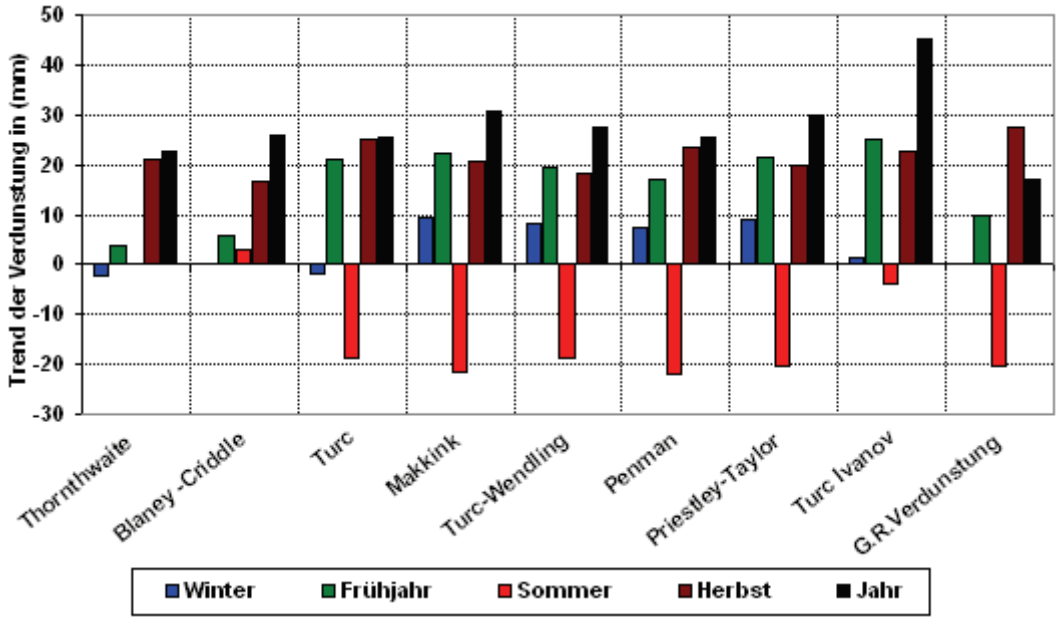


Abb 5.26: Beobachtete Verdunstungstrends an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz (1992-2004)

Für Groß Lüsewitz würden folgende Trends je nach angewandtem Verfahren festgestellt werden (Veränderungen während der beobachteten Zeitperiode 1992-2004):

- Zunahme der Verdunstung im Winter um rund 7,2-9,3 mm für die meisten Verfahren: Makkink, Turc-Wendling, Penman und Priestley-Taylor im Betrachtungszeitraum. Das Balaney-Criddle- und das Grasreferenzverdunstungsverfahren ergeben mit 0,3 und 0,2 mm kaum einen positiven Trend. Bei den Verfahren von Thornthwaite und Turc ist ein leichter negativer Trend um rund 1,7-2,1 mm zu erkennen
- Zunahme der Verdunstung im Frühjahr zwischen 3,7 mm mit dem Thornthwaite-Verfahren (Minimum) und 25,1 mm mit dem Turc–Ivanov-Verfahren (Maximum).
- Abnahme der Verdunstung im Sommer zwischen 3,8 mm mit dem Turc–Ivanov-Verfahren und -22,1 mm mit dem Penman-Verfahren. Ausgenommen davon sind das

Thornthwaite-, und Blaney-Criddle Verfahren mit einem Positiven Trend von 0,1 mm, und 3 mm.

- Zunahme der Verdunstung zwischen 16,6 mm im Herbst beim Thornthwaite-Verfahren und 27,4 mm beim Grasreferenzverdunstungsverfahren.

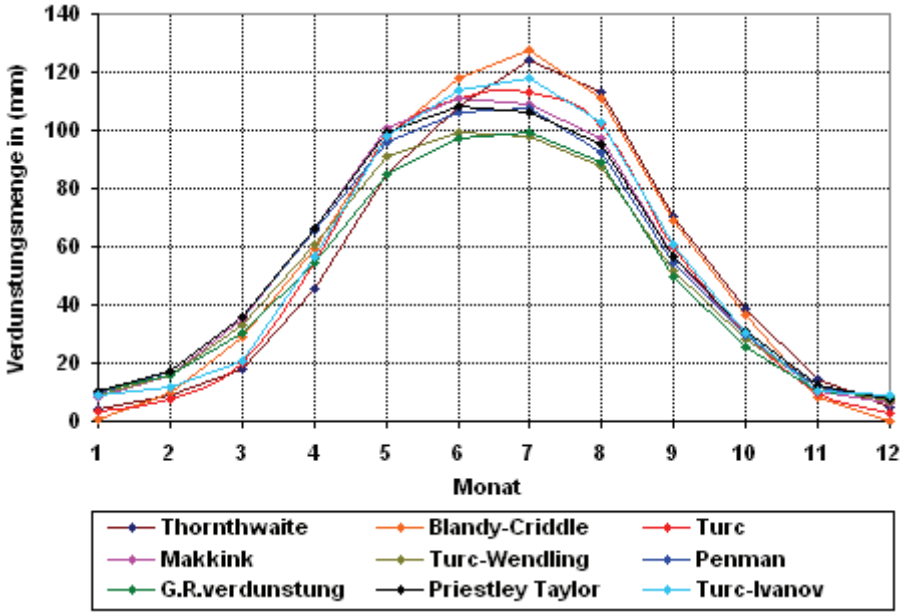


Abb 5.27: Die nach verschiedenen Verfahren berechnete Verdunstung für den Zeitraum 1992-2004 an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Abbildung 5.27 zeigt einen Vergleich zwischen den Berechnungsverfahren der Verdunstung für den Zeitraum 1992-2004 an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz. Die Verdunstungsergebnisse weisen in den Monaten des Sommerhalbjahrs im Vergleich zu den Monaten des Winterhalbjahrs einen großen Unterschied auf. Der größte Unterschied beträgt im Juli zwischen dem Blaney-Criddle- und Turc-Wendling-Verfahren rund 30 mm. Im August erreicht der Unterschied etwa 26 mm zwischen dem Thornthwaite- und Turc-Wendling-Verfahren. Im November nimmt der Unterschied einen Wert von bis zu 5,7 mm zwischen Blaney-Criddle- und Thornthwaite-Verfahren und im Dezember von bis zu 8,7 mm zwischen Blaney-Criddle- und Turc-Ivanov-Verfahren an. Für die Monate von Mai bis Oktober liefert das Turc-Wendling-Verfahren die geringsten Werte. Im Winter ist die Blaney-Criddle-Verdunstung vergleichsweise deutlich geringer.

5.3.3 Ergebnisvergleich der verschiedenen Verfahren zu Berechnung der potentiellen Verdunstung

Die angegebenen Verfahren zur Berechnung der potentiellen Verdunstung führen zumeist zu unterschiedlichen Ergebnissen Das gilt nicht nur für Tageswerte, sondern auch für Monatswerte bzw. für langjährige Mittel. Damit liegen systematische Abweichungen vor, die aber zu Fehlereinschätzungen führen, wenn sie nicht in den Wasserbilanzmodellen wiederum empirisch durch Korrekturfaktoren ausgeglichen werden *(DVWK, 1996)*.

Abbildung 5.28 stellt die beobachtete und simulierte Abweichung der jährlichen Verdunstung nach verschiedenen Verdunstungsverfahren von den Verdunstungswerten nach Penman Verfahren dar. Die Verfahren nach Blaney-Criddle und Thornthwaite zeigen größere

Abweichungen im Vergleich mit anderen Verfahren. Diese Abweichungen sind mit Zunahme der Temperatur bis 2055 noch größer zu erwarten. Die Verdunstungswerte nach Turc-Wendling liegen niedriger als die der anderen sieben Verfahren.

Um die Abweichungen gut einschätzen zu können, setzt man in Anlehnung an *(DVWK, 1996)* die simulierten Verdunstungswerte nach Penman ETP_{PENM} = 100 % und bezieht darauf die die Jahreszeitensummen aus den einzelnen Verfahren.

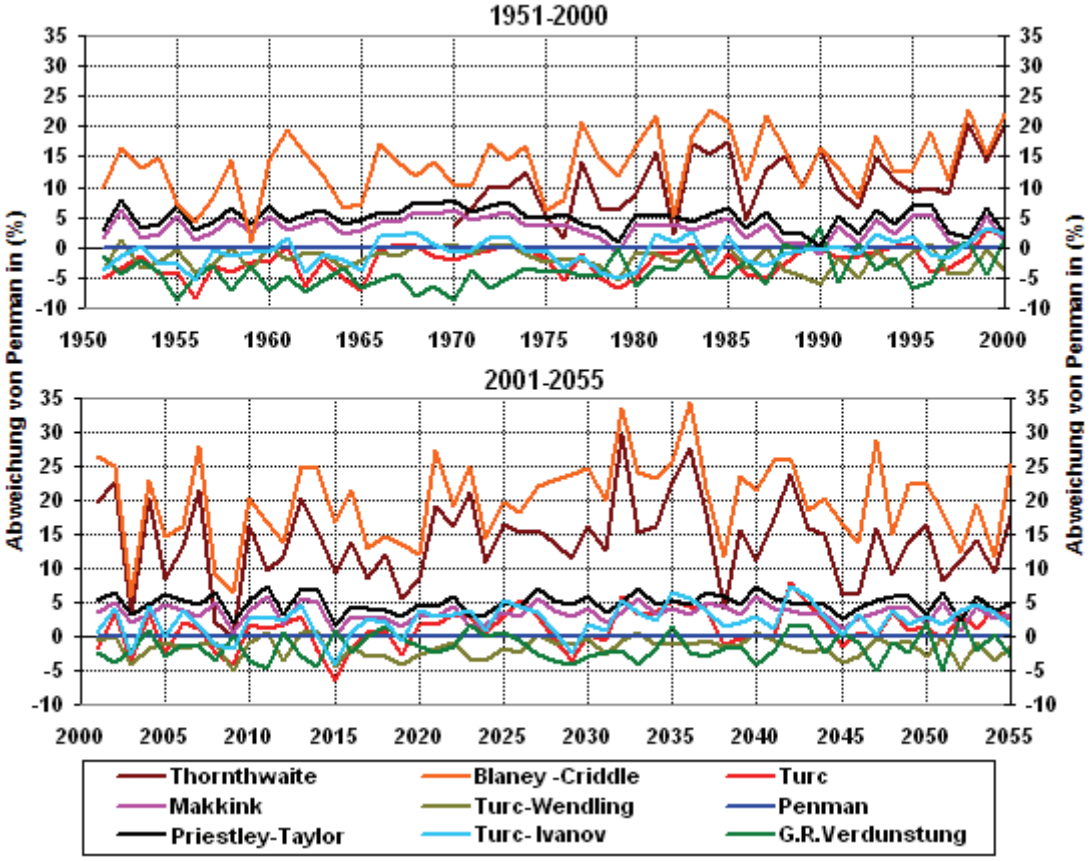


Abb 5.28: Jährliche Abweichungen der simulierten Verdunstung verschiedener Berechnungsverfahren vom Penman-Ansatz an der Klimastation Teterow

In der Tabelle 5.15 sind beispielsweise zusätzlich die Ergebnisse der Klimastation Teterow zusammengefasst. Im Zeitraum 1951-2000 ergibt sich eine Abweichung von 5 bis 76 % nach unten, insbesondere beim Blaney-, Criddle- und Turc-Verfahren. Im Frühjahr liegt die Abweichung zwischen -18 % beim Thornthwaite-Verfahren und + 4 % beim Priestley-Taylor-Verfahren. Im Sommer erhöhen sich die Abweichungen, sie betragen 27 % beim Blaney-Criddle- und 25 % beim Thornthwaite-Verfahren. Mit 38 % weist das Thornthwaite-Verfahren im Herbst die stärkste Abweichung auf. Im gesamten Jahr sind die Verfahren nach Blaney-Criddle und Thornthwaite um 10 bzw. -14 % zu korrigieren. Die simulierte Verdunstung bis 2050 zeigt aber auch, das die Abweichungen noch höher werden könnten, insbesondere im Sommer und Herbst beim Thornthwaite- und Blaney- Criddle-Verfahren mit einer Abweichung von +29 bis +44 %.

Tab. 5.15: Berechnete und simulierte jahreszeitliche Verdunstung nach verschiedenen Verfahren bezogen auf das Penman-Verfahren (ETP $_{PENM}$ = 100%) im Zeitraum 1951-2000 und 2001-2050 an der Klimastation Teterow

Verfahren	1951-2000									
	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Penman	29	100	178	100	278	100	92	100	578	100
Thornthwaite	17	58	146	82	347	125	128	138	637	110
Blaney-Criddle	7	24	180	101	353	127	115	125	656	114
Turc	9	32	153	86	303	109	99	107	565	98
Makkink	27	93	182	102	293	105	95	103	596	103
Turc-Wendling	33	113	171	96	269	96	94	103	567	98
G.R.Verdunstung	24	84	154	87	264	95	80	87	522	90
Priestley Taylor	28	95	185	104	296	106	96	104	605	105
Turc-Ivanov	20	69	153	86	303	109	98	106	574	99
Verfahren	2001-2050									
	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst		Jahr	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Penman	30	100	178	100	278	100	92	100	578	100
Thornthwaite	18	60	151	85	359	129	133	144	661	114
Blaney-Criddle	10	34	191	108	369	133	125	135	695	120
Turc	13	45	162	91	309	111	104	112	588	102
Makkink	27	92	183	103	295	106	95	103	600	104
Turc-Wendling	33	113	172	97	270	97	95	103	571	99
G.R.Verdunstung	28	94	156	88	271	97	84	91	539	93
Priestley Taylor	28	94	186	105	298	107	97	105	609	105
Turc-Ivanov	22	75	162	91	309	111	102	110	594	103

Die in Abbildung 9,28 im Anhang dargestellten Ergebnisse wurden benutzt, um die Unterschiede auf statistische Signifikanz der Unterschiede der berechneten Verdunstung zu überprüfen. Die statistische Auswertung erfolgte über One-Way ANOVA mit Post-hoc-Test. Dabei wurde der LSD. T-Tests für Mehrfachvergleiche mit der Statistik-Software **SPSS** durchgeführt, um alle Gruppenmittelwerte (Dekadenmittelwerte) zu vergleichen *(Information Technology Services; 2005).*

Mit einer statistischen Wahrscheinlichkeit von 95 % zeigt der Post-Hoc-Vergleich in Tabelle 5.16 mit dem LSD-Test einen signifikanten Unterschied der Dekadenmittelwerte für den meteorologischen Winter und Sommer im Zeitraum 1951-2000 zwischen dem Turc-Wendling-Verfahren und allen übrigen Verfahren an. Im Jahr weisen die Verfahren von Thornthwaite und Blaney-Criddle einen hoch signifikanten Unterschied im Vergleich zu den anderen benutzten Verfahren auf.

Im Zeitraum 2001-2050 ist ein signifikanter Unterschied zwischen Turc-Ivanov- und Thornthwaite-Verfahren für den Winter zu erwarten, obwohl er statistisch im Zeitraum 2001-2050 nicht signifikant ist. Im Sommer könnte der Unterschied zwischen Priestley-Taylor- und Turc-Verfahren signifikant werden.

Die jährlichen simulierten Unterschiede zeigen noch eine statistische Signifikanz zwischen Turc-Wendling- und Turc-, Turc-Wendling- und Turc-Ivanov-, Makkink- und Turc-Ivanov-, sowie Penman- und Turc-Ivanov-Verfahren (vgl. Tab. 5.16).

Tab. 5.16: Statistischer Vergleich der simulierten Ergebnisse untereinander mit dem (Post-hoc -LSD) Test an der Klimastation Teterow

Winter 1951-2000

	1	2	3	4	5	6	7	8
1		++	++	++	++	++	-	++
2	++		-	++	++	++	++	++
3	++	-		++	++	++	++	++
4	++	++	++		++	-	++	-
5	++	++	++	++		++	++	+
6	++	++	++	-	++		++	-
7	-	++	++	++	++	++		++
8	++	++	++	-	++	-	++	

Winter 2001-2050

	1	2	3	4	5	6	7	8
1		++	+	++	++	++	++	++
2	++		-	++	++	++	++	++
3	++	-		++	++	++	++	++
4	++	++	++		++	-	++	-
5	++	++	++	++		++	++	+
6	++	++	++	-	++		++	-
7	++	++	++	++	++	++		++
8	++	++	++	-	+	-	++	

Sommer 1951-2000

	1	2	3	4	5	6	7	8
1		-	++	++	++	++	++	++
2	-		++	++	++	++	++	++
3	++	++		+	++	-	-	++
4	++	++	+		++	-	+	++
5	++	++	++	++		++	++	+
6	++	++	-	-	++		-	++
7	++	++	-	+	++	-		++
8	++	++	++	++	+	++	++	

Sommer 2001-2050

	1	2	3	4	5	6	7	8
1		+	++	++	++	++	++	++
2	+		++	++	++	++	++	++
3	++	++		++	++	+	-	++
4	++	++	++		++	-	++	++
5	++	++	++	++		++	++	+
6	++	++	+	-	++		+	++
7	++	++	-	++	++	+		++
8	++	++	++	++	+	++	++	

Jahr 1951-2000

	1	2	3	4	5	6	7	8
1		+	++	++	++	++	++	++
2	+		++	++	++	++	++	++
3	++	++		++	-	++	-	-
4	++	++	++		++	-	++	+
5	++	++	-	++		++	-	-
6	++	++	++	-	++		++	++
7	++	++	-	++	-	++		-
8	++	++	-	+	-	++	-	

Jahr 2001-2050

	1	2	3	4	5	6	7	8
1		++	++	++	++	++	++	++
2	++		++	++	++	++	++	++
3	++	++		+	++	++	-	-
4	++	++	+		++	-	-	++
5	++	++	++	++		++	++	-
6	++	++	++	-	++		++	++
7	++	++	-	-	++	++		+
8	++	++	-	++	-	++	+	

1: Thornathwaite
2: Blaney- Criddle
3: Turc
4: Makkink
5: Turc- Wendling
6: Priestley Taylor
7: Turc- Ivanov
8- Penman

\+ signifikant (P = 0,05 - 0,01)
++ hoch signifikant (p < 0,01)
\- nicht signifikant (p ≥ 0,05)

5.3.4 Klimatische Wasserbilanz

Änderungen im Langzeitverhalten des Niederschlages und der Verdunstung haben große Bedeutung für hydrologische und wasserwirtschaftliche Fragestellungen. Unter den derzeitigen Klimabedingungen bildet dabei die Erfassung der statistischen Eigenschaften der Wasserhaushaltsgroßen Niederschlag und Verdunstung eine wichtige Grundlage für die zukünftigen wasserwirtschaftlichen Planungen und den ihnen vorausgehenden hydrologischen

Untersuchungen wie die Abschätzung möglicher zukünftiger Veränderungen dieser Wasserhaushaltsgrößen *(Helbig, 2003)*.

Um die Wasserbilanz eines Standortes abschätzen zu können, benutzt man häufig die Werte der potentiellen Verdunstung PET, weil die Ermittlung der realen Verdunstung mit hohem Aufwand verbunden ist. Wie gezeigt, lässt sich PET nach verschiedenen Verfahren aus Klimadaten berechnen *(DVWK, 1996)*. Die Klimatische Wasserbilanz (KWB) ergibt sich dann als Differenz von Niederschlag und potenzieller Verdunstung.

Die berechnete Wasserbilanz nach Verfahren, die von den Temperaturverhältnisse ausgehen, hat nach *(Schrödter, 1985)* den wesentlichen Nachteil, dass die nach diesen Verfahren berechneten Ganglinien der KWB von etwa der zweiten Jahreshälfte an von den nach anderen Verfahren berechneten zunehmend abweichen, wobei sie schließlich nicht mehr als realistisch angesehen werden können, weil das Verfahren eben in dieser Zeit erheblich zu hohe Werte der Verdunstung liefert.

In Abbildung 5.29 wurden die beobachteten langjährigen Werte der KWB für den Zeitraum 1951–2000 und die simulierten Werte für den Zeitraum 2001–2055 an der Klimastation Teterow mit verschiedenen Berechnungsverfahren gegenübergestellt.

Anhand der mittleren beobachteten KWB wird deutlich, dass mit allen Verfahren in den Monaten April bis September für die Zeitperiode 1951-2000 eine negative klimatische Wasserbilanz zu verzeichnen ist. Vor allem liegt die potentielle Verdunstung nach dem Blaney-Criddle-Verfahren im Sommerhalbjahr bis zu 234 mm über dem Niederschlag. Im Winterhalbjahr erhält man dagegen eine deutlich positive KWB von 98,6 bis über 147,4 mm je nach Berechnungsverfahren.

Die jährliche klimatische Wasserbilanz des Zeitraums 1951-2000 war negativ, vor allem beim Blaney-Criddle-Verfahren mit rund 103 mm und Thornthwaite-Verfahren mit 86 mm. Mit den anderen Verfahren ist das jährliche Wasserdefizit nur leicht negativ. Ausgenommen davon ist das Grasreferenzverdunstungsverfahren mit einem positiven KWB von 16,5 mm. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass das Wasserdefizit beim Verfahren von Thornthwaite und Blaney-Criddle in Trockenperioden meist höher als bei den anderen Verfahren ist, wodurch das Wasserdefizit mit diesem Berechnungsverfahren deutlich zu negativ dargestellt wird.

Eine Zunahme der KWB zwischen 6 und 17 mm im Mittel ist im Zeitraum 2001-2055 im Winterhalbjahr zu erwarten. Demgegenüber wird die KWB aufgrund der zunehmenden Temperatur und des abnehmenden Niederschlags im Sommerhalbjahr zwischen 17 und 44 mm abnehmen. Dabei dominiert die Abnahme der Niederschläge über die Temperaturerhöhung. Die simulierte jährliche KWB nach dem Turc-Verfahren weist mit 37,2 mm oder 36,3 % eine im Zeitraum 2001-2055 enorme Abnahme auf. Mit 20 mm im Mittel ist das simulierte Wasserdefizit nach dem Thornthwaite-Verfahren um 23,2 % größer. Als Minimumwert nimmt es beim Penman-Verfahren um 0,6 mm bzw. 2,1 % zu (vgl. Tab. 5.17). Tabelle 9.4 im Anhang zeigt die mittlere jährliche Änderung der klimatischen Wasserbilanz im Zeitraum 2001-2055 im Vergleich zu 1951-2000. (Tab. 9.3 im Anhang).

Die positive klimatische Wasserbilanz dauert bei den meisten Verfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz sieben Monate (von September bis März). Insgesamt ist die jährliche KWB im Zeitraum 1992-2004 bei allen Berechnungsverfahren positiv (Abb. 9.29 im

Anhang). Mit 104 mm erreicht das Verfahren von Turc-Wendling den Maximalwert und mit rund 30 mm das Verfahren von Blaney-Criddle den Minimalwert (vgl. Tab. 5.18).

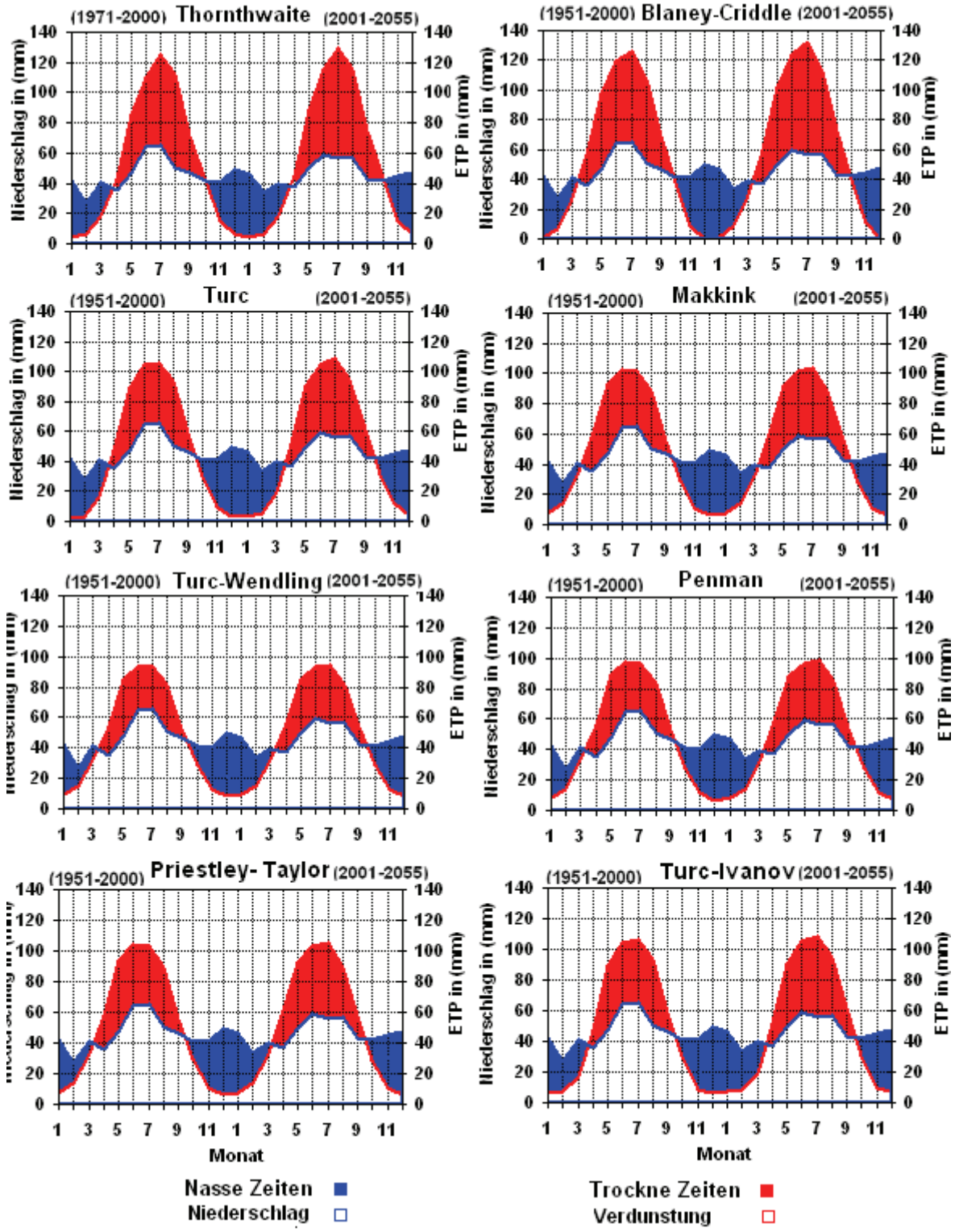


Abb 5.29: Beobachtete und simulierte Klimatische Wasserbilanz der Zeitperioden 1951 bis 2000 und 2001 bis 2055 nach verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Teterow

Tab. 5.17: Klimatische Wasserbilanz, aufgeteilt in hydrologischen Winter und Sommer, in der Beobachtungsperiode 1951-2050 und der simulierten Zeitperiode 2001-2055 an der Klimastation Teterow in mm

Zeitraum / Verfahren	Winterhalbjahr			Sommerhalbjahr			Jahr		
	1951-2000	2001-2055	Änderung	1951-2000	2001-2055	Änderung	1951-2000	2001-2055	Änderung
Thornthwaite	144	153	9,2	-230	-259	-29,1	-86	-106	-20,0
Blaney- Criddle	132	138	6,4	-234	-278	-43,6	-103	-140	-37,2
Turc	147	153	5,7	-159	-186	-26,8	-12	-33	-21,2
Makkink	103	120	16,8	-146	-165	-18,8	-43	-45	-2,0
Turc Wendling	99	115	16,6	-112	-131	-18,6	-14	-16	-2,1
Penman	99	116	16,8	-127	-144	-17,4	-28	-28	-0,6
Priestley- Taylor	100	117	16,9	-152	-171	-18,3	-52	-54	-1,4
Turc- Ivanov	139	147	7,0	-161	-186	-24,9	-22	-39	-17,8
G.R.Verdunstung	121	134	12,8	-90	-118	-27,3	31	17	-14,6

Tab. 5.18: Klimatische Wasserbilanz, aufgeteilt in hydrologischen Winter und Sommer, in der Beobachtungsperiode 1992-2004 an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz in mm

Verfahren	Winterhalbjahr	Sommerhalbjahr	Jahr
Thornthwaite	219,0	-157,1	61,9
Blaney- Criddle	207,7	-178,1	29,6
Turc	216,7	-131,2	85,5
Makkink	172,0	-121,3	50,7
Turc Wendling	176,9	-73,0	103,9
Penman	165,7	-104,4	61,3
Priestley- Taylor	184,7	-63,3	121,4
Turc- Ivanov	164,4	-114,5	49,9
G.R.Verdunstung	197,4	-140,3	57,1

6 Untersuchungen mit dem Modell MINERVA

Im Folgenden soll für entsprechende eigene Analysen das Modell MINERVA anhand der Klimadaten der 9 Wetterstationen des Mecklenburg-Vorpommerns eingesetzt werden. MINERVA wurde ursprünglich für die Simulation des Bodenstickstoffhaushaltes landwirtschaftlich genutzter Böden entwickelt, so dass mit diesem Modell auch Bewirtschaftungseingriffe erfasst bzw. berücksichtigt werden können. In diesem Modell kommen vor allem im Teilmodell Stickstoffhaushalt empirische Parameter und Funktionen zur Anwendung, die auf der Grundlage von Feldversuchen ermittelt werden müssen und z.T. nur regional gültig sind. MINERVA wurde deshalb im Rahmen eines Forschungsprojektes *(Miegel & Zachow, 2006)* anhand der Lysimeterdaten der Station Groß Lüsewitz und anhand weiterer landwirtschaftlicher Versuchsergebnisse für den Zeitraum 1997-2002 kalibriert und anschließend verifiziert, d.h. die gefundenen Parameter haben auch in den Folgejahren 2003-2005 ihre Gültigkeit für die Standortbedingungen von Mecklenburg-Vorpommern bewiesen.

Zur Kalibrierung eines Modells ist allgemein eine Messreihe der Zielgröße erforderlich. Dabei hängt der Erfolg der Kalibrierung hauptsächlich von der Art, Menge und Qualität der verfügbaren Messdaten im Verhältnis zur Komplexität des verwendeten Modells ab. Darüber hinaus liefert ein Wasserhaushaltsmodell verlässliche Ergebnisse, wenn es unmittelbar am Untersuchungsstandort kalibriert werden konnte *(Luckes, 2005).* Aus diesem Grund wurden von uns im Abschnitt 6.3 für einige weiterführende Szenariorechnungen mit dem Modell **MINERVA** zunächst die Mess- und Simulationswerte der Station Teterow ausgewählt, weil sie der Station Groß Lüsewitz am nächsten liegt und damit weitgehend ähnliche Klimabedingungen wie am Kalibrierungsstandort Groß Lüsewitz vorliegen.

Methodisch ist die Wahl auf das Modell MINERVA deshalb gefallen, weil es als Teilbaustein ein Wachstumsmodell enthält, das durch Temperatursummen und Strahlung angetrieben wird. Ein Teilergebnis des Wachstumsmodells ist der Blattflächenindex LAI, der in die Berechnung von ETP eingeht (detaillierte Darstellung siehe unten). Damit können veränderte klimatische Bedingungen und die resultierenden veränderten phänologische Phasen der Pflanzenentwicklung wesentlich realistischer abgebildet werden, als dies bei fixen Umrechnungsparametern von PET auf andere Pflanzenarten der Fall ist. Untersuchungs-ergebnisse *(Miegel & Zachow, 2006)* zeigen, dass das Pflanzenwachstum und die Veränderungen in den phänologischen Eckdaten mit dem Modell korrekt bzw. plausibel wiedergegeben werden. Neben den Untersuchungen an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz wurden wie bereits oben erwähnt das Wachstumsmodell und das N-Haushalt-Teilmodell von MINERVA an verschiedenen weiteren Standorten Mecklenburg-Vorpommerns mit Erfolg überprüft. Diese Standorte repräsentieren verschiedene regionalklimatische und Bodenverhältnisse, woraus zu schlussfolgern ist, dass MINERVA auch an anderen Standorten Mecklenburg-Vorpommerns belastbare Ergebnisse liefert.

Aufgrund dessen und aufgrund der erfolgreichen Verifikation kann MINERVA folglich für die langfristige Simulation der Wasserhaushaltsgrößen in Mecklenburg-Vorpommern eingesetzt werden.

Abbildung 6.1 macht deutlich, dass der Wasserhaushalt mit MINERVA prinzipiell zufriedenstellend abgebildet wird. In dieser Abbildung sind die simulierten langjährigen Mittelwerte (30 Jahre) für die Größen Verdunstung und Versickerung und die langjährig gemessenen Werte (1973-2005) gegenübergestellt. MINERVA ist folglich in der Lage, die

Wasserhaushaltsgrößen Verdunstung und Versickerung sowie die Bodenfeuchtewerte in der Region Mecklenburg-Vorpommern weitgehend zuverlässig zu simulieren.

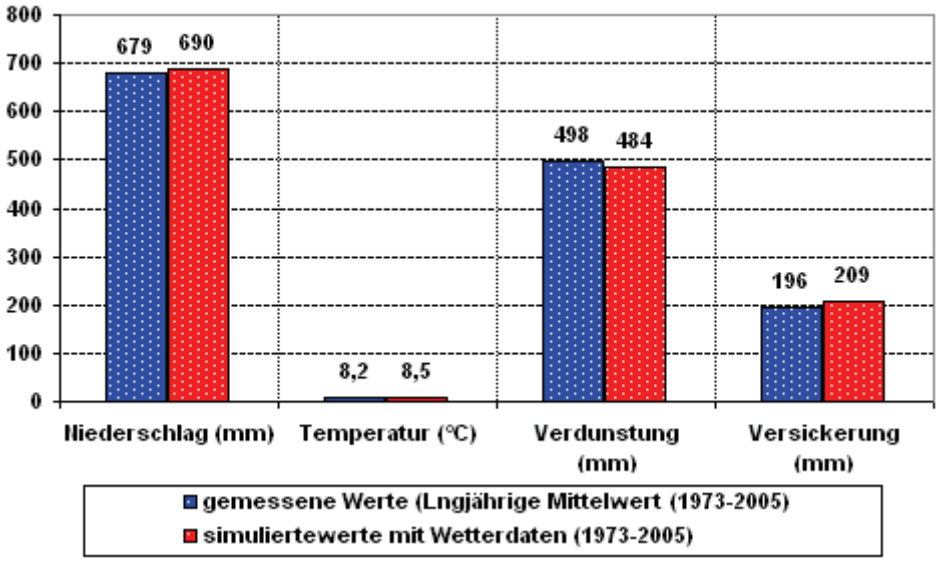


Abb 6.1: Vergleich zwischen den langjährigen gemessenen und mit STAR bzw. MINERVA simulierten Wasserhaushaltsgrößen an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

Szenarien des IPCC 2001 zum Anstieg der globalen Temperatur im 21. Jahrhundert für den Fall eines weiterhin ungebremsten CO_2–Anstieges in der Atmosphäre sind für Zentraleuropa in Tabelle 6.1 dargestellt. An den Klimastationen Mecklenburg-Vorpommerns konnte von 1950 bis 2000 ein mittlerer Temperaturanstieg um 1 °C nachgewiesen werden (Tab. 4.1 und Abb. 4.1). Dies hat je nach Standort der Klimastation zu einem Verdunstungsanstieg um 0,4 bis 7,1 % bei den Daten des STAR-Modell's geführt (Tab. 5.12 und 5.13).

Tab. 6.1: Die vorgegebenen Temperaturtrends in Abhängigkeit vom CO_2-Anstieg *(nach IPCC, 2002)*

Zeitraum	bis 2025	bis 2050	bis 2100
CO_2-Konzentration	405 – 460 ppm	445 - 640 ppm	540 - 970 ppm
Mittlere globale Temperatur-erhöhung ab 1990	0,4-1,1 °C	0,8 – 2,6 °C	1,4 – 5,8 °C

Das STAR-Modell ergab für Teterow eine mittlere Temperaturerhöhung im Zeitraum (2004-2055) von 0,9 °C im Vergleich zum Beobachtungszeitraum 1952 bis 2001. Deutliche Veränderungen sind noch bei den Strahlungsparametern zu verzeichnen (Abschnitt 4.1.5). Alle anderen Größen – so auch der jährliche Niederschlag – bleiben nahezu unverändert. Dies rechtfertigt die Anwendung des Ansatzes TURC-IVANOV in MINERVA, in dem bei Temperaturen > 5 °C die Temperatur und Sonnenscheindauer als Eingangsgrößen fungieren. Die Umrechnung auf andere Fruchtarten erfolgt wie bereits erwähnt anhand des modellierten Blattflächenindex.

6.1 Ergebnisse der einzelnen Klimastationen

Bei der Simulation an ausgewählten Klimastationen Mecklenburg- Vorpommerns und an der Station Angermünde (Bundesland Brandenburg) bilden einheitlich die Boden- und Bewirtschaftungsverhältnisse an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz den Ausgangpunkt, die für weite Teile Mecklenburg-Vorpommerns repräsentativ sind. Durch diese Vereinheitlichung sollen unabhängig von den sonstigen Standortfaktoren vor allem die regionalen Klimaunterschiede in ihrer Wirkung auf den Wasserhaushalt aufgezeigt werden.

Die simulierte Verdunstung zeigt für das Sommerhalbjahr eine deutliche Abnahme und für Winterhalbjahr eine erhebliche Zunahme. Grund dafür ist der Umstand, dass die Niederschläge im Sommerhalbjahr bei den Prognosewerten von STAR-Modell im Gegensatz zu Winterhalbjahr zurückgehen werden. Die mittlere Verdunstung weist für die Stationen Angermünde und Ückermünde einen jährlichen Rückgang von 29 und 26 mm auf (vgl. Tab. 9.5 im Anhang). Besonders hoch ist die Grundwasserneubildung im Winter, da zu dieser Zeit ein großer Teil der Niederschläge im Boden versickert. In den wärmeren Jahreszeiten verdunstet dagegen ein großer Teil des Niederschlags durch die Pflanzentranspiration.

6.2 Regionale Unterschiede der Veränderung des beobachteten Wasserhaushalts in Mecklenburg- Vorpommern

6.2.1 Verdunstung

Die räumliche Verteilung der langjährigen mittleren Verdunstung ist unter Annahme gleichbleibender Bedingungen (Landnutzung, Böden und Grundwasser) geprägt von den Änderungen der Klimaparameter. Die mittlere langjährige Änderung der Verdunstung mit MINERVA ist in Tabelle 6.2 dargestellt.

Die mittlere monatliche Verdunstung ändert sich über den Zeitraum 2004 bis 2055 in Abhängigkeit von den Änderungen der mittleren Temperatur und der Niederschlagsmenge. Die Ergebnisse machen insgesamt deutlich, dass auch Änderungen der innerjährlichen Niederschlagsverteilung bedeutsam sind.

Tab. 6.2: Änderung des beobachteten und simulierten Winter- und Sommerhalbjahres-verdunstung – simuliert mit MINERVA (2004-2055 zu 1951-2003)

Zeitraum / Station	WHJ		SHJ		JAHR	
	mm	%	mm	%	mm	%
Angermünde	7	6	-36	-9,5	-29	-5,9
Boltenhagen	14	10,4	8	2	22	4,2
Marnitz	16	8,6	-3	-0,9	13	2,6
Schwerin	12	10,2	12	3	24	4,7
Teterow	7	6,5	-6	-1,6	1	0,2
Ückermünde	1	0,5	-27	-8,7	-26	-5,1
Boizenburg	13	6,7	7	2,3	20	4
Greifswald	17	9,1	-4	-1,3	13	2,7
Warnemünde	13	9,3	4	1	17	3,1

In den Monaten Juni bis September nimmt die mittlere monatliche Verdunstung durch den Rückgang der Niederschläge im Sommer an der Klimastation Angermünde um 37 mm stark ab, wobei die Abnahme im Juli 17,7 % oder 14 mm und im Juni 10,4 % oder 10 mm erreicht (vgl. Abb.6.2). Demgegenüber ist an der Klimastation Ückermünde eine Abnahme der Verdunstung im Juni um 14,8 % bzw. 12 mm und im Mai um 9,2 % bzw. 8 mm zu verzeichnen. Die mittlere Abnahme der Verdunstungsmenge beträgt an dieser Klimastation in den Monaten Mai bis August 24 mm. An anderen Stationen liegt die Änderung der mittleren sommerlichen Verdunstungsmenge (Juni, Juli und August) zwischen 4 mm in Greifswald und Boltenhagen und 11 mm in Teterow, d.h. sie ist geringer gegenüber dem Zeitraum 1952-2003. An den Klimastationen Schwerin und Boizenburg nimmt die mittlere Verdunstung im Sommer ein wenig, d.h. zwischen 1-2 mm zu. Im Sommerhalbjahr ist an den Stationen Boltenhagen, Schwerin und Warnemünde eine geringe Zunahme zwischen 1-3 % bzw. 4-12 mm zu erwarten.

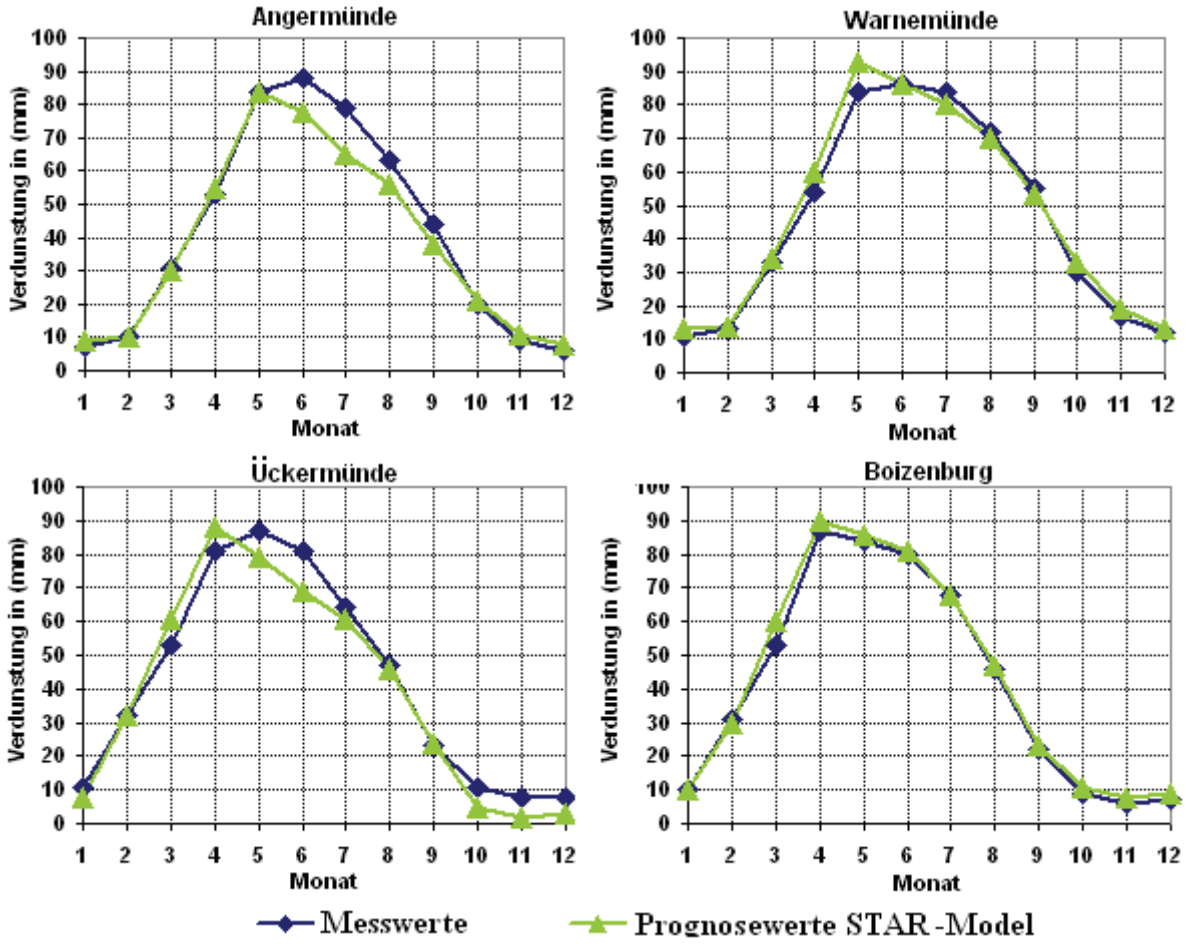


Abb 6.2: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für verschiedene Klimastationen – simuliert mit MINERVA

Bei den meisten Klimastationen ist temperaturbedingt eine Zunahme der mittleren winterlichen Verdunstung, simuliert mit MINERVA, um ca. 4-8 mm zu verzeichnen. Davon ausgenommen ist die Klimastation Ückermünde (-20 mm für die Monate Oktober bis Januar). Beim Vergleich der monatlichen Simulationsergebnisse im Winter gibt es nur geringe Unterschiede. Die Verdunstungszunahmen liegen hier an den meisten Klimastationen zwischen 0- 3 mm in den Monaten November, Dezember und Januar. Relativ betrachtet ist im Winterhalbjahr der Anstieg der Verdunstung durch die Temperaturerhöhung an den Klimastationen Boizenburg und Warnemünde größer als im Sommerhalbjahr. Simulations-

ergebnisse der Verdunstung für die übrigen Klimastationen findet man in Abbildung 9.30 im Anhang.

6.2.2 Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung ist vom Niederschlag, der Jahreszeit und der Vegetation abhängig. Die simulierte jährliche Grundwasserneubildung ist mit MINERVA um ca. 3-21 mm größer als bei den Beobachtungswerten. Angermünde ist davon mit einer Abnahme um 40 mm oder 37,4 % ausgenommen. Die Klimastationen Marnitz und Ückermünde weisen eine kleine jährliche Änderung auf.

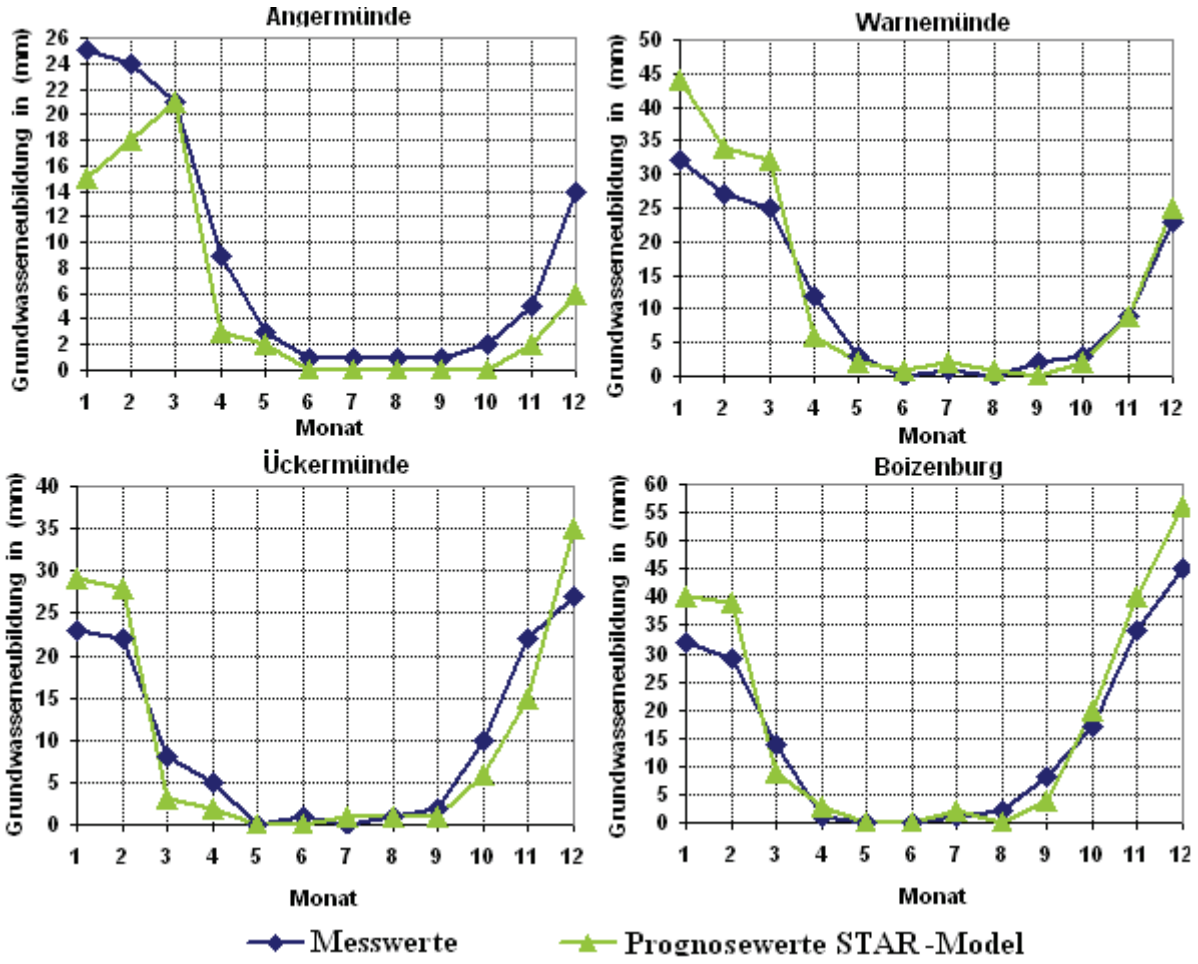


Abb 6.3: Mittlere Monatswerte der Grundwasserneubildung für verschiedene Klimastationen - simuliert mit MINERVA

Die Grundwasserneubildung ist ausgehend von den Prognosewerten des STAR-Modell's im Vergleich zu den Simulationsergebnissen des Beobachtungszeitraums (Tab. 6.3) im Sommerhalbjahr an allen Klimastationen um ca. 1-12 mm niedriger. Die Verringerung der Grundwasserneubildung während der Vegetationsperiode findet hauptsächlich in den Monaten Juli bis September statt. Dabei dominiert die Abnahme der Niederschläge über die Temperaturerhöhung.

Im Winterhalbjahr kommt es wegen erhöhter Niederschläge zu einer Erhöhung der Grundwasserneubildung für die meisten Klimastationen um ca. 5–42 mm, insbesondere in

den Monaten Dezember bis Februar (Abb. 6.3), da die Verdunstung in der Zeit der Vegetationsruhe und bei niedriger Temperatur gering ist und der Niederschlag größtenteils versickern kann. Aufgrund der Abnahme des simulierten Niederschlags an der Klimastation Angermünde im Winter (Dezember, Januar und Februar) nimmt die Grundwasserneubildung um ca. 6-10 mm ab. Die gesamte Abnahme im Winterhalbjahr beträgt in Angermünde ca. 33 mm oder 33,7 %. Im Winter sind folglich in den meisten Fällen gleichfalls die Änderungen beim Niederschlag entscheidend. Simulationsergebnisse der Grundwasserneubildung für die übrigen Klimastationen findet man in Abbildung 9.31 im Anhang.

Tab. 6.3: Änderung der beobachteten und simulierten Grundwasserneubildung in Winter- und Sommerhalbjahren - simuliert mit MINERVA (2004-2055 zu 1951-2003)

Zeitraum / Station	WHJ		SHJ		JAHR	
	mm	%	mm	%	mm	%
Angermünde	-33	-33,7	-7	-77,8	-40	-37,4
Boltenhagen	5	4,4	-2	-25	3	2,5
Marnitz	10	5,4	-12	-34,3	-2	-0,9
Schwerin	42	24,7	-8	-40	34	17,9
Teterow	12	9	-6	-42,9	6	4,1
Ückermünde	7	6,6	-6	-40	0	0
Boizenburg	32	20,6	-2	-7,1	30	16,4
Greifswald	16	11,5	-2	-10	14	8,8
Warnemünde	22	17,2	-1	-11,1	21	15,3

6.2.3 Bodenfeuchte

Beim Vergleich der Simulationsergebnisse für die Verdunstung ist ihr Anstieg im Winterhalbjahr durch Temperaturerhöhung relativ betrachtet größer als die Abnahme im Sommerhalbjahr (0,5 % bis 10,4 % bzw. -9,5 % bis -0,9 %). Dafür nimmt die Bodenfeuchte im Sommerhalbjahr im Mittel stärker ab als im Winterhalbjahr (-3,8 % bis -12,1 % bzw. -4,8 % - 2,2 %; Angaben in Vol.-%; Abb. 6.4 und Tab.6.4).

Ein ähnliches Bild ergibt sich bei der Betrachtung der Bodenfeuchte während der Vegetationszeit an allen betrachteten Klimastationen. Die mittleren Bodenfeuchtewerte sind während der Vegetationszeit um etwa. 0,2 bis 1,3 Vol.-% geringer als bei den Simulationsergebnissen des Beobachtungszeitraums. Die maximale Verringerung ist an den Klimastationen Ückermünde und Angermünde zu erwarten.

Während des Winterhalbjahres ist eine nur kleine Veränderung bei den meisten Klimastationen zu verzeichnen. Die größte Änderung findet man an der Klimastation Angermünde (0,9 % Vol). Über das gesamte Jahr ergibt sich somit eine Abnahme der mittleren Bodenfeuchte um ca. -0,1 bis -1,1 Vol.-%. Eine solche Abnahme tritt aber nicht im Warnemünde auf, sondern hier könnte die Bodenfeuchte um 0,2 Vol.-% zunehmen. Simulationsergebnisse der Bodenfeuchte für die übrigen Klimastationen findet man in Abbildung 9.32 im Anhang.

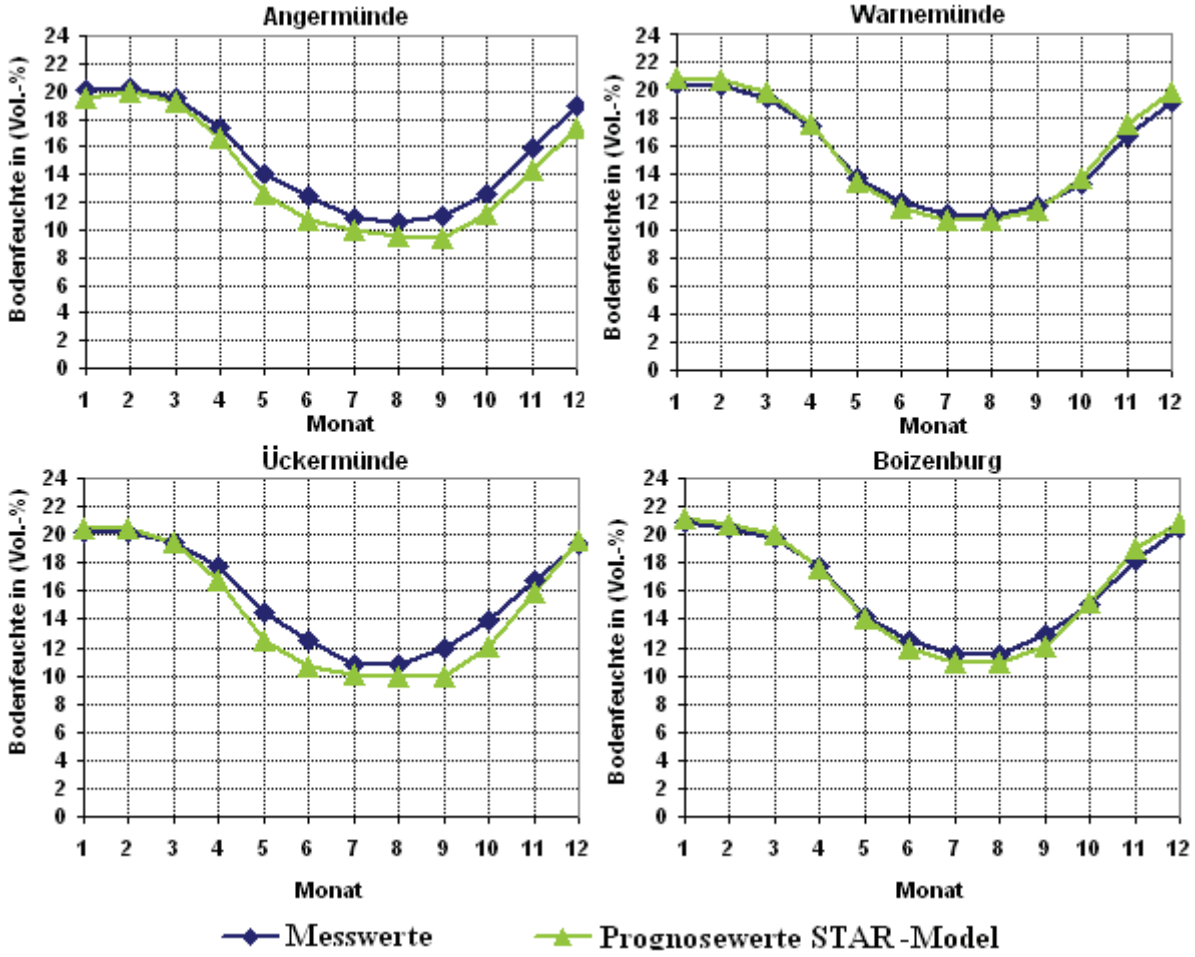


Abb 6.4: Mittlere Monatswerte der Bodenfeuchte für verschiedene Klimastationen – simuliert mit MINERVA

Tab. 6.4: Änderung des beobachteten und simulierten Bodenfeuchte im Winter- und Sommerhalbjahr - simuliert mit MINERVA (2004-2055 zu 1951-2003)

Zeitraum / Station	WHJ		SHJ		JAHR	
	% Vol	%	% Vol	%	% Vol	%
Angermünde	-0,9	-4,8	-1,3	-10,9	-1,1	-7,2
Boltenhagen	0,4	2,2	-0,6	-5	-0,1	-0,7
Marnitz	-0,1	-0,5	-1,3	-9,5	-0,7	-4,1
Schwerin	0,3	1,5	-0,8	-6	-0,2	-1,2
Teterow	0,1	0,5	-0,7	-5,5	-0,3	-1,9
Ückermünde	-0,1	-0,5	-1,5	-12,1	-0,9	-5,7
Boizenburg	0,3	1,5	-0,5	-3,8	-0,1	-0,6
Greifswald	0,1	0,5	-0,7	-5,5	-0,3	-1,9
Warnemünde	0,5	2,6	-0,2	-1,7	0,2	1,3

6.3 Veränderung der Wasserhaushaltsgrößen in Abhängigkeit von der Temperaturerhöhung

Mit dem Modell MINERVA wurden wiederum Szenariosimulationen zur Ermittlung der Größen Verdunstung, Versickerung und Bodenfeuchte bis 90 cm Tiefe mit folgenden Ausgangsdaten durchgeführt:

1. Messwerte der Station Teterow 1952-2001: Tem_{max}, Tem_{mit}, Tem_{min}, nied, relf, stra, wind
2. Messwerte der Station Teterow 1952-2001 und Temperaturerhöhung um 1 ^{o}C: Tem_{max} +1 ^{o}C, Tem_{mit} + 1 ^{o}C, Tem_{min} +1 ^{o}C, nied, relf, stra, wind
3. Prognosewerte von STAR-Modell 2005 – 2054: tmax, tmit, tmin, nied, relf, stra, wind

Tab. 6.5: Eingangswerte und Simulationsergebnisse mit MINERVA

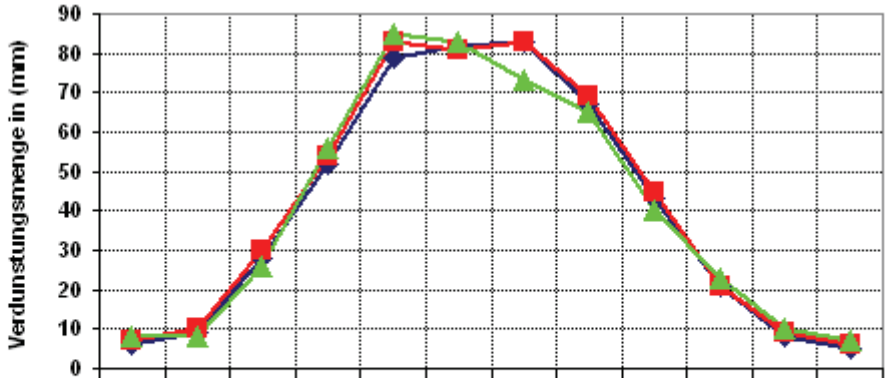
Zeitraum		Messwerte 1952-2001	Messwerte mit Temperatur-erhöhung. 1^{o}C	Prognosewerte 2005-2054 von STAR-Modell
Niederschlag (mm)	MIN	607	607	613
	MAX	667	667	703
	MIT	632	632	636
Temperatur (°C)	MIN	7,8	8,8	8,7
	MAX	8,7	9,7	9,5
	MIT	8,2	9,2	9,2
Luftfeuchte (%)	MIN	83,3	83,3	82,9
	MAX	84,6	84,6	84,4
	MIT	83,8	83,8	83,6
Bodenfeuchte (Vol %)	MIN	15	14,7	15,2
	MAX	16,4	16,2	16,3
	MIT	16,1	15,8	15,8
Verdunstung (mm)	MIN	467	481	463
	MAX	497	510	519
	MIT	483	497	485
Versickerung (mm)	MIN	126	114	121
	MAX	158	143	185
	MIT	147	133	153

In der Tabelle 6.5 und 6,6 sind die Größen Bodenfeuchte, Verdunstung und Versickerung aufgelistet. Dabei ist MIN der kleinste Wert der jeweils 5 Dekadenmittelwerte, MAX der größte und MIT der Mittelwert über 5 Dekaden bzw. 50 Jahre.

Tab. 6.6: Bodenwasserhaushaltsgrößen – simuliert mit MINERVA

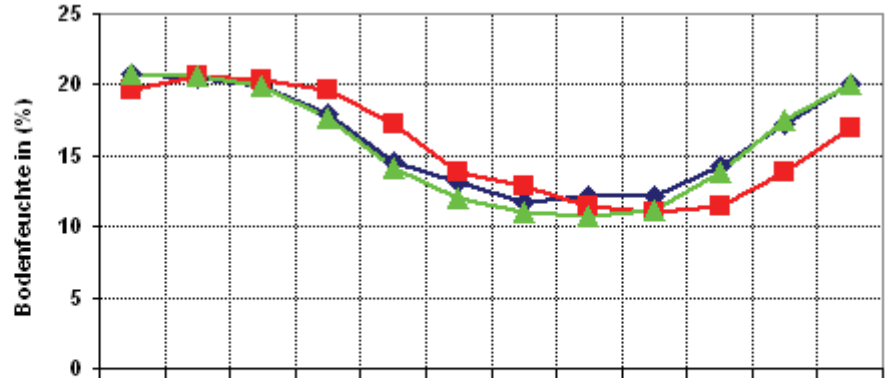
Zeitraum	Messwerte 1952-2001			Messwerte mit Temperatur-erhöhung. 1^{o}C			Prognosewerte 2005-2054 von STAR-Modell		
	WHJ	SHJ	JAHR	WHJ	SHJ	JAHR	WHJ	SHJ	JAHR
Niederschlag (mm)	278	354	632	278	354	632	303	333	636
Bodenfeuchte (%)	18,7	13,4	16,1	17,2	14,4	15,8	18,8	12,8	15,8
Verdunstung (mm)	77	407	483	83	414	497	81	403	485
Versickerung (mm)	129	18	147	118	15	133	141	12	153

Die mittleren Monatswerte verdeutlichen, dass innerjährlich unter den veränderten Klimabedingungen größere Unterschiede bei den Wasserhaushaltsgrößen zu verzeichnen sind.



	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Messwerte Teterow	6	9	28	52	79	82	83	67	43	21	8	5
Messwerte Teterow +1	7	10	30	54	83	81	83	69	45	21	9	6
Prognosewerte STAR	8	8	26	56	85	83	73	65	40	23	10	7

Abb 6.5: Mittlere Monatswerte der Verdunstung- simuliert mit MINERVA



	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Messwerte Teterow	20,7	20,5	19,9	17,9	14,5	13,2	11,7	12,1	12,1	14,2	17,3	20
Messwerte Teterow +1	19,7	20,6	20,4	19,7	17,3	13,9	12,9	11,5	11	11,5	13,8	17
Prognosewerte STAR	20,8	20,6	19,9	17,6	14,1	12	11	10,7	11,2	13,8	17,5	20

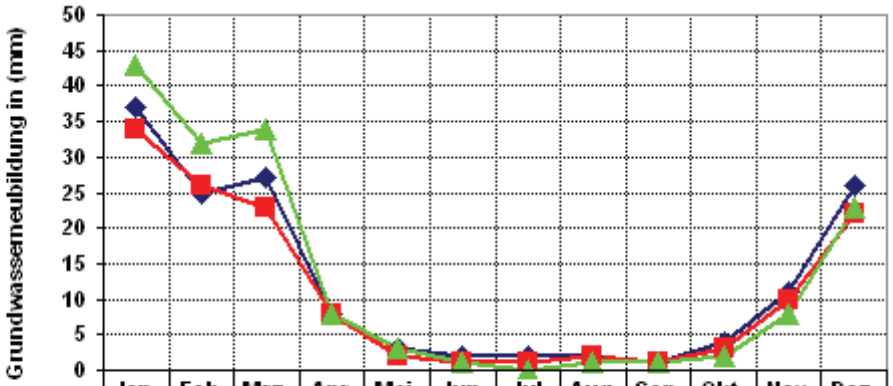
Abb 6.6: Mittlere monatliche Bodenfeuchtewerte – simuliert mit MINERVA

Bei den Prognosewerten des STAR-Modell's und den Messwerten mit formaler Temperaturerhöhung um 1 °C kommt es im zeitigen Frühjahr infolge der höheren Temperaturen zu einer Erhöhung der Verdunstungswerte (Abb. 6.5). Die Verringerung der Verdunstung im Spätsommer bei den Prognosedaten ist dem geringeren Niederschlag während der Sommermonate geschuldet.

Bei formaler Temperaturerhöhung um 1 °C ohne Berücksichtigung von Änderungen bei den anderen Klimaelementen sind die Bodenfeuchtewerte im Herbst und Winter deutlich niedriger, d.h. während der Vegetationszeit wird durch die höhere Verdunstung aus dem Bodenwasservorrat gezehrt, während dieser im Winter wieder aufgefüllt wird und somit die Bodenfeuchtewerte im Frühjahr ansteigen.

Bei den Prognosewerten ändert sich der innerjährliche Gang der Bodenfeuchte im Vergleich zu den Messwerten nicht, bedingt durch die höheren winterlichen Niederschlagsmengen. Die niedrigeren Werte während der Sommermonate sind den geringeren Sommerniederschlägen geschuldet (Abb. 6.6). Unterschiede bei den Sickerwassermengen treten hauptsächlich in den Wintermonaten auf, bedingt durch die unterschiedlichen Bodenfeuchtewerte nach der Vegetationszeit und durch die nicht erfassten Änderungen beim Niederschlag bei formaler Temperaturerhöhung um 1 °C (Abb. 6.7).

Grundsätzlich wird anhand dieser Ergebnisse deutlich, dass formale Annahmen in Form einer linearen Anhebung der Tagestemperaturwerte, so wie sie in älteren Studien gehandhabt worden sind, unbrauchbar sind. Insbesondere bei Studien zum Wasserhaushalt und speziell zur Verdunstung sind stets alle Klimagrößen mit ihren gegenseitigen Abhängigkeiten zu beachten, so wie sie von Klimamodellen des regionalen Downscaling bereitgestellt werden.



	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Messwerte Teterow	37	25	27	8	3	2	2	2	1	4	11	26
Messwerte Teterow +1	34	26	23	8	2	1	1	2	1	3	10	22
Prognosewerte STAR	43	32	34	8	3	1	0	1	1	2	8	23

Abb 6.7: Mittlere Monatswerte der Grundwasserneubildung – simuliert mit MINERVA

6.4 Veränderung der Wasserhaushaltsgrößen bei der Temperaturerhöhung und gleichzeitiger Änderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung

Die globalen Zirkulationsmodelle (GCMs) sagen für die nördlichen Breiten neben einer Temperaturerhöhung von mindestens 1,5 °C eine generelle Zunahme der Niederschläge in den Wintermonaten und eine Abnahme der Sommerniederschläge voraus, bei etwa gleich bleibender Jahressumme des Niederschlags. Dabei soll die Häufigkeit extremer Witterungslagen zunehmen.

Konkret wird durch Klimamodelle für Nordeuropa eine Zunahme der winterlichen Niederschläge um 1-4 % alle 10 Jahre und eine Abnahme der Sommerniederschläge um 1-2 % prognostiziert. Nach den Simulationsergebnissen des STAR-Modell's werden die Niederschlagsmengen der Wintermonate (Okt.-März.) um 9 % zunehmen und die sommerlichen Niederschlagsmengen bzw. die Niederschläge in der Vegetationsperiode (April-September) um 6 % abnehmen.

Im Folgenden soll nun die Veränderung der Verdunstungsleistung unter Berücksichtigung der Veränderung der Grundwasserneubildung langjährig (52 Jahre) untersucht werden, indem zusätzlich zur Veränderung der Messgröße Temperatur (Erhöhung um 1 °C) noch die Messgröße Niederschlag verändert wird. Dabei wird zwar von einer gleichbleibenden Jahressumme des Niederschlags ausgegangen, dagegen aber die innerjährliche Verteilung modifiziert (Zunahme der Winterniederschläge, Abnahme der Sommerniederschläge). Es werden an dieser Stelle solche Veränderungen zunächst wiederum nur formal betrachtet, d.h. durch künstliche Aufprägung auf Messdaten, um zu analysieren, ob eine simultane Betrachtung veränderter Temperaturen und Niederschlagsverteilungen zu anderen Simulationsergebnissen führt als im vorhergehend betrachteten Fall einer reinen Temperatur-erhöhung.

Für die Simulationsrechnungen mit MINERVA wurden die täglichen Niederschlagswerte der Station Teterow anhand dieser prozentualen Niederschlagsänderungen modifiziert (Tab. 6.7). Der beobachtete und simulierte monatliche Niederschlag an der Klimastation Teterow ist in Abbildung 6.8 dargestellt:

Tab. 6.7: Modifizierte Werte des simulierten Niederschlags an der Station Teterow

Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
23,3	24,5	20,3	15,1	11,1	9,8	10,0	9,5	11,5	12,7	16,8	19,8

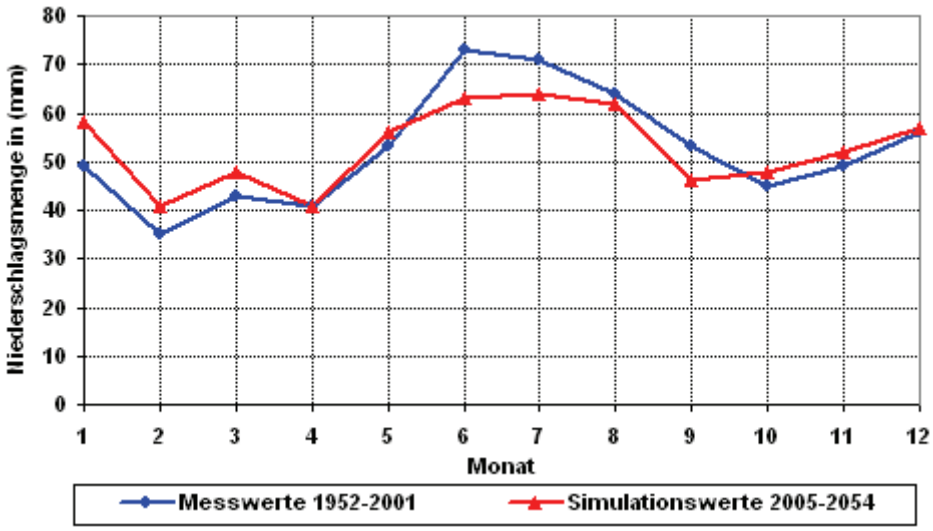


Abb 6.8: Beobachteter und modifizierter monatlicher Niederschlag an der Klimastation Teterow (verändert mit MINIRVA)

Bei Temperaturerhöhung um 1°C ohne Veränderung der Niederschlagsverteilung steigt die mittlere Verdunstungssumme im Jahr um 8 % an, während die mittlere jährliche Grundwasserneubildung um -10 % geringer wird. Bei einer Temperaturerhöhung um 1°C und gleichzeitiger Veränderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung (Zunahme der winterlichen Niederschläge um ca. 13 %; Abnahme der Niederschläge während der Vegetationszeit um ca. 11 %) bei gleichbleibender Jahressumme des Niederschlags ergeben sich größere Abweichungen für das Winter- bzw. Sommerhalbjahr, was aufgrund der unterschiedlichen innerjährlichen Verteilung der Niederschläge so auch zu erwarten war. Die Ergebnisse machen also grundsätzlich deutlich, dass allein veränderte innerjährliche Verteilungen des Niederschlags von Bedeutung sind.

Tab. 6.8: Prozentuale Veränderung der Größen Verdunstung und Grundwasserneubildung bei angenommenen Klimaänderungen an der Klimastation Teterow

Fall	Verdunstung			Grundwasserneubildung		
	Winter-Halbjahr	Vegetations-Periode	Jahr	Winter-Halbjahr	Vegetations-Periode	Jahr
1	+8	+2	+3	-9	-17	-10
2	+5	-1	0	+9	-33	+4

Fall 1: Temperaturerhöhung um 1 ^{o}C
Fall 2 Temperaturerhöhung um 1 ^{o}C und zusätzliche Veränderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung bei gleichbleibender Jahressumme

Die Simulationsrechnungen in Tabelle 6.8 zeigen, dass Änderungen der innerjährlichen Niederschlagsverteilung grundsätzlich Veränderungen bei den Wasserhaushaltsgrößen bewirken können.

6.5 Simulationsergebnisse der Wasserhaushaltsgrößen mit MINIRVA unter Berücksichtigung unterschiedlicher Pflanzenbestände.

An dieser Stelle soll nur an einigen Beispielen durch Szenarios und Simulation mit MINERVA gezeigt werden, dass sich künftige Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt aller Voraussicht nach signifikant auswirken werden. Dabei finden unterschiedliche Pflanzenbestände Berücksichtigung. Die zunehmende Temperatur spiegelt sich wie bereits erwähnt vor allem und sehr deutlich in der Entwicklung der Pflanzen wider.

Wenn nachfolgend hin und wieder von Messwerten die Rede ist, dann sind korrekt Simulationsergebnisse in der Beobachtungsperiode gemeint.

Als Fruchtfolge wurde die für Mecklenburg-Vorpommern gängige Folge Winterraps, Winterweizen, Wintergerste gewählt und ein Simulationszeitraum von 50 Jahren betrachtet, damit beim Anbau der einzelnen Fruchtarten unterschiedliche Witterungsverhältnisse berücksichtigt werden können. Bei den Simulationen wurde wie bereits erwähnt von gleichen Bewirtschaftungs- und Bodenverhältnissen ausgegangen, die für Mecklenburg-Vorpommern weitgehend repräsentativ sind. Dadurch sind die Ergebnisse miteinander vergleichbar. Sie wurden von September (Aussaat) bis einschließlich Juli (Ernte) dargestellt. Zusätzlich zu den Parametern BBCH-Code (zeitliche Codierung wichtiger Entwicklungstermine der Pflanzen), LAI und Wurzeldichte wurde nochmals die Verdunstung und Versickerung für die einzelnen Fruchtarten zusammengestellt.

6.5.1 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur phänologischen Entwicklung

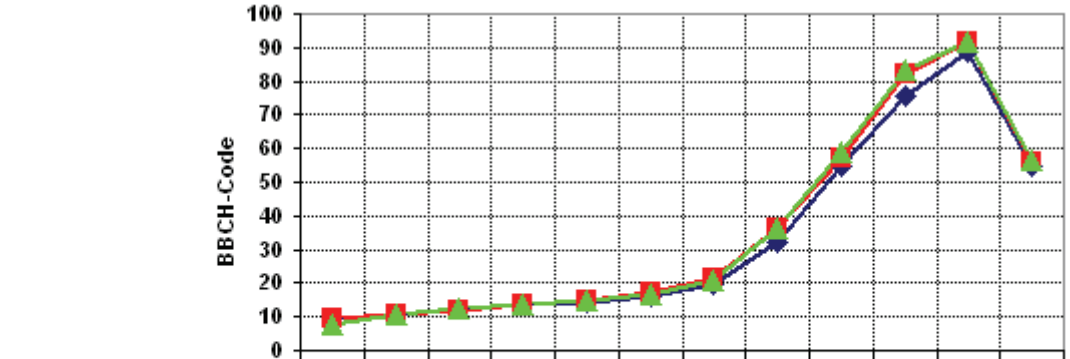
Der gesamte Entwicklungszyklus der Pflanzen ist in zehn überschaubare und deutlich voneinander abgrenzbare, längere Entwicklungsphasen unterteilt, die durch Ziffern in aufsteigender Reihenfolge von 0 bis 9 codiert worden sind. Es wird darüber hinaus je nach

Pflanzenart zwischen Makro- und Mikrostadien bzw. Makro-, Meso- und Mikrostadien unterschieden. Die Makrostadien sind in Tabelle 9.6 im Anhang beschrieben.

"Bei der Vielzahl der sehr unterschiedlichen Pflanzenarten können Verschiebungen im Entwicklungsablauf auftreten oder bestimmte Stadien entfallen. Auch müssen die Makrostadien nicht, wie es die aufsteigende Ziffernfolge implizieren könnte, hierarchisch streng nacheinander ablaufen, sondern sie können auch teilweise oder völlig parallel ablaufen" (Hack et al., 1992; zitiert nach Meier, 2001).

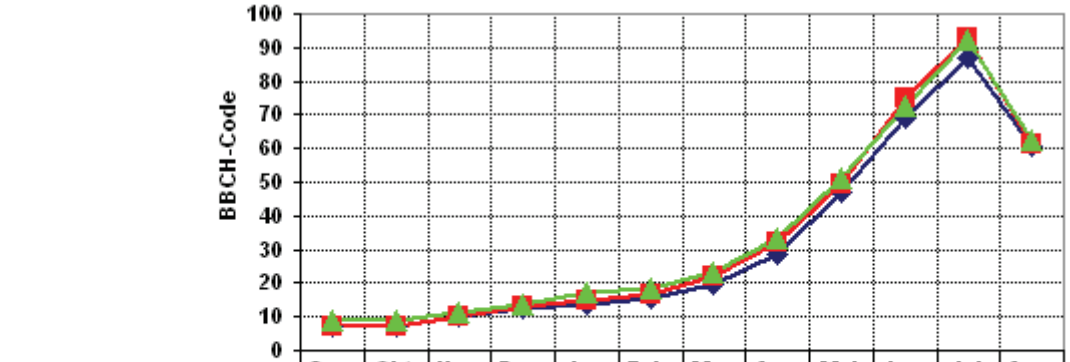
Um die Auswirkungen der Erwärmung auf die künftige phänologische Entwicklung der Pflanzen deutlich zu machen, wurden für Teterow die phänologischen Phasen der oben erwähnten Pflanzenbestände für den Zeitraum 1952-2001 dargestellt und mit den simulierten Daten die zukünftigen Eintrittsdaten für den Zeitraum 2005–2054 berechnet.

Die Auswertung der mit MINERVA simulierten phänologischen Entwicklung belegt, dass die Vegetationsentwicklung eindeutig auf die höheren Temperaturen (Simulationswerte von STAR-Modell) reagiert. Dabei setzen die phänologischen Entwicklungsphasen meist früher ein als im Referenzzeitraum 1952-2001.



	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
BBCH-Teterow	10	11	12	14	14	16	20	32	55	76	89	55
BBCH-Teterow+1oC	10	11	12	14	15	18	22	36	57	82	92	56
BBCH- STAR	8	11	12	14	15	17	21	36	59	83	91	56

Abb 6.9: Mittlere Monatswerte der phänologischen Entwicklung für Raps

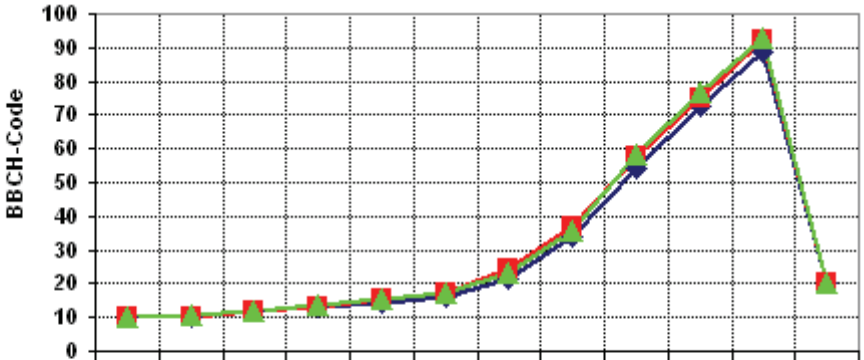


	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
BBCH-Teterow	7	7	10	13	14	15	19	29	47	69	87	61
BBCH-Teterow+1oC	7	7	10	13	15	17	22	32	49	75	93	61
BBCH-STAR	9	9	11	14	17	18	24	34	51	73	92	63

Abb 6.10: Mittlere Monatswerte der phänologischen Entwicklung für Wintergerste

Die Ergebnisse für Winterraps sind von Oktober bis Januar identisch. Im Juni wurde in den letzten 50 Jahren meist die Fruchtentwicklung (Stadium 71 bis 79) beobachtet. In den kommenden 50 Jahren ist damit zu rechnen, dass in diesem Monat überwiegend bereits die Frucht- und Samenreife (Stadium 80 bis 89) eintreten wird (Abb. 6.9).

Bei Wintergerste führt die klimatische Änderung zu einer deutlichen Verfrühung der Phasen. Im Monat April ist das 1- und 2-Knoten-Stadium festzustellen (Haupttrieb: von 30 bis 39), statt normalerweise das Ende der Bestockung (Code 29, Stadium 20 bis 29). Im Juni wird überwiegend eine Verfrühung der Fruchtentwicklung (Stadium 71 bis 77 - frühe Milchreife) erwartet. Im Monat Juli wird wiederum verfrüht die Frucht- und Samenreife (ab Code 83) oder sogar bereits das Stadium des Absterbens (ab Code 92) einsetzen.



	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
BBCH-Teterow	10	10	12	13	15	16	22	34	54	73	89	20
BBCH-Teterow+1oC	10	10	12	13	15	18	25	37	58	75	92	20
BBCH- STAR	10	11	12	14	15	17	24	36	58	77	93	20

Abb 6.11: Mittlere Monatswerte der phänologischen Entwicklung für Winterweizen

Im Gegensatz zur Wintergerste zeigt die Abbildung 6.11 keine so erheblichen Änderungen für Winterweizen. Die Simulationsrechnungen sind hier von September bis März weitgehend identisch. Der Temperaturanstieg wird hier im Juli die phänologischen Phasen aber immerhin beschleunigen, wobei daneben mit der Absterbesphase in den kommenden Jahren gleichfalls früher zu rechnen ist.

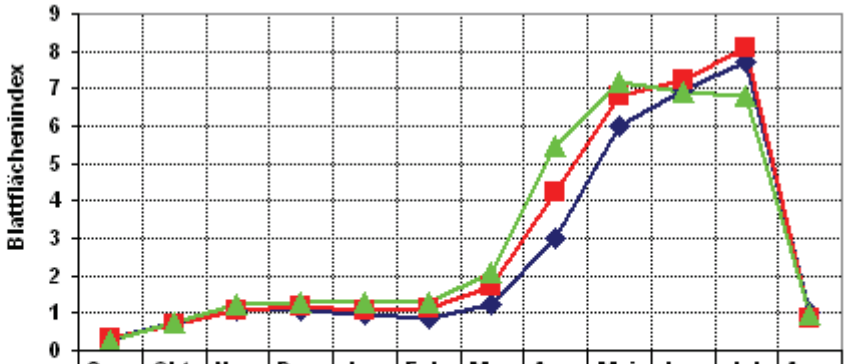
6.5.2 Simulationsergebnisse mit MINERVA zum Blattflächenindex

Verdunstung des durch die Blattoberflächen aufgefangenen Wassers (Interzeption) ist vom Vorhandensein und der Gesamtfläche der Blätter abhängig. Aber die Wirkung des Blattflächenindex hängt auch von der Art, der Größe, dem Alter der Pflanzen, der Dichte, Jahreszeit und der Anbaumethode ab. Der Blattflächenindex bestimmt, wie viel Wasser den Boden erreicht bzw. vorher als Anfangsverlust durch Benetzung und Verdunstung verloren geht *(Wang, 2001)*.

Bei der Simulation der Entwicklung des Blattflächenindexes traten Abweichungen zur Beobachtungsperiode auf, so dass bei allen Fruchtarten eine Zunahme des Blattflächenindex bei Anwendung der Daten des STAR-Modell's zu verzeichnen ist.

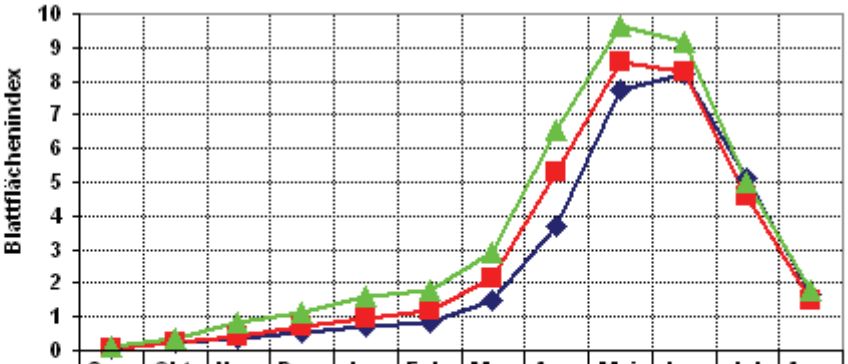
Für Winterraps sieht man in Abbildung 6.12, dass der LAI bei den Prognosewerten von STAR-Modell deutlich früher zu sinken beginnt und damit die Blätter früher verdorren. Daran ist abzulesen, dass der Raps früher reift, wenn er zu wenig Wasser bekommt. Die Abnahme

des Blattflächenindexes von April bis Juni bei den Prognosedaten ist dem geringeren Niederschlag im Juni geschuldet.



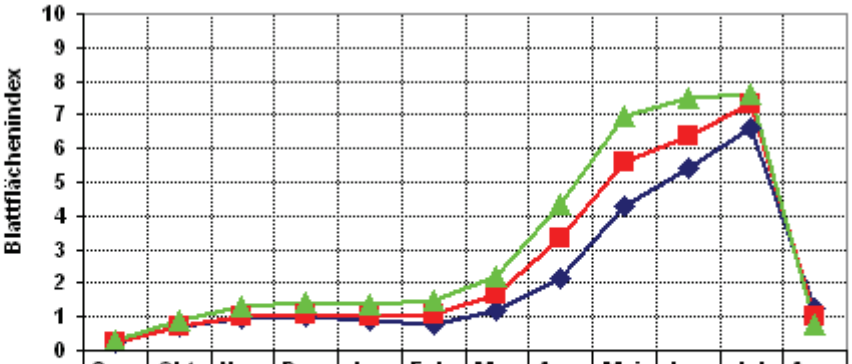
	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
LAI-Teterow	0,3	0,7	1,1	1,1	1,0	0,9	1,2	3,0	6,0	6,9	7,7	1,0
LAI-Teterow+1oC	0,3	0,7	1,1	1,2	1,1	1,2	1,7	4,2	6,8	7,2	8,1	0,8
LAI- STAR	0,3	0,8	1,3	1,3	1,3	1,3	2,1	5,5	7,2	6,9	6,8	1,0

Abb 6.12: Mittlere Monatswerte der Blattflächenindexes für Raps



	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
LAI-Teterow	0,1	0,2	0,4	0,5	0,7	0,9	1,5	3,7	7,8	8,2	5,1	1,7
LAI-Teterow+1oC	0,1	0,3	0,4	0,7	1,0	1,2	2,2	5,3	8,6	8,3	4,6	1,5
LAI- STAR	0,1	0,4	0,8	1,2	1,6	1,8	2,9	6,6	9,6	9,2	5,0	1,8

Abb 6.13: Mittlere Monatswerte der Blattflächenindexes für Wintergerste



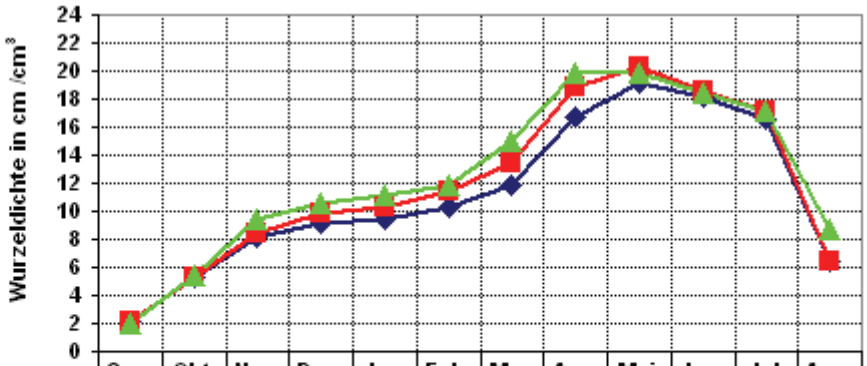
	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
LAI-Teterow	0,3	0,7	1,0	1,0	0,9	0,8	1,2	2,1	4,3	5,4	6,6	1,2
LAI-Teterow+1oC	0,3	0,7	1,0	1,1	1,0	1,1	1,7	3,3	5,6	6,3	7,3	1,0
LAI- STAR	0,3	0,9	1,3	1,4	1,4	1,5	2,2	4,3	7,0	7,5	7,6	0,8

Abb 6.14: Mittlere Monatswerte der Blattflächenindexes für Winterweizen

Der normale Verlauf des Blattflächenindexes bei den Prognosewerten des STAR-Modell's stimmt mit der simulierten Entwicklung bei einem formalen Temperaturanstieg um 1°C überein, wobei die Blätter in beiden Fällen einen Monat früher (Mai) im Vergleich mit den Messwerten (Juni) verdorren. Abbildung 6.14 zeigt für Winterweizen eine kontinuierliche jahreszeitliche Entwicklung, jedoch mit verschiedenen Entwicklungswerten.

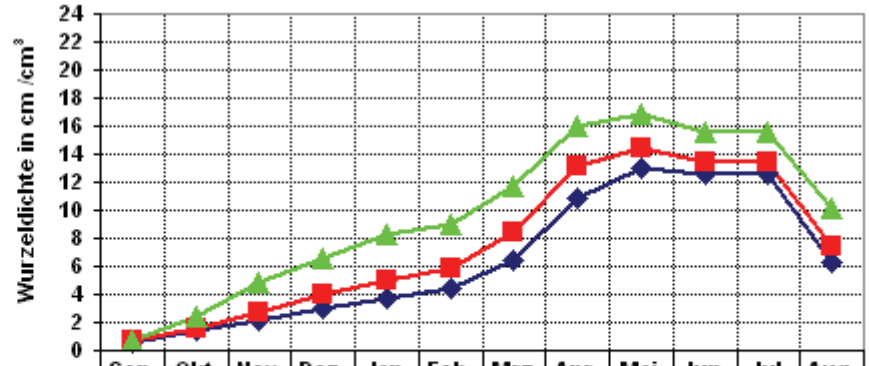
6.5.3 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur Wurzeldichte

Nachfolgend soll das Modell MINERVA für die Simulation der Wurzeldichte landwirtschaftlich genutzter Böden eingesetzt werden. Die Abbildungen zeigen, dass die Entwicklung der Wurzeldichte gleichfalls auf die zunehmenden Temperaturen reagiert, wobei die steigende Temperatur zu einem Mehrwuchs der Wurzeln, d.h. zu einer erhöhten Wurzeldichte der untersuchten Bestände führt.



	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
WURZ-Teterow	2,1	5,3	8,2	9,2	9,4	10,3	11,9	16,7	19,2	18,2	16,5	6,4
WURZ-Teterow+1oC	2,1	5,3	8,4	9,8	10,3	11,4	13,4	18,8	20,3	18,6	17,2	6,4
WURZ- STAR	2,1	5,5	9,4	10,5	11,1	11,9	15,0	19,8	19,9	18,5	17,1	8,7

Abb 6.15: Mittlere Monatswerte der Wurzeldichte für Raps

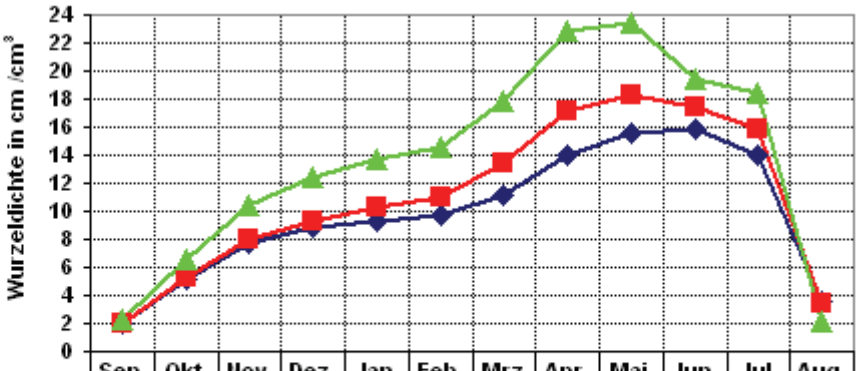


	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
WURZ-Teterow	0,6	1,4	2,2	3,0	3,7	4,4	6,4	10,8	13,0	12,6	12,6	6,3
WURZ-Teterow+1oC	0,7	1,6	2,7	4,0	5,0	5,8	8,4	13,2	14,4	13,5	13,5	7,4
WURZ- STAR	0,7	2,4	4,9	6,6	8,3	9,0	11,7	16,0	16,8	15,6	15,6	10,2

Abb 6.16: Mittlere Monatswerte der Wurzeldichte für Wintergerste

Die durchschnittliche Wurzeldichte für Wintergerste könnte bei den Daten von STAR-Modell um 53 % zunehmen. Im Winterhalbjahr ist dabei der Anstieg mit 102,9 % am stärksten

ausgeprägt. Mit 40,3 % ist Entwicklung der Wurzeldichte für Winterweizen auch als stark zunehmend zu bezeichnen. Im Winterhalbjahr steigt diese Entwicklung mit 45,7 % weniger stark als in der Vegetationszeit an. Beim Raps ist die mittlere Veränderung mit 12,1% weniger ausgeprägt, wobei die Änderung im Winterhalbjahr mit 17,1 % zweimal größer als im Sommerhalbjahr bzw. in der Vegetationszeit ist.

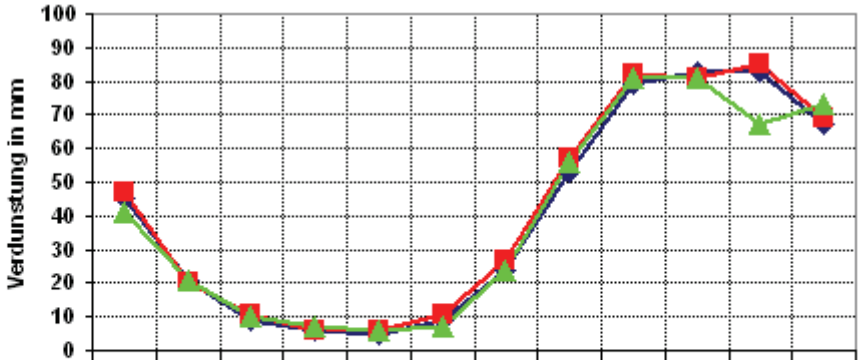


	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
WURZ-Teterow	2,0	5,2	7,7	8,8	9,4	9,7	11,1	14,0	15,6	15,8	14,0	3,6
WURZ-Teterow+1oC	2,0	5,2	8,0	9,3	10,2	11,1	13,4	17,1	18,3	17,4	15,8	3,4
WURZ- STAR	2,2	6,5	10,4	12,5	13,7	14,6	17,8	22,8	23,4	19,5	18,4	2,2

Abb 6.17: Mittlere Monatswerte der Wurzeldichte für Winterweizen

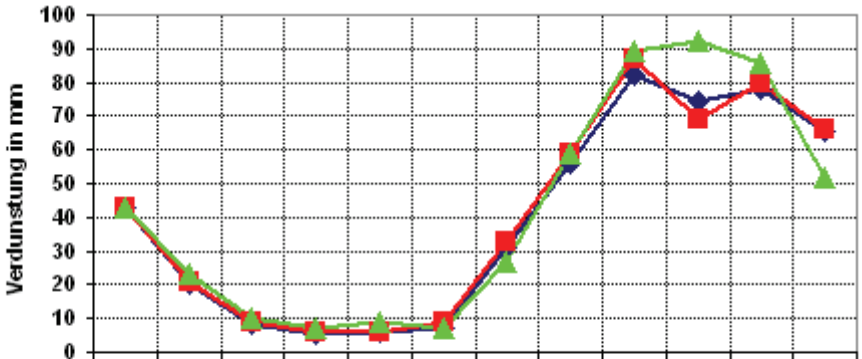
6.5.4 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur Verdunstung

Bei allen untersuchten Fruchtarten ist eine Zunahme der mittleren jährlichen Verdunstungswerte mit MINERVA bei einer formalen Temperaturerhöhung von 1°C um ca. 2,3 % bis 3,7 % (entspricht 11-18 mm) zu verzeichnen. Dagegen nimmt die Verdunstung um 2,1 % (10 mm) bei Raps und 4 % (20 mm) bei Winterweizen bei Verwendung von Prognosewerten des STAR-Modell's ab. Dabei kommt es hauptsächlich während der Vegetationszeit (April- Sep.) zur Verringerung der Verdunstungsleistung infolge der geringeren sommerlichen Niederschläge. Während des Winterhalbjahrs (Okt.-März) wird die Verdunstung um 1,4 % (1 mm) bei Raps, 7,8 % (6 mm) bei Wintergerste und 10,8 % (8 mm) beim Winterweizen zunehmen.



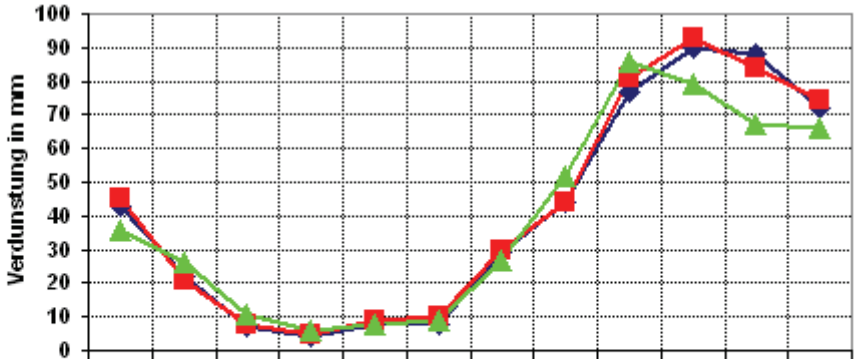
	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
ETP-Teterow	45	21	9	6	5	9	24	53	79	83	83	67
ETP-Teterow+1oC	47	20	11	6	6	11	27	57	82	81	85	69
ETP- STAR	41	21	10	7	6	7	24	56	81	81	67	73

Abb 6.18: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für Raps



	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
ETP-Teterow	43	20	8	5	6	7	31	56	82	75	78	66
ETP-Teterow+1oC	43	21	9	6	6	9	33	59	87	69	80	66
ETP- STAR	43	23	10	7	9	7	27	59	89	92	86	52

Abb 6.19: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für Wintergerste



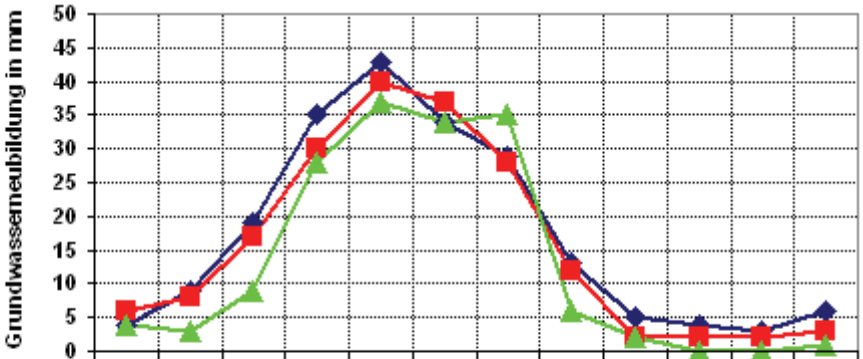
	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
ETP-Teterow	43	22	7	4	8	8	29	44	77	90	88	72
ETP-Teterow+1oC	45	21	8	5	9	10	30	44	81	93	84	74
ETP- STAR	36	26	11	6	8	9	27	52	86	79	67	66

Abb 6.20: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für Winterweizen

Bei den Prognosewerten des STAR-Modell's ist eine deutliche Abnahme der mittleren Verdunstung für Winterweizen um 38 mm in den Sommermonaten (Juni bis August) und einen Anstieg für Wintergerste um 11 mm zu erwarten (Abb. 6.19 und 6.20).

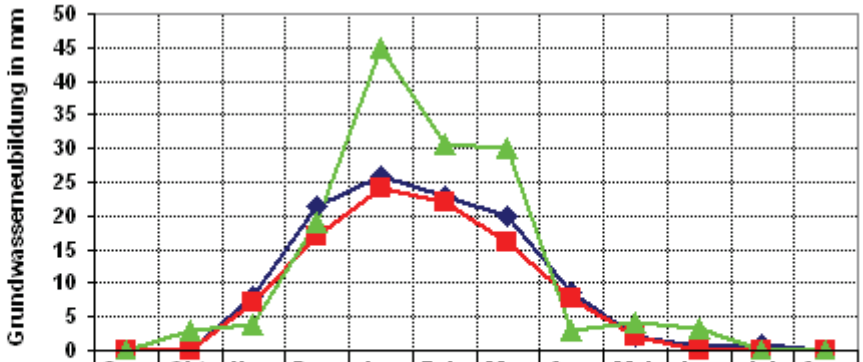
6.5.5 Simulationsergebnisse mit MINERVA zur Grundwasserneubildung

Die Grundwasserneubildung hat mit MINERVA bei formalen Temperaturerhöhungen von 1 ^{o}C im Jahresmittel zwischen 8,3 %-13,4 % bzw. 13-17 mm abgenommen. Bei Verwendung der Prognosewerte des STAR-Modell's nimmt die durchschnittliche Grundwasserneubildung bei Raps um 22,1 % bzw. 45 mm ab. Dagegen nimmt die Versickerungsmenge bei Wintergerste um 28,4 % bzw. 31 mm und bei Winterweizen um 26,8 % bzw. 34 mm zu (Tab 6.12).



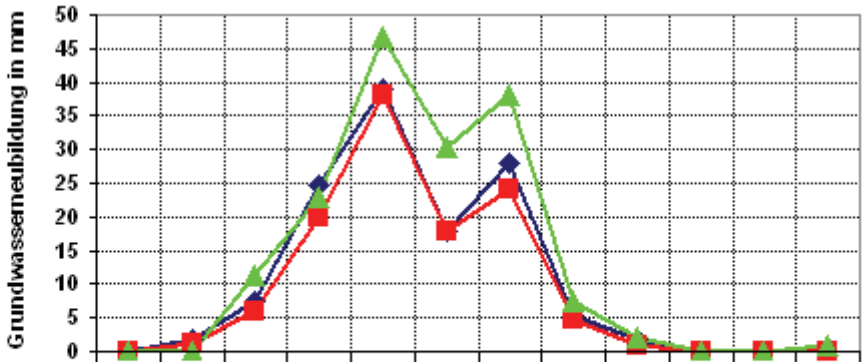
	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
GWN-Teterow	4	9	19	35	43	34	29	13	5	4	3	6
GWN-Teterow+1oC	6	8	17	30	40	37	28	12	2	2	2	3
GWN- STAR	4	3	9	28	37	34	35	6	2	0	0	1

Abb 6.21: Mittlere Monatswerte der Versickerung für Raps



	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
GWN-Teterow	0	0	8	21	26	23	20	9	2	1	1	0
GWN-Teterow+1oC	0	0	7	17	24	22	16	8	2	0	0	0
GWN- STAR	0	3	4	19	45	31	30	3	4	3	0	0

Abb 6.22: Mittlere Monatswerte der Versickerung für Wintergerste



	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug
GWN-Teterow	0	2	7	25	39	18	28	5	2	0	0	0
GWN-Teterow+1oC	0	1	6	20	38	18	24	5	1	0	0	0
GWN- STAR	0	0	11	23	47	30	38	7	2	0	0	1

Abb 6.23: Mittlere Monatswerte der Versickerung für Winterweizen

Im Sommerhalbjahr nehmen die mittleren Grundwasserneubildungsmengen bei Raps um 67,7 % (22 mm) bei den Prognosewerten des STAR-Modell's enorm ab.

Dagegen ist bei Winterweizen im Winterhalbjahr ein Anstieg von 123 mm auf 157 mm (28 %) mm zu verzeichnen. Es ist nämlich deutlich zu sehen, dass die höheren Sickerwasserwerte im Winter bei den Daten des STAR-Modell's dem Wintergetreide geschuldet sind. Beim Winterraps ist eher eine Abnahme der Grundwasserneubildung festzustellen, weil der Raps bei höheren Temperaturen im Winter sehr wüchsig ist.

Insgesamt bestätigen sich die oben gemachten, grundsätzlichen Anmerkungen zur Berücksichtigung von Klimaänderungen. Daneben wird deutlich, dass die verschiedenen Fruchtarten sehr unterschiedlich auf solche Änderungen reagieren, d.h. MINERVA in der Lage ist, entsprechende Differenzierungen abzubilden.

6.6 Auswertung der Simulationsergebnisse mit MINERVA

Die Anwendung von Wasserhaushaltsmodellen zur Prognose von Auswirkungen künftiger Klima- und Landnutzungsänderungen ist mit einer ganzen Reihe, z.T. erheblicher Unsicherheiten verbunden, wodurch die erzielten Ergebnisse weitgehend spekulativ sind. Diesem Umstand wird bei der Bewertung der erzielten Ergebnisse häufig zu wenig Rechnung getragen. Die Diskussion der Unsicherheiten in Abschnitt. 2.5.3 soll verdeutlichen, dass durch entsprechende Untersuchungen Wirkrichtungen und Größenordnungen von Veränderungen aufgezeigt werden können – dies aber nur unter der Voraussetzung, dass die maßgeblichen Prozesse und Abhängigkeiten durch die Modelle tatsächlich richtig wiedergegeben werden.

Es darf nicht übersehen werden, dass nicht nur Klimamodelle, sondern auch hydrologische Modelle Defizite aufweisen, die z.T. auf ein unvollständiges Prozessverständnis zurückzuführen sind. Zu den Grundvoraussetzungen von Simulationen gehören daneben ausreichende und zuverlässige Daten, um Modelle parametrisieren und antreiben zu können.

Die Hauptschwierigkeit der Bewertung von Klima- und Landnutzungsänderungen besteht darin, dass diese bei Wirkungsanalysen nicht unabhängig voneinander betrachtet werden können. Dies gilt nicht nur für die Prognose künftiger Klimafolgen, sondern auch für Studien zu Veränderungen im vergangenen Jahrhundert, die dadurch erschwert werden, dass solche Veränderungen durch eine hohe Dynamik meteorologischer und hydrologischer Prozesse überprägt werden.

Mit dem Modell MINERVA wurde an hand der Lysimeterdaten der Station Groß Lüsewitz von 1997 bis 2002 kalibriert und verifiziert. Die zeitliche Parametergültigkeit wurde in Mecklenburg-Vorpommern im Zeitraum 2003-2005 ermittelt und bewiesen. Aufgrund der Kalibrierungsergebnisse wurde das Modell anschließend im Beobachtungszeitraum von 1952-2003 und im simulierten Zeitraum 2004-2055 eingesetzt und verifiziert.

Die mit MINERVA auf der Grundlage von Klimaszenarios erzielten Simulationsergebnisse sind im Vergleich zur Beobachtung durch eine höhere Verdunstung im Winter, abnehmende Verdunstung im Sommer**,** höhere Grundwasserneubildung im Winterhalbjahr, abnehmende Grundwasserneubildung im Sommerhalbjahr und eine geringere Bodenfeuchte während der Vegetationszeit gekennzeichnet.

Abbildungen 6.24 und 9.33 im Anhang stellen die simulierten monatlichen Änderungen der Wasserhaushaltgrößen im Vergleich zum Beobachtungszeitraum dar. Die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen nehmen dabei über den Zeitraum 2004 bis 2055 um 1,4-7,4 % bzw. 10-51 mm zu. Davon ausgenommen sind Angermünde und Ückermünde mit einer Abnahme von 11,3 % (68 mm) bzw. 3,7 % (23 mm). Es ist daneben eine Veränderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung zu verzeichnen. In den Sommermonaten nehmen die mittleren Niederschlagsmengen an den meisten Klimastationen um 0,6-13,7 % bzw. 2-47 mm ab. Dagegen ist in den Wintermonaten ein Anstieg der mittleren Niederschlagsmengen um 1,5-19,2 % bzw. 4-60 mm zu erwarten.

Die Klimaänderungen, insbesondere bei zusätzlicher Änderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung, wirken sich erwartungsgemäß unterschiedlich auf die einzelnen Wasserhaushaltsgrößen aus. Die simulierte Änderung des mittleren Niederschlags stimmt insbesondere in den Sommermonaten gut mit der Änderung der mittleren Verdunstung überein, wobei die Verdunstung aufgrund der abnehmenden sommerlichen Niederschläge abnimmt. Der Verlauf von Niederschlag und Bodenfeuchte zeigt ebenfalls eine deutliche Übereinstimmung. Dies entspricht einem Korrelationskoeffizienten von 0,75-0,89.

Die Auswertung der Simulationsergebnisse von MINERVA für die mittleren Bodenfeuchtewerte zeigt in den Winterhalbjahrmonaten eine Erhöhung der Bodenfeuchte. Allerdings sind die mittleren monatlichen Werte von Oktober bis April unterschiedlich. Der Rückgang des Niederschlags in der Vegetationszeit führt zu einer Abnahme der Bodenfeuchtewerte an allen berücksichtigten Klimastationen.

Wegen der geringeren Niederschläge im Sommerhalbjahr kann sich auch weniger Grundwasser bilden. Die Simulationsergebnisse zeigen eine Verringerung der Grundwasserneubildung im Spätsommer und Herbst an den meisten Klimastationen.

Anhand der Werte in Tabelle 6.9 sind die folgenden Aussagen möglich, durch die die oben getroffenen grundsätzlichen Anmerkungen weiter untersetzt und zahlenmäßig untermauert werden:

Eine sommerliche Abnahme der Verdunstung um 4-16 mm ist bei den Stationen Boltenhagen, Marnitz, Teterow, Ückermünde, Greifswald und Warnemünde zu erkennen. Mit 31 mm ist die Abnahme der Verdunstung im Sommer in Angermünde sehr auffällig. An den erwähnten Klimastationen stimmen die Niederschlagsabnahmen deutlich mit dem Rückgang der sommerlichen Niederschläge überein. Eine leichte Zunahme der Verdunstung um 1 mm im Mittel ist in Schwerin und Boizenburg zu erwarten. Im Winter nimmt die Verdunstung um ca. 1-5 mm an allen untersuchten Klimastationen zu. Ückermünde ist davon mit einer Abnahme von 8 mm ausgenommen. Im Frühjahr wird auch die Verdunstung an allen untersuchten Klimastationen mit ca. 1-16 mm zunehmen. Die Klimastation Warnemünde hat den größten Anteil. Im Herbst ergibt sich eine Erhöhung der mittleren Verdunstung um ca. 1-9 mm. Der höchste Wert ist in Schwerin und Marnitz zu verzeichnen. Die Verringerung der mittleren Verdunstung tritt in dieser Jahreszeit mit 16 mm in Ückermünde und mit 3 mm in Angermünde auf.

Die Verringerung der Grundwasserneubildung in der Vegetationszeit ist an den untersuchten Klimastationen nicht gleich. Sie hängt ebenfalls von der Niederschlagsmenge und –verteilung ab. Die stärkste Abnahme ist mit 12 % (34,3 mm) an der Klimastation Marnitz zu erwarten. An den Klimastationen Teterow, Ückermünde, Angermünde und Schwerin schwankt die mittlere Abnahme zwischen 6 mm und 8 mm (7,1-77,8 %). An den übrigen Klimastationen beträgt die

Grundwasserneubildungsabnahme ca. 1-2 mm. Monatlich gesehen ist der Abnahme vor allem im Spätsommer (September und Oktober) zu erwarten. Im Winterhalbjahr tritt im Gegensatz zum Sommerhalbjahr ein Anstieg der Grundwasserneubildung mit ca. 5-42 mm bzw. 4,4 %-24,7 % ein. Einen Rückgang der Grundwasserneubildung findet man nur an der Klimastation Angermünde. Hier beträgt die Verringerung 33 mm bzw. 33,7 %. Grund dafür ist die Tatsache, dass hier ein Rückgang auch des winterlichen Niederschlags um 21 mm bzw. 8 % zu erwarten ist. Die simulierte Grundwasserneubildung beträgt an den untersuchten Klimastationen um 12,5 %-29,6 %) der Niederschläge.

Die Bodenfeuchte nimmt im Winterhalbjahr an allen Klimastationen deutlich zu. Im Gegensatz zu Wintermonaten nimmt der Bodenfeuchte im Sommerhalbjahr entsprechend der Abnahme des Niederschlags ab. Die mögliche winterliche Abnahme der Niederschläge in Angermünde führt hier aber auch zu einer Verringerung der Bodenfeuchte. Das heißt, dass Die Bodenfeuchte stark vom Niederschlag abhängig ist. Die mittlere Zunahme der Bodenfeuchte der meisten Klimastationen beträgt ca. 0,1-0,5 Vol %. Im Sommerhalbjahr erreicht die Verringerung der Bodenfeuchte zwischen 1,5 Vol.-% in Ückermünde und 0,2 Vol.-% in Warnemünde.

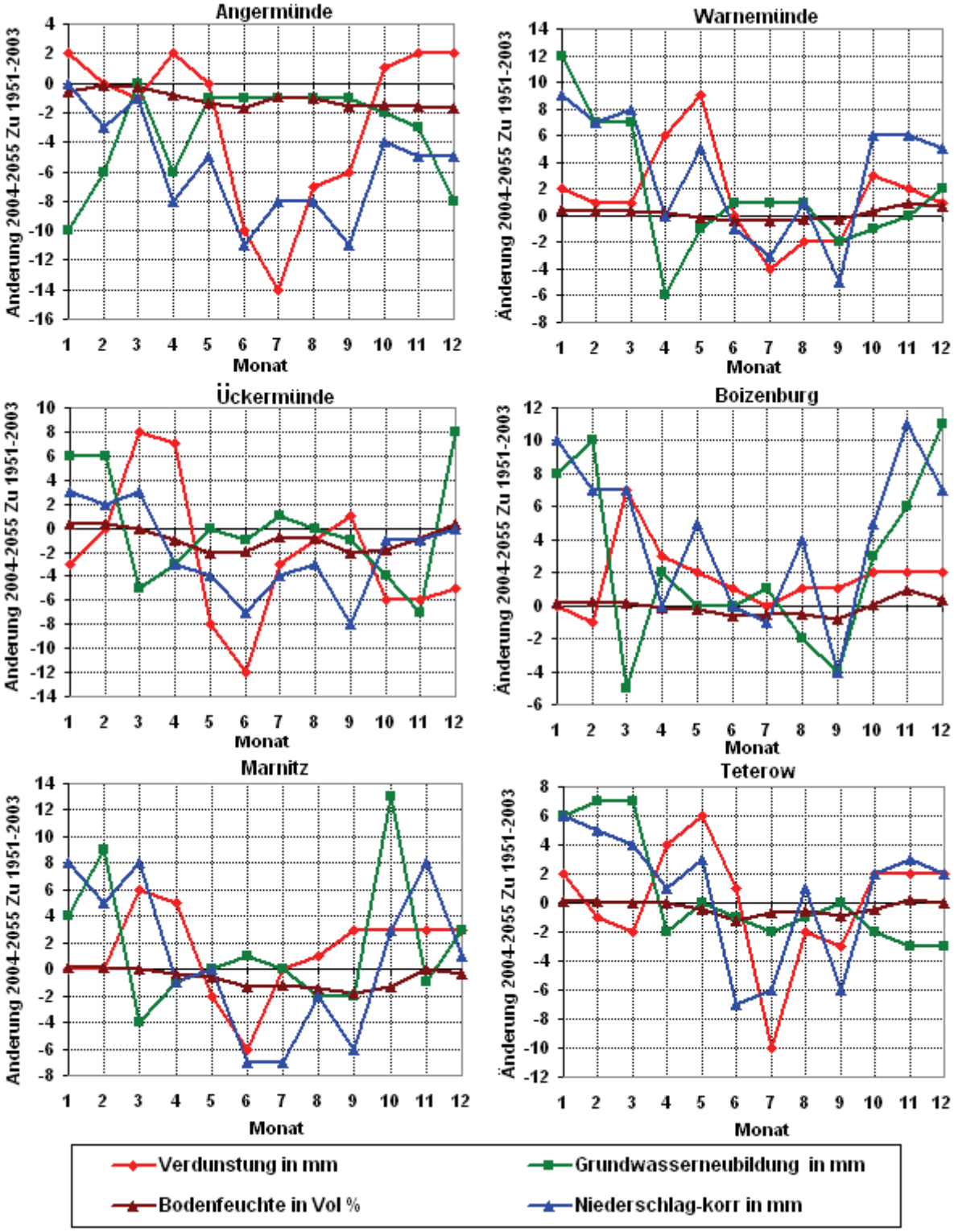


Abb 6.24: Änderung der Wasserhaushaltsgrößen 2004-2055 zu 1951-2003 - simuliert mit MINERVA

Tab. 6.9: Jahreszeitliche Änderung der Wasserhaushaltsgrößen 2004-2055 zu 1951-2003 an allen untersuchten Klimastationen

Station	Jahreszeit	ETP (mm)	GWN (mm)	BF (Vol %)	N-kor (mm)
Angermünde	Winter	4	-24	-2,5	-8
	Frühjahr	1	-7	-2,5	-14
	Sommer	-31	-3	-3,6	-27
	Herbst	-3	-6	-4,7	-20
	Jahr	**-29**	**-40**	**-1,1**	**-68**
Boltenhagen	Winter	6	10	1,4	19
	Frühjahr	13	1	0,3	8
	Sommer	-4	2	-1,6	-6
	Herbst	7	-10	-1,1	1
	Jahr	**22**	**3**	**-0,1**	**22**
Marnitz	Winter	3	16	0	14
	Frühjahr	9	-5	-0,9	7
	Sommer	-5	-1	-3,9	-16
	Herbst	9	10	-3,1	5
	Jahr	**13**	**-2**	**-0,7**	**10**
Schwerin	Winter	5	33	1,1	39
	Frühjahr	9	13	0,6	15
	Sommer	1	-2	-2,9	-12
	Herbst	9	-10	-1,4	8
	Jahr	**24**	**34**	**-0,2**	**50**
Teterow	Winter	3	10	0,2	13
	Frühjahr	8	5	-0,4	8
	Sommer	-11	-4	-2,4	-12
	Herbst	1	-5	-1,1	-1
	Jahr	**1**	**6**	**-0,3**	**8**
Ückermünde	Winter	-8	20	1	5
	Frühjahr	7	-8	-3	-4
	Sommer	-16	0	-3,5	-14
	Herbst	-11	-12	-4,7	-10
	Jahr	**-26**	**0**	**-0,9**	**-23**
Boizenburg	Winter	1	29	0,9	24
	Frühjahr	12	-3	-0,1	12
	Sommer	2	-1	-1,6	3
	Herbst	5	5	0,2	12
	Jahr	**20**	**30**	**-0,1**	**51**
Greifswald	Winter	4	21	0,5	21
	Frühjahr	6	-5	-0,3	9
	Sommer	-4	4	-1,4	0
	Herbst	7	-8	-2,2	-1
	Jahr	**13**	**14**	**-0,3**	**29**
Warnemünde	Winter	4	21	1,6	21
	Frühjahr	16	0	0,3	13
	Sommer	-6	3	-1,1	-3
	Herbst	3	-3	1	7
	Jahr	**17**	**21**	**0,2**	**38**

Bei einer Temperaturerhöhung um 1°C ohne Veränderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung ändern sich die mittleren Verdunstungs- und Grundwasserneubildungsmengen über das gesamte Jahr im Vergleich zum gegenwärtigen Ist-Zustand um +3 % bzw. -10%. In diesem Fall wäre auch eine Abnahme der Grundwasserneubildung im Winterhalbjahr zu verzeichnen.

Bei einer Temperaturerhöhung um 1°C und gleichzeitiger Veränderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung ändert sich die mittlere jährliche Verdunstungssumme nicht. Die Grundwasserneubildung nimmt jährlich um 4% zu. Bei der Grundwasserneubildung ist in diesem Fall allein während der Vegetationsperiode eine Abnahme um 33 % zu verzeichnen. Die Zunahme der winterlichen Niederschläge führt zu einer Erhöhung der Verdunstung um 5 % und Grundwasserneubildung um 9 %. Allerdings haben die erwähnten Änderungen erhebliche Auswirkungen auf die Bodenfeuchte und somit das Ertragsniveau (Tab.6.10).

An dieser Stelle muss noch einmal betont werden, dass die Unterschiede zu den Ergebnissen, die mit Daten des regionalen Downscaling von Ergebnissen des globalen Klimamodells erzielt worden sind, deutlich machen, dass solche formalen, einseitigen Änderungen bei den Klimagrößen nicht zulässig sind. Immerhin wird aber deutlich, dass allein eine veränderte Niederschlagsverteilung erhebliche Auswirkungen haben kann.

Tab. 6.10: Auswirkungen von Klimaänderungen auf Bodenwasserhaushalt und Landwirtschaft

Klimaänderung	Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt und Landwirtschaft
Erwärmung um 1°C	Zunahme der Verdunstung (im Mittel jährlich 3 %) Abnahme der Grundwasserneubildung (im Mittel jährlich ca. 10 %) reduzierte Frostschäden wegen höherer winterlicher Temperaturen verbunden mit Ertragssteigerung.
Erwärmung um 1 °C und Änderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung	Deutliche Abnahme der Grundwasserneubildung während der Vegetationsperiode um 33% geringere Bodenfeuchte von Mai bis Oktober aufgrund von Rückgang der Niederschläge. Das führt zu Ertragseinbußen. Anstieg der Bodenfeuchte von Januar bis April. Das führt zu Ertragssteigerungen.

Die Anwendung von MINERVA zur Ermittlung möglicher Änderungen der Verdunstung und Versickerung bei formaler Erhöhung der Temperatur um 1°C führt folglich nicht zu den gewünschten, d.h. belastbaren Ergebnissen im Vergleich zu den simulierten Eingangsdaten des STAR-Modell's. Der Unterschied ist insbesondere in der Vegetationszeit zu sehen. Grund dafür ist vor allem die Tatsache, dass die innenjährliche Änderung des Niederschlags nicht berücksichtigt wird. Ergebnisse der simulierten Versickerung verdeutlichen eine stärkere Veränderung sowohl im Winterhalbjahr als auch im Sommerhalbjahr.

Tab. 6.11: Simulierte Änderungen der Verdunstungs- und Versickerungsmenge 2005-2054 zu 1952-2001 an der Klimastation Teterow

	ETP- Teterow + 1 °C			ETP - STAR		
Verdunstung						
	WHJ	**SHJ**	**Jahr**	**WHJ**	**SHJ**	**Jahr**
Raps	12	6	**18**	4	-14	**-10**
W. Gerste	9	2	**11**	6	21	**27**
W. Weizen	5	6,4	**11,4**	12,4	-32	**-19,6**
Versickerung						
Raps	-9	-8	**-17**	-24	-21	**-45**
W. Gerste	-13,3	-1,6	**-14,9**	24,6	6,8	**31,4**
W. Weizen	-11,9	-1,3	**-13,2**	34,3	-0,5	**33,8**

Der Anbau der einzelnen Fruchtarten wirkt sich unterschiedlich auf die Höhe der Veränderungen bei den einzelnen Wasserhaushaltsgrößen aus. Tabelle (6.11) zeigt ein umgekehrtes Ergebnis bei den betrachteten Fruchtarten. Beispielsweise wird die jährliche Verdunstung für Raps um 18 mm beim formalen Anstieg der Temperatur um 1 °C zunehmen, hingegen nimmt sie um 10 mm bei Verwendung von Prognosewerten von STAR-Modell ab. Bei der Versickerung unter Wintergetreide besteht ebenfalls eine umgekehrte Beziehung zwischen den Messdaten der Klimastation Teterow bei Erhöhung der Temperatur um 1 °C und den Prognosedaten von STAR-Modell.

Die Vegetationsentwicklung, der Blattflächenindex und die Wurzeldichte korrespondieren bei allen Fruchtarten gut mit dem Temperaturanstieg bei Anwendung der simulierten Werte des STAR-Modell's. Dabei treten viele der phänologischen Phasen früher ein.

7 Zusammenfassung und Ausblick

Die möglichen Änderungen des Klimas sind mit einer erheblichen Auswirkung auf den Wasserhaushalt verbunden. Die Verdunstungsmenge ist eine wichtige Größe bei der Bestimmung der Wasserhaushalt eines Ortes. Bei der Berechnung der Verdunstung ist jedoch die entscheidende Frage, ob die Pflanzenparameter für die künftigen Klimabedingungen gültig sind und wie sich die Pflanzen mit dem Klima ändern werden. Um diese Frage zu beantworten, wurde in der vorliegenden Arbeit das **SVAT-Modell MINERVA** angewendet, das mit einem Wachstumsmodell arbeitet.

Mit dem Modell **MINERVA** wurden die Pflanzenparameter anhand von hydrometeorologischen Daten (Lufttemperatur, Niederschlag, relative Luftfeuchte, Luftdruck, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit) sowohl für den Ist-Zustand (Tageswerte von 1951 bis 2003) als auch für ein Zukunftsszenario (Tageswerte von 2004-2055) an 9 Klimastationen in Mecklenburg-Vorpommern mittels statistischem Downscaling (STAR) des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung (PIK) *(Gerstengarbe et al, 2003)* simuliert. Basis für die Berechnung des Zukunftsszenarios STAR des Potsdam- Instituts für Klimaforschung sind die Berechnungsergebnisse des globalen Zirkulationsmodells ECHAM4/OPYC3 unter Annahme des Emissionsszenarios A1B.

Im Vergleich zum Beobachtungszeitraum (1951-2000) sind die Simulationsergebnisse (2001-2055) des STAR-Modell's an den Klimastationen Angermünde, Boltenhagen, Marnitz, Schwerin, Teterow, Ückermünde, Boizenburg, Greifswald und Warnemünde durch zunehmende Temperaturen um rund 1°C, Veränderung der Wahrscheinlichkeit des Eintretens extrem hoher als auch extrem niedriger Werte der Temperatur, durch höhere Niederschläge im Winter, abnehmende Niederschläge im Sommer, weniger Globalstrahlung mit kürzerer Sonnenscheindauer und keine wesentlichen Änderungen beim Bedeckungsgrad, bei der relativen Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit gekennzeichnet.

Trends der Wasserhaushaltsparameter Niederschlag, Verdunstung und Versickerung zeigen als Folge der Temperaturänderung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz im Zeitraum 1972-2005 eine zunehmende Niederschlags- und Verdunstungsmenge, eine abnehmende Versickerungsmenge, sowohl in den Wintermonaten und Winterhalbjahren als auch in den Sommermonaten und Sommerhalbjahren.

Die Sensitivität der Berechnungsverfahren der Verdunstung zur möglichen Änderungen von Klimagrößen wurde anhand von verschiedenen Berechnungsmethoden und Jahreszeiten analysiert. Auf der Grundlage dessen ist zu beurteilen, welche Größen am wichtigsten sind und welche möglichst bei Klimaszenarios beachtet werden sollten. Die jeweiligen Eingangsgrößen zeigen für die Berechnung der potentiellen Verdunstung je nach dem verwendeten Berechnungsverfahren eine unterschiedliche Sensitivität. Die Wechselbeziehung zwischen den Eingangsgrößen und Parametern für das Verfahren der Grasreferenzverdunstung zeigt jedoch, dass die Änderung der Luftfeuchtigkeit den vorrangigen Einfluss auf das Gesamtverdunstungsergebnis hat.

Eine Zunahme der simulierten, mittleren langjährigen Verdunstung ist bei allen untersuchten Verfahren zu erwarten. Der höchste Wert ist beim Verfahren von Blaney-Criddle zu verzeichnen. Die unterschiedlichen Ergebnisse der beobachteten und simulierten Verdunstung

haben zu einem deutlichen Unterschied bei der Berechnung der Klimatischen Wasserbilanz geführt
Die Ergebnisse des regionalen Zukunftsszenarios des STAR-Modell's wurden als Eingangsdaten für die Simulation mit dem Wasserhaushaltsmodell **MINERVA** verwendet und ausgewertet. Die Ergebnisse zeigen eine deutliche Reaktion der Wasserhaushaltgrößen Verdunstung, Grundwasserneubildung und Bodenfeuchte mit der Temperaturerhöhung.

Es wurde durch Simulation mit dem Modell MINERVA an einigen Beispielen gezeigt, dass sich künftige Klimaänderungen erheblich Auswirkungen haben können, wobei sich die zunehmende Temperatur vor allem deutlich in der Entwicklung der Pflanzen widerspiegelt. Dabei sind die mittleren simulierten Wasserhaushaltgrößen mit MINERVA im Zeitraum 2003-2055 im Vergleich zu Referenzzeitraum 1952-2001 bei den Daten des STAR-Modell's durch frühere phänologische Vorfrühlingsphasen (insbesondere Wintergerste), Zunahme des Blattflächenindex, Mehrwuchs der Wurzeldichte, Verringerung der Verdunstung während der Vegetationszeit, Zunahme der Verdunstung im Winterhalbjahr, Abnahme der Versickerungswerte im Sommerhalbjahr und Zunahme der Versickerung im Winterhalbjahr gekennzeichnet.

Beim Ausblick auf mögliche weiterführende Fragestellungen ist zunächst die Frage der Temperaturerhöhung anzusprechen. Es wäre aufschlussreich, in methodisch gleicher Weise weitere Klimaszenarios mit unterschiedlichen Temperaturerhöhungen zu bearbeiten. Wie sich gezeigt hat, genügt es nicht, nur die Größe Temperatur in Form einheitlicher Erhöhungsbeträge zu betrachten, um letzten Endes zu belastbaren Aussagen über die Folgen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt zu gelangen. Es sind ebenso die veränderten innerjährlichen Verteilungen und die Veränderungen bei weiteren Klimaparametern, welche wie die Temperatur Verdunstung steuern, von erheblicher Bedeutung. Insofern lieferten die Ergebnisse des ersten Teils dieses Forschungsberichtes nur erste, relativ grobe Anhaltspunkte zu potenziellen Klimafolgen.

Mit dem Modell MINERVA sollten Szenariosimulationen zur Ermittlung der Wasserhaushaltsgrößen unter Berücksichtigung unterschiedlicher Bodeneigenschaften, weiterer Nutzungsarten und unterschiedlicher Grundwasserflurabstände durchgeführt werden. Die Untersuchungen sollten auf ganze Einzugs- bzw. Problemgebiete mit ihren unterschiedlichen Nutzungsanteilen ausgedehnt werden, um auf dieser Grundlage Fragen zu ihrer Bewirtschaftung beantworten zu können.

Außerdem ist zu beachten, dass der Mensch durch veränderte Bewirtschaftungsstrategien auf solche Klimaänderungen reagieren wird. Es wäre also sinnvoll, solche Strategien abzuleiten und durch weiterführende Simulationen diese in ihrer Wirkung auf den Wasserhaushalt und andere Zielgrößen zu überprüfen und gegebenenfalls zu verbessern. Solche Untersuchungen sollten in Bewirtschaftungsempfehlungen münden.

Die Untersuchungen zur methodischen Eignung verschiedener Methoden zur Berechnung der Verdunstung und anderer Wasserhaushaltsgrößen sind mit dieser Arbeit bei weitem noch nicht abgeschlossen. Es konnten nur erste Erfahrungen gesammelt und Anregungen gegeben werden. Die Überprüfung ihrer Gültigkeit unter sich ändernden Klimabedingungen sollten weitergeführt werden. Dabei könnten Vergleiche mit Regionen angestellt werden, deren Klima bereits heute dem künftig in Mitteleuropa zu erwartenden Klima entspricht. Ein weiterer Aspekt wäre die detaillierte statistische Analyse beobachteter und simulierter Datenreihen maßgeblicher Einflussgrößen, um zu ermitteln, wie sich Verteilungsfunktionen verschieben und statistische Merkmale verändern. Aufschlussreich wäre unter diesem Gesichtspunkt auch

eine genauere Fehleranalyse der Berechnungsverfahren unter Verwendung vorliegender Lysimeterdaten, um Simulationsunsicherheiten im Vergleich mit solchen Fehlern besser einordnen zu können.

Ein Weg könnte auch darin bestehen, die Gültigkeit der Parametersätze empirischer Berechnungsverfahren für künftige Klimaverhältnisse anhand von Ergebnissen, die mit SVAT-Modellen wie MINERVA erzielt worden sind, zu überprüfen. Solche Ergebnisse könnten darüber hinaus gegebenenfalls genutzt werden, um einfachere Berechnungsverfahren dem veränderten Klima angepasst neu zu parametrisieren.

Bei allen Vorzügen von SVAT-Modellen, die als Teilbaustein ein Wachstumsmodell enthalten, darf nicht übersehen werden, dass auch diese Modelle nicht vollkommen ohne empirische Funktionen, z.B. bei der Simulation des N-Haushalts, auskommen. Solche Funktionen sollten gleichfalls auf den Prüfstand gestellt werden.

8 Literaturverzeichnis

Aase. J.K (1978): Relationship between leaf area and dry matter in winter wheat, Agron. J., 70, 563 - 565.

Aminjan. P.T (1996): Klimatische Wasserbilanz von Teileinzugsgebieten der Sieg im Rheinischen Schiefergebirge zur Kalibrierung von hydrologischen Verdunstungsmodellen, Dissertation, Rheinischen Friedrich –Wilhelms- Universität Bonn, S 67-87

Antl. M, Schumann. A, Geyer. J (2000): Probabilistische Abschätzung der möglichen Folgen von Klimaveränderungen auf den Abfluss der Donau bis oberhalb der Illermündung. KLIWA-Symposium. S170.

APES (2008): Agricultural Production and Externalities Simulator 12.6.2008
http://www.apesimulator.it/help/models/evapotranspiration/Priestley-Taylor_coefficient.html

Arnell. N.W, C. Liu (2001): Hydrology and Water Resources, in: IPCC WG2 TAR, 4.3.3.

ATV-DVWK (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. ATV-DVWK Merkblätter für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall Verl.- Ges. zur Förderung der Abwassertechnik. Hennef , S 17-18-54

Bakan. S, Raschke. B (2002): Der natürliche Treibhauseffekt. Promet 28, Heft 3/4, Deutscher Wetterdienst, 2002

Baltenweiller. A, Gurtz. J, Lang. H, Suhla. J (1995): Die Auswirkung von Klimaänderungen auf die Komponenten des Wasserkreislaufs Internationales Symposium im Europäschen Patentamt, München S 73.

Barraclough. D (1986): The growth and activity of winter wheat roots in the field: Nutrient inflows of high-yielding crops, J. agric. Sci. Camb., S 106, 53 - 59.

Bartels. H (2004): Vergleich regionaler Klimaszenarienrechnungen für Süddeutschland, KLIWA Symposium. DWD. Offenbach 2004 S 73 -77.

Bartelsh. H, Hofius. K, Katzenberger. B, Krahe. P, Weber. H (2004): Klima und Wasserwirtschaft. promet 30, Nr, 4, S174.

Barth. E, Molnar. T, Øverland. H (2004): Simulation des Wasserhaushalts für das Obere Maingebiet. KLIWA- Symposion DWD. Offenbach..S 103

Bäse, F (2005): Beurteilung der Parametersensitivität und der Vorhersagesicherheit am Beispiel des hydrologischen Modells J2000. Diplom Arbeit. Geographisches Institut. Universität Jena S 3.

Beblik. A. J, Kersebaum. K.C, Richter. G.A (1993): Modellierung des Nitrataustrags –Beratungs-instrument für den GW-Schutz in Niedersachsen. Mittlg. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 68: 115-118
Bissolli. P (2000): Vulkanismus und Klima, Klimabericht. DWD. 2000.

BMU(2008): Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit.
Januar 2008 http://www.bmu.de/files/pdfs/allgemein/application/pdf/lebensstil_lehrer.pdf

Brunnert. H (1994): Klimamodelle als Grundlage für Vorhersage von Klimaveränderung. Klimaänderung und Landbewirtschaftung .Teil 2.Landbauforschung Völkenrode, Sonderheft 148. 1994 S 60

Bülow. K, Jacob. D (2006): Extremereignisse in modellierten Temperatur- und Niederschlagszeitreihen für das Elbeeinzugsgebiet im Zeitraum von 1961bis 2050
7. Deutsche Klimatagung 2006, München.

Calder. N (2006): Globale Erwärmung. Die konservative Informationsbasis im Internet
Februar. 2006 http://konservativ.de/umwelt/calder.htm

Chmielewski. F. M, Rötzer. T (2001): response of tree phenology to climate change across Europe. Agricultural and Forest Meteorology, 108, 101-112

CRU(2007): Klimaszenarien für Deutschland , Climatic Research Unit,
Januar 2007 http://www.cru.uea.ac.uk/~mikeh/research/germany.pdf

Cubasch. U (2002): Perspektiven der Klimamodellierung. Klimabericht. DWD. 2002. S19

Claussen. M (2002): Das Klimasystem
Februar. 2006 http://www.pik-potsdam.de/%7Eclaussen/lectures/klimasystem.pdf

Dechow. R (2006): Untersuchungen verschiedener Ansätze der Wasserhaushalts- und Stofftransportmodellierung hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit in Stickstoffhaushaltsmodellen, Dissertation, Agrar und Umweltwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock, S37-38

DMG (2007): IPCC 2007 Klimaszenarien für das 21. Jahrhundert, Deutsche meteorologische Gesellschaft, Heft 1 2007, S 10.
Mai 2007 www.dmg-ev.de/gesellschaft/publikationen/pdf/dmg-mitteilungen/2007_1.pdf

DVGW (2007): Deutsche Vereinigung des Gas- und Wasserfaches e.V

Januar 2007. http://www.dvgw.de/wasser/informationenfrverbraucher/wasserkreislauf.html

DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238, Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser. Bonn S 34-54.

Enke, W. & Spekat, A. (1997): Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression.- Climate Research.

Enke. W (2001): Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen mittels des statistischen Verfahrens der Wetterlagen-Klassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen. Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie Zusammenfassender Bericht (2000).S 19-20

Enke. W, Küchler. W, Sommer. W (2003): Anwendung eines Verfahrens zu wetterlagenkonsistenten Projektion von Zeitreihen und deren Extreme mit Hilfe globaler Klimasimulationen. Zusammenfassender Bericht. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie. 2003. S 61

Enke. W (2003): Anpassung der „Sachsen" Wetterlagenklassifikation für Thüringen und Anwendung auf das Szenario ECHAM4 OPYC3 des Klimasimulationslaufes B2 zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen für Thüringen "REWA Thüringen, Abschlussbericht, zum Werkvertrag B. - Nr. 02/000200 zwischen der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie und der Firma Meteo-Research Stahnsdorf. S 47-49

Ernstberger. H (1987): Einfluss der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz.Dissertation. Verlag Beiträge zur Hydrologie . Kirchzarten. S5.

Espre (2007): Landwirtschaft
April 2007 http://www.atmosphere.mpg.de/enid/1__Gestern_und_heute/-_Nutzpflanzen_3tt.html

FAO (2007): Penman-Monteith equation, Food and agriculture organization of the United Nations
Mai 2007 http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e06.htm#penman%20monteith%20equation

Foken. T (2003): Angewandte Meteorologie, Abteilung Mikrometeorologie, Universität Bayreuth , Verlag**,** Springer, Berlin S 148-151.

Formayer. H, Matulla. C, Haas. P, Groll. N (2003): Statistische Downscalingverfahren zur Ableitung von Extremereignissen in Österreich. Institut für Meteorologie und Physik Universität für Bodenkultur. Wien. 2003

Formayer. H, Eitzinger. S, Nefzger. H, Simic. S, Kromp-Kolb. H (2001): Auswirkungen einer Klimaveränderung in Österreich. Institut für Meteorologie und Physik. Universität für Bodenkultur. Wien. 2001 S 26
März 2006: http://www.accc.gv.at/pdf/global2000.pdf

Formayer. H, Matulla. C, Haas. P, Groll. N, Kromp- Kolb. H (2004): Einsatzmöglichkeiten verschiedener Downscalingmethoden für Klimaänderungsszenarien in topographisch stark gegliedertem Terrain und explizite Anwendung auf Österreich für Niederschlag und Temperatur. Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur Endbericht für das Forschungsprojekt, Wien.

Frahm, E (2007): Bestimmung der realen Evapotranspiration für Weide (Salix spp.) und Schilf (Phragmites australis) in einem nordostdeutschen Flusstalmoor. Dissertation. Rostock Agrar- und Umweltwissenschaftliche Rostock Universität. S 116.

Friesland. H, Kersebaum. K.-C, Löpmeier, F.-J. (1998): Operational use of irrigation models using medium range weather forecast, REPORT, Operational applications of meteorology to agriculture, including horticulture, COST 711

Fuchs, P.G. Müller- Westmeier, G. Czeplak. G (1997): die mittleren klimatischen Bedingungen in Deutschland. Klimabericht. DWD. Offenbach 2001.S12

Fürst. J, Gamperling. C, Holzman. H, Leroch. K (2004): Hydrologie. Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau. IWHW. Wien.

Genid. A.Y.A, Frede. H, Myer. B (1982): Messung und Berechnung der potentiellen Evapotransporation nach verschiedenen Methodenund Formeln für den Standort Göttingen, Bundesrepublik Deutschland. Göttinger Bodenkundliche Berichte 74 1982 S 4-13

Gerlinger. K (2004): Simulation des Wasserhaushalts im Neckareinzuggebiet unter Verwendung Regionaler Klimaszenarien. KLIWA- Symposion DWD. Offenbach 2004.S 87

Gerstengarbe. F.-W, Werner P.C (1997): The development of climate scenarios. PIK Report No. 25, Potsdam

Gerstengarbe. F-W (2000): Ein Klimaszenarienmodell für Deutschland KLIWA- Symposium 2000.DWD. Offenbach 2000.S 104-105

Gerstengarbe. F-W, Werner. P (2005): Eine Abschätzung der Klimaentwicklung in Nordhein-Westfalen- zwischen 1951 und 2055
http://www.loebf.nrw.de/Willkommen/Aktuelles/Publikationen/LOEBF_Mitteilungen/Mitteilung_02_2005/Aus_dem_Inhalt/15_gerstengarbe_werner.pdf

Gerstengarbe F.-W, Badeck. F, Hattermann. F, Krysanova. V, Lahmer. W, Lasch. P, Stock. M, Suckow. F, Wechsung. F, Werner. P.C. (2003): Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt , die Fors t- und Landwirtschaft sowie Abteilung Erster Perspektiven. PIK Report 83. PIK. Potsdam. 2003 S 5-8, 16-24

Gerwitz. A, Page. E.R. (1974): An empirical mathematical model to describe plant root sy s tems, J. Appl. Ecol., S 11, 773 - 781.

Glugla. G, Jankiewicz. P, Rachimow. C, Lojek. Klaus, Richter. K, Fürtig. G, Krahe. P (2003): Wasserhaushaltverfahren zur Berechnung vieljähriger Mittelwerte der tatsächlichen Verdunstung und des Gesamtabflusses. BfG. Bundesamt für Gewässerkunde. Bericht Nr. 1342. Koblenz

Graf. H (2002): Klimaänderung durch Vulkane. Promet 28, Heft 3/4, DWD, 2002, S 133.

Goudriaan. J (1977)*:* Crop micrometeorology: A simulation study, Pudoc, Centre for agricu l tural publishing and documentation, Wageningen, S 248.

Gurtz. J, Baltensweiler. A, Lang. H, Menzel. L, Schulla. J (1997): Auswirkungen von klimatischen Variationen auf Wasserhaushalt und Abfluss im Flussgebiet des Rheins. Vdf Hochschulverlag AG an der ETH, Zürich S 11,13,35,119

Heger. K, (1978): Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration über unterschiedliche landwir t schaftliche Kulturen, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkdl. Ges., 26, 21 - 40.

Hörmann. G, Herbst. M, Kluge. W, Wegehenkel. M (2001): Modelle zum Wasserhaushalt. April. 2006 http://www.hydrology.uni-kiel.de/~schorsch/martin6.pdf

Hübener. H (2005): Mesoskalige Simulation einer Verdunstungsklimatologie für ein semi-arides Untersuchungsgebiet in Südmarokko, Dissertation, die Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität zu Köln

Hagemann. S, Jakob. D (2006): Regionale Auswirkungen des Klimawandels über Deutschland und dem Rhein-Einzugsgebiet
Oktober 2007 http://www.zukunft-statt-braunkohle.de/documents/hagemann_pulheim.pdf

http://luv.dkrz.de/cgi-bin/show_kurz.cgi?state=p1_1&action=139&merke=sort_pid

HBS (2006): Hamburger Bildungsserver**.** Klimawandel und Treibhauseffekt
März 2006 http://lbs.hh.schule.de/welcome.phtml?unten=/klima/treibhaus/disk-4.html

Haude, W (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. Mitteilung des Deutschen Wetterdienst., 2(11), Bad Kissingen. S 11/3.

Helbig, A (2003): Niederschlag und Verdunstung im Raum Trier. Beiträge zur Klima- und Meeresforschung, Berlin und Bayreuth
Juni.2007 http://www.geo.uni-bayreuth.de/mikrometeorologie/HU70/Helbig.pdf

Herterich. K: (2002): Der natürliche Treibhauseffekt. Promet 28, Heft 3/4, , Deutscher Wetterdienst. Offenbach. 2002. S118

Information Technology Services (2005): Using SPSS v12 for Windows Part Four: Chi-square and ANOVA, California State University, Los Angeles
November 2007 http://www.calstatela.edu/its/docs/pdf/ca_spss12.pdf

IPCC (2002): Klimaänderung. Synthesebericht, Deutsche IPCC Koordinierungsstelle des BMBF und des BMU. Bonn.

Jakob. D (2003): Dynamische und statistische Erstellung von hochaufgelösten Klimaszenarien (1/6°) als Basis für wasserwirtschaftliche Handlungsempfehlungen im KLIWA-Projekt B 1.1.1, Klimaszenarien. Projekte am DKRZ 3. 2006

Kersebaum. K.C (1989) : Die Simulation der Stickstoff-Dynamik von Ackerböden. Diss. Universität Hannover, S. 141.

Keulen. H. van (1975): Simulation of water use and herbage growth in arid regions, P u doc, Centre for agricultural publishing and documentation, Wageningen, S 176.

Keulen. H. van, Penning de vries. F.W.T, Drees. E.M. (1982): A summary model for crop growth, In: Penning de Vries, F.W.T.; Laar, H.H. van [Eds.]: Simulation of plant growth and crop production, Pudoc, Centre for agricultural publishing and documentation, Wageningen, 87 – 97.

Klimastatement (2003): der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft (DMG), der Österreichischen Gesellschaft für, Meteorologie (ÖGM) und der Schweizerischen Gesellschaft für Meteorologie (SGM)

KLIWA (2007): Klimaänderung und Wasserwirtschaft , Statusbericht 2001
Mai 2006 www.kliwa.de/download/KLIWA-Statusbericht%202001.pdf

KLIWA (2006 & 2007): Klimaänderung und Wasserwirtschaft
1-Vergleich und Bewertung der regionalen Klimaszenarien. Kurzbericht.
Mai 2006 www.kliwa.de/download/kurzregioklisze.pdf

2- Der Klimawandel in Baden Württemberg, Kurzbericht
Mai 2006www.kliwa.de/download/kliwazukunftsberbw.pdf

3- Der Klimawandel in Bayern für den Zeitraum 2021-2050. Kurzbericht

Mai 2006www.stmugv.bayern.de/umwelt/klimaschutz/doc/kliwa_zukunftsbericht.pdf

4- Modelle: April 2007: http://www.kliwa.de/index.php?pos=wieweg/modelle/allgemein/

Kolokotronis. V (2000): Wasserhaushaltsmodelle als Instrument für Abflussprognosen. Beispiele aus Baden-Württemberg. . KLIWA- Symposium 2000 S 157

Krahe. P, Eberle. M, Richter. K-G, Wilke. K (2004): Simulation des Wasserhaushalt für das Rheingebiet. KLIWA- Symposium 2004, S 124-125

Krüger. A (2002): Statistische Regionalisierung des Niederschlags für Nordhein-Westfalen auf Grundlage von Beobachtungsdaten und Klimaszenarien.. Mitteilungen aus Institut für Geophysik und Meteorologie. Uni zu Köln. Heft 149. Köln. 2002 S 4-13

Krysanova. V, Wechsung. F, Hattermann. F.F (2005): Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies and vulnerability assessment: Hydrological Proceses, v. 19, p. 763-783.

Lang. H, Baltensweiler. A, Gurtz. J, Schulla. J (1996): Die Auswirkung von Klimaänderung auf den Komponenten des Wasserkreislaufs. Klimaänderung und Wasserwirtschaft, Internationales Symposium für Klimaänderung und Wasserwirtschaft im Europäschen Patentamt, München1996 S 73-76

Leuschner. C, Schipka. F (2004): Klimawandel und Naturschutz in Deutschland Abschlußbericht eines Vorhabens zur Erstellung einer Literaturstudie. Bundesamtes für Naturschutz. Bonn. S 7-8

LfU (2006): bayrisches Landesamt für Umweltschutz, Klimaänderungen. Umweltberatung Bayern im Bayerischen Landesamt für Umweltschutz.
Februar. 2006 http://www.bayern.de/lfu/umwberat/data/klima/klima_2004.pdf

Lorenz. K (2005): Nutzung der räumlichen Variabilität von ausgewählten Standorteigenschaften für die ortsspezifische N-Düngung – Messung und Simulation, Dissertation, Gärtnerischen Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin**.**
http://edoc.hu-berlin.de/dissertationen/lorenz-karsten-2005-02-25/HTML/front.html

Luckes. M (2006): Kalibrierung und Sensitivitätsanalyse eines Wasserhaushaltsmodells für Waldstandorte , Schriftenreihe Freiburger forstliche Forschung. Band 31. S 47

Maier. U, Kudlinski. J, Westermeier. G (2003): Klimatologische Auswertung von Zeitreihen des Monatsmittels der Lufttemperatur und der monatlichen Niederschlagshöhe im 20. Jahrhundert, DWD(223), Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main S 14,15,18

Makkink, G.F. (1957), Testing the Penman formula by means of lysimeters. International Journal of Water Engineering 11, pp 277-288

Malberg. H (2001): Meteorologie und Klimatologie. Springer Berlin 2001. S 292-296

Maniak. U (1997): Hydrologie und Wasserwirtschaft, 4 Aulage, Springer, Berlin, S 50-55

Marquart. S (2003): Klimawirkung von Kondensstreifen: Untersuchungen mit einem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell. Dissertation. Institut für Physik der Atmosphäre. Oberpfaffen-hofen. der Fakultät für Physik der Ludwig-Maximilians- Universität München 2003 S 9-10

Matulla. C, Penlap. E. K, Von Stroch. H (2002): Empirisches Downscaling- Überblick und zwei Beispiele. Klimabericht. DWD. Offenbach. 2003.

Matulla. C, Formayer. H, Hass. P, Kromp- Kolb. H, Wagner. S, Zorita. E (2004): Anwendung der Analog-Methode in komplexem Terrain: Klimaänderungsszenarien auf Tagesbasis für Österreich, GKSS, Helmholtz- Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren e.V. S14

Mayer. J (2007): Klimawandel Mögliche Anforderungen an den Bevölkerungsschutz, Praktikumsbericht, Bundesamt für die Bevölkerungsschutz und Katastrophenhilfe. S7

Max-Plank Institut für Biochemie (2006): Wasserhaushalt

März.. 2006 http://www.bgc-jena.mpg.de/bgc-processes/teaching/skript_wasserhaushalt1.pdf

Miegel. K, Zachow. B (2006): Bestimmung der Verdunstungsvariabilität an der Lysimeteranlage Groß Lüsewitz im Zusammenhang sich ändernden klimatologischen Einflüssen und die Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt, insbesondere die Grundwasserneubildung, Abschlussbericht,

Miegel. K (2005): Hydrologie**,** Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät, Universität Rostock.S163-165

Miegel. K, Qara-Fallah. R, Zachow. B (2007): Methodische Aspekte der Berücksichtigung von Klima- und Landnutzungsänderung bei der Verdunstungsberechnung. Tag der Hydrologie 22 -23 März 2007. Universität Rostock.

Meier. Uwe (2001): Entwicklungsstadien mono- und dikotyler Pflanzen ,BBCH Monografie, Biologische Bundesanstalt für Land und Forstwirtschaft, 2. Auflage, Berlin und Braunschweig

Menzel. L (1997): Modellierung der Evapotranspiration in System Boden-Pflanz-Atmosphäre, Züricher Geographische Schriften 67, Zürich. S40, 43

Menzel. L (1999): Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration Mit TRAIN, PIK Report 54, S12

Molnar. T (2000): Wasserhaushaltsmodelle als Instrument für Abflussprognosen, Beispiele aus Bayern. KLIWA- Symposium 2000 S147.

MONTEITH, J.L., (1965): Evaporation and Environment. 19th Symposium of the Society for Experimental Biology, held in Swansea 8th – 12 th Sept. 1964. Cambr. Universit.

Müller-Westermeier. G (2001): Klimatrends in Deutschland . DWD. Klimabericht DWD. Offenbach 2001, S 114-124

Müller- Westermeier. G, Münch. A (2000): Landnutzungsänderungen und Wasserbilanzmodellierung des Wasserhaushaltes mit dem Model AKWA-M, Wiener Mitteilungen, Band 164. S 8-10

Oschomann. W (2003): Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick. Klimabericht. DWD. Offenbach. 2003.
Februar2006 http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/KSB/ksb03/1_Viermilliarden.pdf

Penman, H.L (1948): Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc. Roy. Soc. London.

Priestley, C.H.B., Taylor, R.J.,(1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weath. Rev. 100, 81–92.

Rapp. J (2001): Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert. Klimabericht. DWD. Offenbach. 2001. S 175-184.

Reiche, E.-W. (1996): WASMOD. Ein Modellsystem zur gebietsbezogenen Simulation von Wasser- und Stofffluessen. Darstellung des aktuellen Entwicklungsstandes. EcoSys Bd. 4 (Modellbildung und Simulation im Projektzentrum Oekosystemforschung, hrsg. v. B. Breckling & M. Asshoff), S 143-163.

Roedel. W (2000): Physik unserer Umwelt, die Atmosphäre. Spring- Verlag Heidelberg. S 441 450.

Roeckner. E (2000): Allgemeine Zirkulationsmodelle, Atmosphäre. Promet 29, Heft 1/4, Deutscher Wetterdienst, 2003, S 6

Roth. R (1995): Die energetische Seite des atmosphärischen Wasserkreislauf. Klimaänderung und Wasserwirtschaft, Internationales Symposium für Klimaänderung und Wasserwirtschaft im Europäschen Patentamt, München1996 S 61.

Schär. C, Frei. C, Fukutome. S, Lüthi. D, Kleinn. J, Seneviratne. S, Vidale. P (2000) Regionale Klimamodelle – Möglichkeiten und Grenzen. Klimabericht. DWD.2002

Schär. C, Wernli. W, Frei. C, (2003): Methodik regionaler Klimaszenarien (2003)
Februar. 2006 http://www.occc.ch/reports/Extremereignisse03/PDF_D/1-05.pdf

Schmidt, V (2003): Markov-Ketten und Monte-Carlo-Simulation. Universität Ulm.
Februar .2006 http://www.mathematik.uni-ulm.de/stochastik/lehre/ss03/markov/skript/skript.html

Schneider. R, Lohman. G (2003): Das Klima der letzten 11.000 Jahre. Klimabericht. DWD. Offenbach. S 35.

Schöner. W, Dos Santos Cardoso. E (2004): Datenbereitstellung, Entwicklung von Regionalisierungstools und einer Schnittstelle zu den regionalen Klimamodellen Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Wien.

Schönwiese. D. C (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler: 3 Auflage. Gebrüder Borntreiger. Berlin. Stuttgart

Schönwiese. D. C (2003): Mit welchen Klimaänderungen müssen wir rechnen? Eine aktuelle wissenschaftliche Übersicht zum Problem des globalen anthropogenen Klimawandels. Vortrag beim Kolloquium „Elbeflut 2002. Deutsche Gesellschaft Club of Rome, Hamburg, 13. Juni 2003

Schönwiese. D. C, Staeger. T, Jonas. M1 (2005): Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen – Schwerpunkt Deutschland . Kurzbericht zum Forschungsvorhaben. Institut für Atmosphäre und Umwelt der Universität Frankfurt/Main Arbeitsgruppe Klimaforschung

Schönwiese. D. C, Staeger.T, Steiner.H, Brinckmann, S (2005): Analyse der Klimaveränderungen in Hessen für den Zeitraum 1901-2003. Integriertes Klimaschutzprogramm Hessen INKLIM 2012. Abschlussbericht. S4

Schönwiese. D. C, Trömel, S (2006): Mehr extreme Niederschläge in Deutschland? Eine innovative statistische Analyse der Eintrittswahrscheinlichkeiten. Naturwissenschaftliche Rundschau 59. Jahrgang, Heft 4, 2006 S194-196

Schrödter, H (1985): Verdunstung : Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer- Verlag, Berlin S 82-88.

Schumann, A (1996): Veränderung des Wasserhaushalts durch Klimaänderungen. Klimaänderung und Wasserwirtschaft, Internationales Symposium für Klimaänderung und Wasserwirtschaft im Europäschen Patentamt, München1996 S 89-91

Schwandet, D (2003): Abflussentwicklung in Teileinzugsgebieten des Rheins- Simulationen für den Ist Zustand und für Klimaszenarien, PIK Report 88, S 19.

Sillmann. J (2003): Regionale Klimamodellierung - Wetterlagenklassifikation auf Basis des globalen Atmosphärenmodells ECHAM. Diplomarbeit. Max-Planck-Institut für Meteorologie. Hamburg (2003) S 3- 7

Stocker. T (2003): Einführung in die Klimamodellierung, Physikalisches Institut Universität Bern, 2 Auflage.

Thornthwaite, C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geographical. Review 38 (1), 55-94.

Turc, L. (1961). Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule simplifiée et mise à jour. Ann. agron 12, 13-49

UBA Umweltbundesamt (2007 & 2006): Künftige Klimaänderungen in Deutschland – Regionale Projektionen für das 21. Jahrhundert, Dessau

UBA Umweltbundesamt (2007): Die Sonne und das Klima
Februar 2007 http://www.umweltbundesamt.de/klimaschutz/klimaaenderungen/faq/sonne.htm

Upadhyaya. A, Singh (1998): A scientific approach for Water Management in Rice Fields, Indian J. Soil Cons., 26 (2): 113-116,

Von Storch. H, Weisse. R (2004): Großräumige Änderungen des Wind-, Sturmflut- und Seegangsklimas in der Nordsee und mögliche Implikationen für den Küstenschutz. Klimaänderung und Küstenschutz, Klimatagung, Hamburg.S6.

Wang. S-H (2001): Einfluss von Blattstellung und Bestandesdichte auf Ertrag, Qualität, Lichtaufnahme und Blattflächenindex bei Silomaissorten verschiedenen Wuchstyps. Dissertation Landwirtschaftlich- Gärtnerischen Fakultät. Humboldt-Universität zu Berlin.

Weiel, S (2004): Klimaänderungen: Konsequenzen auf Wasserhaushalt und Nährstoffausträge in Mitteleuropa. Geographisches Institut der Universität Kiel
März 2007 http://www.aktiongrundwasserschutz.de/download/uni_gie_06.pdf

Weisse. R, Rosenthal. W (2003): Szenarien zukünftiger, klimatisch bedingter Entwicklungen der Nordsee. Februar -2006 http://w3g.gkss.de/G/Mitarbeiter/weisse/Download/2003/rwe_warnsignale.pdf

Wetterhall. F (2005): Statistical Downscaling of Precipitation from Large-Scale Atmospheric Circulation, Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 93, S 71.

Whitemore. A.P, Addiscott. T.M. (1987): A function for describing nitrogen up take, dry matter and rooting by wheat crops, Plant and Soil, S 101, 51 - 60.

Wilks D. S (2002): Space-Time Downscaling of Probabilistic Seasonal Forecasts with a "Weather Generator" Cornell University, Februar 2006
http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/proceedings/cdw26_proceedings/Wilks26CPDW.pdf

Zenker. T (2003): Verdunstungswiderstände und Gras-Referenzverdunstung Lysimeteruntersuchungen zum Penman- Monteith- Ansatz im Berliner Raum, Dissertation Fakultät VII – Architektur, Umwelt und Gesellschaft – der Technischen Universität, Berlin S 86.

9 Anhang

9.1 Abbildungen

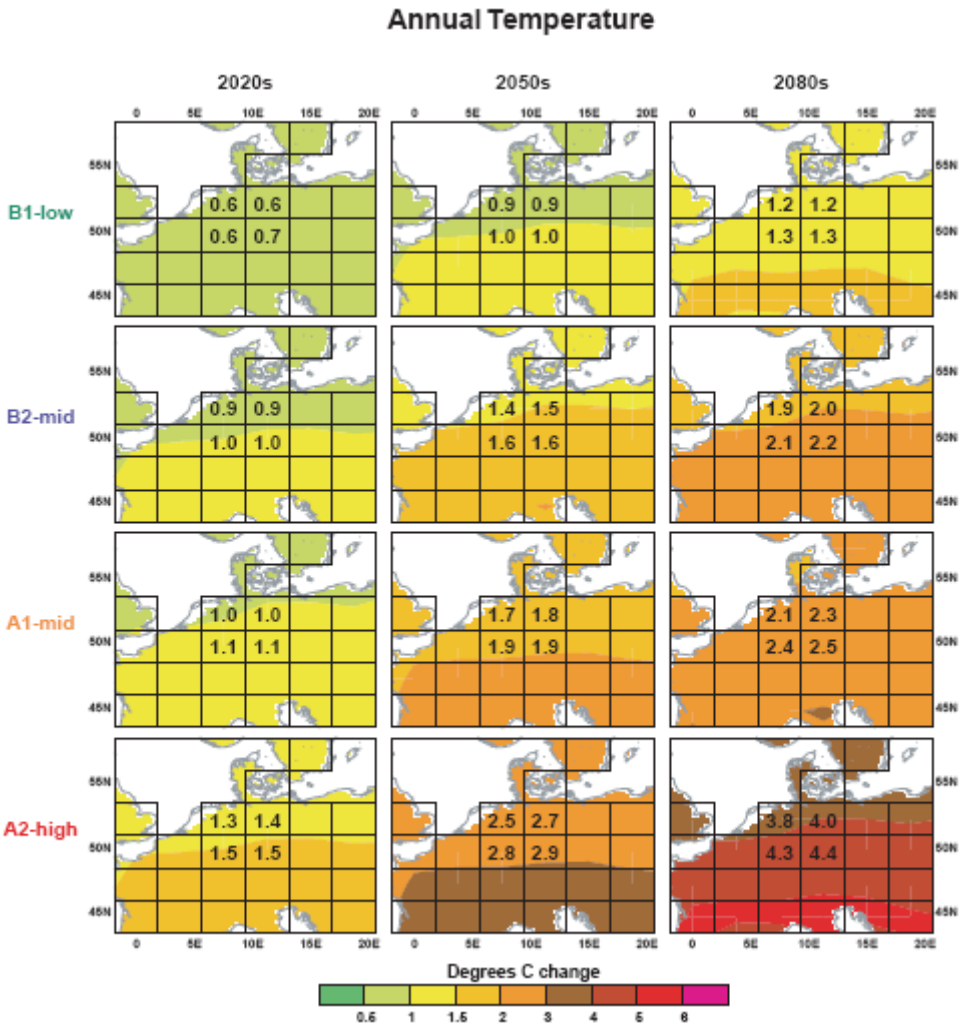


Abb 9.1: Veränderungen der Jahresdurchschnitttemperatur (°C von Durchschnitt 1961-1990) für Perioden von je 30 Jahren, gemittelt für 2020, 2050 und 2080 in den vier Szenarien) *(nach CRU, 2007)*

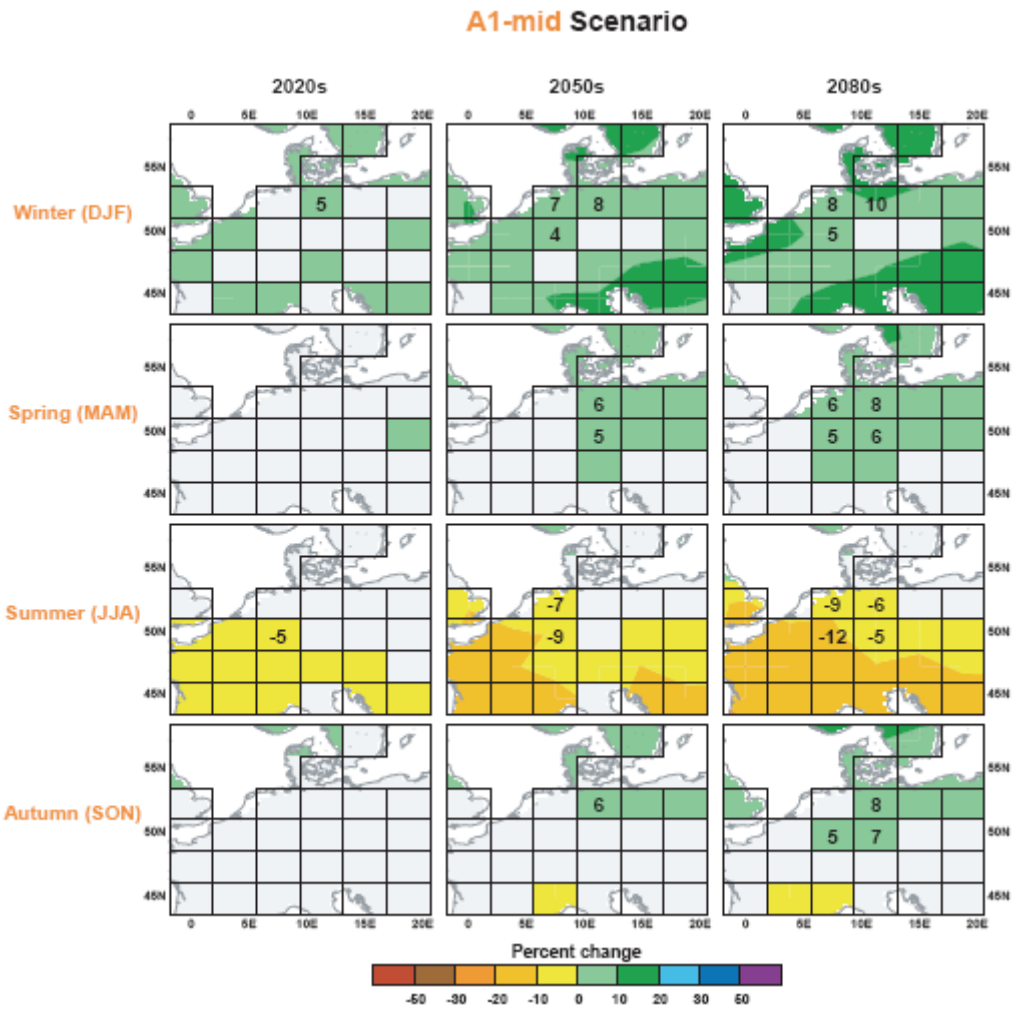


Abb 9.2: Veränderungen des durchschnittlichen saisonalen Niederschlags (prozentuelle Änderung des Durchschnitts von 1961-1990) für Perioden von je 30 Jahren gemittelt für 2020, 2050 und 2080 für das A1-med Szenario) *(nach CRU, 2007)*

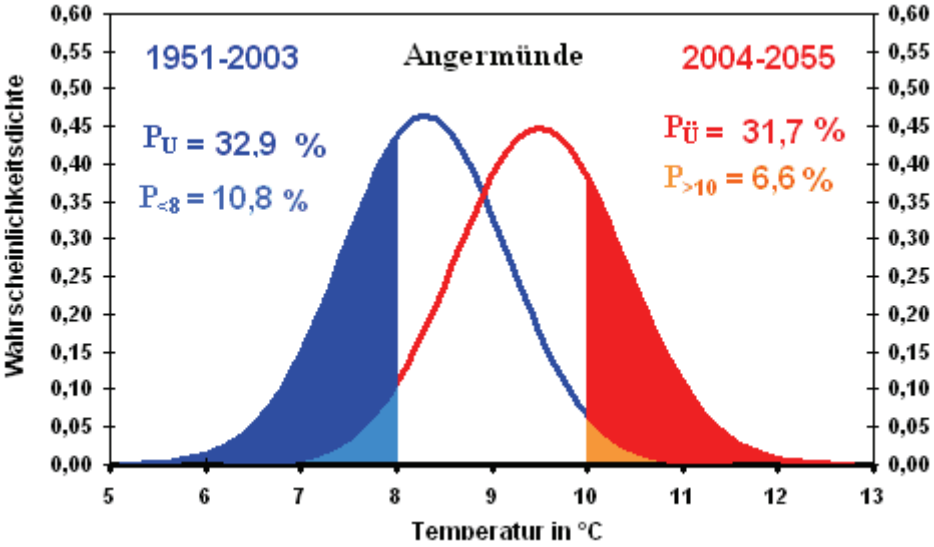


Abb 9.3: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Angermünde (1951-2003 und 2004-2055)

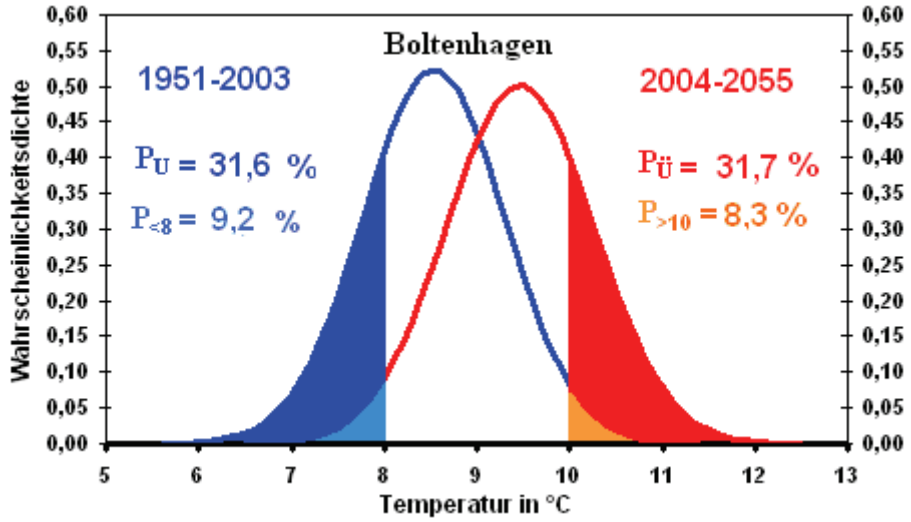


Abb 9.4: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Boltenhagen 1951-2003 und 2004-2055

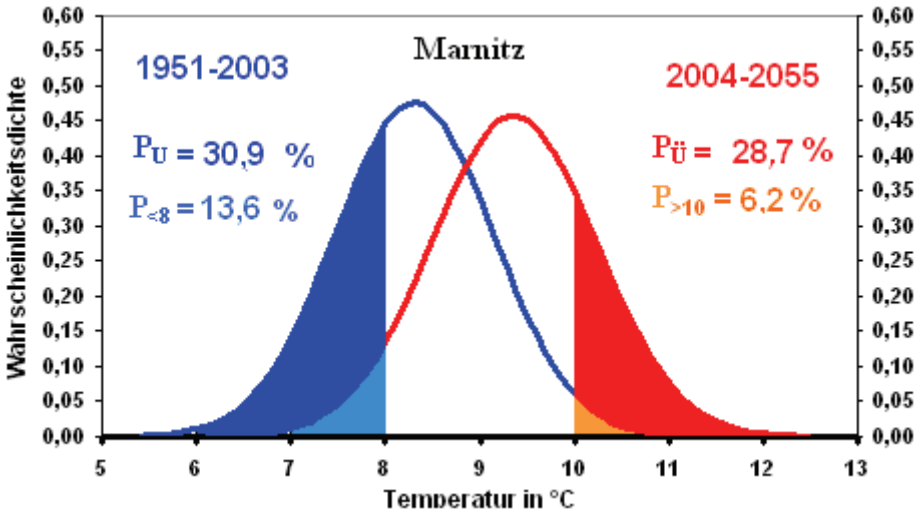


Abb 9.5: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Marnitz (1951-2003 und 2004-2055)

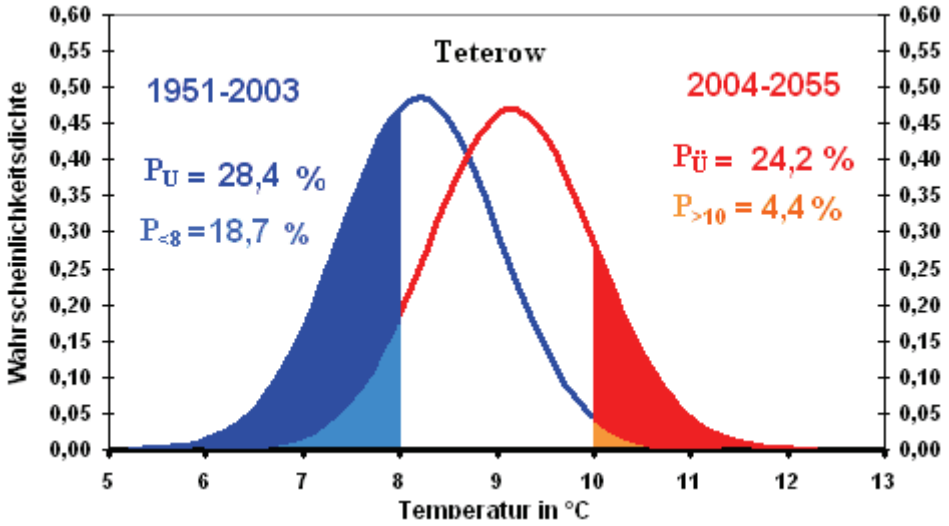


Abb 9.6: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Teterow (1951-2003 und 2004-2055)

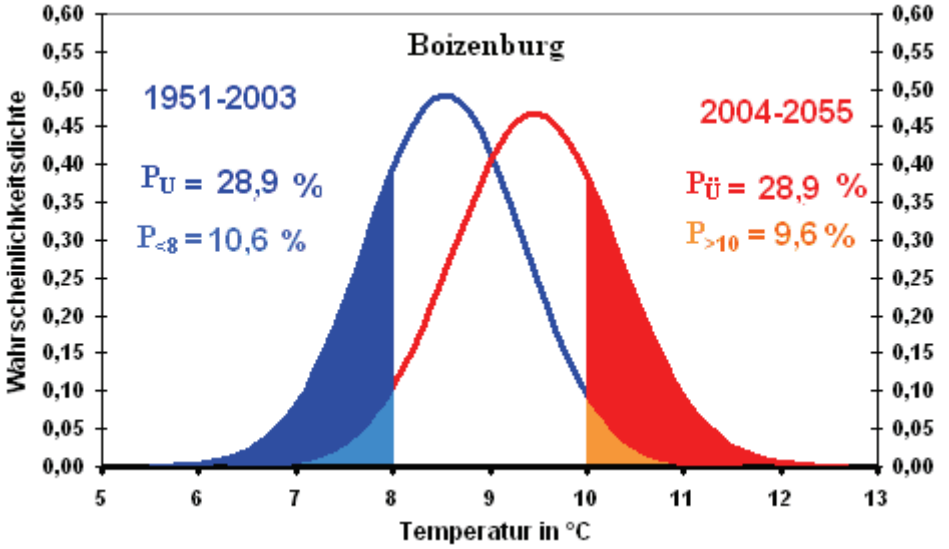


Abb 9.7: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Boizenburg 1951-2003 und 2004-2055

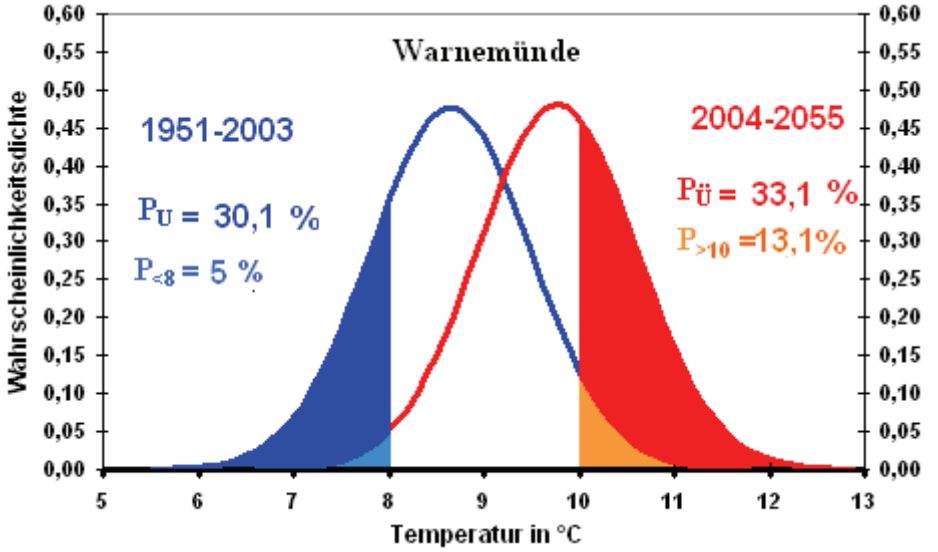


Abb 9.8: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Warnemünde 1951-2003 und 2004-2055

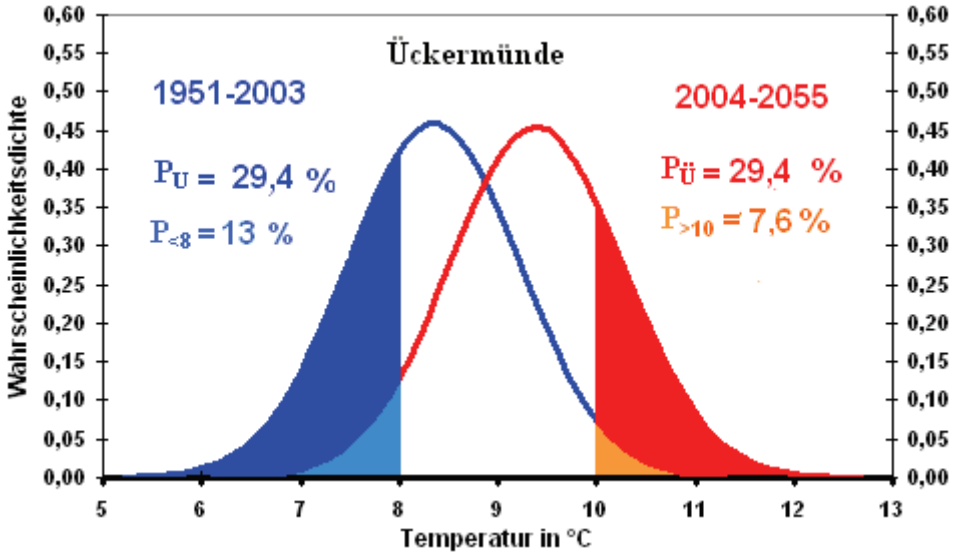


Abb 9.9: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Ückermünde 1951-2003 und 2004-2055

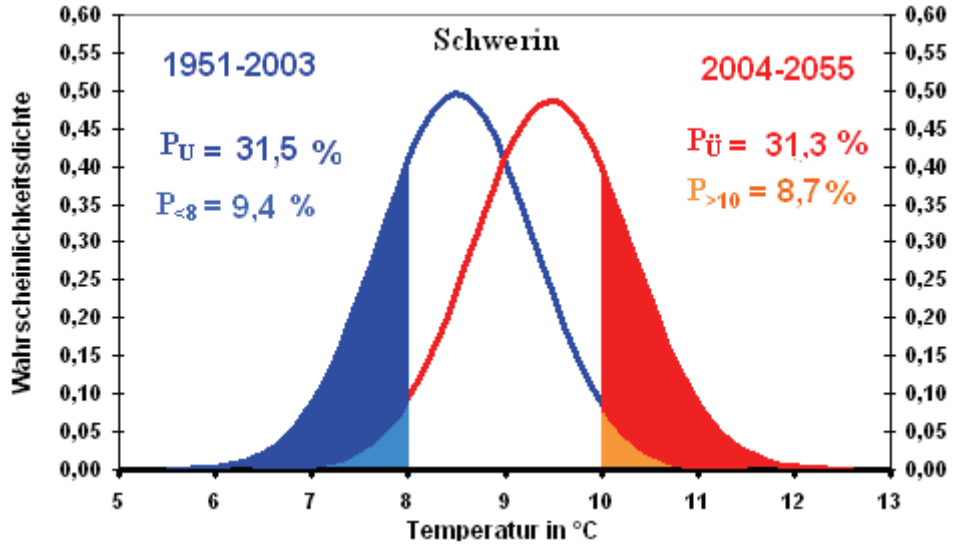


Abb 9.10: Wahrscheinlichkeitsdichte der Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Schwerin 1951-2003 und 2004-2055

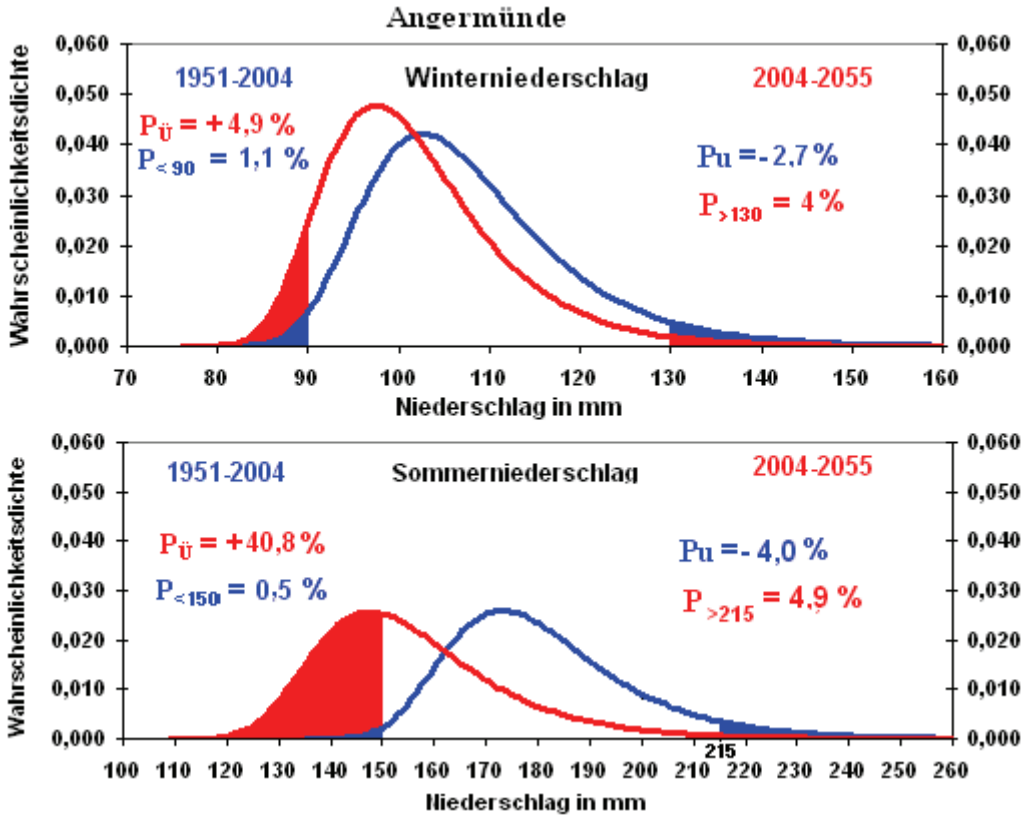


Abb 9.11: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Angermünde 1951-2003 und 2004-2055

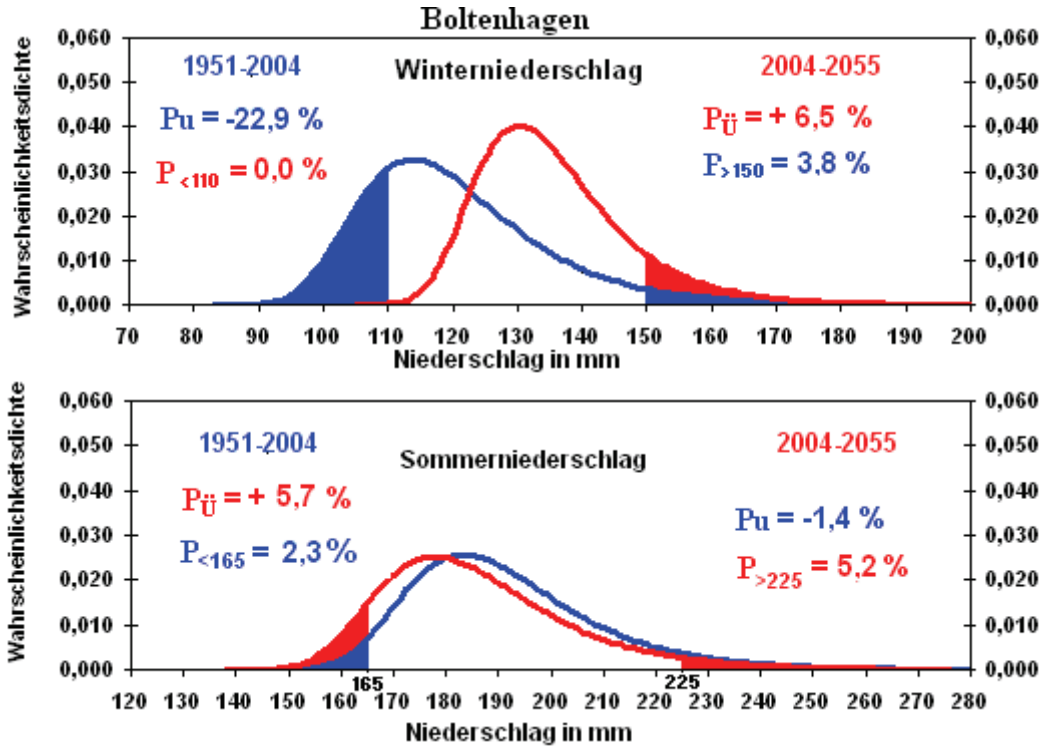


Abb 9.12: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Boltenhagen 1951-2003 und 2004-2055

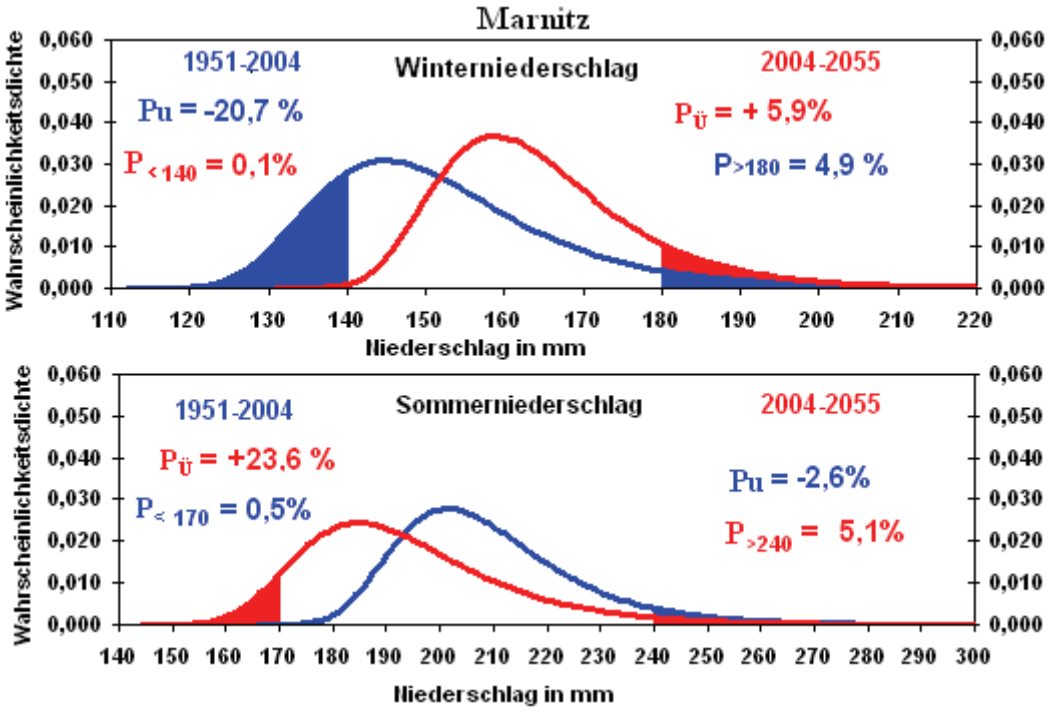


Abb 9.13: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Marnitz 1951-2003 und 2004-2055

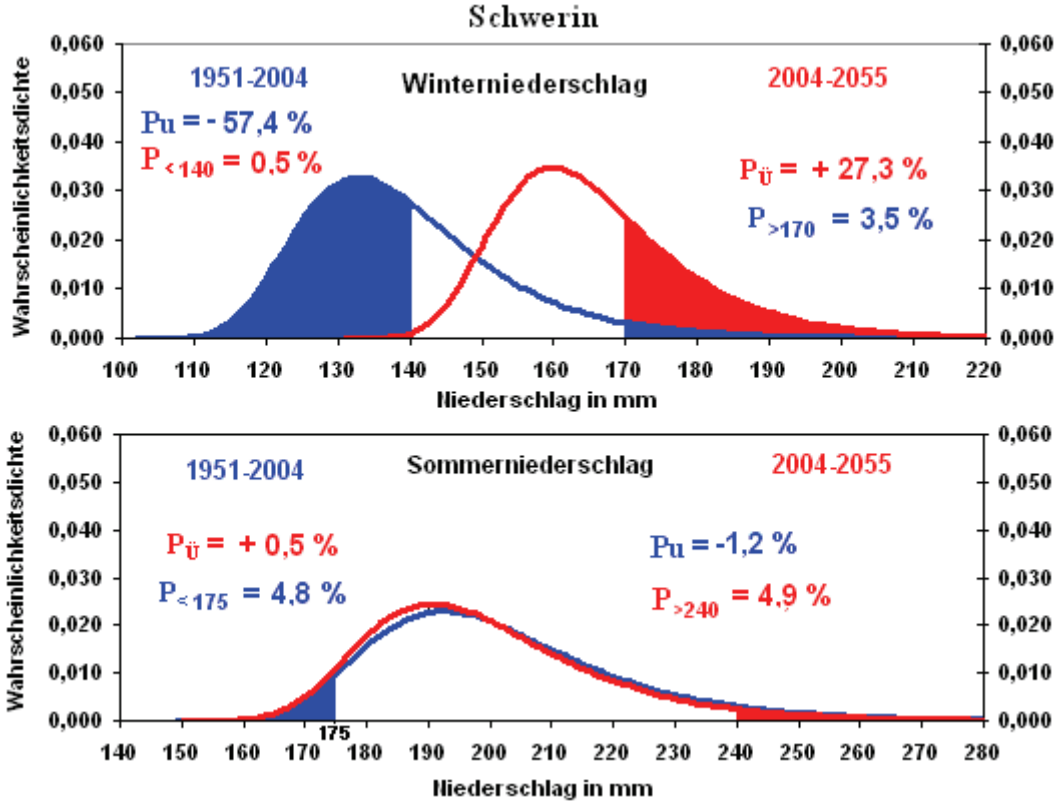


Abb 9.14: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Schwerin 1951-2003 und 2004-2055

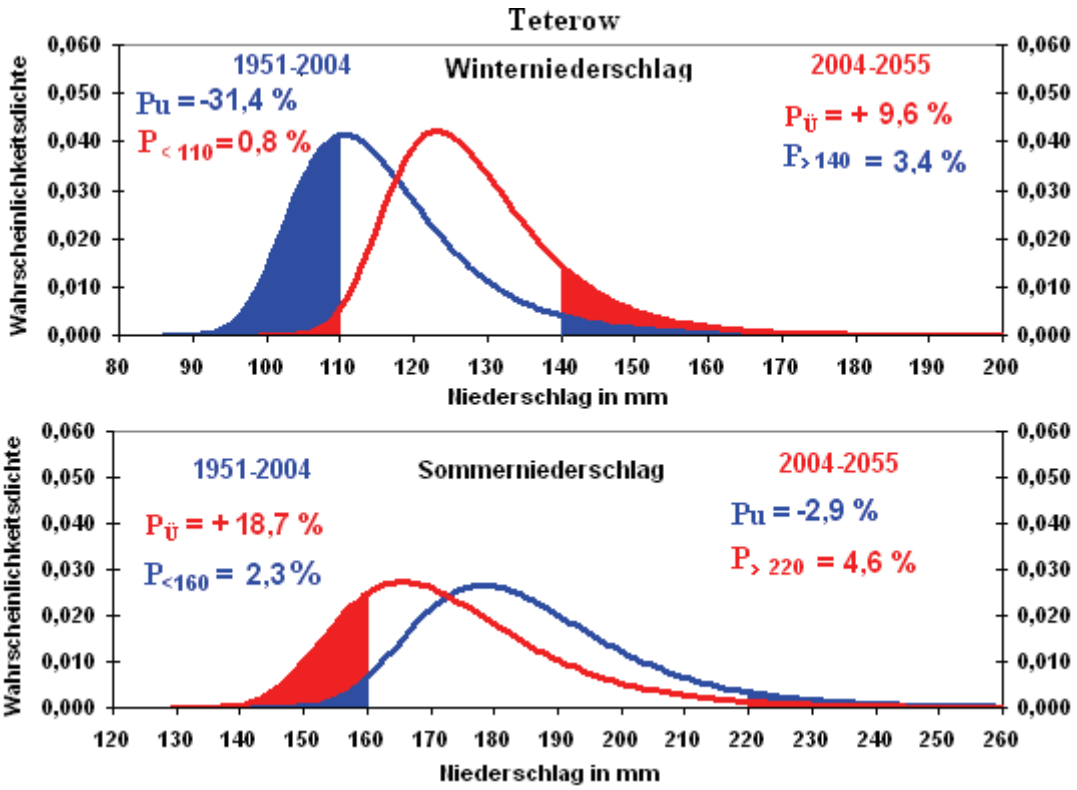


Abb 9.15: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Teterow 1951-2003 und 2004-2055

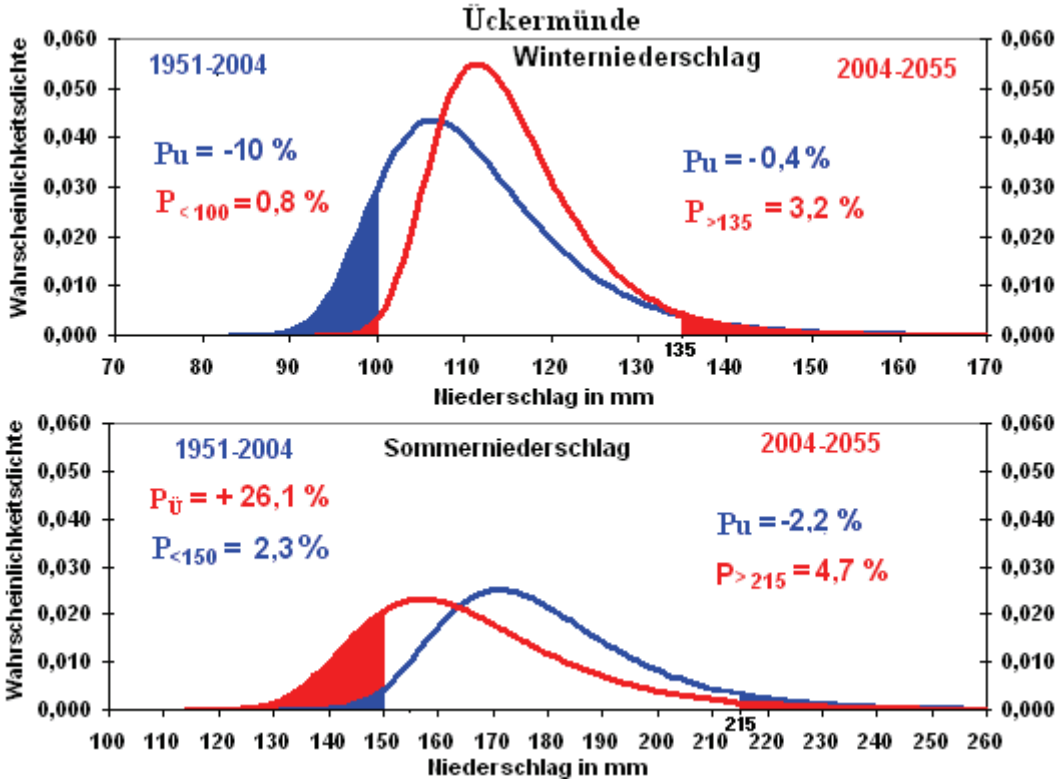


Abb 9.16: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Ückermünde 1951-2003 und 2004-2055

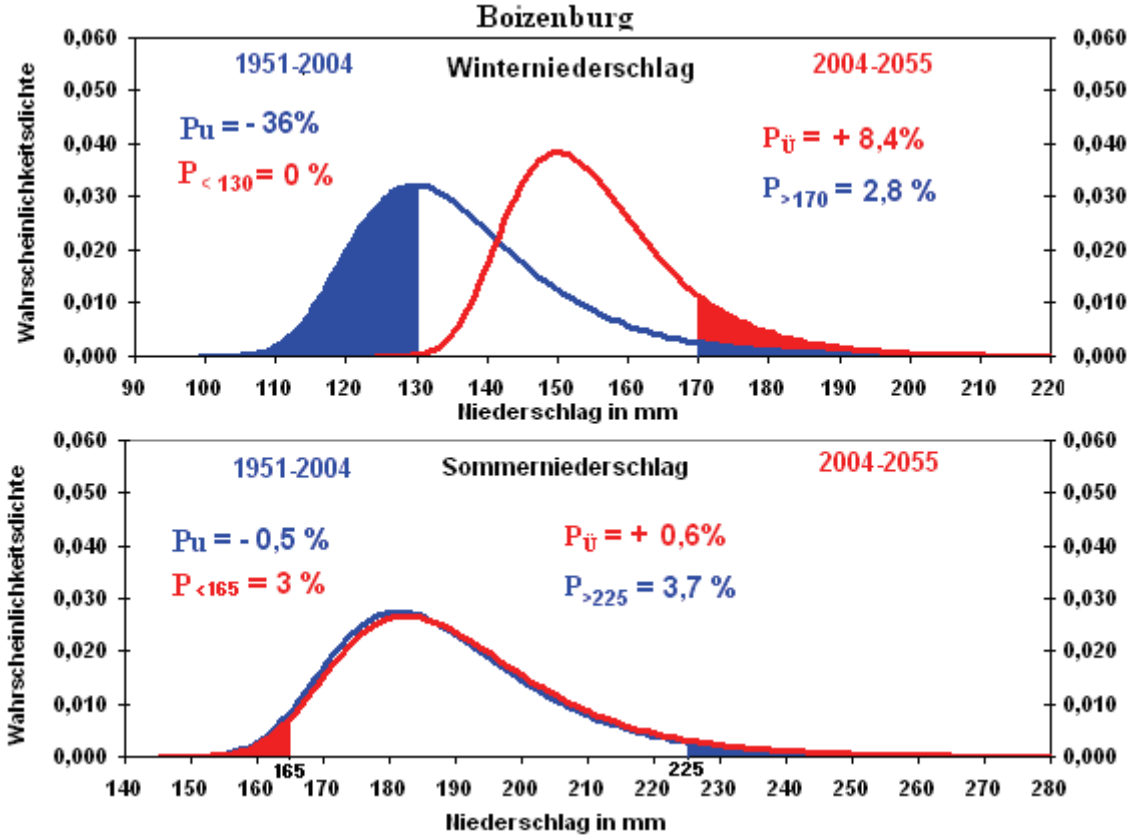


Abb 9.17: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Boizenburg 1951-2003 und 2004-2055

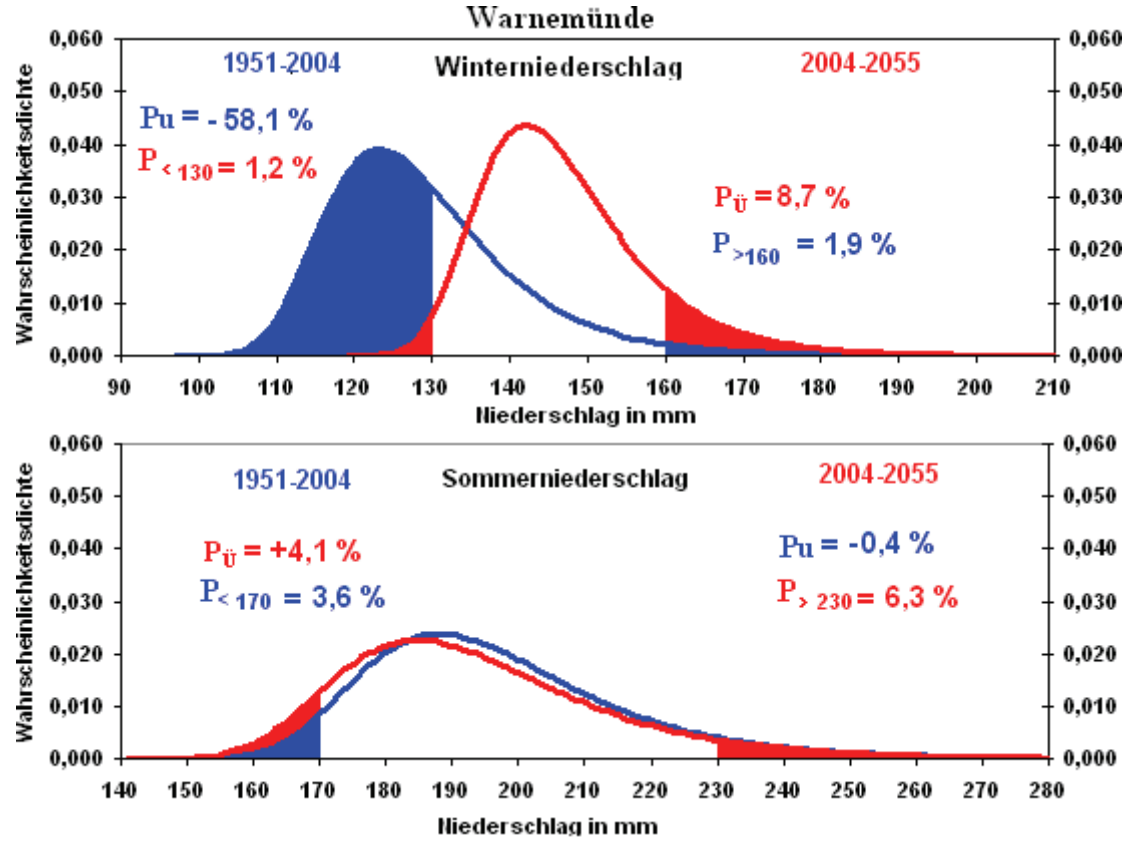


Abb 9.18: Wahrscheinlichkeitsdichte des Niederschlags an der Klimastation Warnemünde 1951-2003 und 2004-2055

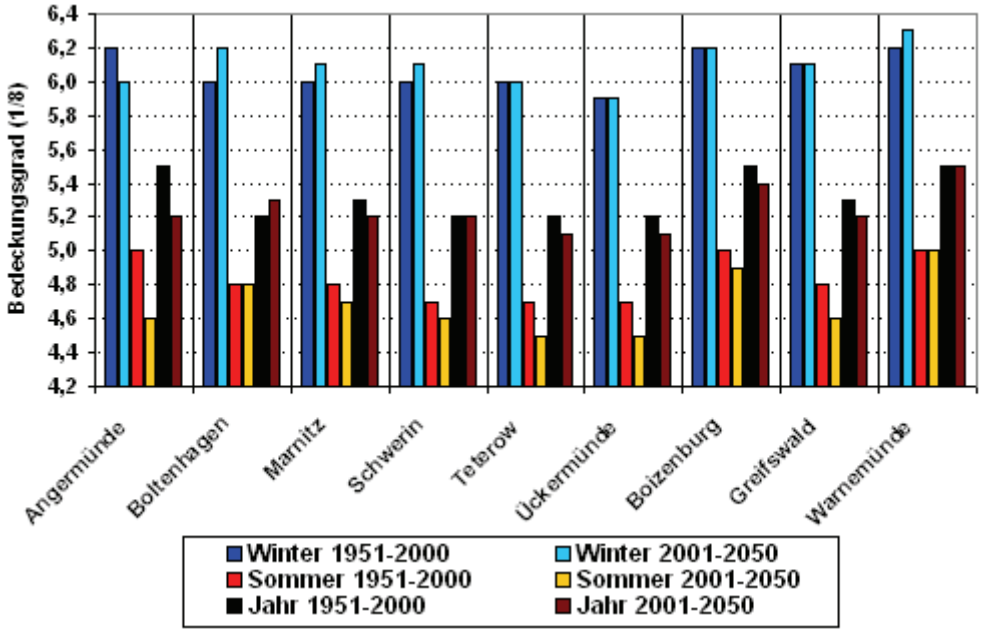


Abb 9.19: Änderung des Bedeckungsgrades im Winter, Sommer und Jahr 2001-2050 im Vergleich zu 1951-2000

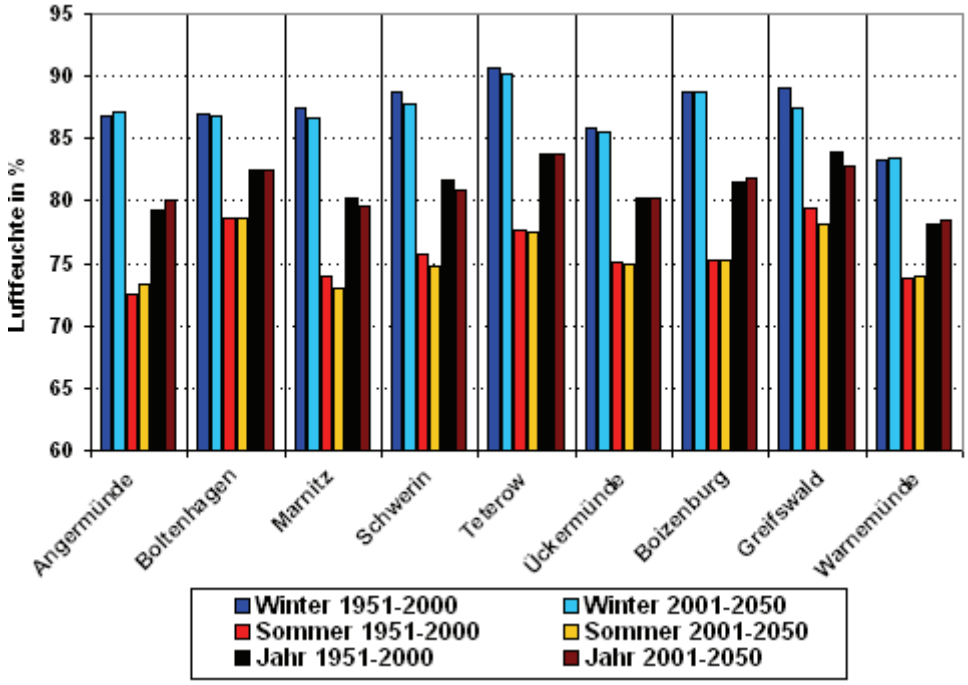


Abb 9.20: Änderung der Luftfeuchtigkeit im Winter, Sommer und Jahr 2001-2050 im Vergleich zu 1951-2000

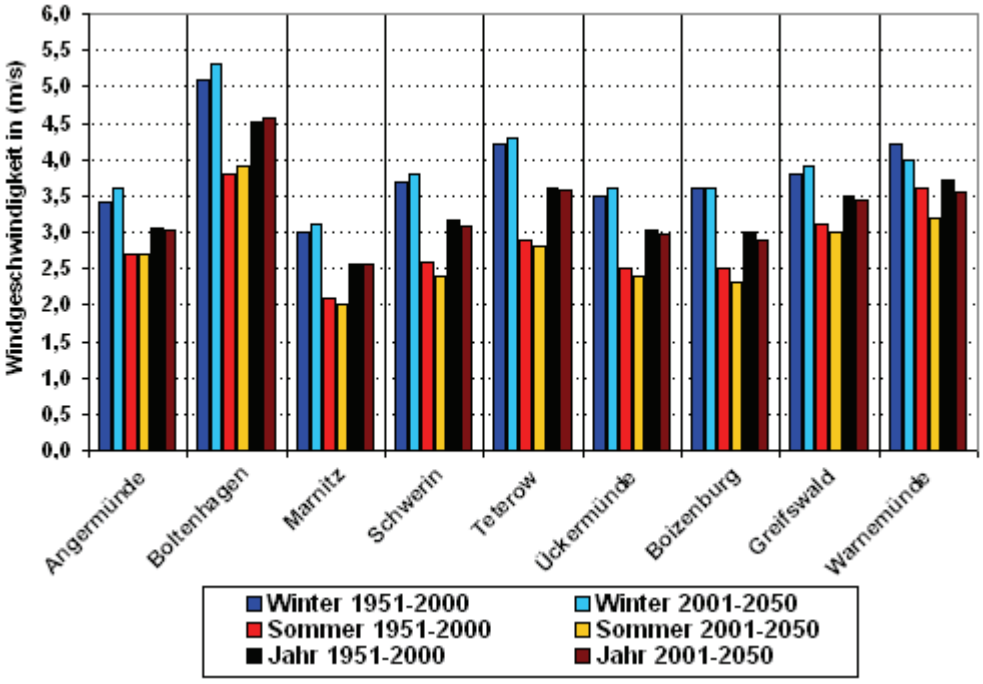


Abb 9.21: Änderung der Windgeschwindigkeit im Winter, Sommer und Jahr 2001- 2050 im Vergleich zu 1951-2000

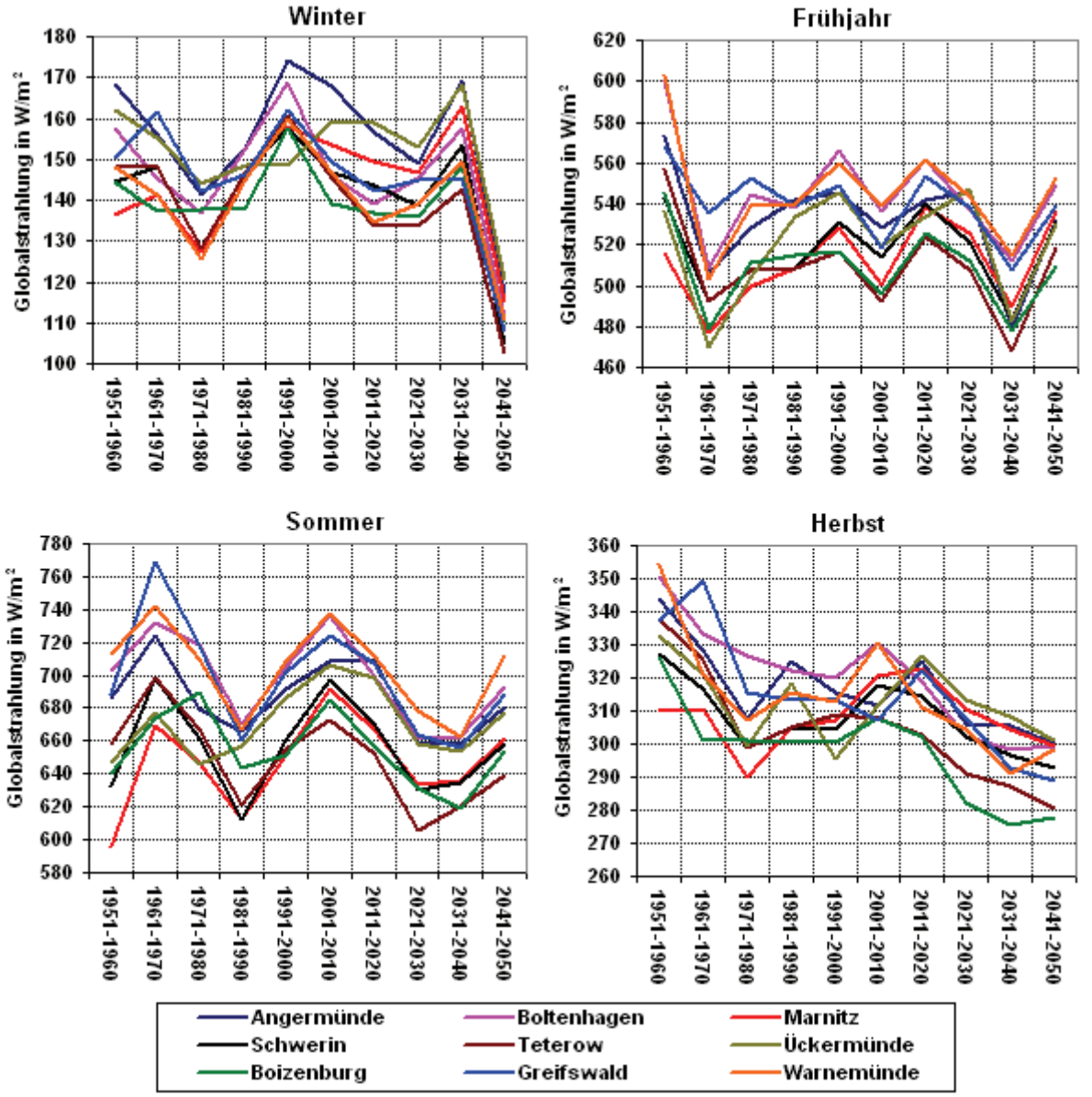


Abb 9.22: Zeitlicher Verlauf der beobachteten und simulierten Globalstrahlung an den untersuchten Klimastationen als Dekadenmittelwerte

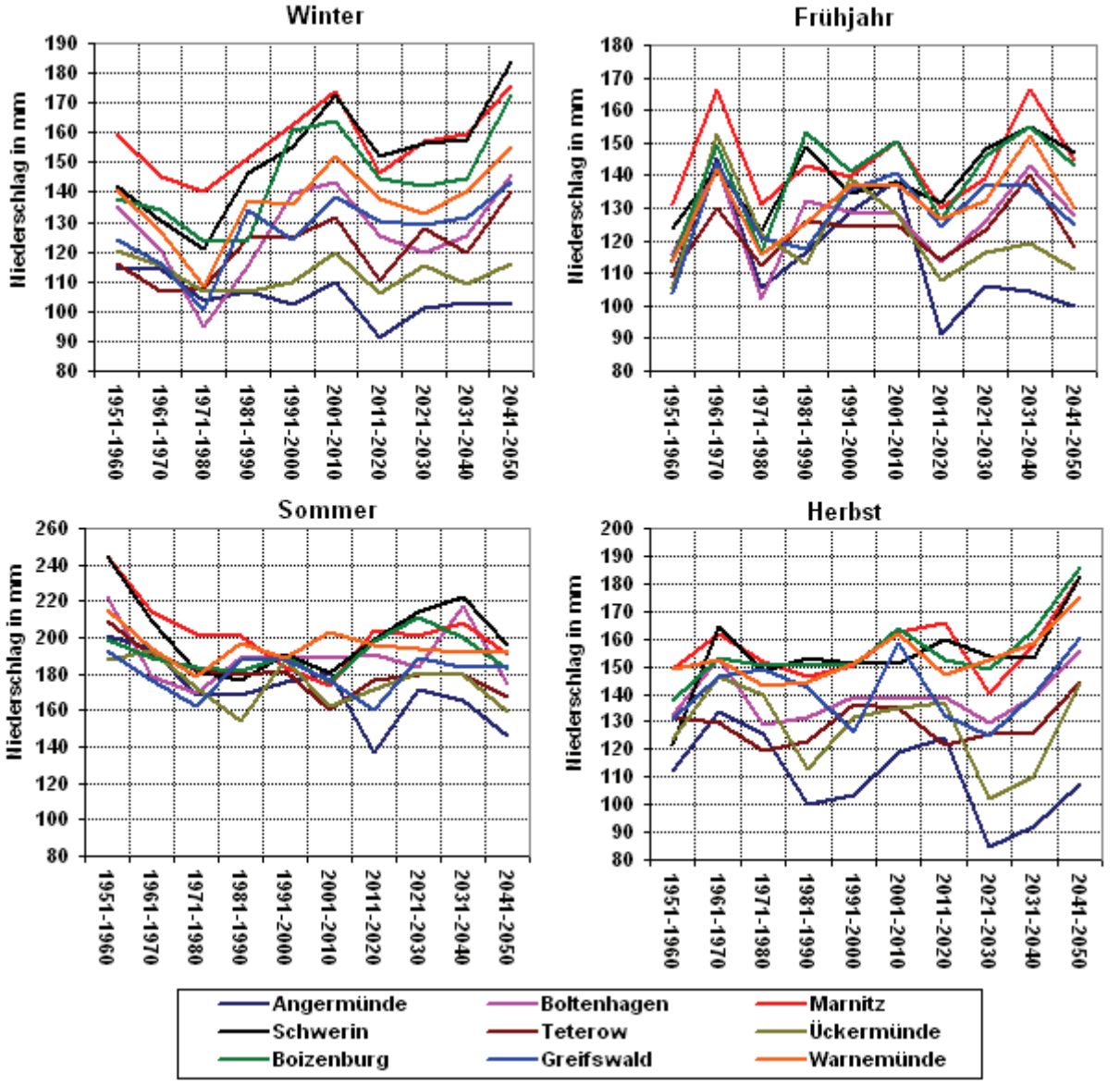


Abb 9.23: Zeitlicher Verlauf der beobachteten und simulierten Niederschlag an den untersuchten Klimastationen als Dekadenmittelwerte

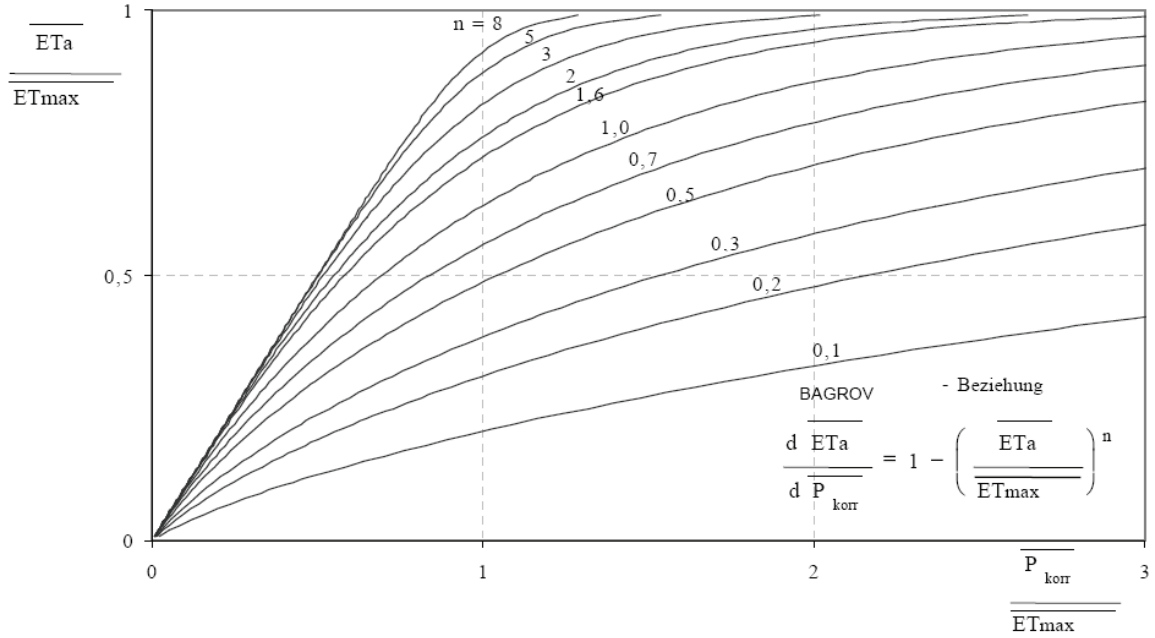


Abb 9.24: Diagramm zur Anwendung des Bagrov- Verfahren *(nach DWVK, 1996)*

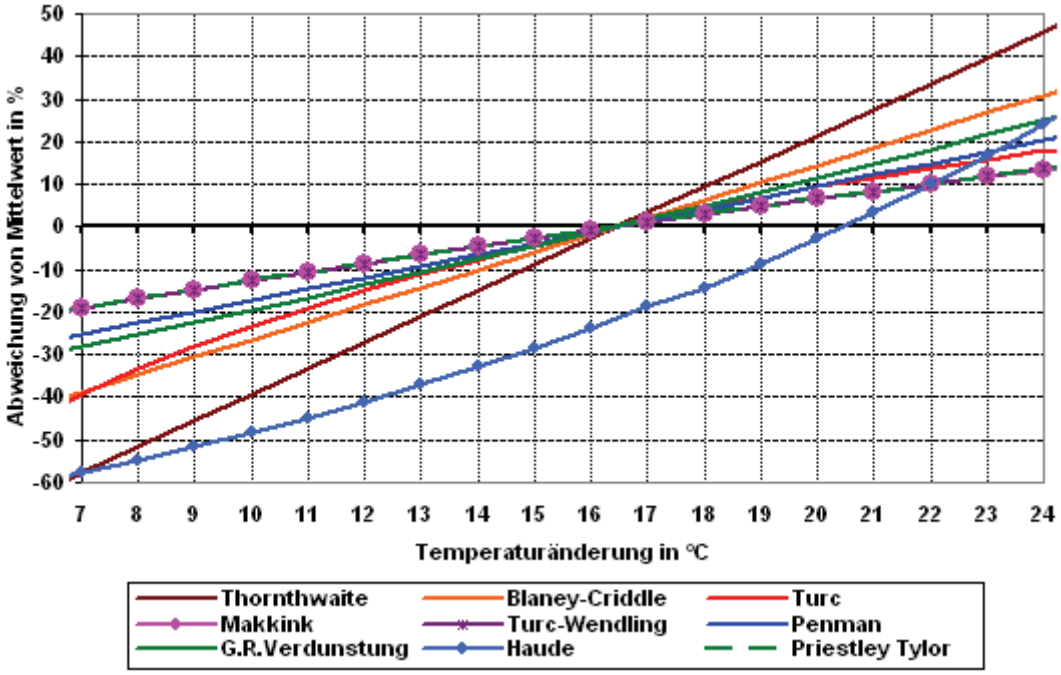


Abb 9.25: Änderung der Verdunstungsmenge in % bei Änderung der Temperatur im Sommer mit verschiedenen Berechnungs-verfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

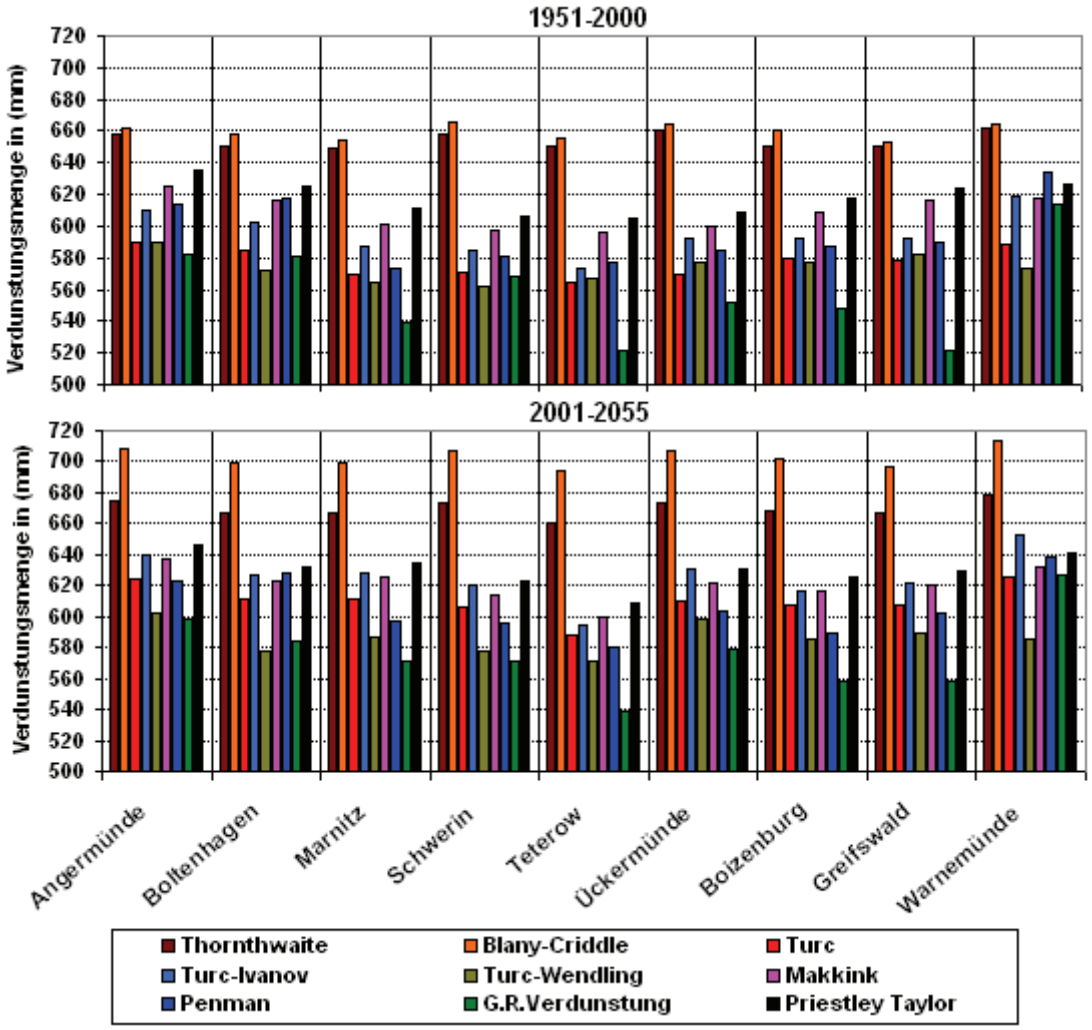


Abb 9.26: Beobachtete und simulierte jährliche Verdunstungsmenge an den Klimastationen in Mecklenburg–Vorpommern

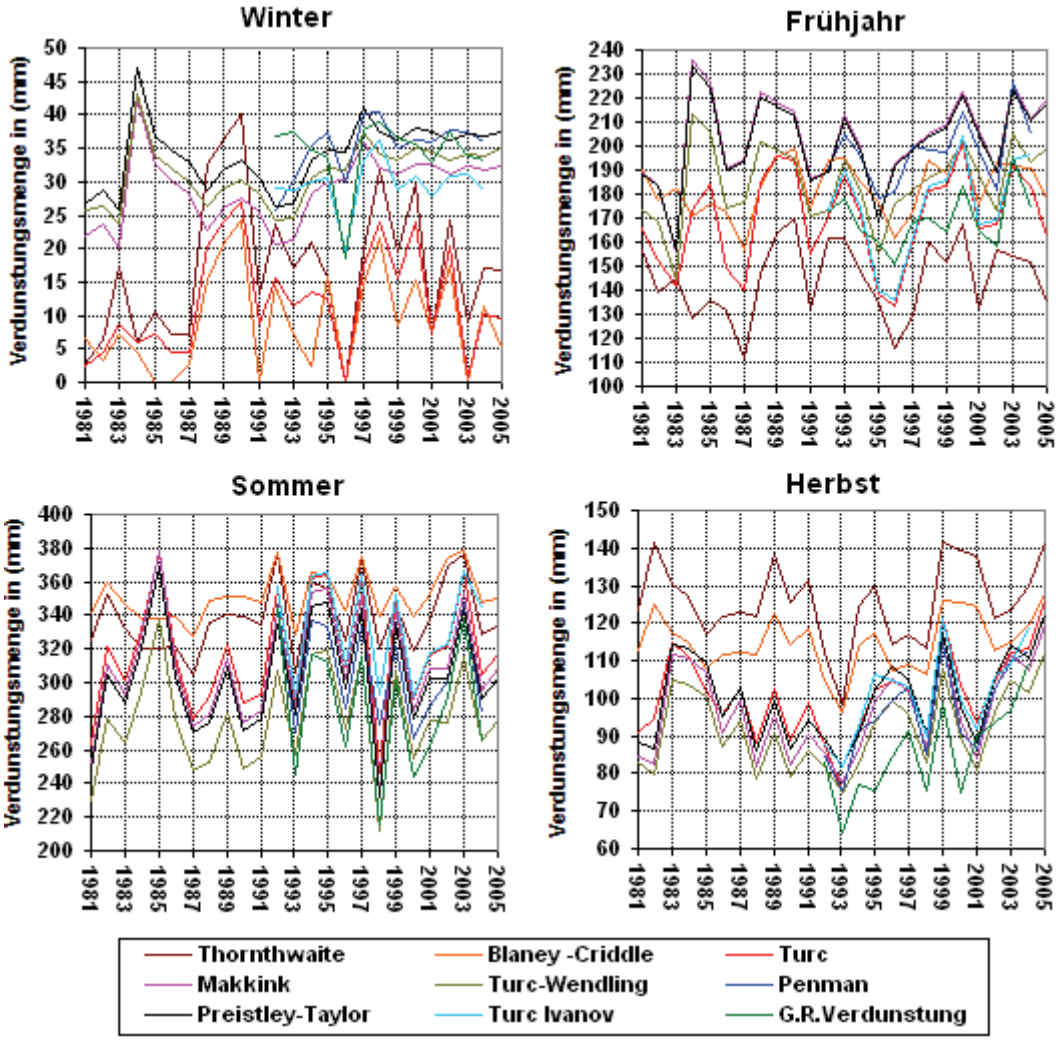


Abb 9.27: Beobachteter Verlauf der Verdunstung von 1981 bis 2005 verschiedener Berechnungsverfahren an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz

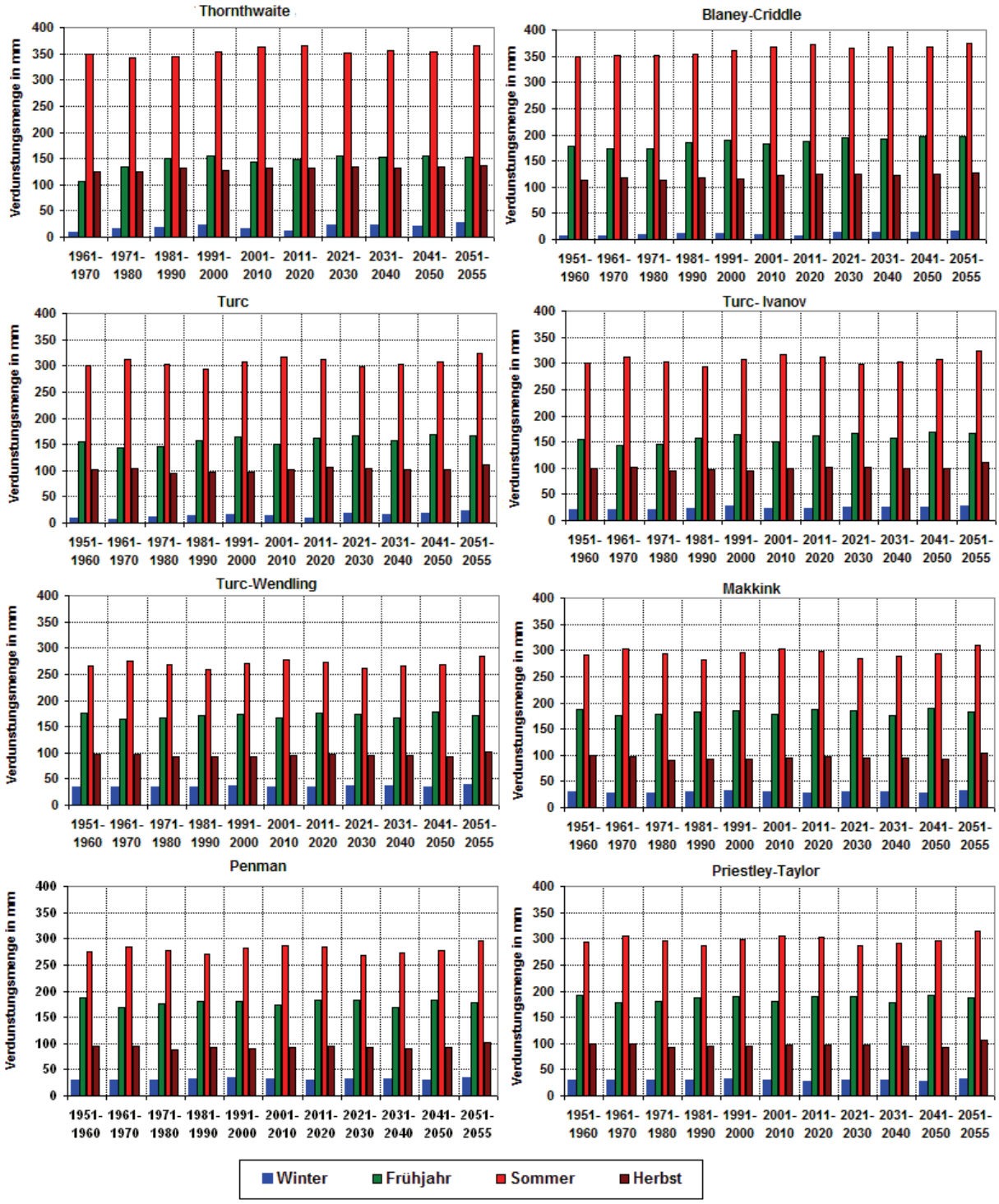


Abb 9.28: Beobachteter und simulierter Verlauf der Verdunstung an der Klimastation Teterow als Dekaden Werte

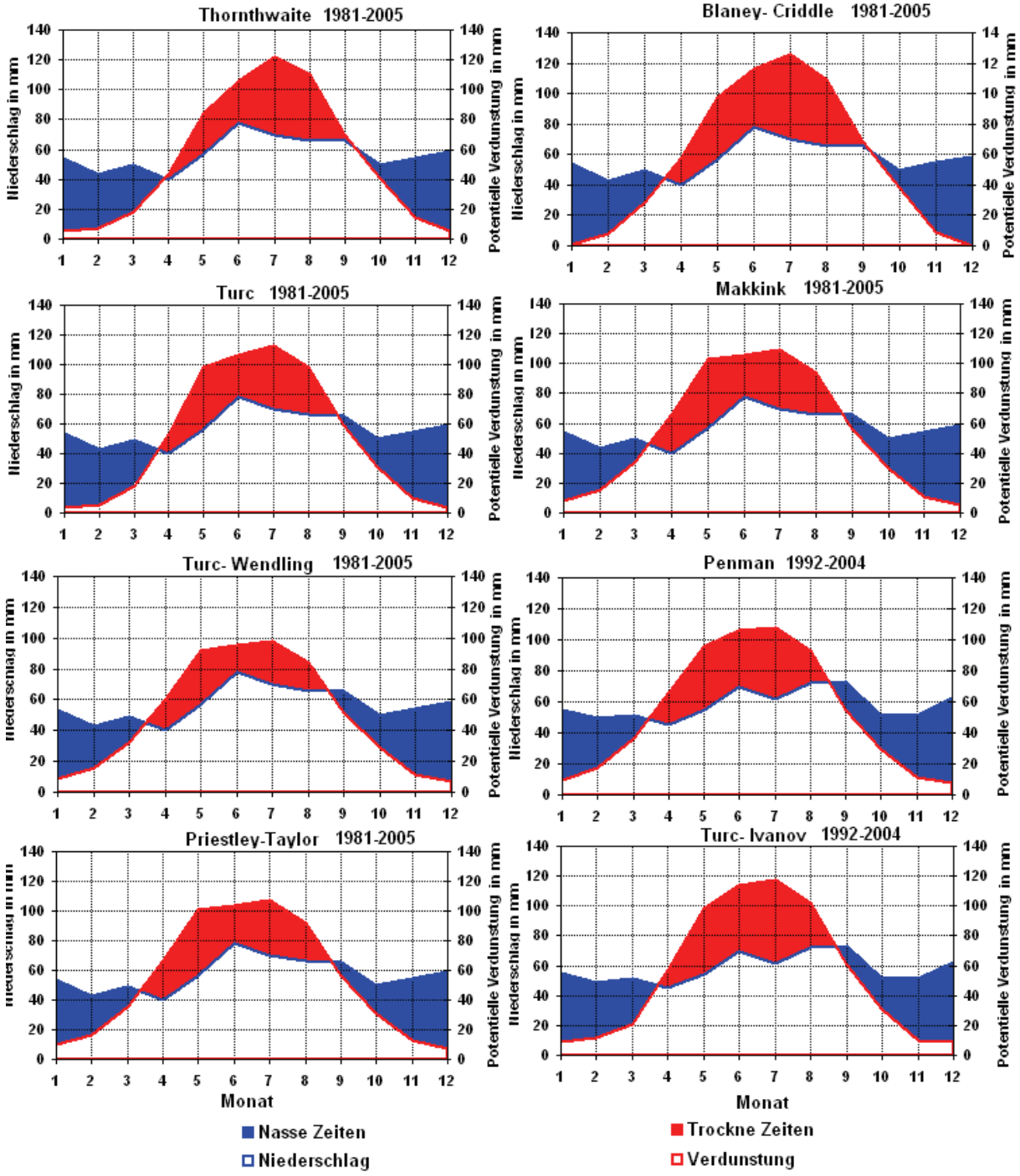


Abb 9.29: Beobachtete klimatische Wasserbilanz der Lysimeterstation Groß Lüsewitz nach verschiedenen Berechnungsverfahren an der Klimastation Groß Lüsewitz

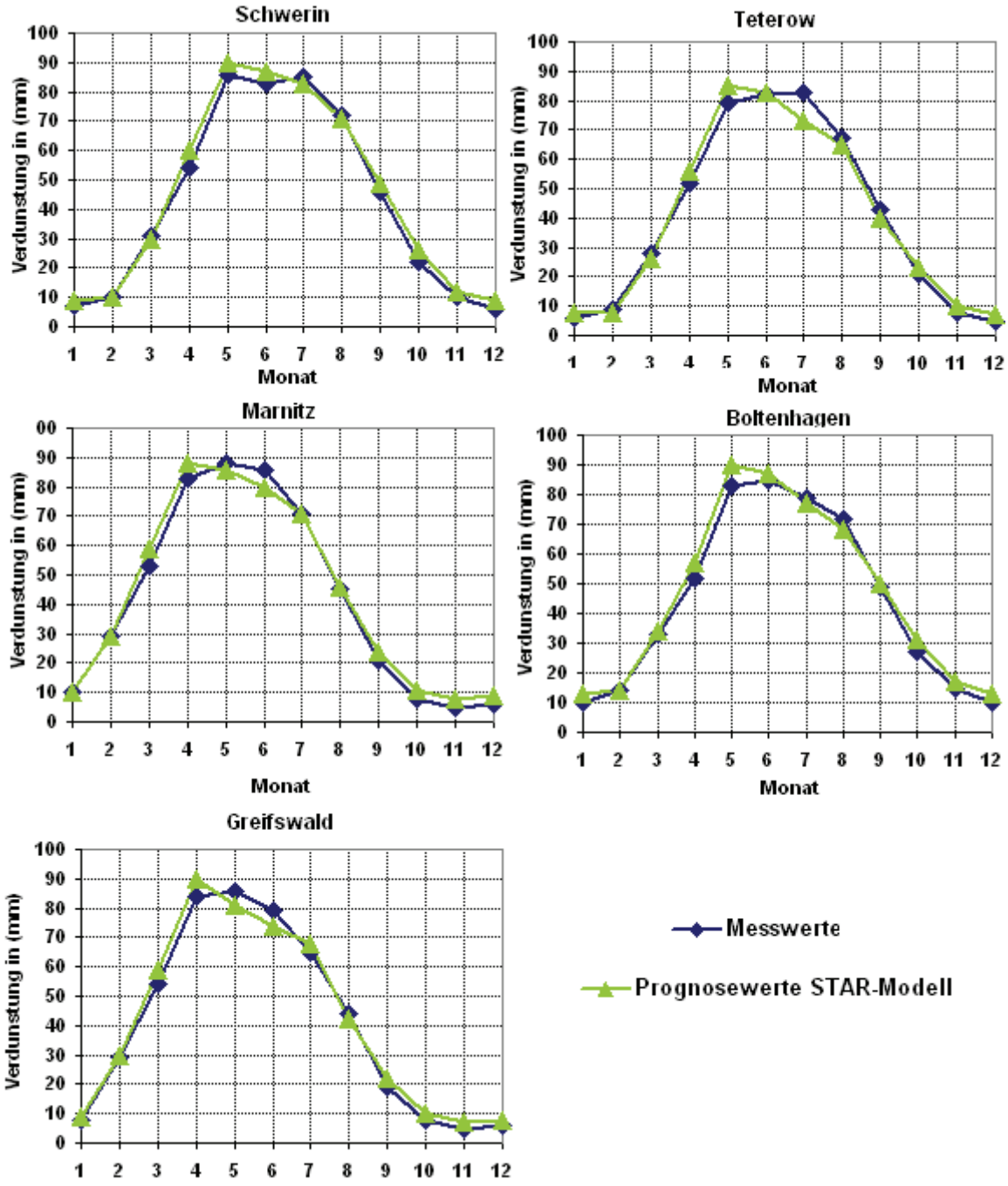


Abb 9.30: Mittlere Monatswerte der Verdunstung für die übrigen Klimastationen – simuliert mit MINERVA

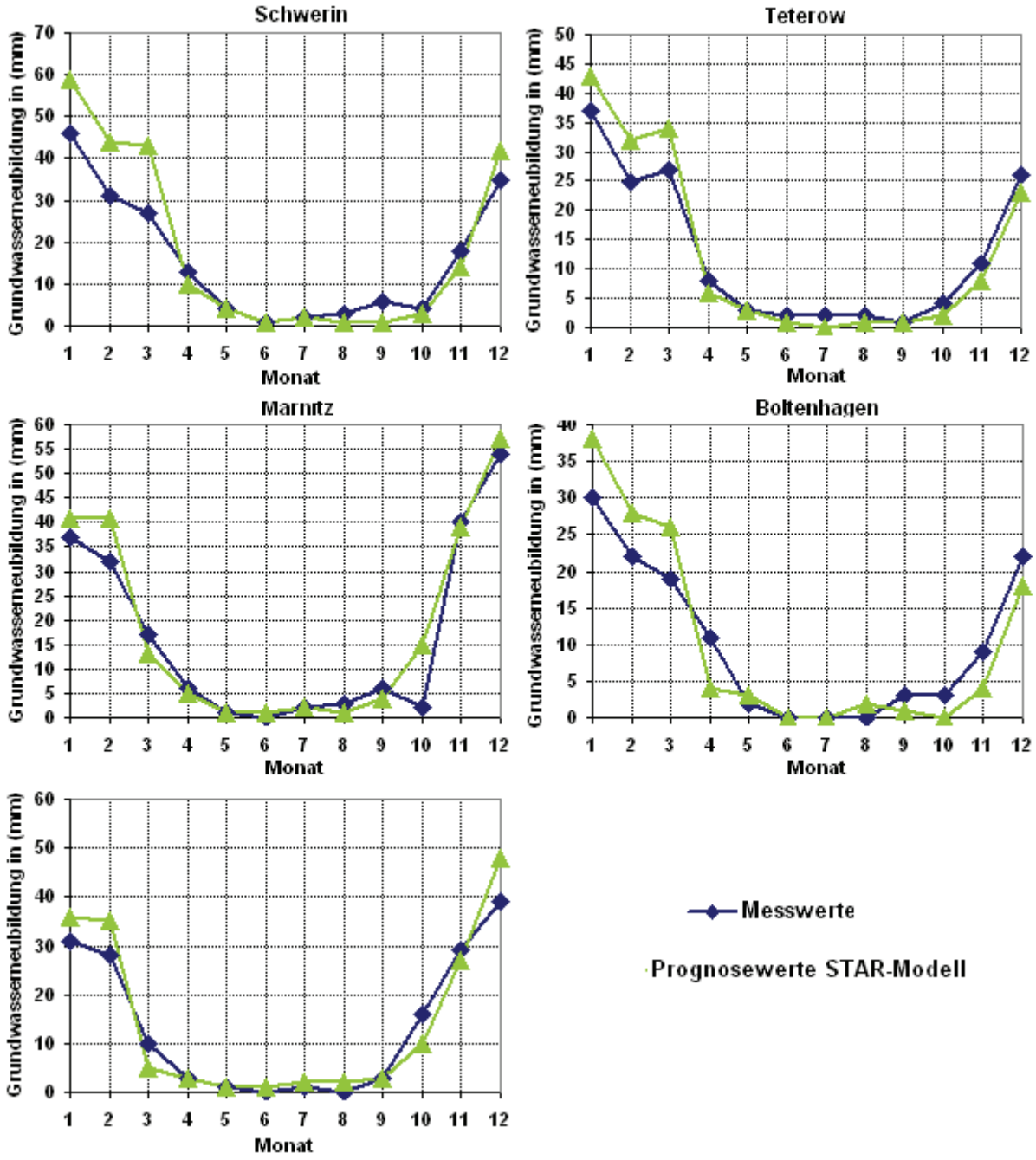


Abb 9.31: Mittlere Monatswerte der Grundwasserneubildung für die übrigen Klimastationen - simuliert mit MINERVA

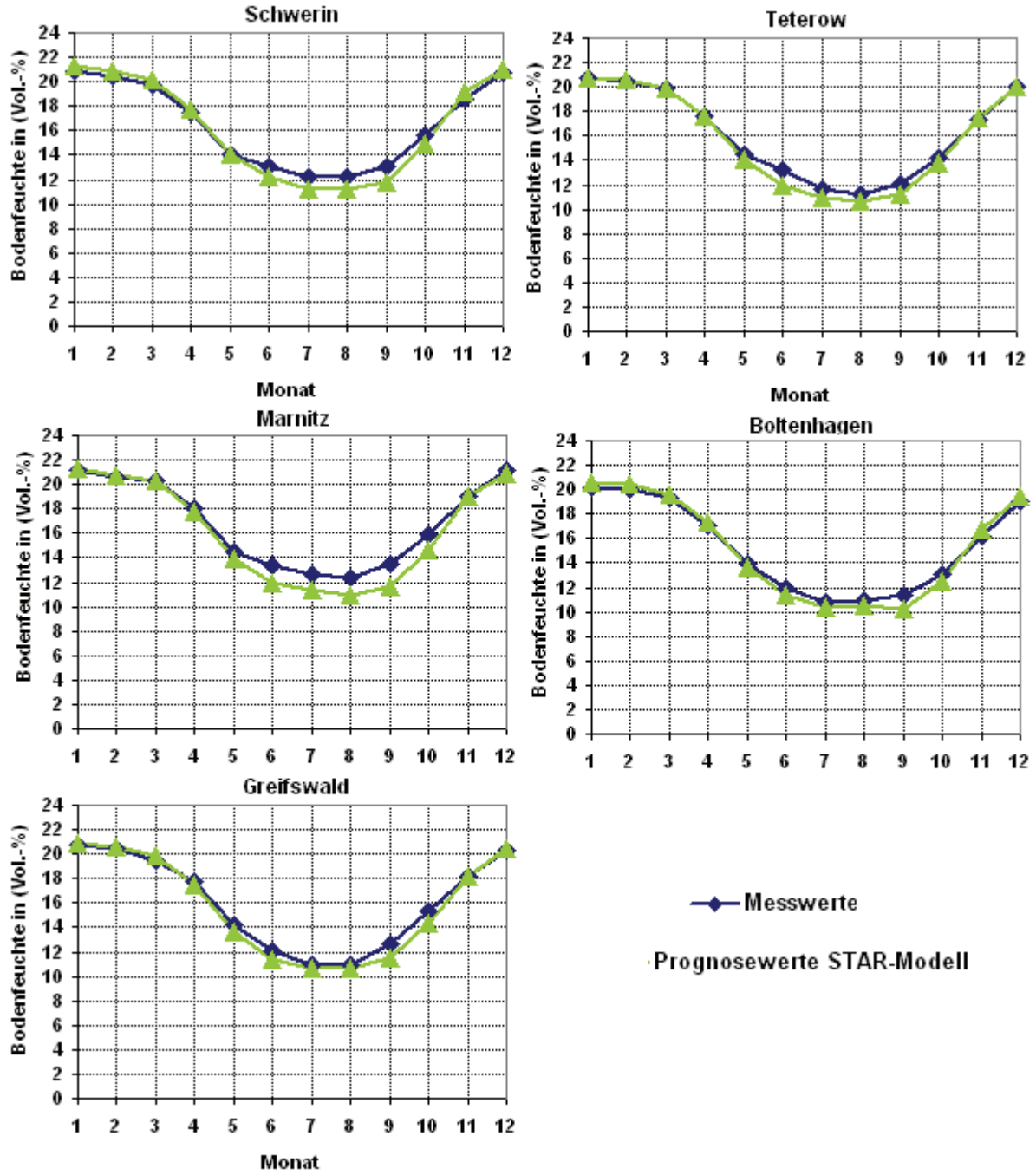


Abb 9.32: Mittlere Monatswerte der Bodenfeuchte für die übrigen Klimastationen – simuliert mit MINERVA

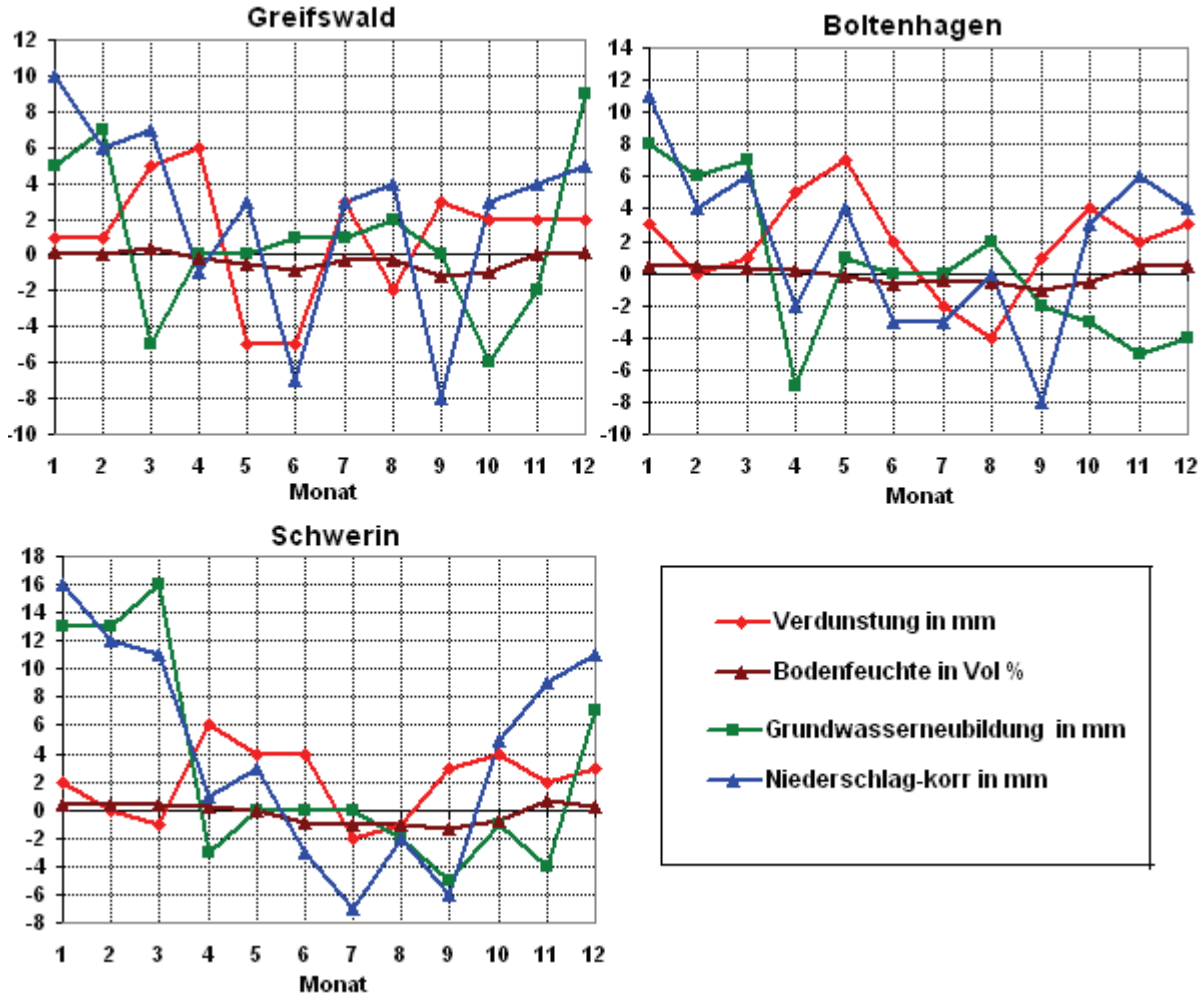


Abb 9.33: Änderung der Wasserhaushaltsgrößen 2004-2055 zu 1951-2003 an den Klimastationen Greifswald, Boltenhagen und Schwerin - simuliert mit MINERVA

9.2 Tabellen

Tab. 9.1: Klimaperioden in geschichtlicher Zeit *(nach Roedel, 2000)*

Klimaperiode	Zeitliche Veränderungen
Bis ca. 2500 v. Chr.	Warmzeit; ca. 1.5° bis 2° wärmer als heute, niederschlagsreich, Meeresspiegel durch Abschmelzen von Festlandeis 1 bis 2 Meter höher als heute
2200 bis 2000 v. Chr.	ausgeprägt kalte Epoche
1850 bis 1200 v. Chr.	sehr warme Klimaepoche
1200 bis. 450 v. Chr.	sehr kalte, niederschlagsreiche Zeit mit Temperaturen um 1° bis 2° unter den heutigen
200 bis 350 n. Chr.	sehr warme, meist niederschlagreiche, erst gegen Ende trockener werdende Periode; etwa 1° wärmer als heute
400 bis 700 n. Chr.	kalte, regnerische Epoche mit zahlreichen Gletschervorstößen
900 bis 1250 n. Chr.	"mittelalterische Warmzeit", ca. 1° bis 1,5° wärmer als heute, Meeresspiegel ca. 80 cm höher als heute
Ab 1250 n. Chr.	abrupter "Klimawandel" mit Abkühlung, heftigen Stürmen und starken Regenfällen
1300 bis 1850 n. Chr.	kühle, meist niederschlagreiche Zeit mit heftigen Stürmen und starken Schwankungen der Witterung; zwischen 1550 und 1700 vermutlich kälteste Epoche der jüngeren Erdgeschichte; Dryas mit um 1,5° bis 2° tieferen Temperaturen und bis zu 2m niedrigerem Meeresspiegel als heute
Ab 1850 n. Chr.	Relativ warme, klimagünstige Zeit

Tab. 9.2: Geographische Breite der ausgewählten Klimastationen

Station	Geographische Breite		Höhe
Angermünde*	14.00° E	53.03° N	55 m NN
Boltenhagen	11.20° E	54.00° N	15 m NN
Marnitz	11.93° E	53.32° N	85 m NN
Schwerin	11.38° E	53.65° N	59 m NN
Teterow	12.61° E	53.76° N	46 m NN
Ückermünde	14.07° E	53.75° N	01 m NN
Boizenburg	10.69° E	53.40° N	45 m NN
Greifswald	13.40° E	54.10° N	02 m NN
Rostock-Warnemünde	12.09° E	54.19° N	04 m NN

* Klimastation Angermünde liegt außerhalb von M-V

Tab. 9.3: Jährliche Klimatische Wasserbilanz, aufgeteilt in hydrologischen Winter und Sommer, in der Beobachtungsperiode 1951-2000 an allen untersuchten Klimastationen in M-V in mm

Station / Verfahren	ANG	BOL	MAR	SCH	TET	ÜCK	BOI	GRE	WAR
Thornthwaite	-116	-67	20	-23	-84	-96	-31	-70	-45
Blany-Criddle	-136	-87	0	-43	-103	-116	-53	-88	-65
Turc	-65	-13	85	51	-12	-21	28	-14	11
Turc- Ivanov	-85	-31	68	37	-21	-44	15	-27	-20
Turc-Wendling	-65	-1	90	60	-13	-29	31	-18	26
Makkink	-100	-45	53	25	-43	-51	0	-52	-19
Penman	-88	-46	81	41	-24	-36	20	-25	-35
G.R.Verdunstung	-57	-10	115	54	31	-3	60	43	-14
Priestley -Taylor	-109	-54	44	16	-52	-61	-9	-59	-28

Tab. 9.4: Mittlere jährliche Änderung der Klimatische Wasserbilanz 2001-2055 zu 1951-2000 in mm an allen untersuchten Klimastationen in M-V in mm

Station / Verfahren	ANG	BOL	MAR	SCH	TET	ÜCK	BOI	GRE	WAR
Thornthwaite	-87	-6	-21	20	-22	-54	14	-9	3
Blany-Criddle	-100	-18	-33	7	-37	-67	3	-22	-12
Turc	-88	-4	-31	14	-21	-64	16	-6	1
Turc-Ivanov	-83	-2	-29	14	-18	-63	20	-7	4
Turc-Wendling	-65	17	-10	34	-2	-45	35	16	25
Makkink	-66	16	-13	32	-2	-47	35	18	24
Penman	-62	13	-13	33	-1	-43	42	10	33
G.R.Verdunstung	-70	20	-21	46	-15	-51	32	-14	24
Priestley Taylor	-66	17	-13	32	-1	-46	35	17	25

Tab. 9.5: Verdeutlichung die Ergebnisse an den einzelnen Klimastationen

ANGERMÜNDE						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	2,4	14,3	8,3	3,5	15,4	9,5
Sonnenscheindauer (h)	514	1199	1713	489	1187	1676
Niederschlag. korr (mm)	261	342	603	240	295	535
Verdunstung (mm)	116	378	494	123	342	465
Bodenfeuchte (%)	18,7	11,9	15,3	17,8	10,6	14,2
G.W.Neubildung (mm)	98	9	107	65	2	67
BOLTENHAGEN						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	3,2	13,9	8,6	4,1	14,9	9,5
Sonnenscheindauer (h)	513	1230	1743	490	1194	1684
Niederschlag. korr (mm)	289	370	659	318	363	681
Verdunstung (mm)	134	395	529	148	403	551
Bodenfeuchte (%)	18,6	12	15,3	19,0	11,4	15,2
G.W.Neubildung (mm)	113	8	121	118	6	124
MARNITZ						
Größe	1951-2001			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	2,6	14	8,3	3,6	15,1	9,4
Sonnenscheindauer (h)	472	1120	1592	486	1155	1641
Niederschlag. korr (mm)	336	394	730	365	375	740
Verdunstung (mm)	186	320	506	202	317	519
Bodenfeuchte (%)	20,1	13,7	16,9	20	12,4	16,2
G.W.Neubildung (mm)	186	35	221	196	23	219
SCHWERIN						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	2,9	14,8	8,5	3,8	15,1	9,5
Sonnenscheindauer (h)	482	1148	1630	473	1150	1623
Niederschlag. korr (mm)	312	401	713	372	391	763
Verdunstung (mm)	118	394	512	130	406	536
Bodenfeuchte (%)	19,7	13,4	16,5	20	12,6	16,3
G.W.Neubildung (mm)	170	20	190	212	12	224
TETEROW						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	2,5	13,9	8,2	3,4	14,9	9,1
Sonnenscheindauer (h)	481	1152	1633	451	1122	1573
Niederschlag. korr (mm)	273	359	632	298	339	637
Verdunstung (mm)	108	375	483	115	369	484
Bodenfeuchte (%)	19,3	12,8	16,1	19,4	12,1	15,8
G.W.Neubildung (mm)	134	14	148	146	8	154

ÜCKERMÜNDE						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	2,5	14,2	8,3	3,5	15,3	9,4
Sonnenscheindauer (h)	495	1154	1649	495	1173	1668
Niederschlag. korr (mm)	271	354	625	275	327	602
Verdunstung (mm)	193	312	505	194	285	479
Bodenfeuchte (%)	18,9	12,4	15,7	18,8	10,9	14,8
G.W.Neubildung (mm)	106	15	121	113	9	121
BOIZENBURG						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	3	14,1	8,5	3,9	15,1	9,5
Sonnenscheindauer (h)	478	1147	1625	462	1119	1581
Niederschlag. korr (mm)	316	374	690	358	383	741
Verdunstung (mm)	194	309	503	207	316	523
Bodenfeuchte (%)	19,6	13,0	16,3	14,9	12,5	16,2
G.W.Neubildung (mm)	155	28	183	187	26	213
GREIFSWALD						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	2,6	13,9	8,2	3,6	14,9	9,3
Sonnenscheindauer (h)	506	1228	1734	476	1194	1670
Niederschlag. korr (mm)	287	361	648	318	359	677
Verdunstung (mm)	186	302	488	203	298	501
Bodenfeuchte (%)	19,5	12,7	16,1	19,6	12	15,8
G.W.Neubildung (mm)	139	20	159	155	18	173
WARNEMÜNDE						
Größe	1951-2003			2004-2055		
	W.H.J	S.H.J	Jahr	W.H.J	S.H.J	Jahr
Temperatur (°C)	3,1	14,2	8,6	4,2	15,3	9,8
Sonnenscheindauer (h)	496	1231	1727	482	1211	1693
Niederschlag. korr (mm)	308	383	691	343	386	729
Verdunstung (mm)	140	411	551	153	415	568
Bodenfeuchte (%)	18,9	12,1	15,5	19,4	11,9	15,7
G.W. Neubildung (mm)	128	9	137	150	8	158

Tab. 9.6: Makrostadien zur Beschreibung der phänologischen Entwicklung mono- und dikotyler Pflanzen (Hack et al., 1992; zitiert nach Meier, 2001)

Stadium	Beschreibung
0	Keimung / Austrieb
1	Blattentwicklung (Hauptspross)
2	Bildung von Seitensprossen / Bestockung
3	Längen- bzw. Rosettenwachstum des Hauptsprosses/ Triebentwicklung / Schossen (Haupttrieb)
4	Entwicklung vegetativer Pflanzenteile (Erntegut) bzw. vegetativer Vermehrungsorgane / Ähren- bzw. Rispenschwellen
5	Erscheinen der Blütenanlage (Hauptspross) /Ähren- bzw. Rispenschieben
6	Blüte (Hauptspross)
7	Fruchtentwicklung
8	Frucht- und Samenreife
9	Absterben bzw. Eintreten der Vegetationsruhe

Lebenslauf

Zur Person

Name:	Qara-Fallah
Vornahme	Riad
Staatgehörigkeit:	Syrisch
Geburtsdatum/-ort	12.9.1974 Lattakia - Syrien
Familienstand	seit 8.8.2004 mit (Suher Schiha) Verheiratet
Kinder	(2) Ein Mädchen(Ritag, 2,5 Jahre) und ein Junge (Kasuara,10 Monate)

Schulbildung

1980 - 1986	besuchte ich die Grundschule in Lattakia
1986 - 1989	besuchte ich die Mittelschule in Lattakia
1989 - 1993	besuchte ich die das Gymnasium in Lattakia, wo ich das Reifezeugnis der allgemein bildenden Sekundarschule erwarb.
1995	erwarb ich das Zeugnis des Mittleren Technischen Instituts, und in demselben Jahr legte ich zum zweiten Mal die Reifprüfung mit Erfolg ab, um ein Hochschulstudium aufzunehmen.
1995	begann ich das Studium der Geographie an der Tischrin Universität und schloss es im Jahr 1999 als Primus inter pares mit „sehr gut “ ab.
2000	erwarb ich an der Universität Damaskus das Diplom der Postgraduiertenstudien im Gebiet der Anthropogeographie mit „sehr gut “ und dem Notendurchschnitt von 80,25 %.

Berufstätigkeit

2001	wurde ich zum wissenschaftlichen Assistenten an der philosophischen Fakultät der Tischrin Universität in der Abteilung für Geographie ernannt.
September. 2002	hat mich meine Universität Lattakia nach Deutschland zur Promotion im Gebiet der Geographie des Klimas geschickt.
Von Oktober 2002 bis April 2003	Deutschkurs in Rostock

E-Mail: riad912@hotmail.com

Selbständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass ich die eingerichtete Dissertation selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Riad Qara-Fallah Rostock, den 25,1,2008

Thesen

- Für die Periode von 1990 bis 2100 ergeben Modellrechnungen einen Anstieg der mittleren globalen bodennahen Temperatur um 1,4 °C bis 5,8 °C *(IPCC, 2002)*. Klima und Wasserhaushalt hängen eng miteinander zusammen, wobei sich Änderungen im Klimasystem unmittelbar auf den hydrologischen Kreis auswirken. Die Auswirkungen globaler Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt sind dabei eine interessante Fragestellung.
- Die Größe Verdunstung, die hier im Mittelpunkt der Betrachtungen stehen soll, hat im Rahmen wasserwirtschaftlicher Studien zum Einfluss von Klimaänderungen vergleichsweise weniger Beachtung gefunden, obwohl sie eine der zentralen Steuergrößen des Bodenwasserhaushalts und seiner Zustandsgröße Bodenwasservorrat darstellt.
- Einzugsgebietmodelle benutzen für die Verdunstungsberechnung fixe empirische Parameter. Die entscheidende Frage ist daher, ob die Pflanzenparameter für die künftigen Klimabedingungen gültig sind und wie sich die Pflanzen mit dem Klima ändern werden. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass durch Klimaänderungen empirische Ansätze der Verdunstungsberechnung ihre Gültigkeit verlieren.
- Um diese Frage zu beantworten, wurde das **SVAT** Modell **MINERVA** *(Beblik et al, 1993)* angewendet, das mit einem Wachstumsmodell arbeitet (Kalibrierung an Lysimeterdaten der Station Groß Lüsewitz: 1997-2002, Verifikation 2003-2005). Die Pflanzenentwicklung wird bei der Berechnung der maximal möglichen Verdunstung berücksichtigt, in die der berechnete Blattflächenindex als Parameter eingeht.
- Die Ermittlung der regionalen Auswirkungen künftiger Klimaänderungen (2004-2055) auf den Wasserhaushalt soll hier mittels statistischem Downscaling (**STAR-Modell**) des Potsdam- Institut für Klimafolgenforschung (PIK) *(Gerstengarbe et al, 2003)* erfolgen. Basis für die Berechnung des Zukunftsszenarios sind die Berechnungsergebnisse des globalen Zirkulationsmodells ECHAM4/OPYC3 unter Annahme des Emissionsszenarios A1B. Zu den Grundlagen gehören auch dabei beobachtete Datenreihen von Klimastationen in Mecklenburg-Vorpommern (1951-2003).
- Die Ergebnisse der regionalen Klimaszenarien wurden als Eingangsdaten für die Simulation mit einem Wasserhaushaltsmodell **MINERVA** verwendet. Mit dem Modell **MINERVA** wurden die Pflanzenparameter anhand von hydrometeorologischen Daten sowohl für den Ist-Zustand (Tageswerte von 1951 bis 2003) als auch für ein Zukunftsszenario (Tageswerte von 2004-2055) an 9 Klimastationen in Mecklenburg-Vorpommern simuliert.
- Die Untersuchung hat gezeigt, dass die mittlere jährliche Temperatur an den erfassten Klimastationen für den Zeitraum 1951-2000 um 1,1 °C zugenommen hat. Der größte Beitrag kommt vom Winter mit 1,8 °C. Die Temperatur erhöht sich im Klimaszenario bis zum Jahr 2050 durchschnittlich um 0,6 °C. Der Winter wird viel wärmer, und zwar um rund 1,6 °C. Die Veränderung der Wahrscheinlichkeit P des Eintretens extrem hoher Werte (oberhalb von 10°C) beträgt 24,2% - 33,1%. Demgegenüber hat die Wahrscheinlichkeit P des Eintretens extrem niedriger Werte (unterhalb von 8°C) der Temperatur an den allen erfassten Klimastation um 28,4 % - 32,9 % abgenommen.

- Die Zahl der Frost- und Eistage nimmt in Greifswald im Zeitraum 2004-2055 gegenüber dem Vergleichzeitraum 1951-2003 im Mittel (16,1 % bzw. 5, 6 Tage/ Jahr) ab. Deutlich ist auch die Zunahme der Sommer- und Hitzetage (7,9 bzw. 1, 3 Tage/Jahr) zu erkennen. Im Vergleich zu beobachteten Werten verzeichnet man in allen Jahreszeiten einen Anstieg der höchsten Maximaltemperatur. Im Sommer werden bis zu 40 °C in Angermünde und Marnitz erwartet.
- Man erkennt, dass die Wetterstation Angermünde mit 526 mm am trockensten ist. Marnitz ist mit 655 mm am feuchtesten. Der Berechnung des linearen Trends zeigt in den letzten 50 Jahren ein positiver Trend in Teterow, Boizenburg, und Greifswald und einen negativen Trend in den übrigen Klimastationen.
- Der simulierte mittlere jährliche Niederschlag hat an den Klimastationen Angermünde, Ückermünde und Teterow ein Rückgang zu verzeichnen, während laut Szenario der Niederschlag an den übrigen Klimastationen um 11 bis 49 mm im Vergleich zu 1951-2000 zunehmen könnte. Der Rückgang des mittleren sommerlichen Niederschlags ist insbesondere im Juni und Juli zu erwarten. Die winterlichen Niederschläge nehmen hingegen unterdurchschnittlich zu.
- Die simulierte Veränderung der Wahrscheinlichkeit (P) des Eintretens relativ hoher bzw. niedriger Werte (Extremereignisse des Niederschlags mit Auftrittswahrscheinlichkeiten über oder unter 5 %) des Sommerniederschlags hat in unserem Beispiel (Greifswald) zugenommen. Bei der Extremwertanalyse des Winterniederschlags erkennt man, dass sich die Niederschläge in dieser Jahreszeit stark verändert haben.
- Der durchschnittliche jährliche Sonnenschein liegt in der Zeitperiode 1951-2000 je nach Ort zwischen 1606 und 1740 Stunden. Eine deutliche Abnahme der simulierten jährlichen Sonnenscheindauer ist für meisten Stationen um (7-74 h) zu erwarten.
- Die Ergebnisse an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz haben eine deutlich positive Abhängigkeit zwischen der Temperatur und Verdunstung gezeigt. Andererseits besteht erwartungsgemäß ein stark negativer linearer Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Versickerung. Trends der jährlichen Wasserhaushaltsparameter zeigen als Folge der Temperaturänderung an der Lysimeterstation Groß Lüsewitz im Zeitraum 1973-2005 eine zunehmende Niederschlags- und Verdunstungsmenge 60 mm bzw. 59 mm und eine abnehmende Versickerungsmenge (-33 mm).
- Die Eingangsgrößen zeigen bei der Berechnung der potentiellen Verdunstung je nach dem verwendeten Berechnungsverfahren eine unterschiedliche Sensitivität. Die Verdunstung hat für das Verfahren der Grasreverenzverdunstung beim Vergleich relativer Änderungen an erster Stelle eine maximale Änderung von 6,7 % bei einer Änderung der Luftfeuchtigkeit um 10 % zur Folge, gefolgt von Temperatur und Sonnenscheindauer mit einem Anteil von 5,2 % bei einem ähnlichen prozentuellen Anstieg. Der aerodynamische Widerstand in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit kann die jährliche Verdunstung um 0,67 % erhöhen.
- Eine Zunahme der simulierten mittleren langjährigen Verdunstung ist bei allen untersuchten Verfahren zu erwarten. Die höchsten Werte sind mit 39-52 mm beim Verfahren von Blaney-Criddle zu verzeichnen. Die potentielle Verdunstung liegt nach dem Blaney-Criddle-Verfahren im Sommerhalbjahr bis zu 234 mm über dem Niederschlag. Im Winterhalbjahr erhält man dagegen eine deutlich positive Klimatische Wasserbilanz von 98,6 bis über 147 mm je nach Berechnungsverfahren.

- Die mit MINERVA auf der Grundlage von Klimaszenarios erzielten Simulationsergebnisse liegen für die meisten Stationen im Vergleich zur Beobachtung 1,4%-7,4 % bzw. 10 mm-51 mm. Es ist daneben eine Veränderung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung zu verzeichnen. In den Sommermonaten nehmen die mittleren Niederschlagsmengen an den meisten Klimastationen um 0,6-13,7 % bzw. 2-47 mm ab. Dagegen ist in den Wintermonaten ein Anstieg der mittleren Niederschlagsmengen um 1,5-19,2 % bzw. 4-60 mm zu erwarten.
- Die simulierte Änderung des mittleren Niederschlags stimmt insbesondere in den Sommermonaten gut mit der Änderung der mittleren Verdunstung überein, wobei die Verdunstung aufgrund der abnehmenden sommerlichen Niederschläge abnimmt. Der Verlauf von Niederschlag und Bodenfeuchte zeigt ebenfalls eine deutliche Übereinstimmung. Dies entspricht einem Korrelationskoeffizienten von 0,75-0,89.
- Der Rückgang des Niederschlags in der Vegetationszeit führt zu einer Abnahme der Bodenfeuchtewerte an allen berücksichtigten Klimastationen. Wegen der geringeren Niederschläge im Sommerhalbjahr kann sich auch weniger Grundwasser bilden. Die Simulationsergebnisse zeigen eine Verringerung der Grundwasserneubildung im Spätsommer und Herbst an den meisten Klimastationen.
- Die Anwendung von MINERVA zur Ermittlung möglicher Änderungen der Verdunstung und Versickerung bei formaler Erhöhung der Temperatur um 1°C führt nicht zu den gewünschten, d.h. belastbaren Ergebnissen im Vergleich zu den simulierten Eingangsdaten von STAR-Modell. Der Unterschied ist insbesondere in der Vegetationszeit zu sehen. Grund dafür ist vor allem die Tatsache, dass die innenjährliche Änderung des Niederschlags nicht berücksichtigt wird. Ergebnisse der simulierten Versickerung verdeutlichen eine stärkere Veränderung sowohl im Winterhalbjahr als auch im Sommerhalbjahr.
- Die Auswertung der mit MINERVA simulierten phänologischen Entwicklung belegt, dass die Vegetationsentwicklung eindeutig auf die höheren Temperaturen (Simulationswerte von STAR-Modell) reagiert. Dabei setzen die phänologischen Entwicklungsphasen im Zeitraum 2005-2054 meist früher ein als im Referenzzeitraum 1952-2001.
- Bei der Simulation der Entwicklung des Blattflächenindexes traten Abweichungen zur Beobachtungsperiode auf, so dass bei allen Fruchtarten eine Zunahme des Blattflächenindex bei Anwendung der Daten von STAR-Modell zu verzeichnen ist. Für Winterraps sieht man, dass der LAI bei den Prognosewerten von STAR-Modell deutlich früher zu sinken beginnt und damit die Blätter früher verdorren. Daran ist abzulesen, dass der Raps früher reift, wenn er zu wenig Wasser bekommt.
- Die durchschnittliche Wurzeldichte für Wintergerste könnte bei den Daten von STAR-Modell um 53 % zunehmen. Mit 40,3 % ist Entwicklung der Wurzeldichte für Winterweizen auch als stark zunehmend zu bezeichnen. Beim Raps ist die mittlere Veränderung mit 12,1% weniger ausgeprägt.
- Bei allen untersuchten Fruchtarten ist eine Zunahme der mittleren jährlichen Verdunstungswerte mit MINERVA bei einer formalen Temperaturerhöhung von 1°C um 11-18 mm zu verzeichnen. Dagegen nimmt die Verdunstung um 10 mm bei Raps und 20 mm bei Winterweizen bei Verwendung von Prognosewerten von STAR-Modell ab. Dabei kommt es hauptsächlich während der Vegetationszeit (April- Sep.) zur Verringerung der Verdunstungsleistung infolge der geringeren sommerlichen Niederschläge. Während des Winterhalbjahrs werden die Verdunstung um 1 -8 mm zunehmen.

- Bei Verwendung der Prognosewerte von STAR-Modell nimmt die durchschnittliche Grundwasserneubildung bei Raps um 67,7 % (22 mm) im Sommer und um 22,1 % bzw. 45 mm im Winter ab, weil der Raps bei höheren Temperaturen im Winter sehr wüchsig ist. Dagegen nimmt die Versickerungsmenge bei Wintergerste um 28,4 % bzw. 31 mm und bei Winterweizen um 26,8 % bzw. 34 mm zu.