



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Klimaänderungsszenarien für den Oberlauf der
Großen Mühl – Fehlerevaluierung von ECHAM5/REMO-
Inputdaten und hydrologische Analyse

Verfasser

Klaus Haslinger

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, im Mai 2009

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 453

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Theoretische und Angewandte Geographie

Betreuer:

Ao.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.nat.techn. Hubert Holzmann



Überblick

In dieser Diplomarbeit werden unterschiedliche Klimaänderungsszenarien für den Oberlauf der Großen Mühl bezüglich hydrologischer Parameter wie Abfluss, Schneeakkumulation und Schmelze aber auch Verdunstung und Trockenphasen untersucht.

Die Transformation der meteorologischen Größen Niederschlag und Temperatur in Abflusswerte erfolgt dabei mit Hilfe eines konzeptionellen Niederschlags-Abfluss Modells auf Tageswertbasis. Für die Kalibrierung des Modells werden Zeitreihen von 1961-1990 dreier Niederschlags- und einer Temperaturstation herangezogen. Die Modellgüte ist sehr zufriedenstellend, in einer Validierungsphase von 1991-2000 wird ein mittlerer Korrelationskoeffizient zwischen Beobachtung und Simulation von 0,85 bezüglich des Abflusses erreicht.

Als Input für die Szenarienanalysen werden Zeitreihen der Temperatur und des Niederschlag aus dem regionalen Klimamodell ECHAM5/REMO verwendet für die Zeitspanne von 2071-2100. Drei Szenarien werden untersucht, A1B (realistisch hinsichtlich Treibhausgasemissionen), A2 (pessimistisch) und B1 (optimistisch), sowie der Kontrolllauf des Modells welcher das Klima von 1950-2000 nachbildet. Die Güte des Klimamodells wird mittels dieses Kontrolllaufes überprüft, als Referenzzeitraum dient die Klimanormalperiode von 1961-1990, wobei der Gebietsniederschlag und die Temperatur aus Modellierung und Stationsdaten verglichen werden. Die systematischen Abweichungen zwischen Modell und Messung wird über einen monatlichen Korrekturfaktor, angewandt für die Tageswerte, ausgeglichen um realistische Abflusscharakteristika zu erreichen.

In den drei Szenarien kommt es generell zu einem Anstieg der Regenmengen, vor allem im Winter und Frühjahr, und zu erhöhten Temperaturen generell. Dies wirkt sich auf den Abfluss mit höheren Durchflussmengen im Winter aus. Die Schneeakkumulation sinkt aufgrund höherer Temperaturen und der Abflusseintrag aus Schmelzabfluss sinkt. Phasen mit Trockenperioden nehmen in A2 und B1 nicht extrem zu, in A1B ist jedoch ein Trend zu sehr trockenen Sommern mit Phasen mit hohem Anteil an Niederwasserabfluss in den darauffolgenden Herbstmonaten zu erkennen.

Abstract

In this diploma thesis different climate change scenarios for the headwaters of the Große Mühl are investigated concerning hydrological parameters like discharge, snow accumulation, snow melt as well as evaporation and droughts.

The transformation of meteorological data like precipitation and temperature into values of discharge is carried out by a conceptual rainfall-runoff model on a daily basis. The calibration is based on time series from 1961-1990 of three rainfall and one temperature gauging station. The model performance is satisfying, evident in the validation period from 1991-2000 where the mean correlation coefficient between observation and simulation concerning the discharge reaches 0,85.

For the scenario analyses time series of temperature and precipitation from the regional climate model ECHAM5/REMO are used for the period from 2071-2100. Three scenarios were investigated; A1B (realistic concerning greenhouse gas emissions), A2 (pessimistic) and B1 (optimistic), as well as the control run of the model which emulates the climate from 1950-2000. The performance of the climate model is verified with the control run for the normal period from 1961-1990 where rainfall and temperature of the climate model is compared to the data of the gauging stations. The systematic bias between model and observations is corrected by a monthly factor, applied on the daily values to achieve realistic discharge characteristics.

The three Scenarios show an increase in precipitation, especially in winter and spring and an increase in temperature all year round, which means higher discharge in wintertime. Snow accumulation is decreasing because of higher temperatures and the contribution of snowmelt to discharge decreases as well. Dry periods are just slightly increasing in scenarios A2 and B1. On the contrary A1B shows a trend to very dry summers with phases of high proportions of low flow in the following months in autumn.

Inhaltsverzeichnis

Überblick	3
Abstract	4
1. Einleitung	7
2. Motivation und Zielsetzung	8
3. Gebietsbeschreibung	9
3.1 Allgemeines	9
3.2 Morphologie	10
3.3 Klimatologie	12
3.4 Gewässernetz	13
4. Methodik	14
4.1 Meteorologie	14
4.1.1 Allgemeines	14
4.1.2 Klimaänderungsszenarien	15
4.1.2.1 Szenariengruppe A1	16
4.1.2.2 Szenariengruppe A2	18
4.1.2.3 Szenariengruppe B1	19
4.1.2.4 Szenariengruppe B2	20
4.1.3 Methodik der Klimamodellierung	21
4.1.3.1 Globale Modellierung	21
4.1.3.2 Das regionale Klimamodell REMO	24
4.1.3.3 Downscaling mittels Doppelnestung	25
4.1.3.4 Validierungs-, Kontroll- und Szenarienläufe	27
4.2 Hydrologie	28
4.2.1 Allgemeines	28
4.2.2 Methodik der hydrologischen Modellierung	29
4.2.2.1 Schneeschmelz- und Schneeakkumulationsmodell	29
4.2.2.2 Ermittlung des Gebietsniederschlags	30
4.2.2.3 Abflusstransformation	32
4.2.2.4 Systemparameter	34
4.2.3 Modellkalibrierung	35
4.2.4 Modellvalidierung	39
5. Analyse und Interpretation der Ergebnisse	42
5.1 Meteorologie	42
5.1.1 Überprüfung des REMO-Kontrolllaufes	42

5.1.2	Fehlerkorrektur der REMO-Inputdaten	45
5.1.2.1	Fehlerkorrektur mittels monatlichem Korrekturfaktor	45
5.1.2.2	Fehlerkorrektur mittels PDF-Funktionsanpassung der Wintertemperatur	53
5.1.2.3	Fehlerkorrektur mittels monatlichem Korrekturfaktor exklusive DJF	58
5.1.3	Mögliche Gründe für Fehler im Klimamodell.....	60
5.1.4	Ergebnisse der Modellszenarien für Österreich.....	66
5.1.5	Ergebnisse der Modellszenarien für das Untersuchungsgebiet.....	68
5.1.5.1	Temperatur.....	68
5.1.5.2	Niederschlag	69
5.2	Hydrologie.....	70
5.2.1	Mittlere Monatsabflüsse.....	71
5.2.2	Mittlere Maximalmonatsabflüsse	72
5.2.3	Mittlere Minimalmonatsabflüsse	73
5.2.4	Anteile mit Niederwasserabfluss	73
5.2.5	Jahresmaxima des Abflusses.....	74
5.2.6	Mittlere Schmelzabflüsse.....	75
5.2.7	Mittlerer Schneewasserwert	76
5.2.8	Tage mit Schneebedeckung im Gesamtgebiet.....	77
5.2.9	Tage mit Schneebedeckung in über 1000m Seehöhe.....	78
5.2.10	Mittlere aktuelle Tagesverdunstung.....	79
5.2.11	Tage mit Trockenstress	79
6.	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	81
6.1	Zusammenfassung	81
6.3	Schlussfolgerungen	86
7.	Abbildungsverzeichnis	89
8.	Tabellenverzeichnis	93
9.	Literaturverzeichnis	94
	Danksagung.....	98
	Lebenslauf.....	99

1. Einleitung

Das globale Klima ist im Begriff sich nachhaltig zu verändern. Diese Tatsache ist im naturwissenschaftlichen Sinn nichts ungewöhnliches, ist doch das Klima kein statisches System, sondern ein überaus dynamisches. Die Erdgeschichte ist geprägt von teils extremen Klimaschwankungen, welche zu fast vollständiger Vereisung des Planeten (vgl. HOFFMAN et.al 1998) zum einen und zu tropische Bedingungen bis in Polnähe zum anderen geführt haben.

Der entscheidende Unterschied zwischen den Klimawechseln aus der Vergangenheit und jenem, den wir heute erleben ist, dass mit hoher Wahrscheinlichkeit der Mensch und seine Aktivitäten einen Teil zu diesem Klimawandel beitragen. Klimamodelle bieten die Möglichkeit zukünftige Charakteristika der Atmosphäre und ihren Zuständen abzubilden. Zu Beginn waren diese Modelle mit einer sehr groben räumlichen Auflösung von einigen Hundert Kilometern ausgestattet und die Analysen beschränkten sich auf den globalen Maßstab. Mit der stetigen Erhöhung der Computerleistung wurde es möglich die Maschenweite der Modelle bis auf ca. 10 km zu verringern, wobei diese hohe Auflösung nur für Ausschnitte der Erdoberfläche verwendet wird und (noch) nicht für den gesamten Globus. Man spricht hier von regionalen Klimamodellen. Für den Output dieser Modelle, sprich Zeitreihen von Temperatur, Niederschlag und vieler anderer Parameter für zukünftige Zeitabschnitte, gibt es eine Vielzahl an Anwendungsmöglichkeiten.

Ein breites Anwendungsfeld für Klimamodellierungsdaten bietet die Hydrologie, da der Wasserkreislauf eng mit dem Klimageschehen verknüpft ist. Vor allem Abschätzungen über die zukünftige mittlere Abflussmenge, Häufigkeiten von Hoch- aber auch von Niederwässern oder die Dauer von Trockenperioden können aus diesen Daten gewonnen werden und bieten so ein Vorstellung welchen Trends der Wasserkreislauf eines bestimmten Gebietes in Zukunft unterworfen sein wird.

2. Motivation und Zielsetzung

In dieser Diplomarbeit sollen die Auswirkungen unterschiedlicher Klimaänderungsszenarien auf das Abflussverhalten der Großen Mühl untersucht werden. Als Basis für die Szenarienanalyse dienen Daten des regionalen Klimamodells ECHAM5/REMO welches vom Max Planck Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt wurde (JACOB et al. 2008). Das Institut wurde vom Umweltbundesamt Deutschland beauftragt Klimamodellierungsdaten in sehr hoher Auflösung für das Bundesgebiet und darüber hinaus zu erstellen. Das Ergebnis war „REMO“, welches neben Deutschland auch die Schweiz und Österreich abdeckt und so die Outputdaten für diese Diplomarbeit nutzbar sind. Mit diesen Zeitreihen der Temperatur und des Niederschlages wird das hydrologische Modell, welches vom IWHW (Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau) der Universität für Bodenkultur entwickelt wurde, angetrieben. Output dieses Modells sind Abflusswerte auf Tagesbasis, aber auch Daten über Schneebedeckung, Verdunstung und Trockenstress.

Der erste Teil dieser Diplomarbeit gibt einen Überblick bezüglich der Charakteristika des Untersuchungsgebietes. Die Morphologie, die Klimatologie und das Gewässernetz wird in diesem Abschnitt vorgestellt.

Im darauffolgenden Kapitel wird die Methodik der Klimamodellierung in Grundzügen erläutert und weiters das Konzept der hydrologischen Modellierung vorgestellt. In diesem Teil wird auch auf die Modellkalibrierung und –validierung sowie auf die Modellgüte des hydrologischen Modells eingegangen.

Ein wesentlicher Teilaspekt dieser Diplomarbeit wird in Abschnitt drei behandelt, nämlich die Fehlerkorrektur der REMO-Inputdaten. Da Klimamodellierungsdaten immer nur Annäherungen an die Realität darstellen und oft mit systematischen Abweichungen zu gemessenen Werten einhergehen werden in diesem Kapitel einige Anläufe für Fehlerkorrekturen dargestellt. Im weiteren Verlauf soll auch auf die möglichen Gründe von Abweichungen im Klimamodell eingegangen werden. Den Hauptteil dieses Kapitels bildet jedoch die Auswertung der Szenarienanalysen bezüglich Abfluss an der Großen Mühl. Berücksichtigung finden hier nicht nur Abflusskomponenten wie mittlerer, maximaler und minimaler Monatsabfluss, sondern auch Schneebedeckung, Trockenstress und Hochwasserverteilung.

3. Gebietsbeschreibung

3.1 Allgemeines

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im äußersten Nordwesten Österreichs, im Bereich des Dreiländerecks von Bayern, Tschechien und Österreich, im nördlichen Mühlviertel. Das Einzugsgebiet der Analyse beschränkt sich auf den Oberlauf der Großen Mühl, von ihrem Ursprung bis zum Pegel Furtmühle. Ein Teil des Gebiets, ca. ein Drittel, liegt dabei in Bayern, da die Quellen an den Hängen des Dreisesselberges an der Grenze zwischen Deutschland und Tschechien entspringen. Der Ursprung liegt etwa auf 1100m Seehöhe und der Fluss überwindet bis zum Pegel Furtmühle, welcher auf 504m liegt, knapp 600 Höhenmeter.

Die größten Siedlungsgebiete sind Ulrichsberg mit 3027 sowie Aigen im Mühlkreis mit 1878 Einwohnern auf österreichischer Seite und Neureichenau mit 4697 Einwohnern in Bayern.

Abbildung 3.1 zeigt die Lage des Untersuchungsgebietes und ein Mosaik aus Satellitenbildaufnahmen aus Google Earth.

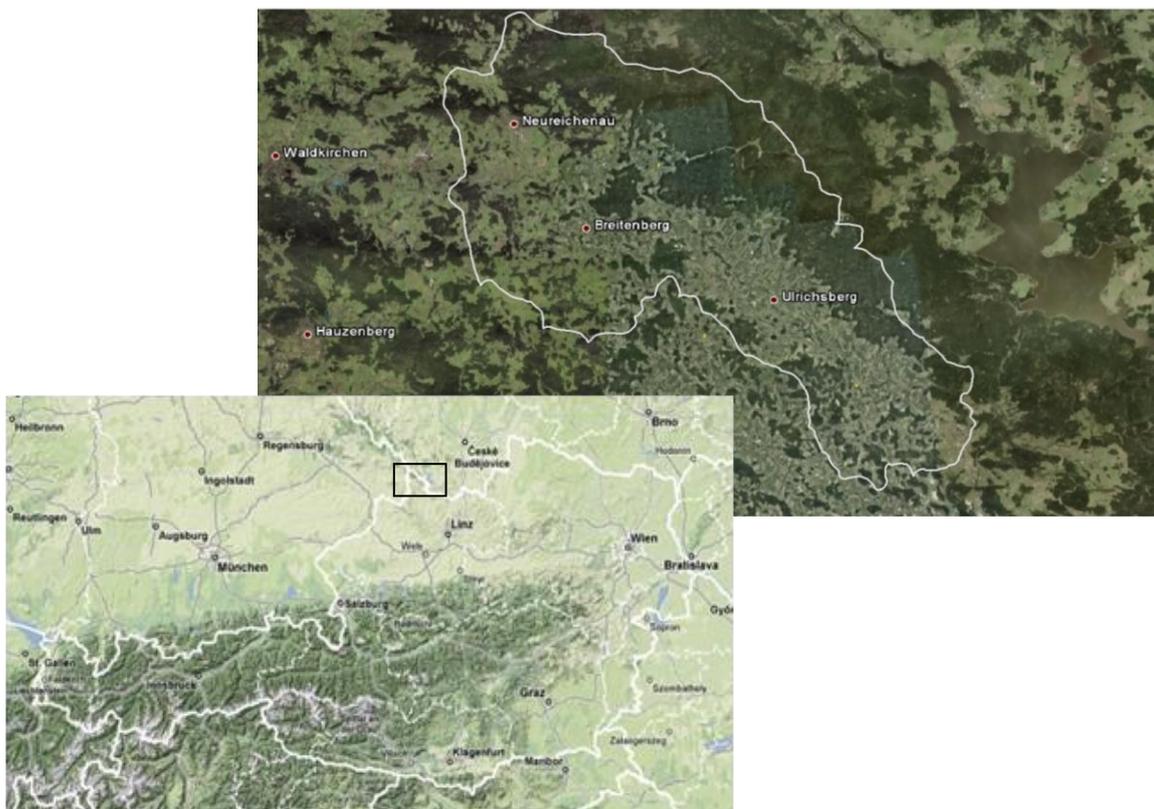


Abbildung 3.1: Satellitenbild des Einzugsgebietes und Übersichtskarte Österreichs mit Darstellung des Satellitenbildausschnittes (Quelle: Google Earth)

3.2 Morphologie

Die Morphologie des Einzugsgebietes lässt sich in zwei Raumeinheiten gliedern, welche unterschiedliche Charakteristika aufweisen. Zum einen die Einheit Böhmerwald und zum anderen die Einheit südliche Böhmerwaldausläufer, wobei flächenmäßig ca. die Hälfte auf jede Raumeinheit entfällt.

- Morphologie des Böhmerwaldes

Der Böhmerwald gehört zur geologischen Einheit der böhmischen Masse. Der Grundstock wurde vor 550 Mio. Jahren aufgebaut, im Zuge der variszischen Gebirgsbildung vor 360 – 290 Mio. Jahren wurden die vorhandenen älteren Gesteine durch hohen Druck und Temperatur umgeformt. Nach einer letzten Hebungsphase, hervorgerufen durch die Auffaltung der Alpen, begann die Abtragungsphase und somit die Herausbildung des heutigen Landschaftsreliefs.

Der Böhmerwald zeichnet sich durch Mittelgebirgscharakter mit geringer Reliefenergie aus. Die höchste Erhebung ist der Plöckenstein mit 1378m. Im Bereich des Hauptkamms befinden sich kleine Verebnungsflächen, die Gipfelinie flacht nach Osten hin merklich ab. Die Abhänge des Böhmerwaldes sind größtenteils SO, SW und S orientiert. (FUCHS et al. 2003)

- Morphologie der südlichen Böhmerwaldausläufer

Ebenso wie der Böhmerwald gehören seine südlichen Ausläufer zur böhmischen Masse. Die Gesteine sind vorwiegend silikatisch, v.a. Granite und Gneise treten hier auf. Der Großteil der Gneise bildete sich auch hier im Präkambrium vor ca. 600 Mio. Jahren. Vor 340 bis 290 Mio. Jahren brechen im Zuge der variszischen Gebirgsbildung Magmen durch das bestehende Gneisgebirge und erstarren zu Graniten. Diese wurden während des Mesozoikums bis auf die Sockel abgetragen und so die Gebirgsstöcke zu einer welligen Hügellandschaft umgeformt.

Die südlichen Böhmerwaldausläufer wurden während der alpidischen Gebirgsbildung nur an wenigen Störungszonen gegeneinander verschoben, die bedeutendste ist die sog. Pfahlstörung am Südfuß des Böhmerwaldes, deren Verlauf der Oberlauf der Großen Mühl folgt. Im Tertiär vor ca. 60 – 2 Mio. Jahren kam es

unter tropischen klimatischen Bedingungen zur Herausbildung des heutigen Landschaftsbildes. Zum Formenschatz zählen hierbei Blockburgen, Wackelsteine und Findlinge. (ENGLEDER et al. 2007)

In Tabelle 3.1 sind die prozentuellen Flächenanteile der jeweiligen Höhenzone ersichtlich. Das Untersuchungsgebiet wurde dabei in Zonen zu je 100 Höhenmetern eingeteilt, da die hydrologische Modellierung auf diese Klassifizierung basiert.

Tabelle 3.1: Höhenzonierung des Untersuchungsgebietes

Höhenzone [m]	500-600	600-700	700-800	800-900	900-1000	1000-1100	1100-1200	1200-1300	1300-1400
Flächenanteil [%]	11,0	36,8	21,6	10,9	7,8	5,5	3,2	2,3	0,9
Flächenanteil [km ²]	27,9	93,3	54,8	27,6	19,7	13,9	8,1	5,8	2,3

In Abbildung 3.2 ist das Relief des Einzugsgebietes mit den entsprechenden Höhenklassen dargestellt. Die Datenbasis für das Höhenmodell lieferte die SRTM

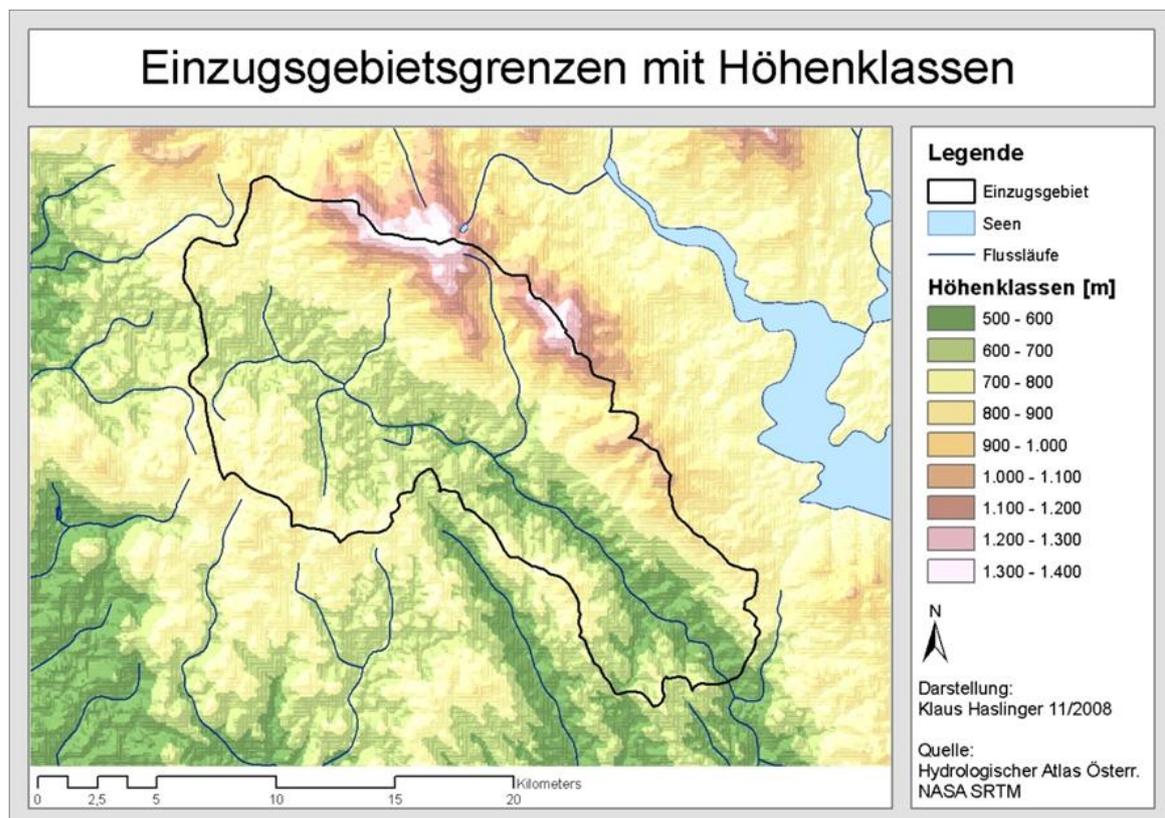


Abbildung 3.2: Einzugsgebiet mit Höhenklassen und Relief

3.3 Klimatologie

Das Untersuchungsgebiet liegt in einem Übergangsbereich zwischen ozeanischem und kontinentalem Klima. Die Topographie bestimmt hier maßgeblich die Ausprägung der meteorologischen Parameter wie Temperatur und Niederschlag. Die Bergrücken und Hochflächen sind ozeanisch beeinflusst, mit kühlem, feuchtem Wetter, wobei die jährliche Temperaturamplitude gering ist und die Niederschläge relativ gleichmäßig über das Jahr verteilt sind. Die Tal- und Kessellage sind stärker kontinental geprägt, mit stärkeren Schwankungen der Temperatur zwischen Sommer und Winter.

- Temperatur

Das Jahresmittel der Lufttemperatur liegt im Untersuchungsgebiet zwischen 5° und 6°C, das Jännermittel bei -3° und -4°C und das Julimittel bringt Werte um 15° bis 16°C. Wärmebegünstigt sind die Süd- und Südwesthänge des Böhmerwaldes.

(ENGLEDER et al. 2007 und FUCHS et al. 2003)

- Niederschlag

Die Jahresniederschlagssumme liegt bei ca. 1000mm, wobei auf die Süd- bzw. Südwesthänge des Böhmerwaldes deutlich höhere Regenmengen bis zu 1250mm niedergehen können. Die Niederschlagsmaxima liegen in den Monaten Juni und Juli. Die größten Regenmengen werden an der höchsten Erhebung, dem Plöckenstein, mit bis zu 2000mm gemessen. (ENGLEDER et al. 2007 und FUCHS et al. 2003)

- Frost, Eis und Schnee

Die Anzahl der Frosttage beträgt ca. 120, jene der Eistage bis zu 60. Die mittlere Jahressumme der Neuschneehöhe liegt bei ca. 200cm, die mittlere Anzahl der Tage mit einer Schneehöhe von mindestens 1cm beträgt ungefähr 100.

Eine durchgehende Schneedecke bis Ende März ist erst ab Höhen von 1000 bis 1300 zu erwarten. (ENGLEDER et al. 2007 und FUCHS et al. 2003)

3.4 Gewässernetz

Der Böhmerwaldhauptkamm bildet die Zentraleuropäische Wasserscheide. Die Bäche an den nördlichen Hängen entwässern in das Elbe-Moldau-System, welches in die Nordsee mündet. Die für diese Untersuchung relevanten Wasserläufe befinden sich an den Südflanken und entwässern somit in die Donau und anschließend ins Schwarze Meer.

Das Einzugsgebiet ist von einem mäßig engen Netz aus Zubringern zur Großen Mühl durchzogen, welche nicht stark in den Gebirgsstock eingeschnitten sind. Sie bedingen daher nur eine geringe Reliefenergie, Ausnahme ist einzig der Klafferbach, dessen Tal als schluchtartig zu beschreiben ist (FUCHS et al. 2003).

Die Fließgewässer sind großteils in natürlichem Zustand. Der Oberlauf der Bäche ist von geringer Breite mit natürlicher, bogig mäandrierender Linienführung. Die Bachsohlen sind sehr strukturreich von feinkiesig bis grobblockig. Die Flussabschnitte sind sehr differenziert ausgebildet, mit langsameren Passagen mit Kolkbildung sowie schnellen fließenden Abschnitten mit natürlichen Abstürzen (FUCHS et al. 2003).

An der Großen Mühl sind teilweise kleine bauliche Maßnahmen vorgenommen worden. Es handelt sich hierbei meist um Wehranlagen oder Kleinkraftwerke.

Für diese Untersuchung dient die Pegelstelle Furtmühle als Referenzpegel, mit einem Einzugsgebiet von 253,15km². In Tabelle 3.2 sind die wichtigsten hydrologischen Kenngrößen angegeben.

Tabelle 3.2: Hydrologische Kenngrößen des Einzugsgebietes

Pegel	Einzugsgebiet [km²]	MQ [m³/s]	HQ [m³/s]	NQ [m³/s]	NQ₉₅ [m³/s]
Furtmühle	253,15	5,43	94,9 (12.8.2002)	0,00 (14.11.1983)	1,35

4. Methodik

4.1 Meteorologie

4.1.1 Allgemeines

Im Auftrag des Deutschen Umweltbundesamtes wurde vom Max Planck Institut für Meteorologie (MPI-M) in Hamburg ein regionales Klimamodell erstellt, welches die Auswirkungen verschiedener Klimaänderungsszenarien beschreiben soll. Von besonderem Interesse ist hierbei die Frage, ob sich extreme bzw. seltene Ereignisse (Stralniederschläge, Hitzewellen, Überschwemmungen, usw.) verändert haben und gegebenenfalls verändern werden. (JACOB et.al 2008)

Um diese Fragestellungen zu beantworten wurden globale Klimamodelle entwickelt, welche, unter Annahme bestimmter Treibhausgasentwicklungen in der Atmosphäre, das Klima in den nächsten 100 Jahren berechneten. Diese Computermodelle versuchen die physikalischen Prozesse im System Atmosphäre-Ozean-Landoberfläche numerisch zu beschreiben und möglichst realitätsgetreu wiederzugeben. Um die Qualität dieses Mathematischen Modells zu überprüfen wird es zunächst auf vergangene Zeiträume angewandt, optimalerweise wo weltweit möglichst dichte Messreihen vorliegen, um die Abweichung zwischen Berechnung und Realität überprüfen und Verbesserungen am Modell vornehmen zu können.

Die Emissionsentwicklungen basieren hierbei auf die in den folgenden Kapiteln (4.1.2.1 bis 4.1.2.4) dargestellten Szenariengruppen, welche die Konzentrationen von CO₂ und SO₂ und deren zeitlichen Verlauf von 2000 bis 2100 abschätzen. Diese Emissionswerte werden in die globalen Klimamodelle implementiert und bewirken durch zahlreiche nichtlineare Wechselwirkungen Veränderungen im Klimasystem.

Mit Hilfe von regionalen Klimamodellen, welche in das globale Klimamodell eingebettet sind, lassen sich die Auswirkungen von Klimaänderungen auf relativ kleinräumiger, regionaler Ebene untersuchen. So ist es überhaupt erst möglich die Konsequenzen eines Klimawandels, welche lokal auftreten und vom globalen Klimamodell nicht erfasst werden, aufzuzeigen.

Das MPI-M erstellte nun ein regionales Klimamodell namens REMO, welches einen, verglichen mit einem globalen Maßstab, relativ kleinräumigen

Modellierungsraum abdeckt, nämlich Deutschland, Österreich und die Schweiz, sowie die angrenzenden Staaten. Das gesamte Modellierungsgebiet ist in Abbildung 4.1 dargestellt.



Abbildung 4.1: Modellierungsgebiet von REMO mit Topographie (Quelle: Google Maps)

Die Ergebnisse von REMO wurden in einer Onlinedatenbank zugänglich gemacht und können uneingeschränkt mit dem Einverständnis des Urhebers verwendet werden.

4.1.2 Klimaänderungsszenarien

Das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) hat in den Jahren 1990 und 1992 Szenarien für die langfristige Entwicklung der Treibhausgasemissionen entwickelt. Drei Jahre später wurden diese evaluiert. Dabei wurde deutlich, dass sich das Verständnis um die Einflussfaktoren auf die Emissionen und die Methodik dieser Zeit signifikant geändert haben. Das führte 1996 seitens des IPCC zur Entscheidung neue Emissionsszenarien, die sog. SRES-Szenarien (Special Report on Emissions Scenarios), zu entwickeln.

Die Entwicklung der Treibhausgasemissionen in Zukunft ist abhängig von sehr komplexen dynamischen Systemen. Die Triebfedern dieser vernetzten Systeme sind die Bevölkerungsentwicklung, die sozioökonomische Entwicklung sowie die Entwicklung neuer Technologien, wobei die Richtung dieser Entwicklungen vor allem in der weiteren Zukunft relativ ungewiss ist. Verschiedene Szenarien bieten die Möglichkeit alternative Abbilder der Zukunft vorzunehmen, um so aufzuzeigen wie bestimmte Entwicklungen den Ausstoß von Treibhausgasemissionen beeinflussen.

Es wurden 4 globale Handlungsstränge (Szenariengruppen) erstellt, welche die Beziehung zwischen den Antriebskräften des Emissionsausstoßes und deren zukünftige Entwicklung beschreiben. Jeder Handlungsstrang repräsentiert verschiedene demographische, soziale, ökonomische, technologische und ökologische Entwicklungslinien.

Hierbei muss angemerkt werden, dass in diesen Szenarien keine Initiativen enthalten sind, welche den Treibhausgasausstoß reduzieren sollen, wie beispielsweise das Kyoto-Protokoll. Abgesehen davon haben jedoch andere politische Entscheidungen einen wesentlichen Einfluss auf die Treibhausgasemissionen, da sie die Antriebe dafür, wie den demographischen Wandel, Ressourcennutzung, technologische Entwicklung usw., erheblich steuern. All diese Effekte werden in den Handlungssträngen berücksichtigt.

4.1.2.1 Szenariengruppe A1

Der A1 Handlungsstrang wird gekennzeichnet durch eine Welt mit schnellem Wirtschaftswachstum, einer globalen Bevölkerungszahl welche bis zur Mitte des Jahrhunderts wächst und anschließend abnimmt, sowie einer raschen Einführung neuer und effizienterer Technologien.

Dieser Szenariengruppe liegt die als moderat eingestufte Bevölkerungsprognose des International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA) von 1996 zugrunde. Diese geht von einem Bevölkerungswachstum auf 8,7 Mrd. Menschen bis zum Jahr 2050 aus, wobei die Weltbevölkerung anschließend bis 2100 wieder auf 7 Mrd. Menschen zurückgeht. Diese Prognosen stützen sich dabei auf die Annahme, dass sich zum einen die Sterblichkeit aufgrund besseren Zugangs zu medizinischer

Versorgung verringern und andererseits die Fertilität aufgrund allgemein steigenden Wohlstands zurückgehen wird.

Weiters werden verschiedene Regionen wirtschaftlich enger zusammenwachsen, was vor allem auf die technologischen Fortschritte bezüglich Verkehr und Kommunikation zurückzuführen sind. Diese werden auch steigende soziale und kulturelle Interaktion mit sich bringen.

Die Szenariengruppe A1 wird noch weiter in drei Gruppen aufgesplittet, welche unterschiedliche Richtungen im technologischen Wandel beschreiben. Beim A1FI-Szenario bilden weiterhin Technologien auf Basis fossiler Energieträger die Mehrheit, wohingegen beim A1T-Szenario nicht-fossile Energieträger die Hauptenergielieferanten darstellen. Im A1B-Szenario werden alle Möglichkeiten zur Energiegewinnung gleichberechtigt eingesetzt. In Abbildung 4.2 sind die prognostizierten Emissionen an Kohlendioxid (in Gigatonnen pro Jahr) für jede der 3 Entwicklungslinien, mit der entsprechenden Schwankungsbreite, dargestellt.

Im A1IF-Szenario kommt es erwartungsgemäß zu einem ungebremsten Anstieg der CO₂-Emissionen bis zum Ende des Jahrhunderts, beim A1B-Szenario ist bis zur Mitte des Jahrhunderts ein Anstieg in ähnlichem Maße wie in A1FI zu erkennen, die Emissionen nehmen jedoch in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts deutlich ab. Durch die Verwendung nicht-fossiler Energieträger im A1T-Szenario kommt es bis 2040 nur zu einem geringen Anstieg der CO₂-Emissionen, sie fallen mitunter bis zum Jahr 2100 auf einen Wert unter jenem von 1990.

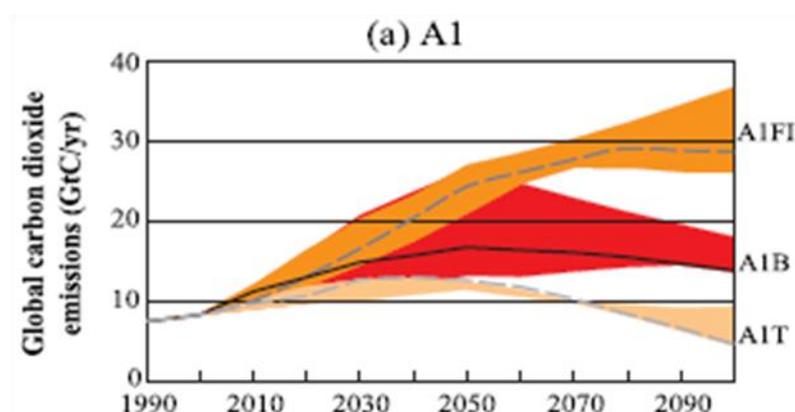


Abbildung 4.2: Entwicklung der CO₂-Emissionen in den Szenarien A1FI, A1B und A1T (Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)

4.1.2.2 Szenariengruppe A2

Der Handlungsstrang A2 beschreibt eine sehr heterogene strukturierte Welt. Verglichen mit der Szenariengruppe A1 ist er geprägt durch niedrigeren Handelsverkehr, langsames Umwälzen von Aktienkapital und einem gebremsten technologischen Wandel.

In einer „A2-Welt“ ist internationale Zusammenarbeit deutlich geringer als in anderen Szenarien. Menschen, Innovationen und Kapital diffundieren deutlich langsamer. Grundsätzlich wird jedoch, vor allem durch nur langsam sinkende Geburtenraten, von einem stetigen Wachstum der Weltbevölkerung ausgegangen, was bis zum Ende des Jahrhunderts eine Bevölkerungszahl von 15 Mrd. Menschen zur Folge haben wird. Der technologische Wandel vollzieht sich in dieser Szenariengruppe sehr heterogen. Neue Technologien und Innovationen werden in einigen Regionen sehr viel schneller eingeführt als in anderen, da sich die Industrie auf die lokalen Vorkommen an Rohstoffen, dem Bildungsgrad der Bevölkerung und der Kultur anpaßt. So werden Länder und Regionen mit ergiebigen Rohstoffquellen eine sehr Ressourcen intensive Wirtschaft führen, wohingegen andere, denen dieser Zugang fehlt versuchen werden die Abhängigkeit von Importen zu Minimieren, etwa durch Innovationen zur optimalen Ressourcennutzung.

Der Wohlstand wird ebenfalls unregelmäßig verteilt sein, es wird zwar in einigen Regionen eine Verringerung der Einkommensdisparitäten erreicht, in anderen wird die Kluft zwischen Arm und Reich jedoch noch größer werden.

In Abbildung 4.3 sind die prognostizierten CO₂-Emissionen mit der zu erwartenden Schwankungsbreite dargestellt. Durch die stetig steigende Bevölkerungszahl und die zum Teil äußerst ressourcenintensiven Wirtschaftsräume ist hier ein stetiger Anstieg der Kohlendioxidemissionen bis zum Ende des Jahrhunderts zu erwarten.

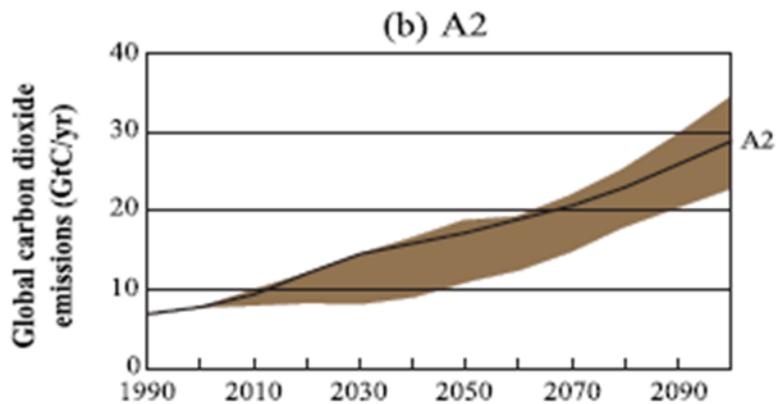


Abbildung 4.3: Entwicklung der CO₂-Emissionen im Szenario A2
(Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)

4.1.2.3 Szenariengruppe B1

Der Handlungsstrang B1 beschreibt eine konvergierende Welt, mit einem raschen Wandel der wirtschaftlichen Strukturen in Richtung einer Dienstleistungs- und Informationswirtschaft, welche durch eine Reduktion der Ressourcenintensität und das Einführen von umweltfreundlichen und effizienteren Technologien charakterisiert wird.

Wie auch beim A1B Handlungsstrang wurde die Bevölkerungsprognose des IIASA von 1996 herangezogen, welche ein Wachstum auf knapp 9 Mrd. Menschen bis zum Jahr 2050 annimmt, und danach eine Abnahme der Bevölkerungszahl auf 7 Mrd. bis zum Ende des Jahrhunderts.

Die wirtschaftliche Entwicklung in B1 ist sehr ausgeglichen, die Anstrengungen eine homogene Einkommensverteilung zu erlangen zeigen Wirkung. Wie in der Szenariengruppe A1 beschreibt B1 eine sich rasch verändernde und konvergierende Welt, allein die Prioritäten sind unterschiedlich. In A1 ist das Hauptaugenmerk auf wirtschaftliches Wachstum ausgelegt, wohingegen in B1 die Gewinne wieder investiert werden um die Ressourcen Effizienz zu erhöhen, soziale Institutionen zu schaffen, Verteilungsgerechtigkeit zu erlangen und die Umwelt zu schützen. Weiters schützt ein dichtes soziales Netz vor Armut und sozialem Ausschluss schlechter Gestellter.

In B1 wird ein gleitender Übergang von fossilen zu alternativen Energieträgern angenommen. In der Übergangsphase wird hauptsächlich fossiles und anders gewonnenes Gas verwendet, doch die Hauptstoßrichtung des Wandels geht

Richtung Nicht-Fossile Energieträger und dies vor allem durch gesteigertes Interesse an Umweltschutz.

In Abbildung 4.4 sind die prognostizierten CO₂-Emissionen mit der zu erwartenden Schwankungsbreite dargestellt. Bis zur Mitte des Jahrhunderts ist noch ein leichter Anstieg der Emissionen zu erkennen, danach geht der Kohlenstoffausstoß signifikant zurück, möglicherweise sogar unter dem Wert von 1990.

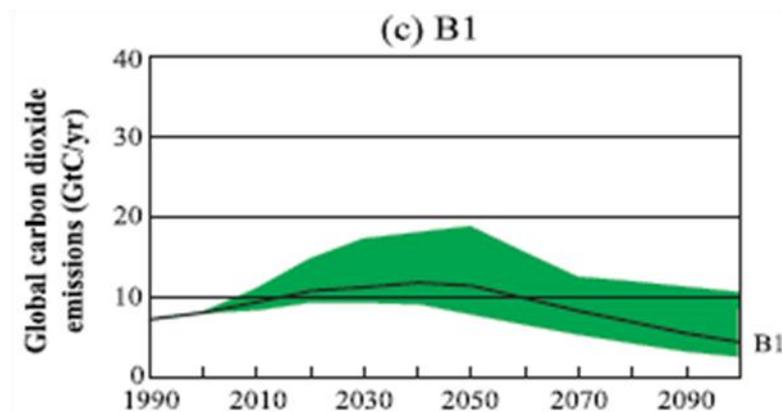


Abbildung 4.4: Entwicklung der CO₂-Emissionen im Szenario B1
(Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)

4.1.2.4 Szenariengruppe B2

Dieser Handlungsstrang findet keinen Eingang in die weiteren Untersuchungen dieser Diplomarbeit, er soll jedoch der Vollständigkeit halber kurz charakterisiert werden.

Die B2 Szenarienfamilie beschreibt eine Welt in der der Schwerpunkt auf lokalen Lösungen zur Realisierung wirtschaftlicher, sozialer und ökologischer Nachhaltigkeit liegt. Auch hier steigt die Bevölkerungszahl stetig an, jedoch nicht so stark wie im A2 Handlungsstrang. Die wirtschaftliche Entwicklung ist mittelmäßig im Vergleich zu anderen Szenarien, mit einem weniger raschen dafür differenzierteren technologischen Wandel.

In Abbildung 4.5 sind die prognostizierten CO₂-Emissionen mit der zu erwartenden Schwankungsbreite dargestellt. Der Kohlenstoffausstoß steigt zwar bis zum Jahr 2100, jedoch nicht annähernd so stark wie im Szenario A2.

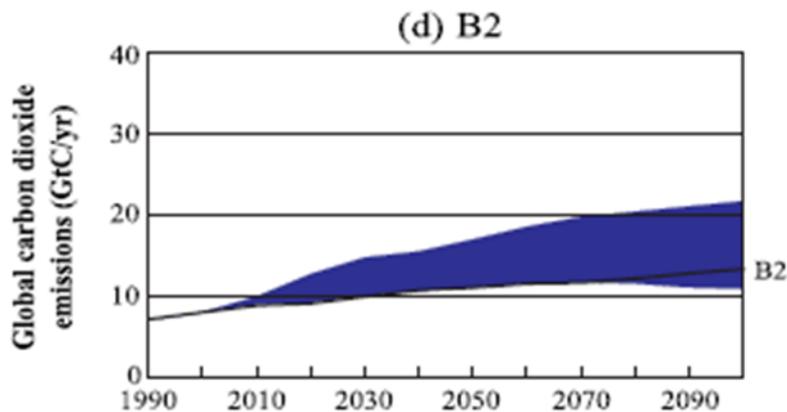


Abbildung 4.5: Entwicklung der CO₂-Emissionen im Szenario B2
(Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)

4.1.3 Methodik der Klimamodellierung

Für die Klimamodellierung dieser, im globalen Maßstab gesehen, kleinen Region in Mitteleuropa wurde das regionale Modell REMO in das globale Modell ECHAM5/MPI-OM integriert. Das globale Modell liefert hierbei die Eigenschaften der Luftmassen, die in das Untersuchungsgebiet ein- bzw. ausströmen. D.h. an den Rändern des Untersuchungsgebietes strömen die vom globalen Zirkulationsmodell berechneten Luftmassen in das Untersuchungsgebiet und REMO übernimmt diese Werte und berechnet das Klima unter Berücksichtigung lokaler und regionaler Gegebenheiten.

4.1.3.1 Globale Modellierung

Um Klimamodelle auf ihre Konsistenz zu überprüfen werden sie verschiedenen Tests unterzogen, welche zeigen sollen, ob die berechneten Ergebnisse auch glaubwürdig sind.

Mit dem globalen Modell ECHAM5/MPI-OM wurde eine Simulation der letzten 500 Jahre durchgeführt. Hierbei wurden die Konzentrationen der Treibhausgase konstant auf vorindustriellem Niveau gehalten. Sollte das Klimamodell einwandfrei rechnen, so dürfte sich kein eindeutiger Trend in der Temperaturentwicklung abzeichnen. Tatsächlich steigt die globale und jährlich gemittelte Temperatur in Bodennähe nur unwesentlich um 0,03 Grad pro Jahrhundert an. Diese Simulation liefert die

Anfangsbedingungen der Modellierung des Klimas sowohl des 20. Jahrhunderts, als auch für die Klimaprojektionen im 21. Jahrhundert.

Weiters kann überprüft werden, ob das Modell auch in der Lage ist die externen Antriebe im Klimasystem abzubilden, wie z.B. Treibhausgase, Aerosole, Sonneneinstrahlung und vulkanische Aktivität und so das beobachtete Klima im 20. Jahrhundert reproduzieren kann. Dabei muss angemerkt werden, dass die jährlichen Temperaturschwankungen durch ENSO-Variabilitäten erklärt werden können. Die El Nino Southern Oscillation kann vom Modell nur in ihrer statistischen Gesamtheit (relative Häufigkeit, Amplitude,...) nicht jedoch in ihrer jährlichen beobachteten Abfolge reproduziert werden. Gut modellierbar sind längerfristige Veränderungen im externen Antrieb, wie z.B. der CO₂-Anstieg, oder aber auch kurzfristige Temperaturveränderungen nach starken Vulkanausbrüchen. Beim Vergleich mit globalen Klimadaten hat sich gezeigt, dass das Klimamodell ECHAM5/MPI-OM in der Lage ist die beobachteten Temperaturen des 20. Jahrhunderts zu reproduzieren. Die Simulation des vergangenen Jahrhunderts wird auch globaler Kontrolllauf genannt.

Um Klimaprojektionen in die Zukunft vornehmen zu können, müssen Annahmen über den Zustand der Atmosphäre getroffen werden. Insbesondere ist es notwendig die Veränderungen in der Zusammensetzung klimawirksamer Gase abzuschätzen. Zu diesem Zweck wurden die im vorigen Kapitel angesprochenen Klimaänderungsszenarien des IPCC herangezogen. Die für die regionale Klimamodellierung verwendeten Szenarien sind wie schon erwähnt A1B (realistisch), A2 (pessimistisch) und B1 (optimistisch).

In Abbildung 4.6 ist der zeitliche Verlauf der CO₂-Emissionen wie sie im Modell implementiert werden, sowohl für den Zeitraum 1860-2000 (gemessen), als auch von 2001 bis 2100 (Prognosen laut Szenarien), dargestellt.

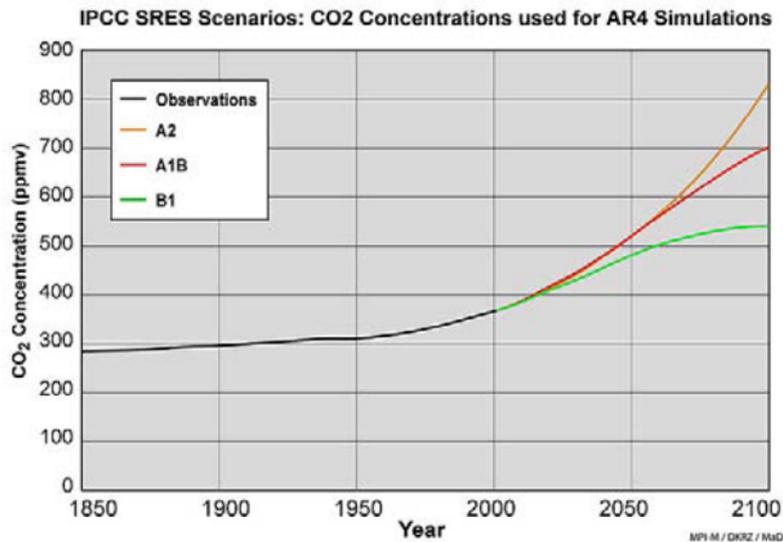


Abbildung 4.6: CO₂-Konzentration in der Atmosphäre: beobachtet und laut IPCC SRES-Szenarien (Quelle: JACOB et al. 2008)

Abgesehen von Kohlendioxid finden natürlich auch andere Treibhausgase wie Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O), Ozon (O₃), die wichtigsten chlorierten Flourkohlenwasserstoffe (CFCs) und Sulfatsaerosole (SO₄) Berücksichtigung.

Mit diesen Inputs aus den Emissionswerten werden die globalen Klimasimulationen durchgeführt. Die Änderungen in den Treibhausgaskonzentrationen bewirken dabei einen Anstieg der mittleren globalen Temperatur bis 2100. Dabei liegt die Erwärmung zwischen 2,5°C (B1) und 4,1°C (A2), bezogen auf die Klimanormalperiode 1961 bis 1990. (Siehe Abbildung 4.7)

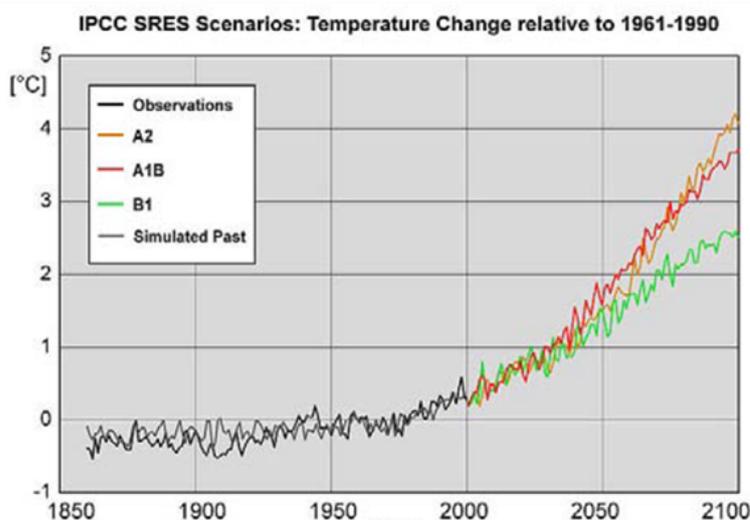


Abbildung 4.7: Temperaturveränderung bezogen auf das Mittel von 1961-1990, Simulationen und Beobachtungen (Quelle: JACOB et al. 2008)

4.1.3.2 Das regionale Klimamodell REMO

Das dreidimensionale hydrostatische Klimamodell REMO ist ein atmosphärisches Zirkulationsmodell, welches die relevanten physikalischen Prozesse dynamisch berechnet (Jacob, 1997; Jacob 2001; Jacob et al., 2007). Im Modell nicht auflösbare, subskalige physikalischen Prozesse, z.B. Bildung von Konvektion, werden durch Parametrisierung berechnet.

REMO stellt eine Weiterentwicklung des Europa-Modells des Deutschen Wetterdienstes (DWD) dar. Die prognostizierten Variablen sind horizontale Windkomponenten, der Bodendruck, spezifische Feuchte, Temperatur sowie Flüssigwassergehalt. Die physikalische Parametrisierung wurde aus ECHAM4 übernommen, da diese auf Klimasimulationen abgestimmt ist und so eine optimale Einbettung in das globale Klimamodell stattfindet. (Jacob et al., 2008)

An den Rändern wird REMO wahlweise mit (Re)-Analysedaten¹ oder Daten aus globalen Klimamodellen angetrieben. D.h. REMO wird mit Randwerten aus dem globalen Klimamodell für Temperatur, Luftdruck, Winde und Feuchtigkeit initialisiert und anschließend mit sich kontinuierlich ändernden Daten angetrieben.

Die untere Grenze des Modells bilden die Land- bzw. Meeresoberfläche. Charakterisiert werden die Landoberflächen durch ihre Seehöhe, die Oberflächenbeschaffenheit, Rauigkeit und Bodenfeuchte.

REMO ist ein Gitterpunktsmodell, es liefert die Ausgabegrößen über ein Raster über das gesamte Untersuchungsgebiet. Einzelne Rasterzellen werden nicht diskretisiert, es können darauf anteilig Wasser-, oder Landoberflächen vorhanden sein, wobei das Wasser auch mit Eis bedeckt sein kann. Bei der Landoberfläche wird zwischen nacktem Boden und Vegetationsbedeckung unterschieden, sie kann aber teilweise oder zur Gänze mit Schnee bedeckt sein. (Siehe Abbildung 4.8)

¹ Re-/Analysedaten sind numerische Analysen des Wetters auf Basis beobachteter Werte

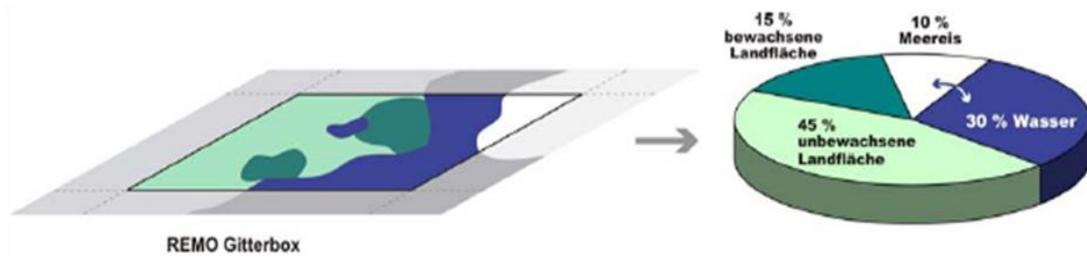


Abbildung 4.8: Konzept der fraktionellen Oberflächenbedeckung in REMO
(Quelle: JACOB et al. 2008)

Abgesehen von den prognostischen Variablen werden noch eine Vielzahl an Klimaparameter berechnet, wie die Bodentemperatur in verschiedenen Schichten, Niederschlag, Bodenfeuchte, Windverhältnisse, usw.

4.1.3.3 Downscaling mittels Doppelnestung

Die Klimamodellierung durch REMO wurde mit der Methode der Doppelnestung zum Downscaling durchgeführt. Das Nestingverfahren wurde in zwei Schritten durchgeführt, um einen zu großen Skalensprung zwischen der Horizontalauflösung des antreibenden atmosphärischen Modells (~ 200km) und der Horizontalauflösung von REMO (0,088°; ~ 10km) zu vermeiden.

Als erster Schritt wurden die Ergebnisse der globalen Modellierung durch ECHAM5/MPI-OM als Randbedingung für die Initialisierung von REMO mit einer Auflösung von 0,44° (ca. 50km) implementiert, wobei sich das Modellgebiet über ganz Europa erstreckt. Siehe Abbildung 4.9.

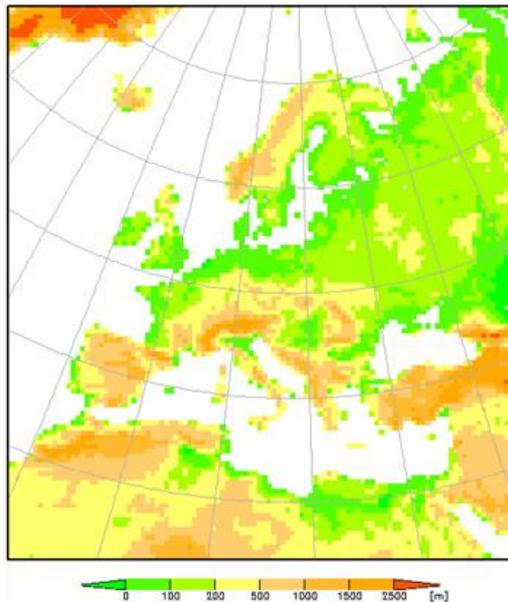


Abbildung 4.9: Modellgebiet der ersten Stufe des Doppelnestingverfahrens, horizontale Auflösung $0,44^\circ$; $\sim 50\text{km}$, mit eingezeichneter Topographie (Quelle: JACOB et al. 2008)

Im zweiten Schritt wurden die Ergebnisse der $0,44^\circ$ -Modellierung als Randwerte der Simulation mit $0,088^\circ$ ($\sim 10\text{km}$) horizontaler Auflösung verwendet. Das Modellierungsgebiet umfasst hier Deutschland, Österreich und die Schweiz. Siehe Abbildung 4.10.

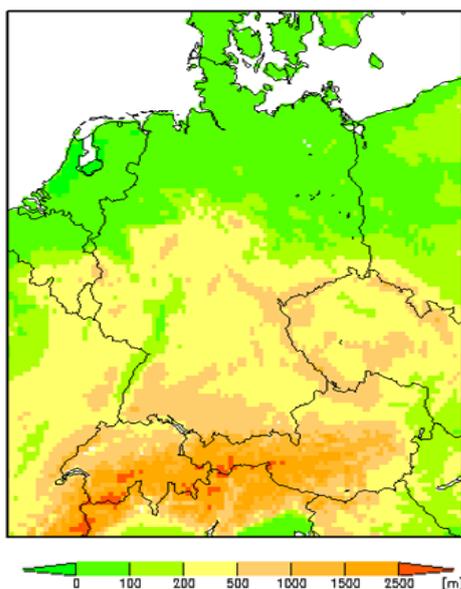


Abbildung 4.10: Modellgebiet der zweiten Stufe des Doppelnestingverfahrens, horizontale Auflösung $0,088^\circ$; $\sim 10\text{km}$, mit eingezeichneter Topographie (Quelle: JACOB et al. 2008)

4.1.3.4 Validierungs-, Kontroll- und Szenarienläufe

Zur Qualitätsprüfung von REMO wurde eine Reihe von Validierungsläufen durchgeführt. Hierfür wurde eine Simulation von 1979-2003 durchgeführt, wobei die Randwerte für REMO aus Daten des Reanalyseprojekts ERA15 des EZMW für 1979-1993 und für den Zeitraum von 1994-2003 Daten aus den operationellen Analysen des EZMW verwendet wurden. (JACOB et al. 2008)

Für die Simulation des Klimas im nächsten Jahrhundert wurden die SRES-Emissionsszenarien A1B, B1 sowie A2 (siehe Kapitel 3.2.2) zugrundegelegt. Im Kontrolllauf entsprechen die Emissionswerte den global beobachteten Treibhausgaskonzentrationen von 1950-2000.

Die Basis für die dynamische Regionalisierung mit REMO bildeten die Daten aus dem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modells ECHAM5/MPI-OM, sowohl für den Kontrolllauf von 1950-2000, als auch für die 3 Szenarienläufe von 2001-2100.

In der folgenden Analyse wird aus dem Kontrolllauf die Zeitspanne von 1961-1990 (Klimanormalperiode) verwendet und aus den Szenarien der Zeitraum von 2071-2100.

4.2 Hydrologie

4.2.1 Allgemeines

Zur Berechnung zukünftiger Abflüsse an der Großen Mühl wird ein Niederschlags-Abflussmodell verwendet. N-A Modelle dienen zur Modellierung des Abflusses aus Niederschlagsdaten. Im Laufe der Jahre wurde eine Vielzahl von N-A Modellen entwickelt, welche nach verschiedenen Gesichtspunkten unterschieden werden können.

In dieser Arbeit findet ein Modell Anwendung, welches am IWHW (Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau) der Universität für Bodenkultur entwickelt wurde. Es handelt sich dabei um ein konzeptionelles Modell, welches folgenden Anforderungen gerecht wird (H. HOLZMANN & H.P. NACHTNEBEL 2002):

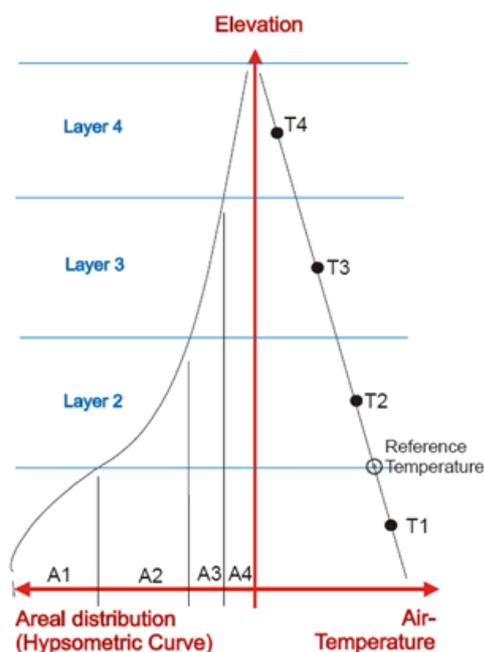
- Zeitdiskretisierung 1 Tag
- Prognostizierbarkeit der Inputvariable
- Kontinuierliche Modellierung
- Reproduzierbarkeit einer geschlossenen Wasserbilanz

Das Modell arbeitet mit zwei Komponenten, zum einen mit einem Schnee- bzw. Eisschmelzmodell, welches die Akkumulation von Schnee während der kalten Jahreszeit und das Abschmelzen des Schnees im Frühjahr simuliert. Zum anderen werden die aus dem Schmelzmodell errechneten Abflüsse zuzüglich des nassen Niederschlags über das N-A Modell zum Pegelabfluss transformiert. Dabei finden auch Bodenkomponenten, Verdunstungsprozesse und die Interaktion mit dem Grundwasser Berücksichtigung. (HOLZMANN et.al 2008)

4.2.2 Methodik der hydrologischen Modellierung

4.2.2.1 Schneesmelz- und Schneeakkumulationsmodell

Die Modellkomponenten für Schneesmelze und –Akkumulation arbeiten mit dem Grad-Tag-Verfahren. Das Verfahren ist relativ simpel und benötigt nur wenige Inputdaten. Für die Temperaturdaten wurden Zeitreihen einer Referenzstation herangezogen. Um trotzdem der Einfachheit brauchbare Ergebnisse zu erzielen, wurde durch Einbeziehung höhenabhängiger Temperaturgradienten eine hypsometrische Unterteilung des Einzugsgebietes vorgenommen. Siehe Abbildung 4.11. Dabei wurde im Modell eine Klassifikation in 100m Höhenzonen gewählt. Die Höhenzonen wurden aus einem digitalen Höhenmodell (DHM) mit einer Rasterweite von 30 Metern extrahiert. Für das DHM wurden Daten der SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) der NASA verwendet (Quelle: ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/). Die Berechnung der Temperatur in der jeweiligen Höhenzone erfolgt durch lineare Interpolation bezogen auf die Referenzstation. Verwendet wurde ein feucht-adiabatischer Temperaturgradient von $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro 100m.



Schneeakkumulation:

$$T_i < T_{melt,k} \text{ } ^{\circ}\text{C}$$

Schneesmelze:

$$T_i \geq T_{melt,k} \text{ } ^{\circ}\text{C}$$

wobei:

T_i durchschnittliche Tagestemperatur

$T_{melt,k}$ Schmelztemperatur am Tag k

Abbildung 4.11: Schema der Schmelzberechnung (HOLZMANN 2008)

Schneeakkumulation tritt auf, wenn bei Niederschlag die Schwellentemperatur der jeweiligen Höhenzonen unterschritten wird.

Schneesmelze tritt auf, wenn die Schwellentemperatur der jeweiligen Höhenzone überschritten wird.

Wenn die Bedingung für Schmelze mit $T_i > T_{\text{melt},k}$ erfüllt ist, berechnet sich die Schmelzrate q_s anschließend aus folgender Formel:

$$q_s = fak_K \cdot T_i$$

q_s	...Schmelzrate [mm]
fak_K	...Schmelzfaktor [mm/d]
T_i	...Mittlere Tagestemperatur > 0 °C

Der Schmelzfaktor ist ein einzugsgebietspezifischer Wert und wird daher im Modell als Kalibrierungsgröße verwendet, wobei die durchschnittlichen Werte bei 2,5 bis 3 liegen, in Extremfällen bei bis zu 6. Je größer der Wert desto stärker ist die Schmelzintensität, je kleiner, desto langsamer Verläuft der Abschmelzprozess.

Wie bereits angesprochen tritt Schneeakkumulation dann auf, wenn die Schwellentemperatur von 0 °C in den einzelnen Höhenzonen unterschritten wird, sobald Niederschlag fällt. Der gefallene Schnee wird hierbei für jede Höhenzone in mm Wasseräquivalent angegeben.

Im Falle einer Schneeakkumulation reduziert sich der wirksame Niederschlag – jener Niederschlag der in Form von Regen fällt – gemäß dem Flächenanteil jener Zonen, in denen Schneefall auftritt (HOLZMANN et al., 2008)

4.2.2.2 Ermittlung des Gebietsniederschlages

Das N-A Modell arbeitet mit einem über das gesamte Einzugsgebiet gemittelten Gebietsniederschlag auf Tageswertbasis. Da für die Kalibrierung mit Beobachtungsdaten mehrere Niederschlagsmessstationen zur Verfügung stehen wird als Interpolationsmethode die Inverse Distanz Gewichtung verwendet um den gemittelten Niederschlag pro Tag zu berechnen. Die Niederschlagszeitreihen stammen aus den Messstationen Schwarzenberg, Julbach und Schlägl, welche vom

hydrographischen Dienst Oberösterreich betrieben werden. (siehe Abbildung 4.12) Weiters ist für die Ermittlung der Temperatur in den einzelnen Höhenzonen eine Referenzstation für diese erforderlich. Hierfür wurde die Station Kollerschlag, betrieben von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, verwendet. Diese liegt nicht im Untersuchungsgebiet, sondern einige Kilometer weiter südlich, die Temperaturcharakteristik sollte sich aber nur unwesentlich von jener im Einzugsgebiet unterscheiden.

Bei den Klimaszenarien handelt es sich um Rasterdaten mit einer räumlichen Auflösung von ca. 10km. Auf anraten des MPI-Hamburg sollten einzelne Rasterwerte für den Niederschlag nicht herangezogen werden, sondern das Mittel von mindestens 4 bis 9 Gitterboxen. Für die Ermittlung des Gebietsniederschlages wird der gemittelte Niederschlag aus 9 Rasterzellen verwendet, die herangezogenen Grids sind in Abbildung 4.12 mit Indexnummern aus REMO versehen dargestellt. Für die Temperaturzeitreihe wird die Gitterbox mit der Indexnummer 76/35 verwendet, welche inmitten des Einzugsgebietes liegt.

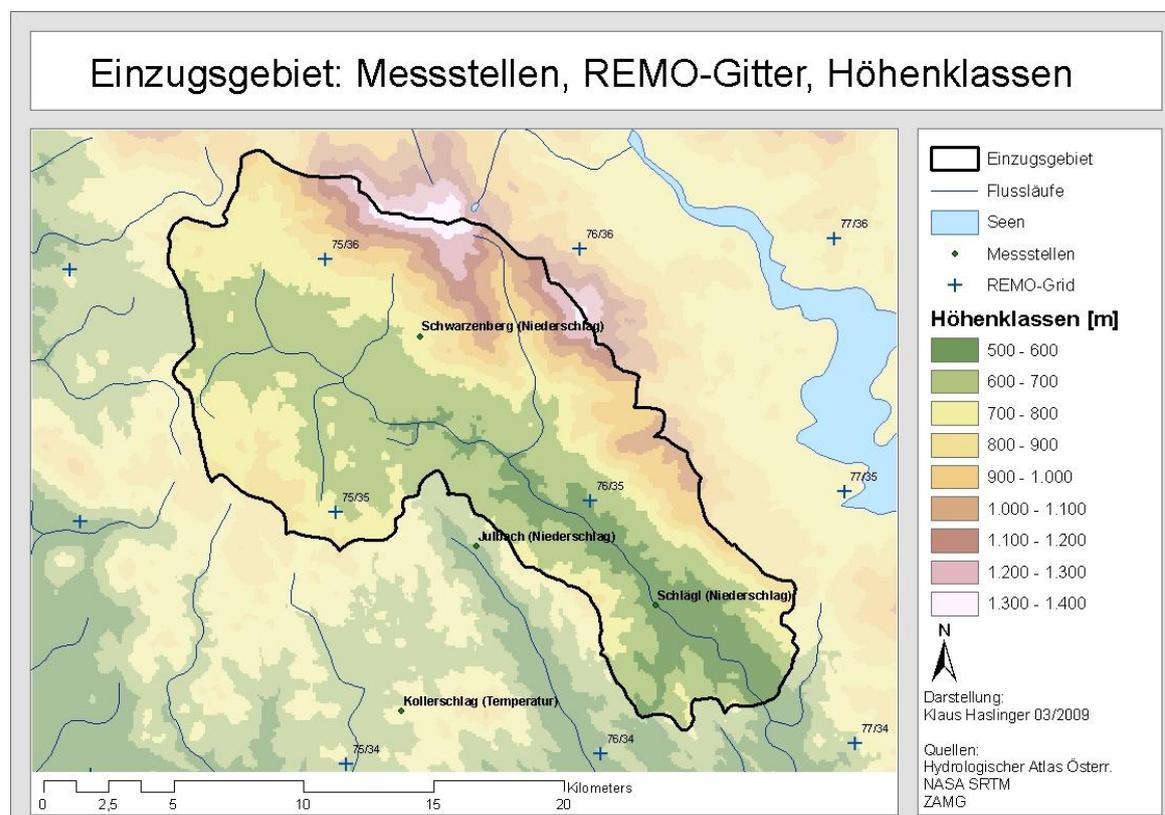


Abbildung 4.12: Niederschlags- und Temperaturmessstellen, REMO-Gitter

4.2.2.3 Abflustransformation

Für die Abflustransformation von Schneeschmelze und des nassen Niederschlags in Abflusswerte wurde ein konzeptionelles Modell gewählt. Dieses ermöglicht die Berechnung der raschen (oberflächigen) Abflusskomponente, des Zwischenabflusses und des langsamen Basisabflusses. Das System ist durch zwei Speicher beschrieben, wobei der obere den Mulden- und Bodenspeicher, der untere den Grundwasserspeicher charakterisiert. Zusätzlich wurde noch ein Direktabflussspeicher eingeführt, welcher raschen Abfluss bei gefrorenem Boden oder starken Niederschlagsintensitäten ermöglicht. Bei intensiven Niederschlägen muss dabei ein Schwellenwert für die Niederschlagsintensität überschritten werden, bei dem variable, intensitätsabhängige Abflussbeiwerte zum Tragen kommen. Abbildung 4.13 zeigt das Konzept des Modells.

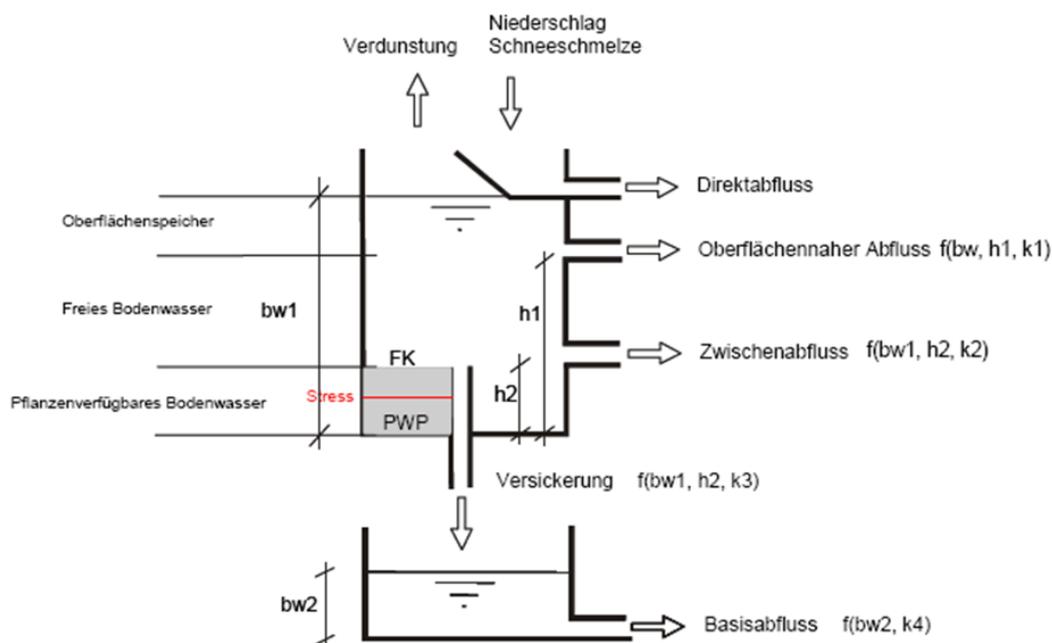


Abbildung 4.13: Konzept des Niederschlags-Abfluss Modells (Quelle: HOLZMANN 2008)

Für die Modellierung sind Randbedingungen anzunehmen, welche die Füllungsgrade der Speicher 1 und 2 (bw_1 und bw_2) beschreiben, sowie Input (Niederschlag und Schneeschmelze) und Senkenterm (potentielle Verdunstung). Der Gesamtabfluss im System ergibt sich aus der Summe von Direktabfluss, oberflächennahem Abfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss.

Modellinput Niederschlag und Schneeschmelze:

Der Zufluss zu Speicher 1 wird durch die Komponenten Schneeschmelze und wirksamer Niederschlag gebildet. Unter wirksamen Niederschlag wird dabei jener Niederschlag, der in flüssiger Form als Regen zu Boden fällt verstanden. Diese Größen werden im Schneeschmelzmodul berechnet und an das nachgeschaltete Bodenmodell übergeben. Für den Fall von Schneeschmelze auf noch gefrorenem Boden wurde ein Kalibrierungsfaktor eingeführt, welcher es ermöglicht einen prozentuellen Anteil der Schneeschmelze über den Direktabflussspeicher abzuführen. Dieser Faktor schwankt zwischen 10 und 40%.

Zusätzlich wird bei hohen Niederschlagsintensitäten der Horton'sche Abfluss berücksichtigt, der über einen variablen Abflussbeiwertansatz berechnet wird. Dieser Niederschlagsanteil wird durch einen separaten Linearspeicher transformiert.

Potentielle und aktuelle Verdunstung:

Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration erfolgt durch die Methode nach THORNTHWAITE (siehe MANIAK 2005). Dabei wird die mittlere potentielle Monatsverdunstung berechnet. Die Berechnungsformel lautet folgendermaßen:

$$Et_{pot} = 16,0 \cdot (10 \cdot T_m / I)^a \cdot f_{geo}$$

Et_{pot}	...potentielle Monatsverdunstung [mm]
T_m	...mittlere Monatstemperatur [°C]
I	...Wärmeindex für 12 Monate
a	...Kennwert in Abhängigkeit von I
f_{geo}	...Korrekturfaktor für die Sonnenscheindauer (geogr. Breite)

Hierzu ist anzumerken, dass die aktuelle Verdunstung V_{akt} immer niedriger ist als die potentielle V_{pot} . Je trockener der Boden, desto stärker wird die Restfeuchte in der Bodenmatrix zurückgehalten und desto größer ist der Widerstand für die Pflanzenverdunstung. Dieser Umstand wurde im Modell folgendermaßen implementiert: Unterschreitet die Speicherhöhe die Feldkapazität (vgl. FK in Abbildung 4.12), tritt eine lineare Verringerung der Verdunstung in Kraft. Ist der

Speicher leer, was einem Bodenwassergehalt beim Permanenten Welkepunkt PWP entspricht, so tritt keine Verdunstung auf. Dies wird in folgenden Gleichungen ausgedrückt:

$$\text{Falls } bw_1 < h_2: \quad V_{akt} = (bw_1/h_2) V_{pot}$$

$$\text{Falls } bw_1 > h_2: \quad V_{akt} = V_{pot}$$

Eine weitere Verdunstungsreduktion wird bei sehr feuchtem Wetter wirksam, wenn die Luft annähernd gesättigt ist. Dies tritt bei nennenswerten Niederschlagsmengen auf, und wird im Modell dann berücksichtigt, wenn die Tagesniederschlagssumme größer als 4 mm ist.

4.2.2.4 Systemparameter

Für die Beschreibung der Abflussprozesse wurde ein linearer Speicheransatz verwendet. Siehe Abbildung 4.12. Der Abfluss ist dabei vom aktuellen Speicherfüllungsgrad S und einer Speicherkonstante K abhängig. Dabei gelten folgende Beziehungen, welche hier in diskreter Schreibweise ersichtlich sind:

$$Q(t) = I(t) \cdot \left(1 - e^{-\frac{1}{K}}\right) + Q(t-1) \cdot e^{-\frac{1}{K}}$$

Folgende Speicherkonstanten sind anzugeben:

- K1 ...Speicherkonstante für oberflächennahen Abfluss
- K2 ...Speicherkonstante für Zwischenabfluss
- K3 ...Speicherkonstante für vertikale Versickerung
- K4 ...Speicherkonstante für Basisabfluss

Zusätzlich zu den Speicherkonstanten sind die Auslasshöhen h_1 und h_2 festzulegen. H_1 definiert den maximalen Wert des Bodenwasserspeichers. Wird die Speicherhöhe h_1 überschritten, ist der Boden vollständig gesättigt und es tritt Sättigungsabfluss auf. H_1 entspricht konzeptiv dem Gesamtporenvolumen des Bodens, abzüglich des nicht mobilen Bodenwassers. H_2 definiert die Höhe des

Zwischenabflusses, wobei diese Größe die Menge an pflanzenverfügbarem Wasser definiert.

4.2.3 Modellkalibrierung

Die Modellgüte wurde mittels Abflussdaten des Pegels Furtmühle überprüft. Als Zeitraum für die Kalibrierungsphase wurde die Spanne von 1961 bis 1990 verwendet. Dabei wurde versucht durch Manipulation bestimmter Modellparameter die modellierten Abflusswerte möglichst gut an die gemessenen Zeitreihen des Pegels Furtmühle anzugleichen.

Aufgrund der Kalibrierungsdurchläufe ergab sich folgender Parameterdatensatz:

```
#Pfad der Dateistruktur pfad
D:\Diplomarbeit\GrosseMuehl\
#Gletschschmelze berücksichtigt? (0 ... nein, 1 ... ja) iglaz
0
# Seehoehe der Referenztemperaturmessstelle altref
725.
#Nummer (Codierung) des Berechnungsgebiets igeb
42
#Hypsometrischer Gradient (Temperaturgradient / Lapse Rate) hypgrad
-0.007
# Strahlungsgradient radgrad
0.055
#Schmelztemperatur (Schwellenwert in oC) thres
0.
#Grad-Tag-Faktor fuer Schnee fak
2.5
#Grad-Tag-Faktor fuer Eis fakice
6.5
#Strahlungsfaktor fuer Schnee fakrad
0.025
#Strahlungsfaktor fuer Eis fakradice
0.01
#Gewichtungsfaktor Temperaturindex-anteil alpha
0.7
#Gewichtungsfaktor strahlungsindex-anteil beta
0.3
#Mindestniederschlag (mm), ab dem albedo zurueckgesetzt wird ansalb
5.0
#Minimumswert (Tageszahl des hydro1. Jahres) des jahreszeitlich
variierenden Gradtag-Faktors (31. Janner) ishift=91+31
122
#Maximum des Tagestemperaturgang (Stunde 15h) shift
15
#Reduktionsfaktor / Streckungsfaktor des Tagesgangs (Gewichtung) reduc
1.
#Jahresamplitude (+/-) des Grad-Tag-Faktors famp
0.
#Jahrsamplitude der Schwellentemperatur tamp
0.
#Methode der Schmelzberechnung meltmethod
1
#Beruecksichtigung von albedo (1=ja,0=nein) ialb
0
#Verwendung von "Cold-Content" (1=ja,0=nein) icc
```

```

0
#Verwendung von Expositionsgewichtung (1=ja,0=nein) iexp
0
# Prozentanteil des direkten Schmelzabflusses proz
40.
#Speicherkoefizient des Linearspeichers für Schneeabfluss sk
3.
#Speicherkoefizient des Linearspeichers für Gletscherabfluss gsk
1.5
#=== BODENPARAMETER=== Auslaßhöhe Oberflächenabfluss hr1
150.
#Auslaßhöhe Zwischenabfluss hr2
100.
#Speicherkoefizient Oberflächenabfluss k1
15.
#Speicherkoefizient Zwischenabfluss k2
40.
#Speicherkoefizient Perkulationsabfluss k3
40.
#Speicherkoefizient Basisabfluss k4
150.
#Anfangsspeichergehalt Boden bwin(1)
100.
#Anfangsspeichergehalt Grundwasser bwin(2)
150.
#Korrekturfaktor Verdunstung etpfak
1.02
#Korrekturfaktor Niederschlag nsfak
1.05
#=== OBERFLÄCHENABFLUSS Niederschlagsschwellenwert in mm ansoa1
20.0
#Niederschlagsschwellenwert in mm ansoa2
30.0
#Niederschlagsschwellenwert in mm ansoa3
51.0
#Speicherkoefizient Oberflächenabfluß oak
1.5
#Abflußbeiwert psioa1
0.2
#Abflußbeiwert psioa2
0.3
#Abflußbeiwert psioa3
0.42

```

Im N-A Modell ist ein zusätzlicher Algorithmus implementiert, welcher die gemessenen Pegelabflüsse mit den modellierten vergleicht und daraus statistische Parameter wie den Peak Weighted Root Mean Square Error, den Nash Coefficient und den Korrelationskoeffizienten jeweils für ein Jahr berechnet.

Bei der Modellierung des Abflusses wurde ein Korrelationskoeffizient von mindestens 0,75 angestrebt, erreicht wurde ein durchschnittlicher Wert von 0,80 von 1961 bis 1990. Die Einzeljahre schwanken zwischen 0,58 und 0,94, der Median liegt bei 0,83.

Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient liegt, gemittelt von 1961-1990, bei 0,50 und schwankt zwischen 0,86 und -0,47.

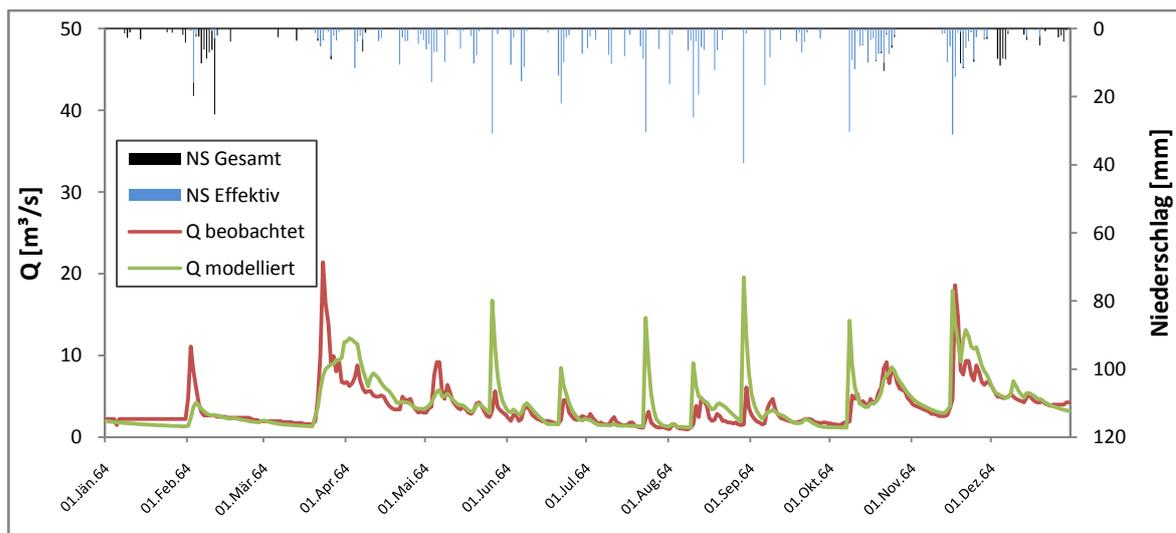
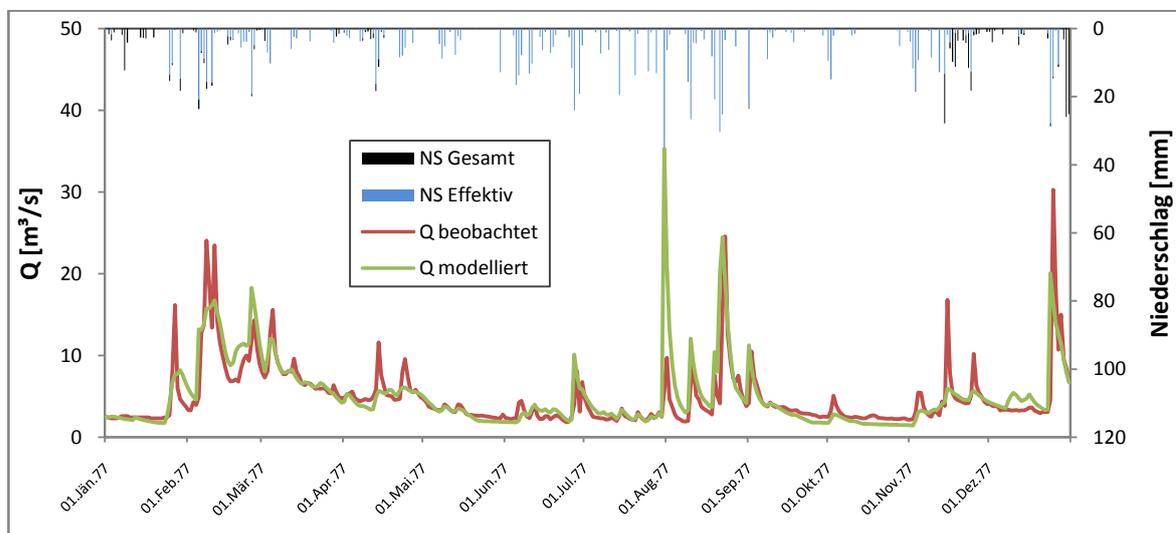
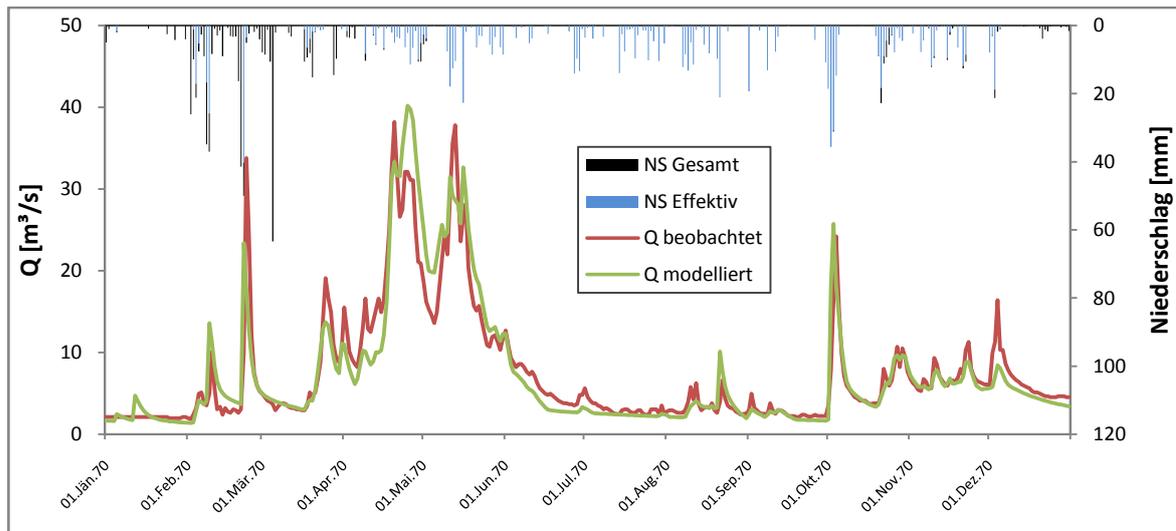


Abbildung 4.14: Jahresgang des modellierten und des beobachteten Abflusses, sowie gesamter als auch effektiver Niederschlag für die Jahre 1970, 1977 und 1964

In Abbildung 4.14 sind die Jahrgänge von 3 repräsentativen Jahren für den Abfluss aus Beobachtungs- und Modellierungsdaten sowie für den Gesamten und den effektiven Niederschlag dargestellt. Um die Modellgüte zu veranschaulichen wurden qualitativ unterschiedliche Jahre herangezogen. Die erste Darstellung zeigt das Jahr 1970, welches einen hohen Korrelationskoeffizienten von 0,94 aufweist, der Nash-Sutcliffe-Koeffizient liegt bei 0,85. Die Abflussspitzen werden gut wiedergegeben, wobei diese oft etwas zu früh auftreten, aber auch das Niederwasser deckt sich gut mit den beobachteten Werten.

Die zweite Grafik zeigt das Jahr 1977 mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,74 (Nash-Sutcliffe-Koeffizient 0,42). Ein Ereignis im August wird sehr stark vom Modell überschätzt, aber auch andere Niederschlagsereignisse in der warmen Jahreszeit liegen über den beobachteten Pegelabflüssen. Im Gegensatz dazu wird der Abfluss in den kalten Monaten tendenziell unterschätzt.

Ein ähnliches Bild zeigt sich in Grafik 3, hier ist ein unterdurchschnittlich modelliertes Jahr (1964) mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,65 und einem Nash-Sutcliffe-Koeffizienten von 0,09 dargestellt. Hier werden durchwegs die Abflüsse von Juni bis Oktober unter- und jene von November bis Mai überschätzt.

Gründe für diese Abweichungen können z.B. die relativ grobe, monatsweise Berechnung der potentiellen Evapotranspiration sein. Wird diese unterschätzt, so ist weniger Feuchtigkeit in der Atmosphäre für Niederschlag vorhanden. Aber auch die Tatsache, dass im westlichen Drittel des Einzugsgebietes keine Niederschlagsmessstation vorhanden ist, und so der Gebietsniederschlag nicht repräsentativ wiedergegeben wird, kann sich auf die Modellierung auswirken.

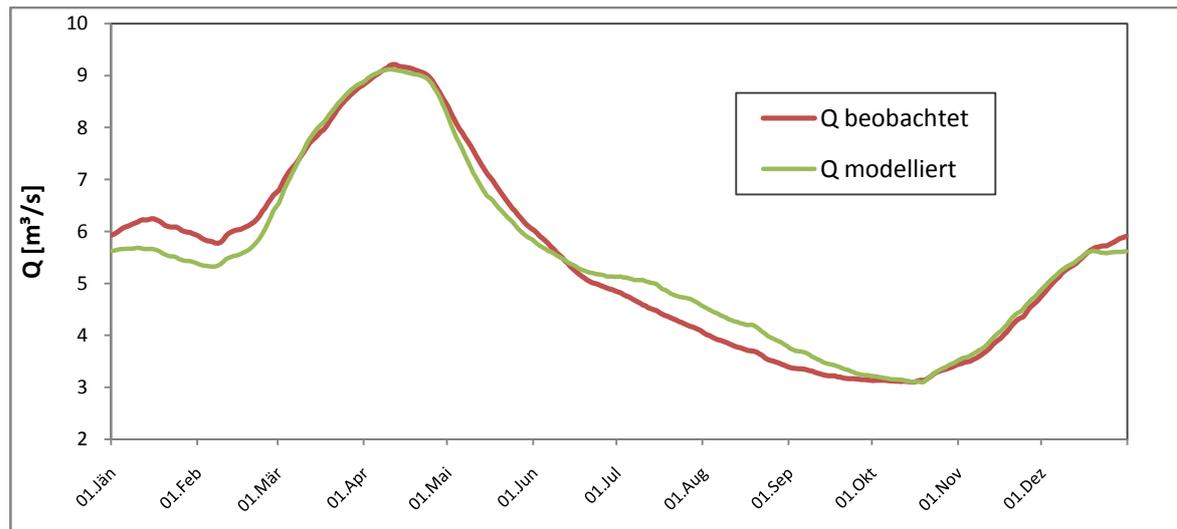


Abbildung 4.15: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete und modellierte Werte am Pegel Furtmühle

In Abbildung 4.15 ist der gemittelte Jahrgang des modellierten und beobachteten Abflusses von 1961-1990 dargestellt. Was vorhin angedeutet wurde findet hier zusätzliche Bestätigung, nämlich, dass der Abfluss im Winter eher unterschätzt und im Sommer eher überschätzt wird. Zwischendurch, im Frühjahr und im Herbst passt sich die Modellierung jedoch sehr gut den gemessenen Zeitreihen des Abflusses an.

Die Jahresbilanz ist ausgeglichen, d.h. der mittlere Tagesabfluss im Modell liegt bei 5,460 und in der Beobachtung bei 5,458m³/s.

4.2.4 Modellvalidierung

Die in der Kalibrierungsphase gewonnen Modellparameter wurden anschließend noch in einer Validierungsphase auf ihre Güte überprüft. Als Zeitspanne dienen die zehn Jahre nach der Kalibrierungsphase, von 1991-2000.

Der durchschnittliche Korrelationskoeffizient liegt bei 0,85, bei einer Spanne von 0,66 bis 0,94. Der durchschnittliche Nash-Sutcliffe-Koeffizient erreicht Werte um 0,67, die Werte streuen hierbei zwischen 0,88 und 0,41. In Abbildung 4.16 ist der Jahrgang 1995 des modellierten und des beobachteten Abflusses, sowie der gesamte und effektive Niederschlag dargestellt, der Korrelationskoeffizient beträgt in diesem Jahr 0,88. Es zeigt sich auch hier ein ähnliches Bild wie in der

Kalibrierungsphase, die Abflüsse im Sommer werden tendenziell überschätzt, im Gegensatz zu denen im Winter, sie werden meist zu niedrig modelliert.

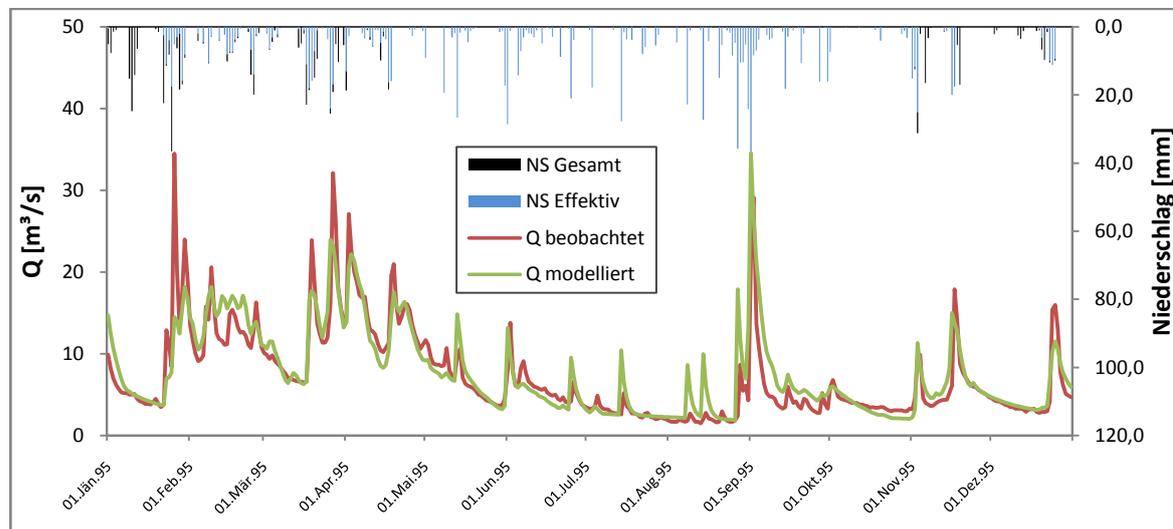


Abbildung 4.16: Jahresgang des modellierten und des beobachteten Abflusses, sowie gesamter als auch effektiver Niederschlag für das Jahr 1995

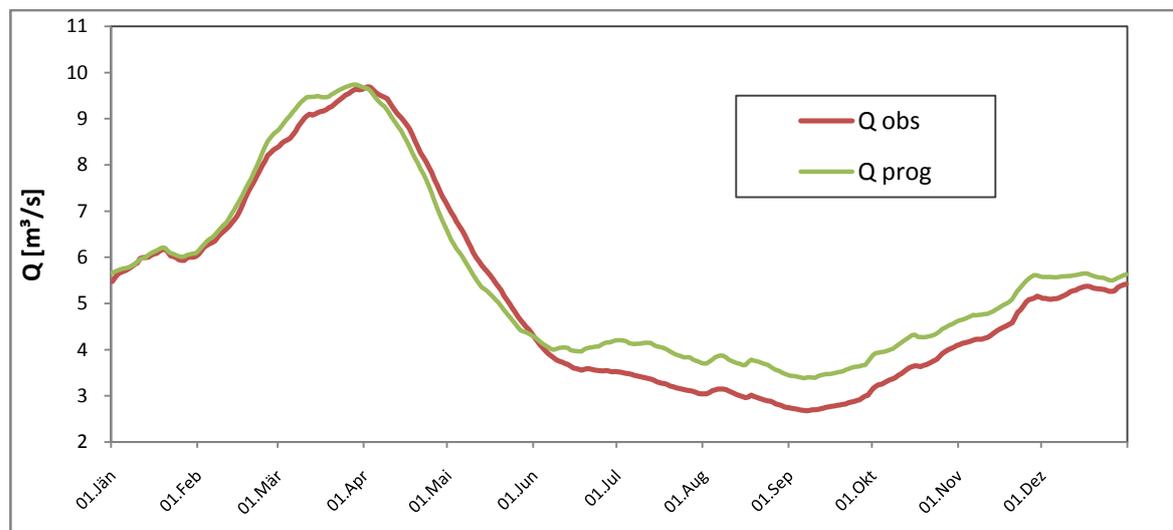


Abbildung 4.17 Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1991-2000; beobachtete und modellierte Werte am Pegel Furtmühle

In Abbildung 4.17 ist der gemittelte Jahresgang des modellierten und beobachteten Abflusses von 1991-2000 dargestellt. Die Abflusswerte stimmen in der ersten Jahreshälfte gut überein, ab Juni werden sie jedoch durchwegs zu hoch modelliert. Die Jahresbilanz divergiert aus diesem Grund etwas stärker, der kumulierte Tagesabfluss liegt im Modellierungslauf bei $2017\text{m}^3/\text{s}$ und in den Beobachtungsdaten bei $1901\text{m}^3/\text{s}$.

Im Großen und Ganzen werden die Abflüsse bei dieser Validierung des Modells relativ gut wiedergegeben. Die Korrelationskoeffizienten der einzelnen Jahre sind sehr hoch, und im Jahresgang wird die erste Hälfte äußerst genau nachmodelliert.

Die Parameter aus der Kalibrierung haben sich als brauchbar herausgestellt, mit diesen werden nun die weiteren Szenarienanalysen der ECHAM5/REMO-Klimamodellierungsdaten vorgenommen.

5. Analyse und Interpretation der Ergebnisse

5.1 Meteorologie

5.1.1 Überprüfung des REMO-Kontrolllaufes

Um die Validität der Eingangsdaten des Klimamodells zu überprüfen, werden die Ergebnisse des Kontrolllaufes von REMO mit denen der Beobachtungszeitreihen verglichen. Da Niederschlag und Temperatur Schlüsselparameter für die Abflussbildung sind, sollten diese Parameter möglichst gut mit den beobachteten Zeitreihen übereinstimmen.

Als Vergleichszeitraum dient die Klimanormalperiode von 1961-1990.

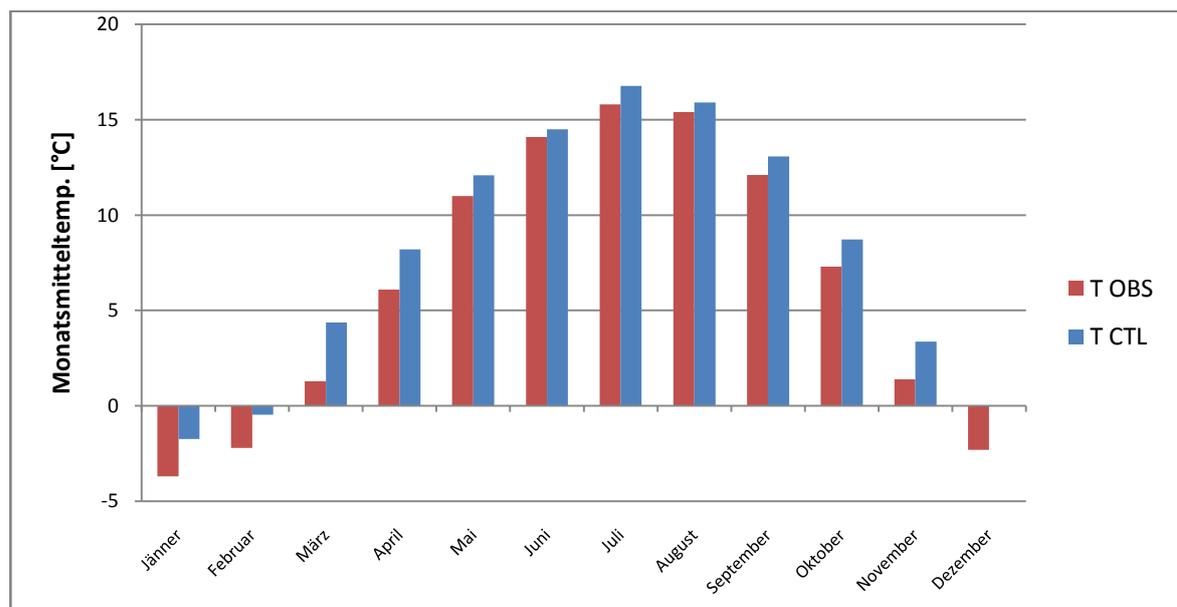


Abbildung 5.1: Monatsmittel der Temperatur von 1961-1990; gemessene Werte (T_{OBS}) und Kontrolllauf (T_{CTL})

In Abbildung 5.1 sind die Monatsmittelwerte der Temperatur im Vergleich zwischen Stationswerten aus der Referenzmessstelle Kollerschlag (T_{OBS}) und Werten des Kontrolllaufes aus der zentralen Gitterbox mit der Indexnummer 76/35 dargestellt (T_{CTL}), siehe auch Abbildung 4.12. Grundsätzlich werden die Temperaturen im Kontrolllauf überschätzt, wobei saisonale Unterschiede zu erkennen sind. Im Frühjahr, hier ganz besonders im März, ist die positive

Abweichung äußerst stark ausgeprägt. In den Sommermonaten beträgt der Fehler ein Minimum, er steigt im Herbst und Winter erst wieder deutlich an.

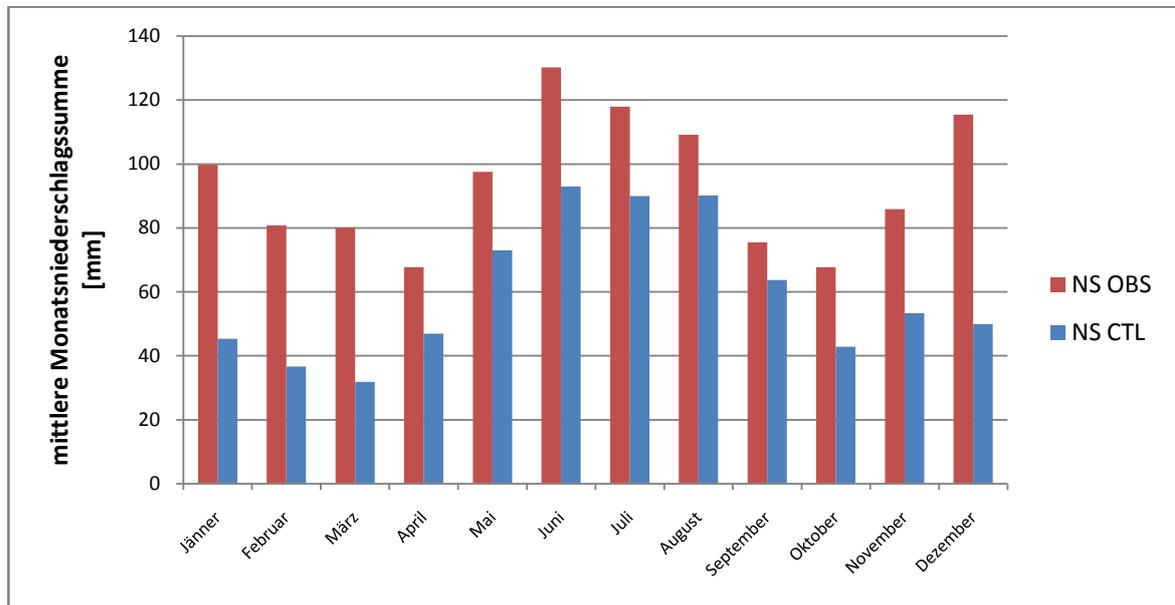


Abbildung 5.2: Mittler Monatsniederschlagssumme von 1961-1990; gemessene Werte (NS_{OBS}) und Kontrolllauf (NS_{CTL})

Abbildung 5.2 zeigt die durchschnittlichen Monatsniederschlagssummen der Stationswerte (NS_{OBS}), ermittelt aus den drei Niederschlagsstationen mittels inverser Distanz Gewichtung und der Werte aus dem Kontrolllauf (NS_{CTL}) ermittelt durch arithmetische Mittelung der 9 das Einzugsgebiet tangierenden Rasterzellen. Die Abweichungen sind außerordentlich stark, mit teilweise markanten Unterschätzungen des Niederschlags durch REMO, wobei der Bias in den Wintermonaten am größten ausfällt.

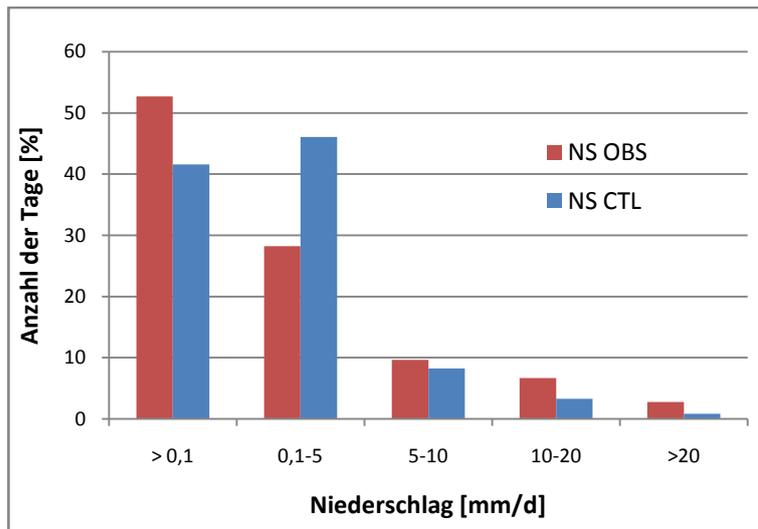


Abbildung 5.3: Tagesniederschläge Klassifiziert nach Niederschlagsmenge von 1961-1990; gemessene Werte (NS_{OBS}) und Kontrolllauf (NS_{CTL})

Vergleicht man einzelne Niederschlagsklassen, wie in Abbildung 5.3 dargestellt, so fallen auch hier deutliche Unterschiede zwischen Kontrolllauf und beobachteten Werten auf. Die modellierten Niederschlagswerte scheinen im Modell geglättet zu werden was sich auch in der Standardabweichung ausdrückt. Diese liegt bei den Stationswerten bei 5,99, beim Kontrolllauf jedoch nur bei 3,84, bei einem Mittelwert des Tagesniederschlags von 2,94 bzw. 1,96mm; siehe Tabelle 5.1.

Im Zuge aller dieser Abweichungen wird auch die Jahresniederschlagssumme im Mittel um ca. ein Viertel unterschätzt, die Monatsniederschlagssumme um ca. ein Drittel.

Tabelle 5.1: Statistische Kenngrößen des Niederschlages im Vergleich zwischen NS_{OBS} und NS_{CTL} im Zeitraum von 1961 -1990

	Mittelwert Jahressumme [mm]	Mittelwert Monatsniederschlag [mm]	Mittelwert Tagesniederschlag [mm]	Standardabweichung Tagesniederschlag [mm]
Niederschlag OBS	1128	94	2,94	5,99
Niederschlag CTL	759	60	1,96	3,84

5.1.2 Fehlerkorrektur der REMO-Inputdaten

Da die Daten aus dem REMO-Kontrolllauf erhebliche Abweichungen zu den gemessenen Niederschlags- und Temperaturzeitreihen aufweisen ist eine entsprechenden Fehlerkorrektur für die weitere Modellierung unumgänglich. Das Ziel sollte dabei sein, den systematischen Fehler in den modellierten Daten durch einen bestimmten Korrekturalgorithmus auszugleichen, welcher sich in weiterer Folge auch auf die Szenariendaten anwenden lässt.

Durch die voranschreitende Entwicklung regionaler Klimamodelle sind mittlerweile einige Studien zum Thema Fehlerkorrektur von Inputdaten durchgeführt worden. Nach WOOD et.al (2004) sollten sämtliche Inputdaten aus regionalen Klimamodellen nur mit einer entsprechenden Fehlerkorrektur für die weitere hydrologische Modellierung verwendet werden. In dieser Studie von Wood wurden unterschiedliche Methoden zur Fehlerkorrektur entwickelt, wobei hier jedoch sehr große Einzugsgebiete als Basis dienten.

5.1.2.1 Fehlerkorrektur mittels monatlichem Korrekturfaktor

Diese Art der Fehlerkorrektur wurde in einer Studie von H.J. FOWLER & C.G. KILSBY (2007) angewandt, wobei hier kleine Einzugsgebiete hinsichtlich unterschiedlicher Klimaänderungsszenarien untersucht wurden, welche vergleichbar sind mit jenem dieser Diplomarbeit. Aufgrund der Ähnlichkeit der Fragestellung wird der Korrekturalgorithmus auch hier angewandt, da die Ergebnisse der Studie durchaus zufriedenstellend waren.

Im konkreten Fall werden die Tageswerte von Niederschlag und Temperatur mit monatlichen Faktoren bzw. Termen korrigiert, sodass die modellierten Monatsmittel der Temperatur und Monatssummen des Niederschlags im Kontrolllauf mit jenen der beobachteten für die Klimanormalperiode von 1961-1990 übereinstimmen. Dieser Ansatz stellt nur eine statistische Anpassung der Monatswerte dar, Varianz, Standardabweichung und Schiefe der Tageswerte werden durch diese Methode nicht unbedingt verbessert.

Tabelle 5.2: Korrekturfaktoren für Temperatur und Niederschlag

	Jän.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
Korrekturterm Temperatur	-1,96	-1,73	-3,07	-2,11	-1,08	-0,40	-0,97	-0,50	-0,98	-1,42	-1,97	-2,31
Korrekturfaktor Niederschlag	2,20	2,20	2,51	1,44	1,37	1,40	1,31	1,21	1,18	1,58	1,61	2,31

In Tabelle 5.2 sind die aus den Monatsmittelwerten errechneten Korrekturfaktoren aufgelistet. Aufgrund der Datenart sind die Faktoren für Temperatur und Niederschlag unterschiedlich, die Niederschlagskorrektur erfolgt multiplikativ mittels eines Faktors und die Temperaturkorrektur additiv mittels eines Terms.

Tabelle 5.3: Statistische Kenngrößen des Niederschlages im Vergleich zwischen NS_{OBS} , NS_{CTL} und $NS_{CTL\ korr}$ im Zeitraum von 1961 -1990

	Mittelwert Jahressumme [mm]	Mittelwert Monatsniederschlag [mm]	Mittelwert Tagesniederschlag [mm]	Standardabweichung Tagesniederschlag [mm]
Niederschlag OBS	1128	94	2,94	5,99
Niederschlag CTL	759	60	1,96	3,84
Niederschlag CTL korr	1127	94	3,09	5,78

In Tabelle 5.3 sind statistische Kennwerte des Niederschlages für die Beobachtungszeitreihen, die Zeitreihen des Kontrolllaufes sowie des korrigierten Kontrolllaufes aufgelistet. Die Mittelwerte für Jahressumme, Monatsniederschlag und Tagesniederschlag decken sich erwartungsgemäß relativ gut, auch die Standardabweichung liegt nur wenig unter der der gemessenen Niederschläge.

Tabelle 5.4: Statistische Kenngrößen der Temperatur im Vergleich zwischen T_{OBS} , T_{CTL} und $T_{CTL\ korr}$ im Zeitraum von 1961 -1990

	Jahresmittel [°C]	Mittelwert DJF [°C]	Mittelwert MAM [°C]	Mittelwert JJA [°C]	Mittelwert SON [°C]	Standardabw. [°C]
Temperatur OBS	6,36	-2,73	6,13	15,10	6,93	8,05
Temperatur CTL	7,90	-0,73	8,22	15,72	8,39	7,39
Temperatur CTL korr	6,42	-2,76	6,26	15,22	6,97	8,05

Tabelle 5.4 zeigt jährliche und saisonale Mittelwerte sowie die Standardabweichung der Temperatur für die Beobachtungen, den Kontrolllauf und den korrigierten Kontrolllauf. Das Jahresmittel wird hierbei relativ gut reproduziert, die saisonalen Werte ebenso, wobei in den Frühjahrs- und Sommermonaten die Abweichungen zwischen Beobachtung und korrigiertem Kontrolllauf am größten sind. Die Standardabweichung erreicht nach der Korrektur denselben Wert wie in den Zeitreihen aus der Messstation.

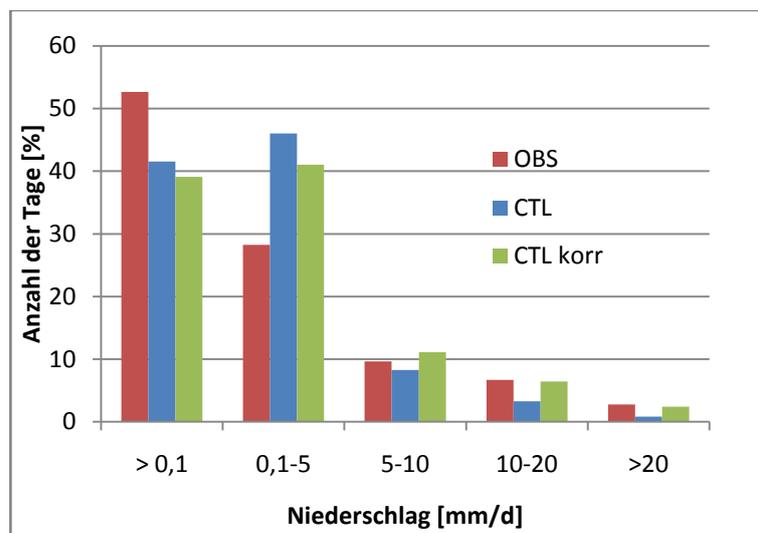


Abbildung 5.4: Tagesniederschläge Klassifiziert nach Niederschlagsmenge von 1961-1990; gemessene Werte (NS_{OBS}), Kontrolllauf (NS_{CTL}) und korrigierter Kontrolllauf ($NS_{CTL\ korr}$)

Bei der Darstellung der Klassifizierten Niederschläge (siehe Abbildung 5.4) ist erkennbar, dass die Angleichung an gemessene Werte nicht im selben Umfang funktioniert, wie bei der der Monatsniederschlagssummen. Die ersten beiden Klassen mit geringen Niederschlagsintensitäten divergieren auch nach der Korrektur noch erheblich von den Beobachtungen, wohingegen die Klassen mit höheren Niederschlagsintensitäten deutlich besser an die Stationswerte angepasst werden.

Mit diesen korrigierten Zeitreihen der Temperatur und des Niederschlages wird nun das kalibrierte N-A Modell angetrieben um die Güte der Eingangsdaten hinsichtlich Abflussbildung zu überprüfen.

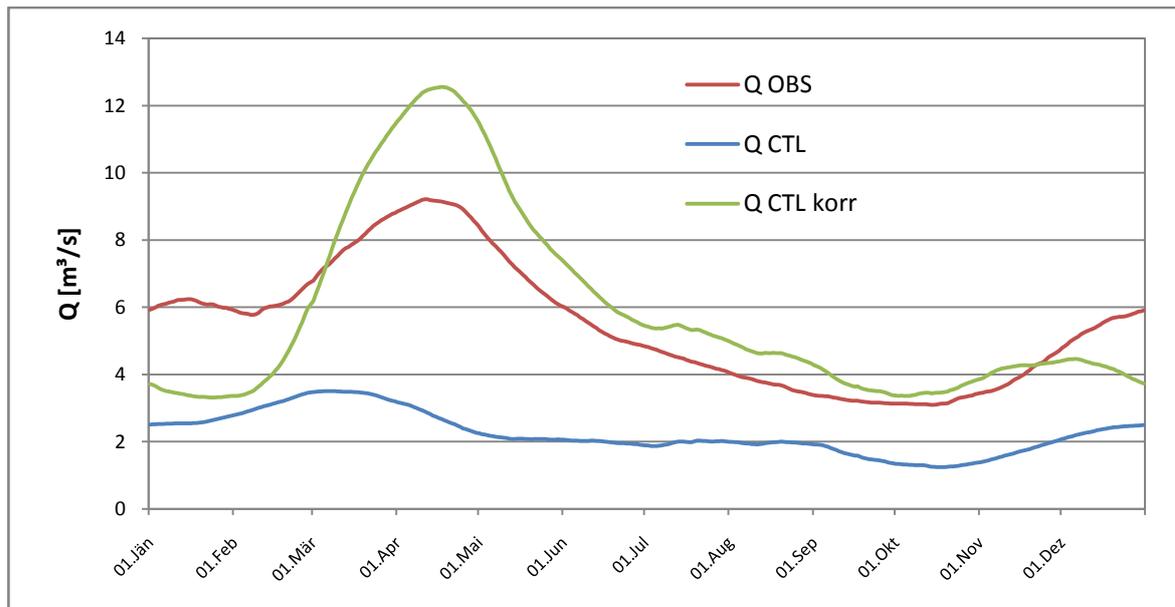


Abbildung 5.5: Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit unkorrigierten (Q CTL) und korrigierten Kontrolllaufdaten (Q CTL korr)

Abbildung 5.5 zeigt das Ergebnis der Abflussmodellierung mit korrigierten Inputdaten aus dem REMO Kontrolllauf im Jahresgang gemittelt von 1961-1990. Es fällt sogleich auf, dass hier sehr große Abweichungen zwischen Beobachtung (Q OBS) und Kontrolllauf-Modellierung (Q CTL korr) besteht. Vor allem ein eklatante Unterschätzung des Abflusses im Winter (DJF) demgegenüber ein ebenso große Überschätzung in den Monaten April bis Juni gegenübersteht. Zur Veranschaulichung der groben Abweichungen bezüglich des Inputs ist die hydrologische Modellierung auch mittels unkorrigierten Kontrolllaufdaten durchgeführt worden (Q CTL).

Als grundsätzliche Annahme der starken Abweichungen gilt eine zu hohe Schnee-Akkumulation in den Wintermonaten mit anschließender Sprunghaft ansteigender Schmelze in den Monaten Februar bis April, welche eine starke Überschätzung des Abflusses in diesem Zeitabschnitt zur Folge hat.

Schneeakkumulation tritt jedoch nur dann auf, wenn die Temperatur unter 0°C liegt um fallenden Niederschlag als Schnee zu speichern. Die Monatsmittelwerte sowohl der Temperatur als auch des Niederschlages wurden aber mittels der Fehlerkorrektur an beobachtete Werte angepasst. Es ist äußerst wahrscheinlich, dass die Temperaturkorrektur nicht das gewünschte Ergebnis gebracht hat. Um das festzustellen, und weiters ob nicht auch der Niederschlag ungenügend korrigiert wurde, werden nun die Abflüsse mit korrigierten Niederschlägen & beobachteten

Temperaturen den mit beobachteten Niederschlägen & korrigierten Temperaturen gegenübergestellt.

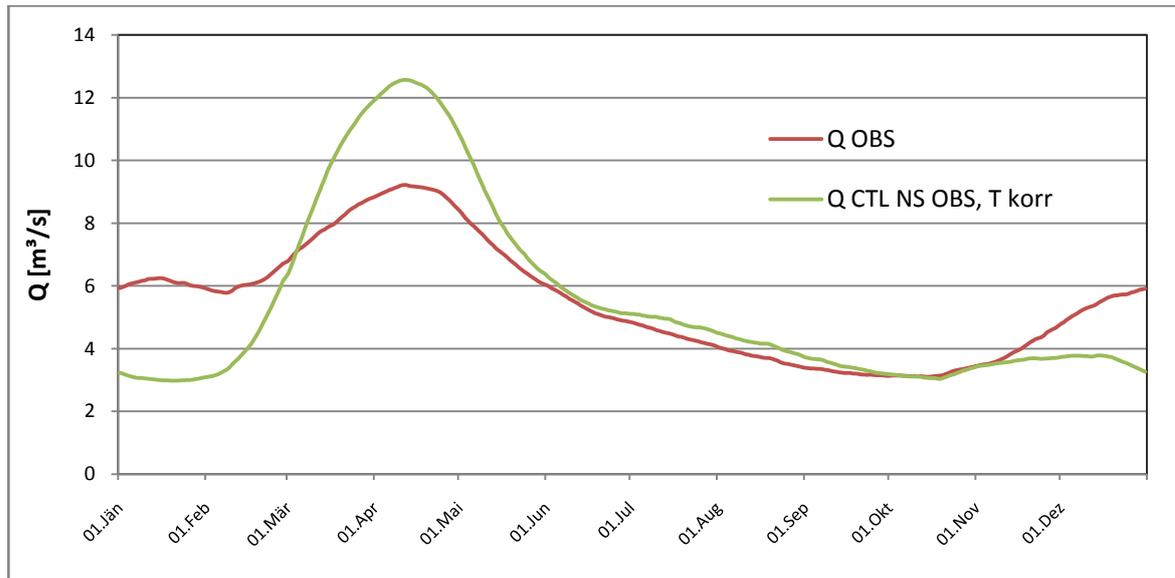


Abbildung 5.6: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit beobachteten Niederschlägen und korrigierten Kontrolllaufdaten für die Temperatur (Q CTL NS OBS, T korr)

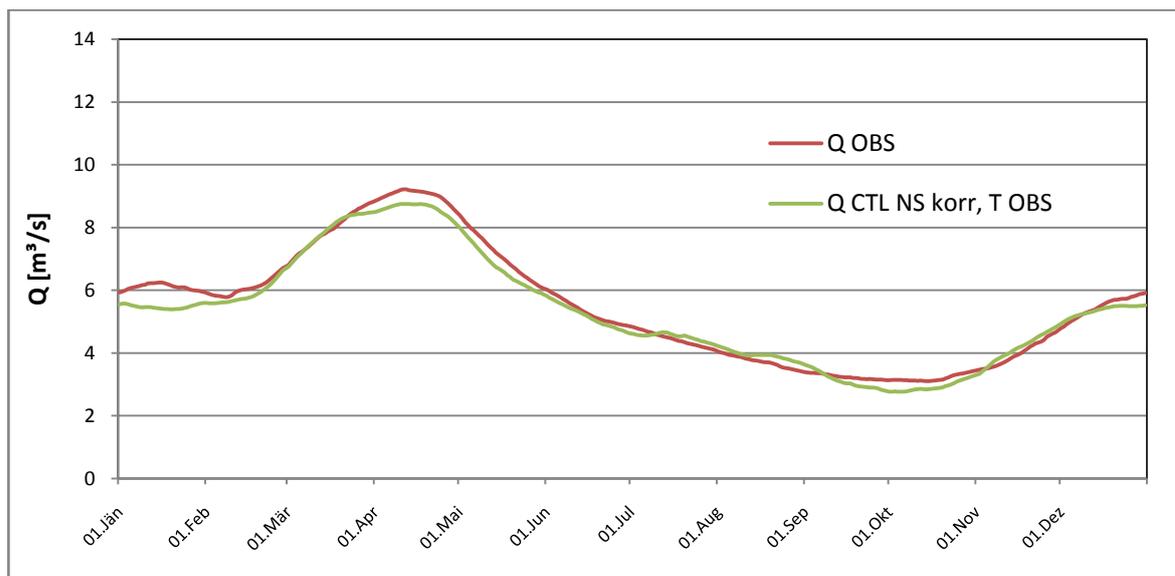


Abbildung 5.7: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten für den Niederschlag und beobachteten Temperaturen (Q CTL NS korr, T OBS)

Abbildung 5.6 zeigt den modellierten Abfluss gemittelt von 1961-1990 mit beobachteten Niederschlägen und korrigierten Temperaturzeitreihen des REMO-Kontrolllaufes. Der Verlauf der Abflussganglinie zeigt deutliche Ähnlichkeit mit jenem aus dem sowohl für die Temperatur als auch den Niederschlag korrigierten Modellierungsläufen. Wohingegen in Abbildung 5.7 der modellierte Verlauf relativ gut

mit den Beobachtungen übereinstimmt. In diesem Fall wurden für die Modellierung der korrigierte Niederschlag und die beobachteten Temperaturzeitreihen verwendet.

Das Problem der korrekten Abflussmodellierung liegt also in der ungenügenden Fehlerkorrektur der Temperaturzeitreihe. Vor allem die Temperaturen im Winter scheinen nach der Korrektur zu niedrig zu sein, da zu viel Schnee akkumuliert und zu wenig Abfluss zustande kommt.

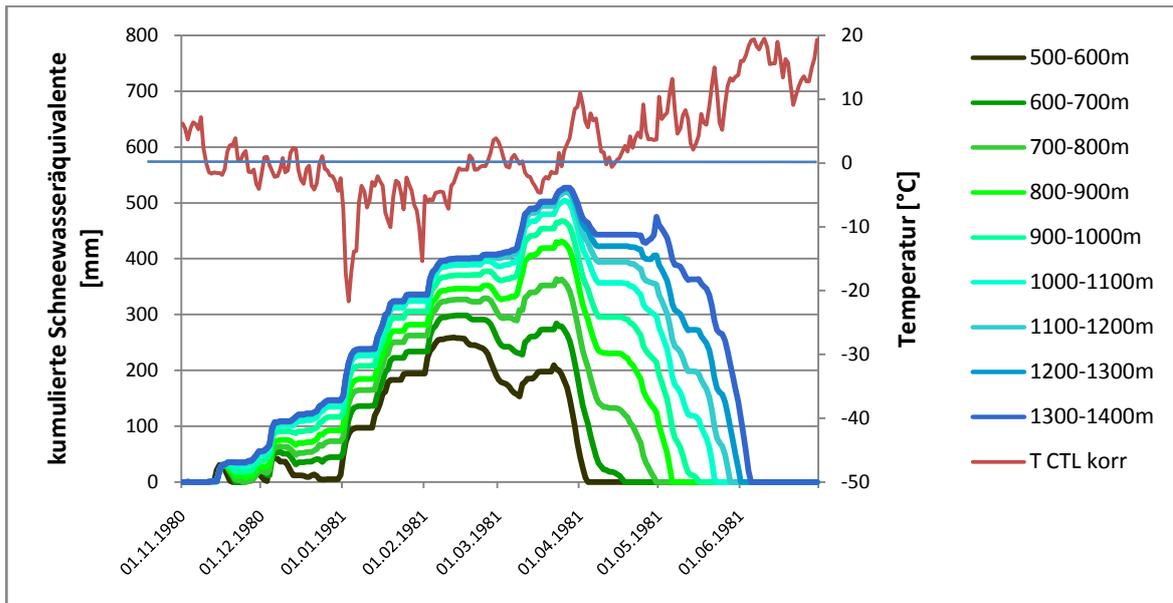


Abbildung 5.8: Kumulierte Schneewasseräquivalente je Höhenstufe und Verlauf der Tagemitteltemperatur (707m Seehöhe) aus korrigierten Kontrolllaufdaten für den Winter 1980/81

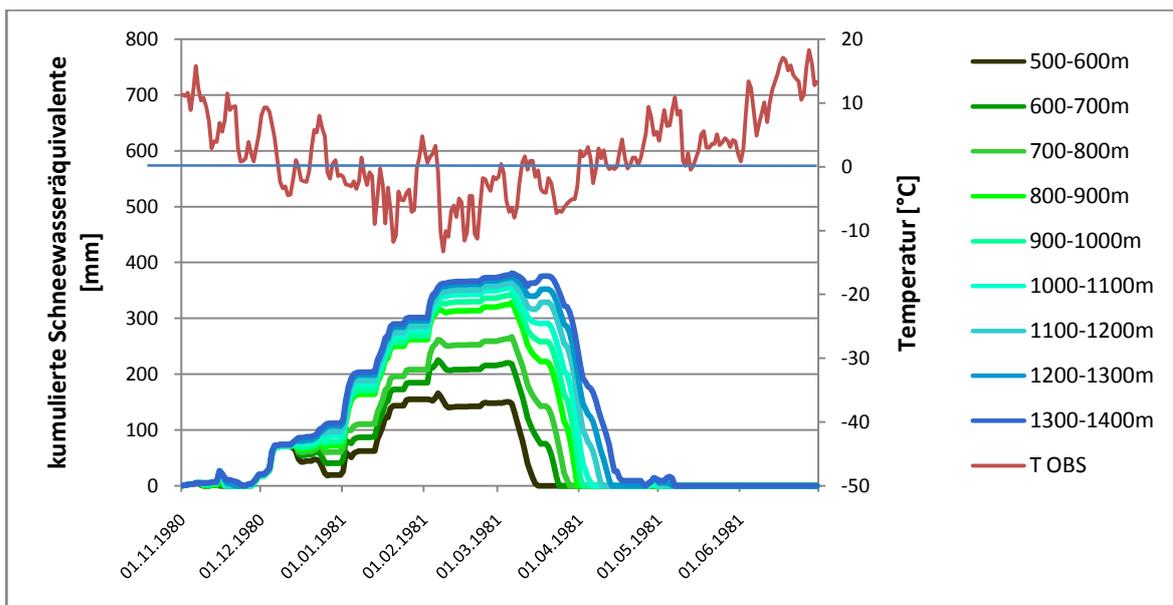


Abbildung 5.9: Kumulierte Schneewasseräquivalente je Höhenstufe und Verlauf der Tagemitteltemperatur (725m Seehöhe) aus beobachteten Zeitreihendaten für den Winter 1980/81

Um diese Problematik zu veranschaulichen wurden die kumulierten Schneehöhen, dargestellt in Schneewasseräquivalenten je Höhenklasse und der Temperaturverlauf an der Referenzhöhe für die Modellierung mit Kontrolllaufdaten und Beobachtungsdaten für den Winter 1980/81 dargestellt. (siehe Abbildung 5.8 bzw. 5.9)

Abbildung 5.8 zeigt die Modellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten, wobei im Vergleich zu Abbildung 5.9 (Modellierung mit Beobachtungsdaten) eine deutliche Überschätzung der kumulierten Schneehöhe festzustellen ist. Die maximale Schneehöhe in der obersten Höhenklasse liegt dabei bei 500mm Schneewasseräquivalent, im Vergleich zur unteren Abbildung wo 400mm nicht erreicht werden. Ein anderer wesentlicher Faktor für die zu starke Schneeakkumulation ist die Dauer der Schneedecke. Sind in der hydrologischen Modellierung mit beobachteten Werten bis Mitte April alle Höhenstufen bis auf die Höchste schneefrei, so dauert dies mit Kontrolllaufdaten erheblich länger. Hier ist das Einzugsgebiet erst Anfang Juni komplett schneefrei.

Die zugrunde liegende Problematik wird durch die Darstellung der Tagesmitteltemperaturen etwas veranschaulicht. Der Temperaturverlauf aus den korrigierten Kontrolllaufdaten erscheint in den Wintermonaten erheblich invariabler, bis auf zwei starke Ausreißer nach unten, als die Beobachtungszeitreihe. Die Stationswerte der Temperatur zeigen eine weit höhere Schwankungsbreite und so kommt es auch zu häufigeren und längeren Episoden mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt in den Wintermonaten, welche zum einen Schmelze erzeugen und zum anderen etwaigen Niederschlag nicht als Schnee, sondern als Regen in das System einbringen. Setzt man nun einen eher geglätteten Temperaturverlauf um einen gewissen Faktor nach unten, so entsteht, wie in diesem konkreten Fall, ein relativ langer Zeitraum mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt. Dieser dauert knapp zwei Monate, von Mitte Dezember bis Mitte Februar. (siehe Abb. 5.8) In diesem gesamten Zeitraum kommt es zu keinem Abfluss aus Schmelze oder Niederschlag als Regen, somit werden sämtliche Niederschlagsereignisse als Schnee im Einzugsgebiet gespeichert.

Um zu verdeutlichen, dass dieser Umstand kein Einzelfall ist, sind die Schneewasseräquivalente in mm und die Anzahl der Tage mit Schneebedeckung für jedes Jahr in Abbildung 5.10 und 5.11 dargestellt. Die dargestellten Werte

repräsentieren die Höhenklasse von 600-700m, da sie Flächenmäßig den höchsten Anteil am Einzugsgebiet mit 93,3km² bzw. 36,8% der Gesamtfläche aufweist. (siehe Tabelle 3.1)

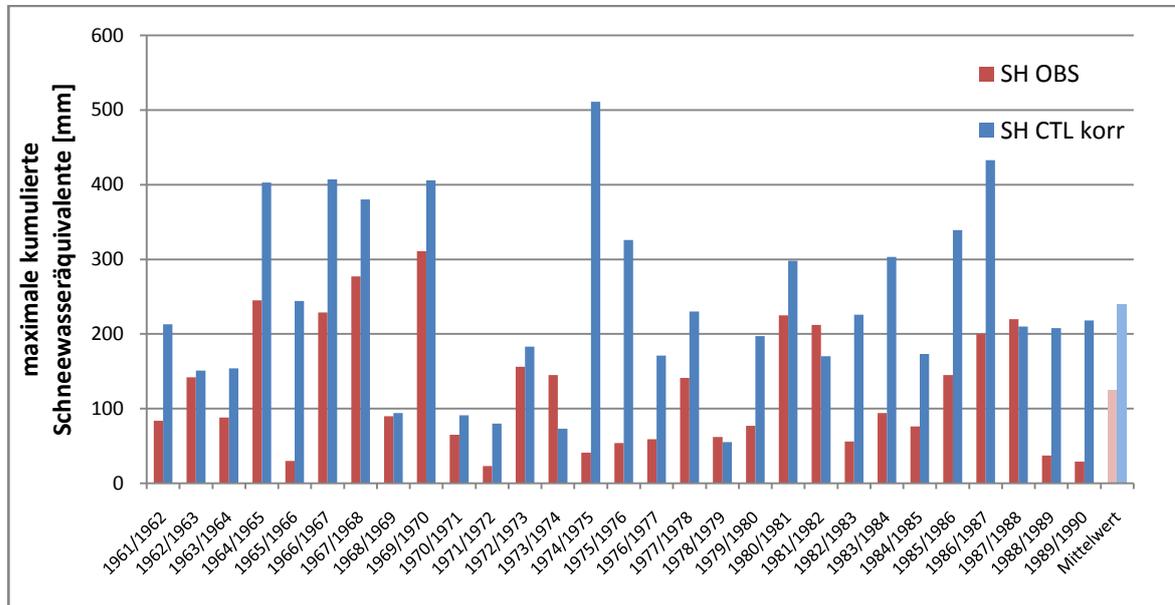


Abbildung 5.10: maximale kumulierte Schneewasseräquivalente in der Höhenklasse 600-700m, Modellierung mit Beobachtungszeitreihen (SH OBS) und korrigierten Kontrolllaufdaten (SH CTL korr), 1961-1990

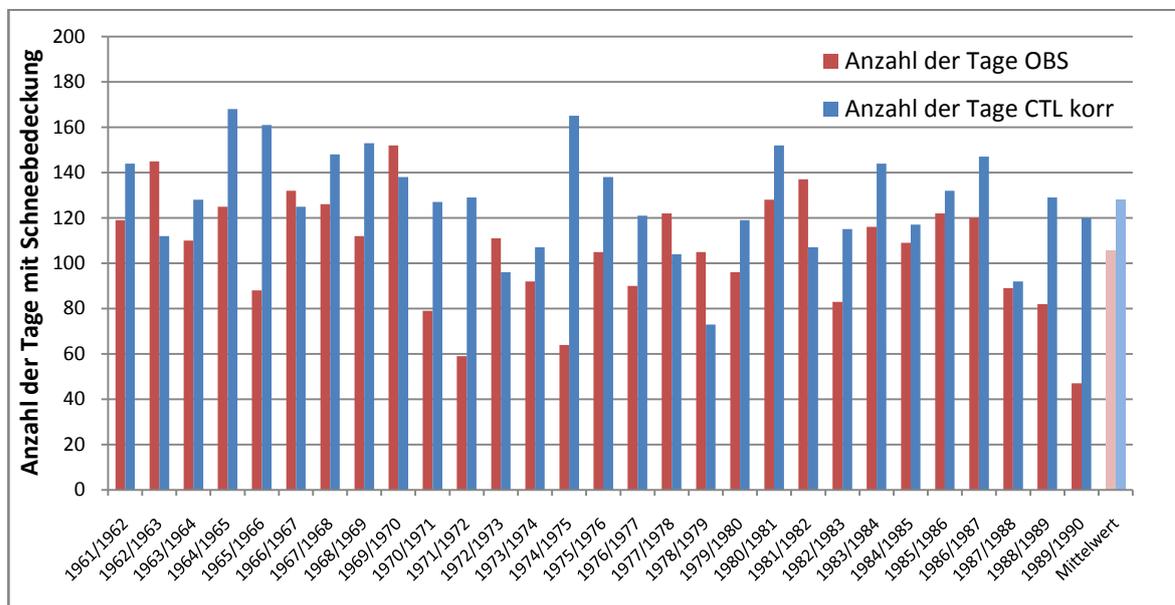


Abbildung 5.11: Anzahl der Tage mit Schneebedeckung in der Höhenklasse 600-700m, Modellierung mit Beobachtungszeitreihen (SH OBS) und korrigierten Kontrolllaufdaten (SH CTL korr), 1961-1990

In Abbildung 5.10 wird deutlich, dass in fast allen Jahren die maximale Schneehöhe aus korrigierten Kontrolllaufdaten überschätzt wird, teilweise in extrem hohem Maß. Im Mittel erreicht sie doppelt so hohe Werte als aus Modellierungsläufen mit beobachteten Zeitreihen.

In Abbildung 5.11, der Darstellung der Anzahl der Tage mit Schneebedeckung, wobei hier Schneebedeckung ab > 0 mm Schneewasseräquivalent angenommen wird, zeigt sich ein nicht ganz so eklatanter Unterschied. Aber auch hier wird die Dauer der Schneedecke aus korrigierten Kontrolllaufdaten tendenziell überschätzt, im Mittel etwas mehr als 20 Tage.

5.1.2.2 Fehlerkorrektur mittels PDF-Funktionsanpassung der Wintertemperatur

Die Fehlerkorrektur mittels monatlichen Korrekturfaktoren bzw. -termen hat sich also als nicht zielführend erwiesen, da der Abfluss nicht zufriedenstellend simuliert werden kann. Hauptproblem scheint die Temperaturzeitreihe des Kontrolllaufes zu sein, welche zu geringe Varianz aufweist. In einem weiteren Korrekturverfahren wird versucht die Variabilität der Temperatur auf die Tageswerte des Kontrolllaufes zu übertragen. Da das Hauptproblem die Schneeakkumulation darstellt, wird dieser Algorithmus vorerst nur auf die Wintermonate angewandt (DJF).

Die Annahme für diese Fehlerkorrektur begründet sich also auf die Korrektur der Varianz der Temperatur in den Wintermonaten. In Abbildung 5.12 ist die Häufigkeitsverteilung der Temperatur für die Wintermonate dargestellt. Die Annahme der zu geringen Variabilität wird dabei bestätigt. Die beobachteten Temperaturen streuen stärker als jene aus dem Kontrolllauf. Die Häufigkeitsfunktion ist daher auch deutlich flacher. Ebenso ist die Funktion für den korrigierten Kontrolllauf dargestellt, dabei wird auch deutlich wie sehr diese von den Beobachtungen abweicht und sich so keine realistische Abbildung der Temperatur ergeben kann. Im konkreten Fall der Wintertemperaturen wird klar, dass die korrigierte Zeitreihe zu wenig Fälle mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt aufweist und so zu wenig Schmelze zustande kommt.

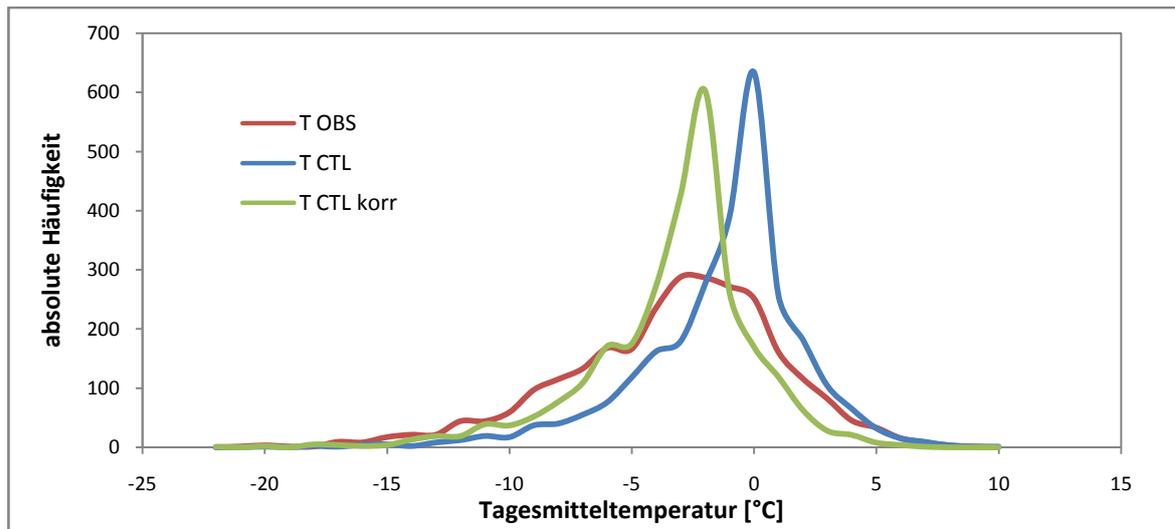


Abbildung 5.12: Häufigkeitsverteilung der Wintertemperaturen (DJF); beobachtete Werte (T OBS), Kontrolllauf (T CTL) korrigierter Kontrolllauf (T CTL korr); 1961-1990

Um diese Abweichungen zu korrigieren wird nun versucht die Häufigkeitsverteilung des Kontrolllaufs an jene der Beobachtungen anzupassen. Zu diesem Zweck wird die kumulierte Häufigkeitsverteilungsfunktion (Probability Distribution Function PDF) verwendet.

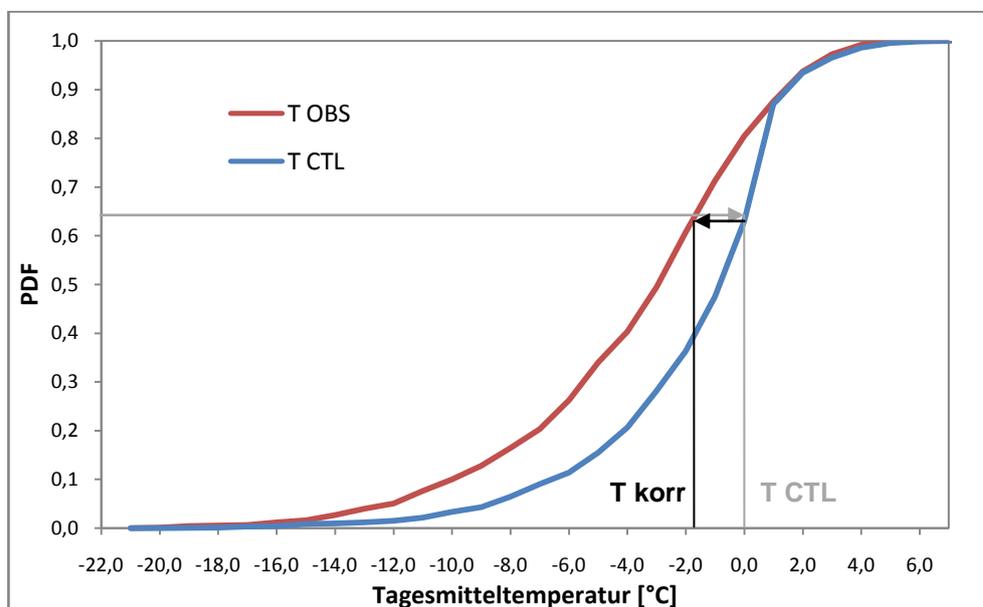


Abbildung 5.13: PDF-Funktion der Temperatur im Jänner für Beobachtungen (T OBS) und Kontrolllauf (T CTL); 1961-1990

In Abbildung 5.13 ist das Prinzip der Fehlerkorrektur mittels PDF-Funktion dargestellt. Als Beispiel dient hier der Monat Jänner, es sind die kumulierten Häufigkeiten der Temperatur (PDF) sowohl für die Beobachtungen als auch für den

Kontrolllauf dargestellt. Da die Temperaturen mit Zehntel-Grad Genauigkeit in die hydrologische Modellierung eingehen, wurden zunächst die kumulierten Häufigkeiten in 1°C-Klassen berechnet und anschließend die Zehntel-Grad Schritte linear interpoliert. Diese Berechnung wurde für die gemessenen Werte und den Kontrolllauf durchgeführt.

Für jeden Temperaturwert in Zehntel-Grad Schritten im Kontrolllauf ist also ein bestimmter PDF-Wert aus den kumulierten Häufigkeiten vorhanden. Dieser PDF-Wert dient als Schätzer. In weiterer Folge wird der Schätzer mit der korrespondierenden Temperatur aus der PDF-Funktion der Beobachtungszeitreihe verglichen. Dieser Wert der Temperatur stellt nun die neue korrigierte Temperatur dar. Ein Beispiel ist in Abbildung 5.13 dargestellt. Eine Tagesmitteltemperatur von 0,0°C im Kontrolllauf hat einen PDF-Wert von ca. 0,64. Dieser PDF-Wert liefert nun aus dem Vergleich mit der PDF-Funktion der beobachteten Werte eine andere Temperatur, nämlich ca. -1,8°C. D.h. alle Tage mit Werten von 0,0°C im Kontrolllauf werden mit -1,8°C ersetzt. Dieser Arbeitsschritt wird nun auf jeden Temperaturschritt angewandt, und so eine neue korrigierte Zeitreihe für die Jännertemperatur erstellt.

Weiters wird dieser Algorithmus auch auf die Monate Dezember und Februar angewandt und eine korrigierte Wintertemperatur-Zeitreihe erstellt. Durch die Anpassung der PDF-Funktion des Kontrolllaufs an jene der Beobachtungen werden statistische Kennwerte wie Mittelwert oder Median exakt reproduziert.

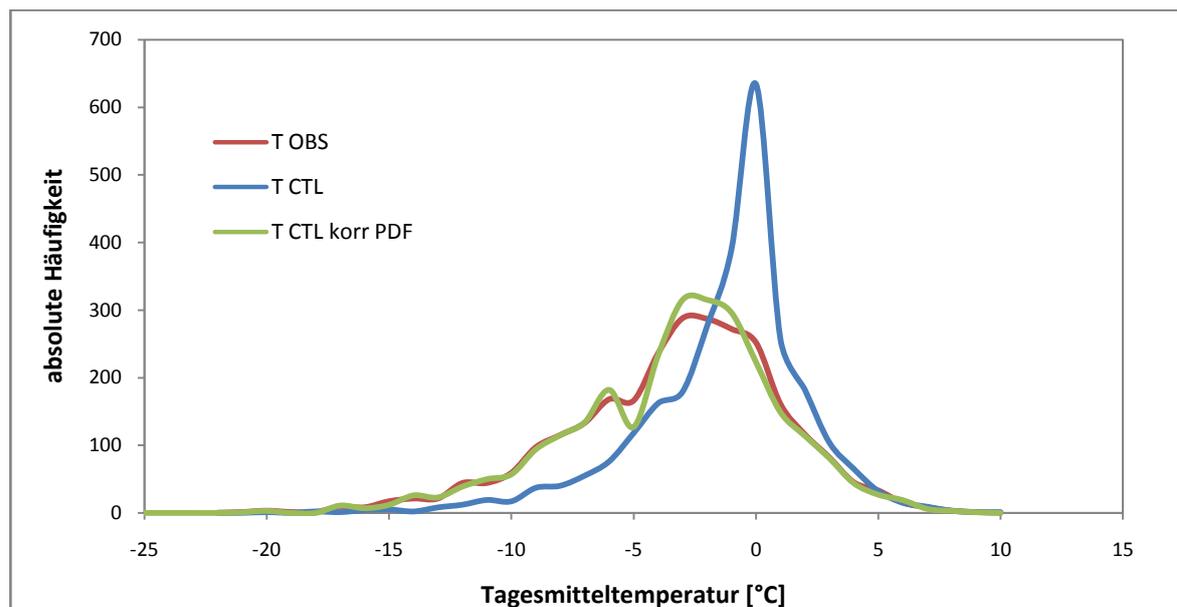


Abbildung 5.14: Häufigkeitsverteilung der Wintertemperaturen (DJF); beobachtete Werte (T OBS), Kontrolllauf (T CTL) korrigierter Kontrolllauf mittels PDF-Funktion (T CTL korr PDF); 1961-1990

In Abbildung 5.14 ist das Ergebnis der Fehlerkorrektur für die Wintertemperaturen dargestellt. Es konnte eine deutliche Verbesserung der Häufigkeitsverteilung der Temperatur erreicht werden, die hohe Spitze der im Kontrolllauf bei ca. 0°C wurde wesentlich gedämpft, die korrigierte Häufigkeitsverteilung übersteigt die beobachtete nur in geringem Maß, und weiters wird auch an den Rändern eine sehr gute Anpassung erzielt.

Die neue Temperaturzeitreihe für die weitere hydrologische Modellierung setzt sich nun aus den mittels PDF-Funktion korrigierten Wintertemperaturen und denen durch Korrekturfaktoren aus Monatsmittelwerten korrigierten Temperaturen für die übrigen Monate zusammen.

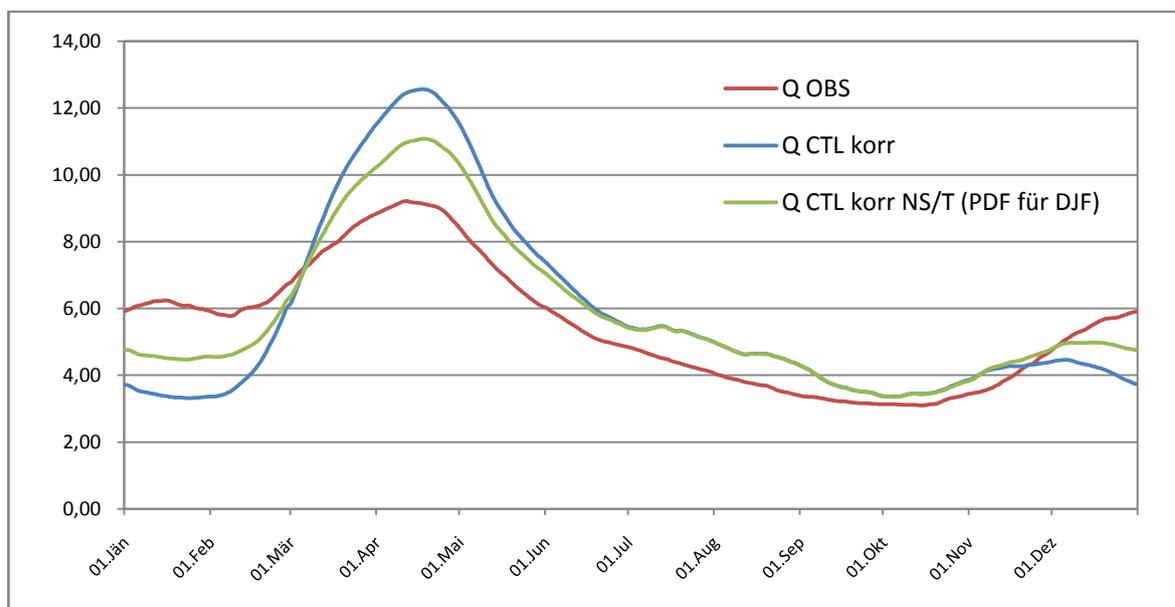


Abbildung 5.15: Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; aus Beobachtungen (Q OBS), aus korrigierten Kontrolllaufdaten mittels Monatsmittelwerten (Q CTL korr) und aus korrigierten Daten mit PDF-Korrektur der Wintermonate (Q CTL korr NS/T (PDF für DJF))

Abbildung 5.15 zeigt das Ergebnis der hydrologischen Modellierung mit der neu generierten Temperaturzeitreihe. Durch die Häufigkeitsanpassung an gemessene Werte konnte eine bessere Angleichung des Abflusses an beobachtete Werte erreicht werden (siehe grüne Kurve), das Ergebnis ist jedoch von einem optimalen noch weit entfernt. Die PDF-Korrektur der Wintertemperatur hat anscheinend nicht den gewünschten Effekt erzielt, nämlich mehr Schmelz- und Regenabfluss in den Wintermonaten und eine geringere Abflussspitze im April zu generieren.

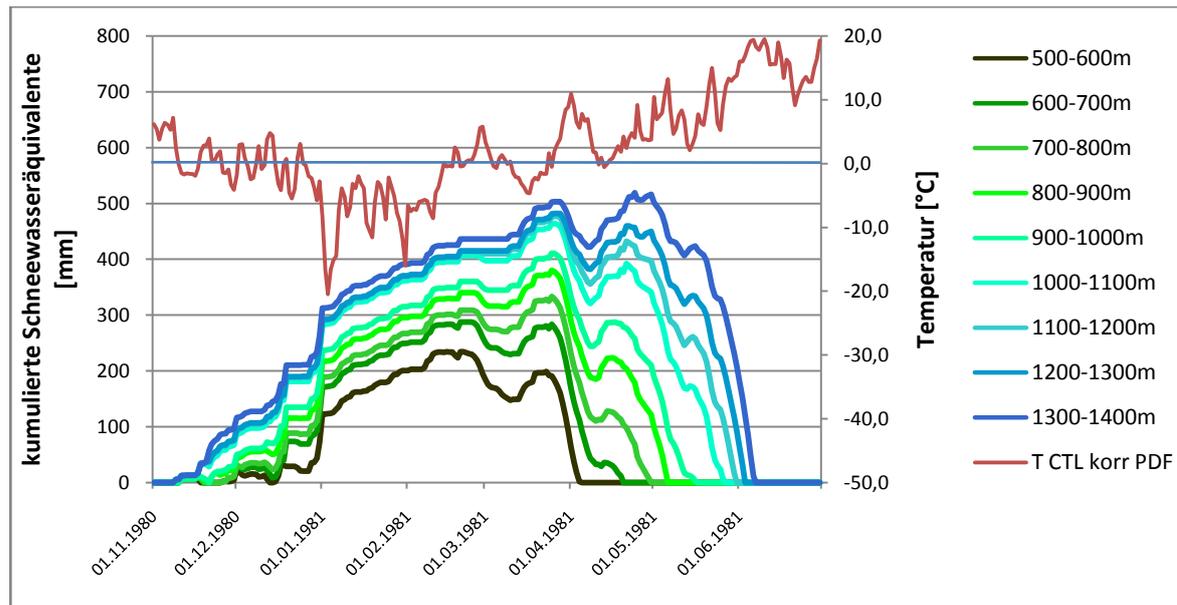


Abbildung 5.16: Kumulierte Schneewasseräquivalente je Höhenstufe und Verlauf der Tagesmitteltemperatur (707m Seehöhe) aus korrigierten Kontrolllaufdaten und PDF-Korrektur der Wintertemperatur, für den Winter 1980/81

Abbildung 5.16 zeigt wiederum exemplarisch die kumulierten Schneehöhen als Schneewasseräquivalente in den einzelnen Höhenzonen, sowie die Tagesmitteltemperatur für den Winter 1980/81. Dabei wird klar, dass durch die PDF-Fehlerkorrektur nicht der gewünschte Effekt der früheren Schneeschmelze und weniger Akkumulation in den Wintermonaten erreicht wird. Die oberste Höhenzone apert auch in diesem Fall erst Anfang Juni aus, was als eher unrealistisch zu betrachten ist.

In diesem Fall muss der Korrekturalgorithmus als nicht zielführend betrachtet werden, da die modellierten Abflusswerte nicht ausreichend genau an die beobachteten heranreichen, obwohl Mittelwerte als auch Standardabweichung für die Wintermonate durch diese Maßnahme gut geschätzt werden. Es müssen daher andere Inhomogenitäten in den Daten vorhanden sein, welche eine realistische Modellierung von Schneeakkumulation und –schmelze nicht zulassen. Eine Möglichkeit ist, dass die korrigierten Werte der Temperatur aus dem Klimamodell noch immer zu tief geschätzt werden um beobachteten Gegebenheiten realistisch wiederzugeben.

5.1.2.3 Fehlerkorrektur mittels monatlichem Korrekturfaktor exklusive DJF

In einem weiteren Modellierungslauf wird die Temperaturkorrektur mittels monatlichen Korrekturtermen nur für März bis November durchgeführt, die Wintermonate Dezember bis Februar bleiben unkorrigiert, also wie aus dem Kontrolllauf ausgegeben. Diese sind wesentlich im Winter zu hoch (siehe Kapitel 5.1.1), es soll jedoch überprüft werden, ob sich damit der Abfluss aus dem System besser modellieren lassen kann.

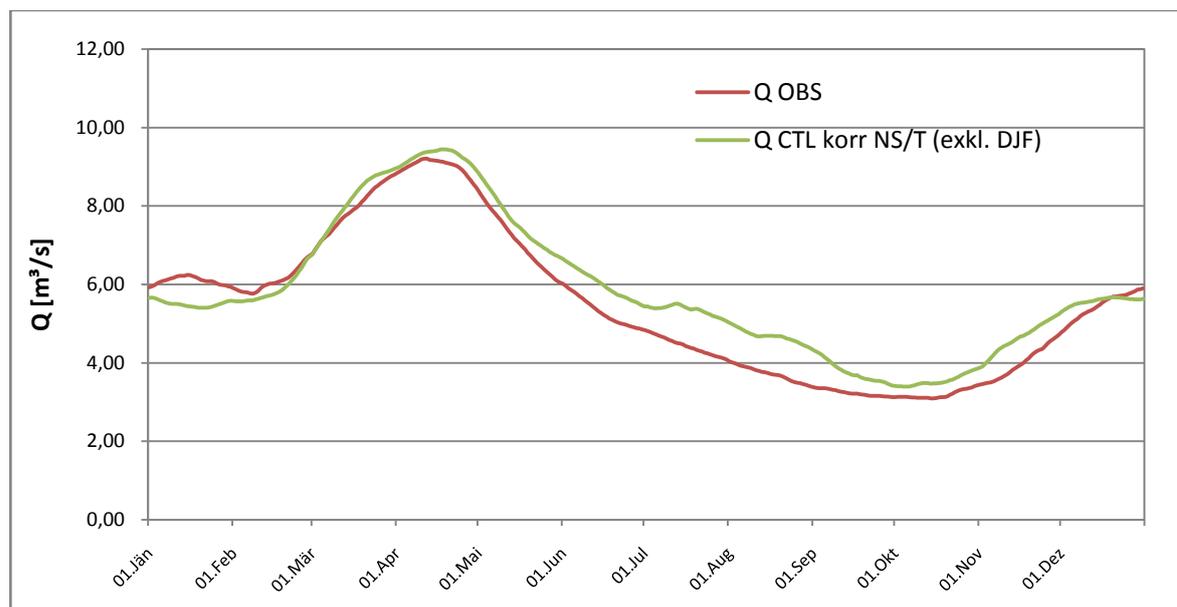


Abbildung 5.17: Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten, exklusive DJF bei der Temperatur (Q CTL korr NS/T (exkl. DJF))

Abbildung 5.17 dargestellt. Der mittlere Jahresgang stimmt relativ gut mit den Beobachtungen überein, vor allem in den Wintermonaten und im Frühjahr werden die Beobachtungen gut wiedergegeben, bis auf eine leichte Unterschätzung Mitte Jänner, diese war jedoch auch schon in der Kalibrierungsphase vorhanden. Größere Abweichungen gibt es lediglich in den Sommermonaten.

Überraschenderweise ist mit diesem Korrekturalgorithmus die bisher beste Annäherung an Beobachtungsdaten gelungen. Um die Abweichungen im Sommer noch zu korrigieren kann der Verdunstungsfaktor im hydrologischen Modell noch etwas erhöht werden, um mehr Feuchtigkeit aus dem System zu bringen und so den Abfluss zu reduzieren. Die Anwendung eines höheren Verdunstungswertes wird sich

hierbei vor allem im Sommer auswirken. Der Korrekturfaktor der Verdunstung aus dem Parameterdatensatz (siehe Kapitel 4.2.3) wird von 1,02 auf 1,15 erhöht.

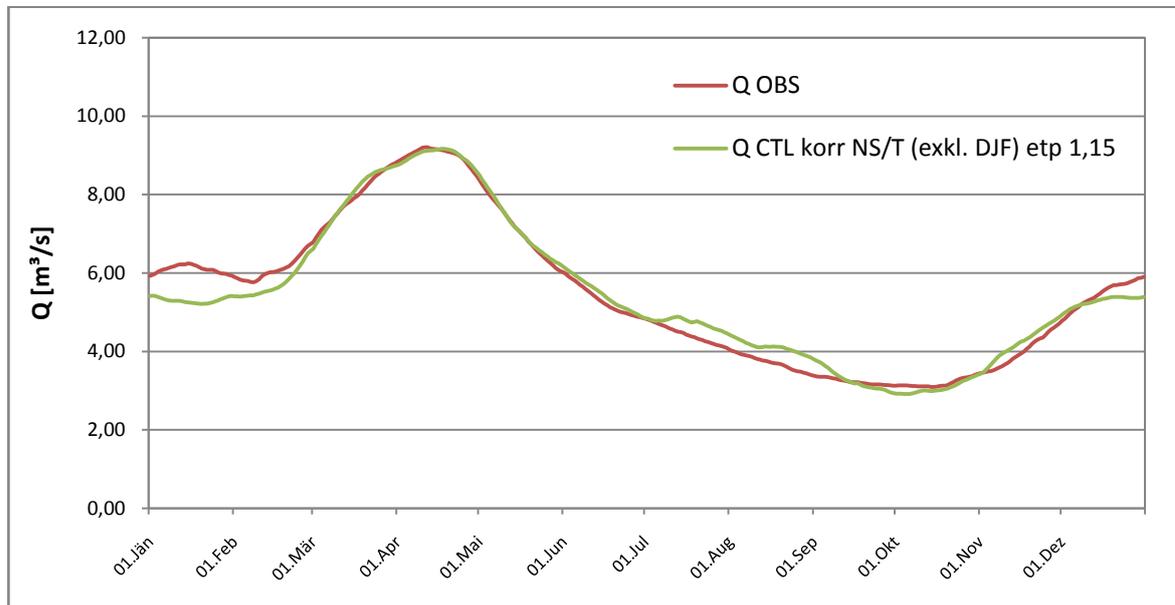


Abbildung 5.18: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten, exklusive DJF bei der Temperatur und Erhöhung des Korrekturfaktors der Verdunstung auf 1,15 (Q CTL korr NS/T (exkl. DJF) etp 1.15)

Das Ergebnis dieser weiteren Anpassung ist in Abbildung 5.18 dargestellt. Durch Erhöhung der Verdunstungsrate konnte noch eine verbesserte Modellierung des Abflusses in den Sommermonaten erreicht werden, eine geringfügige Überschätzung ist trotzdem noch zu bemerken.

Die Modellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten bildet den mittleren Abfluss jedoch relativ realitätsnah ab. Für die Analyse der Zukunftsszenarien wird mit diesem Korrekturalgorithmus weitergearbeitet, da die generierten Abflüsse sehr gut mit Beobachtungsdaten übereinstimmen.

Nicht geklärt ist jedoch die Tatsache, dass bei Wintertemperaturen, die im Mittel zu hoch sind, realistische Abflusswerte zustande kommen. Im folgenden Kapitel soll noch etwas genauer auf diesen Umstand eingegangen werden.

5.1.3 Mögliche Gründe für Fehler im Klimamodell

Die Fehlerkorrekturalgorithmen, welche modellierte Parameter wie Temperatur und Niederschlag im monatlichen Mittel anpassen haben keinen Erfolg bei der anschließenden hydrologischen Modellierung gebracht. Selbst bei Angleichung der Häufigkeitsverteilung der Wintertemperaturen an die gemessenen Zeitreihen konnte keine zufriedenstellende Modellierung des Abflusses erreicht werden. Es wird tendenziell zu viel Schnee akkumuliert, was zu unterschätzten Abflusswerten im Winter und zu stark überschätzten im Frühjahr führt. Als Hauptproblem wurde die Temperaturzeitreihe angesehen, welche zu geringe Variabilität aufweist. Mit monatlichen Faktoren korrigierte Niederschläge und gemessenen Temperaturen konnte nämlich der mittlere Abfluss sehr realitätsnah wiedergegeben werden.

Möglicherweise ist das zeitliche Auftreten von Niederschlagsereignissen und den damit verbundenen Temperaturen und die einhergehende Abweichung von Klimamodell und Realität für die schwierige Fehlerkorrektur verantwortlich.

Wie in Kapitel 3.4 beschrieben ist das Untersuchungsgebiet, und hierbei sehr stark die Berghänge des Böhmerwaldes, ozeanisch geprägt, Niederschläge kommen vor allem aus westlichen Strömungen vom Atlantik. Diese Anströmung durch feuchte Luftmassen vom Ozean ist jedoch einer gewissen Variabilität unterworfen. Im Zusammenhang mit der Charakterisierung der troposphärischen Strömung in mittleren Breiten, und zwar jenen der Nordhemisphäre, hat das Phänomen der Nordatlantik-Oszillation, kurz NAO, in den letzten Jahren stark an Bedeutung gewonnen. Sie ist als meridionaler Meeresspiegel-Luftdruckgradient definiert, und zwar zwischen den Azoren, wo sich üblicherweise ein Hochdruckgebiet befindet, und Island, wo im allgemeinen Tiefdrucktätigkeit herrscht. Als Bezugsstationen werden Ponta Delgada (Azoren) und Stykkisholmur (Island) verwendet. Als NAO-Index werden diese Luftdruckdifferenzdaten bezüglich Mittelwert 0 und Standardabweichung 1 normiert. (SCHÖNWIESE 2008)

Obwohl diese Variabilitäten in der Luftdruckdifferenz ganzjährig auftreten, ist das Signal jedoch in den Wintermonaten am deutlichsten ausgeprägt. (HURREL & VAN LOON 1997) Konkret bedeutet ein hoher NAO-Index, dass über dem Nordatlantik eine relativ starke Zonalkomponente der dortigen Zirkulation herrscht, sprich hoher Luftdruckgradient zwischen Island-Tief und Azoren-Hoch, welche nach Europa relativ milde und niederschlagsreiche Luftmassen befördert (milder Winter). Beim

Gegenteiligen Fall, bei niedrigem NAO-Index, ist der Luftdruckgradient im Nordatlantik schwächer, die Anströmung durch feuchte und milde Luft geringer, was verstärkt zum Einfluss von kontinentalen Hochdruckgebieten führt, welche aus östlicher Richtung sehr kalte und trockene Luftmassen herantransportieren. Diese Winter sind im Allgemeinen sehr kalt und niederschlagsarm. (SCHÖNWIESE 2008)

Abbildung 5.19 zeigt die beiden Modi der NAO mit den charakteristischen atmosphärischen und ozeanischen Zuständen.

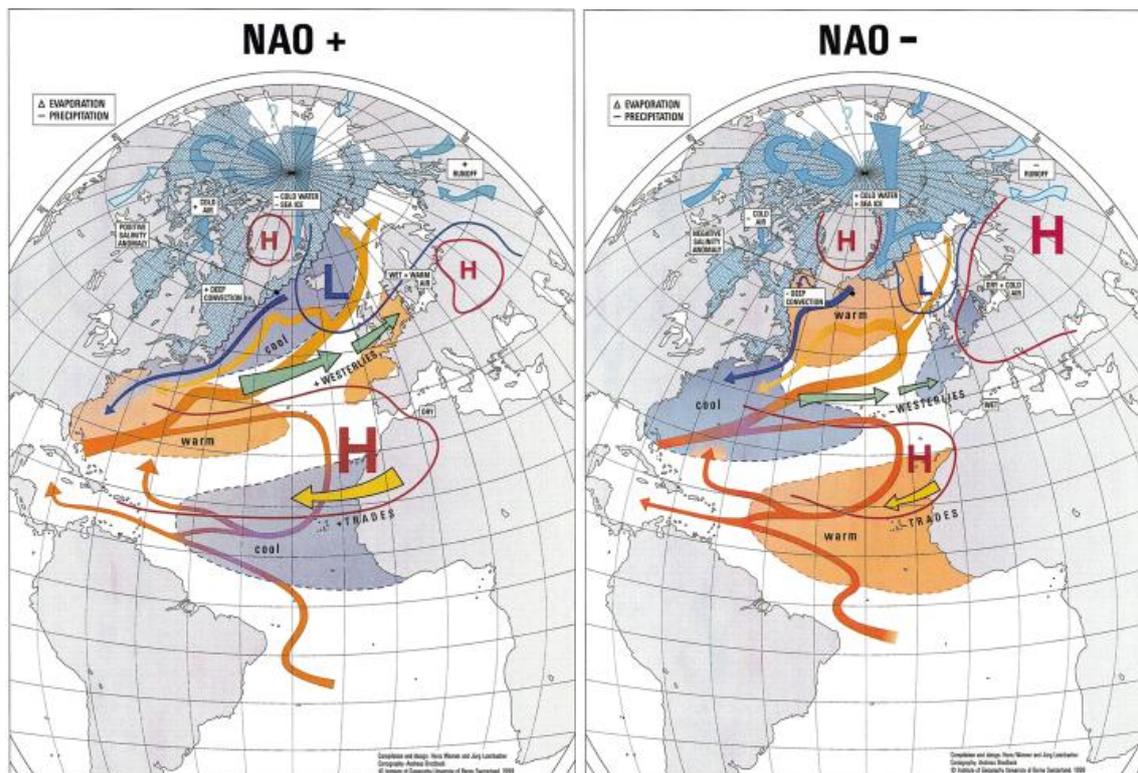


Abbildung 5.19: Die beiden Modi der NAO, Charakteristik der Luftdruckgebiete, Strömungsrichtung und Intensität sowie Meeresströmungen (WANNER & LUTERBACHER 1999)

Da das Untersuchungsgebiet durch die NAO beeinflusst wird, müssten sich die Charakteristika des jeweiligen Modus aus den Niederschlags- bzw. Temperaturzeitreihen ablesen lassen. Um die einzelnen Parameter vergleichbar zu machen, wurden aus den Temperaturen und Niederschlägen standardisierte Indexwerte errechnet. Abbildung 5.20 zeigt den Verlauf der Indexwerte für NAO (Quelle: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>), Temperatur und Niederschlag für die Monate DJF, die Jahreszahl bezieht sich hierbei auf Jänner und Februar. Rein visuell ist eine gewisse Korrelation zu erkennen, im Jahr 1963 beispielsweise liegen alle Indizes im negativen Bereich, der umgekehrte Fall tritt 1983 auf.

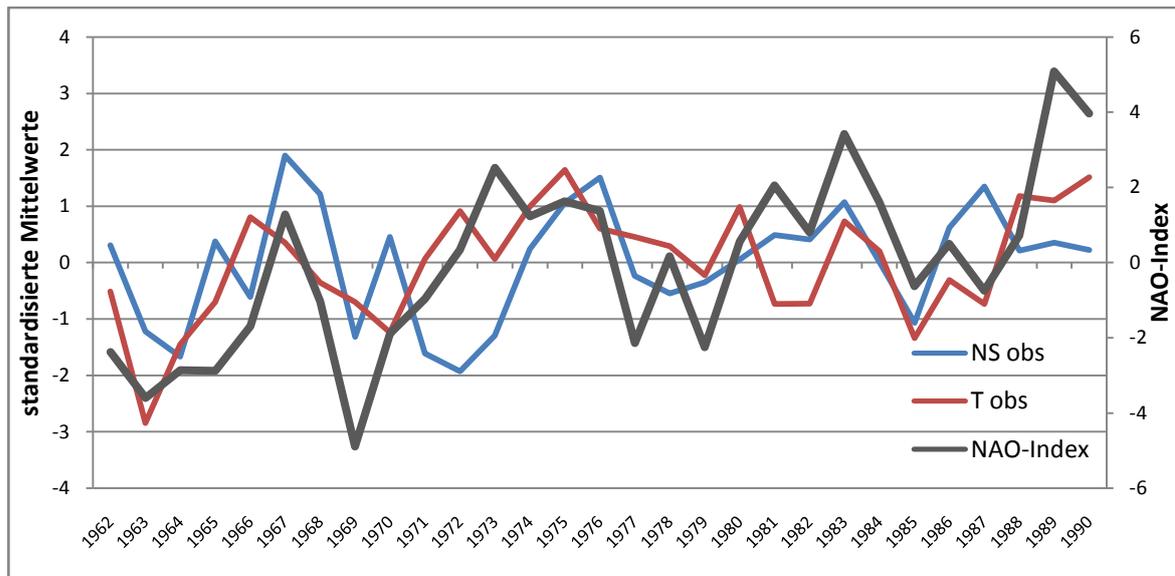


Abbildung 5.20: Standardisierte Monatsmittelwerte der Temperatur und des Niederschlags für DJF (beobachtet), sowie NAO-Index

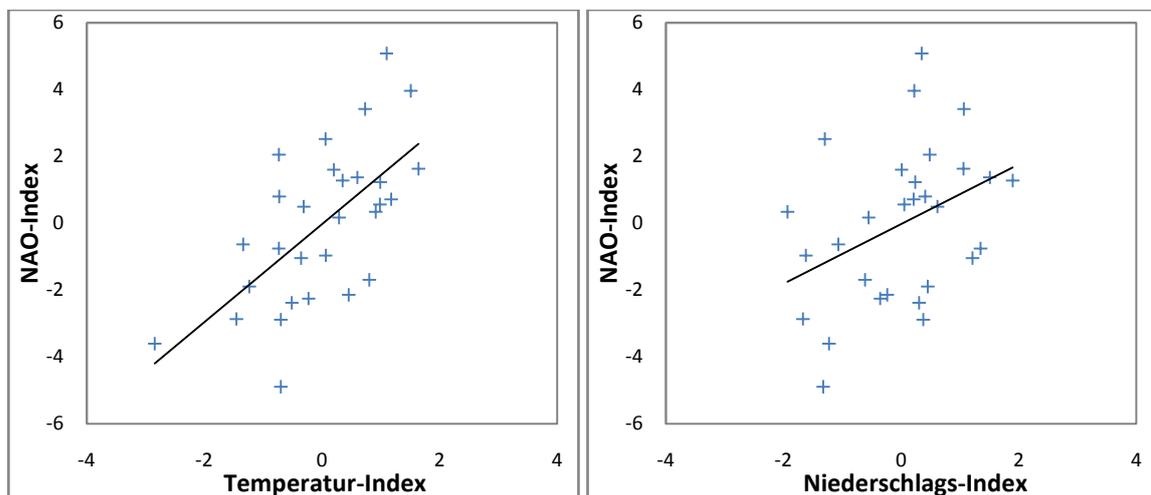


Abbildung 5.21: Korrelationsmatrix für NAO-Index und Temperatur bzw. Niederschlag (beobachtet)

In der Korrelationsmatrix der Abbildung 5.21 lässt sich ein signifikanter Zusammenhang zwischen Temperatur und NAO-Index erkennen, d.h. ein höherer NAO-Index bedeutet erwartungsgemäß höherer Temperaturen. Beim Vergleich NAO-Index und Niederschlag zeigt sich ein ähnliches Bild, obwohl hier der Zusammenhang hoher NAO-Index = hoher Niederschlag nicht so stark ausgeprägt ist. Dennoch lässt sich aus den NAO-Indizes ein gewisser Witterungsverlauf für den Winter erwarten.

Tabelle 5.5: Korrelationskoeffizienten zwischen NAO-Index und Temperatur/Niederschlag (beobachtet)

		Correlations		
		NAO-Index	T obs	NS obs
NAO-Index	Pearson Correlation	1	0,636**	0,388*
	Sig. (2-tailed)		0,000	0,038
	N	29	29	29
T obs	Pearson Correlation	0,636**	1	0,267
	Sig. (2-tailed)	0,000		0,162
	N	29	29	29
NS obs	Pearson Correlation	0,388*	0,267	1
	Sig. (2-tailed)	0,038	0,162	
	N	29	29	29

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* . Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

In Tabelle 5.4 sind die Korrelationswerte zwischen NAO-Index und Temperatur bzw. Niederschlag ausgegeben. Der Zusammenhang ist dabei signifikant auf dem 95%-Niveau. Der Korrelationskoeffizient zwischen NAO-Index und Temperatur liegt bei 0,64, jener zwischen NAO-Index und Niederschlag bei 0,39. Der Zusammenhang ist also bei der Temperatur stärker ausgeprägt als bei den Niederschlägen.

Die Abbildung 5.22 zeigt wiederum den Verlauf der Indexwerte für DJF, diesmal jedoch für korrigierte Werte mittels der monatlichen Korrekturfaktoren. Der visuell auffällige Zusammenhang aus den beobachteten Werten ist in diesem Fall nichtmehr gegeben. Es kommt zum Teil zu beträchtlichen Abweichungen, z.B. 1966, 1970 oder auch am Ende der Zeitreihe 1990.

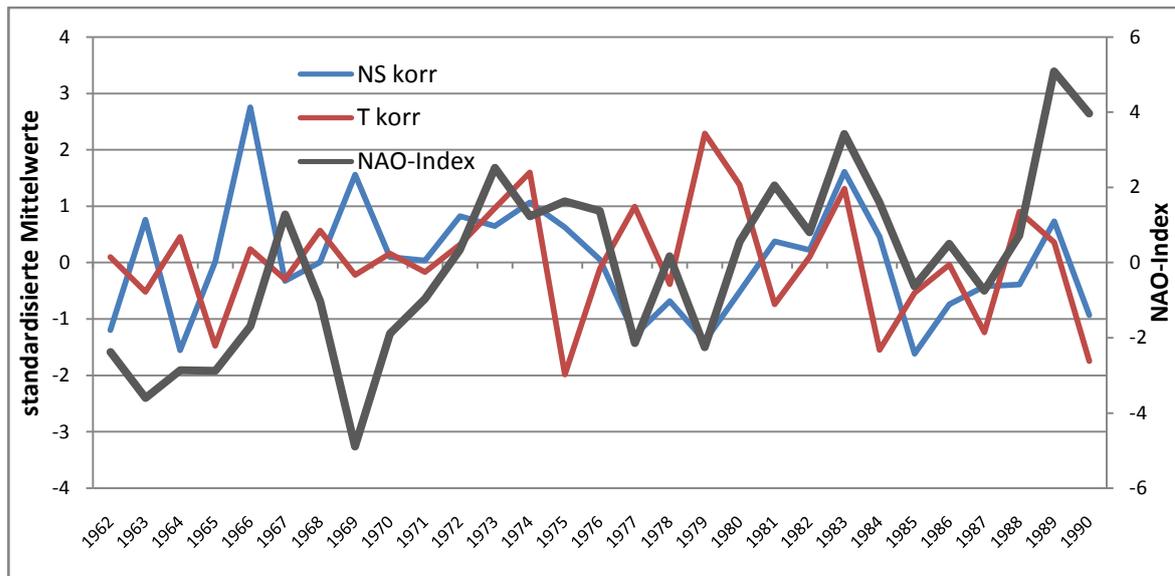


Abbildung 5.22: Standardisierte Monatsmittelwerte der Temperatur und des Niederschlags für DJF (korrigiert), sowie NAO-Index

In Abbildung 5.23 sind ebenfalls für die korrigierten Werte die Korrelationsmatrizen dargestellt. In diesem Fall gibt es keinen signifikanten Zusammenhang zwischen NAO-Index und Temperatur bzw. Niederschlag. Die linearen Trends sind sogar gegenläufig zu den Beobachtungen.

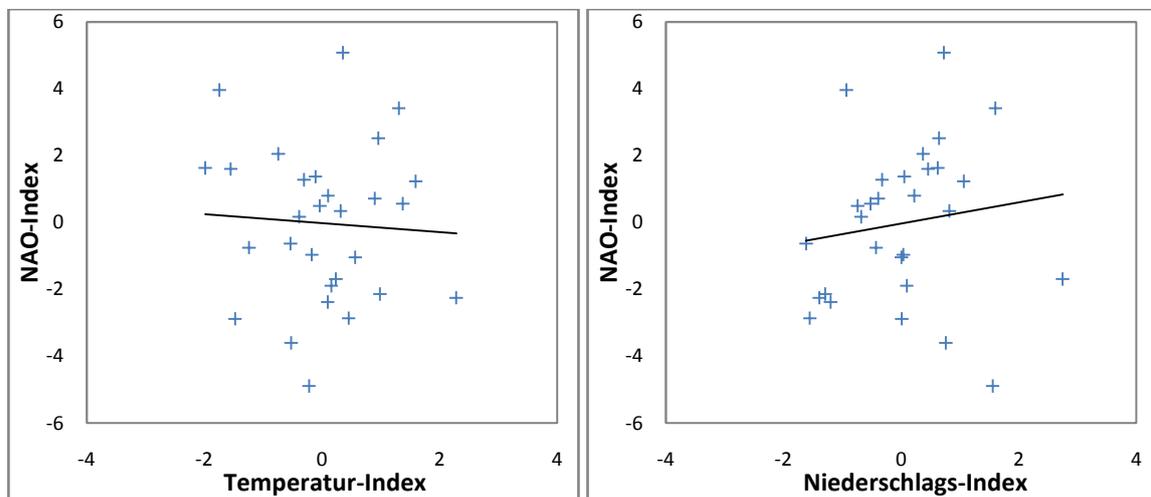


Abbildung 5.23: Korrelationsmatrix für NAO-Index und Temperatur bzw. Niederschlag (korrigiert)

In Tabelle 5.5 sind die Korrelationswerte zusammengefasst. Bei den durch monatliche Korrekturfaktoren korrigierten Temperaturen und Niederschlägen ist kein statistisch signifikanter Zusammenhang zwischen diesen Parametern und dem NAO-Index zu erkennen, die Trends laufen bei der Temperatur sogar eher in die

entgegengesetzte Richtung, sprich hohe NAO-Indizes ergeben niedrigere Temperaturen.

Tabelle 5.6: Korrelationskoeffizienten zwischen NAO-Index und Temperatur/Niederschlag (korrigiert)

		Correlations		
		NAO-Index	T korr	NS korr
NAO-Index	Pearson Correlation	1	-0,011	0,138
	Sig. (2-tailed)		0,995	0,476
	N	29	29	29
T korr	Pearson Correlation	-0,011	1	-0,062
	Sig. (2-tailed)	0,995		0,751
	N	29	29	29
NS korr	Pearson Correlation	0,138	0,062	1
	Sig. (2-tailed)	0,476	0,751	
	N	29	29	29

Der Zusammenhang zwischen NAO-Index, Temperatur und Niederschlag wird also im korrigierten Klimamodell nicht realistisch abgebildet. Im korrigierten Kontrolllauf sind, wenn auch nicht signifikante, gegenläufige Trends zu den Beobachtungen zu erkennen. Das Ergebnis sind teilweise überdurchschnittliche Niederschläge bei unterdurchschnittlichen Temperaturen, was unweigerlich zu einer starken Schneeakkumulation im hydrologischen Modell führt. Siehe Abbildung 5.22 in den Jahren 1969, 1975 und 1981

Um ein realistisches Abflussverhalten aus Kontrolllaufdaten zu generieren ist es also notwendig die Temperaturen höher anzusetzen. Wie in Kapitel 5.1.2.3 beschrieben, lassen sich die Abflüsse sehr gut nachbilden, wenn man unkorrigierte, im Mittel zu hohe Temperaturen für die Wintermonate DJF annimmt. Im Hinblick auf die unzureichend modellierten Zusammenhänge zwischen Temperatur und Niederschlag soll diese Methode als gangbarer Weg für die weitere hydrologische Modellierung angesehen werden.

5.1.4 Ergebnisse der Modellszenarien für Österreich

Das Emissionsszenario A1B gilt im Moment als das realistischste zur Abschätzung der Treibhausgasemissionen in der Zukunft. In den Abbildungen 5.24 und 5.25 sind die Veränderungen in der mittleren Jahrestemperatur und des mittleren Jahresniederschlags von 2071-2100 bezogen auf die Klimanormalperiode für ganz Österreich dargestellt.

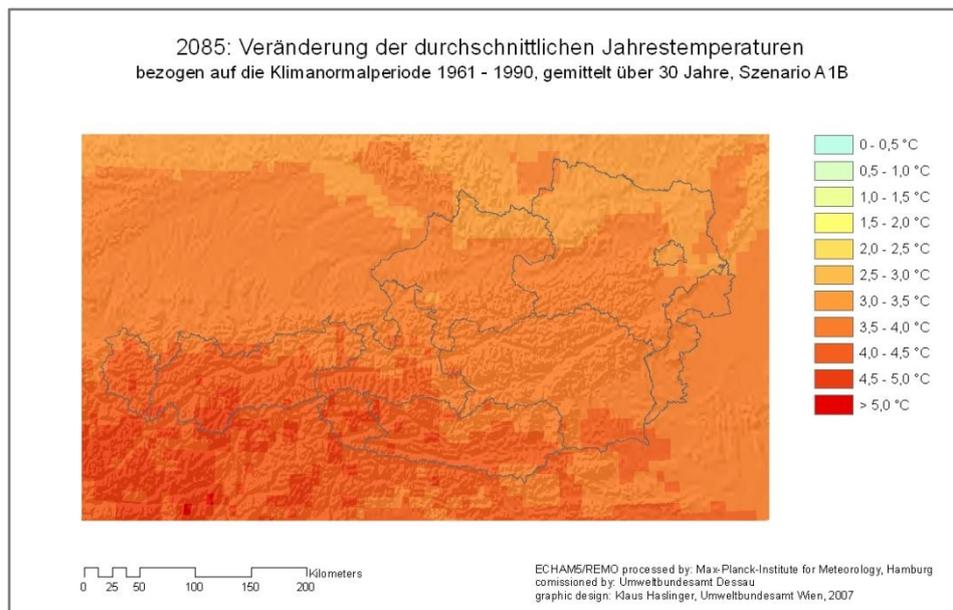


Abbildung 5.24: Veränderung der durchschnittlichen Jahrestemperaturen von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B

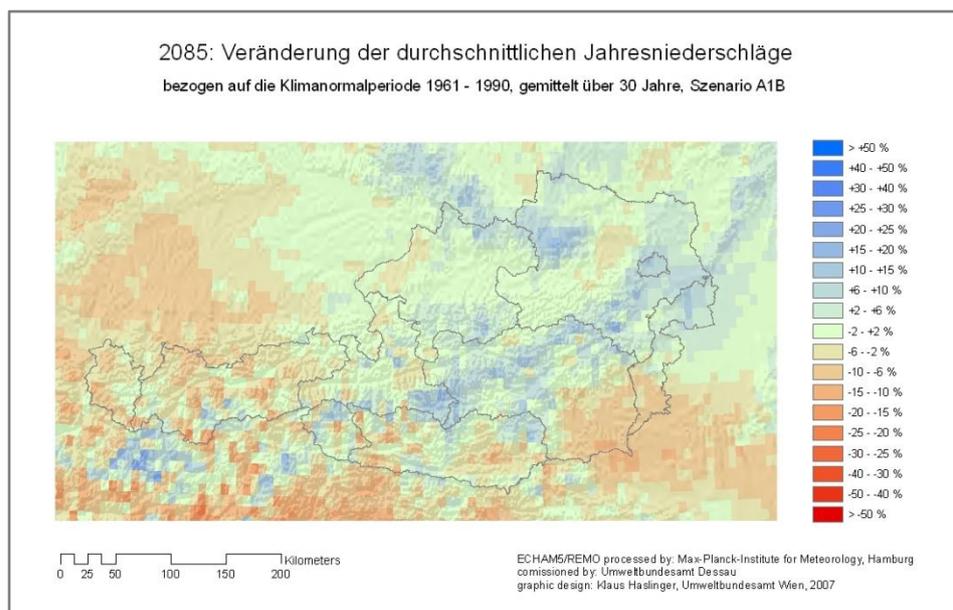


Abbildung 5.25: Veränderung der durchschnittlichen Jahresniederschläge von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B

Die Temperaturveränderung zeigt einen signifikanten Anstieg der mittleren Jahrestemperaturen bis zum Ende des Jahrhunderts. Der Erwärmungstrend über Österreich ist relativ gleichförmig, jedoch mit kleinen regionalen Abweichungen. Im Süden und Westen, und hier vor allem in den Hochgebirgsregionen, sind die Erwärmungsraten am höchsten, sie erreichen Werte von bis zu $+4,5^{\circ}\text{C}$ im Vergleich zur Klimanormalperiode. Im Norden, speziell im Mühl-, Wald- und Weinviertel liegt die Temperaturzunahme bei ca. $+3^{\circ}\text{C}$.

Deutlich inhomogener stellt sich die Veränderung des Niederschlags bis zum Ende des Jahrhunderts dar. Vor allem in Hochgebirgslagen ist das Klimaänderungssignal kleinräumig sehr stark schwankend, was vor allem auf die Schwierigkeiten von Klimamodellen Niederschläge in Gebirgsräumen wiederzugeben zusammenhängt. In Alpinem Gelände sind oft kleinräumige Gegebenheiten stark prägend für das Wettergeschehen, welche aber selbst in hochaufgelösten Regionalen Klimamodellen nicht wiedergegeben werden können. Abgesehen von einigen Inhomogenitäten im Gebirge sind in bestimmten Regionen Niederschlagstrends zu erkennen.

In Gebiet der Südsteiermark und des Südburgenlandes ist eine prognostizierte Abnahme der Niederschläge um bis zu 15% zu verzeichnen, ebenso im Klagenfurter Becken. Eine leichte Abnahme der Regenmengen zeigt sich zum Einen im Bereich des südlichen Weinviertels und des Tullnerfeldes zum anderen aber auch im Innviertel. Niederschlagszunahmen sind in den Niederen Tauern, der Obersteiermark, dem Östlichen Niederösterreich und dem Nordburgenland zu erwarten, weiters auch im Mühl- und Waldviertel.

5.1.5 Ergebnisse der Modellszenarien für das Untersuchungsgebiet

5.1.5.1 Temperatur

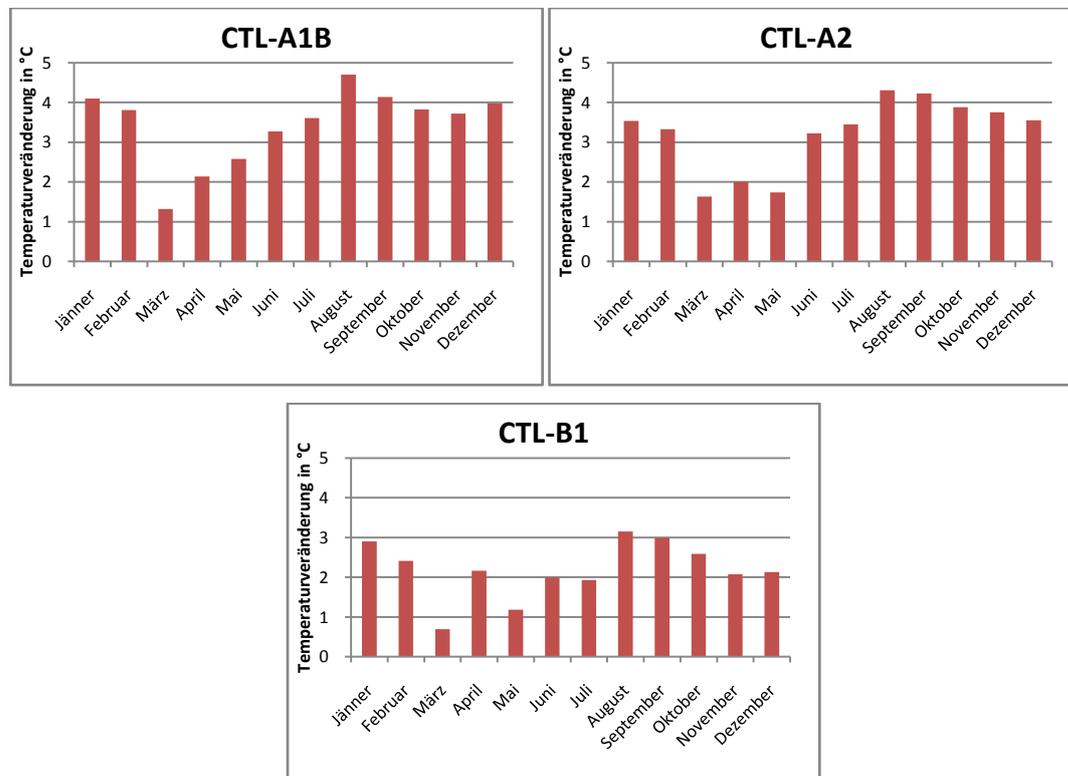


Abbildung 5.26: Veränderung der durchschnittlichen Monatstemperaturen von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B, A2 und B1

In Abbildung 5.26 sind die Temperaturveränderungen im Untersuchungsgebiet der einzelnen Emissionsszenarien bezogen auf die Klimanormalperiode dargestellt. In allen Szenarien ist eine Temperaturerhöhung festzustellen. In A1B erreicht die Erwärmung im August ihr Maximum mit über 4,5°C, die Wintermonate (DJF) und die Herbstmonate (SON) halten bei ähnlich hohen Werten von um die 4°C. Relativ gering sind die positiven Temperaturanomalien im Frühjahr, am tiefsten hier im März, die Änderungswerte steigen jedoch kontinuierlich bis zum Maximalwert im August an.

In A2 liegt der Maximalwert der Temperaturanomalie ebenfalls im August, jedoch etwas tiefer als in A1B. Die Temperaturveränderungen im Winter sind ebenfalls nicht so wie in A1B. Das Frühjahr (MAM) erfährt auch hier die geringste Erwärmung, die Werte liegen bei unter 2°C.

Die Erwärmung im Szenario B1 fällt wesentlich geringer aus als in den anderen Handlungssträngen. Wieder hat jedoch der Monat August den höchsten

Veränderungswert mit über 3°C. Die Frühlingsmonate verzeichnen wieder die geringste Erwärmung, mit dem Monat April als Ausreißer nach oben.

5.1.5.2 Niederschlag

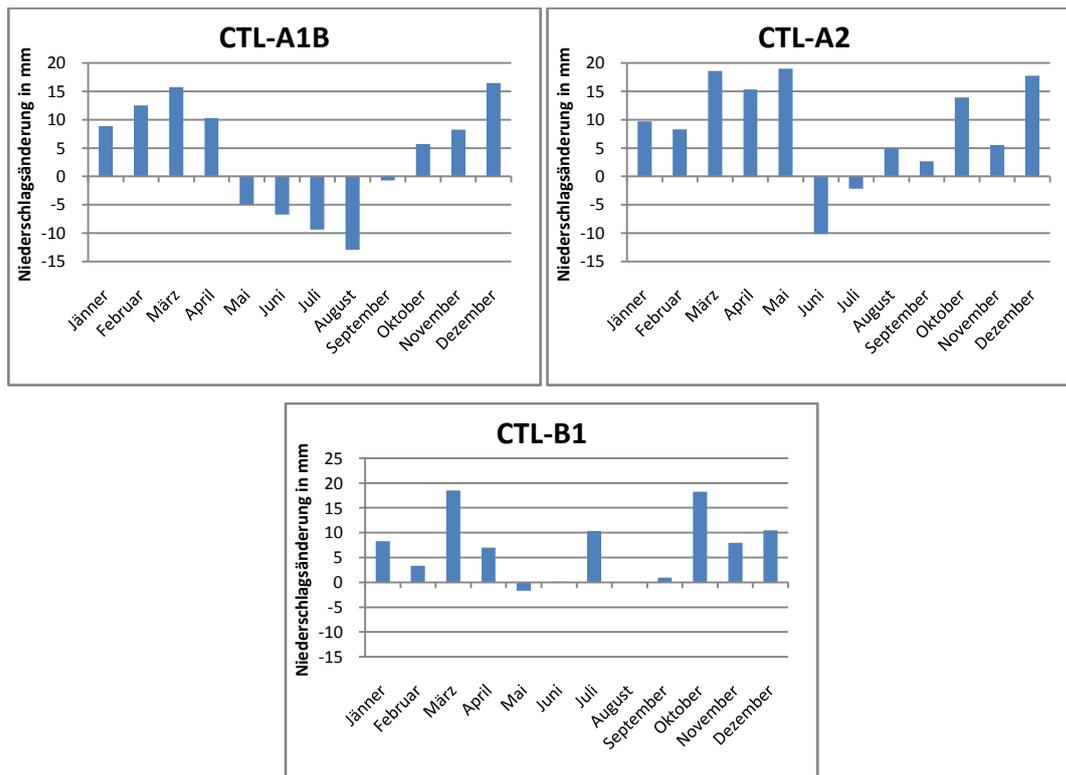


Abbildung 5.27: Veränderung der durchschnittlichen Monatsniederschläge von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B, A2 und B1

Die Änderung im Niederschlagsverhalten in den drei Emissionsszenarien ist in Abbildung 5.27 dargestellt. Szenario A1B zeigt ein relativ einheitliches Bild von Niederschlagszunahme in den kühleren Monaten von Oktober bis April, mit dem kräftigsten Änderungssignal im März und Dezember. Dagegen zeigen die wärmeren Monate eine kontinuierlich steigende Abnahme der Niederschläge mit dem Höchstwert im August.

In A2 steigen die Niederschläge in allen Monaten, bis auf Juni und Juli, hier gehen die Regenmengen zurück. Im Frühjahr ist der Anstieg der Niederschläge am größten, die Raten der Zunahmen bewegen sich zwischen 15 und 20mm pro Monat, Spitzenreiter, auch im Gesamtjahresvergleich ist der Mai. Ein signifikanter Anstieg der Regenmengen ist auch in den Wintermonaten und im Oktober ersichtlich.

Im Emissionsszenario B1 sind die Änderungen im Niederschlagsverhalten relativ inhomogen. Eine Zunahme der Regenmengen zeichnet sich vor allem im März und im Oktober ab. Die Zuwachsraten liegen bei deutlich über 15mm. Moderate Anstiege der Niederschläge zeichnen sich noch in der kalten Jahreszeit ab. Die wärmeren Monate von Mai bis September zeigen keinen eindeutigen Trend, einziger Ausreißer ist der Juli mit einer Zunahme von 10mm.

5.2 Hydrologie

Im Folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung dargestellt. Wie schon beschrieben gilt die Referenzperiode 1961-1990 des korrigierten Kontrolllaufes als Maß für den Ist-Zustand. In weiterer Folge wird für den korrigierten Kontrolllauf wiederum nurmehr das Kürzel „CTL“ verwendet um die Bezeichnungen in den Grafiken möglichst übersichtlich zu gestalten.

Bei den Szenarien wurden A1B (moderat), A2 (pessimistisch) sowie B1 (optimistisch) modelliert, die Szenarienperiode der Analyse umfasst die Jahre von 2071-2100.

5.2.1 Mittlere Monatsabflüsse

Die mittleren Monatsabflüsse (siehe Abbildung 5.28) zeigen unterschiedliche Trends in den einzelnen Szenarien. Allein die Abflüsse in den Monaten Dezember bis März zeigen für alle Szenarien eine eindeutige Steigerung gegenüber dem Kontrolllauf. Die Zunahme ist jedoch im Dezember und Jänner am höchsten, die mittleren Monatsabflüsse liegen hierbei fast doppelt so hoch wie in der Referenzperiode. Ab dem Monat April ändern sich die Trends in den Szenarien. In A1B fällt der Abfluss unter jenen des Kontrolllaufs und dies bleibt auch bis zum Monat November so, einzige Ausnahme bildet der Juli, hier sind die Abflüsse geringfügig höher als im Kontrolllauf. Die Modellierung ist auch konsistent mit den Niederschlagsveränderungen im Untersuchungsgebiet, denn in A1B ist die größte Niederschlagsreduktion in den Sommermonaten vorhanden.

Im B1 Szenario sind die mittleren Monatsabflüsse in den Monaten der warmen Jahreszeit ebenso höher als in der Referenzperiode, eine Ausnahme bildet der Mai. Ähnliches zeigt sich in A2, hier sind die Abflüsse in den Monaten April bis November immer höher als jene der Kontrolllaufs. A2 zeigt auch die deutlichste Niederschlagszunahme im Vergleich zu den anderen Szenarien.

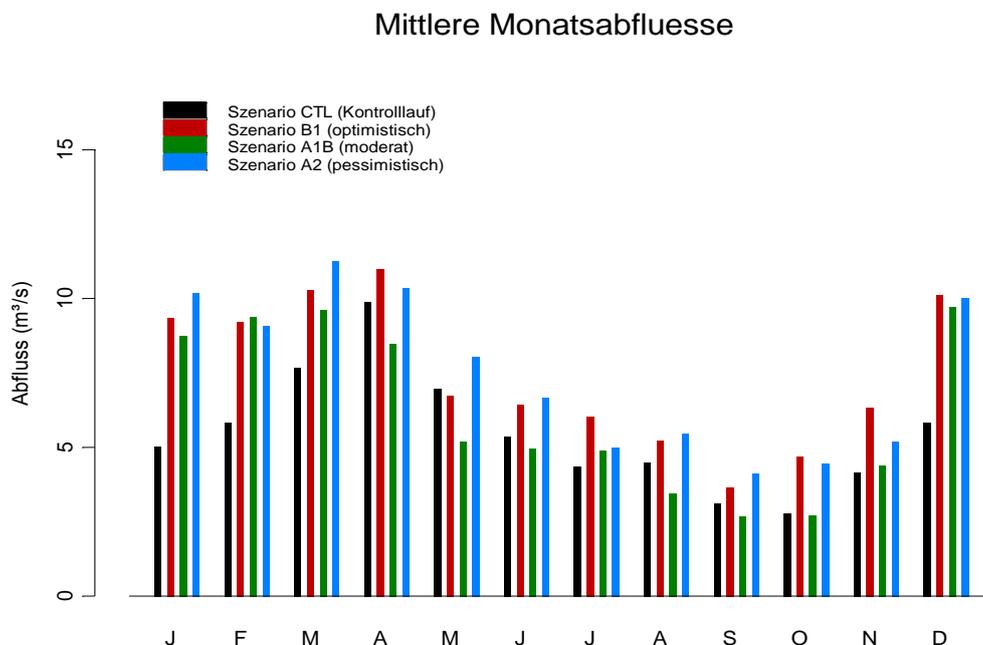


Abbildung 5.28: Mittlere Monatsabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.2 Mittlere Maximalmonatsabflüsse

Die mittleren Maximalmonatsabflüsse (siehe Abbildung 5.29) werden durch arithmetische Mittelbildung der maximalen Abflusswerte der einzelnen Monate gebildet. Wie bei den mittleren Monatsabflüssen liegen auch die Spitzenwerte des Abflusses über jenen des Kontrolllaufs. Sehr deutlich wiederum in den Monaten Dezember bis März, was in allen Szenarien zu erkennen ist. In den Monaten April bis November ist das Bild wieder etwas differenzierter.

A1B zeigt zwei Spitzen in den Monaten Juni und Juli, wobei im Mai und August wieder mittlere Maximalabflüsse unter jenen der Referenzperiode ersichtlich sind.

In A2 liegen die Maximalabflüsse fast immer, bis auf Juni und Juli, deutlich über jenen des Kontrolllaufs. Eine eklatante Spitze zeigt sich noch im August, hier wird der höchste Wert der mittleren Monatsmaxima aller Szenarien erreicht.

B1 liegt mit seinen mittleren Maximalabflüssen ebenfalls in allen Monaten über jenen der Referenzperiode. Spitzenwerte ergeben sich, abgesehen von den Wintermonaten, im Juni, Juli und August.

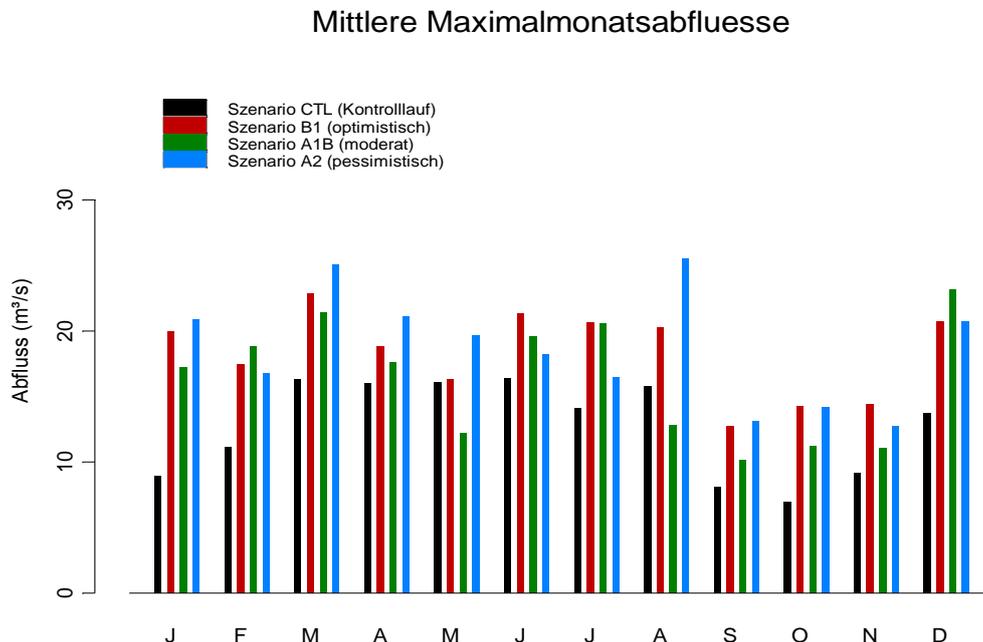


Abbildung 5.29: Mittlere Maximalmonatsabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.3 Mittlere Minimalmonatsabflüsse

Die Berechnung der Mittleren Minimalmonatsabflüsse (siehe Abbildung 5.30) erfolgt simultan zu den Maximalabflüssen, hierbei jedoch mit den Monatsminima.

Wie auch bei den mittleren Monatsabflüssen und Monatsmaximalabflüssen zeigt sich bei den Minima ein Anstieg in den Wintermonaten bis in den März.

In A1B sinken die Minimalabflüsse in den darauffolgenden Monaten unter jenen der Referenzperiode. In A2 und B1 liegen sie durchwegs etwas über den Kontrolllauf-Werten. Die höchsten Minimalabflüsse ergeben sich in B1, hier, sowie im Kontrolllauf, im Monat April.

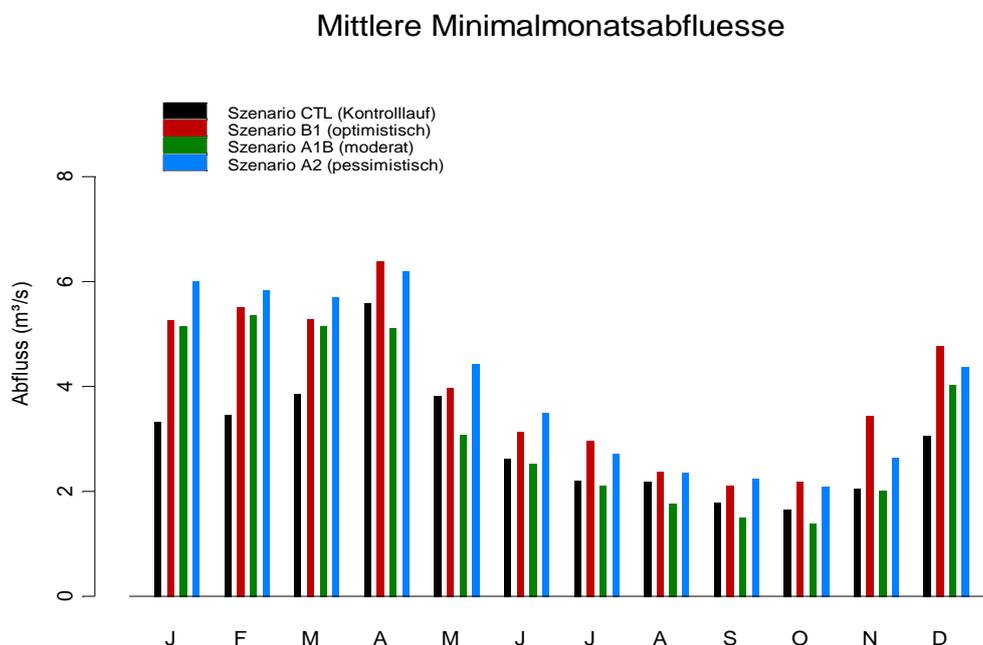


Abbildung 5.30: Mittlere Minimalmonatsabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.4 Anteile mit Niederwasserabfluss

Für die Ermittlung des Schwellenwertes für Niederwasser NQ95 wurde die Referenzperiode 1961-1990 herangezogen. An 95% der Tage wird dabei der Abflusswert von $1,35\text{m}^3/\text{s}$ überschritten. Als Tage mit Niederwasserabfluss gelten jene, an denen der Schwellenwert unterschritten wird.

Ein Anstieg der Anzahl jener Tage ist nur in Szenario A1B zu erkennen, dafür aber sehr deutlich. Im Oktober beispielsweise liegt der der Abfluss an fast der Hälfte der Tage unter dem Schwellenwert von $1,35\text{m}^3/\text{s}$.

In den Szenarien B1 und A2 wiederum kommt es zu einer deutlichen Abnahme der Tage mit Niederwasserabfluss im Vergleich zur Referenzperiode 1961-1990.

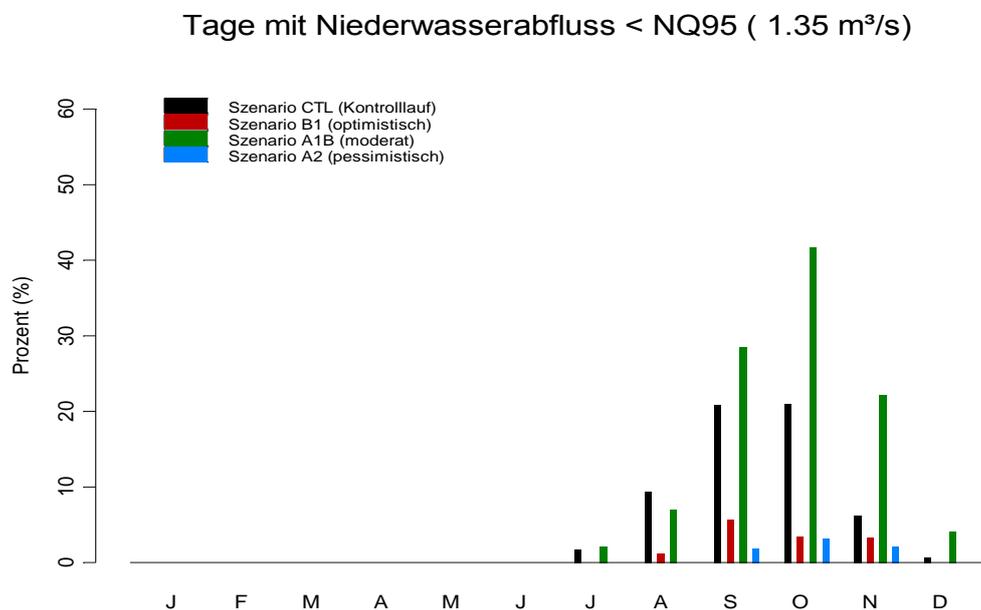


Abbildung 5.31: Tage mit Niederwasserabfluss: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.5 Jahresmaxima des Abflusses

Die Jahresmaxima des Abflusses in aufsteigender Reihenfolge sind in Abbildung 5.32 dargestellt. In der Auswertung ist zu erkennen, dass die Maxima aller Szenarien über jenen des Kontrolllaufes liegen. Durch die durchwegs in allen Szenarien höhere Abflussmenge, ist eine Erhöhung der Maximalabflüsse auch plausibel.

Die Szenarien A2 und B1 sind von ihrem Verlauf her relativ ähnlich und liegen auch noch etwas über A1B. Die ändert sich in den Jahren mit den höchsten Maxima, hier werden in A1B Spitzenwerte von über 90m³/s erreicht, welche jedoch eher als Ausreißer zu behandeln sind, die beiden anderen Szenarien liegen jedoch nur unwesentlich darunter. Dabei erhöht sich der Maximalabfluss in Bezug auf die Referenzperiode um mehr als 30m³/s

Sortierte Jahresmaxima

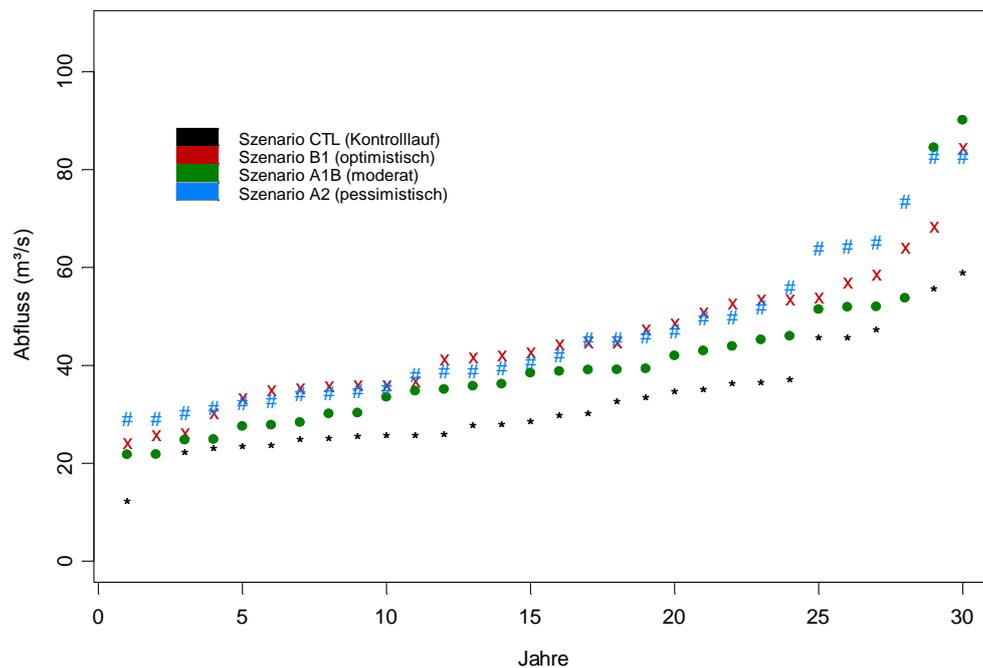


Abbildung 5.32: Aufsteigend sortierte Jahresmaxima des Abflusses: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.6 Mittlere Schmelzabflüsse

In Abbildung 5.33 sind die mittleren Schmelzabflüsse dargestellt. Als schmelzbedingte Direktabflüsse werden dabei jene bezeichnet, welche durch Schneeschmelze direkt in Abfluss transformiert werden, ohne durch einen Bodenspeicher zu wandern.

Grundsätzlich ist in allen Szenarien eine abnehmende Tendenz festzustellen, eine Ausnahme bildet B1, hier kommt es von Dezember bis Februar zu höheren direkten Schmelzabflüssen als in der Kontrollperiode. Zur größten Abnahme des Schmelzabflusses kommt es wiederum in A1B, hier ist der Rückgang vor allem im April und Mai sehr stark.

Grund für die geringeren direkten Abflüsse aus Schmelzabfluss sind möglicherweise höhere Temperaturen im Winter, welche weniger Schneeakkumulation erzeugen und daher auch der Schmelzabfluss geringer wird.

Mittlere schmelzbedingte Direktabflüsse

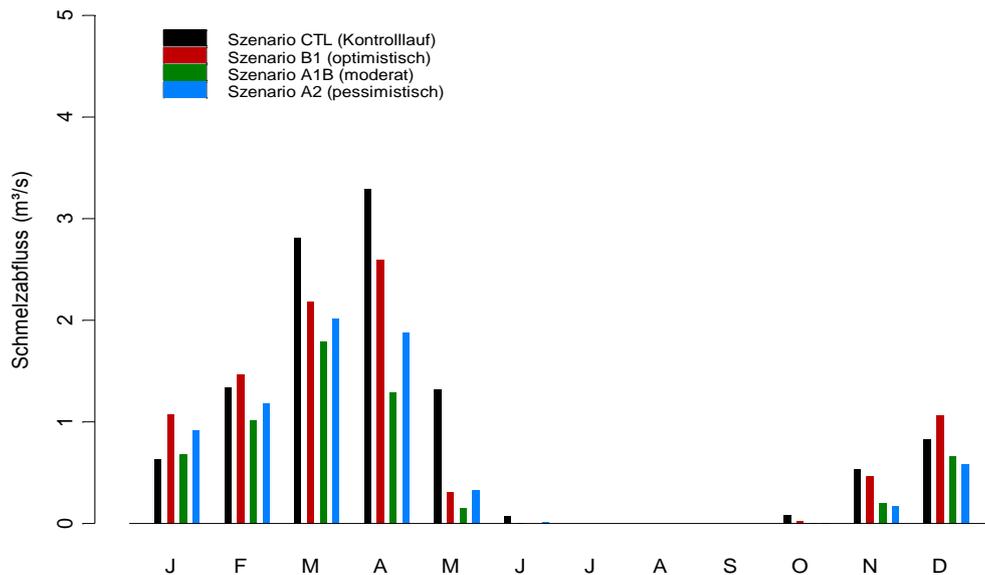


Abbildung 5.33: Mittlere Schmelzbedingte Direktabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.7 Mittlerer Schneewasserwert

Der Schneewasserwert gibt den Wasseranteil der Schneedecke an. Unter der Annahme einer Schneedichte von 20-50% ist die tatsächliche Schneehöhe um des Zwei- bis Fünffache höher anzunehmen.

Mittlerer Schneewasserwert im Gebiet

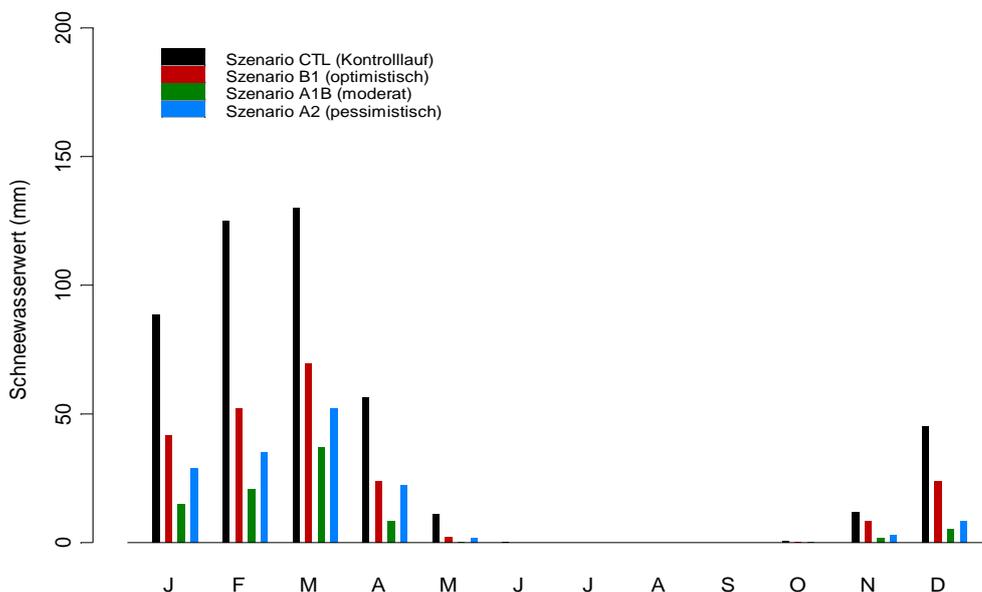


Abbildung 5.34: Mittlerer Schneewasserwert im Gebiet: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

Aufgrund der höheren Temperaturen im Winter kommt es, wie bereits vorher angesprochen, zu einer Verringerung der Schneeakkumulation und weiters zu einem geringeren Schneewasserwert (siehe Abbildung 5.34). Dies ist in allen Szenarien gleichsam zu beobachten, wobei sich die größte Reduktion wiederum in A1B abzeichnet. Aber auch in B1 fällt der Schneewasserwert teilweise unter 50% des Kontrolllaufes.

5.2.8 Tage mit Schneebedeckung im Gesamtgebiet

Abbildung 5.35 zeigt die Tage mit Schneebedeckung im Gesamtgebiet über alle Höhenzonen. Der Schwellenwert von 10mm Schneewasserwert muss dabei überschritten werden.

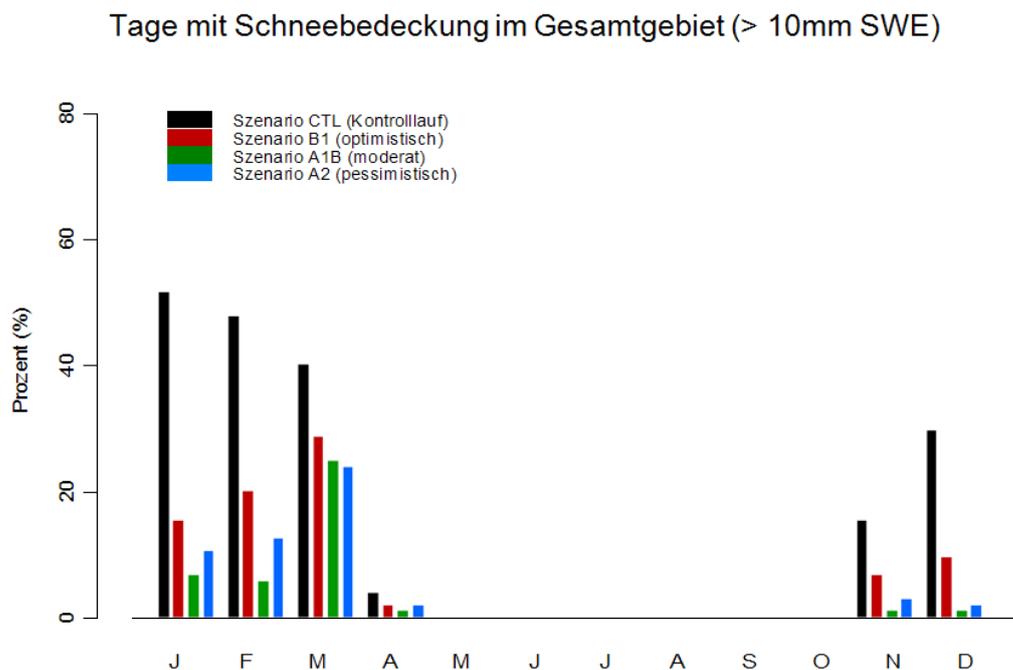


Abbildung 5.35: Tage mit Schneebedeckung im Gesamtgebiet: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

Die Tage mit Schneebedeckung nehmen in allen Szenarien ab, am deutlichsten wieder in A1B, im Vergleich zu Referenzperiode. Weiters kommt es zu eher unrealistischen Spitzenwerten im Monat März. Dieses Artefakt ist wahrscheinlich auf den Korrekturalgorithmus zurückzuführen, welcher die Wintermonate (DJF) nicht nach unten korrigiert, ab März jedoch schon, was zu tieferen Temperaturen und

demnach auch zu vermehrter Schneeakkumulation in diesem Monat führt. Der Trend zu geringerer Dauer der Schneebedeckung in den Szenarien kann jedoch trotzdem als gegeben angesehen werden. Eine tiefer gehende Interpretation über die Schneeverhältnisse ist aber mit diesen Ergebnissen nicht zu treffen.

5.2.9 Tage mit Schneebedeckung in über 1000m Seehöhe

Im Vergleich zum vorigen Kapitel sind hier die Tage mit Schneebedeckung für die höchstgelegenen Bereiche des Einzugsgebietes ausgewiesen (siehe Abbildung 5.36). Natürlich ist die Anzahl der Tage in denen eine geschlossene Schneedecke herrscht in den Szenarien wieder deutlich geringer als im Kontrolllauf. Im extremsten Szenario, wiederum A1B, wird im günstigsten Fall, im März, eine durchgängige Schneedecke an ca. 30% der Tage vorzufinden sein.

Der Spitzenwert des A1B Szenarios liegt also wieder im März, wie auch schon im vorherigen Kapitel ersichtlich war. Die anderen Szenarien, A2 und B1, zeigen diese Spitze nicht, in B1 liegen die meisten Tage mit Schneebedeckung im Februar, in A2 liegen Februar und März gleichauf.

Im Kontrolllauf hat sich die Spitze in größerer Höhenlage auch von Jänner in den Februar verlegt.

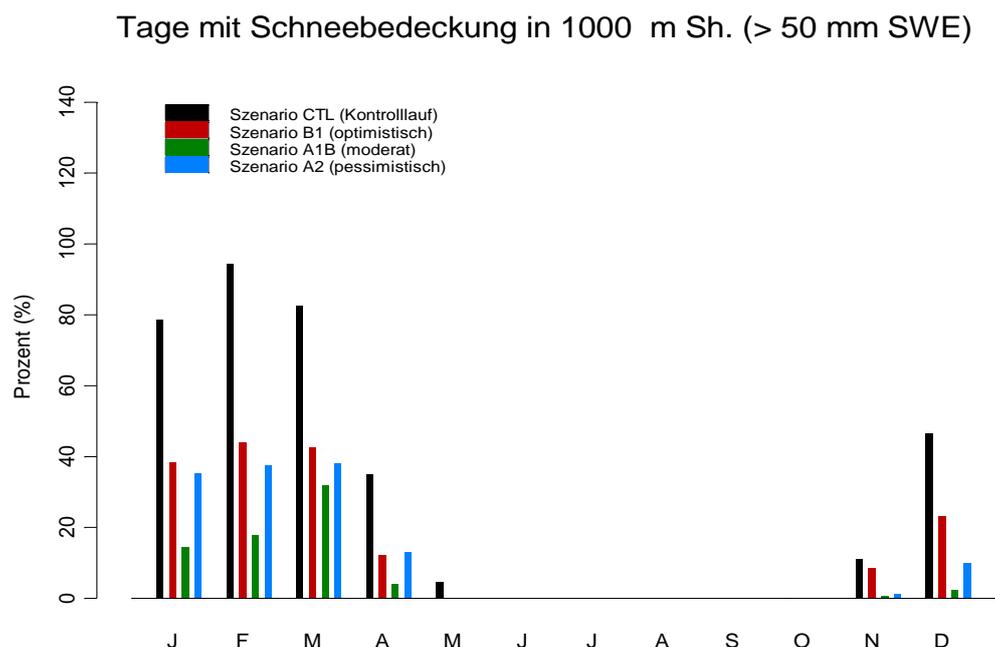


Abbildung 5.36: Tage mit Schneebedeckung in 1000m Höhe: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.10 Mittlere aktuelle Tagesverdunstung

Die mittlere aktuelle Tagesverdunstung (siehe Abbildung 5.37) unterscheidet sich in den Szenarien nur unwesentlich von den Werten aus der Referenzperiode. In den Wintermonaten ist eine leichte Erhöhung festzustellen, durch höhere Temperaturen.

Lediglich in Szenario A2 ist ein Trend zu höheren Verdunstungswerten im Spätsommer und Frühherbst zu erkennen.

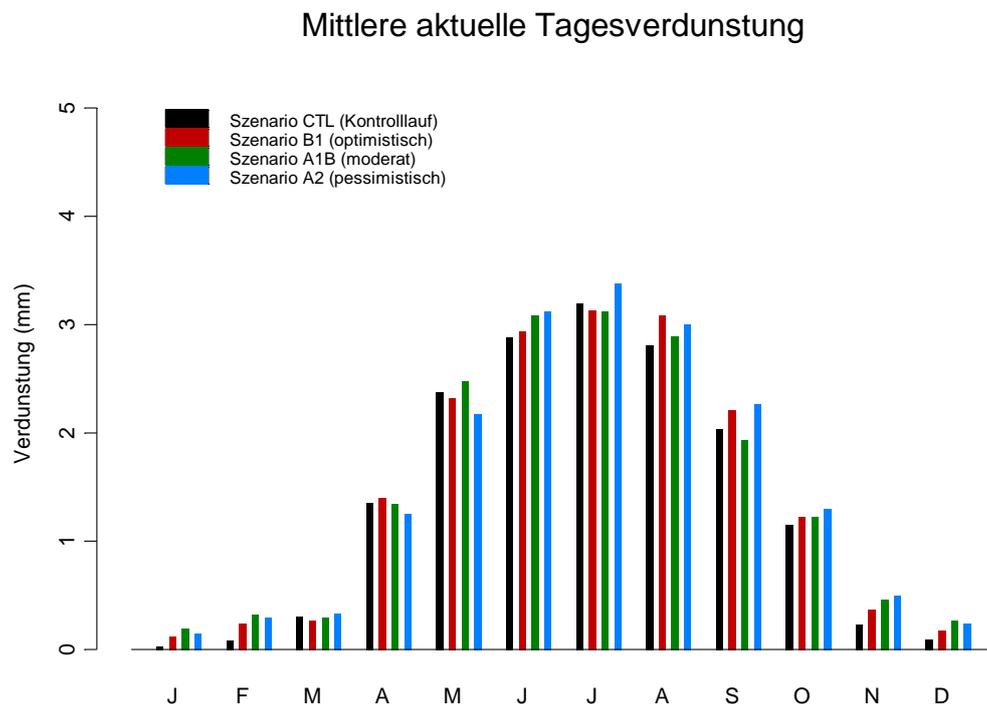


Abbildung 5.37: Mittlere aktuelle Tagesverdunstung: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

5.2.11 Tage mit Trockenstress

Trockenstress tritt dann auf, wenn im N-A Modell die Speicherhöhe des Pflanzenverfügbaren Bodenwassers h_2 auf unter 50% fällt (vgl. hierzu Abbildung 4.12, rote „Stresslinie“).

Tage mit Trockenstress sind in der Referenzperiode des Kontrolllaufes praktisch nicht vorhanden (siehe Abbildung 5.38)

Tage mit Trockenstress

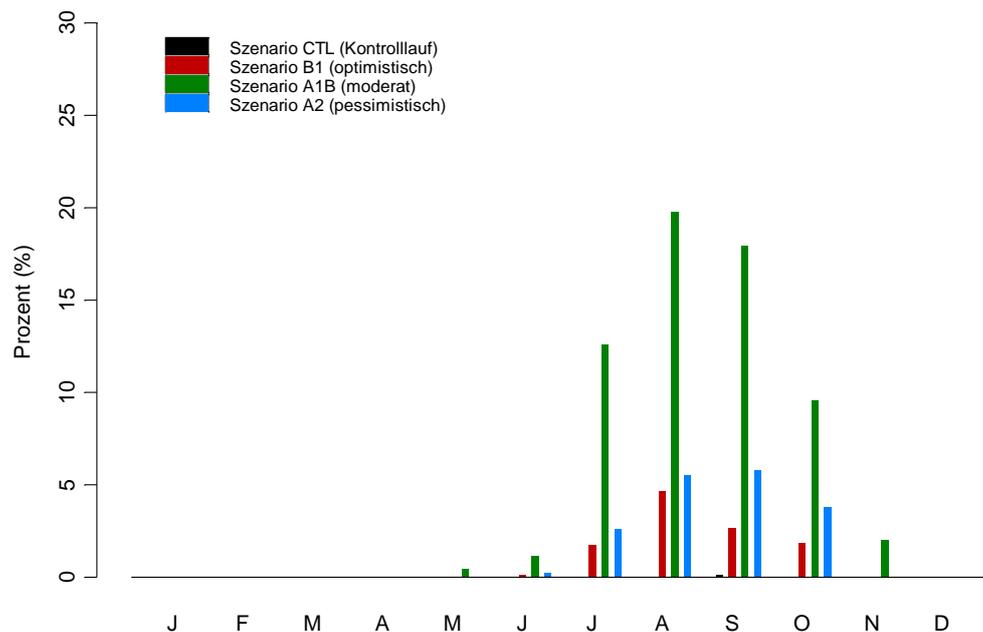


Abbildung 5.38: Tage mit Trockenstress: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)

In den Szenarien A2 und B1 ist ein Anstieg auf etwas über 5% in den Monaten August bzw. September zu erkennen. Drastisch steigt die Anzahl der Tage jedoch in Szenario A1B. Im Spitzenmonat August ist ein Fünftel aller Tage als Trockenstresstag ausgewiesen. Dies ist konsistent mit den Ergebnissen für die Niederschlags- und Temperaturentwicklung in diesem Szenario, welche für den August den höchsten Temperaturanstieg und die höchste Niederschlagsreduktion ausweisen.

6. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

6.1 Zusammenfassung

In dieser Diplomarbeit wurden Auswirkungen verschiedener Klimaänderungsszenarien auf das Abflussverhalten der Großen Mühl untersucht. Das Einzugsgebiet umfasst den Oberlauf der Großen Mühl bis zum Pegel Furtmühle, mit einer Fläche von 253,15 km².

Die Überführung der Klimaparameter Niederschlag und Temperatur in Abflusswerte am Referenzpegel wurde mittels eines konzeptionellen N-A Modells, entwickelt am IWHW der Universität für Bodenkultur, bewerkstelligt. Es wurde dabei eine 30-jährige (1961-1990) Kalibrierungsphase mit Messwerten aus drei Niederschlags- und einer Temperaturstation durchgeführt. Das Modell wurde noch einer 10-jährigen Validierungsphase unterzogen (1991-2000) und aus diesen Modellierungsläufen die optimale Parametereinstellung vorgenommen. Der Korrelationskoeffizient zwischen beobachteten und modellierten Abflüssen von 0,85 in der Validierungsphase zeigt, dass das Modell in der Lage ist das Abflussverhalten gut wiederzugeben.

Die Inputdaten für die Klimaszenarienanalyse wurden aus dem Klimamodell ECHAM5/REMO herangezogen. Zur Ermittlung des Gebietsniederschlags wurden 9 Rasterzellen, welche das Gebiet berühren, gemittelt. Die Temperaturzeitreihe wurde aus einem Gitterpunkt inmitten des Untersuchungsgebietes gewonnen. Es wurden drei Szenarien analysiert, A1B (realistisch), A2 (pessimistisch) und B1 (optimistisch). Als Untersuchungszeitraum dient die Spanne von 2071 bis 2100, als Referenzperiode wurde die Klimanormalperiode von 1961-1990 herangezogen.

Klimamodellierungsdaten sind nie exakte Reproduktionen eines Klimas, es gibt immer gewisse Abweichungen von der Realität. Diese systematischen Fehler in den Modellierungsdaten müssen durch entsprechende Korrekturalgorithmen ausgebessert werden. Für ECHAM5/REMO wurden nicht nur Projektionen in die Zukunft bis 2100 durchgeführt sondern auch ein Kontrolllauf von 1950 bis 2000. Dies bietet die Möglichkeit die Klimaparameter Niederschlag und Temperatur aus REMO mit den Messwerten aus den Stationen zu vergleichen. Als Referenzperiode dient wiederum die Klimanormalperiode von 1961 bis 1990. Bei einem ersten Vergleich der

modellierten und der gemessenen Werte für Temperatur und Niederschlag wurden vor allem bei den Niederschlägen sehr starke Abweichungen sichtbar. Die Regenmengen wurden dabei teilweise um mehr als die Hälfte in bestimmten Monaten unterschätzt, die Temperaturen meist moderat überschätzt. Im Folgenden sind die unterschiedlichen Fehlerkorrekturmethoden kurz dargestellt.

Fehlerkorrektur mittels monatlichem Korrekturfaktor:

Dabei wurde die Differenz der Monatsmittelwerte zwischen Kontrolllauf und Beobachtung auf die Tageswerte des Kontrolllaufes übertragen. Mit den korrigierten Eingangsdaten aus dem Kontrolllauf wurde das N-A Modell angetrieben, dabei hat sich jedoch gezeigt, dass die Fehlerkorrektur nicht das gewünschte Ergebnis erzielt hat. Die Abflüsse wurden im Winter zu niedrig modelliert, es kam zu einer stark überhöhten Schneeakkumulation im Winter mit einer übermäßig hohen Abflussspitze in den Frühjahrsmonaten.

Die Niederschlagskorrektur mit dieser Methode kann jedoch als brauchbar angesehen werden, denn es wurde das N-A Modell mit beobachteten Temperaturen und korrigierten Kontrolllaufdaten des Niederschlags angetrieben und der Vergleich mit der Realität war sehr zufriedenstellend. Das heißt bei den weiteren Korrekturversuchen wurde ausschließlich die Temperaturzeitreihe des Kontrolllaufes herangezogen.

Fehlerkorrektur mittels PDF-Funktionsanpassung der Wintertemperatur

Da das Problem des unrealistischen Abflussverhaltens vor allem auf zu viel Schneeakkumulation im Winter zurückgeht, wurde in einem nächsten Schritt die Häufigkeitsverteilung der korrigierten Wintertemperaturen (DJF) an jene der Beobachtungen angepasst.

Das Ergebnis war ebenfalls nicht zufriedenstellend, obwohl die Schneeakkumulation etwas gedämpft wurde und somit auch die Abflussspitze im Frühjahr.

Fehlerkorrektur mittels monatlichem Korrekturfaktor exklusive DJF

Versuchsweise wurde die Korrektur der Temperaturzeitreihe des Kontrolllaufes in den Wintermonaten ausgesetzt und überraschenderweise stimmten die Ergebnisse sehr gut mit den Beobachtungen überein.

Obwohl die Monatsmitteltemperaturen des Kontrolllaufs in den Wintermonaten wesentlich zu hoch sind wurde diese Korrekturmethode ausgewählt um die Szenarienanalysen durchzuführen.

Die Ursache für die Abweichungen im Klimamodell bezüglich der Wintertemperaturen und der Bildung des Abflusses ist im zeitlichen Auftreten von bestimmten Niederschlagsereignissen und extremen Temperaturminima zu finden. Bei den gemessenen Zeitreihen kommt es nur sehr selten zu Niederschlägen, wenn extrem tiefe Temperaturen vorherrschen. Statistisch ist auch ein signifikanter Zusammenhang zwischen höheren Temperaturen und höheren Niederschlägen festzustellen. Dieser Zusammenhang ist in den Klimamodellierungsdaten nicht erkennbar, der allgemeine Trend verläuft entgegengesetzt.

Da für die Abflusssimulation realistische Schneemengen vorausgesetzt werden, wird die Wintertemperatur unkorrigiert übernommen, in den restlichen Monaten werden die Tageswerte mit dem monatlichen Korrekturfaktor angepasst.

Ergebnisse der Modellszenarien für das Untersuchungsgebiet:

Temperatur und Niederschlag:

In allen drei Szenarien ist ein Temperaturanstieg festzustellen. Die größten Erwärmungstrends zeigen sich in den späten Sommermonaten und im Winter, den geringsten Temperaturanstieg erfahren die Monate im Frühjahr.

Für den Niederschlag ist in den Szenarien A1B und A2 ein ähnlicher Trend bemerkbar, nämlich Abnahme der Regenmenge im Sommer und ein Anstieg der Niederschläge in den restlichen Monaten. In B1 ist kein eindeutiger Trend zu erkennen, viele Monate zeigen keine Veränderung, im Herbst ist ein allgemeiner Niederschlagsanstieg zu verzeichnen, genauso wie im März oder Juli.

Abflussbildung:

Bei den mittleren monatlichen Abflussmengen zeigen sich in allen Szenarien Erhöhungen in den Monaten Dezember bis März. In A2 und B1 erreichen die Abflusswerte in den darauffolgenden Monaten ebenfalls Mengen die jene der Referenzperioden übersteigen. In A1B kommt es zu einem Rückgang des Abflusses in den Monaten April bis November.

Die mittleren Maximalabflüsse liegen in allen Szenarien und fast allen Monaten über den Kontrolllaufwerten. Am deutlichsten ist die Abweichung im Winter, aber auch in A2 ist eine eklatante Spitze der Maximalabflüsse im August erkennbar.

Bei den mittleren Minimalabflüssen ist ein ähnlicher Trend feststellbar. Die Abflusswerte liegen im Winter in allen Szenarien über den Kontrolllaufdaten, A2 und B1 liegen auch in den restlichen Monaten darüber, in A1B zeigen die Minimalabflüsse ähnliche Werte wie im Kontrolllauf, in machen Monaten auch Werte darunter.

Die Jahresmaxima des Abflusses zeigen wiederum in allen Szenarien höhere Werte als in den Kontrolllaufdaten wobei A2 und B1 etwas über A1B liegen. Das ändert sich jedoch in den Jahren mit den höchsten Maxima, hier wird der Spitzenwert in zwei Jahren im A1B Szenario erreicht, welcher ca. 30% über den maximalen Abflüssen im Kontrolllauf liegt.

Schmelzabflüsse und Schneebedeckung

Bei den mittleren Abflüssen aus Schneeschmelze kommt es zu einer Verringerung in allen Szenarien aufgrund höherer Temperaturen und geringerer Schneeakkumulation. Eine Ausnahme bildet B1, hier kommt es zu einem Erhöhten Schmelzabfluss in den Monaten Dezember bis Februar

Die Tage mit Schneebedeckung nehmen erwartungsgemäß ebenso stark ab, am deutlichsten zeigt sich dieser Trend in A1B. Weiters verschiebt sich die zeitliche Spitze der Schneebedeckung von Dezember/Jänner auf Februar/März in allen Szenarien.

Verdunstung und Trockenstress:

Die Raten der aktuellen Tagesverdunstung ändern sich in allen Szenarien nur unwesentlich. Anders verhält es sich mit den Tagen mit Trockenstress, hier ist ein leichter Anstieg in den Szenarien A2 und B1 zu erkennen, im Gegensatz zum Kontrolllauf, wo prinzipiell keine Tage mit Trockenstress ausgewiesen wurden.

Im Gegensatz dazu zeigt sich in A1B ein sehr starker Anstieg der Tage, vor allem im August. Dies kann als typisch für dieses Szenario angesehen werden, da in den Monaten August und September die größten positiven Temperaturanomalien zu erwarten sind und im Gegensatz dazu in den Sommermonaten die größte Niederschlagsreduktion ausgewiesen wird.

Grundsätzlich ist in allen Szenarien bis zum Ende des Jahrhunderts ein gesteigerter Abfluss im Winter zu erwarten aufgrund von geringerer Schneeakkumulation durch höhere Temperaturen, aber auch durch veränderte Niederschlagsverhältnisse, welche vor allem in den Wintermonaten höhere Niederschläge ausweisen. Dies bewirkt wiederum geringere Abflussraten aus Schneeschmelze und eine geringere Anzahl der Tage mit Schneebedeckung, diese verringert sich bis Ende des Jahrhunderts um die Hälfte in B1 und um mehr als drei Viertel in A1B.

Das als realistischstes gehandelte A1B Szenario kann als trockenstes angesehen werden, obwohl auch hier die Niederschläge in den kühleren Monaten zunehmen, die gleichzeitige Erhöhung der Temperatur und Reduktion der Niederschläge in den Sommermonaten bewirkt jedoch vor allem in den Monaten August bis Oktober eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für Trockenperioden.

Methodenkritik:

Die in dieser Arbeit angewandte Methode zur Fehlerkorrektur der Inputdaten aus dem Klimamodell REMO muss als sehr einfach angesehen werden. Es stellt sich die Frage, ob für eine tiefer gehende Analyse nicht ein etwas ausgereifterer Korrekturalgorithmus zu entwickeln wäre. Die Ergebnisse waren zwar relativ zufriedenstellend hinsichtlich der hydrologischen Modellierung, die Probleme in Anbetracht der Simulation des Abflusses im Winter jedoch evident. Die möglichen Korrelationen zwischen Niederschlag und Temperatur blieben hierbei unberücksichtigt, was auch den Umstand der ungenügenden Korrektur trotz Nachbildung der Monatsmittelwerte ausmachte.

Weiters unberücksichtigt bleibt in dieser Untersuchung eine mögliche Änderung der Vegetationszusammensetzung im Untersuchungsgebiet durch veränderte klimatische Gegebenheiten in der Zukunft. Durch Miteinbeziehung dieser Umstände könnten Rückkopplungseffekte zutage treten, welche die Ergebnisse der Abflussmodellierung erheblich verändern würden.

Weiters sei angemerkt, dass eine Vielzahl von Klimamodellen entwickelt wurde, welche teilweise sehr heterogen in ihrer Methodik, aber auch hinsichtlich des Outputs sind. In diesem Fall wurde nur ein Klimamodell für Inputdaten herangezogen, interessant wäre die Ergebnisse verschiedener zu vergleichen. Jedes Klimamodell

hat seine Stärken und Schwächen und ist auf bestimmte räumliche Gegebenheiten besser oder schlechter abgestimmt. Hier sei die Modellierung von Niederschlag in Gebirgsräumen angemerkt, welche von sehr unterschiedlicher Qualität sein kann.

Auch der Ansatz der hydrologischen Modellierung ist relativ simpel. Dies muss nicht unbedingt negativ sein, interessant wäre jedoch, ob ein verteiltes N-A Modell, welches beispielsweise nicht mit flächenaggregierten Niederschlägen sondern eines das unterschiedliche Intensitäten im Gebiet miteinbezieht und auch die Landnutzung berücksichtigt, nicht etwas bessere Ergebnisse erzielen kann.

6.3 Schlussfolgerungen

Bei all den interessanten Ergebnissen aus der hydrologischen Modellierung, darf man nicht außer acht lassen, dass die Inputdaten aus REMO in ihrer unkorrigierten Form erhebliche Abweichungen zur Realität aufweisen. Der Grund dafür liegt in der im Klimamodell unzureichenden statistischen Repräsentation des zeitlichen Auftretens von Niederschlag und Temperaturereignissen. Eine umfangreiche Fehlerkorrektur war notwendig um die Klimamodellierungsdaten in die Nähe der gemessenen Eingangsparameter Niederschlag und Temperatur zu bringen. Durch die Korrektur der Inputdaten konnten der Abfluss im Mittel realistisch wiedergegeben werden. Doch was bedeutet das für eine Szenarienmodellierung für die Zukunft, wenn Inputdaten erst entsprechend angepasst werden müssen?

In erster Linie heißt das, dass die Ergebnisse allesamt mit großen Unsicherheiten versehen und gesicherte Aussagen nicht zu treffen sind. Was jedoch sehr wohl möglich ist, und was auch durchgeführt wurde, ist die Extraktion von bestimmten Trends in den unterschiedlichen Szenarien. Denn auch wenn die Absolutwerte aus dem Klimamodell nicht der Realität entsprechen so kann man doch die Magnitude der Änderung von einem Zeitraum aus der Vergangenheit (1961-1990) und einem für die Zukunft (2071-2100) herauslesen.

In Zukunft, und für die Untersuchung von möglichen Auswirkungen des Klimawandels, wird es notwendig sein die Klimamodelle weiter zu verbessern. Die Modellierung der Temperatur ist mit weniger großen Problemen behaftet, dies zeigte sich auch in den eher geringen Abweichungen zwischen Messwerten und Kontrolllauf. Ein schwierigeres Unterfangen ist die realitätsnahe Modellierung von

Niederschlag, zum einen weil der Prozess als solches noch nicht hundertprozentig verstanden ist und zum anderen weil Regen ein lokal sehr begrenzt auftretendes Phänomen sein kann, vor allem in Gebirgsräumen und bei konvektiver Niederschlagsentwicklung. Diese sind daher auch in einem hochauflösenden Klimamodell mit ca. 10km Maschenweite wie REMO nur schwer implementierbar.

Es muss also noch viel Entwicklungsarbeit in die Klimamodellierung investiert werden um den Wasserkreislauf in sehr kleinräumigen Gebieten realistisch darstellen zu können. Denn es kann auch für die Allgemeinheit nur von allergrößtem Nutzen sein die Entwicklung des Klimas, und damit auch die Auswirkungen auf unsere Flusssysteme, in einem bestimmten Maß abschätzen und bestimmten Trends mit Vorsorgemaßnahmen entgegenwirken zu können.



7. Abbildungsverzeichnis

Abbildung 3.1: Satellitenbild des Einzugsgebietes und Übersichtskarte Österreichs mit Darstellung des Satellitenbildausschnittes (Quelle: Google Earth).....	9
Abbildung 3.2: Einzugsgebiet mit Höhenklassen und Relief.....	11
Abbildung 4.1: Modellierungsgebiet von REMO mit Topographie (Quelle: Google Maps).....	15
Abbildung 4.2: Entwicklung der CO ₂ -Emissionen in den Szenarien A1FI, A1B und A1T (Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)	17
Abbildung 4.3: Entwicklung der CO ₂ -Emissionen im Szenario A2 (Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)	19
Abbildung 4.4: Entwicklung der CO ₂ -Emissionen im Szenario B1 (Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)	20
Abbildung 4.5: Entwicklung der CO ₂ -Emissionen im Szenario B2 (Quelle: IPCC, Emission Scenarios, NAKICENOVIC, N., SWART, R. eds., 2000)	21
Abbildung 4.6: CO ₂ -Konzentration in der Atmosphäre: beobachtet und laut IPCC SRES-Szenarien (Quelle: JACOB et al. 2008).....	23
Abbildung 4.7: Temperaturveränderung bezogen auf das Mittel von 1961-1990, Simulationen und Beobachtungen (Quelle: JACOB et al. 2008)	23
Abbildung 4.8: Konzept der fraktionellen Oberflächenbedeckung in REMO (Quelle: JACOB et al. 2008)	25
Abbildung 4.9: Modellgebiet der ersten Stufe des Doppelnestingverfahrens, horizontale Auflösung 0,44°; ~ 50km, mit eingezeichneter Topographie (Quelle: JACOB et al. 2008)	26
Abbildung 4.10: Modellgebiet der zweiten Stufe des Doppelnestingverfahrens, horizontale Auflösung 0,088°; ~ 10km, mit eingezeichneter Topographie (Quelle: JACOB et al. 2008)	26
Abbildung 4.11: Schema der Schmelzberechnung (HOLZMANN 2008)	29
Abbildung 4.12: Niederschlags- und Temperaturmessstellen, REMO-Gitter.....	31
Abbildung 4.13: Konzept des Niederschlags-Abfluss Modells (Quelle: HOLZMANN 2008).....	32
Abbildung 4.14: Jahresgang des modellierten und des beobachteten Abflusses, sowie gesamter als auch effektiver Niederschlag für die Jahre 1970, 1977 und 1964	37
Abbildung 4.15: Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete und modellierte Werte am Pegel Furtmühle.....	39
Abbildung 4.16: Jahresgang des modellierten und des beobachteten Abflusses, sowie gesamter als auch effektiver Niederschlag für das Jahre 1995.....	40
Abbildung 4.17 Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1991-2000; beobachtete und modellierte Werte am Pegel Furtmühle.....	40
Abbildung 5.1: Monatsmittel der Temperatur von 1961-1990; gemessene Werte (T _{OBS}) und Kontrolllauf (T _{CTL}).....	42
Abbildung 5.2: Mittler Monatsniederschlagssumme von 1961-1990; gemessene Werte (NS _{OBS}) und Kontrolllauf (NS _{CTL}).....	43

Abbildung 5.3: Tagesniederschläge Klassifiziert nach Niederschlagsmenge von 1961-1990; gemessene Werte (NS_{OBS}) und Kontrolllauf (NS_{CTL}).....	44
Abbildung 5.4: Tagesniederschläge Klassifiziert nach Niederschlagsmenge von 1961-1990; gemessene Werte (NS_{OBS}), Kontrolllauf (NS_{CTL}) und korrigierter Kontrolllauf (NS_{CTL} korr)	47
Abbildung 5.5: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit unkorrigierten (Q CTL) und korrigierten Kontrolllaufdaten (Q CTL korr)	48
Abbildung 5.6: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit beobachteten Niederschlägen und korrigierten Kontrolllaufdaten für die Temperatur (Q CTL NS OBS, T korr)	49
Abbildung 5.7: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten für den Niederschlag und beobachteten Temperaturen (Q CTL NS korr, T OBS)	49
Abbildung 5.8: Kumulierte Schneewasseräquivalente je Höhenstufe und Verlauf der Tagemitteltemperatur (707m Seehöhe) aus korrigierten Kontrolllaufdaten für den Winter 1980/81.....	50
Abbildung 5.9: Kumulierte Schneewasseräquivalente je Höhenstufe und Verlauf der Tagemitteltemperatur (725m Seehöhe) aus beobachteten Zeitreihendaten für den Winter 1980/81.....	50
Abbildung 5.10: maximale kumulierte Schneewasseräquivalente in der Höhenklasse 600-700m, Modellierung mit Beobachtungszeitreihen (SH OBS) und korrigierten Kontrolllaufdaten (SH CTL korr), 1961-1990.....	52
Abbildung 5.11: Anzahl der Tage mit Schneebedeckung in der Höhenklasse 600-700m, Modellierung mit Beobachtungszeitreihen (SH OBS) und korrigierten Kontrolllaufdaten (SH CTL korr), 1961-1990.....	52
Abbildung 5.12: Häufigkeitsverteilung der Wintertemperaturen (DJF); beobachtete Werte (T OBS), Kontrolllauf (T CTL) korrigierter Kontrolllauf (T CTL korr); 1961-1990	54
Abbildung 5.13: PDF-Funktion der Temperatur im Jänner für Beobachtungen (T OBS) und Kontrolllauf (T CTL); 1961-1990.....	54
Abbildung 5.14: Häufigkeitsverteilung der Wintertemperaturen (DJF); beobachtete Werte (T OBS), Kontrolllauf (T CTL) korrigierter Kontrolllauf mittels PDF-Funktion (T CTL korr PDF); 1961-1990	55
Abbildung 5.15: Durchschnittlicher Jahrgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; aus Beobachtungen (Q OBS), aus korrigierten Kontrolllaufdaten mittels Monatsmittelwerten (Q CTL korr) und aus korrigierten Daten mit PDF-Korrektur der Wintermonate (Q CTL korr NS/T (PDF für DJF))	56
Abbildung 5.16: Kumulierte Schneewasseräquivalente je Höhenstufe und Verlauf der Tagemitteltemperatur (707m Seehöhe) aus korrigierten Kontrolllaufdaten und PDF-Korrektur der Wintertemperatur, für den Winter 1980/81.....	57

Abbildung 5.17: Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten, exklusive DJF bei der Temperatur (Q CTL korr NS/T (exkl. DJF)).....	58
Abbildung 5.18: Durchschnittlicher Jahresgang des Abflusses gemittelt von 1961-1990; beobachtete Abflüsse (Q OBS) und Abflussmodellierung mit korrigierten Kontrolllaufdaten, exklusive DJF bei der Temperatur und Erhöhung des Korrekturfaktors der Verdunstung auf 1,15 (Q CTL korr NS/T (exkl. DJF) etp 1,15).....	59
Abbildung 5.19: Die beiden Modi der NAO, Charakteristik der Luftdruckgebiete, Strömungsrichtung und Intensität sowie Meeresströmungen (WANNER & LUTERBACHER 1999)	61
Abbildung 5.20: Standardisierte Monatsmittelwerte der Temperatur und des Niederschlags für DJF (beobachtet), sowie NAO-Index	62
Abbildung 5.21: Korrelationsmatrix für NAO-Index und Temperatur bzw. Niederschlag (beobachtet). 62	
Abbildung 5.22: Standardisierte Monatsmittelwerte der Temperatur und des Niederschlags für DJF (korrigiert), sowie NAO-Index.....	64
Abbildung 5.23: Korrelationsmatrix für NAO-Index und Temperatur bzw. Niederschlag (korrigiert)	64
Abbildung 5.24: Veränderung der durchschnittlichen Jahrestemperaturen von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B	66
Abbildung 5.25: Veränderung der durchschnittlichen Jahresniederschläge von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B.....	66
Abbildung 5.26: Veränderung der durchschnittlichen Monatstemperaturen von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B, A2 und B1	68
Abbildung 5.27: Veränderung der durchschnittlichen Monatsniederschläge von 2071-2100, bezogen auf die Klimanormalperiode 1961-1990, Szenario A1B, A2 und B1	69
Abbildung 5.28: Mittlere Monatsabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)	71
Abbildung 5.29: Mittlere Maximalmonatsabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100).....	72
Abbildung 5.30: Mittlere Minimalmonatsabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100).....	73
Abbildung 5.31: Tage mit Niederwasserabfluss: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100).....	74
Abbildung 5.32: Aufsteigend sortierte Jahresmaxima des Abflusses: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)	75
Abbildung 5.33: Mittlere Schmelzbedingte Direktabflüsse: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)	76
Abbildung 5.34: Mittlere Schneewasserwert im Gebiet: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)	76
Abbildung 5.35: Tage mit Schneebedeckung im Gesamtgebiet: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100).....	77
Abbildung 5.36: Tage mit Schneebedeckung in 1000m Höhe: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100).....	78

Abbildung 5.37: Mittlere aktuelle Tagesverdunstung: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100).....	79
Abbildung 5.38: Tage mit Trockenstress: CTL (1961-1990) und Szenarien B1, A1B und A2 (2071-2100)	80

8. Tabellenverzeichnis

Tabelle 3.1: Höhenzonierung des Untersuchungsgebietes	11
Tabelle 3.2: Hydrologische Kenngrößen des Einzugsgebietes.....	13
Tabelle 5.1: Statistische Kenngrößen des Niederschlages im Vergleich zwischen NS_{OBS} und NS_{CTL} im Zeitraum von 1961 -1990	44
Tabelle 5.2: Korrekturfaktoren für Temperatur und Niederschlag	46
Tabelle 5.3: Statistische Kenngrößen des Niederschlages im Vergleich zwischen NS_{OBS} , NS_{CTL} und NS_{CTL} korr im Zeitraum von 1961 -1990.....	46
Tabelle 5.4: Statistische Kenngrößen der Temperatur im Vergleich zwischen $TOBS$, $TCTL$ und $TCTL$ korr im Zeitraum von 1961 -1990	46
Tabelle 5.5: Korrelationskoeffizienten zwischen NAO-Index und Temperatur/Niederschlag (beobachtet)	63
Tabelle 5.6: Korrelationskoeffizienten zwischen NAO-Index und Temperatur/Niederschlag (korrigiert)	65

9. Literaturverzeichnis

- BARTELS, H., (2004) Vergleich regionaler Klimaszenarienrechnungen für Süddeutschland, Beitrag zum KLIWA-Symposium 2004
- BMLFUW (ed.) (2005) Hydrologischer Atlas Österreichs. 2. Lieferung. Wien: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
- DÉQUÉ, M., ROWELL, D. P., LÜTHI, D., GIORGI, F., CHRISTENSEN, J. H., ROCKEL, B., JACOB, D., KJELLSTRÖM, E., DE CASTRO, M., VAN DER HURK, B. (2007) An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections, *Climatic Change* 81, S. 53-70
- ENGLEDER, T., GAMERITH, H., MAIR, E., STAUDINGER, M., STRAUCH, M. (2007) Südliche Böhmerwaldausläufer, aus: *Natur und Landschaft – Leitbilder für Oberösterreich*, Band 9; Amt der Oö. Landesregierung, Naturschutzabteilung
- FOWLER, H. J., KILSBY, C.G. (2007) Using regional climate model data to simulate historical and future river flows in northwest England, *Climatic Change* 80, S. 337-367
- FOWLER, H.J., BLENKINSOP, S., TEBALDI, C., (2007) Review: Linking climate change modeling to impact studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling, *International Journal of Climatology* 27, S. 1547-1578
- FUCHS, K., HACKER, W., PINTERITS, S., SPLECHTNA, B., STRAUCH, M. (2003) Raumeinheit Böhmerwald, aus: *Natur und Landschaft – Leitbilder für Oberösterreich*, Band 9; Amt der Oö. Landesregierung, Naturschutzabteilung
- GIROD, B., WIEK, A., MIEG, H., HULME, M. (2009) The evolution of the IPCC's emissions scenarios, *Environmental Science Policy* 686

-
- HOFFMAN, P.F., KAUFMAN, A. J., HALVERSON, G.P., SCHRAG, D.P. (1998) A Neoproterozoic Snowball Earth, *Science* 281, S. 1342-1346
- HOLZMANN, H., LEHMANN, TH., FORMAYER, H., HAAS, P. (2008): Auswirkung möglicher Änderungen der Schnee- Regenanteile in Hinblick auf die Abflussbildung infolge der Klimaänderung. FloodriskII, WP1-TP1.2.. BMLFUW, BMVIT, 114
- HOLZMANN, H., NACHTNEBEL, H.P., (2002) Sequential development of a conceptual hydrological model considering alpine basin processes, *Integrated Assessment and Decision Support*, S. 416-422
- HURRELL, J.W., VAN LOON, H., (1997) Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change* 36, S. 301-326
- IPCC (BERNSTEIN, L., et al. 2007) *Climate Change 2007. Synthesis Report*, Cambridge Univ. Press, Cambridge
- JACOB, D., (2001) A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin, *Meteorology and Atmospheric Physics* 77, S. 61-73
- JACOB, D., GÖTTEL, H., KOTLARSKI, S., LORENZ, P., SIECK, K. (2008) *Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland, Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland*
- JACOB, D., PODZUN, R., (1997) Sensitivity Studies with the Regional Climate Model REMO, *Meteorology and Atmospheric Physics* 63, S. 119-129
- JONES, P.D., JONSSON, T., WHEELER, D., (1997) Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland, *International Journal of Climatology* 17, S. 1433-1450

-
- KILSBY, C.G., TELLIER, S.S., FOWLER, H.J., HOWELS, T.R. (2007) Hydrological impacts of climate change on the Tejo and Guadiana Rivers, *Hydrology and Earth System Sciences* 11, S. 1175-1189
- KOTLARSKI, S., BLOCK, A., BÖHM, U., JACOB, D., KEULER, K., KNOCHE, R., RECHID, D., WALTER, A. (2005) Regional climate model simulations as input for hydrological applications: evaluation of uncertainties, *Advances in Geosciences* 5, S. 119-125
- MANIAK, U. (2005) *Hydrologie und Wasserwirtschaft – Eine Einführung für Ingenieure*, 5. Auflage, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- MOULIN, L., GAUME, E., OBLED, C. (2008) Uncertainties on mean areal precipitation: assessment and impact on streamflow simulations, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 5, S. 2067-2110
- NAKICENOVIC, N., ALCAMO, J., DAVIS, G., DE VRIES, B., FENHANN, J., GAFFIN, S., GREGORY, K., GRÜBLER, A., JUNG, T.Y., KRAM, T., LA ROVERE, E.L., MICHAELIS, L., MORI, S., MORITA, T., PEPPER, W., PITCHER, H., PRICE, L., RAIHI, K., ROEHL, A., ROGNER, H.-H., SANKOVSKI, A., SCHLESINGER, M., SHUKLA, P., SMITH, S., SWART, R., VAN ROOIJEN, S., VICTOR, N., DADI, Z. (2000) *Emissions Scenarios (Special Report)*, Cambridge Univ. Press, Cambridge
- ORLOWSKY, B., GERSTENGABE, F.-W., WERNER, P.C., (2008) A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamic RCM, *Theor. Appl. Climatology* 92: S. 209-223
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2008) *Klimatologie*, 3. Auflage, Ulmer Stuttgart (Hohenheim)
- VIDAL, J.-P. & WADE, S., (2008) A framework for developing high resolution multi-model climate projections: 21st century scenarios for the UK, *International Journal of Climatology* 28, S. 843-858

WANNER, H., BRÖNNIMANN, S., CASTY, C., GYALISTRAS, D., LUTERBACHER, J., SCHMUTZ, C., STEPHENSON D. B., XOPLAKI, E. (2001) Review: North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies, *Surveys in Geophysics* 22, S. 321-382

WOOD, A.W., LEUNG, L.R., SRIDHAR, V., LETTERMAIER, D.P. (2004) Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs, *Climatic Change* 62, S. 189-216

Danksagung

Ich möchte mich ganz herzlich bei meinem Betreuer Prof. Hubert Holzmann bedanken, der mich jederzeit bei Problemen unterstützt hat, mir aber auch große Freiheiten in der Ausarbeitung dieser Diplomarbeit eingeräumt hat.

Danken möchte ich auch Thilo Lehmann, der mich in den anfänglichen Unwegsamkeiten der hydrologischen Modellierung unterstützt hat und mir mit seinem Einsatz den Beginn dieser Diplomarbeit sehr erleichtert hat.

Die Messdaten der Niederschläge und Pegelabflüsse wurden von Klaus Kaiser vom hydrographischen Dienst Oberösterreich zur Verfügung gestellt, mit Daten der Temperaturstation Kollerschlag der ZAMG sowie mit den Klimamodellierungsdaten aus REMO wurde ich vom Institut für Meteorologie der BOKU, allen voran Herbert Formayer versorgt. Danke für Ihre Zeit und Mühen bei der Bereitstellung der Daten.

Bedanken möchte ich mich auch bei Martin König, der mir ein Praktikum am Umweltbundesamt ermöglichte, wobei ich hierbei erstmals die Möglichkeit hatte mit REMO-Daten zu arbeiten. Im Zuge dessen wurde mein Interesse an der Klimatologie noch stärker geweckt und auch die Idee für diese Diplomarbeit geboren.

Danke auch an Prof. Franz Holawe vom Institut für Geographie und Regionalforschung der mich ebenso für die Klimatologie begeistert hat und bestärkt hat meinen eingeschlagenen Weg, auch wenn dieser mit gewissen Hürden verbunden war, weiterzugehen.

Ich bedanke mich auch bei meinen Studienkollegen für die schöne Zeit und die gemeinsamen Herausforderungen, allen voran Sandra Karanitsch-Ackerl, Harald Rieder und Christina Schartner.

Meinen Eltern Hermann und Berta Haslinger möchte ich danken für die Möglichkeit dieses Studium zu absolvieren, auch wenn es ein bisschen länger gedauert hat als erwartet.

Besonderer Dank gilt meiner Frau Elisabeth, die mich während meines Studiums, und auch in der Zeit in der diese Diplomarbeit entstanden ist, immer tatkräftig unterstützt hat. Sie hatte stets ein offenes Ohr in schwierigen Phasen und bei Problemen die im Zuge dieser Arbeit aufgetaucht sind und konnte dabei auch noch unfreiwillig vieles über Klimatologie und Hydrologie lernen.

Lebenslauf

Klaus Haslinger, geboren am 22.04.1980 in Krems an der Donau

Bildungsweg:

1986-1990	Volkschule Lengsfeld
1990-1994	Bundesrealgymnasium Krems, Ringstraße 33
1994-1999	Höheren Technische Bundeslehranstalt Krems/Donau, Alauntalstraße 29; Abteilung Bautechnik Tiefbau
2001-2002	Musikwissenschaft und Kunstgeschichte an der Universität Wien
2002-2003	Klassische Gitarre und E-Gitarre am Vienna Konservatorium
seit 2003	Geographie an der Universität Wien

Studienbegleitende Praxiserfahrung:

2006	6-wöchiges Praktikum am Umweltbundesamt, Klimabüro
2007	Werkvertrag am Umweltbundesamt, Klimabüro; Tätigkeit: Visualisierung von Klimamodellierungsdaten
2009	Tutor der Lehrveranstaltung „Übungen zur Klimageographie“ bei Ass.-Prof. Franz Holawe an der Universität Wien

Zusatzausbildung:

2007	Zertifikat Projektmanagement – pm basic der OCG (Österreichische Computer Gesellschaft)
------	---