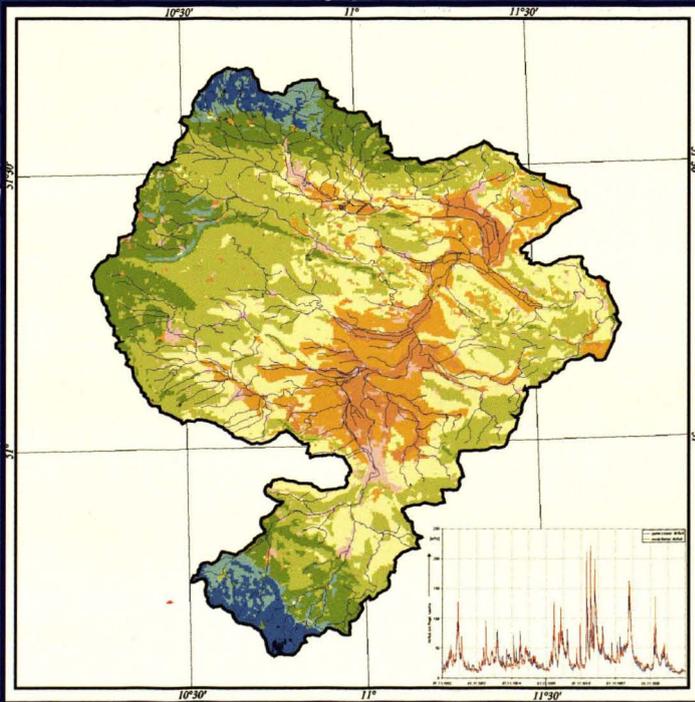




Das hydrologische Modellsystem J2000

Beschreibung und Anwendung
in großen Flußgebieten

P. Krause



Forschungszentrum Jülich GmbH
Programmgruppe Systemforschung und
Technologische Entwicklung

Das hydrologische Modellsystem J2000

Beschreibung und Anwendung in großen
Flußgebieten

Peter Krause

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Umwelt/Environment

Band 29

ISSN 1433-5530

ISBN 3-89336-283-5

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

Krause, Peter : Das hydrologische Modellsystem J2000 :

Beschreibung und Anwendung in großen Flußgebieten /
Peter Krause. - Jülich : Forschungszentrum, Zentralbibliothek, 2001

(Schriften des Forschungszentrums Jülich : Reihe Umwelt ; Band 29)

Zugl.: Freiburg (Breisgau), Univ., Diss., 2001

ISBN 3-89336-283-5

Herausgeber
und Vertrieb: Forschungszentrum Jülich GmbH
 ZENTRALBIBLIOTHEK
 D-52425 Jülich
 Telefon (02461) 61-53 68 · Telefax (02461) 61-61 03
 e-mail: zb-publikation@fz-juelich.de
 Internet: <http://www.fz-juelich.de/zb>

Umschlaggestaltung: Grafische Betriebe, Forschungszentrum Jülich GmbH

Druck: Grafische Betriebe, Forschungszentrum Jülich GmbH

Copyright: Forschungszentrum Jülich 2001

Schriften des Forschungszentrums Jülich
Reihe Umwelt/Environment Band 29

ISSN 1433-5530

ISBN 3-89336-283-5

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil des Werkes darf in irgendeiner Form (Druck, Fotokopie oder in einem anderen Verfahren) ohne schriftliche Genehmigung des Verlages reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Vorwort

Die Arbeit konnte nur durch die Unterstützung, die mir während der Bearbeitung von vielen Seiten gewährt wurde, in dieser Form vorgelegt werden.

Ich bedanke mich bei meinem Doktorvater Prof. Ch. Leibundgut für die wissenschaftliche Betreuung und für die kritische Durchsicht meines Manuskriptes.

Herrn Prof. W.-A. Flügel danke ich sehr herzlich für die Übernahme des Korreferats, für die Durchsicht meines Zwischenberichtes und für manch hilfreichen Hinweis und kritischen Ratschlag.

Die vorliegende Arbeit wurde im Forschungszentrum Jülich, Programmgruppe Systemforschung und Technologische Entwicklung (STE) im Rahmen eines dreijährigen Doktorandenstipendiums angefertigt. Dafür danke ich dem Leiter der Programmgruppe Herrn J.-Fr. Hake, Herrn Dr. F. Wendland und Herrn Dr. R. Kunkel (STE) danke ich für die durchgehende Unterstützung, für die kritische Durchsicht meines Manuskriptes und für ihre anhaltende Bereitschaft mit mir Probleme, die den Inhalt meiner Arbeiten betrafen, zu diskutieren. Ich möchte allen Mitarbeitern der STE für die ausgezeichneten Arbeitsbedingungen und für die freundschaftliche Atmosphäre in der Programmgruppe danken.

Ich danke dem Deutschen Wetterdienst, namentlich Frau Dr. Bartels und Frau Asmus, für die kostenfreie Überlassung einer Vielzahl von Klima- und Niederschlagsdaten, die ich für meine Arbeit benötigt habe.

Für die kostenfreie Überlassung von Pegeldaten, danke ich dem Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie, namentlich Herrn U. Höhne sowie dem Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt.

Herrn Dr. R. Schwarze (TU-Dresden) danke ich für die freundliche Überlassung von DIFGA-Ergebnissen aus den untersuchten Einzugsgebieten.

Herrn Prof. R. Krönert (Umweltforschungszentrum Leipzig) danke ich für die Begutachtung der erzielten Ergebnisse aus dem Einzugsgebiet der Mulde sowie für die wertvollen Hinweise, die er mir zur regionalen Situation im Muldeinzugsgebiet geben konnte.

Herrn Prof. T. Foken (Universität Bayreuth) danke ich für die kritische Durchsicht der Verdunstungsberechnung und für manch wertvollen Hinweis zu diesem Themenkomplex.

Jülich, im Juni 2000

Peter Krause

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung	1
1.1 Einleitung	1
1.2 Zielsetzung - Veranlassung	2
1.3 Überblick über den Stand der Forschung	4
I Beschreibung des Modellkonzeptes	9
1 Grundlagen zum Modellkonzept	11
1.1 Grundannahmen zur Entwicklung des Modellkonzeptes	11
1.2 Anforderungen an das Modellkonzept	15
1.3 Konzepte zur Gliederung von Untersuchungsgebieten	19
1.3.1 Rasterung	19
1.3.2 Unterteilung in Teileinzugsgebiete	19
1.3.3 Hydrologisch homogene Einheiten	19
2 Aufbau des Modellsystems	23
2.1 Modellimplementierung	25

4.3.4	Der Muldenrückhaltspeicher	93
4.3.5	Der Mittelporenspeicher	94
4.3.6	Der Grobporenspeicher	95
4.4	Grundwassermodul	101
4.4.1	Kapillarer Aufstieg	102
4.4.2	Tiefenversickerung	102
5	Abflußkonzentration	105
5.1	Komponentenspezifische Abflußkonzentration	106
5.1.1	Konzentrationskoeffizient der Teileinzugsgebiete	107
5.1.2	Berechnung der Abgabe in das Gerinne	108
5.2	Fließvorgänge im Gerinne	114
II	Modellanwendung	119
1	Einführung	121
2	Einzugsgebiet der Mulde	123
2.1	Beschreibung des Gebietes und der Datengrundlagen	124
2.1.1	Topographie	124
2.1.2	Landnutzung	125
2.1.3	Böden	129
2.1.4	Hydrogeologische Gesteinseinheiten	130
2.1.5	Hydrologie	134
2.2	Beschreibung der meteorologischen - klimatologischen Datengrundlagen	137
2.2.1	Niederschlag	137
2.2.2	Klimatologische Daten	139
2.3	Unterteilung des Einzugsgebietes	140
2.3.1	Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten und der diskreten Teilflächen	140
2.3.2	Unterteilung in Teileinzugsgebiete	142

4	Einzugsgebiet der Unstrut	209
4.1	Beschreibung des Gebietes	209
4.1.1	Topographie	210
4.1.2	Landnutzung	210
4.1.3	Böden	213
4.1.4	Hydrogeologische Gesteinseinheiten	213
4.1.5	Hydrologie	215
4.2	Beschreibung der meteorologischen - klimatologischen Datengrundlagen	217
4.2.1	Niederschlag	217
4.2.2	Klimadaten	219
4.3	Unterteilung des Einzugsgebietes	220
4.4	Modellparametrisierung	221
4.5	Modellergebnisse	224
4.5.1	Modellierter Gesamtabfluß	225
4.5.2	Flächendifferenzierte Darstellung des Gesamtabflusses	228
5	Schlußfolgerungen und Ausblick	233
6	Literatur	239
A	Relatetabelle der Bodenparameter	245

Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Entwicklung eines Modellsystems zur flächendifferenzierten, physikalisch basierten Modellierung des Wasserhaushaltes grosser Einzugsgebiete. Neben der Nachbildung der hydrologischen Prozesse, die in der oberen Meso- und der Makroskala Einfluß auf die Abflußbildung und -konzentration haben, sollte das Modellsystem Routinen enthalten, mit denen die punktuell vorliegenden Klima- und Niederschlagsmeßwerte mit einiger Sicherheit regionalisiert werden können. Außerdem sollte die Berechnung der realen Bestandesverdunstung flächendifferenziert unter Berücksichtigung des Verdunstungsverhaltens unterschiedlicher Landnutzungsklassen erfolgen und direkt in das Modell integriert sein. Da das Modell für die Modellierung großer Einzugsgebiete mit mehreren 1000 km² Fläche geeignet sein sollte, mußte sichergestellt werden, daß die Modellierung anhand der auf nationalem Maßstab verfügbaren Datengrundlagen betrieben werden kann. Gleichzeitig wurde bei der Entwicklung aber darauf geachtet, daß prinzipiell auch höher aufgelöste Eingangsdaten zur Modellierung eingesetzt werden können.

Das Primärziel lag in der möglichst genauen flächendifferenzierten Modellierung der Abflußbildung und der daran beteiligten Prozesse. Bei der Umsetzung des Modellkonzeptes in entsprechende mathematische Gleichungen wurde darauf geachtet, daß möglichst viele Gebietsparameter, die aus den verfügbaren Datengrundlagen abgeleitet werden können, direkt in die Berechnung eingehen, um zu einem robusten, übertragbaren Modellsystem zu gelangen.

Für die Entwicklung des Modellkonzeptes wurden einige Grundannahmen getroffen, die in Teil I, Kapitel 1 dargestellt sind. Aus diesen Grundannahmen wurden Forderungen abgeleitet, die bei der Entwicklung und Umsetzung des Modellkonzeptes

in ein lauffähiges Modellsystem als verbindlich angesehen wurden. Während der Entwicklung und Programmierung des Modellsystems wurde darauf geachtet, daß es streng modular aufgebaut ist. Dadurch konnte die Nachbildung der unterschiedlichen hydrologischen Prozesse, in abgeschlossenen, voneinander weitestgehend unabhängigen Programmmodulen erfolgen. Durch diesen modularen Aufbau ist sichergestellt, daß einzelne Programmmodule, je nach Kenntnisstand, verbessert oder ersetzt werden können, ohne das Modell grundlegend neu strukturieren zu müssen.

Die Unterteilung des Untersuchungsgebietes erfolgt in der derzeitigen Modellversion aufgrund der einzelnen Prozessebenen (Regionalisierung, Abflußbildung, Abflußkonzentration), die am hydrologischen Geschehen beteiligt sind. Da diese eine deutlich unterschiedliche räumliche und zeitliche Dynamik aufweisen, wurden drei verschiedenen Aggregationsniveaus in das Modellsystem eingeführt, um die jeweiligen Verhältnisse möglichst genau, aber gleichzeitig auch effektiv nachzubilden. Für die Modellierung der Prozesse der Abflußbildung, wie z.B. Interzeption, Bodenwasserhaushalt und Grundwasserneubildung, kam das Gliederungskonzept der Hydrologisch Homogenen Einheiten, das sich in kleinen und mittleren Einzugsgebieten bewährt hat, zum Einsatz. Der Nachteil dieses Konzeptes, nämlich der fehlende Raumbezug der einzelnen Einheiten, der insbesondere bei der Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten ein Problem darstellt, wurde durch die Ausweisung von einzelnen diskreten Teilflächen entschärft. Diese gehen durch einen Disaggregationsschritt aus den Hydrologisch Homogenen Einheiten hervor, wodurch der Raumbezug wiederhergestellt wird. Auf Basis dieses höher aufgelösten Aggregationsniveaus findet die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten statt. Hierzu wurde ein Verfahren in das Modellsystem integriert, das bei Eingangsdaten, die eine Abhängigkeit der Datenwertausprägung von der Gebietshöhe aufweisen, die flächenhafte Ausprägung der Geländehöhe als Stützwert bei der Regionalisierung nutzt. Die zeitlich und räumlich weniger dynamischen Prozesse der Abflußkonzentration werden auf einem deutlich weniger hoch aufgelösten Aggregationsniveau, das aus der Ausweisung von Teileinzugsgebieten hervorgeht, nachgebildet. Die Modellierung der Fließvorgänge im Gerinne erfolgt durch Verknüpfung dieser Teileinzugsgebiete in Form einer hierarchischen Speicherkaskade.

Der modellierte Gesamtabfluß ergibt sich aus der Summe der einzelnen Abflußkomponenten, die während der Modellierung separat berechnet werden. Das Modellsystem unterscheidet insgesamt vier Abflußkomponenten aufgrund ihrer spezifischen Herkunftsräume. Die Komponente mit der höchsten zeitlichen Dynamik ist der schnelle Direktabfluß (RD1), der sich aus dem Abfluß von versiegelten Flächen, aus Schmelzwasser, das innerhalb von Schneedecken zum Abfluß kommt und aus oberflächlichem Abfluß bei Ausbildung von Sättigungsflächen zusammensetzt. Geringfügig langsamer reagiert die langsame Direktabflußkomponente (RD2), die dem lateralen hypodermischen Abfluß innerhalb der Bodenzone gleichzusetzen ist. Weiter

werden zwei Basisabflußkomponenten unterschieden. Zum einen ist das die schnelle Basisabflußkomponente (RG1), die den Abfluß aus oberflächennahen, gut durchlässigen Verwitterungszonen nachbildet, zum anderen wird eine langsame Basisabflußkomponente (RG2), die als Abfluß aus Kluftgrundwasserleitern oder homogenen Lockergesteinsaquiferen resultiert, ausgewiesen. Die Aufteilung des Niederschlagswassers auf die einzelnen Abflußkomponenten wird im Modell anhand von Gebietsparametern vorgenommen, die aus den eingesetzten Datengrundlagen abgeleitet werden können. Besonderen Einfluß haben, neben der Ausprägung des Reliefs, vor allem spezifische Bodenparameter, wie z.B. die hydraulischen Leitfähigkeiten einzelner Bodenhorizonte. Die Berechnung der unterschiedlichen Konzentrationszeiten der einzelnen Abflußkomponenten erfolgt unter Berücksichtigung der hydraulischen Eigenschaften der Speicherräume, in denen die einzelnen Komponenten abfließen. Zusätzlich werden variable Einflüsse, wie z.B. die Vorgeuchte des Gebietes, während der Modellierung berücksichtigt.

Im zweiten Teil der Arbeit wird die Anwendung des Modells auf drei verschiedene Einzugsgebiete dargestellt. Es wird, neben der eigentlichen Modellierung, die Aufbereitung der Eingangsdaten, die Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Teilflächen und die Parametrisierung des Modells dargestellt. Als Untersuchungsgebiete wurden das Einzugsgebiet der Mulde ($A_e: \sim 6000 \text{ km}^2$), das Einzugsgebiet der Unstrut ($A_e: \sim 6200 \text{ km}^2$) und das der Schwarzen Elster ($A_e: \sim 4400 \text{ km}^2$) ausgewählt. Anhand der Modellergebnisse konnte gezeigt werden, daß mit dem Modellsystem der Wasserhaushalt unterschiedlicher Einzugsgebiete mit hinreichender Genauigkeit und Qualität nachgebildet werden kann. Weiter konnte durch den Vergleich mit unabhängigen Daten nachgewiesen werden, daß das Modell nicht nur den Gesamtabfluß am Gebietsauslaß, sondern auch die Abflußbildung und -konzentration innerhalb der Untersuchungsgebiete mit einiger Genauigkeit nachbildet. Die Plausibilität der Abflußseparation, wie sie mit dem Modell durchgeführt wird, konnte ebenfalls durch den Vergleich mit anderen Untersuchungen belegt werden.

Summary

The main purpose of the presented work was the development of a modelling system for the distributed, physically based simulation of the water balance in large river catchments. In addition to the simulation of the hydrological processes, which are relevant in upper meso- and macro scale for runoff generation and concentration, the modelling system should contain routines for the regionalisation of climate and precipitation measurements from point sources. Moreover the calculation of the actual evapotranspiration should be based on the spatial distribution of different land-use classes and should be integrated into the modelling system. Because the model should be applicable for the modelling of catchments with areas of more than 1000 km², it was designed to be driven with data sources which are available on a national scale. During the model development close attention was paid to allow the model to use higher resolution data when available.

The primary goal was the most precise and physically based simulation of runoff generation and its associated processes. During the conversion of the model concept into mathematical equations care was taken that parameters, which can be derived from readily available data sources, are used as much as possible directly for the model calculations to attain a robust and transferable modelling system.

During the development of the modelling system some basic assumptions were made, which are shown in Part I, Chapter 1. From these basic assumptions postulations were derived, which were considered obligatory during the development and the transfer of the modelling concept into an executable modelling system. During the development and the programming of the modelling system close attention was paid to realize it in a modular design. Thereby the different hydrological processes could be simulated

in closed and mostly independent program modules. Through this modular design it is guaranteed, that single program modules can be updated or substituted due to advances in scientific knowledge without reconstructing the model from scratch.

The subdivision of the catchment is made in the current version of the model on the strength of the individual process levels (regionalisation, runoff generation, runoff concentration) of the hydrological cycle. Because these process levels show different spatial and temporal dynamics, three different aggregation levels were introduced into the modelling system to simulate the different processes most precise but also effectively. For the modelling of the processes of the runoff generation, e.g. interception, soil water balance and groundwater recharge, the distribution concept of the Hydrological Response Units (HRUs) was chosen, which has been proven successful in small and medium sized catchments. The disadvantage of this concept, is the lack of spatial reference of the single units. The spatial reference is especially important during the regionalisation of input data from point sources. The impact of this problem has been reduced through the assignment of single discrete subunits. These are delineated by disaggregation of the HRUs, which allows the re-establishment of the spatial reference. On basis of those discrete subunits, the regionalisation of the input data from point sources is carried out. For this purpose a method has been developed and integrated into the modelling system, which makes use of dependences between the climate data values and the topography, by using the elevation data as additional information during the regionalization process. Because the process of runoff concentration is less dynamic, both spatially and temporally, coarser modelling response units were used. In the current model versions these are derived by dividing the catchment into subbasins. The modelling of the flood routing in the stream network is realized in terms of a hierarchical storage cascade.

The total modelled runoff results as sum of the individual runoff components, which are calculated separately during the modelling. The modelling system distinguishes four different components according to their descent. The component with the highest temporal variability is the fast direct flow (RD1), which is runoff from impermeable areas, snow melt runoff within snow packs and surface runoff due to saturation or infiltration excess. The slow direct flow (RD2), which is defined as the lateral subsurface flow from the soil zone, reacts slightly less dynamically. Two base flow components, fast and slow, are distinguished: The fast base flow component (RG1), which is related to the flow from the upper part of the aquifer, which is more permeable due to weathering, compared to the lower zone of the aquifer. The slow base flow component (RG2), which can be seen as flow within fractures of solid rocks or matrix flow in homogeneous loose rock aquifers. The distribution of precipitation to the model's four flow components is made in terms of regional parameters, which can be derived from the used data sources. Besides the characteristics of the topography, soil parameters, as e.g. the hydraulic conductivity of the single soil layers, have

major influence on this process. The concentrations times of the different flow components are calculated using the hydraulic conditions of the vertical layers (surface, soil zone etc.), in which the components are routed. Additional characteristics, such as the saturation of the soils at a given time step, are also taken into account during these calculations.

The second part of this report describes the application of the modelling system for three different catchments. In addition to the hydrologic simulation, the processing of the input time series data, the delineation of the Hydrological Response Units and the parametrisation of the model are documented. The model was applied to the catchment of the Mulde (Ac: $\sim 6000 \text{ km}^2$), the catchment of the Unstrut (Ac: $\sim 6200 \text{ km}^2$) and the catchment of the Schwarze Elster (Ac: $\sim 4400 \text{ km}^2$). On the basis of the model results the ability of the modelling system to simulate the water balance with sufficient accuracy and quality is demonstrated. In addition to simulating the total runoff at the catchment outlet, the quality of the model's runoff generation and concentration within the basin is shown by the verification against independent data sources. Additionally the validity of model's predicted separation of flow components was verified by comparison with independent investigations.

Einführung

1.1 Einleitung

Der prozessorientierten Modellierung der hydrologischen Vorgänge in der oberen Mesoskala (100-1000 km²) und der Makroskala (> 1000 km²) kommt vor dem Hintergrund aktueller Fragestellungen, die sich zum Beispiel aus der Einführung der EU-Wasserrahmenrichtlinie ergeben, eine immer größere Bedeutung zu. Daraus ergibt sich der Bedarf nach Modellinstrumentarien, mit denen der Wasserhaushalt in diesem Skalenbereich, mit hinreichender Sicherheit und Genauigkeit, nachgebildet werden kann. Um diesen Anforderungen gerecht zu werden, ist es zunächst notwendig, den Einfluß, der in diesen Skalenbereichen wirksamen Prozesse auf die Abflußbildung und -konzentration, zu identifizieren und Möglichkeiten zu finden, diese anhand von Parametern, die aus überregional vorhandenen Datengrundlagen abgeleitet werden können, möglichst genau mathematisch zu beschreiben.

Für die Mikroskala und die untere Mesoskala existieren bereits mehrere Modelle, die die Abflußbildung in dieser Skala mit einiger Sicherheit und guter Validierbarkeit physikalisch basiert nachbilden können. Die Übertragung dieser Modelle auf die obere Meso- und Makroskala erweist sich aber oft als problematisch, da einerseits die erforderlichen Daten meist nicht flächendeckend für große Einzugsgebiete verfügbar sind und sich andererseits die Bedeutung der einzelnen Prozesse beim Übergang von der Mikro- in die Meso- und Makroskala verändern kann (PESCHKE

ET AL., 1998). Aus diesen Gründen können die auf den auf kleinräumigen Skalen erfolgreich angewendeten Modellkonzepte, nicht ohne weiteres auf große Einzugsgebiete angewendet oder übertragen werden. Die Schwierigkeiten, bei der Übertragung der kleinräumigen Modelle auf große Einzugsgebiete, führten in den letzten Jahren zunehmend zur Neuentwicklung von Modellkonzepten zur großräumigen Wasserhaushaltsmodellierung. Diese unterscheiden sich zum Teil erheblich von den kleinräumigen Modellansätzen, sowohl hinsichtlich der Nachbildung der hydrologischen Prozesse als auch in der räumlichen und zeitlichen Auflösung der benötigten Eingangsdaten. Insbesondere die physikalische Basierung, der in der großskaligen Wasserhaushaltsmodellierung eingesetzten Verfahren, nimmt mit zunehmender Einzugsgebietsgröße ab. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß viele Parameter, die für eine streng physikalisch basierte Berechnung der einzelnen Prozesse benötigt werden, in großen Einzugsgebieten nicht mehr flächendeckend, in entsprechend hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung, bestimmt werden können. Hier besteht bis heute eine Lücke zwischen der kleinräumigen Prozesshydrologie und der überregionalen Betrachtung, zu deren Schließung gerade in den letzten Jahren Anstrengungen in mehreren Forschungsvorhaben unternommen werden. Die hier vorgelegte Arbeit kann möglicherweise einen Beitrag zu diesen Arbeiten leisten.

Die vorliegende Arbeit ist in zwei Teile gegliedert: Im ersten Teil werden die Grundlagen, die zur Ableitung des Modellkonzeptes führten sowie der Modellaufbau und die eingesetzten Verfahren ausführlich beschrieben. Im zweiten Teil ist die Anwendung des Modells auf drei große Einzugsgebiete dargestellt. Hier werden neben den Einsatzmöglichkeiten des J2000 außerdem die Ausprägungen und Einflüsse der einzelnen Datengrundlagen sowie der Modellparameter beleuchtet.

1.2 Zielsetzung - Veranlassung

Das Dissertationsvorhaben war eng in die laufenden Arbeiten zur Wasserhaushaltsmodellierung des Forschungszentrums Jülich - Programmgruppe Systemforschung und Technologische Entwicklung (FZJ-STE) eingebunden. Diese Arbeiten befassen sich unter anderem mit der Modellierung der langjährigen mittleren Wasserbilanz in großen Einzugsgebieten (WENDLAND & KUNKEL, 1998). Zu diesem Zweck wurden bisher empirische Verfahren entwickelt und angewendet, mit dem Ziel Aussagen zur mittleren Wasserhaushaltssituation und zur Auswaschungsgefährdung von Pflanzennährstoffen abzuleiten und dadurch sensible Teilregionen zu identifizieren. Das Verfahren (GROWA98) wurde z.B. erfolgreich im Einzugsgebiet der Elbe (Ae: $\approx 100\,000\text{ km}^2$) eingesetzt (KUNKEL & WENDLAND, 1998). Die Bearbeitung weitergehender Fragestellungen, wie z.B. die Quantifizierung komponentenspezifischer Stoffausträge oder die Prognose der Auswirkungen von Landnutzungs- und Klimaän-

derungen auf den Wasserhaushalt, ist mit diesen Ansätzen jedoch nur eingeschränkt möglich. Ursache hierfür ist die bekannte hohe Dynamik der komponentenspezifischen Abflußbildung und der daran beteiligten Prozesse, bei Betrachtung von Einzeljahren und noch mehr bei Betrachtung des innerjährlichen Gangs. Daraus ergab sich in der STE der Bedarf, das bestehende Modellinstrumentarium um ein zusätzliches Werkzeug zu erweitern, mit dem die hydrologischen Vorgänge in großen Einzugsgebieten flächendifferenziert in hoher Zeitauflösung (Tageswerte) nachgebildet werden können.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Entwicklung eines Modellsystems zur flächendifferenzierten, möglichst physikalisch basierten Modellierung der hydrologischen Prozesse in großen Flußeinzugsgebieten. Unter großen Flußeinzugsgebieten werden hier Untersuchungsgebiete mit Flächen zwischen 1000 und mehr als 10 000 km² verstanden. Flußeinzugsgebiete dieser Größe liegen folglich am Übergang zwischen der oberen Meso- und der Makroskala (DYCK & PESCHKE, 1995).

Der Schwerpunkt der Arbeit lag dabei, neben der Nachbildung des gemessenen Abflusses an einem Bezugspegel, vor allem auf der flächendifferenzierten Nachbildung der Vorgänge der Abflußbildung, die die Aufteilung des Niederschlages in die einzelnen Abflußkomponenten zur Folge haben. Primäres Ziel war die zeitlich hoch aufgelöste, flächendifferenzierte Quantifizierung des Abflusses und seine Aufteilung in die Komponenten Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß und Basisabfluß. Daneben sollte schon während der Modellentwicklung darauf geachtet werden, daß das resultierende Modellsystem offen für spätere Erweiterungen ist, z.B. zur Ankoppelung von spezifischen Stoffströmen an die einzelnen Abflußkomponenten. Da, aufgrund der bisherigen Arbeiten der STE, bereits eine breite Datengrundlage für das Einzugsgebiet der Elbe vorhanden war, sollte diese nach Möglichkeit für die Arbeiten genutzt werden. Zusammenfassend ergaben sich folgende Kriterien, die als Eckdaten für die vorliegende Arbeit gesehen werden können:

1. Entwicklung und Anwendung eines hydrologischen Konzeptmodells für große Einzugsgebiete,
2. Flächendifferenzierte Modellierung der Abflußbildung,
3. Explizite Nachbildung der an der Abflußbildung beteiligten Prozesse,
4. Aufteilung des Gesamtabflusses in die Komponenten Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß und Basisabfluß,
5. Nutzung von vorhandenen Datengrundlagen,
6. Entwicklung eines offenen Systems zur späteren Erweiterung wie zum Beispiel zur Modellierung von Stoffströmen.

1.3 Überblick über den Stand der Forschung

Zunächst soll jedoch in diesem Abschnitt der Stand der Forschung in der hydrologischen Einzugsgebietsmodellierung kurz dargestellt werden. Die Entwicklung hydrologischer Modelle begann in den 60er Jahren mit dem Stanford Watershed Modell durch CRAWFORD & LINSLEY (1966) und führte bis zum heutigen Zeitpunkt zu einer nahezu unüberschaubaren Menge von Modellen und Modellsystemen. Diese unterscheiden sich untereinander teilweise beträchtlich, sowohl hinsichtlich ihres Konzeptes als auch hinsichtlich der modellierten Zielgrößen. Einen guten Überblick über die wichtigsten hydrologischen Modelle gibt SINGH (1995) in seiner mehr als 1000 Seiten fassenden Übersicht. Einige hydrologische Modelle, die für die Modellierung des Wasserhaushaltes von meso- bis makroskaligen Einzugsgebieten anwendbar sind, wurden in BRONSTERT ET AL. (1998) zusammenfassend beschrieben.

Die fortschreitende Entwicklung der Computersysteme, insbesondere der sich inzwischen auf breitem Felde durchgesetzte Einsatz von Geoinformationssystemen sowie die Fortschritte in der Prozesshydrologie, führte in den letzten Jahren zu vielfachen Verbesserungen von bestehenden hydrologischen Modellen und zu zahlreichen Neuentwicklungen, die die neuen Technologien und Erkenntnisse für die hydrologische Modellierung erfolgreich nutzen.

Um eine Übersicht über die zur Verfügung stehenden Modelle zu geben, ist es hilfreich sie nach den zugrundeliegenden Konzepten einzuteilen. Die Einteilung der Modelle erfolgt üblicherweise zuerst, auf Grund des Grades der Kausalität, in die stochastischen und die deterministische Modelltypen. Die deterministischen Modelle werden weiter nach dem Grad der Detaillierung des zugrundeliegenden Konzeptes in Black-Box, Grey-Box und White-Box Modelle unterschieden. Als dritte Gliederungsstufe erfolgt die Klassifizierung der Modelltypen anhand der räumlichen Diskretisierung des Untersuchungsgebietes, auf deren Basis die Modellierung erfolgt. Es werden Block-Modelle (lumped models) und gegliederte oder distributive Modelle (distributed models) unterschieden. Die distributiven Modelle können schließlich noch nach der Art der Gliederung, wie z.B. Raster, homogene Teilflächen und Teileinzugsgebiete, weiter unterschieden werden. Jeder der Modelltypen stellt spezifische Anforderungen hinsichtlich der benötigten Datengrundlagen. Diese unterscheiden sich häufig sowohl hinsichtlich der benötigten Parameter als auch hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Auflösung der Eingangsdaten (DYCK & PESCHKE, 1995).

Die vorne formulierten Anforderungen, die dieser Arbeit zugrundeliegen, können am besten mit einem Modell des deterministischen, distributiven Typs bearbeitet werden. Aus diesem Grund beschränkt sich die folgende Betrachtung auf diese Modelltypen. Werden die auf dem Markt befindlichen, gebräuchlichen Wasserhaushalts-

modelle verglichen, fällt auf, daß die meisten Modelle für eine spezifische Skala und zur Beantwortung bestimmter Fragestellungen entwickelt wurden. Der Schwerpunkt bei der Modellentwicklung lag in den letzten 20 bis 30 Jahren meist in der Ableitung von Modellkonzepten zur Modellierung des Wasserhaushaltes kleiner bis mittlerer Einzugsgebiete ($A_e: \leq 100 \text{ km}^2$), mit dem Ziel das hydrologische Prozessverständnis zu erweitern und zu überprüfen. Als Ergebnis dieser Entwicklung stehen dem Anwender heute mehrere für die Mikro- und untere Mesoskala geeignete Modelle zur Verfügung, die auf einer guten physikalischen Basis stehen (LEIBUNDGUT ET AL., 1999). Als Beispiele für diese Modelle, sind das Precipitation-Runoff-Modelling-System (PRMS) von LEAVESLEY ET AL. (1985), das TOPMODEL von BEVEN ET AL. (1995) sowie das Tracer-Aided-Catchment Model (TAC) von UHLENBROOK (1999) zu nennen. Diesen Modellen ist gemein, daß sie die Prozesse der Abflußbildung und der Abflußkonzentration auf Grundlage von weitestgehend physikalisch basierten Verfahren berechnen und eine Separation des Gesamtabflusses in seine Komponenten vornehmen. Die Grundlagen und Konzepte, die zur Berechnung eingesetzt werden, unterscheiden sich teilweise jedoch beträchtlich. Auch die Gliederung des Untersuchungsgebietes ist unterschiedlich bei den einzelnen Modellen. Die Gliederung beim PRMS erfolgt auf Basis von Hydrologisch Homogenen Einheiten (Hydrological Response Units = HRUs), die aus einer analytischen Überlagerung spezifischer gebietsbeschreibender Datengrundlagen hervorgehen. Das TOPMODEL erwartet eine Gliederung des Gesamtgebietes in Form von Rastern und Teilgebieten. Ein verhältnismäßig neues Gliederungskonzept wird im TAC eingesetzt. Hier werden flächenhaft Zonen mit gleichen dominanten Abflußbildungsprozessen ausgewiesen. Die Ausweisung erfolgt aufbauend auf experimentellen Ergebnissen unter Berücksichtigung verschiedener räumlicher Informationen (UHLENBROOK, 1999).

Jedes hydrologische Modell besitzt einen spezifischen Schwerpunkt, der sich meist aus der Problemstellung, die zur Modellentwicklung führte, ergab und sich entsprechend im Modellkonzept niederschlägt. Beim TOPMODEL stand das Ziel im Vordergrund, ein pragmatisches und praktikables Vorhersage- und Kontinuumsmodell zu entwickeln und gleichzeitig einen theoretischen Rahmen zur Untersuchung von bekannten hydrologischen Prozessen, von Fragen zur Skalierung und Realitätsnähe sowie von Modellprozeduren bereitzustellen (BEVEN ET AL., 1995). Der Schwerpunkt bei der Entwicklung des PRMS lag in der Quantifizierung der Einflüsse, die sich aus der Verteilung der Niederschläge, von klimatischen Daten und der Ausprägung der Landnutzung auf den Wasserhaushalt von Einzugsgebieten ergeben (LEAVESLEY ET AL., 1995). Beim TAC war es das Ziel, die Prozesse der Abflußbildung und -konzentration möglichst realitätsnah nachzubilden und die Validierung und Verifizierung dieser Prozesse anhand von unabhängigen Meßwerten zu ermöglichen (UHLENBROOK, 1999).

Neben der Neuentwicklung und Verbesserung der kleinräumigen hydrologischen Mo-

delle, wurden in den letzten Jahren vermehrt Anstrengungen zur Entwicklung von großskaligen Modellen unternommen, wobei die Initiative für die verstärkte Beachtung der makroskaligen Hydrologie meist nicht von den Hydrologen selbst ausging, sondern in erster Linie aus der Forderung der Klimamodelle nach einer Spezifikation der terrestrischen Randbedingungen resultierte (BRONSTERT ET AL., 1997). Ein weiterer Antrieb für die Entwicklung von makroskaligen Modellen sind aktuelle gesellschaftspolitische Fragestellungen, wie z.B. die EU-Wasserrahmenrichtlinie, die nach Werkzeugen verlangt, die zu Untersuchungen der Wasserressourcen, vor dem Hintergrund einer nachhaltigen Nutzung, für den überregionalen Maßstab eingesetzt werden können.

Die Übertragung der kleinräumigen Modelle auf die obere Mesoskala oder die Makroskala ist problematisch, da sich die Bedeutung der hydrologischen Prozesse beim Skalenübergang verändern kann (PESCHKE ET AL., 1998) und dadurch die für die kleinräumigen Skalen gültigen Konzepte nicht ohne weiteres für großräumigere Skalen angewendet werden können. Außerdem benötigen die kleinräumigen Modelle oft Daten, die für große Einzugsgebiete im geforderten Detaillierungsgrad nicht zur Verfügung stehen. Spezielle Datenerhebungen und Meßkampagnen sind auf Grund von Aufwands- und Kostengründen in großen Einzugsgebieten meist nicht durchführbar. Auch wenn die Konzepte der kleinräumigen Modelle die Anwendung in der Meso- bis Makroskala nicht ausschließt, wird doch meist ihre ursprüngliche physikalische Basierung dadurch eingeschränkt, daß benötigte Modellparameter nicht mehr genau bestimmt werden können, sondern vielmehr auf Schätzwerten beruhen.

Diese Gründe führten vermehrt zu Neuentwicklungen von hydrologischen Modellen für die obere Meso- und die Makroskala. Beispiele für jüngere Entwicklungen auf dem Gebiet der makroskaligen Modellierung sind das Large Area Simulation Model (LARSIM) von BREMICKER (1999) und das Wasserfluß-Simulations-Model (WaSiM-ETH) von SCHULLA (1997). Etwas länger auf dem Markt befindet sich das HBV von BERGSTRÖM (1992), das inzwischen mehrfach weiterentwickelt wurde und das Modell RHINEFLOW von KWADIJK (1993). Die eingesetzten Modellkonzepte unterscheiden sich auch bei den makroskaligen Modellen teilweise beträchtlich. Die Spanne reicht von eher integrativen Ansätzen (RHINEFLOW), über stärker differenzierende Modelle (HBV), bis hin zu detaillierten, prozessorientierten Ansätzen (LARSIM, WaSiM-ETH). Die zeitliche Auflösung reicht von Monatsmittelwerten (RHINEFLOW), über Tageswerte (LARSIM, HBV), bis hin zu Stundenwerten (WaSiM-ETH). Ebenso unterschiedlich sind die Ansätze zur Gliederung des Untersuchungsgebietes, die entweder durch Unterteilung in Teileinzugsgebiete (HBV, RHINEFLOW) oder rasterbasiert (LARSIM, WaSiM-ETH) erfolgt. Die einzelnen hydrologischen Prozesse (Verdunstung, Interzeption, Abflußbildung und -konzentration) werden auch bei den makroskaligen Modellen meist separat nachgebildet, wobei sich die eingesetzten Verfahren oft deutlich unterscheiden. Auch hier gilt,

wie schon bei den kleinräumigen Modellen erwähnt, daß jedes Modell meist einen spezifischen Schwerpunkt besitzt, der sich aus der Fragestellung, die bei der Modellentwicklung zugrundelag, ergab. Dies schlägt sich auch auf die berechneten Größen nieder. Alle der hier angeführten Modelle berechnen den Gesamtabfluß am Gebietsauslaß und unterscheiden dabei unterschiedliche Abflußkomponenten. Üblicherweise sind dies der Direktabfluß, der Zwischenabfluß und der Basisabfluß. Eine Ausnahme stellt das Modell RHINEFLOW dar, das den Gesamtabfluß lediglich in zwei Komponenten unterteilt. Bei der Separierung des Abflusses in seinen Komponenten werden im allgemeinen eher unterschiedlich schnell reagierende Fließsysteme und weniger die Herkunftsräume unterschieden (BREMICKER, 1999).

Das in dieser Arbeit vorgestellte Modellsystem J2000 kann in die Gruppe der deterministischen, distributiven Konzeptmodelle eingeordnet werden. Es ist hinsichtlich seines Konzeptes und seines Detaillierungsgrades den Modellen LARSIM und WaSiM vergleichbar. Bei der Nachbildung der einzelnen hydrologischen Prozesse kommen teilweise identische Verfahren, wie z.B. bei der Verdunstungsberechnung, zum Einsatz. Der deutlichste Unterschied ist die Untergliederung des Einzugsgebietes, die im J2000 nach dem HRU-Konzept, in den beiden anderen Modellen dagegen rasterbasiert erfolgt. Ein weiterer Unterschied besteht in der Separation des Gesamtabflusses in seine Komponenten. Bei der Entwicklung des J2000 wurde darauf geachtet, daß die Abflußkomponenten auf Grund ihrer Herkunftsräume unterschieden werden.

Der Vergleich der kleinräumigen Modelle mit denen, die für große Einzugsgebiete entwickelt wurden, zeigt, daß bei der flächendifferenzierten Modellierung in der Meso- und Makroskala bis heute mit einer schwachen physikalischen Basierung und kleiner Modellsicherheit Vorlieb genommen werden muß (LEIBUNDGUT ET AL., 1999). Aufgrund dieser Feststellung vor dem Hintergrund der sich stellenden Zukunftsaufgaben fordert LEIBUNDGUT (1999): "Wir müssen [...] in der Lage sein, die Abflußbildung mit der Genauigkeit (annähernd) der Mikroskala im regionalen (mesoskaligen) Maßstab beschreiben/modellieren zu können."

Teil I

Beschreibung des Modellkonzeptes

Grundlagen zum Modellkonzept

In diesem einführenden Kapitel sollen zunächst die Grundlagen, die zum Modellkonzept des J2000 führten, erläutert werden. Ziel war die Entwicklung eines Modellsystems, das neben der flächendifferenzierten Nachbildung des Wasserhaushaltes großer Einzugsgebiete und der daran beteiligten Prozesse, auch die Regionalisierung und die Korrektur der punktuell erhobenen Eingangsdaten sowie die Berechnung weiterer Größen, wie z.B. der Verdunstung, in einem Programmsystem integrieren soll. Dies erforderte, neben der Entwicklung des eigentlichen Modellkerns, die Implementierung von Prozeduren zur Datenverwaltung sowie die Programmierung von entsprechenden Schnittstellen zur Datenein- und -ausgabe. Da das Modellsystem für große Einzugsgebiete geeignet sein sollte, mußte sichergestellt werden, daß es ausschließlich mit national verfügbaren Datengrundlagen betrieben werden kann, da zusätzliche Datenerhebungen oder Meßkampagnen auf dieser Maßstabsebene meist nicht durchführbar sind.

1.1 Grundannahmen zur Entwicklung des Modellkonzeptes

Die Nachbildung des natürlichen hydrologischen Systems in Form eines konzeptionellen Wasserhaushaltsmodells hat immer eine starke Vereinfachung der komplexen

und hochdynamischen hydrologischen Vorgänge und Prozesse zur Folge. Die Aufstellung eines geeigneten Konzeptes ist in hohem Maße von der Größe des Einzugsgebietes abhängig. Dies ist auf die Bedeutung der einzelnen hydrologischen Prozesse, die sich beim Skalenübergang verändern können, zurückzuführen. Mit zunehmender Einzugsgebietsgröße nimmt im allgemeinen aber auch die Heterogenität der Parameterausprägungen zu. Gleichzeitig muß die Parametrisierung des Untersuchungsgebiets und der Modellkomponenten, aufgrund von Kosten- und Aufwandsfragen, meist mit stärker generalisierten, überregionalen Datengrundlagen oder mit Eingangsdaten aus weniger dichten nationalen Meßnetzen erfolgen. Die flächendeckende direkte Bestimmung oder Verifizierung einzelner Parameter ist in großen Gebieten meist nicht durchführbar. Die Ableitung eines gültigen Modellkonzeptes zur Simulation des Wasserhaushaltes großer Einzugsgebiete, ist folglich mit dem Dilemma konfrontiert, mit verhältnismäßig unscharfen Eingangsdaten ein hochkomplexes, dynamisches System möglichst genau nachzubilden. Zur Lösung dieser Aufgabe ist es notwendig, die Prozesse, die den größten Einfluß auf die hydrologischen Vorgänge besitzen, im Vorfeld zu identifizieren und Modellgleichungen abzuleiten, die diese Prozesse auf Basis der verfügbaren Parameter möglichst gut nachbilden. Für die Entwicklung des, in dieser Arbeit vorgestellten, Modellsystems wurden daher einige Grundannahmen getroffen, die im folgenden in Form von Hypothesen dargestellt und kurz diskutiert werden sollen.

Hypothese 1 *Der Niederschlag ist die wichtigste Eingangsgröße. Seine zeitliche und räumliche Verteilung im Untersuchungsgebiet sollte möglichst genau bestimmt werden.*

Der Niederschlag als wichtigste Eingangsgröße für den Wasserhaushalt hydrologischer Systeme, zeichnet sich durch hohe zeitliche und räumliche Variabilität aus (DYCK & PESCHKE, 1995). Gleichzeitig ist die Niederschlagsmessung mit deutlichen Fehlern behaftet (RICHTER, 1995). Da der Niederschlag nur punktuell für eine begrenzte Anzahl von Stationen bestimmt wird, ist die möglichst genaue Übertragung der Punktwerte auf die Fläche und die Korrektur des systematischen Meßfehlers eine wichtige Grundvoraussetzung für die erfolgreiche Modellierung des Wasserhaushaltes.

Hypothese 2 *Neben dem Niederschlag wird das Abflußgeschehen durch die Höhe der Verdunstung entscheidend beeinflusst. Die reale Bestandesverdunstung sollte aus diesem Grunde möglichst genau bestimmt werden.*

Mehr als die Hälfte des Gebietsniederschlages wird in unseren Breiten verdunstet. Die Höhe der realen Bestandesverdunstung wird, neben der verfügbaren Energie

und dem verfügbaren Wasser, stark durch die Phänologie der Vegetationsbedeckung beeinflusst. Für die Neubildung des Wasserhaushaltes ist die flächendifferenzierte Quantifizierung der Verdunstung, unter Berücksichtigung der jeweiligen Landnutzungsart und der aktuellen Bodenfeuchteverhältnisse, eine wichtige Modellgröße.

Hypothese 3 *Der Einfluß der Schneeakkumulation und -schmelze ist, zumindest im Mittelgebirgseinzugsgebieten, von großer Bedeutung für den innerjährlichen Gang des Gebietsabflusses.*

Dem Schnee kommt als feste Form des Niederschlages hydrologisch erhebliche Bedeutung zu (DYCK & PESCHKE, 1995), da er einen deutlichen Einfluß auf den Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes besitzt. Durch die Ausbildung von Schneedecken im Winter kann eine erhebliche Menge des Niederschlages im Gebiet zwischengespeichert werden. Das Abtauen der Schneedecke im Frühjahr führt zu einer relativ raschen Freisetzung dieser Niederschläge und damit zu schneesmelzbedingten Hochwasserereignissen.

Hypothese 4 *Der Boden als Regel- und Verteilersystem ist das zentrale Kompartiment, das die Bildung der einzelnen Abflußkomponenten sowie die Höhe der realen Verdunstung entscheidend beeinflusst.*

Die Bedeutung der ungesättigten Bodenzone für den Wasserhaushalt von Einzugsgebieten wird in der Literatur im allgemeinen als sehr hoch eingestuft. Nach DYCK & PESCHKE (1995) ist "... die ungesättigte Bodenzone im natürlichen Kreislauf des Wassers das entscheidende Transformationsglied der Niederschläge in die Abflußkomponenten, die Bodenfeuchte- und Grundwasserneubildung sowie [die] Evapotranspiration". Auch in BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1990) wird die zentrale "Rolle des Bodens als hydrologischer Speicher, Regler und Verteiler" betont. Die wichtige Rolle des Bodens für den Wasserhaushalt ist auf seine zentrale Position im hydrologischen System zurückzuführen. Das gesamte Wasser, mit Ausnahme des an der Vegetationsoberfläche interzeptierten Anteils, kommt in irgendeiner Form mit dem Boden in Berührung. Es muß in den Boden infiltrieren oder wird an der Bodenoberfläche gespeichert oder auf der Bodenoberfläche als Oberflächenabfluß abgeführt. Das in den Boden infiltrierte Wasser wird dort mehr oder weniger lang gespeichert und von dort ausgehend trägt es entweder zur Grundwasserneubildung bei oder kommt als laterale hypodermische Komponente zum Abfluß. Ein Großteil der Verdunstung erfolgt durch die Transpiration der Pflanzen, die das hierfür benötigte Wasser ebenfalls dem Boden entnehmen. Aufgrund dieser zentralen Position hat der Boden Einfluß auf nahezu alle hydrologischen Prozesse in Einzugsgebieten.

Hypothese 5 *Die aus bodenkundlichen Kartieranleitungen ableitbaren bodenphysikalischen Kennwerte sind ausreichend für die Parametrisierung des Bodenmoduls und die Berechnung der in der ungesättigten Zone stattfindenden Prozesse.*

Die für die Hydrologie maßgebenden Eigenschaften des Bodens sind sein Vermögen Wasser zu speichern und seine Fähigkeit Wasser zu leiten. Diese Eigenschaften können durch Parameter wie Porosität, die entwässer- oder auffüllbaren Porenanteile, Speicherkoeffizienten, Feuchteäquivalent oder Feldkapazität einerseits und hydraulischer Leitfähigkeit oder Durchlässigkeitsbeiwert andererseits beschrieben werden (DYCK & PESCHKE, 1995). Daraus ergibt sich, daß die hydrologischen Prozesse im Boden durch Modellgleichungen, die diese Parameter entsprechend berücksichtigen, mit ausreichender Genauigkeit nachgebildet werden können.

Hypothese 6 *Der innerjährliche Gang und die Dynamik des Gesamtabflusses wird durch die Anteile der einzelnen Abflußkomponenten bestimmt.*

Die unterschiedlichen Abflußkomponenten verhalten sich im innerjährlichen Gang ausgesprochen variabel. Dies ist auf die unterschiedlichen Verweilzeiten des Wassers in den einzelnen Herkunftsräumen zurückzuführen. Um zu einer plausiblen Nachbildung des Gesamtabflusses zu gelangen, ist es daher notwendig den Abfluß aufgeteilt in seine Komponenten zu betrachten. Da unterschiedliche Herkunftsräume unterschiedlich dynamische Komponenten generieren, sollten, bei einer plausiblen Modellierung des hydrologischen Geschehens, drei bis vier Komponenten unterscheidbar sein.

Hypothese 7 *Die Gefällsverhältnisse üben einen deutlichen Einfluß auf die Prozesse der Abflußbildung und die Aufteilung des Gesamtabflusses in die einzelnen Komponenten, auf die Dynamik der Abflußkonzentration und auf die Fließvorgänge im Gerinne aus.*

Neben den bodenphysikalischen Kennwerten und der hydrogeologischen Ausprägung des Untergrundes besitzt vor allem das Relief, bzw. die Hangneigung am Standort einen deutlichen Einfluß auf die Bildung der einzelnen Abflußkomponenten. Insbesondere das Verhältnis zwischen Zwischenabfluß und Grundwasserneubildung wird durch die Hangneigung am Standort beeinflusst. Die Dynamik der Abflußkonzentration wird durch das Relief des Untersuchungsgebietes beeinflusst. Nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1990) hat das Gefälle Einfluß auf die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenwassers, aber auch auf die Fließgeschwindigkeit des Zwischenabflusses und damit auf die Abflußkonzentration.

Hypothese 8 *Die räumliche und zeitliche Dynamik nimmt von der Niederschlagsbildung über die Abflußbildung und weiter zur Abflußkonzentration ab.*

Der Niederschlag als wichtigste Eingangsgröße für den Wasserhaushalt hydrologischer Systeme, zeichnet sich durch hohe zeitliche und räumliche Variabilität aus (DYCK & PESCHKE, 1995). Durch den Niederschlag und die Verdunstung wird die Höhe der Abflußbildung am Standort bestimmt. Die hohe zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlages wird dabei durch die daran beteiligten Prozesse gedämpft. Im Zuge der Abflußkonzentration nimmt die zeitliche und räumliche Dynamik weiter ab.

1.2 Anforderungen an das Modellkonzept

Aus den im vorangegangenen Abschnitt aufgestellten Hypothesen, ergeben sich spezifische Forderungen, die bei der Entwicklung des Modellkonzeptes des J2000 berücksichtigt wurden. Es sei darauf hingewiesen, daß weder die Formulierung der Hypothesen, noch die sich anschließenden Ableitungen von Anforderungen an das Modellkonzept, als allgemeingültige, absolutistische Voraussetzungen verstanden werden sollen. Ihre Gültigkeit wurde zuallererst für das Modellkonzept des J2000 angenommen.

Forderung 1 *Das Modellsystem sollte ein Regionalisierungsmodul besitzen, mit dem punktuell erhobene Meßwerte auf die Fläche übertragen und gegebenenfalls korrigiert werden können.*

Die fundierte Regionalisierung der punktuell erhobenen Eingangsdaten ist gerade bei der Wasserhaushaltsmodellierung großer Einzugsgebiete eine wichtige Grundvoraussetzung. Da die räumliche Variabilität der Eingangsdaten mit zunehmender Einzugsgebietsgröße zunimmt, sollten geeignete Verfahren, die diese Variabilität ausreichend berücksichtigen, zur Regionalisierung eingesetzt werden. Außerdem sollten systematische Meßfehler durch entsprechende Verfahren korrigiert werden. Durch die Integration der Regionalisierungs- und Korrekturverfahren in das Modellsystem wird sichergestellt, daß die Übertragung von Punktwerten auf die Fläche mit immer dem gleichen Verfahren erfolgt. Unterschiedliche Modellergebnisse, die sich aus dem Einsatz unterschiedlicher Regionalisierungsverfahren ergeben können, sind damit ausgeschlossen.

Forderung 2 *In das Modellsystem sollte ein möglichst physikalisch basiertes Verfahren zur Berechnung der Bestandesverdunstung integriert sein.*

Neben der möglichst genauen flächendifferenzierten Quantifizierung des Niederschlages, ist die genaue Bestimmung der realen Verdunstung eine zweite wichtige Grundvoraussetzung zur Nachbildung des Wasserhaushaltes. Da die Landnutzungsart einen großen Einfluß auf die reale Verdunstung hat, sollten zu ihrer Berechnung Verfahren eingesetzt werden, die die pflanzenspezifischen Parameter ausreichend berücksichtigen. Die Notwendigkeit der Integration der Verdunstungsberechnung in das Modellsystem ergibt sich aus der Abhängigkeit der realen Verdunstungshöhe von der aktuellen Bodenfeuchte und von der im Jahresgang variablen phänologischen Ausprägung der Vegetationsbedeckung.

Forderung 3 *Verfahren zur Nachbildung der Schneeakkumulation und -schmelze sollten in Form eines Schneemoduls in das Modellsystem integriert sein.*

Bei Einzugsgebieten, in denen in den Wintermonaten Niederschlag in Form von Schnee zwischengespeichert wird, muß dieser Prozess im Modell berücksichtigt werden. Neben dem verhältnismäßig einfach nachzubildenden Prozess der Schneeakkumulation, sollte besonderes Augenmerk auf die Modellierung der Schneeschmelze gelegt werden. Es ist vom Anteil, den die nivale Komponente am Gesamtabfluß hat, abhängig mit welcher Komplexizität die einzelnen Prozesse nachgebildet werden müssen. Bei Einzugsgebieten, die ein deutlich nival beeinflusstes Abflußregime aufweisen, sollten Metamorphose- und Schmelzvorgänge stärker berücksichtigt werden, als dies bei weniger deutlich nival beeinflussten nötig ist.

Forderung 4 *Der Nachbildung des Wasserhaushaltes der ungesättigten Bodenzone sollte besonderes Gewicht beigemessen werden.*

Die häufig in der Literatur betonte zentrale Stellung der ungesättigten Bodenzone im hydrologischen System, sollte durch eine gleichermaßen zentrale Stellung des Bodenmoduls im Modellkonzept Rechnung getragen werden. Hierzu sollte sich der Einfluß des Bodenwasserhaushaltes auf nahezu alle hydrologischen Prozesse in der Ableitung der Modellgleichungen widerspiegeln. Unterschiedliche Bodenfeuchtezustände an verschiedenen Standorten und im Jahresgang sollten explizit nachgebildet und ihr Einfluß auf die Abflußbildung und -konzentration berücksichtigt werden.

Forderung 5 *Die Parametrisierung des Bodenmoduls und der damit verbundenen Modellgleichungen sollte anhand von bodenphysikalischen Kennwerten erfolgen.*

Zur physikalisch basierten Modellierung des Bodenwasserhaushaltes sollte die Parametrisierung der Bodenspeicher und die Nachbildung ihres Auslaufverhalten auf Basis von bodenphysikalischen Kennwerten, wie z.B. Porenvolumina und hydraulischen

Leitfähigkeiten erfolgen. Die Ableitung der Parameter kann hierfür aus den Horizontbeschreibungen der eingesetzten pedologischen Datengrundlage, in Zusammenhang mit bodenkundlichen Kartieranleitungen erfolgen. Auf diese Weise ermittelte Bodenparameter erlauben die Übertragung des Modells auf andere Einzugsgebiete und den Vergleich von Modellergebnissen aus unterschiedlichen Untersuchungsgebieten.

Forderung 6 *Die Nachbildung des Gesamtabflusses, sollte durch explizite Modellierung der einzelnen Abflußkomponenten erfolgen.*

Die innerjährliche Dynamik des Gesamtabflusses wird durch die Anteile der jeweils beteiligten Abflußkomponenten bestimmt. Diese unterscheiden sich untereinander beträchtlich hinsichtlich ihrer zeitlichen Dynamik und ihrer Herkunftsräume. In der hydrologischen Modellierung werden im allgemeinen drei bis vier Komponenten unterschieden: Der Oberflächenabfluß, der Zwischenabfluß und der Basisabfluß. Der Basisabfluß wird häufig weiter in eine schnelle und eine langsame Komponente unterteilt. Durch die explizite Modellierung der einzelnen Abflußkomponenten, die dann als Summe den Gesamtabfluß ergeben, kann die Plausibilität der Modellergebnisse besser überprüft werden. Weiterhin sind spezifische Stoffströme an einzelne Abflußkomponenten gebunden. Sollen aufgrund der Modellergebnisse Aussagen zu Stoffausträgen gemacht werden, muß der Gesamtabfluß komponentenspezifisch betrachtet werden.

Forderung 7 *Die Gefällsverhältnisse bzw. die Hangneigung am Standort sollte in die Berechnung der Abflußbildung und der Abflußkonzentration eingehen.*

Bei der Parametrisierung der Modellgleichungen zur Berechnung der komponentenspezifischen Abflußbildung sollte, neben den oben angeführten bodenphysikalischen Kennwerten, die Hangneigung am Standort berücksichtigt werden, da sie Einfluß auf die Anteile der einzelnen Komponenten am Gesamtabfluß hat. Außerdem ist die Dynamik der Abflußkonzentration und die Fließgeschwindigkeit im Gerinne von den Gefällsverhältnissen im Einzugsgebiet abhängig.

Forderung 8 *Die abnehmende räumliche und zeitliche Dynamik von der Niederschlagsbildung, über die Abflußbildung, hin zur Abflußkonzentration sollte durch entsprechende Diskretisierung des Untersuchungsgebietes berücksichtigt werden.*

Dieser Forderung kann auf zwei möglichen Wegen Rechnung getragen werden. Die erste Möglichkeit wäre die Unterteilung des Untersuchungsgebietes so vorzunehmen, daß die Niederschlagsbildung als dynamischste Komponente die Gliederung bestimmt. Dies würde zu einer großen Zahl von zu modellierenden Einheiten, mit

teilweise redundanten Parametersätzen führen. Dadurch wäre die Modelleffizienz beeinträchtigt. Die zweite Möglichkeit wäre der Einsatz unterschiedlicher Diskretisierungsstufen für jede Prozessebene. Auf diese Weise könnte jede der Hauptkomponenten auf der für sie am besten geeigneten Diskretisierungsstufe berechnet werden. Bei dieser Vorgehensweise ist zu beachten, daß die einzelnen Diskretisierungsniveaus untereinander eindeutig verknüpft sind.

Aus der Zielstellung der Arbeit, die im vorangegangenen Kapitel dargestellt wurde, ergeben sich weitere Forderungen, die hier lediglich kurz erwähnt werden sollen:

Forderung 9 *Das Modell soll für große Einzugsgebiete ($A_e > 5000 \text{ km}^2$) einsetzbar sein.*

Hierfür muß sichergestellt sein, daß das Modellsystem in der Lage ist, die beträchtlichen Datenmengen, die sich aus der Einzugsgebietsgröße ergeben, zu verarbeiten. Auch die Zeitdauer, die für die eigentliche Berechnung benötigt wird, ist ein Kriterium, das nicht außer acht gelassen werden sollte.

Forderung 10 *Das Modell soll mit den auf nationalem Maßstab flächendeckend vorhandenen digitalen Datengrundlagen und Meßwerten betreibbar sein.*

Bei makroskaligen Einzugsgebieten stellt sich das Problem, daß räumlich hoch aufgelöste Eingangsdaten oft nicht verfügbar oder nur sehr schwer und kostenintensiv zu beschaffen sind. Das gleiche gilt für die benötigten Meßwerte der Klima- und Niederschlagsdaten. Aus diesem Grunde sollte das Modell mit Datengrundlagen, die auf nationalem Maßstab verfügbar sind, betreibbar sein. Stehen bessere Datengrundlagen zur Verfügung, können diese selbstverständlich eingesetzt werden.

Forderung 11 *Das Modellsystem soll einen modularen Aufbau besitzen.*

Ein streng modularer Aufbau mit gekapselten Modulen ist eine wichtige Voraussetzung zur Erweiterung des Modellsystems für weitergehende Fragestellungen. Damit ist auch eine gezielte Verbesserung des Modells durch Weiterentwicklung oder Austausch einzelner Module leichter möglich.

Die Umsetzung dieser Forderungen führte zum Modellkonzept des J2000, das in den nächsten Kapiteln ausführlich beschrieben wird. Zunächst soll jedoch noch auf die Möglichkeiten zur Gliederung des Untersuchungsgebietes eingegangen werden.

1.3 Konzepte zur Gliederung von Untersuchungsgebieten

Für die Wasserhaushaltsmodellierung mit einem distributiven Konzeptmodell, ist es notwendig das Untersuchungsgebiet entsprechend zu gliedern. Die Modellierung der hydrologischen Prozesse erfolgt dann separat für jede Gliederungseinheit. Es existieren mehrere Möglichkeiten die Gliederung vorzunehmen. Die gebräuchlichsten Konzepte sind die Rasterung, die Unterteilung in Teileinzugsgebiete und die Ausweisung von Hydrologisch Homogenen Einheiten. Jedes dieser Konzepte besitzt spezifische Vor- und Nachteile, die im folgenden kurz beschrieben werden sollen.

1.3.1 Rasterung

Bei der Rasterung wird das Gesamtgebiet in einzelne, gleich große Zellen zerlegt, die dann einzeln modelliert werden. Dieses Verfahren bietet den Vorteil, daß die Lage der einzelnen Zellen im Raum bekannt ist und dadurch beispielsweise laterale Fließvorgänge, durch Verknüpfung der einzelnen Zellen untereinander, sehr gut nachgebildet werden können. Außerdem ist die Parameterhomogenität der einzelnen Einheiten bei dieser Art der Unterteilung sehr hoch. Die minimale Größe der Rasterzellen ist durch die räumliche Auflösung der Eingangsdaten vorgegeben. Für die eigentliche Modellierung erfolgt dann aber oft noch eine weitere Aggregation, je nach zugrundeliegender Fragestellung. Der größte Nachteil bei diesem Gliederungskonzept liegt zum einen im hohen, teilweise redundanten Rechenaufwand während der Modellierung zum anderen können, auf Grund des starren Rasters, kleinräumige Variationen unter Umständen nur ungenügend wiedergegeben werden.

1.3.2 Unterteilung in Teileinzugsgebiete

Eine zweite Möglichkeit der Gliederung ist die Unterteilung des Gesamtgebietes in Teileinzugsgebiete. Diese Vorgehensweise ist, aufgrund der relativ wenigen, dabei aber recht großen Einheiten, mit dem geringsten Rechenaufwand während der Modellierung verbunden. Der größte Nachteil ist, neben der hohen Heterogenität der einzelnen für den Wasserhaushalt relevanten Parameter sowie dem ungenügenden Raumbezug, vor allem der integrative, wenig prozessorientierte Charakter dieser Art der Flächenunterteilung.

1.3.3 Hydrologisch homogene Einheiten

Die dritte Möglichkeit stellt die Unterteilung des Einzugsgebietes in Hydrologisch Homogene Einheiten dar. Damit sind Flächen gemeint, die den jeweils gleichen

Satz aller Parameter, die für die Wasserhaushaltsberechnung relevant sind, besitzen. Die homogenen Teilflächen werden in einem GIS durch Überlagerung der einzelnen Informationseinheiten erzeugt. Der Überlagerung geht im allgemeinen noch eine geeignete Klassierung bestimmter Eingangsdaten voraus. Der größte Vorteil bei dieser Art der Unterteilung ist der hohe Homogenitätsgrad der Teilflächen, verbunden mit einem minimierten Rechenaufwand (keine Redundanz) im Vergleich zum reinen rasterbasierten Ansatz. Außerdem kann die Gliederung mit unterschiedlich räumlich aufgelösten Datengrundlagen durchgeführt werden. So kann beispielsweise ein $1000 \times 1000 \text{ m}^2$ Raster für die Wiedergabe von großflächigen, wenig variablen Daten, wie z.B. die hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes, durchaus ausreichend sein, wohingegen die Wiedergabe heterogenerer Daten, wie z.B. die Landnutzung, bei dieser Auflösung schon problematisch sein kann. Bei der Ausweisung von Hydrologisch Homogenen Einheiten kann für jede Datengrundlage die jeweils am besten geeignete Rasterauflösung benutzt werden. Noch bemerkenswerter ist allerdings, daß ein und dieselbe Datengrundlage mit unterschiedlicher Auflösung, je nach Heterogenität innerhalb des Untersuchungsgebietes, für die Ausweisung eingesetzt werden kann. Beispielhaft wäre hierfür ein Einzugsgebiet mit Mittelgebirgs- und Flachlandanteilen. Im heterogenen Mittelgebirge kann dann ein höher aufgelöstes DHM als im vergleichsweise homogenen Flachland für die Ausweisung herangezogen werden. Durch diese Vorgehensweise können Untersuchungsgebiete mit unterschiedlichen Landschaftsräumen wesentlich besser wiedergegeben werden, als mit einem starren Raster. Diese Vorgehensweise erlaubt also eine integrierende, genestete Modellierung, die gerade bei makroskaligen Untersuchungen von großem Interesse sein kann. So können beispielsweise gut parametrisierte und untersuchte kleine Testgebiete in die Modellierung großer Gebiete eingebunden werden, ohne sie weiter generalisieren zu müssen. Schließlich bleibt noch anzumerken, daß die Unterteilung des Untersuchungsgebietes in Hydrologisch Homogene Einheiten durch eine Kombination von Vektordatensätzen mit Rasterdatensätzen erfolgen kann.

Der größte Nachteil bei dieser Art der Diskretisierung liegt in der Streuung der einzelnen Teilflächen im Raum, die aus der rein analytischen Überlagerung der einzelnen Eingangsdatenlayer resultiert. Die Folge hiervon ist, daß keine zusammenhängenden Flächen, sondern vielmehr über den Raum verteilte, unterschiedlich große Cluster erzeugt werden. Diese haben zwar den gleichen Parametersatz, stehen aber nicht direkt miteinander in Verbindung. Dadurch besitzen die einzelnen homogenen Flächen keinen eindeutigen Raumbezug mehr. Die eindeutige Verortung der Einheiten ist aber, beispielsweise für die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten, unabdingbar. Bei der Berechnung der Abflußbildung spielt dieser fehlende Raumbezug aber keine Rolle, wenn unterstellt wird, daß Flächen mit gleichen Parametersatz bei gleichem Input auch gleichen Output liefern. Der fehlende Raumbezug der Hydrologisch Homogenen Einheiten kann jedoch durch einen weiteren Disaggregierungsschritt wieder

hergestellt werden. Hierzu werden die Einheiten in diskrete, in sich abgeschlossene Teilflächen untergliedert. Durch Bestimmung des Mittelpunkts dieser im allgemeinen sehr kleinen Flächen kann ihre Lage im Raum hinreichend genau beschrieben werden.

Neben der oben beschriebenen rein analytischen Ausweisung von Hydrologisch Homogenen Einheiten ist die räumliche Untergliederung in Flächen mit gleicher oder ähnlicher Bereitschaft zur Abflußbildung möglich. Hier ist der Einsatz von entsprechenden wissensbasierten Systemen, wie beispielsweise dem FLAB (PESCHKE, ET AL., 1999), die die Ausweisung aufgrund eines hydrologisch fundierten Regelwerkes durchführen, denkbar. Bei diesen Systemen werden anhand spezifischer Parametersätze, wie z.B. Topographischer Index, Bodeneigenschaften, Neigung etc., Flächen ausgewiesen, die eine dominante Bereitschaft zur Bildung einzelner Abflußkomponenten aufweisen. Damit wird das Untersuchungsgebiet beispielsweise in Flächen, die vorwiegend Sättigungsabfluß, Zwischenabfluß etc. bilden unterteilt. Diese Art der Flächengliederung ist fachlich anspruchsvoll und setzt fundierte hydrologische Erfahrung und weitreichendes Prozessverständnis voraus. Eine gute Gebietskenntnis ist für eine solche Unterteilung unabdingbar. Das J2000 ist generell sowohl mit Hydrologisch Homogenen Einheiten, die aus der wissensbasierten Ausweisung hervorgehen, als auch mit solchen, die aus der analytischen Ausweisung resultieren, betreibbar. Die Größe der Einzugsgebiete, für die das vorliegende Modellsystem konzipiert wurde, erschwert allerdings die wissensbasierte Ausweisung. Viele Informationen, die in die wissensbasierte Ausweisung eingehen, werden durch Gebietsbegehungen und Feldversuche ermittelt oder doch zumindest verifiziert. Dies ist bei Einzugsgebieten, mit mehreren 1000 km² Fläche meist nicht mehr möglich.

Aufbau des Modellsystems

Der grundlegende Aufbau des Modellsystems J2000 ist in Abbildung 2.1 dargestellt. Aus dieser Abbildung geht hervor, daß sich das System in drei Hauptteile gliedert. Der erste Teil, der Präprocessor, dient der Aufbereitung der Eingabedaten für den Modellbetrieb. Hier werden die zuvor erzeugten Eingabedateien eingelesen und hinsichtlich ihrer Aktualität überprüft. Auf Basis dieser Dateien wird das eigentliche Modell vorbereitet und für den Betrieb initialisiert. In diesen Teil sind außerdem die Funktionen zur Regionalisierung der punktuellen Eingabedaten integriert. Ebenso findet die Berechnung der potentiellen Bestandesverdunstung für die einzelnen Teilflächen während des Präprocessings statt. Diese Vorgehensweise hat den Vorteil, daß die zeitintensiven Berechnungen, die zwar von den Zeitreihendaten abhängig sind, aber nicht direkt durch die Dynamik des Wasserhaushaltes beeinflußt werden, nur einmal durchgeführt werden müssen. Die Einflüsse, die sich später während der Modellierung ergeben, werden dann an geeigneter Stelle durch entsprechende Funktionen berücksichtigt. Die Eingabedateien, die für den Modellbetrieb benötigt werden, müssen als entsprechend formatierte ASCII-Dateien bereitgestellt werden. Damit ist das Modell nicht an ein spezifisches Geoinformationssystem oder eine bestimmte Datenbank gebunden. Nach dem Präprocessing erfolgt die eigentliche Modellierung der flächendifferenzierten Abflußbildung, der Abflußkonzentration und der Fließvorgänge im Gerinne. Dieser Teil ist der eigentliche Modellkern, in dem, für jede Hydrologisch Homogene Einheit unter Berücksichtigung ihres Parametersatzes und der regionalisierten Klima- und Niederschlagswerte, die Bildung des Gesamtabflusses

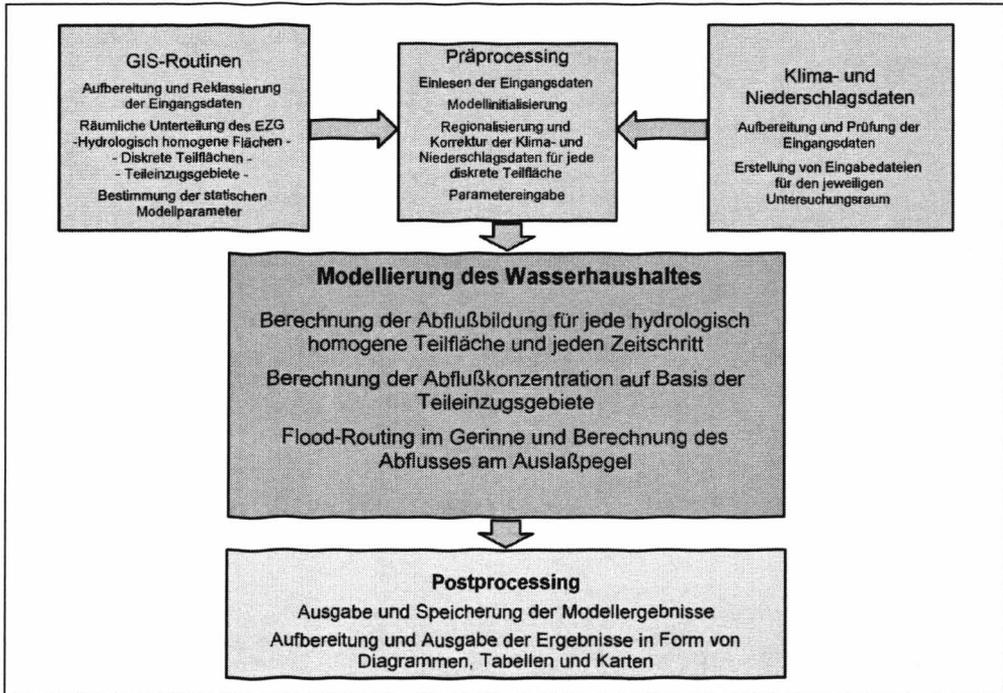


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des Aufbaus des Modellsystems J2000.

und der Abflußkomponenten berechnet wird. Anschließend erfolgt die Berechnung der Abflußkonzentration für jedes Teileinzugsgebiet. Schließlich erfolgt die Nachbildung der Fließvorgänge im Gerinne, durch die Verknüpfung der Teileinzugsgebiete in Form einer hierarchischen Speicherkaskade.

Im dritten Teil, dem Postprocessor, werden die Abflußkomponenten und der Gesamt-abfluß jedes einzelnen Teileinzugsgebietes und des Gesamtgebietes am Gebietsauslaß in entsprechenden ASCII-Tabellen gespeichert. Die Auswertung und Darstellung sowie die Verifikation der Modellergebnisse, z.B. durch Vergleich mit gemessenen Abflußganglinien, kann dann durch den Import dieser Tabellen in geeignete Programme (Tabellenkalkulationen, Geoinformationssysteme) erfolgen. Zusätzlich kann die Abflußbildung für die Einheiten des Gliederungskonzeptes und eine Vielzahl von Prozessergebnissen, wie z.B. Interzeption, Bodenfeuchte etc. flächendifferenziert als Tageswerte, als Monats- und Jahresmittelwerte, sowie in Form von Monats- und Jahressummen ausgegeben werden.

2.1 Modellimplementierung

Das Modellsystem J2000 besitzt einen modularen Aufbau und ist komplett in C++ programmiert. Diese objektorientierte Programmiersprache ermöglicht die Umsetzung der einzelnen hydrologischen Prozesse in abgekapselten, unabhängigen Programmmodulen, die damit je nach Kenntnisstand einzeln verbessert oder ausgetauscht werden können, ohne das Gesamtmodell grundlegend ändern zu müssen. Der streng modulare Aufbau und das zugrundeliegende offene Konzept, ermöglicht die kontinuierlichen Weiterentwicklung des Modellsystems und stellt insbesondere die Möglichkeit der Integration neuer Erkenntnisse sicher. Damit ist es grundsätzlich möglich, das Modellsystem J2000 für weitergehende Fragestellungen, wie z.B. Stofftransportmodellierungen zu erweitern. Das System ist mit einer komfortablen graphischen Benutzeroberfläche (GUI) ausgestattet, die es dem Anwender ermöglicht, gezielt und schnell einzelne Modellparameter zu ändern, sei es zur Optimierung der Modelleffizienz oder zum Test der Einflüsse eben dieser Parameter. Sämtliche Modellparameter sind mit Defaultwerten vorbelegt, die sich in Testläufen in verschiedenen Einzugsgebieten bewährt haben.

2.2 Datenanforderung für den Modellbetrieb

Das Modellsystem J2000 nutzt eine Vielzahl allgemein vorhandener Datengrundlagen und Meßwerte. Bei der Entwicklung des Modells wurde allerdings darauf geachtet, daß nur solche Daten für den Modellbetrieb benötigt werden, die zumindest für den Bereich der Bundesrepublik Deutschland flächendeckend und digital bei entsprechenden datenhaltenden Institutionen vorliegen. Die Eingangsdaten für das Modell lassen sich in zwei Gruppen gliedern: In die zeitlich statischen Gebietskennwerte und die zeitlich variablen Klima- und Niederschlagsmeßwerte. Die Gebietskennwerte werden üblicherweise in einem GIS aufbereitet und verarbeitet, wogegen die zeitlich variablen Meßwerte in einer Datenbank in Form von Zeitreihen gespeichert sind. Da die Datenübergabe an das Modell ausschließlich durch ASCII-Dateien erfolgt, ist der Modellbetrieb weder an ein bestimmtes GI-System, noch an eine spezifische Datenbank gebunden. Das Modellsystem ist damit unabhängig von jeglicher Zusatzsoftware lauffähig. Die räumliche Auflösung und die Genauigkeit der Eingangsdaten ist nicht vorgegeben. Es liegt im Ermessen des Anwenders geeignete Datengrundlagen für spezifische Fragestellungen einzusetzen. Generell gilt, je besser die Eingangsdaten, desto bessere, bzw. sicherere Modellergebnisse können erwartet werden.

2.2.1 Zeitlich statische Gebietskennwerte

Die zeitlich statischen Gebietskennwerte die zum Betrieb des Modellsystems J2000 erforderlich sind, sind exemplarisch in Abbildung 2.2 dargestellt. Sie werden im Folgenden kurz beschrieben.

Gewässernetz

Die Parameter, die zur Berechnung der Abflußkonzentration und der Fließvorgänge im Gerinne benötigt werden, können aus einem geeigneten Gewässernetz des Einzugsgebietes abgeleitet werden. Aus dem Gewässernetz und zusätzlichen digitalen Höhendaten werden die Fließlängen und die Gerinnegefälle der Hauptvorfluter der einzelnen Teileinzugsgebiete ermittelt.

Topographische Kennwerte

Das Modell benötigt flächendifferenzierte Informationen über die Höhe, die Hangneigung und die Exposition im Untersuchungsgebiet. Zur Ableitung dieser Information wird ein Digitales Höhenmodell (DHM) benötigt. Die räumliche Auflösung des DHM sollte nicht unterhalb von $1000 \times 1000 \text{ m}^2$ liegen, da nach KRAUSE & KUNKEL (1999), die Repräsentation der tatsächlichen Verhältnisse bei noch geringeren Auflösungen nicht mehr ausreichend ist. Aus dem DHM werden durch entsprechende GIS-Routinen Exposition und Hangneigung flächendifferenziert bestimmt. Insbesondere die Ableitung der Hangneigung ist auch schon bei einer räumlichen Auflösung von $1000 \times 1000 \text{ m}^2$ mit deutlichen Fehlern behaftet (KRAUSE & KUNKEL, 1999). Der Vergleich der mittleren Hangneigung eines DHMs mit einer räumlichen Auflösung von $50 \times 50 \text{ m}^2$ mit der des gleichen DHM, bei einer Auflösung von $1000 \times 1000 \text{ m}^2$, ergab in Mittelgebirgsräumen eine Abweichung von bis zu 70 %. Aus diesem Grund ist es generell empfehlenswert ein höher aufgelöstes DHM einzusetzen. Häufig ist diese Möglichkeit bei großen Einzugsgebieten aus Kostengründen eingeschränkt. Das Modellsystem ist aber in der Lage, die generell zu niedrigen Werte der berechneten Hangneigung, die aus dem Einsatz grob aufgelöster DHMs resultieren, durch entsprechende Eichkoeffizienten zu berücksichtigen.

Landnutzungsdaten

Das Modellsystem J2000 berücksichtigt insgesamt 11 verschiedene Landnutzungs-klassen: Siedlungsflächen mit einem Versiegelungsgrad größer als 80 %, Siedlungsflächen mit einem Versiegelungsgrad kleiner als 80 %, Grasland (Wiesen und Weiden), Nadel-, Misch- und Laubwald, Strauchvegetation, Ackerland, Feuchtfächen

(Moore, Marschen) und unbewachsene Flächen sowie Wasserflächen. Diesen Landnutzungsklassen müssen Parameter, die vor allem für die Verdunstungsberechnung und die Berechnung der Interzeption von Belang sind, zugeordnet werden. Im einzelnen sind dies: die mittlere Albedo, die Oberflächenwiderstände für die Verdunstungsberechnung als Monatsmittelwerte, der Blattflächenindex (LAI: Leaf Area Index), die effektive Wurzeltiefe und die effektive Bewuchshöhe. Für den Blattflächenindex und die effektive Bewuchshöhe werden 4 Werte für spezifische Zeitpunkte im Jahresgang benötigt. Die Werte zwischen diesen Stützpunkten werden während der Modellierung linear interpoliert. Die benötigten Werte sind in verschiedenen Veröffentlichungen (wie z.B. in THOMPSON ET AL., 1981; KLEEBOEG ET AL., 1998; BLÜTHGEN, 1966; GEIGER ET AL., 1995; MENZEL, 1997) tabelliert und können dort entnommen werden. In das Modellsystem wurden bereits Defaultwerte dieser Parameter, die aus den oben angeführten Veröffentlichungen stammen, aufgenommen. Diese können bei Bedarf noch weiter angepaßt werden.

Bodendaten

Für die Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten werden digitale Geometrien der Leitböden im Untersuchungsgebiet benötigt. Für die Bereitstellung dieser Daten können Bodenübersichtskartierungen, wie z.B. die Bodenübersichtskarte 1:1 000 000 (BÜK 1000) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, 1995) herangezogen werden. Zusätzlich sind für die Parametrisierung des Modells für jede Legendeneinheit, der ein spezifischer Leitboden zugeordnet ist, folgende bodenphysikalische Kennwerte abzuleiten: Die mittlere gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (kf-Wert) des undurchlässigsten Horizonts und die des darüberliegenden Horizonts, das Porenvolumen der Mittelporen (entspricht der nutzbaren Feldkapazität: nFk), das Porenvolumen der Grob- und Makroporen (entspricht der Luftkapazität: Lk) sowie die Entwicklungstiefe oder Gesamtmächtigkeit des Bodens. Die Ableitung dieser Kennwerte erfolgt anhand der Standortlegendenbeschreibungen der einzelnen Horizonte der Leitböden mit Hilfe von bodenkundlichen Kartieranleitungen (wie z.B. BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG, 1982). Da eine vertikale Unterscheidung in mehreren Bodenhorizonte derzeit nicht in das Modell integriert ist, müssen für die einzelnen bodenphysikalische Parameter horizontgewichtete Mittelwerte für das gesamte Bodenprofil bzw. die interessierenden Bereiche bestimmt werden.

Hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes

Als Datengrundlage für die Modellierung werden digitale Geometrien der hydrogeologischen Einheiten benötigt. Die hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes

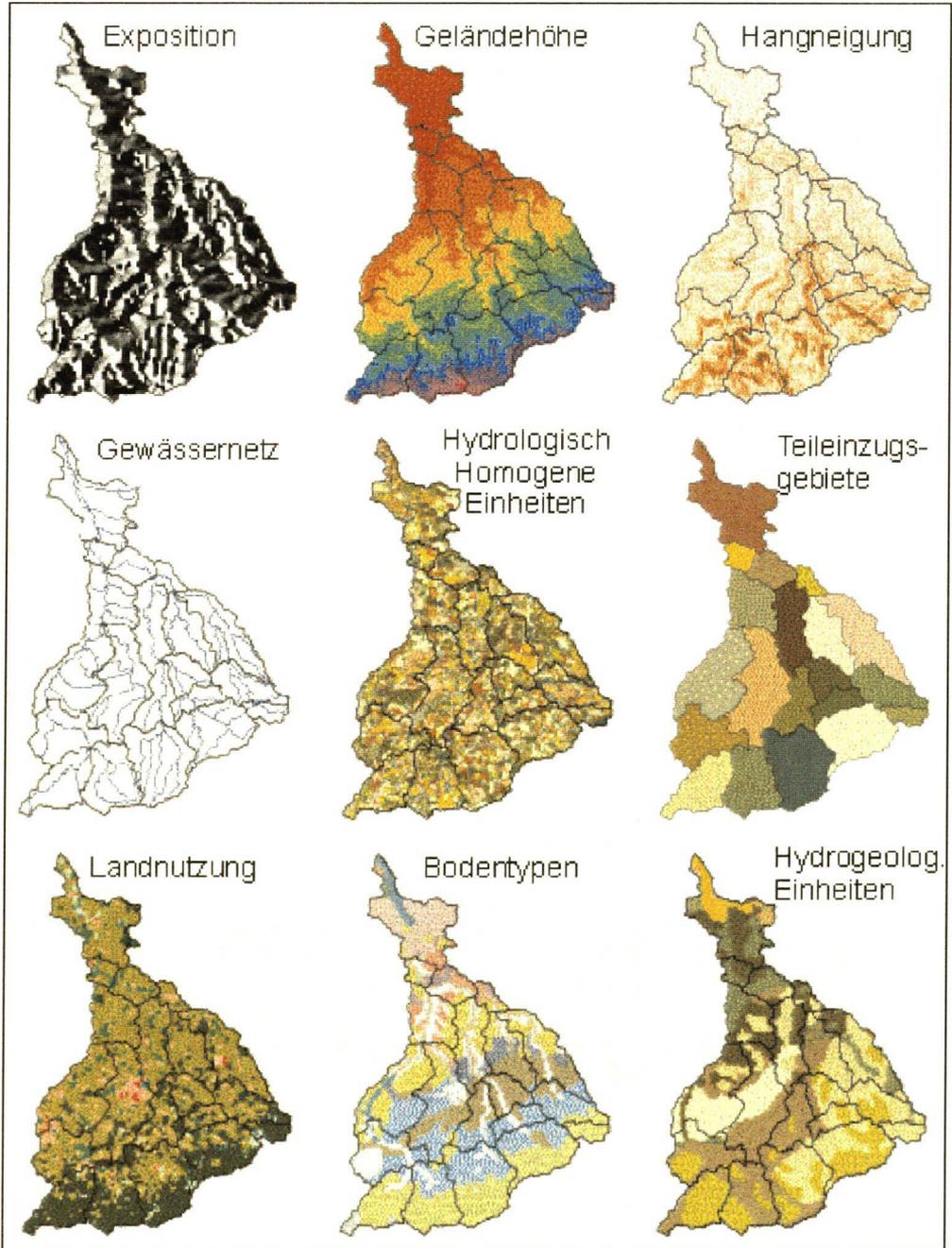


Abbildung 2.2: Beispielhafte Darstellung der zeitlich statischen Gebietsdaten, wie sie für die Modellierung mit J2000 benötigt werden und der sich daraus ergebenden Hydrologisch Homogenen Einheiten.

ist beim J2000 für die Grundwasserneubildung und die Abflußkonzentration von Bedeutung. Dies erfolgt durch geeignete Parametrisierung der Bestandteile des Grundwassermoduls, entsprechend der Eigenschaften der im Untergrund anstehenden Gesteine. Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden geologischen Einheiten, die aus geeigneten Übersichtskartierungen bestimmt werden können, müssen während der Modellinitialisierung in maximal vier Klassen aufgeteilt werden, die dann separat modelliert werden.

2.2.2 Zeitlich variable Eingabedaten

Bei den zeitlich variablen Eingabedaten, die zur Modellierung benötigt werden, handelt es sich um Klima- und Niederschlagszeitreihen, sowie um Abflußmeßwerte ausgesuchter Pegel. Diese Daten müssen für die gesamte zu modellierende Zeitreihe in Form von Tageswerten vorliegen. Es versteht sich von selbst, daß die Daten möglichst vieler Stationen für die Modellierung eingesetzt werden sollen. Die einzelnen Datensätze werden im folgenden kurz beschrieben.

Niederschlag

Die Niederschlagsdaten müssen als Tagessummen [in mm d^{-1}] möglichst vieler Stationen, die im Bereich des Untersuchungsgebietes liegen, vorliegen. Es ist nicht zwingend, daß alle Stationen innerhalb des Untersuchungsgebietes liegen, es können auch Zeitreihen von benachbarten, außerhalb liegenden Stationen berücksichtigt werden.

Temperatur

Es werden die Extrema der Lufttemperatur (Minimum- und Maximumtemperatur) [in $^{\circ}\text{C}$] für jeden Tag der modellierten Zeitreihe benötigt. Die Extrema sind den mittleren Tagestemperaturen vorzuziehen, da es mit ihnen möglich ist, Aussagen über den Temperaturverlauf während des Tages und der Nacht abzuleiten. Dies ist insbesondere für die Verdunstungsberechnung und die Berechnung von Schneeakkumulation und -schmelze hilfreich.

Windgeschwindigkeit

Die tatsächliche Windgeschwindigkeit wird vom DWD im allgemeinen nicht als direkter Meßwert zur Verfügung gestellt. Vielmehr liegt meist die Windstärke in Beaufort als Beobachtungswert vor. Für die Modellierung wird aber die Windgeschwin-

digkeit [in m s^{-1}] in 2 m Höhe benötigt. Durch einfache Berechnungsvorschriften, ist diese aus den Beobachtungswerten der Windstärke ableitbar (DVWK, 1996).

Sonnenscheindauer

Für die Berechnung der Verdunstung wird die tägliche Sonnenscheindauer [in h] benötigt. Mit diesem Meßwert und der leicht zu berechnenden astronomisch möglichen Sonnenscheindauer, wird die tägliche Bewölkung berücksichtigt, die zu einer Verminderung der Strahlungsenergie, die in die Berechnung der Verdunstung eingeht, führen kann.

Relative Luftfeuchte

Die relative Luftfeuchte [in %] wird ebenfalls zur Berechnung der Verdunstung benötigt. Sie muß als Meßwert für die Modellierung zur Verfügung stehen. Für die Regionalisierung wird aus der Lufttemperatur und der relativen Feuchte die absolute Feuchte berechnet, diese regionalisiert und dann wieder in die relative Feuchte zurückgerechnet.

Abflußmeßwerte

Die gemessenen Tagesmittel der Durchflüsse [in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] müssen zumindest für den Pegel am Gebietsauslaß vorliegen. Die Werte gehen zwar nicht direkt in die Modellrechnungen ein, sind aber für die Bewertung der Güte der Modellergebnisse und für eine Kalibrierung des Modells unabdingbar. Zusätzliche Abflußzeitreihen von im Einzugsgebiet liegenden Pegeln können Aufschluß über die Plausibilität der Modellergebnisse innerhalb des Untersuchungsgebiets geben. Liegen Meßwerte von Teileinzugsgebietspegeln vor, können damit die berechneten Abflüsse aus den Teileinzugsgebieten verifiziert werden um so zu einer größeren Modellsicherheit beizutragen.

2.3 Eingabedateien – Ausgabedateien

Sowohl die Eingabedateien, die die Parameter und Eingangsdaten für die Modellierung bereitstellen, wie auch die Ausgabedateien, in denen das Modellsystem die Ergebnisse speichert, werden in Form von ASCII-Dateien benötigt bzw. ausgegeben. Damit ist die problemlose Erstellung und Weiterverarbeitung der Modellergebnisse sichergestellt. Die Eingabedateien müssen in einem genau definierten Format vorliegen, das im folgenden beschrieben wird.

2.3.1 Eingabedateien

Die zeitlich statischen Gebietskennwerte und die zeitlich variablen Eingangsdaten müssen für die Modellierung in spezifischen ASCII-Dateien bereitgestellt werden. Für jeden zeitlich variablen Datensatz muß eine Parametertabelle, in der die Stationsbeschreibung steht und eine Datentabelle mit den eigentlichen Datenwerten angelegt werden. Außerdem muß eine Parametertabelle, in der die zeitlich statischen Gebietskennwerte für jede Hydrologisch Homogene Einheit abgelegt sind, erstellt werden. Weitere Parametertabellen werden für die diskreten Teilflächen und die Teileinzugsgebiete benötigt. Das Datenformat für die Parameter der zeitlich variablen Eingangsdaten muß dabei folgenden Richtlinien genau entsprechen. Die Beschreibung des Datenformats für die HRUs, die diskreten Teilflächen und die Teileinzugsgebiete ist in Abschnitt 3.1 beschrieben.

Parametertabelle

In den Parametertabellen sind die Kennwerte der Meßstationen, bzw. die Parameter der räumlichen Einheiten abgelegt. Folgende Formatrichtlinien müssen genau eingehalten werden:

1. Trennzeichen für die einzelnen Daten ist generell der Tabulator, Dezimaltrennzeichen der Punkt.
2. Der Beginn der Datei wird durch eine beliebige Anzahl (mindestens jedoch eine) von Kommentarzeilen eingeleitet. Diese Zeilen müssen mit einem "Hash"(#) begonnen werden. Hier kann der Anwender Kommentare zu den Daten unterbringen. Generell gilt: Kommentarzeilen werden vom Modell nicht berücksichtigt.
3. Es folgen die Parameter, mit je einer Zeile pro Station. Die Angaben müssen in der Reihenfolge: Stations-ID (eindeutige numerische Bezeichnung), Höhe ü.N.N., Rechtswert, Hochwert erfolgen.
4. Das Dateieinde wird wiederum durch eine, mit einem "Hash"(#) eingeleitete, Kommentarzeile beendet. Der Text nach dem Kommentarzeichen ist frei.

Zur Verdeutlichung ist in Abbildung 2.3 eine beispielhafte Parametertabelle für Klimastationen, die die Maximumtemperatur als Meßwerte zur Verfügung stellen, dargestellt.

Abbildung 2.3: *Beispielhafte Darstellung einer Parametertabelle, wie sie für das Modellsystem J2000 bereitgestellt werden muß. (Hier Parameter der Klimastationen, an denen die Maximumtemperatur als Meßwert vorliegt.)*

```
#av_tmax.par - Parameter der Klimastationen
#####
#STAT  Höhe  Rechtswert  Hochwert
#####
3366  199    173099.02   67782.2
3375  141    133492.36   36937.42
4412  418    166672.31   -19546.7
4426  386    115819.53   -56138.74
4428  1213   173896.57   -60085.04
#end of av_tmax.par
```

Datentabellen

Folgende Formatrichtlinien müssen bei der Erstellung der Datentabellen genau berücksichtigt werden:

1. Trennzeichen für die einzelnen Daten ist generell der Tabulator, Dezimaltrennzeichen der Punkt.
2. Der Beginn der Datei wird durch eine beliebige Anzahl (mindestens jedoch eine) von Kommentarzeilen eingeleitet. Diese Zeilen müssen mit einem "Hash"(#) begonnen werden. Hier kann der Anwender Kommentare zu den Daten unterbringen. Generell gilt: Kommentarzeilen werden vom Modell nicht berücksichtigt.
3. Die erste Zeile, die beim Einlesen der Datei berücksichtigt wird, ist die Beschreibung der Spalten. In dieser Zeile stehen die Bezeichner der Datumswerte (Jahr, Monat, Tag) und darauf folgend die numerischen Stationsbezeichnungen (IDs), die ihre Entsprechungen in den jeweiligen Parameterdateien haben.
4. Es folgen die Datenwerte in jeweils einer Zeile pro Zeitschritt in folgender Reihenfolge: Das Jahr (4 Zeichen), der Monat (1-2 Zeichen), der Tag (1-2 Zeichen) und dann die Datenwerte für die einzelnen Stationen.
5. Das Dateiende wird wiederum durch eine, mit einem "Hash"(#) eingeleitete, Kommentarzeile beendet. Der Text nach dem Kommentarzeichen ist frei.

Zur Verdeutlichung ist in Abbildung 2.4 ein Ausschnitt aus einer Datentabelle für die Maximumtemperatur, für die in Abbildung 2.3 gekennzeichneten Stationen, dargestellt.

Abbildung 2.4: *Beispielhafte Darstellung eines Ausschnitts einer Datentabelle, wie sie für das Modellsystem J2000 bereitgestellt werden muß. (Hier Datenwerte der Klimastationen, an denen die Maximumtemperatur als Meßwert vorliegt.)*

```

# Maximal Temperatur EZG-Hulde
# Tmax 5
#####
Jahr  Monat  Tag  3366  3375  4412  4426  4428
1980  1      1    1.6   2.4  -0.3  0.7  -5.6
1980  1      2    0.1  -0.5  -1.4  -1   -6.8
1980  1      3   -1.2  -0.6  -3.5  -2.5  -9
1980  1      4   -4.2  -2.6  -3.1  -4.8  -6.6
1980  1      5    0.8   1.5   0.6   1.1  -2.3
1980  1      6    2.3   3.6   2.3   2.6  -2.4
1980  1      7    1.9    3    1.1   2.2  -1.8
1980  1      8   -0.3   0.2   0.6   1    -3.1
1980  1      9   -2.8  -2.3   -2   -1.5  -5
1980  1     10   -3   -2.8  -3.8  -2.5  -7.8
1980  1     11  -4.1  -3.6   -6   -4.8  -10
1980  1     12  -8.1  -7.7  -9.9  -9.6  -9.7
1980  1     13  -7.1  -10.4 -10.4 -10.3 -5.3
1980  1     14  -4.6  -2.7   -3   -4.8  -3.2
1980  1     15  -5.8  -5.8   -6   -4.3  2.7
1980  1     16  -2.6  -2.8  -5.5  -5.2  -3.4
.
.
.
.
.
1990  12     23    5    4.7   5.1   4.3   1.2
1990  12     24    4.8   4.9   3.9   4.2  -0.8
1990  12     25    0.4    1   -0.3  -1.6  -4.7
1990  12     26    3.3   3.8   2.3   1.5  -3.2
1990  12     27    7.1   8.5   5.2   5.2  -1.3
1990  12     28    4.2   5.8   3.2   2.8  -2.7
1990  12     29    8.8   9.2   8.6   7.9   1.5
1990  12     30    11   13.2  10.9  11.2  4.6
1990  12     31    5.9   6.7    6    5.3  -0.2
#end of Tmax_Hulde.dat
    
```

2.3.2 Ausgabedateien

Die Datenausgabe der Modellergebnisse erfolgt generell in Form von ASCII-Dateien. Damit ist der problemlose Import der Modellergebnisse in andere Anwendungen (z.B. GIS, Tabellenkalkulation) sichergestellt. Der Anwender hat während der Modellierung die Wahl in welcher zeitlichen und räumlichen Auflösung er die Modellergebnisse ausgeben möchte. Die Möglichkeiten reichen von flächendifferenzierten Tageswerten bis hin zu langjährigen Mittelwerten für das Gesamtgebiet.

Datenaufbereitung

3.1 Räumliche Unterteilung des Einzugsgebietes

Bei der distributiven konzeptionellen Wasserhaushaltsmodellierung ist es notwendig, das zu untersuchende Einzugsgebiet räumlich zu gliedern. Es existieren hierzu mehrere Ansätze, die sich in verschiedenen Modellen bewährt haben und bereits in Kapitel 1, Abschnitt 1.3 beschrieben wurden.

Bei Betrachtung der dort dargestellten räumlichen Gliederungskonzepte zeigt sich, daß keine der angeführten Möglichkeiten für alle Schritte der makroskaligen Wasserhaushaltsmodellierung gleichermaßen ideal ist. Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Dynamik der einzelnen hydrologischen Prozesse, wurde für die möglichst effiziente Umsetzung des Modellkonzeptes des J2000 ein hybrider Ansatz gewählt, der unterschiedliche Prozessebenen auf unterschiedlichen Aggregationsniveaus betrachtet.

Bei dem für das J2000 gewählten hybriden Ansatz werden spezifische Fragestellungen und Prozessebenen (Regionalisierung, Abflußbildung und Abflußkonzentration) auf unterschiedlichen Aggregationsniveaus betrachtet. Insgesamt werden drei Aggregationsstufen (vgl. Abbildung 3.1) unterschieden:

1. Das erste Aggregationsniveau ist die Unterteilung des Gesamtgebietes in Hydrologisch Homogene Einheiten (HRUs), als räumliche Grundlage für die Be-

rechnung der Abflußbildung.

2. Aus dem ersten Aggregationsniveau entstehen durch Disaggregation der HRUs diskrete Teilflächen. Somit wird ein räumlich höher aufgelöstes Niveau mit eindeutigem Flächenbezug für die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten bereitgestellt.
3. Das dritte Aggregationsniveau wird durch Unterteilung des Gesamtgebietes in Teileinzugsgebiete geeigneter Größe für die Modellierung der Abflußkonzentration und der Fließvorgänge im Gerinne erzeugt.

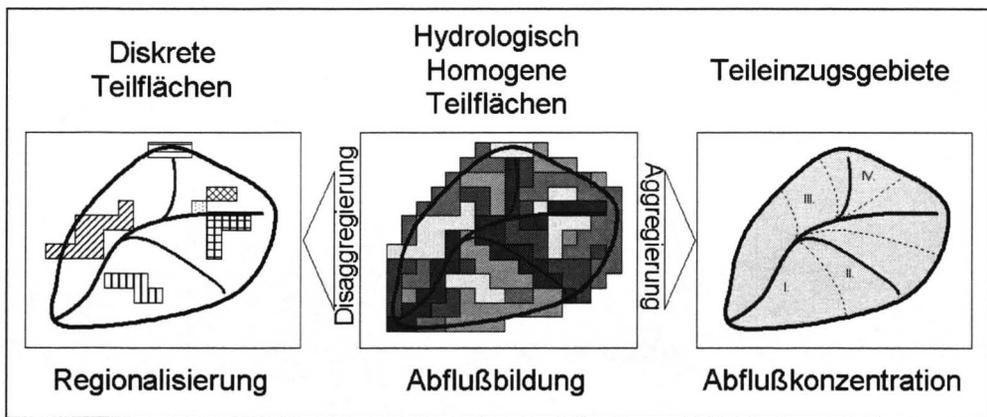


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung der drei Aggregationsniveaus des Modellsystems J2000 und der damit verknüpften Prozessebenen.

Diese drei in das Modellsystem J2000 integrierten Aggregationsniveaus und ihre Verbindung untereinander sind beispielhaft in Abbildung 3.1 dargestellt. Diese Abbildung zeigt in der Mitte die Hydrologisch Homogenen Einheiten (HRUs). Durch Disaggregation dieser Einheiten werden aus ihnen die diskreten Teilflächen erzeugt. In der Abbildung entstehen aus der hell dargestellten HRU sechs unterschiedliche diskrete Teilflächen. Auf der rechten Seite ist das dritte Aggregationsniveau, die Teileinzugsgebiete, dargestellt. Diese drei Aggregationsniveaus werden im folgenden einzeln beschrieben.

3.1.1 Die Hydrologisch Homogenen Einheiten

Die Hydrologisch Homogenen Einheiten (HRUs - Hydrological Response Units, LEAVESLEY ET AL., 1983), die als räumliche Grundlage für die Modellierung der an

der Abflußbildung beteiligten Prozesse dienen, werden durch sukzessives Überlagern einzelner Datengrundlagen in einem Geoinformationssystem erzeugt. Zu diesem Zweck muß vorab entschieden werden, welche Parameter überhaupt Einfluß auf die Abflußbildung haben und wie groß in etwa dieser Einfluß ist. Auf Grund dieser Überlegungen können die Ausprägungen einzelner Datengrundlagen, bevor sie zur Ausweisung der HRUs herangezogen werden, noch in geeignete Klassen zusammengefaßt werden. Damit kann die Anzahl der entstehenden HRUs begrenzt werden. Die Klassenbildung ist für nahezu alle Datengrundlagen frei, lediglich die Klassierung der Landnutzungstypen ist vom Modell mit 11 verschiedenen Klassen fest vorgegeben. Es ist zu bemerken, daß das Modellsystem J2000 generell keine Begrenzung der Anzahl der HRUs kennt, wie sie in anderen Modellen auftritt (z.B. PRMS). Die Rechendauer während der Modellierung ist aber, auf Grund der Modellkonzeption, in hohem Maße von der Anzahl der HRUs abhängig. Es ist daher im Einzelfall zu entscheiden, ob und wie stark bestimmte Daten im Vorfeld aggregiert werden, um zu einer geeigneten, die Heterogenität des Untersuchungsgebietes hinreichend genau wiedergebenden, Anzahl der entstehenden HRUs zu gelangen. Die Ausweisung der HRUs erfolgt auf Grundlage der zeitlich statischen Gebietskennwerte, die bereits in Kapitel 2 dargestellt wurden. Aufgrund der Übersichtlichkeit sollen sie hier noch einmal genannt und außerdem ihr zu erwartender Einfluß, wie er sich aus der Modellkonzeption des J2000 ergibt, kurz diskutiert werden.

Geländehöhe: Die Geländehöhe (in Metern) wird aus einem digitalen Höhenmodell (DHM) des Untersuchungsgebietes ermittelt. Sie hat Einfluß bei der Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten (Höheneffekt) und auf den Jahresgang der Vegetationsentwicklung (vgl. Abschnitt 3.2). Der Einfluß der Geländehöhe auf die Modellergebnisse ist verhältnismäßig unsensitiv. Dadurch ist eine Vorabklassierung, z.B. in äquidistante Höhenzonen mit Spannweiten von 50 - 100 m, möglich.

Exposition: Die Exposition (in Grad von Nord) wird durch geeignete GIS-Routinen aus dem DHM des Untersuchungsgebietes abgeleitet. Sie hat Einfluß auf die Höhe der potentiellen Verdunstung als Bestandteil einer Korrekturfunktion nach GOLF (1981), die die abweichenden Verdunstungswerte von geneigten Flächen im Gegensatz zu ebenen Standorten berücksichtigt. Auch dieser Parameter ist eher unsensitiv, wodurch eine Vorabklassierung in 2 bis 4 Klasse vertretbar erscheint.

Hangneigung: Wie die Exposition, wird die Hangneigung (in Grad) durch GIS-Routinen aus dem DHM abgeleitet. Da sie der zweite Parameter der Korrekturfunktion nach GOLF (1981) ist, hat sie unter anderem Einfluß auf die Höhe der potentiellen Verdunstung. Weiter ist die Hangneigung ein wichtiges Kriterium bei der Separierung des Gesamtabflusses in seine Komponenten. Sie

ist außerdem ein Kriterium bei der Frage, ob und wieviel als Muldenrückhalt an der Oberfläche gespeichertes Wasser in Form von Direktabfluß in das Gerinne gelangt. Die Frage, ob eine Vorabklassierung durchgeführt und wieviele Klassen dabei berücksichtigt werden sollten, kann nicht pauschal beantwortet werden. Sie sollte vielmehr unter Berücksichtigung der Heterogenität des Untersuchungsgebietes und der Qualität des eingesetzten DHM im Einzelfall entschieden werden.

Landnutzungsart: Die Anzahl der Landnutzungsklassen ist vom J2000 mit 11 Klassen vorgegeben. Damit erübrigt sich die Frage der Vorabklassierung. Die Ausprägung der Landnutzung ist entscheidend bei der Berechnung der potentiellen, wie auch der aktuellen Bestandesverdunstung. Im Bereich von versiegelten Flächen ist die Landnutzung der Parameter, der den größten Einfluß auf die Separierung der Abflußkomponenten hat, da auf diesen Flächen ein großer Anteil des Niederschlages als Oberflächenabfluß zum Gesamtabfluß beiträgt. Schließlich ist die Ausprägung der Landnutzung der wichtigste Parameter für die Berechnung der Interzeption.

Bodentypen: Die Bodentypen werden im J2000 anhand der Legendeneinheiten von Bodenübersichtskarten unterschieden. In der derzeitigen Modellversion werden hierzu die 71 Legendeneinheiten der Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000 (BÜK 1000; BGR, 1996) berücksichtigt. Die Parametrisierung erfolgt über eine entsprechende Relate-Tabelle, die im Anhang A dieser Arbeit dargestellt ist. Da die Bodentypen der Bodenübersichtskartierungen schon stark generalisiert sind, sollte von einer weitergehenden Klassierung abgesehen werden. Generell ist der Einsatz von detaillierteren Bodeninformation im J2000 problemlos möglich. Eine entsprechende Anpassung der Relate-Tabelle ist leicht durchführbar. Ob der Einsatz von genaueren Bodendaten eine Verbesserung der Modellergebnisse erbringen kann, konnte mangels Verfügbarkeit nicht überprüft werden. Dies ist aber sehr wahrscheinlich, da die Bodenparameter einen großen Einfluß während der Modellierung der Abflußbildung und -konzentration haben.

Hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes: Die Unterscheidung der hydrogeologischen Ausprägung des Untergrundes erfolgt anhand der Lithofazies-einheiten der KARTE DER HYDROGEOLOGISCHEN EINHEITEN DER DDR 1:750 000 (EYRICH, 1985). Dort werden 16 verschiedene Einheiten ausgliedert, die dann während der Modellinitialisierung jeweils einem von vier möglichen Grundwasserspeichern zugeordnet werden müssen. Die hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes hat Einfluß auf die Grundwasserneubildung und die Konzentrationszeiten des Basisabflusses.

Teileinzugsgebiete: Schließlich sind die Teileinzugsgebiete noch ein Kriterium für die HRU-Ausweisung. Dies ist notwendig, da die Abflußkonzentration der flächendifferenziert modellierten Abflußbildungskomponenten auf Basis der Teileinzugsgebiete berechnet wird. Die Anzahl und Größe der ausgewiesenen Teileinzugsgebiete liegt im Ermessen des Anwenders. Liegen Meßwerte von Pegeln, die innerhalb des Untersuchungsgebietes liegen, vor sollten unbedingt pegelbezogene Einzugsgebiete für die Modellierung ausgewiesen werden, da der Vergleich dieser Meßwerte mit den simulierten Abflußdaten sehr aussagekräftig hinsichtlich der Qualität der Modellergebnisse ist.

Die Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten

Mit den oben angeführten und bereits beispielhaft in Abbildung 2.2 dargestellten statischen Gebietsparametern erfolgt die Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten. Der Ausweisung geht eine Klassifizierung bestimmter Datensätze voraus, um die Zahl der entstehenden Einheiten nicht zu groß werden zu lassen. Welche Datensätze dies sind, sowie die Anzahl der Klassen bzw. ihre Spannweite, ist dabei von der Fragestellung und der Heterogenität des Untersuchungsgebietes einerseits und vom Einfluß der spezifischen Parameter auf die Abflußbildung andererseits abhängig. Ansatzweise wurde diese Fragestellung bereits im vorangegangenen Abschnitt diskutiert, detaillierte Ausführungen für spezifische Untersuchungsgebiete finden sich im Teil II dieser Arbeit. Generell kann aber gesagt werden, daß beispielsweise die Verteilung der Hangneigung differenzierter als die Verteilung der Exposition betrachtet werden sollte, da die Neigung der Flächen nach BEVEN ET AL. (1995) einen größeren Einfluß auf die Bildung des Gesamtabflusses und die Verhältnisse der einzelnen Abflußkomponenten hat als die Exposition. Dies gilt auch für das Modellkonzept des J2000Auch sollte beachtet werden, daß von vornherein schon stark aggregierte und generalisierte Daten, wie z.B. die Bodentypen aus Übersichtskartierungen, nicht weiter aggregiert, sondern direkt zur Ausweisung herangezogen werden sollten. Andere Parameter, wie z.B. die Landnutzung oder die hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes, sind vom Modellsystem vorgegeben, stärker differenzierte Eingangsdaten müssen an diese Klassierung angepaßt werden.

Die Hydrologisch Homogenen Einheiten werden durch Überlagern der einzelnen Datenlayer in einem GIS erzeugt. Dabei entstehen mehr oder weniger stark über die Fläche gestreute Rasterzellen mit jeweils gleichem Parametersatz. Die linke Seite der Abbildung 3.2 zeigt beispielhaft eine solche Einheit. Wie deutlich zu erkennen ist besitzt diese Fläche keinen eindeutigen Raumbezug, wie er beispielsweise für die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten benötigt wird. Vielmehr sind die einzelnen Pixel, aus denen sich die Einheit zusammensetzt, über die Fläche verteilt. Zur Herstellung des Raumbezugs könnte nun behelfsweise der Schwerpunkt der Flä-

che gewählt werden. Da aber die Streuung der einzelnen Zellen der Einheit über das Gebiet beträchtlich sein kann, ist eine weitere Disaggregation zu in sich geschlossenen diskreten Teilflächen notwendig. Diese sind auf der rechten Seite der Abbildung 3.2 dargestellt.

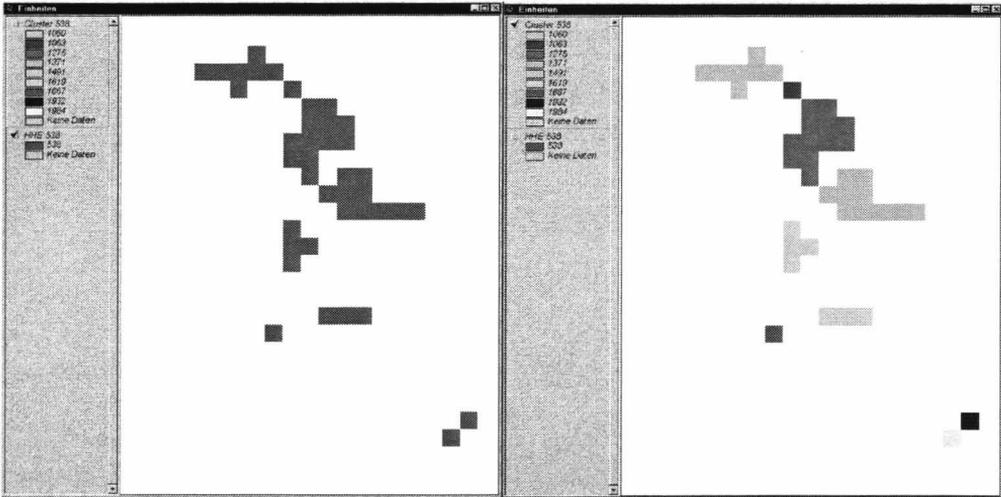


Abbildung 3.2: *Beispielhafte Darstellung einer Hydrologisch Homogenen Einheit und der daraus resultierenden diskreten Teilflächen.*

Für jede aus der Ausweisung hervorgegangene HRU ergibt sich ein spezifischer Parametersatz. Die Parameter aller HRUs müssen in einer Parametertabelle zusammengefaßt werden, die dann vom Modellsystem während der Initialisierung eingelesen wird. Das Format dieser Tabelle folgt den Richtlinien, die bereits bei den Eingabedateien beschrieben wurden. Die Spaltenpositionen der einzelnen Parameter in dieser Tabelle, sind der Tabelle 3.1 zu entnehmen. Bei der Bestimmung der Parameter, der einzelnen HRUs, wird für die zuvor klassierten Werte das arithmetische Mittel der tatsächlichen Werte der einzelnen Zellen, aus denen sich die Einheit zusammensetzt, berechnet und dieser der Einheit zugewiesen. Als Beispiel dafür mag die in Abbildung 3.2 (links) dargestellte Einheit dienen. Diese Einheit setzt sich aus insgesamt 40 einzelnen Rasterzellen zusammen, die den jeweils gleichen Parametersatz haben. Da aber für die Ausweisung beispielsweise die Geländehöhe in 100 m Klassen zusammengefaßt wurde, können die einzelnen Rasterzellen 40 verschiedene Höhenwerte besitzen, die innerhalb einer Klasse liegen. Das arithmetische Mittel dieser 40 Höhenwerte ergibt dann die mittlere Höhe für die Einheit. Nach der Ausweisung der HRUs besitzt jede einzelne einen unterschiedlichen Parametersatz, auf dessen Basis dann die weitere Modellierung erfolgt. Für die in Abbildung 3.2 dargestellte Einheit ergibt sich nach der Ausweisung der in Tabelle 3.1 beispielhaft dargestellte Parame-

Tabelle 3.1: *Beispielhafter Parametersatz einer Hydrologisch Homogenen Einheit.*

Spalte	Parameter	Wert	Beschreibung	Einheit
1	ID	534	Flächenidentifikation	[-]
2	Fläche	2.25	Gesamtfläche	[km ²]
3	Höhe	235.22	mittlere Höhe ü.NN.	[m]
4	Hangneigung	1.461	mittlere Hangneigung	[Grad]
5	Exposition	175	Exposition von Nord	[Grad]
6	Landnutzung	7	hier: Ackerland	[-]
7	HydroGeo	16	hier: Metamorphite	[-]
8	Bodentyp	11	Legendeneinheit nach der BÜK 1000	[-]
9	Subbas	19	ID des Teileinzugsgebietes	[-]

tersatz.

Während der Modellinitialisierung werden weitere Parameter durch Verknüpfung der HRU-Tabelle mit entsprechenden Relate-Tabellen abgeleitet. In der derzeitigen Modellversion gibt es spezifische Relate-Tabellen für die Bodenparameter (vgl. Anhang A) und die Parameter der Landnutzungseinheiten (vgl. Tabelle 3.5).

3.1.2 Die diskreten Teilflächen

Die diskreten Teilflächen werden durch Disaggregation aus den Hydrologisch Homogenen Einheiten erzeugt. Zu diesem Zweck sind in den auf dem Markt befindlichen GI-Systemen entsprechende Werkzeuge implementiert und dokumentiert. Je nach GIS kann dies durch die Umwandlung der HRUs in Polygone oder durch Clusteranalysetechniken erfolgen. Die rechte Seite der Abbildung 3.2 zeigt die aus der linken Hydrologisch Homogenen Einheit hervorgegangenen neun diskreten Teilflächen. Durch die Berechnung des Mittelpunktes jeder dieser Flächen ist ein eindeutiger Raumbezug gegeben. Für die weitere Arbeit mit diesen Flächen müssen die beschreibenden Parameter für jede Fläche bestimmt und in einer entsprechenden Parametertabelle für das Modell aufbereitet werden. Im einzelnen sind dies: Die Flächen-ID (1), die ID der HRU aus der sie hervorgegangen ist (2), der Rechtswert (3), der Hochwert (4), ihre Höhe ü.NN (5) und ihre Fläche in km² (6). Das Format der Parametertabelle muß dabei den, in Abschnitt 2.3.1 beschriebenen, Richtlinien entsprechen, wobei die Zahlen in Klammern den Spaltenpositionen der Werte entspricht.

3.1.3 Die Teileinzugsgebiete

Das dritte Aggregationsniveau, die Teileinzugsgebiete, wird mit entsprechenden GIS-Routinen aus dem DHM erzeugt oder aber von entsprechenden thematischen Karten abdigitalisiert. Auf Grundlage dieses Aggregationsniveaus erfolgt die Berechnung der Abflußkonzentration und der Fließvorgänge im Gerinne. Es liegt in der Verantwortung des Anwenders, die Anzahl und Größe der Teileinzugsgebiete den Modellanforderungen entsprechend festzulegen. Die Beschreibung der Teileinzugsgebiete erfolgt wieder in einer Parametertabelle, die nach den bereits formulierten Richtlinien formatiert sein muß. In dieser Tabelle müssen folgende Kennwerte abgelegt werden: Eine numerische Identifikationsnummer (1), die Fläche in km^2 (2) des Teileinzugsgebietes selber, die Länge des Hauptvorfluters in km (3), die Fläche des Gebietes zuzüglich der oberliegenden Gebiete (4) und ein einzugsgebietspezifischer Konzentrationskoeffizient (5) sowie das Gefälle des Hauptvorfluters in Promille (6). Zusätzlich muß für jedes Teileinzugsgebiet der Index des Gebietes, in das es mündet, angegeben werden (7). Aufgrund dieser Zuordnung wird dann während der Modellierung die Speicherkaskade zur Nachbildung der Fließvorgänge im Gerinne aufgebaut. Stehen Pegelmeßwerte aus Teileinzugsgebieten zur Verfügung, ist es für die Modellvalidierung hilfreich, entsprechende pegelbezogene Einzugsgebiete auszuweisen, um die Modellqualität auch innerhalb des Untersuchungsgebietes überprüfen zu können.

3.2 Regionalisierung der Klima- und Niederschlagsdaten

Bei der makroskaligen Wasserhaushaltsmodellierung kommt der Regionalisierung punktuell vorliegender Eingangsdaten, eine nicht zu unterschätzende Bedeutung zu. Hierfür sind mehrere Randbedingungen verantwortlich. Zum ersten sind dies die Verfügbarkeit und Beschaffbarkeit der Eingangsdaten selber. Die Kosten und der Aufwand für die Datenbeschaffung, für Untersuchungsgebiete mit mehreren 1000 km^2 Fläche, erlaubt nur die Berücksichtigung einer begrenzten Anzahl von Meßstationen im Gebiet. Werden beispielsweise Niederschlagsdaten aus dem synoptischen Meßnetz des DWD als Eingabedaten herangezogen, hat das zur Folge, daß nur eine Station für eine Fläche von ca. 100 km^2 zur Verfügung steht, bei den Klimawerten sind es gar ca. 1000 km^2 pro Station.

Ein zweiter Punkt ist der oft hohe Generalisierungsgrad der zeitlich statischen Eingangsdaten. Auch hier können, aufgrund der Größe der Untersuchungsgebiete, aus Aufwands- und Kostengründen lediglich Übersichtskarten bzw. relative grob aufgelöste digitale Daten eingesetzt werden. Dies wiederum hat zur Folge, daß auf Grund fehlender oder stark unsicherer Parameter oft vereinfachende, physikalisch weniger

detaillierte Verfahren bei der Modellierung eingesetzt werden müssen. Diese einschränkenden Faktoren führen bei der makroskaligen Modellierung zu einer relativ hohen systemimmanenten Modellunsicherheit, die nicht zusätzlich, durch zu stark vereinfachende Regionalisierungsverfahren, erhöht werden sollte.

Zuletzt ist zu bedenken, daß bei der makroskaligen Modellierung horizontale räumliche Variabilitäten der Eingangsdaten, wie zum Beispiel die Prägung des Klimas der Bundesrepublik Deutschland von eher maritimen Bedingungen im Westen zu stärker kontinentalen Bedingungen in Richtung Osten, zum Tragen kommen, die bei mikroskaligen Modellierungen von eher untergeordneter Bedeutung sind. Auch die vertikalen Variabilitäten können bei der makroskaligen Modellierung, gerade in Mittelgebirgsräumen, von großer Bedeutung sein und beträchtliche Spannweiten aufweisen. Aus den oben angeführten Gründen wurde ein Verfahrensgang zur Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten für das J2000 entwickelt, mit dem sowohl horizontale, als auch vertikale Variabilitäten einzelner Parameter berücksichtigt werden können. Dieser wird im folgenden beschrieben.

3.2.1 Verfahrensgang

Der allgemeine Verfahrensgang bei der Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten läßt sich in folgende Schritte aufteilen:

1. Berechnung einer linearen Regression zwischen den täglichen Stationsmeßwerten und den Stationshöhen. Dabei wird das Bestimmtheitsmaß (r^2) und die Steigung der Regressionsgeraden (b_H) dieser Beziehung berechnet.
2. Bestimmung der n Meßstationen, die der jeweiligen diskreten Teilfläche am nächsten liegen. Die Zahl n , die während der Parametrisierung des Modells angegeben werden muß, ist von der Dichte des Stationsmeßnetzes und der Lage der einzelnen Stationen abhängig.
3. Mit einem Inverse-Distance-Weighted Verfahren (IDW) werden die Wichtungen der n Stationen in Abhängigkeit von ihrer Entfernung für jede diskrete Teilfläche bestimmt. Durch das IDW-Verfahren wird die horizontale Variabilität der Stationsdaten, entsprechend ihrer Lage im Raum, berücksichtigt.
4. Berechnung des Datenwertes für jede diskrete Teilfläche mit den Gewichten aus Punkt 3 und einer optionalen Höhenkorrektur, zur Berücksichtigung der vertikalen Variabilität. (Die Höhenkorrektur wird nur dann durchgeführt, wenn das unter 1. berechnete Bestimmtheitsmaß einen, vom Anwender anzugebenden, Grenzwert übersteigt.)

5. Berechnung des Datenwertes für jede Hydrologisch Homogene Einheit als flächengewichteter Mittelwert der entsprechenden diskreten Teilflächen.

Die oben angeführten Punkte erfolgen für alle Datensätze nach dem jeweils gleichen Berechnungsvorschriften, die im Folgenden detailliert dargestellt werden. Spezifische datenabhängige Abweichungen bei den Berechnungs- und Korrekturschritten werden weiter unten für jeden Datensatz einzeln aufgezeigt.

Berechnung der linearen Regression

Niederschlags- und Temperaturdaten können einen ausgeprägten Höheneffekt aufweisen, der für die Regionalisierung hilfreich sein kann. Dies gilt eingeschränkt auch für die relative Feuchte und die Windgeschwindigkeiten. Es ist allerdings zu beachten, daß nur bei Betrachtung von Jahres- oder Monatsmittelwerten ein eindeutiger, stabiler Zusammenhang zwischen der Stationshöhe und den Meßwerten besteht. In vielen hydrologischen Modellen wird ein statischer Korrekturparameter (beispielsweise -0.65°C pro 100 m Höhendifferenz bei der Temperatur) zur Regionalisierung der Meßwerte herangezogen. Werden allerdings einzelne Tageswerte betrachtet, zeigt sich, daß dieser Höheneffekt weder dauerhaft vorhanden ist, noch daß er einen in etwa gleich großen Gradienten aufweist. Hier können sich, je nach Wetterlage, ganz unterschiedliche Zusammenhänge zwischen der Höhe und den Meßwerten ergeben. An einzelnen Tagen kann es vorkommen, daß entgegen der Ausprägung der langjährigen Mittelwerte keinerlei Beziehung zwischen Stationshöhe und Datenwerten auftritt oder, daß der Gradient um ein deutliches von einem vermeintlich konstanten Korrekturfaktor abweicht oder gar die Richtung ändert. Als Beispiele seien hier nur etwa Inversionswetterlagen, bei denen die Temperatur mit der Höhe zunimmt oder konvektive Starkniederschläge, die eine enge lokale Begrenzung aufweisen können, genannt. Zur Verdeutlichung sind die Beziehungen von Niederschlägen zur jeweiligen Stationshöhe für verschiedene Einzeltage und für das 9-Jahresmittel für 80 Niederschlagsstationen in Abbildung 3.3 dargestellt.

Aus dieser Abbildung (links oben) ist die enge Beziehung zwischen Niederschlägen und Höhe bei Betrachtung der 9-jährigen Mittelwerte deutlich zu erkennen. Weiter ist zu erkennen, daß sich dieser vermeintlich enge Zusammenhang bei Betrachtung von Tageswerten ganz anders darstellen kann. In der Abbildung sind drei mögliche Fälle dargestellt. Es können sehr deutliche positive Höhenabhängigkeiten (Abbildung 3.3, rechts oben) auftreten, die typisch für advective großräumige Niederschlagsereignisse sind. Allerdings ist die Steigung der Regressionsgeraden an diesem Tag um ein deutliches höher als die der langjährigen Mittelwerte. Die Höhenabhängigkeit kann sich bei konvektiven, kleinräumigen Niederschlagsereignissen aber auch umkehren (Abbildung 3.3, rechts unten) und schließlich kann ein Gebiet unabhängig

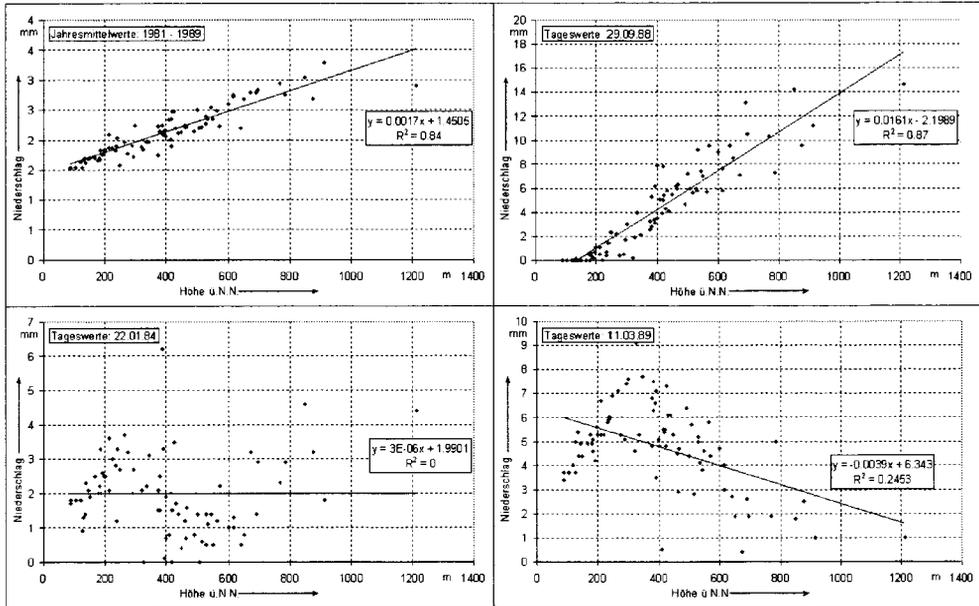


Abbildung 3.3: Niederschläge in Abhängigkeit von der Höhe für 80 Stationen im Einzugsgebiet der Mulde als langjährige Mittelwerte und an verschiedenen Tagen.

von der Höhe gleichmäßig überregnet werden (Abbildung 3.3, links unten). Die hier exemplarisch für den Niederschlag gezeigten unterschiedlichen Ausprägungen des Höheneffektes treten auch bei anderen Parametern auf. In KRAUSE (2000) ist dies beispielsweise für die Lufttemperatur dargestellt.

Aus diesen Gründen wird im J2000 die Höhenkorrektur nicht mit einem statischen Korrekturwert, wie er vielfach in Konzeptmodellen zum Einsatz kommt, durchgeführt. Vielmehr erfolgt die Höhenkorrektur mit einer täglich neu berechneten Korrekturgleichung. Zu diesem Zweck wird in J2000 eine tägliche Regression zwischen den Meßwerten und den jeweiligen Stationshöhen berechnet und daraus ein Höhenkorrekturwert abgeleitet. Außerdem wird aufgrund des Bestimmtheitsmaßes der Regressionsbeziehung entschieden, ob überhaupt eine Höhenkorrektur durchgeführt werden soll oder nicht. Wird angenommen, daß der Meßwert (MW) linear abhängig von der Höhe (H) ist, ergibt sich folgende Regressionsgleichung:

$$MW = a_H + b_H \cdot H \quad (3.1)$$

die Unbekannten a_H und b_H werden mit der Gaußschen Methode der kleinsten Qua-

drate bestimmt:

$$b_H = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H}) (MW_i - \overline{MW})}{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2} \quad (3.2)$$

$$a_H = \overline{MW} - b_H \cdot \bar{H} \quad (3.3)$$

Der Korrelationskoeffizient der Regression berechnet sich nach:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H}) (MW_i - \overline{MW})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (MW_i - \overline{MW})^2}} \quad (3.4)$$

Mit der Steigung der Regressionsgeraden (b_H) werden die Meßwerte bei einem Bestimmtheitsmaß (= r^2), das einen bestimmten vom Anwender festzulegenden Grenzwert überschreitet, höhenkorrigiert. Die optionalen Höhenkorrektur erfolgt in diesem Fall nach der weiter unten dargestellten Gleichung 3.8.

Bestimmung der Stationen und ihrer Gewichte

Für jeden Datensatz muß im Vorfeld bestimmt werden, wieviele Stationen (= n) zur Regionalisierung herangezogen werden sollen. Weiter ist ein Wichtungsfaktor ($pIDW$) anzugeben. Anhand der Rechts- und Hochwerte aller Stationen und der Koordinaten der betreffenden diskreten Teilfläche werden die n -nächsten Stationen nach folgender Berechnungsvorschrift bestimmt. Der erste Schritt ist die Berechnung der Entfernung ($Dist(i)$) jeder Stationen zur betrachteten Fläche nach:

$$Dist(i) = \sqrt{(RW_{stat(i)} - RW_{DF})^2 + (HW_{stat(i)} - HW_{DF})^2} \quad [\text{m}] \quad (3.5)$$

mit: RW : Rechtswert der Station $i \dots n$, bzw. der diskreten Teilfläche (DF)
 HW : Hochwert der Station $i \dots n$, bzw. der diskreten Teilfläche (DF)

Aus den so ermittelten Entfernungen werden die n Stationen mit den geringsten Entfernungen zur jeweiligen diskreten Teilfläche für die weiteren Berechnungen herangezogen. Die Entfernungen dieser Stationen werden durch Potenzierung mit dem Wichtungsfaktor $pIDW$ zu gewichteten Entfernungen ($wDist(i)$) umgerechnet. Mit diesem Wichtungsfaktor kann der Einfluß von naheliegenden Stationen verstärkt und der von weiter entfernt liegenden abgeschwächt werden. Gute Ergebnisse werden mit Werten von 2 oder 3 für $pIDW$ erzielt.

Bestimmung der Stationsgewichte

Die Gewichte ($W(i)$), mit denen die einzelnen Stationswerte, der vorher bestimmten n Stationen, in die Berechnung des Flächenwertes eingehen, werden mit einem Inverse-Distance-Weighted (IDW) Verfahren aus den gewichteten Entfernungen ($wDist(i)$) der Stationen zur betrachteten Fläche berechnet. Diesem Verfahren liegt der Gedanke zugrunde, daß der Meßwert an näher liegenden Stationen eine höhere Relevanz besitzt als der von weiter entfernt liegenden. Die Berechnung erfolgt nach:

$$W(i) = \frac{\left(\frac{\sum_{i=1}^n wDist(i)}{wDist(i)} \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\sum_{i=1}^n wDist(i)}{wDist(i)} \right)} \quad [-] \quad (3.6)$$

Berechnung des flächenhaften Datenwertes

Mit den Gewichten ($W(i)$) aus Gleichung 3.6 wird der flächenhafte Datenwert jeder diskreten Teilfläche (DW_{DF}) aus den punktuellen Meßwerten ($MW(1..n)$) der Stationen interpoliert. Die Berechnung ohne die optionale Höhenkorrektur erfolgt nach:

$$DW_{DF} = \sum_{i=1}^n MW(i) \cdot W(i) \quad (3.7)$$

Bei Datenwerten, die bekanntermaßen einen Höheneffekt aufweisen, werden die Meßwerte bei genügend enger Regressionsbeziehung (r^2 größer als ein vom Anwender anzugebender Grenzwert) noch zusätzlich höhenkorrigiert. Die Berechnung erfolgt dann nach:

$$DW_{DF} = \sum_{i=1}^n \left((\Delta H(i) \cdot b_H + MW(i)) \cdot W(i) \right) \quad (3.8)$$

mit: $\Delta H(i)$: Höhendifferenz zwischen der Station i und der diskreten Teilfläche

b_H : Steigung der Regressionsgerade (Gleichung 3.2)

3.2.2 Spezielle Korrektur- und Berechnungsverfahren für die einzelnen Datensätze

Niederschlag

Niederschlagsmessungen sind teilweise mit hohen Fehlern behaftet, die einerseits gerätebedingt, andererseits auf die Aufstellung des Meßgerätes zurückzuführen sind

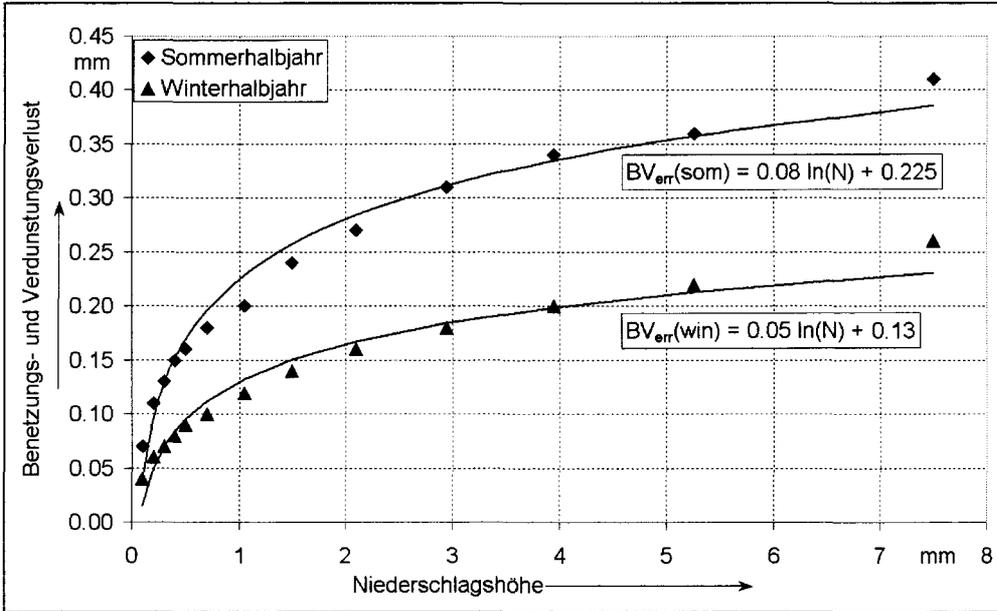


Abbildung 3.4: Benetzungs- und Verdunstungsverluste von Hellmann-Niederschlagsmessern für das Sommer- und Winterhalbjahr in Abhängigkeit des Tageswertes der Niederschlagshöhe (nach RICHTER, 1995) und die daran approximierten Funktionen.

Korrektur des Windfehlers nach SEVRUK (1989)

Von weitaus größerer Bedeutung als der Benetzungs- und Verdunstungsverlust ist der durch Winddrift implizierte Fehler der Niederschlagsmessung. Dieser liegt bei Regenniederschlägen nach RICHTER (1985) zwischen 0 und 64 % je nach Lage der Station und kann bei Schneeniederschlägen zwischen 8 und mehr als 110 % der Tagesmeßwerte betragen. Die Korrektur dieses Fehlers erfolgt beim J2000 wahlweise mit einem von zwei Verfahren. Die erste Möglichkeit ist die Berechnung eines multiplikativen Korrekturfaktors ($K_{S_{Wind}}$), nach dem Verfahren von SEVRUK (1989), mit dem der Tageswert des Niederschlages in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur korrigiert wird. Da mit den Korrekturgleichungen nach SEVRUK (1989) deutlich höhere Korrekturwerte für Schneeniederschläge als für Niederschläge in flüssiger Form berechnet werden, muß sichergestellt sein, daß es sich in diesem Fall bei dem zu korrigierenden Niederschlag auch tatsächlich mehrheitlich um Schnee handelt. Zu diesem Zweck kann im J2000 bestimmt werden, welcher Temperaturwert (T_{corr}) für die Korrekturgleichungen herangezogen werden soll. Es besteht die Wahl zwischen der Minimumtemperatur, der mittleren Tagestemperatur, dem Mittelwert aus diesen beiden Temperaturen (1. Quartil), der Maximumtem-

peratur und dem Mittel aus Maximal- und Mittelwert der Temperaturen (3. Quartil). Der Korrekturwert für den Windfehler berechnet sich nach folgenden Gleichungen:

$$\begin{aligned}
 KS_{Wind} &= 1 + 0.550 \cdot v^{1.4} & \text{für} & \quad T_{corr} < -27^\circ\text{C} \\
 KS_{Wind} &= 1 + 0.280 \cdot v^{1.3} & \text{für} & \quad -27^\circ\text{C} \leq T_{corr} < -8^\circ\text{C} \\
 KS_{Wind} &= 1 + 0.150 \cdot v^{1.18} & \text{für} & \quad -8^\circ\text{C} \leq T_{corr} < T_{crit} \\
 KS_{Wind} &= 1 + 0.015 \cdot v & \text{für} & \quad T_{corr} > T_{crit}
 \end{aligned} \tag{3.10}$$

mit: v : Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe [m s⁻¹]
 T_{corr} : Vom Anwender gewählter Wert der Tagestemperatur [°C]
 T_{crit} : Lufttemperatur unterhalb deren mehrheitlich mit [°C]
 Schneeniederschlag zu rechnen ist.

In Abbildung 3.5 ist die Ausprägung des multiplikativen Korrekturfaktors in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Temperaturbereiche dargestellt. Aus dieser Abbildung geht der große Einfluß der Windgeschwindigkeit auf den Korrekturbetrag, insbesondere bei Schneeniederschlägen, hervor. Die untere Korrekturfunktion (mit \times gekennzeichnet) entspricht der Windkorrektur für Niederschläge in Form von Regen, die drei anderen Funktionen dienen der Windkorrektur für Niederschläge in fester Form. Mit abnehmender Temperatur werden die Korrekturgrößen deutlich höher. Hier werden bei höheren Windgeschwindigkeiten (ab etwa 4 ms⁻¹) Korrekturwerte von über 100 % bis zu mehr als 500 % erreicht.

Mit dem Temperaturwert T_{crit} kann sichergestellt werden, daß der korrigierte Niederschlag auch tatsächlich mit einer hohen Wahrscheinlichkeit als Schnee gefallen ist. Die Wahrscheinlichkeit, daß dieses zutrifft liegt bei ca. 98 % für $T_{crit} = -1^\circ\text{C}$, für $T_{crit} = 0^\circ\text{C}$ dagegen bei nur etwa 90 % (RUDELL ET AL., 1990). Der Vergleich der korrigierten Niederschlagswerte, die mit $T_{crit} = 0^\circ\text{C}$ einerseits und $T_{crit} = -1^\circ\text{C}$ andererseits berechnet wurden, zeigt vor allem in höheren Stationslagen deutliche Abweichungen. Diese relativen Abweichungen der -1° -Werte von den 0° -Werten für die 9-Jahressumme von 80 Niederschlagsstationen in Abhängigkeit von der Stationshöhe sind beispielhaft in Abbildung 3.6 dargestellt.

Da die Windgeschwindigkeit und die mittlere Tagestemperatur im allgemeinen nicht als Meßwerte für jede Niederschlagsstation vorliegen, werden sie anhand des oben beschriebenen Interpolationsverfahrens aus den Werten benachbarter Klimastationen approximiert. Mit den Werten aus den Gleichungen 3.9 und 3.10 erfolgt die Korrektur der Meßwerte des gemessenen Niederschlages (P_m) dann nach:

$$P_{Korr} = P_m \cdot KS_{Wind} + BV_{Som}, BV_{Win} \quad [\text{mm}] \tag{3.11}$$

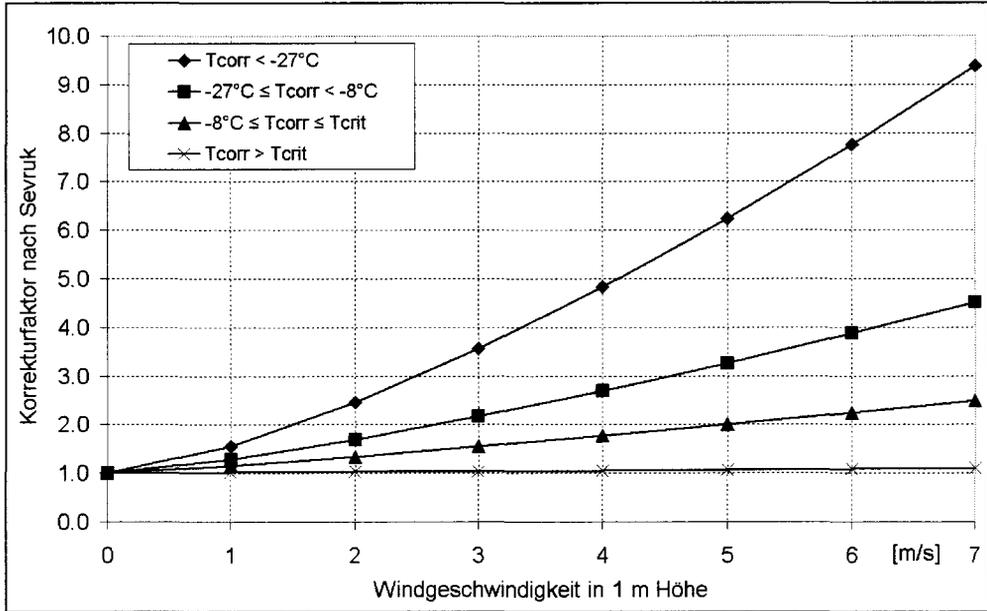


Abbildung 3.5: Ausprägung des Korrekturfaktors nach SEVRUK (1989) in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit für verschiedene Temperaturbereiche.

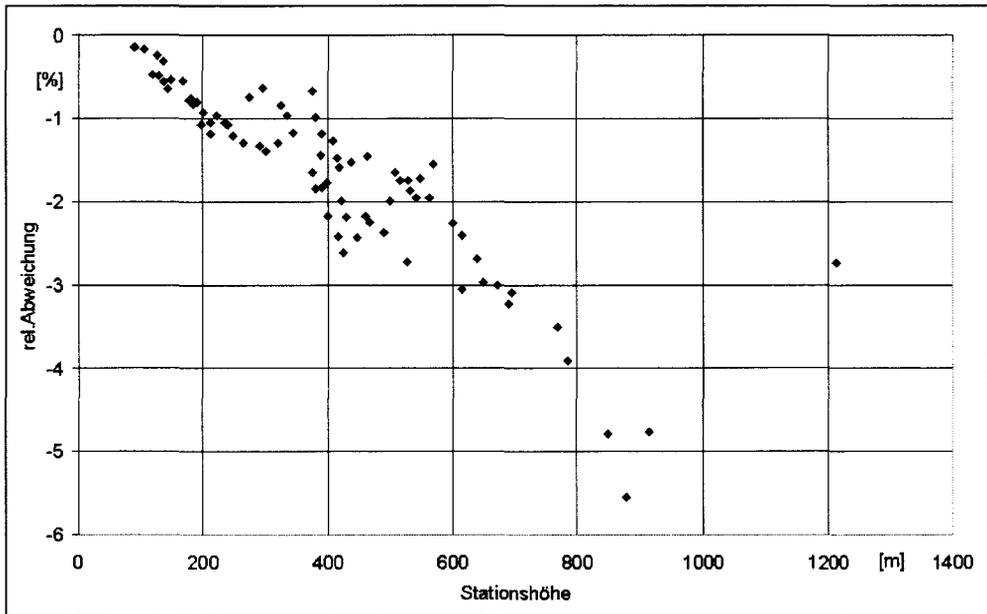


Abbildung 3.6: Relative Abweichung der mit $T_{crit} = -1^\circ\text{C}$ korrigierten 9-Jahresniederschlagssummen von denen mit $T_{crit} = 0^\circ\text{C}$ korrigierten, in Abhängigkeit von der Stationshöhe.

Korrektur des Windfehlers nach RICHTER (1995)

Die Windgeschwindigkeit besitzt beim Korrekturverfahren nach SEVRUK (1989) einen großen Einfluß auf den Korrekturbetrag. Da aber gerade die Windgeschwindigkeit im allgemeinen nicht als direkter Meßwert für jede Niederschlagsstation vorliegt, sondern meist als regionalisierte Größe in die Berechnung der Windkorrektur eingeht, entsteht hier eine beträchtliche Unsicherheit. Erschwerend kommt hinzu, daß die Regionalisierung der Windgeschwindigkeit selber mit großer Unsicherheit verbunden ist, da sie bekanntermaßen eine hohe kleinräumige standortabhängige Variabilität aufweist. Aus diesem Grunde wurde ein weiteres Verfahren zur Korrektur des Windfehlers der Niederschlagsmessung in das Modellsystem integriert. Dieses Verfahren beruht auf den Untersuchungen zur Bestimmung des Windfehlers von RICHTER (1995). In dieser Arbeit wurde der Einfluß des Windes auf die Meßwerte der Niederschläge durch Vergleichsmessungen auf Bodenniveau oder durch Einsatz von Windschutzvorrichtungen quantifiziert. Der Vorteil dieses Verfahrens liegt darin, daß die Quantifizierung des zu erwartenden Niederschlagsmeßfehlers nicht als Funktion der Windgeschwindigkeit, sondern vielmehr als Funktion der Niederschlagshöhe und der Stationslage erfolgt und dementsprechend tabelliert wurde. Damit können Korrekturfunktionen, die ohne den unsicheren Parameter Windgeschwindigkeit auskommen, an die tabellierten Werte angepaßt werden. Für das Modellsystem J2000 wurden zwei Korrekturfunktionen an die tabellierten Werte (vgl. Tabelle 3.3) approximiert, mit denen der Windfehler der Niederschlagsmessungen quantifiziert werden kann. Der Verlauf der Korrekturfunktionen ist in Abbildung 3.7 dargestellt.

Diese Abbildung zeigt, daß sich der relative Windfehler sowohl bei Regen- als auch bei Schneeniederschlägen deutlich umgekehrt proportional zu den Niederschlagshöhen verhält. Er ist bei kleinen Niederschlägen hoch und nimmt bei höheren Niederschlagsmeßwerten ab. Weiter ist zu erkennen, daß sich die relativen Fehler bei Regenniederschlägen sehr gut an die approximierte Trendlinie anpassen und nur sehr geringe Streuungen aufweisen. Weniger gut ist die Anpassung bei den Schneeniederschlägen. Bei diesen ist die Streuung wesentlich höher, was möglicherweise auf den Einfluß der Windgeschwindigkeit, der bei diesem Verfahren nicht berücksichtigt wurde, zurückzuführen ist. Insgesamt ist die Anpassung jedoch noch hinreichend gut, was durch das Bestimmtheitsmaß von 0.7 belegt wird. Die Berechnung des relativen Windfehlers für das J2000 nach diesem Verfahren erfolgt anhand der Trendgleichungen und des Niederschlagsmeßwertes (P_m):

$$KR_{Wind} = \begin{cases} 0.1349 \cdot P_m^{-0.494} & \text{für } T_{mean} > T_{crit} \\ 0.5319 \cdot P_m^{-0.197} & \text{für } T_{mean} \leq T_{crit} \end{cases} \quad [-] \quad (3.12)$$

Wurde die Korrektur des Windfehlers nach dem Verfahren von RICHTER (1995) bestimmt erfolgt die Berechnung des korrigierten Stationsmeßwertes mit den Gleichun-

Tabelle 3.3: Nach RICHTER (1995) tabellierte absolute (ΔN_a) und relative (ΔN_r) Beträge des Windfehlers in Abhängigkeit von der Niederschlagshöhe und der Art des Niederschlages (Werte gültig für leicht geschützte Stationslagen).

N-Klasse		< 0.1	0.1 - 0.3	0.3 - 0.6	0.6 - 1.0	1.0 - 1.5	1.5 - 2.0	[mm]
Regen	ΔN_a	0.05	0.08	0.11	0.14	0.17	0.21	[mm]
	ΔN_r	49.2	33.4	22.5	16.0	13.3	11.7	[%]
Schnee	ΔN_a	0.09	0.16	0.26	0.43	0.70	0.93	[mm]
	ΔN_r	93.8	67.8	52.4	51.6	53.7	51.3	[%]

N-Klasse		2.0 - 2.5	2.5 - 3.0	3.0 - 4.0	4.0 - 5.0	5.0 - 7.0	7.0 - 10	[mm]
Regen	ΔN_a	0.21	0.24	0.26	0.25	0.33	0.33	[mm]
	ΔN_r	9.1	8.4	7.4	5.6	5.4	3.9	[%]
Schnee	ΔN_a	1.35	1.70	1.53	1.94	2.13	2.80	[mm]
	ΔN_r	59.0	59.7	42.9	42.9	35.7	33.3	[%]

N-Klasse		10 - 15	15 - 20	20 - 30	30 - 50	> 50	—	[mm]
Regen	ΔN_a	0.43	0.47	0.64	0.78	1.93	—	[mm]
	ΔN_r	3.5	2.7	2.7	2.2	2.6	—	[%]
Schnee	ΔN_a	2.23	6.35	—	—	—	—	[mm]
	ΔN_r	18.5	36.1	—	—	—	—	[%]

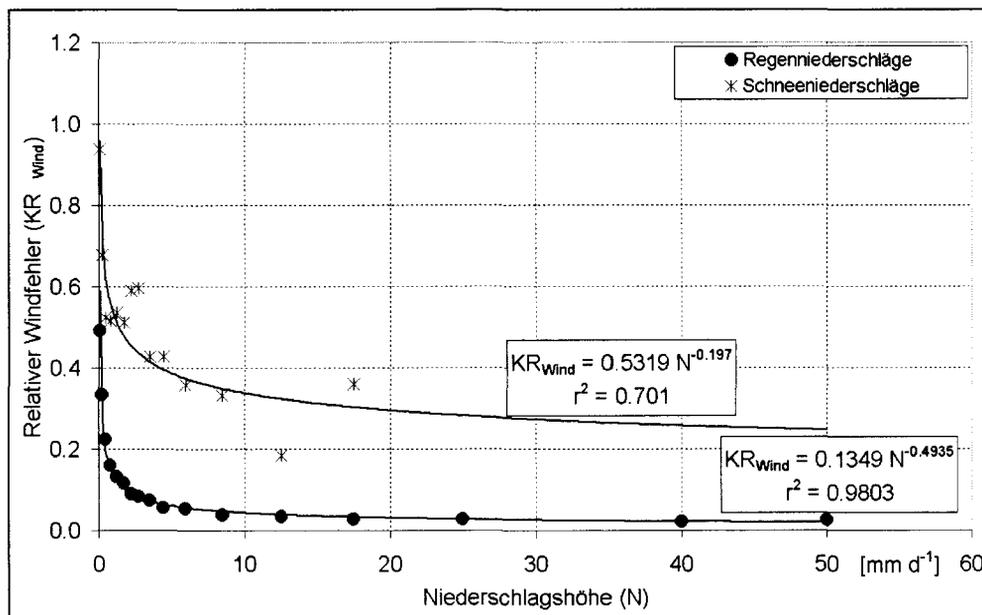


Abbildung 3.7: Ausprägung des Korrekturfaktors nach RICHTER (1995) in Abhängigkeit von der Niederschlagshöhe für Regen- bzw. Schneeniederschläge.

gen 3.9 und 3.12 nach:

$$P_{Korr} = P_m + P_m \cdot KR_{Wind} + BV_{Som}, BV_{Win} \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (3.13)$$

Es bleibt zu bemerken, daß im J2000 bei beiden Verfahren zur Korrektur des Windfehlers Mischniederschläge aus Regen und Schnee berücksichtigt werden. Hierzu werden die Anteile von Regen und Schnee an einem Niederschlagsereignis nach einem Verfahren, das weiter hinten in Abschnitt 4.2 beschrieben ist, bestimmt. Die Korrektur erfolgt dann separat für den Regen- und den Schneeanteil. Nach der Korrektur erfolgt die Interpolation der korrigierten Stationswerte auf die Teilflächen nach dem oben beschriebenen Regionalisierungsverfahren, zuzüglich der optionalen Höhenkorrektur.

Temperatur

Das Modellsystem J2000 benötigt Meßwerte der Tagesmaximum- und der Tagesminimumtemperatur. Aus diesen Werten wird die mittlere Tagestemperatur (T_{mean}) als einfaches arithmetisches Mittel berechnet.

Die Regionalisierung der punktuellen Meßwerte T_{min} , T_{max} und T_{mean} erfolgt nach der oben beschriebenen Vorschrift mit optionaler Höhenkorrektur.

Windgeschwindigkeit

Die Windgeschwindigkeit wird vom DWD nicht direkt als Meßwert, sondern als Windstärkebeobachtungen (WS) in Beaufort zur Verfügung gestellt. Die Umrechnung der Windstärke in die Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe (v_2) [m s^{-1}] kann mittels folgender Beziehung durchgeführt werden (DVWK, 1996):

$$v_2 = 0.6 \cdot WS^{1.5} + 0.1 \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (3.14)$$

Diese Umrechnung muß außerhalb des Modellsystems erfolgen, da das J2000 die Windgeschwindigkeit in Meter pro Sekunde erwartet.

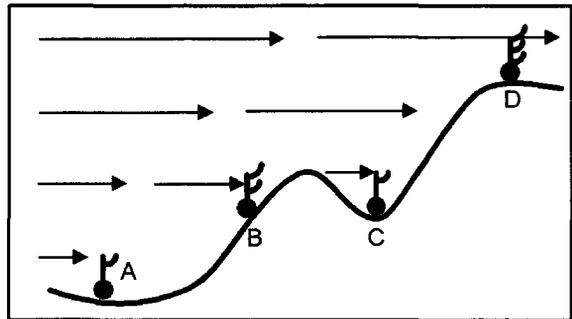
Die Umrechnung der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe auf andere Höhen, wie sie teilweise während der Verdunstungsberechnung und der Windkorrektur der Niederschläge benötigt wird, erfolgt während der Modellierung nach der Gleichung (DVWK, 1996):

$$v_z = \frac{v_2}{\left(\frac{4.2}{\ln(z)+3.5}\right)} \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (3.15)$$

mit: z : gesuchte Höhe in m

Bei der Interpolation der punktuellen Meßwerte auf die Fläche, wird nach dem oben beschriebenen Verfahren vorgegangen. Das Modellsystem erlaubt den Einbezug der optionalen Höhenkorrektur zur Regionalisierung der Windgeschwindigkeit. Diese Option sollte allerdings mit Vorsicht eingesetzt werden, da die Windgeschwindigkeit in hohem Maß von der Stationslage abhängig ist. Abbildung 3.8 soll dies verdeutlichen.

Abbildung 3.8: *Beispielhafte Darstellung der Abhängigkeit des Meßwertes der Windgeschwindigkeit von der Stationshöhe und der Stationslage.*



In dieser Abbildung ist die Windgeschwindigkeit mit Pfeilen dargestellt. Diese nimmt nach dem logarithmischen Windprofil mit der Höhe zu. Die Meßwerte der Windgeschwindigkeiten der Stationen A, B und D folgen diesem Windprofil. Die Station C dagegen liegt im Lee einer Anhöhe, was zu einer Verminderung der Windgeschwindigkeit führt. An dieser Station werden deshalb niedrigere Windgeschwindigkeiten gemessen als an der, im Luv auf gleicher Höhe liegenden, Station B. Würde für den Punkt C die Windgeschwindigkeit mittels der Koeffizienten, die sich aus der linearen Regressionsbeziehung der Stationswerte der Stationen A, B und D ergäben, unter Einbeziehung der Höhenkorrektur regionalisiert, würden für diese Station zu hohe Windgeschwindigkeiten berechnet werden.

Sonnenscheindauer

Die tägliche Sonnenscheindauer (S) [in h], wird vom DWD als Meßwert zur Verfügung gestellt. Die Interpolation der Stationswerte auf die Fläche erfolgt nach dem oben beschriebenen Verfahren, ohne zusätzliche Berechnungen oder Höhenkorrekturen.

Relative Feuchte

Die relative Feuchte (U) [in %] kann vom DWD in Form von Tageswerten bezogen werden. Da sie von zwei Parametern abhängt, dem absoluten Feuchtegehalt und dem maximal möglichen Feuchtegehalt der Luft bei einer bestimmten Temperatur, ist eine

direkte Regionalisierung der Meßwerte nicht ratsam. Im Regionalisierungsmodul des Modellsystem J2000 wird daher aus der relativen Feuchte und der Temperatur an der Station zuerst die absolute Feuchte (a) [in g cm^{-3}] berechnet. Diese wird dann regionalisiert und danach wieder in die relative Feuchte zurückgerechnet. Hierfür sind mehrere Berechnungsschritte notwendig, die im Folgenden dargestellt werden.

Berechnung des Sättigungsdampfdrucks

Der Sättigungsdampfdruck ($e_s(T)$) [in hPa] erfolgt nach der Magnus-Formel mit den Koeffizienten von SONNTAG (1994) für die Lufttemperatur (T) [in $^{\circ}\text{C}$] (DVWK, 1996):

$$e_s(T) = 6.11 \cdot e^{\left(\frac{17.62 \cdot T}{243.12 + T}\right)} \quad [\text{hPa}] \quad (3.16)$$

Berechnung der maximalen Feuchte

In Abhängigkeit vom Sättigungsdampfdruck ($e_s(T)$) und der Lufttemperatur (T) berechnet sich die maximale Feuchte (A) nach (DVWK, 1996):

$$A(T) = e_s(T) \cdot \frac{216.7}{T + 273.15} \quad [\text{g cm}^{-3}] \quad (3.17)$$

Berechnung der absoluten Feuchte

Der tatsächliche Wassergehalt der Luft, die absolute Feuchte (a) [in g cm^{-3}], ergibt sich nach DVWK (1996) aus der maximalen Feuchte (A) [in g cm^{-3}] und der relativen Feuchte (U) [in %]:

$$a = A \cdot \frac{U}{100} \quad [\text{g cm}^{-3}] \quad (3.18)$$

Die so berechneten Stationswerte der absoluten Feuchte werden nun nach dem oben beschriebenen Verfahren regionalisiert und danach wieder in die relative Feuchte zurückgerechnet. Der Vorteil dieser etwas aufwendigeren Regionalisierungsmethode liegt, neben ihrem höheren physikalischen Bezug, in der Tatsache begründet, daß die absolute Feuchte im Gegensatz zur relativen Feuchte eine deutliche Höhenabhängigkeit aufweist. Folglich kann der Höheneffekt durch das oben beschriebene Verfahren für die Regionalisierung genutzt werden. Abbildung 3.9 soll dies verdeutlichen. Diese Abbildung zeigt auf der linken Seite Meßwerte der relativen Feuchte für fünf Klimastationen in Abhängigkeit von der Stationshöhe. Es sind langjährige Mittelwerte (9-Jahresmittel) und Meßwerte eines einzelnen Tages (11.01.1981) dargestellt.

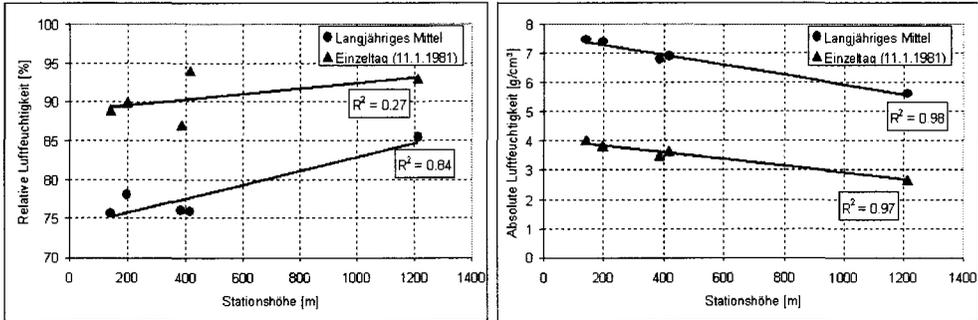


Abbildung 3.9: Höhenabhängigkeit der relativen und der absoluten Feuchte von fünf Klimastationen. Dargestellt sind einerseits Tageswerte (11.01.1980) und andererseits langjährige Mittelwerte (1981-1990).

Bei den langjährigen Mittelwerten ist noch ein hinreichend enger Zusammenhang ($r^2 = 0.84$) zwischen Stationshöhe und Meßwertausprägung zu erkennen, der sich bei Betrachtung der Tageswerte aber verliert ($r^2 = 0.27$). Werden dagegen die auf der rechten Seite dargestellten, aus den relativen Feuchten berechneten, absoluten Feuchten betrachtet, zeigt sich, daß bei diesen Werten der Zusammenhang zwischen Höhe und Meßwerten sehr viel enger ist. Das Bestimmtheitsmaß liegt hier bei den langjährigen Mittelwerten bei 0.98, bei den Tageswerten bei 0.97. Außerdem zeigt sich, daß sich die Richtung der Höhenabhängigkeit gerade umkehrt. Damit kann der Höheneffekt für die Regionalisierung der absoluten Feuchte genutzt werden, wohingegen er bei der relativen Feuchte bei vielen Einzeltagen, auf Grund des niedrigen Bestimmtheitsmaßes, nicht eingesetzt hätte werden können.

Nach der Regionalisierung der absoluten Feuchte erfolgt die Rückrechnung in die relative Feuchte anhand der Gleichungen 3.16 bis 3.18 in umgekehrter Reihenfolge. Anstelle der Temperatur der Station wird aber die zuvor regionalisierte mittlere Lufttemperatur (T_{mean}) der entsprechenden diskreten Teilfläche gesetzt.

3.2.3 Berechnung der Datenwerte für die HRUs

Die auf Basis der diskreten Teilflächen regionalisierten Eingabedaten, werden in einem letzten Schritt zu Datenwerten für die Hydrologisch Homogenen Einheiten aggregiert. Die Berechnung erfolgt durch einfaches flächengewichtetes Aufsummieren der Einzelwerte der diskreten Teilflächen, aus denen sich die einzelnen Hydrologisch Homogenen Einheiten zusammensetzen. Mit diesem Vorgehen kann eine nicht unbedeutende Fehlerquelle verbunden sein, werden doch hier aufwendig flächenhaft berechnete Werte wieder zu Mittelwerten aggregiert. Werden die HRUs jedoch nach

dem Verfahren, wie es weiter vorne beschrieben ist, ausgewiesen, sind heterogene Landschaftsräume durch eine Vielzahl von relativ kleinen HRUs gekennzeichnet, die oft nicht mehr als drei diskrete Teilflächen auf sich vereinen (meist sogar nur eine). Lediglich in den weniger heterogenen Landschaftsräumen (Flachlandgebiete) setzen sich die HRUs aus deutlich mehr diskreten Teilflächen zusammen. Bei Betrachtung der flächenhaften Verteilung der zeitlich variablen Parameterausprägungen zeigt sich, daß deren Variabilität im allgemeinen sehr eng mit der Heterogenität der Landschaftsräume korreliert ist. Durch diese Tatsache wird die Gefahr, allzu große Fehler bei der Übertragung der für die diskreten Teilflächen regionalisierten Parameter auf die Hydrologisch Homogenen Einheiten zu machen, wieder vermindert. Zur Überprüfung dieser möglichen Fehlerquelle wurde in das Modellsystem J2000 die Möglichkeit integriert, die regionalisierten Parameter sowohl auf Basis der diskreten Teilflächen als auch auf Basis der HRUs in Form von Karten auszugeben. Es können neben den Tageswerten auch Monats- oder Jahresmittel oder auch langjährige Mittel dargestellt werden. Der Vergleich der Karten der auf Basis der diskreten Teilflächen regionalisierten Meßwerte mit Karten der auf HRU-Basis aggregierten Werte, gibt dem Anwender die Möglichkeit, die oben genannte Fehlerquelle zu quantifizieren. Sind die Abweichungen in Einzelbereichen oder im Gesamtgebiet zu hoch, spricht das dafür, daß bei der HRU-Ausweisung mit stärker differenzierten Datengrundlagen oder weniger großen Klassen gearbeitet werden sollte, was zur Folge hätte, daß mehr aber kleinere HRUs ausgewiesen würden, die somit dann auch jeweils weniger Teilfläche auf sich vereinen würden.

Die Übertragung der regionalisierten Datenwerte ($DW_{DF}(i \dots n)$) der diskreten Teilflächen auf die entsprechenden HRUs (DW_{HRU}) wird nach folgender Gleichung durchgeführt:

$$DW_{HRU} = \sum_{i=1}^n \left(DW_{DF}(i) \cdot \frac{A_{DF}(i)}{A_{HRU}} \right) \quad (3.19)$$

mit: $A_{DF}(i)$: Fläche der diskreten Teilfläche i [m²]
 A_{HRU} : Fläche der zugehörigen Hydrologisch Homogenen
 Einheit [m²]

3.3 Verdunstungsberechnung nach Penman-Monteith

Die Verdunstung ist die Größe der Wasserbilanz, die neben den Niederschlägen, den stärksten Einfluß auf den zu erwartenden Abfluß hat. In Europa werden nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1990) mehr als 50 % der Niederschläge wieder verdunstet.

Die Berechnung der Verdunstung erfolgt im J2000 nach der von J.L. Monteith erweiterten Gleichung von Penman (MONTEITH, 1975). Mit dieser erweiterten Gleichung, die den aerodynamischen Teil der Penman Gleichung durch einen um Bestandesparameter ergänzten Teil ersetzt, ist es möglich reale Bestandesverdunstungen zu berechnen.

Die Berechnung der Bestandesverdunstung nach Penman-Monteith erfolgt in mehreren Schritten unter Einbeziehung einer Vielzahl von Parametern. Dadurch wird die Berechnung sehr aufwendig und damit zeitintensiv, weshalb sie in den Präprocessing Bereich des Modellsystems ausgelagert wurde. Dies ist möglich, da die meisten Parameter, die in die Berechnung eingehen, aus den Eingangsdaten abgeleitet werden und dadurch als unabhängig von der modellierten Dynamik des Wasserhaushaltes betrachtet werden können. Der einzige Parameter, der in die Berechnung eingeht und erst während der Modellierung bestimmt werden kann, ist die aktuelle Bodenfeuchte. Diese Größe kann sich, vor allem während der Sommermonate, vermindert auf die täglich berechnete Verdunstungshöhe auswirken, da in diesem Zeitraum der Wassergehalt des Bodens auf Grund des hohen Wasserbedarfs durch die Vegetation stark absinkt und somit reduzierend auf die reale Verdunstungshöhe wirken kann. Dieser reduzierende Einfluß kann aber während der Modellierung durch geeignete Reduktionsfunktionen berücksichtigt werden. Der Vorteil der Auslagerung der Verdunstungsberechnung, liegt in einer insgesamt wesentlich höheren Rechengeschwindigkeit während der Modellierung, die vor allem während der Modellkalibrierung und Optimierung ein nicht zu unterschätzender Faktor ist. Weiter war die weitestgehende Vermeidung redundanter Berechnungsvorgänge ein Kriterium bei der Entwicklung des Modellkonzeptes und seiner programmtechnischen Umsetzung, weshalb dieses Vorgehen gewählt wurde. Somit wird zunächst, während des Präprocessings die maximal mögliche Verdunstungshöhe, mit Hilfe der regionalisierten Eingangsgrößen Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Sonnenscheindauer einerseits und spezifischer von der Landnutzungsart abhängiger Parameter, wie phänologische Ausprägung der Pflanzendecke im Jahresgang und die sich daraus ergebenden Oberflächenwiderstände andererseits berechnet. Die Berechnung erfolgt dabei unter der Annahme, daß der Boden wassergesättigt sei. Aus dieser maximal möglichen Verdunstungshöhe wird dann während der Modellierung die reale Bestandesverdunstung in Abhängigkeit vom aktuellen Wassergehalt des Bodens berechnet. Die hierfür benötigten Rechenschritte werden im folgenden dargestellt.

Während der Verdunstungsberechnung werden für jeden Zeitschritt (1 Tag) zwei Verdunstungswerte ermittelt. Nämlich ein Tages- (Index d) und ein Nachtwert (Index n). Diese Unterscheidung ist notwendig, da sich die Strahlungsbilanz signifikant tags und nachts unterscheidet. Außerdem ist das Verdunstungsverhalten der Vegetation tags und nachts unterschiedlich, da nachts die Stomata der Pflanzen geschlossen sind, wodurch der Oberflächenwiderstand ungleich höher ist als tagsüber. Die Be-

rechnung erfolgt nach den Gleichungen 3.20 für den Tag und 3.21 für die Nacht, wobei sich der Gesamtwert der Verdunstung für den jeweiligen Zeitschritt dann als Summe dieser beiden Werte ergibt.

$$ETP_d = \frac{1}{L_d} \cdot \frac{s_d \cdot (R_{N_d} - G_d) + \rho \cdot c_P \cdot \frac{(e_{s_d} - e_d)}{r_a}}{s_d + \gamma_d \cdot \left(1 + \frac{r_{s_d}}{r_a}\right)} \cdot \frac{S_0}{24} \quad \left[\frac{\text{mm}}{\text{d}} \right] \quad (3.20)$$

$$ETP_n = \frac{1}{L_n} \cdot \frac{s_n \cdot (R_{N_n} - G_n) + \rho \cdot c_P \cdot \frac{(e_{s_n} - e_n)}{r_a}}{s_n + \gamma_n \cdot \left(1 + \frac{r_{s_n}}{r_a}\right)} \cdot \left(1 - \frac{S_0}{24}\right) \quad \left[\frac{\text{mm}}{\text{d}} \right] \quad (3.21)$$

mit:	$L_{d,n}$: Latente Verdunstungswärme	$[\text{W m}^{-2}]$ pro $[\text{mm d}^{-1}]$
	$s_{d,n}$: Steigung der Dampfdruckkurve	$[\text{hPa K}^{-1}]$
	$R_{N_{d,n}}$: Nettostrahlung	$[\text{W m}^{-2}]$
	$G_{d,n}$: Bodenwärmestrom	$[\text{W m}^{-2}]$
	ρ	: Dichte der Luft	$[\text{kg m}^{-3}]$
	c_P	: Spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck	$[\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}]$
	$e_{s_{d,n}}$: Sättigungsdampfdruck	$[\text{hPa}]$
	$e_{d,n}$: Dampfdruck	$[\text{hPa}]$
	r_a	: Aerodynamischer Widerstand der Bodenbedeckung	$[\text{s m}^{-1}]$
	$\gamma_{d,n}$: Psychrometerkonstante	$[\text{hPa K}^{-1}]$
	$r_{s_{d,n}}$: Oberflächenwiderstand der Bodenbedeckung	$[\text{s m}^{-1}]$
	S_0	: Astronomisch mögliche Sonnenscheindauer	$[\text{h}]$

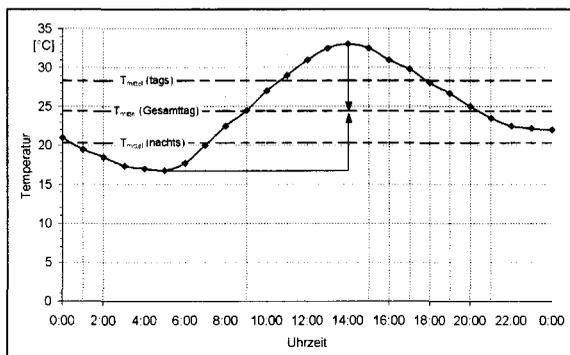
Die **Lufttemperaturen** (T_d und T_n) [in °C], die für die Berechnung der Strahlungsbilanz benötigt werden, werden aus den Meßwerten der Minimum- und Maximumtemperaturen und dem Tagesmittelwert abgeleitet. Für die Nachttemperatur (T_n) wird das erste Quartil der Temperaturverteilung gesetzt, für die Tagestemperatur (T_d) das dritte Quartil, nach folgenden Gleichungen:

$$T_d = \frac{T_{\max} + T_{\text{mean}}}{2} \quad [^\circ\text{C}] \quad (3.22)$$

$$T_n = \frac{T_{\min} + T_{\text{mean}}}{2} \quad [^\circ\text{C}] \quad (3.23)$$

Daß durch diese einfache Mittelwertbildung plausible Temperaturwerte ermittelt werden, wird beispielhaft durch Abbildung 3.10 belegt. Diese Abbildung zeigt den gemessenen Tagesgang der Lufttemperatur der Station Holzminden am 6. Juli 1973 (nach MANIAK, 1997).

Abbildung 3.10: An der Station Holzminden gemessener Tagesgang (6. Juli 1973) der Lufttemperatur und daraus berechnete Temperaturmittelwerte für den gesamten Tag, tagsüber und nachts (nach MANIAK, 1997).



Aus den gemessenen Stundenwerten wurden die mittleren Temperaturen für den gesamten Tag, die Nacht und tagsüber berechnet. Diese Temperaturwerte sind als gestrichelte Linien in der Abbildung dargestellt. Zur Berechnung wurden typische Tages- (7⁰⁰ – 19⁰⁰ Uhr) und Nachtperioden (20⁰⁰ – 6⁰⁰ Uhr) verwendet. Das 24 Stundenmittel der Temperatur lag bei dieser Berechnung bei dieser Berechnung bei 24,4°C. Für die Tagesmitteltemperatur wurden 28,3°C und für die mittlere Nachttemperatur 20,3°C berechnet. Die Maximaltemperatur erreichte an diesem Tag 33°C, das Minimum lag bei 16,8°C. Werden die gleichen Werte allein aus dem Minimum- und der Maximumtemperatur berechnet, ergeben sich für das 24 Stundenmittel 24,9°C, für die Tagesmitteltemperatur 28,7°C und für die mittlere Temperatur während der Nacht 20,6°C. Dies zeigt, daß die Temperaturmittelwerte sehr gut durch diese vereinfachende Berechnung wiedergegeben werden.

Die **latente Verdunstungswärme** (L) ist die Energiemenge, die benötigt wird um 1kg Wasser (entspricht 1 mm pro m²) in einem Tag zu verdampfen. Sie ist von der Lufttemperatur abhängig und berechnet sich näherungsweise nach (DVWK, 1996):

$$\begin{aligned} L_d &= 28.9 - 0.028 \cdot T_d \\ L_n &= 28.9 - 0.028 \cdot T_n \end{aligned} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \text{ pro } \left[\frac{\text{mm}}{\text{d}} \right] \quad (3.24)$$

Der **Sättigungsdampfdruck** ($e_s(T)$) der Luft bei der Temperatur (T) wird nach der Magnus-Formel mit den Koeffizienten nach SONNTAG (1994) berechnet (DVWK, 1996):

$$\begin{aligned} e_s(T)_d &= 6.11 \cdot e^{\left(\frac{17.62 \cdot T_d}{243.12 + T_d} \right)} \\ e_s(T)_n &= 6.11 \cdot e^{\left(\frac{17.62 \cdot T_n}{243.12 + T_n} \right)} \end{aligned} \quad [\text{hPa}] \quad (3.25)$$

Der **tatsächliche Dampfdruck** (e) ergibt sich aus dem Sättigungsdampfdruck und der relativen Luftfeuchte (U in [%]) nach (DVWK, 1996):

$$\begin{aligned} e_d &= e_s(T)_d \cdot \frac{U}{100} \\ e_n &= e_s(T)_n \cdot \frac{U}{100} \end{aligned} \quad [\text{hPa}] \quad (3.26)$$

Aus dem Sättigungsdampfdruck ($e_s(T)$) und der Lufttemperatur (T) berechnet sich die **Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve** (s) nach (DVWK, 1996):

$$\begin{aligned} s_d &= e_s(T)_d \cdot \left(\frac{4284}{(243.12 + T_d)^2} \right) \\ s_n &= e_s(T)_n \cdot \left(\frac{4284}{(243.12 + T_n)^2} \right) \end{aligned} \quad \left[\frac{\text{hPa}}{\text{K}} \right] \quad (3.27)$$

Der **Luftdruck** (p) in der Höhe (z) wird aus der umgestellten barometrischen Höhenformel ermittelt (LILJEQUIST, 1984):

$$\begin{aligned} p_{z_d} &= p_0 \cdot e^{-\left(\frac{g}{R \cdot T_{abs_d}} \cdot z \right)} \\ p_{z_n} &= p_0 \cdot e^{-\left(\frac{g}{R \cdot T_{abs_n}} \cdot z \right)} \end{aligned} \quad [\text{hPa}] \quad (3.28)$$

mit: p_0 : Luftdruck auf Meeresniveau (= 1013) [hPa]
 g : Erdbeschleunigung (= 9.811) [m s⁻¹]
 R : Gaskonstante (= 8314.3) [J kmol⁻¹ K⁻¹]
 T_{abs} : absolute Lufttemperatur [K]

Die **Psychrometerkonstante** (γ) ergibt sich nach:

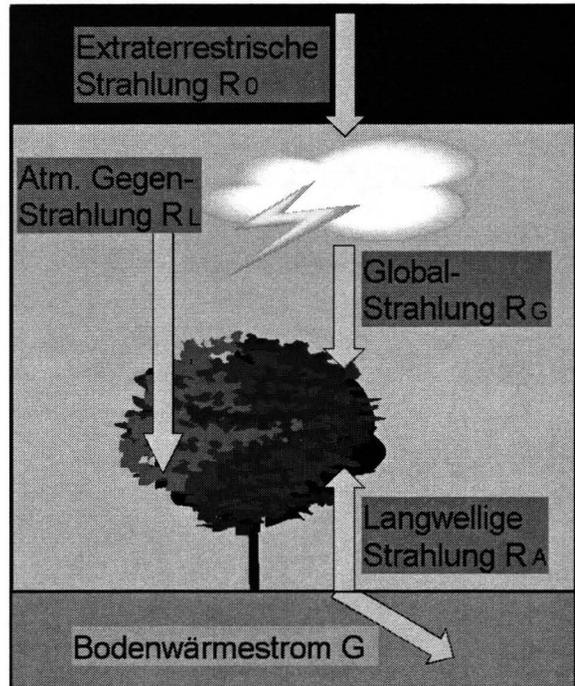
$$\begin{aligned} \gamma_d &= \frac{c_P \cdot p_d}{0.622 \cdot L_d \cdot 86400} \\ \gamma_n &= \frac{c_P \cdot p_n}{0.622 \cdot L_n \cdot 86400} \end{aligned} \quad \left[\frac{\text{hPa}}{\text{K}} \right] \quad (3.29)$$

wobei 0.622 das Verhältnis der Molgewichte von Wasserdampf und trockener Luft ist.

3.3.1 Berechnung der Strahlungsbilanz

Die Energie, die für die Verdunstung benötigt wird, wird durch die Strahlung bereitgestellt. Zur Berechnung der Energiemenge, die aus den einzelnen Energiebilanzgliedern resultiert, muß die Strahlungsbilanz für jeden Tag bestimmt werden. Die Energieströme, die zur Strahlungsbilanz beitragen und ihre Richtungen sind in Abbildung 3.11 dargestellt. Im einzelnen sind dies: Die extraterrestrische Einstrahlung, die Globalstrahlung, die atmosphärische Gegenstrahlung, die langwellige Ausstrahlung der Erdoberfläche sowie der Bodenwärmestrom. Die einzelnen Größen der

Abbildung 3.11: Die Energieströme zur Berechnung der potentiellen Bestandesverdunstung.



Strahlungsbilanz liegen meist nicht als Meßdaten vor und müssen aus diesem Grund mit Hilfe von entsprechenden Beziehungen aus anderen gemessenen Größen abgeleitet werden. Die Berechnung im J2000 folgt dabei weitestgehend den Berechnungsvorschriften, die im DVWK-Merkblatt 238/1996 „Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen“ dargestellt sind und sich in gleicher oder ähnlicher Form auch in anderen Werken (z.B. THOMPSON ET AL., 1981; WEISCHET, 1977) finden. Die meisten dieser Berechnungsvorschriften haben einen empirischen Charakter und sind dadurch mit einiger Unsicherheit hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit auf spezifische Einzugsgebiete oder Landschaftsräume behaftet. Auf der anderen Seite haben sich die Verfahren in einer Vielzahl von hydrologischen (z.B. BREMICKER, 1999; SCHULLA, 1997) und auch meteorologischen Modellen (z.B. LENZ, 1996) bewährt und ihre Einsatzfähigkeit unter Beweis gestellt. Im folgenden Text werden die Berechnungen der einzelnen an der Strahlungsbilanz beteiligten Größen dargestellt.

Die **extraterrestrische Strahlung** (R_0), der kurzwellige Strahlungsenergiefluß der Sonne an der Obergrenze der Atmosphäre, berechnet sich in Abhängigkeit von der geographischen Breite und dem Jahresgang des Einstrahlungswinkels (Deklination) der Sonne. Die Berechnung erfolgt nach (DVWK, 1996):

$$R_0 = \frac{1}{8.64} \cdot \left[245 \cdot (9.9 + 7.08 \cdot \sin \zeta) + 0.18 \cdot (\varphi - 51) \cdot (\sin \zeta - 1) \right] \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \quad (3.30)$$

mit dem Winkel ζ aus Gleichung 3.32 und dem Faktor (1 / 8.64) zur Umrechnung von J cm^{-2} auf W m^{-2} , sowie der geographischen Breite (φ) in Grad.

Die **Globalstrahlung** (R_G) wird aus der extraterrestrischen Strahlung (R_0) und der Bewölkung berechnet. Der Bewölkungsgrad wird hierbei aus dem Verhältnis der gemessenen Sonnenscheindauer (S) zur astronomisch möglichen Sonnenscheindauer bei unbedecktem Himmel (S_0) unter Zuhilfenahme einer empirischen Beziehung nach der Formel von ÅNGSTRÖM (1924) approximiert. R_G berechnet sich nach DVWK (1996) wie:

$$R_G = R_0 \cdot \left(a + b \cdot \frac{S}{S_0} \right) \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \quad (3.31)$$

Für die Koeffizienten a und b werden von WENDLING (1992) die in Tabelle 3.4 dargestellten Werte genannt, die aus verschiedenen Untersuchungen aus Ost- und Westdeutschland stammen.

Tabelle 3.4: Jahresgang der Koeffizienten a und b (nach WENDLING, 1992) zur Berechnung der Globalstrahlung nach Gleichung 3.31.

	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
a	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
b	0.54	0.57	0.57	0.57	0.57	0.55	0.54	0.53	0.54	0.54	0.54	0.53

Die Berechnung der astronomische möglichen Sonnenscheindauer (S_0) im Jahresgang erfolgt in Abhängigkeit von der geographischen Breite nach (DVWK, 1996):

$$S_0 = 12.3 + \sin \zeta \cdot \left(4.3 + \frac{\varphi - 51}{6} \right) \quad [\text{h}] \quad (3.32)$$

mit: $\zeta = 0.0172 \cdot JT - 1.39$
 JT : Julianische Tageszählung [1...365; 366]
 φ : Geographische Breite

Die langwelligen Bilanzglieder: Langwellige Ausstrahlung der Erdoberfläche und atmosphärische Gegenstrahlung werden gemeinsam als **effektive langwellige Ausstrahlung** (R_L) berechnet. In die Berechnung gehen die Schwarzkörperstrahlung

nach Boltzmann, der Bewölkungsgrad und eine empirischen Funktion des Wasserdampfgehaltes der Luft ein. Die effektive langwellige Ausstrahlung wird nach DVWK (1996) wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned} R_{L_d} &= \sigma \cdot T_{abs_d}^4 \cdot \left(0.1 + 0.9 \cdot \frac{S}{S_0}\right) \cdot (0.34 - 0.044 \cdot \sqrt{e_d}) \\ R_{L_n} &= \sigma \cdot T_{abs_n}^4 \cdot \left(0.1 + 0.9 \cdot \frac{S}{S_0}\right) \cdot (0.34 - 0.044 \cdot \sqrt{e_n}) \end{aligned} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}\right] \quad (3.33)$$

mit: σ : Stefan-Boltzmann-Konstante ($= 5.67 \cdot 10^{-8}$) $[\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}]$
 $T_{abs_{d,n}}$: absolute Lufttemperatur $[\text{K}]$
 $e_{d,n}$: Dampfdruck der Luft $[\text{hPa}]$

Aus der, mit der Albedo (α) der jeweiligen Landnutzungsart reduzierten Globalstrahlung (R_G) und der effektiven langwelligen Ausstrahlung (R_L) ergibt sich die **Nettostrahlung** (R_N) nach (DVWK, 1996):

$$\begin{aligned} R_{N_d} &= (1 - \alpha) \cdot R_G - R_{L_d} \\ R_{N_n} &= 0 - R_{L_n} \end{aligned} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}\right] \quad (3.34)$$

Der **Bodenwärmestrom** (G) wird schließlich nach der sehr stark vereinfachenden Beziehung:

$$\begin{aligned} G_d &= 0.2 \cdot R_{N_d} \\ G_n &= 0.2 \cdot R_{N_n} \end{aligned} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}\right] \quad (3.35)$$

berechnet (DVWK, 1996).

Die mit den oben angeführten Gleichungen berechneten einzelnen Komponenten der Strahlungsbilanz sind beispielhaft als Tagesmittel der einzelnen Monate des Jahres 1983 in Abbildung 3.12 dargestellt.

3.3.2 Berechnung bestandesspezifischer Parameter

Der Einfluß verschiedener Vegetationsformen auf die Verdunstung wird im Penman-Monteith-Ansatz durch zwei verschiedene Widerstände berücksichtigt, dem Oberflächenwiderstand (r_s) und dem aerodynamischen Widerstand (r_a). Als Oberflächenwiderstand wird der, generalisierend für einen ganzen Pflanzenbestand angenommene, Stomatawiderstand der einzelnen Blätter verstanden (DYCK & PESCHKE, 1995). Die Stomatawiderstände bezeichnen den Widerstand, den der in den Spaltöffnungen der Blätter vorhandene Wasserdampf bei der molekularen Diffusion in die ungesättigte Atmosphäre überwinden muß. Er ist von der transpirierenden Blattfläche und von

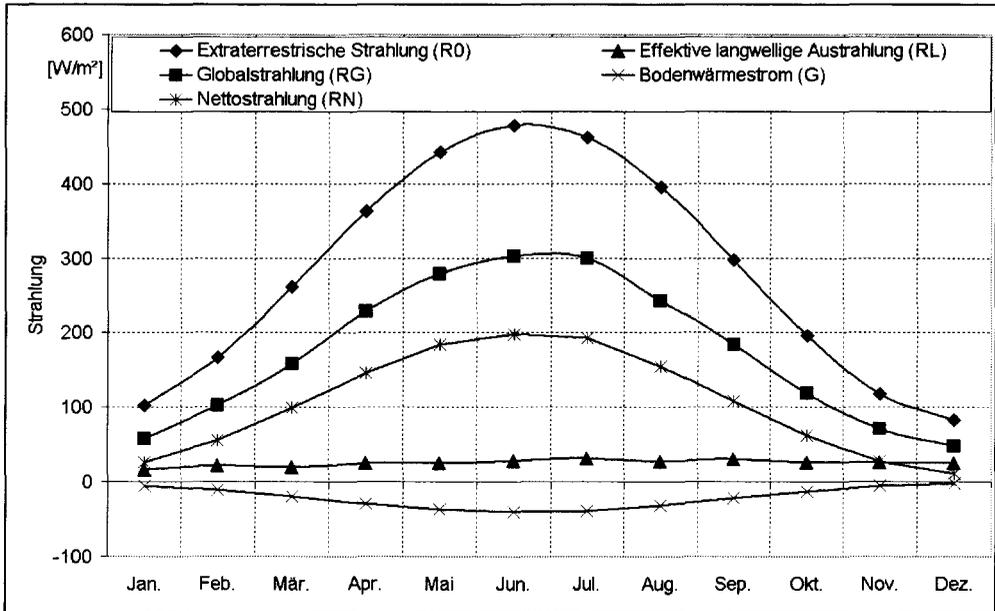


Abbildung 3.12: Die einzelnen Komponenten der Strahlungsbilanz als Tagesmittel der Monate des Jahres 1983. Für die Berechnung wurden die Meßwerte der Klimastation Chemnitz und eine grassbestandene Oberfläche zugrunde gelegt. (Anm.: Der Bodenwärmestrom ist der Anschauung wegen als negative Komponente dargestellt.)

der für den Verdunstungsprozess verfügbaren Wassermenge abhängig. Mit zunehmender Blattfläche nimmt der Oberflächenwiderstand ab, wohingegen er mit abnehmendem Wasserangebot zunimmt. Der aerodynamische Widerstand beschreibt den Widerstand, der durch die turbulente Diffusion dem Verdunstungsprozess entgegenwirkt. Unter der turbulenten Diffusion wird der Transportmechanismus verstanden, der den Austausch der bodennahen feuchten Luft mit der trockeneren aus höheren Schichten der Atmosphäre bewirkt (DYCK & PESCHKE, 1995). Der Transportmechanismus der turbulenten Diffusion ist gegenüber dem der molekularen Diffusion deutlich wirksamer. Der Widerstand, der durch diesen Prozess der Verdunstung entgegenwirkt, wird durch den aerodynamische Widerstand beschrieben. Dieser ist von der Bewuchshöhe des Bestandes und der Windgeschwindigkeit abhängig, in der Form, daß mit zunehmender Bewuchshöhe und mit zunehmender Windgeschwindigkeit der aerodynamische Widerstand abnimmt.

Für die Berechnung der Widerstände werden landnutzungsabhängige Parameter benötigt. Im einzelnen sind dies der Blattflächenindex (LAI = Leaf Area Index), die effektive Bewuchshöhe (eff.Bh.) sowie die Oberflächenwiderstände bei Wassersättigung (r_{sc0}). Diese Parameter wurden verschiedenen Veröffentlichungen (THOMP-

SON ET AL., 1981; KLEEBERG ET AL., 1998; BLÜTHGEN, 1966; GEIGER ET AL., 1995; MENZEL, 1997) entnommen und sind in Tabelle 3.5 für die verschiedenen Landnutzungsarten dargestellt. Wie zu Beginn des Abschnittes 3.3 dargestellt, wird im Modellsystem J2000 zunächst die reale Bestandesverdunstung bei angenommener Wassersättigung berechnet und diese dann während der Modellierung in Abhängigkeit von der aktuellen Bodenfeuchte reduziert. Aus diesem Grund werden bei den folgenden Berechnungen zunächst die in Tabelle 3.5 dargestellten Oberflächenwiderstände der verschiedenen Landnutzungsarten bei wassergesättigtem Boden (r_{sc0}) verwendet.

Tabelle 3.5: Landnutzungsparameter für die Bodenbedeckungsklassen. (Werte nach THOMPSON ET AL., 1981; KLEEBERG ET AL., 1998; BLÜTHGEN, 1966; GEIGER ET AL., 1995; MENZEL ET AL., 1997; BREMICKER, 1999)

Landnutzung	Albedo	minimaler Oberflächenwiderstand bei wassergesättigtem Boden r_{sc0}						LAI		eff. Bh.		Wurzeltiefe
		[s m ⁻¹]						[-]		[m]		
		Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	d1	d2	d1	d2	
		Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	d3	d4	d3	d4	
Siedlungsf. VG > 80 %	0.1	100	100	100	100	100	100	1	1	10	10	2
		100	100	100	100	100	100	1	1	10	10	
Siedlungsf. VG < 80 %	0.1	90	90	80	70	50	55	2	5	3	5	3
		55	55	60	70	90	90	5	2	5	3	
Wiesen und Weiden	0.25	80	80	70	60	40	45	2	4	0.15	0.4	4
		45	45	50	60	80	80	4	2	0.3	0.15	
Nadelwald	0.12	70	70	60	55	45	45	8	12	10	10	12
		45	45	50	65	70	70	12	8	10	10	
Laubwald	0.17	80	80	70	65	55	55	0.5	8	0.3	10	14
		55	55	60	75	80	80	8	0.5	10	0.3	
Mischwald	0.15	75	75	65	60	50	50	2	10	3	10	13
		50	50	55	70	75	75	10	2	10	3	
Ackerland	0.25	80	80	75	65	45	50	1	5	0.05	0.5	4
		50	50	50	65	80	80	3	1	0.3	0.05	
Strauchvegetation	0.20	80	80	70	60	50	50	3	5	1.5	2.5	5
		50	55	55	70	80	80	5	3	2.5	1.5	
Moore und Feuchtfläche	0.20	80	80	70	60	50	50	2	5	3	5	5
		50	55	55	70	80	80	5	2	5	3	
Freiflächen	0.10	150	150	150	150	150	150	1	1	0.05	0.05	1
		150	150	150	150	150	150	1	1	0.05	0.05	
Wasserflächen	0.05	20	20	20	20	20	20	1	1	0.1	0.1	0
		20	20	20	20	20	20	1	1	0.1	0.1	

Weiter sind in Tabelle 3.5 die bestandesspezifischen Albedowerte, die bei der Berechnung der Strahlungsbilanz eingesetzt werden, dargestellt. Der Blattflächenindex und die effektive Bewuchshöhe sind in Form von markanten Stellen ($d_1 \dots d_4$) des Jahresgangs dargestellt. Die Punkte repräsentieren den Beginn der Vegetationsphase (d_1), das Erreichen der maximalen Ausprägung oder Vollreife (d_2), die Vollreifephase bis zum Punkt d_3 und dann die Abnahme bis zum Ende der Vegetationsperiode (d_4). Die

einzelnen Punkte werden durch die julianischen Tageswerte ($d_1 = 110$, $d_2 = 150$, $d_3 = 250$, $d_4 = 280$) für Gebiete in ca. 400 m Höhe repräsentiert. Für andere Höhen (z) werden diese Punkte nach folgender empirischen Beziehung (KLEEBERG ET AL., 1998; SCHULLA, 1997) approximiert:

$$\begin{aligned}d_1(z) &= d_1(400) + 0.025 \cdot (z - 400) \\d_2(z) &= d_2(400) + 0.025 \cdot (z - 400) \\d_3(z) &= d_3(400) - 0.025 \cdot (z - 400) \\d_4(z) &= d_4(400) - 0.025 \cdot (z - 400)\end{aligned}\quad (3.36)$$

Die Werte der Zeiträume zwischen den einzelnen Punkten werden linear interpoliert. Mit den Parametern aus Tabelle 3.5 läßt sich nun der aerodynamische Widerstand (ra) der jeweiligen Landnutzungsart nach folgender Gleichung berechnen (MONTEITH, 1975):

$$ra = \frac{4.72 \cdot \left(\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right)\right)^2}{1 + 0.54 \cdot v_2} \quad \left[\frac{\text{s}}{\text{m}}\right] \quad (3.37)$$

mit: z_m : Meßhöhe der Windgeschwindigkeit (= 2) [m]
 z_0 : aerodynamische Rauigkeitslänge [m]
 (≈ 0.125 mal effektive Bewuchshöhe (nach Tabelle 3.5))
 v_2 : Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe [m s⁻¹]

Für effektive Bewuchshöhen von gleich oder mehr als 10 m berechnet sich der aerodynamische Widerstand vereinfacht nach:

$$ra = \frac{64}{1 + 0.54 \cdot v_2} \quad \left[\frac{\text{s}}{\text{m}}\right] \quad (3.38)$$

Der Oberflächenwiderstand der jeweiligen Landnutzungsart (rs_d) berechnet sich tagsüber nach (THOMPSON ET AL., 1981):

$$rs_d = \left(\frac{1 - A}{r_{sc}} + \frac{A}{r_{ss}}\right)^{-1} \quad \left[\frac{\text{s}}{\text{m}}\right] \quad (3.39)$$

und nachts, wenn die Stomata der Pflanzen geschlossen sind:

$$rs_n = \left(\frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}}\right)^{-1} \quad \left[\frac{\text{s}}{\text{m}}\right] \quad (3.40)$$

mit:	r_{sc}	: Oberflächenwiderstand	$[s\ m^{-1}]$
	A	: 0.7^{LAI}	$[-]$
	r_{ss}	: Oberflächenwiderstand von unbewachsenem Boden	$[s\ m^{-1}]$

Nun sind sämtliche Parameter für die Verdunstungsberechnung nach den Gleichungen 3.20 und 3.21 bestimmt und die Berechnung kann für jede diskrete Teilfläche anhand der zuvor regionalisierten Größen Minimum- und Maximumtemperatur, Windgeschwindigkeit, Sonnenscheindauer und relative Feuchte erfolgen. Die Übertragung der für die diskreten Teilflächen berechneten Verdunstungshöhe auf die Hydrologisch Homogenen Einheiten erfolgt analog nach der im Abschnitt 3.2 genannten Gleichung 3.19.

Die resultierenden Verdunstungshöhen entsprechen der Verdunstung bei wassergesättigten Böden und ebenen Standorten. Die tatsächlichen Verdunstungshöhen sind aber, wie schon mehrfach erwähnt, vom aktuellen Wassergehalt des Bodens abhängig. Außerdem ist die Verdunstungshöhe von der Lage (Exposition und Hangneigung) der Fläche, für die sie berechnet wird, abhängig. Diese Einflüsse werden während der Modellierung durch geeignete Funktionen berücksichtigt, die aber schon hier erläutert werden sollen.

3.3.3 Spezifische Anpassung der Verdunstung während der Modellierung

Einfluß von Hangneigung und Exposition

Im vorangegangenen Abschnitt wurde bei der Verdunstungsberechnung von einer horizontalen Fläche ausgegangen. Die Verdunstung von geneigten Flächen kann sich aber, je nach Hangneigung und Exposition, signifikant von der horizontalen Flächen unterscheiden. Hierfür sind mehrere Gründe verantwortlich. Im einzelnen sind dies: (1) Die tatsächliche Oberfläche von Hängen ist größer als die aus den horizontalprojizierten Datensätzen abgeleitete Oberfläche. Damit wird in der Realität von einer größeren Fläche verdunstet als im Modell berechnet. Gleichzeitig ist der Strahlungsinput, der als Energie pro Fläche berechnet wird, auf Hangflächen in der Realität größer als der im Modell berechnete. (2) Der Strahlungsinput ist von der Exposition der Hangflächen abhängig. Ein eher südexponierter Hang erhält deutlich mehr Energie als ein eher nordexponierter. (3) Das Wasserangebot, das für die Verdunstung zur Verfügung steht, ist auf Hangflächen, infolge des deutlicheren Gradienten und der damit verbundenen Zunahme der schnellen Abflußkomponenten, kleiner als auf horizontalen Flächen.

Für die unter (1) und (2) genannten Einflüsse auf die Höhe der Verdunstung wurden von JUNGHANS (1969) spezifische Korrekturfunktionen ermittelt, die in Abhängigkeit von der Neigung und der Exposition von Hangflächen die Verdunstungshöhe

korrigieren. Aus den Korrekturfunktionen wurde von GOLF (1981) eine einfache Korrekturgleichung abgeleitet, die den Korrekturwert ($Korr_{ETP}$) wie folgt berechnet:

$$Korr_{ETP} = (0.01605 \cdot \sin(\delta - 90) - 0.00025) \cdot \alpha + 1 \quad (3.41)$$

mit: δ : Exposition von Nord in Grad
 α : Hangneigung in Grad

Mit diesem Korrekturfaktor berechnet sich die Verdunstung von geneigten Flächen (ETP') nach:

$$ETP' = ETP \cdot Korr_{ETP} \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (3.42)$$

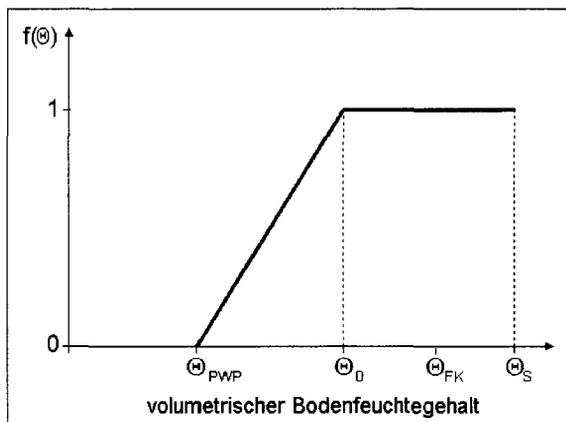
Einfluß der aktuellen Bodenfeuchte

Der Einfluß der Bodenfeuchte auf den Verdunstungsprozess kann im Berechnungsverfahren nach Penman-Monteith durch zunehmende Oberflächenwiderstände bei abnehmendem Wassergehalt des Bodens berücksichtigt werden. Hierzu müßte die Verdunstung während der Modellierung berechnet werden und könnte nicht mehr in das Präprocessing ausgelagert werden. Außerdem wird die maximale Verdunstungshöhe, die allein von der zur Verfügung stehenden Energie aus der Strahlungsbilanz abhängig ist, für die Berücksichtigung der Interzeptionsverdunstung und für die Verdunstung des Muldenrückhalts benötigt. Zur Verminderung der maximalen Verdunstung bei nicht ausreichendem Wassergehalt des Bodens existieren anerkannte Verfahren, die sich in vielen hydrologischen Modellen, wie z.B. dem HBV (BERGSTRÖM, 1995), dem TAC (UHLENBROOK, 1999) und dem WaSiM-ETH (SCHULLA, 1997) bewährt haben und auch im J2000 zum Einsatz kommen.

Diesem Verfahren liegt der Gedanke zugrunde, daß die Vegetation nur bis zu einem bestimmten Wassergehalt des Bodens mit der potentiellen Verdunstungsrate transpirieren kann. Nach Unterschreiten dieses Wassergehaltes nimmt die reale Verdunstung im Verhältnis zur potentiellen Verdunstung linear ab, bis sie bei Erreichen des permanenten Welkepunktes Null wird. Aus diesem Gedanken ergibt sich eine Korrekturfunktion deren Verlauf in Abbildung 3.13 dargestellt ist.

Der Verlauf dieser Korrekturfunktion zeigt, daß die Vegetationsbedeckung bis zu einem bestimmten Wassergehalt (Θ_0) mit der potentiellen Verdunstungsrate transpiriert. Θ_0 berechnet sich aus dem Wassergehalt bei Feldkapazität (Θ_{FK}) und einem spezifischen Korrekturwert (LP). Für LP werden in der Literatur Wertebereiche von $\sim 0.5 \dots 0.8$ genannt (DYCK & PESCHKE, 1995). In MENZEL (1997) wurde der Wert von 0.6 für LP bestimmt. Dieser Wert (0.6) wurde als Defaultwert für das J2000 festgelegt, er kann aber vom Anwender noch während der Parametrisierung

Abbildung 3.13: Ausprägung der linearen Korrekturfunktion ($f(\Theta)$) zur Reduktion der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit des volumetrischen Wassergehaltes des Bodens (nach DYCK & PESCHKE, 1995).



des Modells angepaßt werden. Der Wert der Korrekturfunktion in Abhängigkeit vom aktuellen Wassergehalt berechnet sich somit nach:

$$f(\Theta) = \begin{cases} 1 & \text{für } MPS_{act} \geq LP \cdot MPS_{max} \\ \left(\frac{MPS_{act}}{LP \cdot MPS_{max}} \right) & \text{für } MPS_{act} < LP \cdot MPS_{max} \end{cases} \quad [-] \quad (3.43)$$

Zusätzlich zu dieser linearen Reduktion der Verdunstung bei abnehmender Bodenfeuchte wurde für das J2000 ein Verfahren entwickelt, mit dem diese Reduktion als nichtlineare Funktion berechnet werden kann. Der Vorteil bei der nichtlinearen Reduktion liegt darin, daß die Zunahme der Wasserspannung, die mit der Austrocknung der Böden einhergeht und ebenfalls einen nicht linearen Verlauf aufweist (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1984), besser nachgebildet werden kann. Die Berechnung des Reduktionsfaktors im nichtlinearen Fall erfolgt nach:

$$f(\Theta) = 10^{(-10 \cdot (1 - sat)^{LP})} \quad [-] \quad (3.44)$$

Der Verlauf der nichtlinearen Reduktionsfunktion für verschiedene Koeffizienten LP ist in Abbildung 3.14 dargestellt.

Wie aus dieser Abbildung zu ersehen ist, setzt bei kleineren Werten von LP die Verdunstungsreduktion früher ein und führt dazu, daß insgesamt weniger Wasser verdunstet kann. Eine Vergrößerung des Parameter führt zu einer Erhöhung der aktuellen Verdunstung.

Mit dem Wert der Korrekturfunktion aus Gleichung 3.43 oder 3.44 wird in Abhängigkeit vom aktuellen Wassergehaltes des Bodens aus der potentiellen Verdunstung nach Gleichung 3.42 die reale Verdunstung nach folgender Gleichung berechnet:

$$ETR = f(\Theta) \cdot ETP' \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (3.45)$$

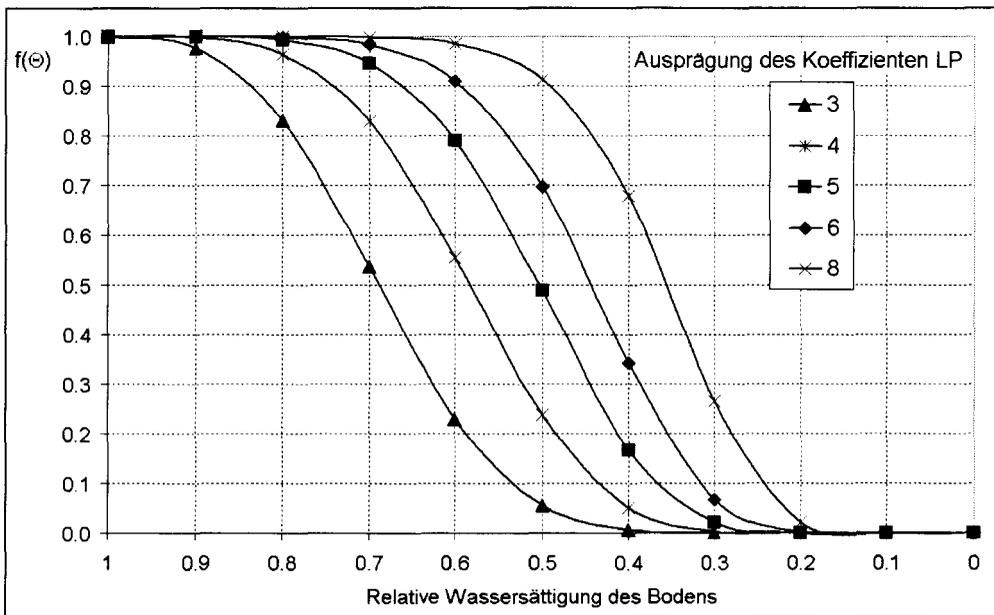


Abbildung 3.14: Ausprägung der nichtlinearen Korrekturfunktion ($f(\Theta)$) zur Reduktion der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit des volumetrischen Wassergehaltes des Bodens für verschiedenen Koeffizienten LP.

Berechnung der Abflußbildung auf Grundlage der Hydrologisch Homogenen Einheiten

Nach Abschluß des Präprocessings, in dem die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten und die Berechnung der potentiellen Bestandesverdunstung durchgeführt wurde, erfolgt die Modellierung der Abflußbildung für jede Hydrologisch Homogene Einheit und jeden Zeitschritt nach dem in Abbildung 4.1 dargestellten Schema. Als Eingangsdaten für die Modellierung gehen die Parameter aus der GIS-Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten sowie die zuvor regionalisierten Eingabedaten der Niederschläge und Klimadatenwerte und die daraus berechnete potentielle Bestandesverdunstung ein. Das Niederschlagswasser durchläuft während der Modellierung die einzelnen Module, in denen die relevanten Prozesse, die Einfluß auf die Verteilung und Retention des Wassers haben, möglichst physikalisch basiert nachgebildet werden.

Jede homogene Teilfläche gibt nach der Berechnung der Abflußbildung die resultierenden Abflußanteile (Oberflächen-, Zwischen- und Basisabfluß) an die entsprechenden Teileinzugsgebietspeicher weiter, von denen ausgehend dann durch geeignete Konzentrationsgleichungen die Abgabe in die Fließgewässer bestimmt wird. Daran schließt sich dann die Modellierung der Translations- und Retentionsvorgänge im Gerinne an. Im Folgenden werden der Aufbau der Abflußbildungsberechnung und die daran beteiligten Prozesse ausführlich beschrieben.

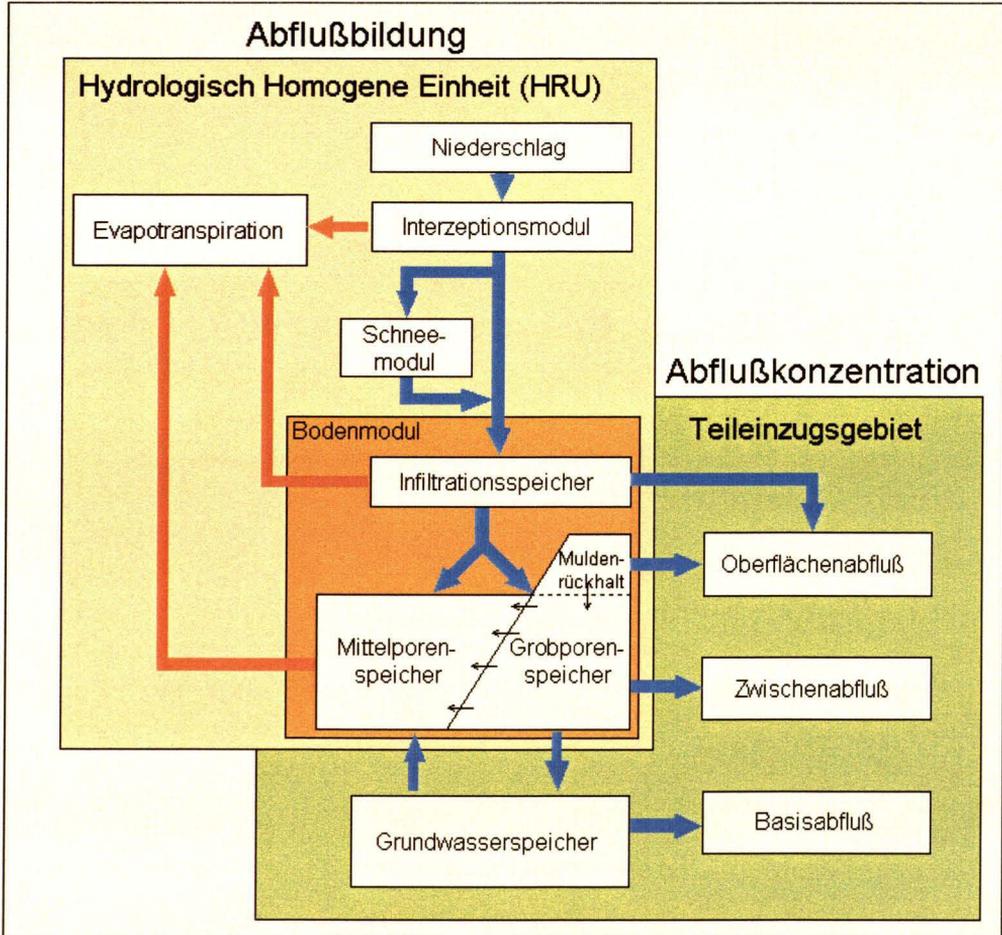


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung des Modellkonzeptes für die Berechnung der täglichen Abflußbildung auf der räumlichen Grundlage der Hydrologisch Homogenen Einheiten sowie der Abflußkonzentration auf Grundlage der Teileinzugsgebiete.

4.1 Interzeption

Das Interzeptionsmodul dient der Berechnung der Bestandesniederschläge aus den Freilandniederschlägen in Abhängigkeit von der jeweiligen Vegetationsbedeckung und ihrer unterschiedlichen Ausprägung im Jahresgang. Durch die Interzeption wird der Wasserhaushalt, je nach Art des Niederschlages, unterschiedlich beeinflusst. Zum einen ist dies die Speicherung von Niederschlagswasser an den oberirdische Sproßteilen der Vegetation, das dann der Verdunstung zugeführt wird und für die nachfolgenden Prozesse nicht mehr zur Verfügung steht (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1995). Zum anderen kann durch die Interzeption eine beträchtliche Menge von Niederschlag in Form von Schnee durch die Vegetation kurz- bis mittelfristig zurückgehalten werden und erst verzögert, nach dem Abtauen, zum Boden gelangen und dort für die sich anschließenden Prozesse zur Verfügung stehen. Die maximale Interzeptionsspeicherkapazität (Int_{max}) ist einerseits durch die Vegetationsart, insbesondere durch den Blattflächenindex im Jahresgang, andererseits von der Art der Niederschläge (ob Regen oder Schnee) abhängig und wird im J2000 (nach DICKINSON, 1984) folgendermaßen berechnet:

$$Int_{max} = \alpha \cdot LAI \quad [\text{mm}] \quad (4.1)$$

mit:

- α : Speicherkapazität pro m² Blattfläche, [mm]
abhängig von der Art des Niederschlages
- LAI : Blattflächenindex der betreffenden Landnutzungsklasse [-]

Der Parameter α besitzt im Modellsystem J2000, je nach Art (Schnee oder Regen) des interzeptierten Niederschlages, unterschiedliche Ausprägungen. Dies ist notwendig, da die Interzeptionskapazität für Schnee deutlich über der von flüssigem Niederschlag liegt. Welche Ausprägung des Parameters für die tägliche Berechnung der maximalen Interzeptionsspeicherkapazität herangezogen wird, ist von der mittleren Lufttemperatur abhängig. Unterschreitet sie einen kritischen Wert (der vom Anwender bei den Parametern für die Schneedeckenberechnung anzugeben ist und bereits bei der Regionalisierung diskutiert wurde), wird der Niederschlag als Schneeniederschlag betrachtet. Liegt sie dagegen über dem kritischen Wert wird von Niederschlag in Form von Regen ausgegangen.

Der Blattflächenindex für die einzelnen Vegetationsarten im Jahresgang wird mit den in Abschnitt 3.3 dargestellten Verfahren für jeden Tag der Zeitreihe berechnet.

Durch die Interzeption wird der Freilandniederschlag, der auf die betreffende Fläche fällt, um den Interzeptionsteil auf den Bestandesniederschlag reduziert. Bestandesniederschlag tritt also nur dann auf, wenn die maximale Interzeptionsspeicherkapazität der Vegetation erschöpft ist. Der Überschuß wird dann als durchfallender Niederschlag an das folgende Modul weitergegeben.

Die Entleerung des Interzeptionsspeicher erfolgt normalerweise ausschließlich durch die Verdunstung. Ein Sonderfall tritt auf, wenn sich die Ausprägung des Parameter α auf Grund der Lufttemperatur von Schnee auf Regen ändert. Dies führt zu einer sprunghaften Herabsetzung der maximalen Interzeptionsspeicherkapazität. Damit wird das Abtauen von auf der Vegetationsoberfläche gespeichertem Schnee nachgebildet. Eventueller Überschuß wird als abtropfender Niederschlag an das sich anschließende Modul weitergegeben.

4.2 Schneemodul

In Mittelgebirgseinzugsgebieten kann die Abflußbildung durch die Akkumulation und Schmelze von Schnee deutlich beeinflusst werden. Während der Akkumulationsphase können erhebliche Niederschlagsmengen in Form von Schnee im Einzugsgebiet zurückgehalten werden, die dann bei Zunahme der Lufttemperatur im Frühling und der damit verbundenen Schneeschmelze oft sprunghaft zum Abfluß kommen und für ausgeprägte Hochwasserabflüsse sorgen können. Bei Flußeinzugsgebieten, die im Jahresgang eine deutlich nivale Komponente aufweisen, kann auf eine explizite Modellierung der Schneedecke daher nicht verzichtet werden.

In der konzeptionellen Wasserhaushaltsmodellierung haben sich verschiedene Verfahren zur Berücksichtigung von Schneedecken bewährt, die sich grob in drei Klassen gliedern lassen.

1. Einfache Verfahren, die lediglich die Akkumulation und die Schmelze meist nach dem Grad-Tag-Verfahren berücksichtigen (vgl. beispielsweise SCHREIDER ET AL., 1997; SCHULLA, 1997) und weitere Parameter der Schneedecke, wie z.B. die Dichte oder das Verhältnis zwischen freiem Wasser und Schnee, nicht oder nur sehr vereinfachend betrachten. Energiebilanzen und Umwandlungsprozesse werden bei diesen Verfahren meist ebenfalls vernachlässigt.
2. Komplexere, physikalisch basierte Verfahren, die vor allem die 'mechanischen' Vorgänge in der Schneedecke im zeitlichen Verlauf berücksichtigen. Diese Verfahren betrachten die Zusammensetzung und Dichte der Schneedecke, wobei die Setzung, die mit der Alterung einhergeht, rechnerisch erfaßt und nachgebildet wird. Diese Verfahren haben den Vorteil, daß sie die verschiedenen Zustände von Schneedecken während ihrer Lebensdauer berücksichtigen und damit deren Bereitschaft durch Schmelze zum Abfluß beizutragen recht gut nachbilden. Die Berechnung der potentiellen Schneeschmelzraten erfolgt bei diesen Verfahren nach vielfältigen Möglichkeiten, die von Grad-Tag-Verfahren bis hin zu komplexen Schneeschmelzformeln, die die verschiedenen Energieeintragspfade explizit berücksichtigen, reichen. Bei diesen Verfahren erfolgt

die Wasserabgabe der Schneedecke nach Erreichen einer gewissen Grenzdichte. Ein nachträgliches Wiedergefrieren wird oft nicht explizit berücksichtigt. Auch die im zeitlichen Verlauf sich verändernde Albedo der Schneedecke wird im allgemeinen vernachlässigt. Ein solch komplexes Verfahren wurde von KNAUF (1980) beschrieben.

3. Die letzte Gruppe berücksichtigt neben den ‘mechanischen’ Vorgängen in der Schneedecke zusätzlich noch die Energiebilanz während ihrer Lebensdauer sowie ihren vertikalen Aufbau. Durch die Berechnung der Energiebilanz der Schneedecke ist es möglich, das Wiedergefrieren von an der Oberfläche entstehendem und in die Schneedecke einsickerndem Schmelzwasser zu berechnen. Ein Beispiel für ein entsprechendes Verfahren ist das Schneemodul des PRMS (LEAVESLEY ET. AL., 1983).

Es liegt auf der Hand, daß die zunehmende Komplexität der Verfahren zunehmende Anforderungen an die Eingangsdaten stellt. So wird bei den unter 1. angesprochenen Verfahren meist nur die mittlere Tagestemperatur als Eingabedatum benötigt. Bei den unter 2. dargestellten Verfahren müssen zusätzlich die Dichte der Schneedecke beschreibende Parameter bestimmt werden. Die unter 3. beschriebenen Verfahren benötigen für eine hinreichende Modellsicherheit weitere Parameter, wie z.B. Maximum und Minimum der Lufttemperatur, Albedo der Schneedecke, Meßwerte der Strahlung für die Energiebilanz etc., die oft nicht zur Verfügung stehen. Eine Vielzahl dieser Parameter kann zwar oft durch empirische oder vereinfachende physikalisch basierte Berechnungen approximiert werden, jedoch bleibt dabei offen, wie sicher diese Parameter dann für die Verhältnisse im jeweiligen Einzugsgebiet sind. Außerdem sollte der sprunghaft ansteigende Rechenaufwand im Verhältnis zum Ergebnis gesehen werden. Im Modellsystem J2000 besteht derzeit die Möglichkeit zwischen zwei Verfahren auszuwählen, die nach ihren Konzepten den Typen 1 und 2 entsprechen und im Folgenden beschrieben werden.

4.2.1 Einfaches Schneemodul

Das einfache Schneemodul, das in das J2000 integriert ist, folgt dem in SCHULLA (1997) beschriebenen Verfahren. Es handelt sich hierbei um eine weitestgehend empirische Modellvorstellung, die Bestandteil des hydrologischen Modells WaSiM-ETH ist. Dieses Verfahren betrachtet die Schneeakkumulation und -schmelze anhand des Schneewasseräquivalentes. Hierfür werden zwei Speicher ausgewiesen: Ein Speicher, der dem Wasseräquivalent des Schnees entspricht (SWC_{dry}) und einem zweiten, der den Anteil von flüssigem Wasser in der Schneedecke (SWC_{liq}) repräsentiert. Die Summe dieser beiden Speicher ergibt das Gesamtschneewasseräquivalent der Schneedecke (SWC_{tot}). Die maximale Wassermenge (Max_{liq}), die

als flüssiges Wasser in der Schneedecke gespeichert werden kann, wird als relativer Anteil des Gesamtschneewasseräquivalentes berechnet. Sie ergibt sich nach:

$$Max_{liq} = c_1 \cdot SWC_{tot} \quad [\text{mm}] \quad (4.2)$$

Der Koeffizient (c_1) stellt einen Eichkoeffizienten dar, der im Bereich von 0.1 bis 0.45 liegen sollte. Überschreitet SWC_{liq} die maximale Wassermenge Max_{liq} wird überschüssiges Wasser als Schneeschmelzabfluß an das nachfolgende Modul abgegeben. Schneedichteberechnungen oder Berechnungen der Energiebilanzen finden bei diesem Verfahren nicht statt. Es wird lediglich die Schneeeakkumulation und die Schneeschmelze nachgebildet. Für die Akkumulation und die Schmelze können im J2000 zwei unterschiedliche Temperaturwerte angegeben werden, die sich aus den Minimum- und Maximumtemperaturen berechnen lassen. Zur Auswahl stehen die Minimal- und Maximaltemperatur sowie das arithmetische Mittel und das erste und dritte Quartil. Dadurch können beispielsweise Schneefälle in der Nacht und Schmelzvorgänge tagsüber innerhalb eines Zeitschrittes nachgebildet werden.

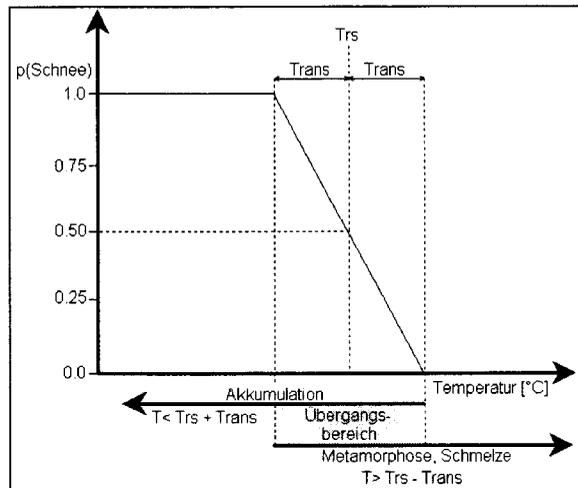
Akkumulation

Zur Berechnung der täglichen Akkumulationsrate (Acc) wird zunächst anhand der Lufttemperatur bestimmt, wie hoch der Schneeanteil am Gesamtniederschlag ist. Zur Bestimmung des Anteils wird angenommen, daß bei Unterschreiten einer bestimmten Grenztemperatur der gesamte Niederschlag als Schnee fällt und bei Überschreiten einer zweiten Grenztemperatur der gesamte Niederschlag als Regen fällt. Im Bereich zwischen diesen Grenztemperaturen treten Mischniederschläge auf. Zur Bestimmung der Grenztemperaturen und damit der Breite des Übergangsbereiches muß ein Temperaturwert (Trs in °C) angegeben werden, der der Temperatur entspricht, bei der 50% des Niederschlages als Schnee und 50% als Regen fallen. Zusätzlich muß ein Parameter $Trans$ in K bestimmt werden, der der halben Breite des Übergangsbereiches entspricht. Abbildung 4.2 soll dies verdeutlichen. Aus dieser Abbildung ist zu ersehen, daß im Bereich zwischen $Trs - Trans$ und $Trs + Trans$ von Mischniederschlägen ausgegangen wird. Der tatsächliche Schneeanteil ($p(s)$) am Tagesniederschlag in Abhängigkeit von der Lufttemperatur (T) berechnet sich dabei nach:

$$p(s) = \begin{cases} 1.0 & \text{für } T \leq Trs - Trans \\ \frac{Trs + Trans - T}{2 \cdot Trans} & \text{für } (Trs - Trans) < T < (Trs + Trans) \\ 0.0 & \text{für } T \geq Trs + Trans \end{cases} \quad [-] \quad (4.3)$$

Mit dem nach Gleichung 4.3 berechneten Schneeanteil und dem Tagesniederschlag

Abbildung 4.2: Verlauf der Wahrscheinlichkeitsfunktion zur Bestimmung des Schneeanteiles an einem Niederschlagsereignis, in Abhängigkeit der Lufttemperatur. (nach KLEEGER ET AL., 1999)



(N) ergibt sich die tägliche Schneemenge (N_s) bzw. Regenmenge (N_r) nach:

$$N_s = N \cdot p(s) \quad [\text{mm}] \quad (4.4)$$

$$N_r = N \cdot (1 - p(s)) \quad [\text{mm}] \quad (4.5)$$

Das so berechnete tägliche Schneewasseräquivalent wird dem Festspeicher (SWC_{dry}) zugeschlagen. Ist $p(s)$ kleiner 1.0 wird der resultierende Regenanteil zum Flüssigspeicher addiert.

Schneesmelze

Im Modell beginnt die Schneedecke zu schmelzen, wenn der Temperaturwert (T_{melt}), der für die Schmelze festgelegt wurde, einen ebenfalls während der Parametrisierung zu bestimmenden Grenzwert (T_{crit}) überschreitet. Die Berechnung der Schneesmelze erfolgt im einfachen Schneemodul anhand einer potentiellen Schneesmelzrate (M_p), die sich aus der Lufttemperatur und einem Grad-Tag-Faktor (GTF) nach folgender Gleichung ergibt.

$$M_p = GTF \cdot (T_{melt} - T_{crit}) \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (4.6)$$

Der Grad-Tag-Faktor (GTF) liegt nach SCHREIDER ET AL. (1997) bei 2.9, nach TODD (1970) bei $3.2 \text{ mm } ^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ und kann Werte von bis zu $7 \text{ mm } ^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ annehmen (MANIAK, 1997). Die Berechnung der potentiellen Schmelzrate erfolgt nur an Tagen deren Temperatur oberhalb von $T_{rs} - T_{trans}$ liegt, um negative Schmelzraten zu vermeiden.

Die tatsächliche Schmelzrate (M) ergibt sich aus der potentiellen Schmelzrate (M_p) nach Gleichung 4.6 und dem aktuellen Schneewasseräquivalent (SWC_{dry}). Ist die potentielle Schmelzrate größer als SWC_{dry} führt dies zum Abtauen der gesamten Schneedecke, damit wird $SWC_{dry} = 0$. Ist das aktuelle Schneewasseräquivalent größer als die potentielle Schmelzrate wird die Schneedecke um diesen Betrag vermindert:

$$M = \begin{cases} M_p & \text{für } M_p < SWC_{dry} \\ SWC_{dry} & \text{für } M_p \geq SWC_{dry} \end{cases} \quad [\text{mm}] \quad (4.7)$$

Die aus der Schmelze resultierende Wassermenge wird zunächst dem Flüssigspeicher zugeschlagen. Wird dadurch dessen maximale Speicherkapazität nach Gleichung 4.2 überschritten, kommt das überschüssige Wasser als Schneeschmelze zum Abfluß und wird an das nachfolgende Modul weitergegeben.

Wiedergefrieren von flüssigem Wasser

Ist flüssiges Wasser in der Schneedecke gespeichert kommt es zu einem Wiedergefrieren eines Teils oder des gesamten flüssigen Wassergehaltes (SWC_{liq}), wenn der Temperaturwert für die Akkumulation (T_{acc}) unterhalb des Grenzwertes (T_{crit}) liegt. Diese 'negative' Schmelzrate berechnet sich nach:

$$M_{neg} = c_{rfr} \cdot GTF \cdot (T_{acc} - T_{crit}) \quad [\text{mm}] \quad (4.8)$$

Der Parameter (c_{rfr}) stellt dabei einen Eichkoeffizienten dar, für den in anderen Modellen Werte von ca. 0.05 bestimmt wurden (UHLENBROOK, 1999). Mit M_{neg} wird das in der Schneedecke vorhandene flüssige Wasser solange in den Festspeicher überführt, bis der Flüssigspeicher (SWC_{liq}) entleert ist.

Das oben beschriebene Schneemodul wurde als Bestandteil der Modelle WaSiM-ETH (SCHULLA, 1997) und ASGI (KLEEBERG ET AL., 1999) in mehreren Einzugsgebieten, unter anderen der Thur und der Oberpfälzer Vils erfolgreich angewendet.

4.2.2 Komplexes Schneemodul

Das komplexe Schneemodul, das in das J2000 integriert ist, folgt dem in KNAUF (1980) beschriebenen Verfahren, welches geringfügig für das Modellsystem erweitert wurde. In ähnlicher Form hat sich dieses Schneemodul bereits im Modell LARSIM (BREMICKER, 1999) bewährt. Das Schneemodul berücksichtigt die Zustandsänderung der Schneedecke während ihrer Lebensdauer, insbesondere die Dichteänderung

durch Schmelz- und Setzungsvorgänge. Nach KNAUF (1980) zeigten Beobachtungen an einer Schneewaage, daß die Schneedecke bis zum Erreichen einer bestimmten Grenzdichte freies Wasser, ähnlich wie ein Schwamm speichern kann und erst nach Überschreiten dieser Grenzdichte eine sprunghafte Wasserabgabe erfolgt. Für die Modellierung werden hierfür verschiedene Wasserkapazitäten der Schneedecke betrachtet: Das eigentliche Schneewasseräquivalent (SWC_{dry}), das der Menge des tatsächlich gefrorenen Wassers entspricht, die Menge von flüssigem in der Schneedecke zurückgehaltenem Wasser (SWC_{liq}) und der Gesamtwassergehalt (SWC_{tot}), der sich als Summe aus SWC_{dry} und SWC_{liq} ergibt. Die Setzung der Schneedecke, die aus dem Eintrag von flüssigem Wasser durch Schneeschmelze an der Oberfläche oder aus Niederschlägen in Form von Regen resultiert, wird nach dem empirischen Schneesetzungs-Verfahren (Snow Compaction Scheme) von BERTLE (1966) berechnet.

Die Schneedecke und ihre Zustände werden für die Modellierung anhand folgender Parameter beschrieben: Der Schneehöhe (SH) [in mm], der Trockenschneedichte (ρ_{sn}) [in g cm^{-3}], die sich als Quotient aus Schneewasseräquivalent und Schneehöhe berechnen läßt sowie der Gesamtdichte (ρ_{tot}) [in g cm^{-3}] als Quotient aus Gesamtwassergehalt und Schneehöhe. Zusätzlich müssen vom Anwender zwei weitere Parameter angegeben werden. Diese sind die Dichte von Neuschnee (ρ_{new}) [in g cm^{-3}] sowie eine kritische Grenzdichte (ρ_{crit}) [in g cm^{-3}], ab der die Wasserabgabe aus der Schneedecke erfolgt.

Das Verfahren von Knauf wurde für das J2000 durch die Möglichkeit erweitert, unterschiedliche Temperaturen für die Akkumulation (T_{acc}) einerseits und die Metamorphose- und Schmelzvorgänge (T_{melt}) andererseits zur Modellierung heranzuziehen. Damit wird gewährleistet, daß innerhalb eines Zeitschrittes sowohl Akkumulations- als auch Schmelzvorgänge nachgebildet werden können. Dies ist insbesondere in Zeiträumen wichtig, in denen die Lufttemperatur um den Gefrierpunkt schwankt, was zur Folge hat, daß beispielsweise Schneefälle in der Nacht auftreten können, die tagsüber dann wieder geschmolzen werden. Der Anwender kann während der Modellparametrisierung wählen, welchen Temperaturwert (T_{min} , 1.Q, T_{mean} , 3.Q, T_{max}) er für die Modellierung der Akkumulationsvorgänge einerseits und der der Metamorphose- und Schmelzvorgänge andererseits heranziehen möchte. Eine zusätzliche Erweiterung ist die Berücksichtigung von Mischniederschlägen aus Regen und Schnee nach dem im Abschnitt 4.2.1 beschriebenen Verfahren.

Akkumulationsphase

Schneeakkumulation tritt dann auf, wenn der Temperaturwert (T_{acc}), der vom Anwender für die Akkumulation ausgewählt wurde, unterhalb des oberen Grenzwertes

($Trs + Trans$) liegt. Nach den Gleichungen 4.3 – 4.5 wird der Schnee- bzw. Regenanteil des Niederschlagsereignisses ermittelt. Die aus Schneeniederschlägen (N_s) resultierende Schneehöhenänderung (ΔSH) berechnet sich dann wie:

$$\Delta SH = \frac{N_s}{\rho_{new}} \quad [\text{mm}] \quad (4.9)$$

Das Schneewasseräquivalent des Vortages (SWC_{dry}) erhöht sich damit um den Betrag des Schneeniederschlags nach:

$$SWC_{dry} = SWC_{dry} + N_s \quad [\text{mm}] \quad (4.10)$$

Handelte es sich beim Niederschlagsereignis um einen Mischniederschlag, wird der Regenanteil dem Flüssigspeicher (SWC_{liq}) zugeschlagen. Das Gesamtschneewasseräquivalent (SWC_{tot}) erhöht sich um die Summe aus Regen und Schnee oder anders ausgedrückt um den Gesamtniederschlag (N). Ist Regen am Niederschlagsereignis beteiligt, führt dies zu einer Setzung der Schneedecke. Die Berechnung des Setzungsbetrages wird weiter unten dargestellt.

Während der Modellierung verharrt die Schneedecke solange in der Akkumulationsphase, bis der vom Anwender festgelegte Temperaturwert für die Schneeschmelze (T_{melt}) einen ebenfalls während der Parametrisierung festzulegenden Temperaturgrenzwert (T_{crit}) überschreitet. Dann tritt sie in die Metamorphosephase, in der die Schmelz- und Setzungsprozesse nachgebildet werden, ein. Sie kann aber jederzeit, bei entsprechend niedrigeren Temperaturen, wieder in die Akkumulationsphase zurückkehren. Durch die unterschiedlichen Temperaturwerte können während eines Zeitschrittes sowohl Akkumulations- als auch Schmelzvorgänge modelliert werden.

Schmelz- und Setzungsphase

Überschreitet der vom Anwender bestimmte Temperaturwert (T_{melt}) den Temperaturgrenzwert (T_{crit}), tritt die Schneedecke von der Akkumulations- in die Metamorphosephase über. Die Energie, die dort für die Schneeschmelze zur Verfügung steht, kann auf drei verschiedenen Wegen in die Schneedecke gelangen. Zum ersten durch Eintrag von fühlbarer Wärme durch die Lufttemperatur, zweitens durch Energieeintrag aus Niederschlag in Form von Regen und drittens durch Eintrag auf Grund des Bodenwärmestromes. Aus der Summe der Energieeinträge ergibt sich eine potentielle Schneeschmelzrate (M_p). Für die Berechnung von M_p existieren eine Vielzahl von mehr oder weniger komplexen Gleichungen (KNAUF, 1976), von denen zwei in das Modellsystem J2000 integriert sind. Der Anwender hat die Wahl zwischen einem Berechnungsverfahren, das die drei Energieeintragspfade berücksichtigt oder einer

eher integrativen Bestimmung durch Berechnung eines Grad-Tag-Faktors. Die die einzelnen Energieeinträge berücksichtigende Berechnung der potentiellen Schneeschmelzrate ergibt sich nach:

$$M_p = \frac{1}{r_s} \cdot \underbrace{(a_0 + a_1 \cdot v) \cdot T}_a + \underbrace{0.01255 \cdot i_N \cdot T_N}_b + \underbrace{c_B}_c \quad [\text{mm h}^{-1}] \quad (4.11)$$

mit:	r_s	: Schmelzwärme von Schnee (≈ 93)	$[\text{Wh kg}^{-1}]$
	a_0	: Wärmeübergangskoeffizient	$[\text{Wh h}^{-1} \text{°C}^{-1}]$
	a_1	: Wärmeübergangskoeffizient	$[\text{Wh h}^{-1} \text{°C}^{-1}]$
	v	: Windgeschwindigkeit	$[\text{m s}^{-1}]$
	T	: Temperaturwert für die Schneeschmelze	$[\text{°C}]$
	i_N	: Intensität des Niederschlages	$[\text{mm h}^{-1}]$
	T_N	: Temperatur des Niederschlages	$[\text{°C}]$
	c_B	: Schmelzrate als Folge des Bodenwärmestromes	$[\text{mm h}^{-1}]$

Der Temperaturwert für die Schneeschmelze (T) ergibt sich aus der Differenz aus T_{melt} und T_{crit} . Für die Temperatur des Niederschlages, die im allgemeinen nicht bekannt ist, wird hierfür im Modell vereinfachend der Lufttemperaturwert (T_{melt}) gesetzt.

Teil (a) der Gleichung entspricht dem fühlbaren Wärmeeintrag durch die Luft, Teil (b) dem fühlbaren Wärmeeintrag durch den Niederschlag in Form von Regen und Teil (c) der Wärmezufuhr aus dem Boden. Die Parameter a_0 , a_1 und c_B sollen nach KNAUF (1976) nicht als physikalische Konstanten sondern vielmehr als Eichkoeffizienten angesehen werden. Sie sind im Zuge der Optimierung innerhalb folgender Wertebereiche anzueichen:

a_0	:	1 bis 7	$\text{Wh h}^{-1} \text{°C}^{-1}$
a_1	:	0.8 bis 2.5	$\text{Wh h}^{-1} \text{°C}^{-1}$
c_B	:	0.1 bis 1	mm h^{-1}

Der Vorteil dieser Berechnung der potentiellen Schneeschmelzrate ist ihr physikalisch basierter Charakter, der aber durch den hohen Parametrisierungsgrad in der praktischen Nutzung wieder eingeschränkt wird. Im allgemeinen stehen bei der Modellierung in großen Einzugsgebiete die erforderlichen Eingabedaten für Gleichung 4.11 nicht als Meßwerte zur Verfügung, so daß sie angeeicht werden müssen und im allgemeinen nur schwer validierbar sind. Dies erhöht die Modellunsicherheit. Aus diesem Grunde wurde die Möglichkeit in das Modellsystem integriert, alternativ mit einer einfachen, den Grad-Tag-Faktor (GTF) zugrundelegenden, Gleichung zu rechnen. Der Grad-Tag-Faktor wird hierzu als Funktion der Schneedichte (vgl. MARTINEC, 1976) ($GTF = 11 \cdot \rho_{sn}$) approximiert. Die potentielle Schmelzrate

berechnet sich damit nach:

$$M_p = GTF \cdot (T_{melt} - T_{crit}) \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (4.12)$$

Die nach Gleichung 4.11 oder 4.12 berechnete potentielle Schmelzrate (M_p) wird im Modell noch nach Gleichung 3.41 für die Neigungs-Expositionswerte der Fläche korrigiert und zusätzlich für die Landnutzungsklassen Wald reduziert. Die Reduktion für Waldgebiete soll dem niedrigeren Energieeintrag am Boden durch die Abschattung Rechnung tragen. In der Literatur werden meist unterschiedliche Grad-Tag-Faktoren für Wald und offene Flächen angegeben (vgl. beispielsweise MANIAK, 1997). Diese erreichen bei Nadelwald nur etwa ein Drittel der Werte von freien Flächen. Bei Mischwald werden zwei Drittel der Werte von Freiflächen erreicht. Im Modellsystem J2000 erfolgt die Reduktion für diese beiden Landnutzungsklassen in Anlehnung an die oben angeführten Werte nach folgender Gleichung:

$$M_p(\text{Wald}) = \begin{cases} 0.3 \cdot M_p & \text{für Nadelwald} \\ 0.6 \cdot M_p & \text{für Laubwald} \end{cases} \quad (4.13)$$

Nach Berechnung der potentiellen Schmelzrate mit einem der beiden möglichen Verfahren, kann nun die Schneehöhenänderung (ΔH), die durch eben diese Schneeschmelze impliziert wird, nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$\Delta H = \frac{M_p}{\rho_{sn}} \quad [\text{mm}] \quad (4.14)$$

mit: ρ_{sn} : Trockenschneedichte nach Gleichung 4.22 $[\text{g cm}^{-3}]$

Die aktuelle Schneehöhe vermindert sich damit nach:

$$SH = \dot{S}H - \Delta H \quad [\text{mm}] \quad (4.15)$$

Übersteigt ΔH die aktuelle Schneehöhe, kommt das gesamte Schneewasseräquivalent zum Abfluß und die Schneedecke taut vollkommen ab. Anderenfalls werden die Parameter, die die Schneedecke beschreiben, neu berechnet. Der Gesamtwassergehalt der Schneedecke ändert sich hierbei nicht, da das frei gewordene Wasser in die Schneedecke einsickert und dort gespeichert wird, wohl aber das Schneewasseräquivalent (SWC_{dry}) nach:

$$SWC_{dry} = \dot{S}W\dot{C}_{dry} - \Delta H \cdot \rho_{sn} \quad [\text{mm}] \quad (4.16)$$

Durch die reduzierte Schneehöhe bei gleichbleibendem Gesamtwassergehalt ändert sich die Gesamtschneedichte nach:

$$\rho_{tot} = \frac{SWC_{tot}}{SH} \quad \left[\frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right] \quad (4.17)$$

Das aus den Schmelzvorgängen an der Oberfläche resultierende freie Wasser sickert in die Schneedecke ein und wird dort zurückgehalten. Der gleiche Effekt tritt auf, wenn Niederschlag in Form von Regen auf die Schneedecke fällt. Neben dem Energieeintrag kommt es dabei zu einer Erhöhung des Gesamtwassergehaltes der Schneedecke nach:

$$SWC_{tot} = \dot{S}WC_{tot} + N_r \quad [\text{mm}] \quad (4.18)$$

Das Schneewasseräquivalent wird dadurch vorerst nicht beeinflusst. Das freie Wasser in der Schneedecke, gleich ob es aus der temperaturindizierten Schneeschmelze oder aus dem Niederschlag resultiert, sickert in die Schneedecke ein und führt dort zu Setzungsvorgängen durch Umkristallisation des Schnees und durch Strukturänderungen und Verdichtung in der Lagerung (KNAUF, 1980). Die daraus resultierende Setzungsrate wird nach dem in BERTLE (1966) beschriebenen Schneesetzungsverfahren berechnet. Diesem Verfahren liegt die Beobachtung eines empirischen Zusammenhangs zwischen zugeführtem freiem Wasser und der daraus resultierenden Höhenänderung durch die Setzung zugrunde, der aus Laborversuchen des US-Bureau of Reclamation abgeleitet wurde. Hierfür wird die prozentuale Zunahme des akkumulierten Wassergehaltes im Verhältnis zum Schneewasseräquivalent nach folgender Gleichung berechnet:

$$P_W = \frac{SWC_{tot}}{SWC_{dry}} \cdot 100 \quad [\%] \quad (4.19)$$

In dieser Gleichung kommt zum Ausdruck, daß die Schneedeckensetzung um so größer ist, je mehr flüssiges Wasser zugeführt wird (KNAUF, 1980). Eine Zufuhr von gerade der Wassermenge, die dem Schneewasseräquivalent der Schneedecke entspricht, führt zu einer Halbierung der Schneehöhe durch die Setzung. Die prozentuale Schneehöhenänderung (P_H) berechnet sich in Abhängigkeit des zugeführten freien Wassers nach:

$$P_H = 147.4 - 0.474 \cdot P_W \quad [\%] \quad (4.20)$$

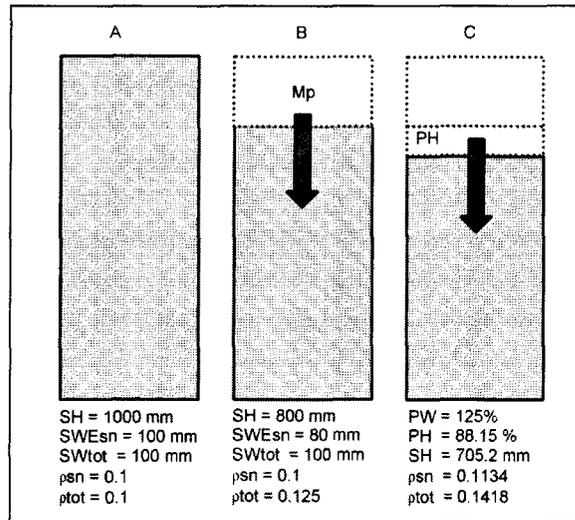
Daraus ergibt sich die neue Schneehöhe nach:

$$SH = \dot{S}H \cdot \frac{P_H}{100} \quad [\text{mm}] \quad (4.21)$$

Mit der neu berechneten Schneehöhe wird nun die Gesamtschneedichte (ρ_{tot}) nach Gleichung 4.17 sowie die Trockenschneedichte (ρ_{sn}) nach folgender Gleichung neu berechnet:

$$\rho_{sn} = \frac{SWC_{dry}}{SH} \quad \left[\frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \right] \quad (4.22)$$

Abbildung 4.3: *Beispielhafte Darstellung der durch Schmelze implizierten Abnahme einer Schneedecke. A: Schneedecke vor Beginn der Schmelze, B: Rückgang durch Schmelze, C: Setzung der Schneedecke durch das Schmelzwasser.*



In Abbildung 4.3 ist die durch Schmelze implizierte Abnahme einer Schneedecke beispielhaft dargestellt. Bild A zeigt die Schneedecke vor Beginn der Schmelze. Eine Schmelzrate von 20 mm führt nach Gleichung 4.14 zu einer Höhenabnahme von 200 mm (Bild B). Das aus der Schmelze resultierende Wasser sickert in die Schneedecke ein und führt zu einer Erhöhung der Gesamtdichte (ρ_{tot}) der Schneedecke bei zunächst gleichbleibender Schneedichte (ρ_{sn}). Gleichzeitig bewirkt das freie Wasser eine Setzung der Schneedecke (Bild C), wodurch sowohl die Gesamtschneedichte als auch die Trockenschneedichte erhöht wird. Der gleiche Effekt tritt auf, wenn Niederschlag in Form von Regen auf die Schneedecke fällt.

Schneeschnelzabfluß

Wie oben dargestellt ist die Schneedecke in der Lage, bis zu einer gewissen Grenzdicke (ρ_{crit}) freies Wasser in ihren Poren zu speichern. Diese Speicherfähigkeit geht bei Erreichen eines bestimmten Anteils von freiem Wasser im Verhältnis zum Gesamtschneewasseräquivalent (zwischen 40% und 45% nach BERTLE (1966), HERRMANN (1976), LANG (1966)) nahezu vollkommen und irreversibel verloren. Ab diesem Schwellenbereich wird auch ohne Regeneinwirkung die Retentionskapazität einer natürlich entwickelten Schneedecke sprunghaft herabgesetzt, es ist eine ruckhafte Wasserabgabe aus der Schneedecke zu beobachten (HERRMANN, 1976). Bei der Modellierung wird dieses Verhalten durch die Berechnung eines maximalen Wassergehaltes (SWC_{max}) der Schneedecke nach:

$$SWC_{max} = \rho_{crit} \cdot SH \quad [\text{mm}] \quad (4.23)$$

nachgebildet. Die kritische Grenzdichte (ρ_{crit}) ist dabei vom Anwender anzugeben. Das in der Schneedecke gespeicherte Wasser, das diesen Grenzwert überschreitet, kommt zum Abfluß:

$$Q_{snow} = SWC_{tot} - SWC_{max} \quad [\text{mm}] \quad (4.24)$$

Das resultierende Schmelzwasser (Q_{snow}) geht als Eingabewert in das sich anschließende Bodenmodul ein. Die Dichte der Schneedecke verharrt dabei auf der kritischen Grenzdichte, bis sie entweder vollkommen abgetaut ist oder durch erneutes Auftreten von Schneefall wieder in die Akkumulationsphase übergeht.

4.3 Das Bodenwassermodul

Die oft angeführte zentrale Rolle des Bodens als Regel- und Verteilungssystem (UHLÉN & LEIBUNDGUT, 1997; DYCK & PESCHKE, 1995; BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990) findet sich auch in der Modellkonzeption des J2000 wieder. Nahezu das gesamte Niederschlagswasser, mit Ausnahme des an der Vegetationsoberfläche interzeptierten Anteils, trifft auf den Boden und wird von dort, in Abhängigkeit von den physikalischen Eigenschaften des Bodens selber und zusätzlicher, spezifischer Standortbedingungen auf die verschiedenen Fließ- und Verdunstungspfade verteilt. Für die Modellierung dieses komplexen Systems ist es von entscheidender Bedeutung die Parameter, die den deutlichsten Einfluß auf die hydrologischen Prozesse haben, zu identifizieren und entsprechend differenziert zu gewichten. Bei der Extraktion der relevanten Parameter und der Umsetzung der Vorgänge in mathematische Gleichungssysteme kommt erschwerend hinzu, daß es sich beim Bodenwasserhaushalt um ein zeitlich hoch dynamisches System handelt, das bei ähnlichen oder gleichen Parametern aufgrund verschiedener Randbedingungen vollkommen unterschiedlich reagieren kann.

Für die modelltechnische Abstraktion des Bodenwasserhaushaltes in der hydrologischen Modellierung existieren eine Vielzahl von Konzepten, die sich grob in drei Klassen untergliedern lassen:

1. Gesamtheitliche Modellierung des Bodens in Form eines einzigen Speichers.
2. Vertikale Gliederung des Bodens in zwei oder mehr Bereiche und Modellierung dieser Kompartimente durch hintereinander geschaltete Speicher.
3. Gliederung des Bodens anhand spezifischer Porenräume und Modellierung dieser Kompartimente durch parallel geschaltete Speicher.

Welches Konzept zur Anwendung kommt, richtet sich meist nach der zu untersuchenden Zielgröße, für die das jeweilige Modell entwickelt wurde. So findet sich das erste Konzept, die integrative Modellierung, oft in eher meteorologisch ausgerichteten Modellen wie z.B. dem KAMM (PRENOSIL, 1980), für die die hydrologischen Vorgänge im Boden lediglich als untere Randbedingung der Vorgänge in der Grenzschicht Atmosphäre / Erdoberfläche von Interesse sind.

In den eher hydrologisch ausgerichteten Modellen kommen im allgemeinen die Konzepte 2 und 3 zum Einsatz. Beim zweiten Konzept (vgl. z.B. Xinanjiang-Modell, ZHAO, 1977 oder PRMS, LEAVESLEY, 1995) werden meist zwei bis drei Bodenspeicher ausgewiesen, die dann einzeln modelliert werden. Durch diese vertikale Gliederung des Bodens können beispielsweise vertikale Sickervorgänge und unterschiedliche Feuchtezustände in verschiedenen Bodentiefen nachgebildet werden. Den einzelnen Kompartimenten werden bei diesem Konzept meist spezifische Wasserspeicherkapazitäten, die von der Bodenart (tonig, schluffig, sandig) abhängig sind, zugewiesen und damit die Speicher parametrisiert. Ein Nachteil bei dieser Vorgehensweise ist der, daß die unterschiedlichen Porenanteile (Fein-, Mittel- und Grobporen), die in den einzelnen Horizonten oder Kompartimenten nebeneinander auftreten, nicht weiter differenziert, sondern vielmehr gesamtheitlich modelliert werden.

Die Gliederung des Bodens erfolgt im dritten Konzept anhand der spezifischen Porenvolumina (Mittel- und Grobporen), die die einzelnen Böden aufweisen. Beispiele hierfür sind die Bodenmodule des TOPMODEL (BEVEN ET AL., 1981) und des WaSiM (SCHULLA, 1998). Da mit diesem Konzept die physikalischen Kennwerte der einzelnen Bodenarten am besten berücksichtigt werden können, wurde für das Bodenmodul des J2000 ein ähnliches Konzept entwickelt, das im folgenden ausführlich beschrieben wird.

4.3.1 Konzept des Bodenmoduls

Wie oben angeführt, werden die einzelnen Böden im Untersuchungsgebiet in Speicher entsprechend ihrer Porenvolumina untergliedert. Die Porenräume, die in den Böden auftreten können, werden in der Literatur (z.B. SCHEFFER & SCHACHTSCHA-BEL, 1984) folgendermaßen klassifiziert:

1. Das in den Feinporen ($< 0.2 \mu\text{m}$ Durchmesser, $pF > 4.2$, entspricht dem permanenten Welkepunkt - PWP) gespeicherte Wasser ist auf Grund der Adsorptionskräfte so fest gebunden, daß es für die Abflußbildung in keiner Weise zur Verfügung steht.
2. Das in den Mittelporen (Durchmesser 0.2 bis $50 \mu\text{m}$, pF 1.8 bis 4.2 , entspricht der nutzbaren Feldkapazität - nFk) gespeicherte Wasser wird durch die Adsorp-

tionskräfte gegen die Gravitation gehalten. Es kann nahezu nur durch Anlegen einer aktiven Saugspannung dem Boden entzogen werden.

3. Das in den Grob- und Makroporen ($> 50 \mu\text{m}$ Durchmesser, $pF > 1,8$, entspricht der Luftkapazität - Lk) gespeicherte Wasser unterliegt der Gravitation und kann nur für kurze Zeit (1 bis 2 Tage nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1984) im Boden gehalten werden.

Das in den Feinporen gespeicherte Wasser kann bei der Modellierung vernachlässigt werden, da es nach der oben angeführten Spezifikation der Porenvolumina aufgrund der dauerhaften Bindung weder für Verdunstungs- noch für Fließvorgänge verfügbar ist. Damit erfolgt die modelltechnische Abstraktion des Bodens im Modell J2000 durch zwei parallel geschaltete, miteinander in Verbindung stehende Speicher: Einem Speicher, der dem Mittelporenvolumen entspricht (im folgenden auch mit MPS bezeichnet) und nur durch die Verdunstung entleert werden kann und einem Speicher, der das Volumen der Grob- und Makroporen repräsentiert (im folgenden auch mit GPS bezeichnet) und der die Quelle für den eigentlichen Abfluß darstellt. Abbildung 4.4 zeigt den grundlegenden schematischen Aufbau des Bodenmoduls des J2000.

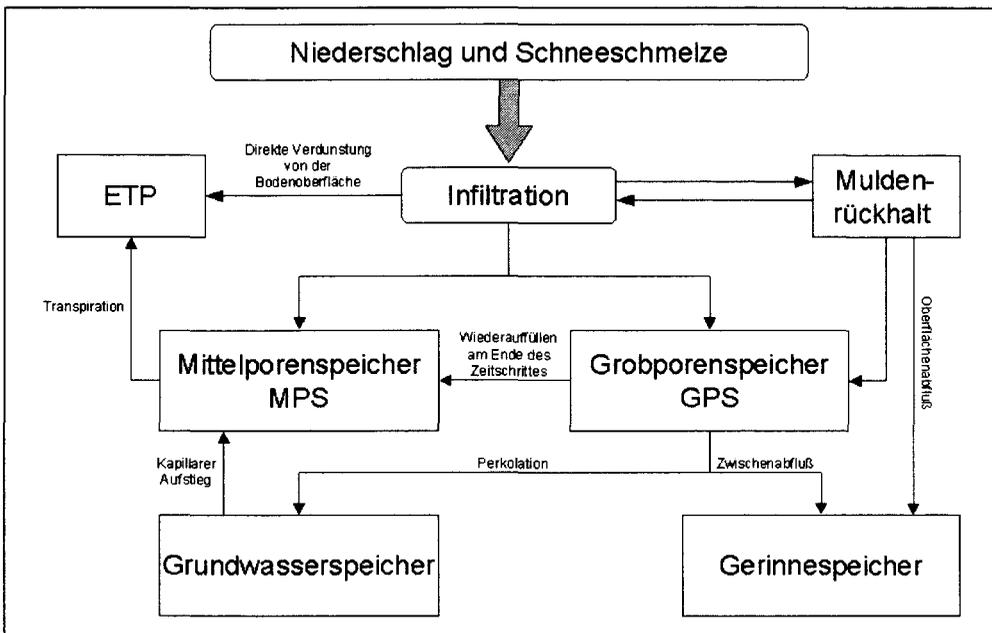


Abbildung 4.4: Schematische Darstellung des Bodenmoduls des Modellsystems J2000.

Aus dieser Abbildung geht hervor, daß den Bodenspeichern ein Infiltrationsspeicher vorgeschaltet ist, der zunächst den Nettoniederschlag sowie das aus der Schneeschmelze resultierende Wasser erhält. Ausgehend von diesem Speicher wird das Wasser auf die beiden Bodenspeicher verteilt, wobei bei Überschreiten einer maximalen Infiltrationskapazität des jeweiligen Bodens oder bei Sättigung des Grobporenspeichers überschüssiges Wasser in einem Muldenrückhaltsspeicher zwischengespeichert wird. Die Entleerung des Muldenrückhalts erfolgt über die Verdunstung, durch die Bildung von Oberflächenabfluß und/oder durch die Versickerung zu einem späteren Zeitpunkt. Die Entleerung des Mittelporenspeichers erfolgt allein durch die Evapotranspiration, die des Grobporenspeichers durch Bildung von Zwischenabfluß oder durch Grundwasserneubildung. Außerdem kann am Ende des Zeitschrittes ein gewisser Teil des in den Grobporen gespeicherten Wassers in den Mittelporenspeicher überführt werden. Der Mittelporenspeicher kann zusätzlich zu diesem Wasseranteil und zur Infiltration noch Wasser aus der gesättigten Zone durch kapillaren Aufstieg erhalten. Diese einzelnen Prozesse werden im folgenden Text ausführlich erläutert, zuvor soll jedoch die Parametrisierung des Bodenmoduls diskutiert werden.

4.3.2 Parametrisierung des Bodenmoduls

Wie schon bei der Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten dargestellt, ist der Bodentyp eine der zeitlich statischen Datengrundlagen. Bei der Modellierung von großen Einzugsgebieten kommen hierfür die Legendeneinheiten aus Bodenübersichtskarten in Betracht. Jeder dieser Legendeneinheiten ist ein Standardbodenprofil zugeordnet, das der Ausprägung der Horizonte des Leitbodens entspricht. Jedem Horizont ist eine Hauptbodenart zugeordnet, deren bodenphysikalische Parameter unter Zuhilfenahme von bodenkundlichen Kartieranleitungen bestimmt werden können. Die Parameter, die für das Bodenmodul des J2000 benötigt werden, sind: Das Volumen der Mittelporen (n_{Fk}), das Volumen der Grobporen (L_k) sowie die hydraulischen Leitfähigkeiten (k_f -Wert) des undurchlässigsten sowie des darüberliegenden Horizontes. Die Bestimmung der Porenvolumina erfolgt durch Addition der spezifischen Volumen der einzelnen Horizonte, wobei beim Mittelporenvolumen lediglich der Bodenbereich, der im Bereich der effektiven Wurzeltiefe der jeweiligen Landnutzungsart liegt, berücksichtigt werden soll, da nur diesem über die Transpiration Wasser entzogen werden kann. Außerdem sollten die in der BODENKUNDLICHEN KARTIERANLEITUNG (1995) dargestellten Zu- und Abschläge in Abhängigkeit des Ton- und Humusgehalts sowie der Lagerungsdichte berücksichtigt werden. Die einzelnen bodenphysikalischen Parameter müssen für das J2000 in einer Bodenparametertabelle bereitgestellt werden. Die Bodenparametertabelle, wie sie für die vorliegende Arbeit abgeleitet wurde, ist in Anhang A dargestellt. Aus dieser Tabelle werden während der Modellinitialisierung die entsprechenden Werte für jedes ein-

zelne HRU ausgelesen, wobei der Schlüssel zur Verbindung der Bodentabelle mit den HRU-Parametern die Nummer der Legendeneinheit darstellt.

4.3.3 Die Infiltration

Der erste Prozeß, dem das aus der Schneeschmelze und dem Nettoniederschlag resultierende Wasser unterliegt, ist die Infiltration. Ob das Wasser vollkommen versickern kann oder ob es kurzfristig an der Oberfläche gespeichert wird und dort Muldenrückhalt oder ausgehend von dort Oberflächenabfluß bildet, ist von der Infiltrationskapazität des jeweiligen Bodens abhängig. Es existieren mehrere komplexe Verfahren zur Berechnung der Infiltrationskapazität (wie zum Beispiel: HORTON in LINSLEY ET AL., 1975 oder PHILIP, 1969). Diesen Ansätzen ist gemein, daß sie die Infiltration in hoher zeitlicher Auflösung (Stunden- oder Minutenwerte) physikalisch detailliert berechnen und damit entsprechend zeitlich hoch aufgelöste, detaillierte Niederschlagsdaten und vertikal differenzierte Bodenfeuchtedaten in hoher Zeitauflösung benötigen. Da diese Daten bei der makroskaligen Wasserhaushaltsmodellierung meist nur als Tageswerte vorliegen oder berechnet werden, können diese Ansätze nicht ohne weiteres eingesetzt werden. Aus diesem Grund wurde ein stark vereinfachender Ansatz zur Berechnung der Infiltrationskapazität für das Modell entwickelt. Grundlage dieses Ansatzes ist die Annahme, daß das Infiltrationsvermögen einerseits von der Wassersättigung im Boden abhängt, andererseits einen gewissen Grenzwert, eine maximale Infiltrationsrate, nicht übersteigen kann. Wird diese maximale Infiltrationsrate auf einen konstanten mittleren Wert für das ganze Jahr gesetzt, führt dies zumindest bei zwei Sonderfällen zu Problemen:

1. Bei konvektiven Niederschlägen mit hohen Intensitäten und kurzer Dauer. Hier wird häufig kurzfristig die Infiltrationskapazität des Bodens überschritten, da sehr viel Wasser in relativ kurzer Zeit auf den Boden trifft, obwohl die Niederschlagsmenge auf den gesamten Tag bezogen dies nicht implizieren würde.
2. Bei Schmelzwasserabfluß aus einer Schneedecke. Hier wird zwar relativ kontinuierlich Wasser abgegeben, der Boden verhält sich aber ähnlich wie eine versiegelte Fläche, da er teilweise oder ganz gefroren ist, oder das Wasser innerhalb der Schneedecke abfließt, ohne Gelegenheit zur Versickerung zu erhalten.

Um diesen Sonderfällen wenigstens ansatzweise gerecht zu werden, können im J2000 neben dem "Normalwert" noch zwei weitere Grenzwerte angegeben werden. Da der Sonderfall 1 vor allem in den Sommermonaten zum Tragen kommt, kann ein Grenzwert für das Sommerhalbjahr angegeben werden. Dieser Grenzwert dient der

Berücksichtigung von Gewitterschauern mit kurzer Dauer und hoher Intensität, wie sie vor allem während der Sommermonate auftreten. Der zweite Grenzwert kommt dann zum Einsatz, wenn die modellierte Einheit schneebedeckt ist. Mit diesem Wert kann die verminderte Infiltrationsfähigkeit des Bodens, bei teilweiser oder komplett gefrorener oberster Bodenschicht, berücksichtigt werden. Ebenso kann mit diesem Grenzwert der Abfluß von Schmelz- oder Niederschlagswasser innerhalb der Schneedecke berücksichtigt werden. Der dritte Wert stellt den Normalfall dar und gilt somit für das Winterhalbjahr und Einheiten ohne Schneebedeckung.

Die vom Anwender festzulegenden Grenzwerte ($Inf_{GW_{1...3}}$) werden dann noch während der Modellierung mit dem relativen Sättigungsdefizit des Bodens (Δ_{sat}) gewichtet. Die resultierende maximale Infiltrationsrate (Inf_{max}) ergibt sich dann nach:

$$Inf_{max} = Inf_{GW_{1...3}} \cdot \Delta_{sat} \quad \left[\frac{\text{mm}}{\text{d}} \right] \quad (4.25)$$

mit: $Inf_{GW_{1...3}}$: Grenzwert (1...3) für die Infiltration [mm d⁻¹]

Das relative Sättigungsdefizit des Bodens berechnet sich hierfür nach:

$$\Delta_{sat} = 1 - \frac{(MPS_{act} + GPS_{act})}{(MPS_{max} + GPS_{max})} \quad [-] \quad (4.26)$$

mit: MPS_{act}, MPS_{max} : Aktuelle, maximale Füllung des [mm]
Mittelporenspeichers

GPS_{act}, GPS_{max} : Aktuelle, maximale Füllung des [mm]
Grobporenspeichers

Übersteigt die zu infiltrierende Wassermenge aus Niederschlag und Schneeschmelze die so berechnete maximale Infiltrationsrate, wird der Überschuß in den Speicher für Muldenrückhalt überführt und dort zwischengespeichert. Die resultierende, tatsächlich versickernde Wassermenge (Inf_{act}) wird auf die beiden Bodenspeicher verteilt. Der Anteil dieser Wassermenge, die jeder Bodenspeicher erhält, ist vom Sättigungsdefizit des Mittelporenspeichers (MPS) abhängig und berechnet sich für diesen folgendermaßen:

$$Z_{MPS} = Inf_{act} \cdot \left(1 - \frac{MPS_{act}}{MPS_{max}} \right)^\alpha \quad [\text{mm}] \quad (4.27)$$

Wobei α einen Eichkoeffizienten darstellt. Der Grobporenspeicher (GPS) erhält das übrige Wasser nach:

$$Z_{GPS} = Inf_{act} - Z_{MPS} \quad [\text{mm}] \quad (4.28)$$

Durch die Wasserverteilung nach den Gleichungen 4.27 und 4.28 verhält sich der Mittelporenspeicher ähnlich wie ein Schwamm, dessen Potential Wasser an sich zu ziehen, mit zunehmender Austrocknung ansteigt. Ein gewisser Anteil bleibt aber immer für den Grobporenspeicher übrig. Diese gewichtete Verteilung hat den Vorteil, daß selbst bei trockenen Böden, vor allem während der Sommermonate, trotzdem ein Teil des infiltrierenden Wassers schnell zum Abfluß kommen kann. Würde das Wasser nicht verteilt werden, könnte erst nach der Sättigung des Mittelporenspeichers, das heißt erst nach Erreichen der nutzbaren Feldkapazität, Zwischenabfluß auftreten. Verschiedenen Untersuchungen (vgl. beispielsweise UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997, MEHLHORN, 1998) zeigten aber, daß die Grob- und Makroporen auch bei nicht gesättigtem Wasserverhältnissen im Boden abflußwirksam werden können.

Weitere Sonderfälle bei der Infiltration treten bei versiegelten Flächen und Wasserflächen auf. Bei Wasserflächen wird das eigentlich für die Infiltration zur Verfügung stehende Wasser in einen eigenen Speicher überführt, der nur durch die Verdunstung entleert werden kann. Bei versiegelten Flächen versickert je nach Versiegelungsgrad nur ein Teil des auf die Oberfläche treffenden Wassers (beispielsweise 25% bei Versiegelungsgrad $> 80\%$ und 60% bei Versiegelungsgrad $< 80\%$ nach WESSOLEK ET AL., 1993). Der restliche Teil trägt als Oberflächenabfluß zum Gesamtabfluß bei. Dies wird vom Modellsystem durch entsprechende Koeffizienten, die vom Anwender noch angepaßt werden können, berücksichtigt.

4.3.4 Der Muldenrückhaltspeicher

Wie oben bei der Beschreibung der Infiltration dargestellt, wird die Wassermenge, die die maximale Infiltrationsrate des Bodens übersteigt, in einen Muldenrückhaltspeicher überführt. Dies geschieht auch, wenn der Boden vollkommen wassergesättigt ist und deshalb keine Infiltration mehr stattfinden kann. Das im Muldenrückhalt gespeicherte Wasser fließt teilweise als Oberflächenabfluß ab. Die maximale Menge in mm/m^2 , die als Muldenrückhalt auf der einzelnen Teilfläche zurückgehalten werden kann, muß während der Modellparametrisierung angegeben werden. Nach MANIAK (1995) liegt die maximale Muldenspeicherung zwischen 0.6 und 8.0 mm/m^2 je nach Landnutzungsart. Da diese Größe einen relativ kleinen Einfluß auf die Dynamik der Abflußganglinien hat (MANIAK, 1995), wird die maximale Muldenspeicherung im J2000 als pauschaler Wert gesetzt und nicht mehr weiter nach der Landnutzung unterschieden. Da Muldenspeicherung nur auf relativ flachen Standorten von Bedeutung ist, wird der maximale Muldenrückhalt noch anhand der Hangneigung der jeweiligen Fläche gewichtet. Da nach MANIAK (1995) die maximal mögliche Muldenspeicherung ab etwa 4–6 % Neigung um die Hälfte zurückgeht, wird auch im J2000 bei Flächen, die diese Neigung übersteigen, das Volumen des Muldenspeichers halbiert.

Wird auf einer Teilfläche die maximal mögliche Muldenspeicherung überschritten, wird im J2000 das überschüssige Wasser als Oberflächenabfluß abgeführt.

4.3.5 Der Mittelporenspeicher

Das in den Mittelporen des Bodens gespeicherte Wasser wird auf Grund der Adsorptionskräfte des Bodens gegen die Schwerkraft gehalten. Es wird also eine aktive Saugspannung benötigt, um das im Mittelporenspeicher befindliche Wasser wieder zu entnehmen. Das Potential für eine solche Saugspannung wird durch die Verdunstung bereitgestellt. Es sind dabei zwei Fälle zu unterscheiden: Die direkte Verdunstung von der Bodenoberfläche und die Verdunstung durch die Transpiration der Vegetationsbedeckung. Die direkte Verdunstung von der Bodenoberfläche ist vergleichsweise gering, da schon wenige Millimeter trockener Boden eine sehr wirksame Isolierung der unterliegenden Schichten hinsichtlich der Verdunstung zur Folge hat. Diese Isolierung wird durch die Wurzeln der Vegetationsbedeckung kurzgeschlossen, womit eine kontinuierliche Ausschöpfung des in den Mittelporen gespeicherten Wassers durch die Transpiration ermöglicht wird.

Während des Präprocessing wurde, wie in Abschnitt 3.3 beschrieben, die Bestandesverdunstung bei angenommener Wassersättigung des Bodens berechnet. Mit zunehmender Austrocknung des Bodens nimmt die reale Verdunstung im Verhältnis zur potentiellen Verdunstung deutlich ab. Zur Nachbildung dieser Reduktion kommt im J2000 wahlweise ein bewährter (GURTZ, 1988; SCHULLA, 1998; UHLENBROOK, 1999) linearer Ansatz oder aber ein für das Modell entwickelter nichtlineare Ansatz zur Anwendung. Beim linearen Ansatz (vgl. Abbildung 3.13) wird davon ausgegangen, daß die reale Verdunstung bis zu einer spezifischen Wassersättigung gleich der potentiellen Verdunstung ist. Nach Unterschreiten dieser Wassersättigung nimmt die reale Verdunstung im Verhältnis zur potentiellen Verdunstung gleichbleibend ab, bis sie bei Erreichen des permanenten Welkepunkts (= vollständige Entleerung der nFk) Null wird. Als Grenzwert (LP) für diese spezifische Wassersättigung werden in der Literatur Werte zwischen 0.8 bis 0.6 genannt (GURTZ, 1988; MENZEL, 1997). Dieser Grenzwert zur Berechnung der Verdunstungsreduktion kann im J2000 während der Modellparametrisierung noch weiter angepaßt werden. Mit diesem Grenzwert und der aktuellen Wassersättigung des Mittelporenspeichers (MPS_{sat}) wird ein Reduktionsfaktor ($f(\Theta)$) nach Gleichung 3.43 berechnet.

Neben diesem linearen Ansatz wurde ein nichtlinearer Ansatz zur Reduktion der Verdunstung für das J2000 entwickelt, der bereits in Abschnitt 3.3 dargestellt wurde. Dieses Verfahren hat den Vorteil, daß die Reduktion der aktuellen Verdunstung im Verhältnis zur potentiellen Verdunstung einen typischen S-förmigen Verlauf aufweist (vgl. Abbildung 3.14) und sich somit eher wie die aus der Bodenkunde bekannte Beziehung zwischen Wassergehalt des Bodens und der damit verbundenen Saugspannung

verhält. Auch dieses Verfahren benötigt einen vom Anwender festzulegenden Parameter (LP). Plausible Werte für diesen Parameter liegen zwischen 3 und 8. Auch dieser nichtlineare Ansatz liefert einen dimensionslosen Reduktionsfaktor ($f(\Theta)$), der sich nach Gleichung 3.44 berechnet.

Die reale Bestandesverdunstung ($rETP$) ergibt sich mit $f(\Theta)$ aus der zuvor berechneten potentiellen Bestandesverdunstung ($pETP$) nach:

$$rETP = f(\Theta) \cdot pETP \quad [\text{mm}] \quad (4.29)$$

Diese Wassermenge wird dem Mittelporenspeicher entnommen. Es kann vorkommen, daß nicht genügend Wasser zur Sättigung der mit Gleichung 4.29 berechneten realen Bestandesverdunstung zur Verfügung steht. Ist dies der Fall bleibt ein Verdunstungsdefizit zurück.

4.3.6 Der Grobporenspeicher

Das Wasser, das im Grobporenspeicher (GPS) enthalten ist, unterliegt der Gravitation und wird deshalb im J2000 als die Quelle für die eigentlichen Fließvorgänge und Abflußbildungsprozesse des Bodens betrachtet. Die Füllung des Speichers erfolgt durch den Infiltrationsanteil, der nach Abzug des Zuflusses zum Mittelporenspeicher nach Gleichung 4.27 verbleibt.

Das unterschiedliche Verhalten verschiedener Böden bei der Abflußbildung wird sehr gut durch die zuvor bestimmten unterschiedlichen Porenvolumina wiedergegeben. So besitzt ein eher toniger Boden einen relativ hohen Anteil an Fein- und Mittelporen, wohingegen ein Sandboden einen vergleichsweise hohen Anteil an Grobporen besitzt. Dementsprechend unterschiedlich ist die Bildung von lateralen und vertikalen Abflüssen bzw. die Höhe der Verdunstungsmenge. Das in einem eher tonigen Boden gespeicherte Wasser trägt bei ansonsten gleichen Randbedingungen (z.B. Vegetationsbedeckung, Hangneigung etc.) im Vergleich zu einem eher sandigen Boden weniger stark zur Bildung von lateralen und vertikalen Abflüssen bei. Dagegen ist die Wassermenge, die für die Verdunstung verfügbar ist, bei einem tonigen Boden wesentlich größer als bei einem Sandboden. Lehmige oder schluffige Böden, die nach ihren Korngrößen zwischen den oben angesprochenen Böden liegen, besitzen die besten Wasserspeicherkapazitäten, da bei ihnen der Mittelporenanteil am größten ist.

Die Wassermenge, die während des Zeitschrittes aus dem Grobporenspeicher zum Abfluß kommt, ist von der relativen Wassersättigung des gesamten Bodens (Sat_{soil}) abhängig und berechnet sich nach:

$$Q_{GPS} = Sat_{soil}^{\alpha} \cdot GPS_{act} \quad [\text{mm}] \quad (4.30)$$

mit:	GPS_{act}	: Aktuelle Füllung des Grobporenspeichers	[mm]
	Sat_{soil}	: Relative Wassersättigung des Bodens am Standort	[-]
	α	: Eichkoeffizient	[-]

Der Vorteil dieser nichtlinearen Auslauffunktion liegt darin, daß damit bei niedriger Gebietsfeuchte ungleich weniger Wasser zum Abfluß kommt als dies der Fall bei einer linearen Auslauffunktion wäre. Das bekannte Verhalten von Einzugsgebieten, die bei hoher Vorfeuchte sehr viel mehr und rascheren Abfluß bilden (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990; DYCK & PESCHKE, 1995) als dies bei niedrigerer Vorfeuchte bei gleichem Niederschlagsinput der Fall ist, kann mit einer Auslauffunktion nach Gleichung 4.30 besser nachgebildet werden.

Das aus dem GPS ausfließende Gravitationswasser (Q_{GPS}) wird auf drei unterschiedliche Zielspeicher verteilt. Ein Teil wandert in die Mittelporen und wird dort wieder längerfristig gespeichert, ein zweiter Teil perkoliert in den Grundwasserspeicher (vertikale Komponente) und der übrige Teil ist die Quelle für den Zwischenabfluß (laterale Komponente). Wie hoch die Anteile der jeweiligen Komponenten sind, ist neben den bodenphysikalischen Parametern (insbesondere den k_f -Werten) von der Hangneigung der jeweiligen HRU abhängig. So wird im Modell davon ausgegangen, daß eine Hangfläche vermehrt Zwischenabfluß bildet, wohingegen bei nahezu ebenen Standorten die Perkolation in den Grundwasserraum die Hauptkomponente darstellt. Der Anteil, der von den Grobporen in die Mittelporen wandert, ist wiederum von der Sättigung des Mittelporenspeichers abhängig. Zur Bestimmung der Abflußanteile müssen für jede HRU neben der Hangneigung zwei k_f -Werte bestimmt werden: Der k_f -Wert des Horizontes mit der niedrigsten Durchlässigkeit sowie der k_f -Wert des darüberliegenden Horizontes.

Perkolation

Ein Teil des verfügbaren Gravitationswasser sickert durch den gesamten Boden und trägt zur Grundwasserneubildung teil. In der Modellvorstellung des J2000 wird dieser perkolierende Anteil als abhängig von der Hangneigung und von der hydraulischen Leitfähigkeit des jeweiligen Bodens berechnet. Da das Wasser, bis es in die gesättigte Zone gelangt, den gesamten Boden durchsickern muß, wird davon ausgegangen, daß der Bodenhorizont mit der geringsten hydraulischen Leitfähigkeit den größten Einfluß auf diesen Prozess hat. Damit wird die Grundwasserneubildung ausgehend von Flächen, deren Böden beispielsweise einen sehr dichten Tonhorizont besitzen, begrenzt. Ist die Wasserleitfähigkeit des undurchlässigsten Horizontes gering, kann es im darüberliegenden Horizont zu einem Wasserstau kommen. Dieses Wasser kann dann bei entsprechender Hangneigung als laterale hypodermische Komponente abgeführt werden. Aus diesem Grund wird der k_f -Wert ($k_{f_{int}}$) des Horizontes, der über dem undurchlässigsten liegt, als maßgeblich für diese Komponente betrachtet. Aus

dem kf-Wert des stauenden Horizontes (kf_{perc}) und der Summe der beiden kf-Werte ergibt sich ein Verhältnis ($r_{kf}(perc)$) nach folgender Gleichung:

$$r_{kf}(perc) = \frac{kf_{perc}}{(kf_{perc} + kf_{int})} \quad [-] \quad (4.31)$$

Dieses Verhältnis beschreibt den Anteil der Perkolationswasser in Abhängigkeit von der Wasserleitfähigkeit der betreffenden Horizonte. Der Perkolationsanteil ist damit umso geringer, je undurchlässiger der stauende Horizont ist.

Neben der Durchlässigkeit der Horizonte besitzt die Hangneigung der betreffenden HRU einen großen Einfluß auf die Aufteilung des Gravitationswassers in die Komponenten Perkolationswasser und Zwischenabfluß. Die Hangneigung beeinflusst die Perkolationswasser in der Art, daß bei geneigten Flächen ein größerer Anteil des Gravitationswassers als lateraler Abfluß aus der ungesättigten Zone abgeführt wird, so daß die Grundwasserneubildung auf diesen Flächen geringer ist als auf ebenen Standorten. Der Einfluß der Hangneigung wird mit einem Gradienten nach folgender Gleichung berücksichtigt:

$$grad_{perc} = (1 - \tan \alpha)^\beta \quad [-] \quad (4.32)$$

mit: α : Hangneigung der jeweiligen HRU [Grad]

β : Formparameter, Eichkoeffizient [-]

Durch diese Gleichung wird das Verhältnis zwischen vertikalem und lateralem Abfluß bestimmt, das durch den Eichkoeffizienten β an die Verhältnisse im Einzugsgebiet angepaßt werden kann. Mit diesem Eichkoeffizient kann zudem, die aus dem Einsatz von grob aufgelösten Geländemodellen resultierende, systematisch zu niedrig berechnete Hangneigung verstärkt werden.

Mit den nach den Gleichungen 4.31 und 4.32 berechneten Verhältniszahlen ergibt sich der standortspezifische Anteil der Perkolationswasser nach:

$$part_{perc} = \frac{(r_{kf}(perc) + grad_{perc})}{2} \quad [-] \quad (4.33)$$

Die potentielle für die Perkolationswasser verfügbare Wassermenge ($Perc_{pot}$) ergibt sich somit nach:

$$Perc_{pot} = Q_{GPS} \cdot part_{perc} \quad [mm] \quad (4.34)$$

Die nach dieser Gleichung berechnete Wassermenge muß den dichtesten Horizont komplett durchfließen um zur Grundwasserneubildung beizutragen. Aus diesem Grund wird die Mächtigkeit des betreffenden Horizontes (M_{perc} in cm) zur Berechnung der

maximal möglichen Perkolationsrate ($Perc_{max}$) hinzugezogen. Die maximale Perkolationsrate ergibt sich somit nach:

$$Perc_{max} = \alpha \cdot \frac{kf_{perc} \cdot 1000}{M_{perc}} \quad [\text{mm}] \quad (4.35)$$

Mit dieser Gleichung wird zum Ausdruck gebracht, daß der kf-Wert des Horizontes der maximalen Wassermenge in Kubikmetern entspricht, die pro Tag eine Einheitsflächen von einem Quadratmeter und einer Mächtigkeit von einem Zentimeter durchsickern kann. Der Faktor 1000 dient der Umrechnung von Kubikmetern in Millimeter. Die angenommene Mächtigkeit von einem Zentimeter stellt zweifellos eine Vereinfachung dar, die aber dennoch plausible Werte liefert. Mit dem Eichkoeffizienten α kann die maximale Perkolationsrate noch während der Optimierung an die Verhältnisse im Einzugsgebiet angepaßt werden. So können beispielsweise erhöhte Perkolationsraten, die sich aus raschen Versickerungen aufgrund von bevorzugten Sickerwegen ergeben, durch diesen Parameter berücksichtigt werden.

Schließlich berechnet sich die aktuelle Perkolationsrate ($Perc_{act}$) aus den Gleichungen 4.34 und 4.35 nach:

$$Perc_{act} = \begin{cases} Perc_{max} & \text{für } Perc_{max} \leq Perc_{pot} \\ Perc_{pot} & \text{für } Perc_{max} > Perc_{pot} \end{cases} \quad [\text{mm}] \quad (4.36)$$

Ein weiterer Faktor, der die Grundwasserneubildung beeinflussen kann, ist die hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes. Dichte Gesteine, denen im Modell ein niedriges Wasserspeichervolumen zugewiesen wird, können begrenzend auf die Grundwasserneubildung wirken, wenn ihre Speicherkapazität erschöpft ist. Kann die nach Gleichung 4.34 berechnete Wassermenge auf Grund der Begrenzung nach Gleichung 4.36 oder weil die Wasserspeicherkapazität des betreffenden Grundwasserspeichers erschöpft ist, nicht in Gänze zum Abfluß kommen, bleibt der Überschuß im Grobporenspeicher zurück.

Lateraler hypodermischer Abfluß

Der Anteil des Gravitationswassers, der als laterale hypodermische Komponente zum Abfluß kommt, ergibt sich als Gegenstück zur Perkolationsrate und wird weitestgehend analog zu ihr berechnet. Da im Modell J2000 davon ausgegangen wird, daß der laterale hypodermische Abfluß in dem Horizont stattfindet, der über dem undurchlässigsten liegt, wird bei der Berechnung anstelle des kf-Wertes des undurchlässigsten Horizontes der kf-Wert (kf_{int}) des darüberliegenden herangezogen. Die Gewichtung

($r_{kf}(int)$) des Anteils des Zwischenabflusses am Gravitationswasser aufgrund der Leitfähigkeiten ergibt sich somit nach:

$$r_{kf}(int) = \frac{kf_{int}}{(kf_{perc} + kf_{int})} \quad [-] \quad (4.37)$$

und ist damit das Gegenstück zur Verhältniszahl $r_{kf}(perc)$, womit der Anteil des Zwischenabflusses umso höher ist, je weniger durchlässig der dichteste Horizont ist.

Gleichermaßen analog berechnet sich der Einfluß der Hangneigung auf die Bildung von Zwischenabfluß, der sich somit als Gegenstück zum Gradienten für die Grundwasserneubildung ergibt:

$$grad_{int} = 1 - grad_{perc} \quad [-] \quad (4.38)$$

Damit wird ausgedrückt, daß auf steilen Flächen vermehrt Zwischenabflußbildung, auf eher ebenen Flächen vermehrt Grundwasserneubildung stattfindet. Aus den Verhältniszahlen der beiden Gleichungen 4.37 und 4.38 ergibt sich der standortspezifische Anteil des Zwischenabflusses nach:

$$part_{int} = \frac{(r_{kf}(int) + grad_{int})}{2} \quad [-] \quad (4.39)$$

Somit ergibt sich die potentielle für den Zwischenabfluß (Int_{pot}) verfügbare Wassermenge nach:

$$Int_{pot} = Q_{GPS} \cdot part_{int} \quad [mm] \quad (4.40)$$

Bei der Berücksichtigung der hydraulischen Leitfähigkeit des undurchlässigsten Horizontes bei der Berechnung der Perkolation konnte der kf -Wert, der die Leitfähigkeit des betreffenden Horizontes bei Wassersättigung beschreibt, ohne weitere Anpassung hinzugezogen werden, da bei der Bildung der vertikalen Komponente von gesättigten Verhältnissen ausgegangen werden kann. Anders stellt sich dies bei der Bildung des Zwischenabflusses dar. Dieser findet in besser durchlässigen Horizonten statt, die oft nur teilgesättigt sind. Aus diesem Grunde muß der kf -Wert des betreffenden Horizontes unter Berücksichtigung der Wassersättigung reduziert werden. Dies ist notwendig, da die hydraulische Leitfähigkeit bei Teilsättigung wesentlich geringer ist als bei vollkommener Sättigung. Diese Reduktion der Leitfähigkeit resultiert aus der Tatsache, daß der leitende Querschnitt bei Teilsättigung verkleinert wird, da der Anteil der Poren die am Wassertransport teilnehmen geringer ist (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL, 1984), da die Poren teilweise mit Luft gefüllt sind. Die hydraulische Leitfähigkeit für den lateralen Wassertransport ($kf_{act}(int)$) in Abhängigkeit von der Wassersättigung des Bodens berechnet sich im J2000 nach:

$$kf_{act}(int) = kf_{int} \cdot (Sat_{act})^\alpha \quad \left[\frac{mm}{d} \right] \quad (4.41)$$

mit: Sat_{act} : Aktuelle relative Wassersättigung des Bodens [-]
 α : Formparameter, Eichkoeffizient [-]

Mit der Leitfähigkeit nach Gleichung 4.41 berechnet sich die maximale Zwischenabflußrate nach:

$$Int_{max} = \frac{kf_{act}(int) \cdot 1000}{100} \quad [\text{mm}] \quad (4.42)$$

Der Faktor 1000 dient wiederum der Umrechnung von Kubikmetern in Millimeter, der Faktor 100 im Nenner bedeutet eine effektive Fließstrecke von 1 Meter. Diese resultiert aus dem Modellkonzept, da die Abflußbildung generell auf Basis einer Fläche von 1 Quadratmeter berechnet wird. Aus den oben angeführten Gleichungen ergibt sich die aktuelle Zwischenabflußrate folglich nach:

$$Int_{act} = \begin{cases} Int_{max} & \text{für } Int_{max} \leq Int_{pot} \\ Int_{pot} & \text{für } Int_{max} > Int_{pot} \end{cases} \quad [\text{mm}] \quad (4.43)$$

Ist Int_{pot} größer als Int_{max} bleibt das überschüssige Wasser im Grobporenspeicher zurück und kann teilweise wieder zur Auffüllung des Mittelporenspeichers genutzt werden.

Wasserbewegung von den Grob- in die Mittelporen

Ist mehr Gravitationswasser im Grobporenspeicher vorhanden als die Summe des maximalen vertikalen und lateralen Anteiles, bleibt ein Überschuß zurück. In der Modellkonzeption des J2000 wird davon ausgegangen, daß dieser Überschuß teilweise dazu beiträgt das Sättigungsdefizit (ΔMPS) des Mittelporenspeichers auszugleichen. Der Wasseranteil, der von den Grob- in die Mittelporen verlagert wird, ist abhängig vom Sättigungsgrad des Mittelporenspeichers und berechnet sich nach:

$$Z_{MPS} = \begin{cases} GPS_{act} & \text{für } MPS_{act} = 0 \quad [\text{mm d}^{-1}] \\ \Delta MPS \cdot \left(1 - \frac{MPS_{act}}{MPS_{max}}\right)^\alpha & \text{für } MPS_{act} > 0 \quad [\text{mm d}^{-1}] \end{cases} \quad (4.44)$$

Aus den Gleichungen geht hervor, daß der Anteil des in den Grobporen vorhandenen Überschußwassers, der in die Feinporen verlagert wird, umso größer ist, je weniger wassergesättigt der Mittelporenspeicher ist. Hiermit wird der zunehmende Betrag des Matrixpotentials, der aus der Entleerung des Mittelporenspeichers durch die Verdunstung resultiert, nachgebildet. Der Parameter α ist hierbei ein Eichkoeffizient, durch den dieser Anteil variiert werden kann.

4.4 Grundwassermodul

Die Modellierung des Grundwasser erfolgt im J2000 auf dem Aggregationsniveau der Teileinzugsgebiete. Jedes Teileinzugsgebiet kann bis zu vier verschiedene Grundwasserspeicher besitzen. Die einzelnen Grundwasserspeicher werden zwar nach dem gleichen Konzept modelliert, können aber unterschiedlich parametrisiert werden. Die Grundwasserspeicher werden im J2000 als Speicher mit einer oder zwei Komponenten behandelt. Das Mehrkomponentenkonzept dient der Nachbildung von Grundwasserspeichern, die in ihrem Aufbau nicht homogen sind und damit unterschiedlich schnelle Abflußkomponenten bilden können. Ein Beispiel hierfür sind Festgesteine, wie Granite und Gneise, die in tieferen Schichten eine verhältnismäßig langsam reagierende Kluftkomponente besitzen, aber im Verwitterungs- und Auflockerungsbereich nahe der Oberfläche eine verhältnismäßig schnell reagierende Abflußkomponente bilden können. Ein ähnliches Konzept wurde im Modell TAC (UHLENBROOK, 1999) für ein von Graniten und Gneisen geprägtes Einzugsgebiet im Schwarzwald erfolgreich angewendet. Auch mit dem analytischen Ganglinienseparationsprogramm DIFGA (SCHWARZE, 1991) werden im Festgesteinsbereich zwei unterschiedliche Basisabflußkomponenten unterschieden.

Zur Parametrisierung der Grundwasserspeicher müssen vom Anwender die maximalen Speicherkapazitäten der einzelnen Komponentenspeicher und zwei Speichereffizienten bestimmt werden. Durch die unterschiedliche Parametrisierung der Speicher kann das hydrologische Verhalten unterschiedlicher hydrogeologischer Einheiten in den einzelnen Teileinzugsgebieten nachgebildet werden. So kann ein Teileinzugsgebiet beispielsweise einen Einkomponentenspeicher für die homogen aufgebauten Lockergesteinsbereiche und einen Zweikomponentenspeicher für Festgesteine, die eine schnelle und eine langsame Basisabflußkomponente generieren, besitzen. Da bei der Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten die hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes ein Kriterium war, kann damit jede Hydrologisch Homogene Einheit genau einem entsprechenden Grundwasserspeicher im jeweiligen Teileinzugsgebiet zugeordnet werden. Die zuvor im Bodenmodul gebildete vertikale Komponente der einzelnen HRUs tragen entsprechend ihres Flächenanteils zur Füllung der jeweiligen Grundwasserspeicher bei. Für die Entleerung der Grundwasserspeicher sind im Modellkonzept drei verschiedene Möglichkeiten implementiert: Zum einen über die lateralen, unterschiedlich schnellen unterirdischen Abflußkomponenten, zum zweiten durch kapillaren Aufstieg in die ungesättigte Zone und drittens durch Versickerung in tiefe, nicht mehr zum Gerinneabfluß beitragende, Grundwasserleiter. Da die Entleerung der Grundwasserspeicher durch Bildung von unterirdischen Abfluß sowie das Speicherkonzept und die Parametrisierung der Speicher im Kapitel 5 beschrieben wird, werden hier nur der kapillare Aufstieg und die Tiefenversickerung dargestellt.

4.4.1 Kapillarer Aufstieg

Bei zunehmendem Sättigungsdefizit des Bodenspeichers kann dieses teilweise durch kapillaren Aufstieg von Wasser aus der gesättigten Zone ausgeglichen werden. Dieser Prozess ist vor allem während der Sommermonate von Bedeutung, da in diesem Zeitraum ein hoher Wasserbedarf durch die Evapotranspiration besteht, der meist nicht durch die Bodenfeuchte gedeckt werden kann. Die Berücksichtigung von kapillarem Aufstieg führt folglich in den Sommermonaten zu höheren Verdunstungswerten, bei gleichzeitig abnehmendem Basisabfluß. Die Wassermenge, die kapillar aufsteigen kann, ist neben dem Sättigungsdefizit der Mittelporen vom Grundwasserflurabstand abhängig (vgl. beispielsweise BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990). Dieser wird im J2000 aber nicht explizit nachgebildet und kann deswegen nicht für die Berechnung eingesetzt werden. Ersatzweise kommt stattdessen die Sättigung des Grundwasserspeichers als beschränkende Größe zum Einsatz, die dann noch durch einen Eichkoeffizienten gewichtet werden kann. Außerdem besteht die Möglichkeit, durch entsprechende Parametrisierung der HRUs, nur für bestimmte Bodentypen kapillaren Aufstieg zuzulassen. Die Berechnung des kapillaren Aufstiegs (Kap) dieser Einheiten erfolgt dann nach:

$$Kap = Def_{MPS} \cdot \Delta Sat_{MPS} \cdot GW_{sat}^{\alpha} \quad [\text{mm}] \quad (4.45)$$

mit:	Def_{MPS}	:	absolutes Sättigungsdefizit des Mittelporenspeichers	[mm]
	ΔSat_{MPS}	:	relatives Sättigungsdefizit des Mittelporenspeichers	[-]
	GW_{sat}	:	relative Wassersättigung des Grundwasserspeichers	[-]
	α	:	modellspezifischer Eichkoeffizient	[-]

Aus der Gleichung ist zu ersehen, daß der kapillare Aufstieg umso größer ist, je höher das Sättigungsdefizit des Mittelporenspeichers ist. Gleichzeitig wird er aber durch die Füllung des Grundwasserspeichers beeinflusst, der bei niedriger Füllhöhe reduzierend auf den kapillaren Aufstieg wirkt. Außerdem wurde in das Modell die Möglichkeit integriert den kapillaren Aufstieg vollkommen auszuschalten. Dies geschieht durch Belegung des Eichkoeffizienten α mit dem Wert -1.

4.4.2 Tiefenversickerung

Ein Teil des Grundwasserabflusses kann das Einzugsgebiet auf unterirdischem Weg verlassen ohne am Auslaßpegel zum Abfluß beizutragen. Als natürliche Ursachen hierfür sind nicht übereinstimmende oberirdische und unterirdische Einzugsgebietsgrenzen und Versickerung in tiefe Grundwasserleiter zu nennen. Ein quantitativ ähnlicher Effekt kann durch wasserwirtschaftliche Eingriffe, wie z.B. Grundwasserentnahmen verbunden mit Wasserfernversorgungen, erfolgen. Diese Größe (Q_{Ds}) kann

im J2000 vereinfachend nach folgender Gleichung berücksichtigt werden:

$$Q_{Ds} = \alpha \cdot GW_{act} \quad [\text{mm}] \quad (4.46)$$

mit: α : modellspezifischer Eichkoeffizient [-]
 GW_{act} : die aktuelle Füllung des Grundwasserspeichers [mm]

Abflußkonzentration, Retention und Translation im Gerinne

Die Abflußkonzentration und die Fließvorgänge im Gerinne werden auf dem Aggregationsniveau der Teileinzugsgebiete berechnet. Hierzu werden die einzelnen Teileinzugsgebiete entsprechend parametrisiert um so das laterale Fließen der einzelnen Abflußkomponenten, von ihrem Bildungsort bis zum Austritt in das Gewässer, integrativ nachzubilden. Für jedes Teileinzugsgebiet werden hierzu komponentenspezifische Konzentrationsspeicher und Gerinnespeicher ausgewiesen. Im einzelnen sind dies jeweils ein Konzentrations- und ein Gerinnespeicher für den Oberflächenabfluß und für den Zwischenabfluß und bis zu vier Konzentrations- und Gerinnespeicher für den Grundwasserabfluß. Die Konzentrationsspeicher für den Oberflächen-, Zwischen- und Grundwasserabfluß erhalten ihre Zuflüsse entsprechend der zuvor berechneten Abflußbildung aus den Hydrologisch Homogenen Einheiten und geben ihren Inhalt, mit kürzerer oder längerer Verzögerung, an die entsprechenden Gerinnespeicher ab. Die Gerinnespeicher aller Teileinzugsgebiete werden durch eine Speicherkaskade miteinander verknüpft und so die Fließvorgänge in den Gerinnen des Gesamtgebietes nachgebildet. Die einzelnen Konzentrationsspeicher besitzen je nach Abflußkomponente unterschiedliche Konzepte. Der Konzentrationsspeicher des Oberflächenabflusses ist ein einfacher Linearspeicher, der des Zwischenabflusses ist als nichtlinearer Speicher angelegt und die Konzentrationsspeicher des Grundwassers sind als Ein- oder Zweikomponentenspeicher implementiert. Die unterschiedlichen

Konzepte ergeben sich aus der unterschiedlichen Dynamik der einzelnen Abflußkomponenten einerseits und aus verschiedenen gebietsspezifischen Einflußgrößen andererseits.

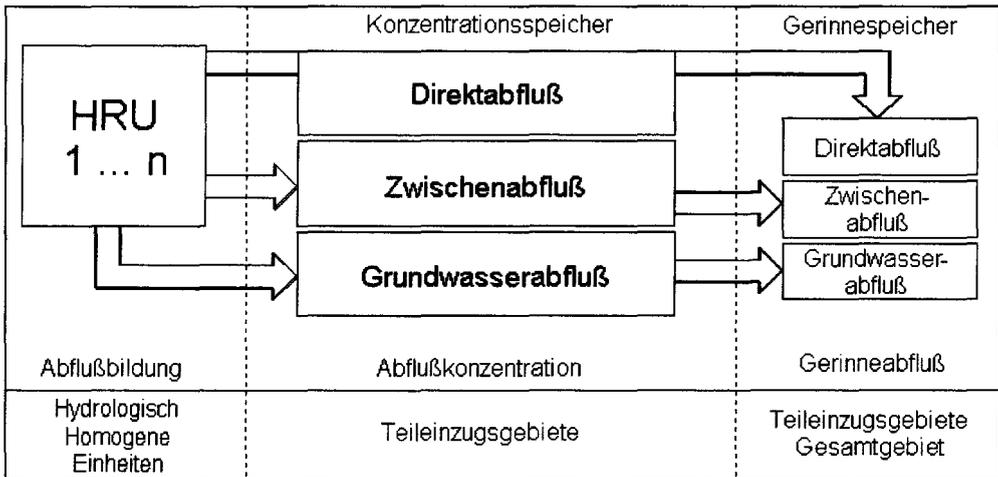


Abbildung 5.1: Schematische Darstellung der Verknüpfung zwischen den Hydrologisch Homogenen Einheiten, den Konzentrationsspeichern der Teileinzugsgebiete und den Gerinnespeichern der Teileinzugsgebiete.

Abbildung 5.1 zeigt schematisch die Verknüpfung zwischen den Hydrologisch Homogenen Einheiten, den Konzentrationsspeichern der Teileinzugsgebiete und den Gerinnespeichern der Teileinzugsgebiete.

5.1 Komponentenspezifische Abflußkonzentration

Unter der Abflußkonzentration wird die Zeit verstanden, die zwischen dem Zeitpunkt der Bildung der einzelnen Komponenten am Standort und ihrem Austritt in das Gerinne vergeht. Die Konzentrationszeiten der einzelnen Komponenten sind von einer Vielzahl von gebietsspezifischen Bedingungen abhängig. Diese Bedingungen lassen sich in zeitlich statische und zeitlich dynamische Einflüsse unterteilen. Für die zeitlich statischen Bedingungen werden in der Literatur unter anderen die Form und Größe des Einzugsgebietes, die Ausprägung des Reliefs, das Gefälle sowie die Gewässernetzdichte genannt. Für die zeitlich dynamischen Einflüsse sind nach der Literatur vor allem die Vorfeuchte und die Ausbildung von Sättigungsflächen von Bedeutung (z.B. BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990; DYCK & PESCHKE, 1995; MANIAK, 1997). Abhängig von der Vorfeuchte können Niederschlagsereignisse gleicher Höhe sehr unterschiedliche Abflüsse zur Folge haben. Ein nahezu wassergesättigtes Ge-

biet reagiert sehr viel rascher und mit deutlich höheren Abflußspitzen als ein relativ trockenes Gebiet. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß bei einem Gebiet mit hoher Vorfeuchte nach einem Niederschlagsereignis ein hoher Anteil von Vorerigniswasser durch Druckübertragungen relativ rasch in das Gerinne gelangen kann (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997; MEHLHORN, 1998).

Außerdem besitzen die verschiedenen Abflußkomponenten verschiedene spezifische Konzentrationszeiten. So gelangt die auf der Oberfläche abfließende Komponente beinahe unmittelbar nach einem abflußauslösenden Niederschlagsereignisses in den Vorfluter, die lateral im Boden abfließende Zwischenabflußkomponente gelangt, je nach Ausprägung des Einzugsgebietes, nach einem oder mehreren Tagen zum Abfluß, wohingegen das Grundwasser unter Umständen sehr lange im Gebiet zwischengespeichert werden kann.

Zur Quantifizierung der Vorfeuchte wird im J2000 ein Sättigungsindex für jedes Teileinzugsgebiet und jeden Zeitschritt berechnet. Dieser Sättigungsindex ergibt sich aus den flächengewichteten relativen Wassersättigungen der Bodenspeicher der HRUs, die im jeweiligen Teileinzugsgebiet liegen. Die Berechnung erfolgt nach der Gleichung:

$$Sat_{subb} = \sum_{i=0}^n \left(\frac{(MPS_{act}(i) + GPS_{act}(i))}{(MPS_{max}(i) + GPS_{max}(i))} \cdot \frac{A_{HRU(i)}}{A_{subb}} \right) \quad [-] \quad (5.1)$$

mit: $MPS_{act}(i)$, : Derzeitige Füllung des Mittel- und des
 $GPS_{act}(i)$: Grobporenspeichers der HRUs ($i \dots n$) [mm]
 $MPS_{max}(i)$, : Maximale Füllung des Mittel- und des
 $GPS_{max}(i)$: Grobporenspeichers der HRUs ($i \dots n$) [mm]
 $A_{HRU(i)}$: Fläche des HRUs ($i \dots n$) [m²]
 A_{subb} : Fläche des Teileinzugsgebietes [m²]

Die zeitlich statischen Einflüsse werden durch einen teileinzugsgebietspezifischen, komponentenunabhängigen Konzentrationskoeffizient, dessen Berechnung im folgenden beschrieben wird, berücksichtigt.

5.1.1 Konzentrationskoeffizient der Teileinzugsgebiete

Weite Verbreitung in der hydrologischen Modellierung hat der topographische Index nach BEVEN & KIRKBY (1979) gefunden. Zur fundierten Berechnung dieses Indexes wird allerdings ein hochaufgelöstes digitales Höhenmodell benötigt (Rasterweite < 50 m nach BEVEN ET AL., 1995). Solch hoch aufgelöste Höhenmodelle stehen aber meist für große Einzugsgebiete nicht zur Verfügung oder sind nur sehr kostenintensiv zu beschaffen. Aus diesem Grund wird im J2000 ein sehr einfacher

topographischer Index, der allein von der Reliefenergie abhängig ist, für die Berechnung der teileinzugsgebietsspezifischen Konzentrationskoeffizienten eingesetzt. Zur Berechnung dieses Indexes werden lediglich Höhenwerte aus einem digitalen Höhenmodell benötigt. Da die Höhenwerte auch bei grober aufgelösten Rastern noch recht gut wiedergegeben werden (vgl. KRAUSE & KUNKEL, 1999) fallen bei diesem Index Fehler, die sich aus der Skalierung ergeben, nicht so sehr ins Gewicht.

Zur Ermittlung des Indexes werden aus einem digitalen Höhenmodell (DHM) für jedes Teileinzugsgebiet der höchste und der tiefste Punkt (der Gebietsauslaß) bestimmt. Die Differenz (ΔH) zwischen diesen beiden Punkten wird in einem nächsten Schritt durch die Quadratwurzel der Fläche (A_{subb}) des Teileinzugsgebietes dividiert. Der Wert dieser Größe ergibt den dimensionslosen Konzentrationskoeffizienten (K_e). Dieser ist in flachen Gebieten klein und in stark reliefierten Gebieten groß und damit ein Maß für die Dynamik der Abflußkonzentrationsprozesse der jeweiligen Teileinzugsgebiete. Als Gleichung aufgeschrieben berechnet sich K_e nach:

$$K_e(subb) = \left(\frac{\Delta H}{\sqrt{A_{subb}}} \right) \quad [-] \quad (5.2)$$

Zusätzlich wird der Konzentrationskoeffizient ($K_e(catch)$) des gesamten Untersuchungsgebietes für die weiteren Berechnungen benötigt. Dieser wird ebenfalls nach Gleichung 5.2 berechnet. Das Verhältnis des teileinzugsgebietsspezifischen Konzentrationskoeffizienten zu dem des Gesamtgebietes ergibt eine Maßzahl, einen normierten Konzentrationskoeffizienten ($K_n(subb)$), der die Reliefenergie der einzelnen Teileinzugsgebiete im Verhältnis zu der des Gesamtgebietes angibt. Der Einsatz dieser normierten Konzentrationskoeffizienten anstelle der absoluten Koeffizienten hat den Vorteil, daß die Übertragung einmal bestimmter Modellparameter auf andere Einzugsgebiete dadurch erleichtert wird. Ein zweiter wichtiger Punkt ist die Tatsache, daß die Modellkalibrierung anhand der gemessenen Abflüsse am Gebietsauslaß erfolgt. Dort konvergieren nach dem Konvergenzansatz von LEIBUNDGUT (1984) der Abfluß und alle in ihm enthaltenen Informationen. Die Dynamik des Gesamtabflusses am Gebietsauslaß stellt somit einen Mittelwert der Dynamik aller Teileinzugsgebiete dar. Aus diesem Grunde sollten nicht die absolute Konzentrationsindices der Teileinzugsgebiete, sondern vielmehr deren Verhältnis zu dem des Gesamtgebietes in die Berechnung eingehen.

5.1.2 Berechnung der Abgabe in das Gerinne

Jedes Teileinzugsgebiet besitzt entsprechend der modellierten Abflußkomponenten bis zu sechs Konzentrations- und Gerinnespeicher. Jeweils einen Konzentrations- und Gerinnespeicher für den Oberflächen- und den Zwischenabfluß und bis zu vier

Konzentrations- und Gerinnespeicher für den Grundwasserabfluß. Obwohl der Abfluß im Gerinne zwar prinzipiell als Summe aller Komponentenabflüsse modelliert wird, ist es für die komponentenspezifische Betrachtung am Gebietsauslaß notwendig, die einzelnen Abflußkomponenten weiterhin getrennt zu modellieren. Die Abgabe aus den einzelnen Komponentenspeichern in die entsprechenden Gerinnespeicher berechnet sich unterschiedlich für die einzelnen Abflußkomponenten.

Oberflächenabfluß

Der Konzentrationsspeicher für Oberflächenabfluß ist als einfacher Linearspeicher angelegt. Der Ausfluß aus diesem Speicher berechnet sich nach:

$$Q_d = \frac{1}{K_d} \cdot Konz_d(act) \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (5.3)$$

mit: K_d : Speicherkonstante für Oberflächenabfluß [d]
 $Konz_d(act)$: Aktuelle Füllung des Konzentrationsspeichers [mm]
für Oberflächenabfluß

Mit dieser Gleichung ist der Oberflächenabfluß lediglich von der zur Verfügung stehenden Wassermenge und einer zeitlichen Verzögerung (K_d) abhängig. Weder das Relief noch die Wassersättigung des Gebietes haben Einfluß auf die Abflußkonzentration des Oberflächenabflusses.

Zwischenabfluß

Anders als der Oberflächenabfluß ist der Zwischenabfluß in hohem Maße vom Relief und der Wassersättigung des entsprechenden Teileinzugsgebietes abhängig. In stärker reliefierten Gebieten wird der Zwischenabfluß wesentlich schneller abflußwirksam als in Gebieten mit weniger deutlich ausgeprägtem Relief. Einen weiteren großen Einfluß besitzt die Vorfeuchte. In stark aufgesättigten Einzugsgebieten wird der Zwischenabfluß beinahe unmittelbar nach einem Niederschlagsereignis abflußwirksam, wohingegen ein eher trockenes Gebiet sehr viel gemächlicher auf ein Niederschlagsereignis reagiert. Dies ist unter anderem auf Prozesse der Druckübertragung, die das Auspressen von Vorereigniswasser zur Folge haben, zurückzuführen (vgl. z.B. MEHLHORN, 1998). Die Berücksichtigung dieser Einflüsse findet Ausdruck in folgender Gleichung:

$$Q_i = \frac{1}{K_i} \cdot f(sat)^{\left(\frac{1}{K_n(subb)}\right)} \cdot Konz_i(act) \quad [\text{mm d}^{-1}] \quad (5.4)$$

mit: K_i : Speicherkonstante für Zwischenabfluß [d]
 $f(sat)$: Funktion abhängig von der Gebietsfeuchte [-]
 $K_n(subb)$: Normierter Konzentrationskoeffizient des Teileinzugsgebietes [-]
 $Konz_i(act)$: Aktuelle Füllung des Konzentrationsspeichers [mm] für Zwischenabfluß

Mit der Funktion $f(sat)$ wird die Vorfeuchte des Teileinzugsgebietes berücksichtigt. Die Werte der Funktion berechnen sich nach:

$$f(sat) = Sat_{subb}^\alpha \quad (5.5)$$

Mit der relativen Sättigung des Teileinzugsgebietes nach Gleichung 5.1 und einem Eichkoeffizienten α . Die Potenzierung dieser Funktion mit dem Kehrwert des normierten Konzentrationskoeffizienten hat zur Folge, daß stärker reliefierte Einzugsgebiete bei gleicher Vorfeuchte und damit gleicher gespeicherter Wassermenge sehr viel rascher reagieren als weniger stark reliefierte Teilgebiete. Zur Verdeutlichung ist in Abbildung 5.2 der Verlauf der Sättigungsfunktion für einige Einzugsgebiete mit verschiedenen Konzentrationsindices dargestellt. Der Koeffizient α wurde für diese Darstellung mit dem Wert 0.5 belegt.

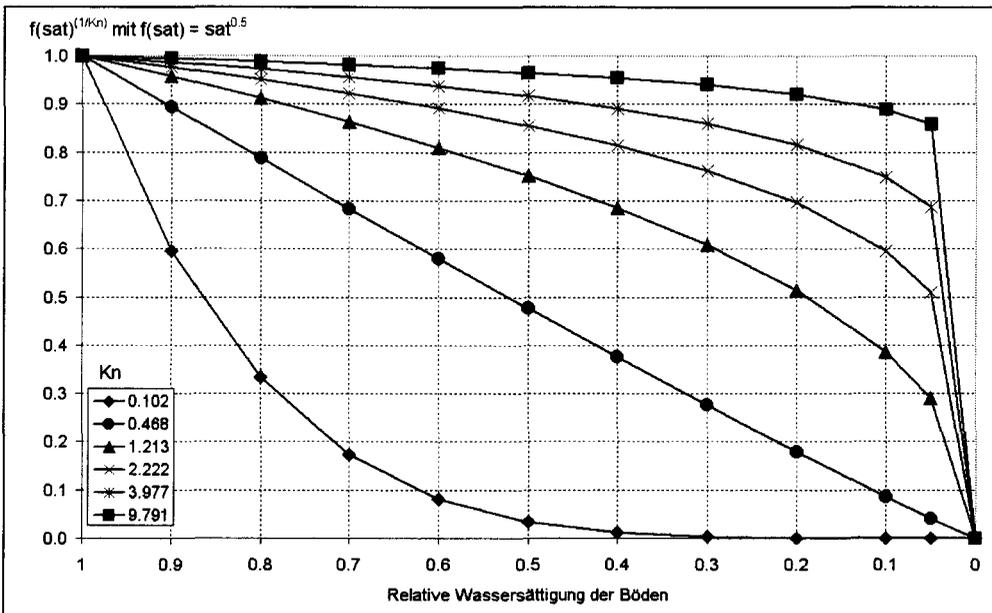


Abbildung 5.2: Ausprägung der Sättigungsfunktion nach Gleichung 5.5 für verschiedenen Konzentrationskoeffizienten K_n und Eichkoeffizient $\alpha = 0.5$ in Abhängigkeit von der relativen Sättigung der Teilgebiete nach Gleichung 5.1.

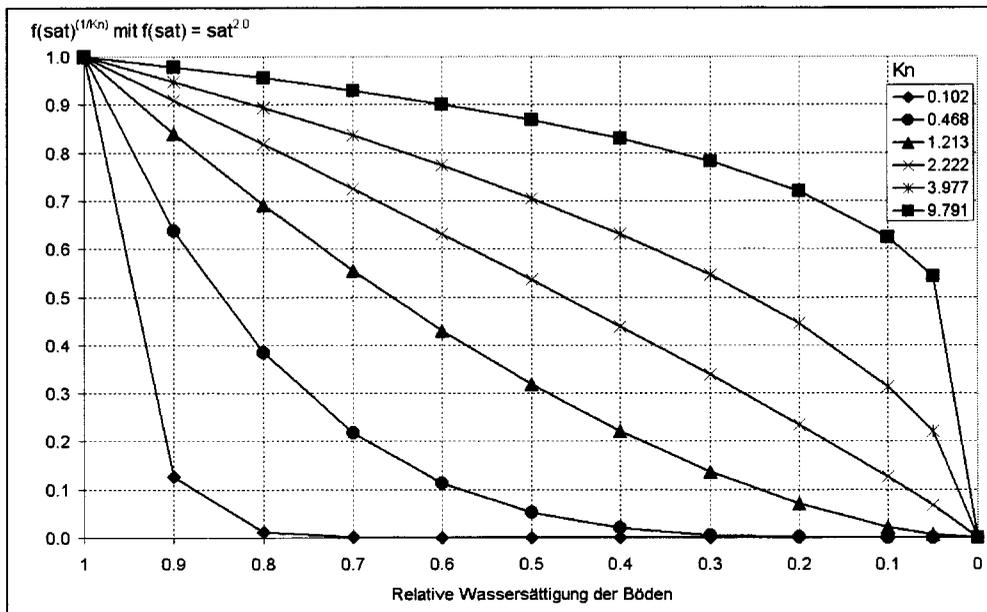


Abbildung 5.3: Ausprägung der Sättigungsfunktion nach Gleichung 5.5 für verschiedenen Konzentrationskoeffizienten K_n und Eichkoeffizient $\alpha = 2.0$ in Abhängigkeit von der relativen Sättigung der Teilgebiete nach Gleichung 5.1.

In Abbildung 5.3 ist der Verlauf der Sättigungsfunktion für die gleichen Einzugsgebiete dargestellt, der Koeffizient α wurde für diese Darstellung mit dem Wert 2.0 belegt. Die beiden Abbildungen zeigen zum Einen den Einfluß verschiedener Konzentrationsindizes (K_n) auf die Abflußkonzentration. Die mit der Raute gekennzeichnete Linie entspricht dem Konzentrationskoeffizient eines sehr ebenen Gebietes (34 m Höhendifferenz bei einer Fläche von 558 km²), die mit dem Quadrat gekennzeichnete Linie entspricht dem Konzentrationskoeffizient eines stark reliefierten Gebietes (1280 m Höhendifferenz bei einer Fläche von 84 km²). Dementsprechend ist die Dynamik der Abflußkonzentration ausgebildet, die bei dem stark reliefierten Gebiet deutlich höher ausfällt als im eher flachländisch geprägten. Zum Anderen ist der Einfluß der Wassersättigung des Gebietes zu erkennen. Eine abnehmende Sättigung des Gebietes führt zu einer deutlichen Abnahme der Sättigungsfunktion. Diese Abnahme erfolgt umso rascher und früher, je weniger deutlich das Relief ausgebildet ist und gibt somit gut die bekannte niedrigere Dynamik der Abflußkonzentration von flachländischen Gebiete im Vergleich zu Einzugsgebieten in Mittelgebirgslagen wieder. Schließlich zeigt sich bei Vergleich der beiden Abbildungen der Einfluß des Eichkoeffizienten α . Ein kleinerer Wert führt zu deutlich höherer Dynamik der Abflußkonzentration ohne jedoch die Unterschiede zwischen den verschiedenen Gebieten zu beeinflussen,

wohingegen die Dynamik mit zunehmendem α abnimmt.

Der komponentenspezifische Konzentrationskoeffizient (K_i) kann näherungsweise aus gemessenen Ganglinien verbunden mit Optimierungsläufe iterativ bestimmt werden. Da die Einflüsse des Reliefs und der Vorfeuchte explizit bei der Gleichung 5.4 berücksichtigt werden, muß dieser Parameter nicht für jedes Teileinzugsgebiet bestimmt werden, sondern kann als robuster Koeffizient für das Gesamtgebiet angegeben werden.

Basisabfluß

Wie oben dargestellt wird die Abflußkonzentration des Oberflächenabflusses und des Zwischenabflusses durch das lineare, bzw. nichtlineare Auslaufen eines Einkomponentenspeichers nachgebildet. Abweichend von diesem Konzept erfolgt die Modellierung der Abflußkonzentration des Basisabflusses. Mehrere Untersuchung (z.B.

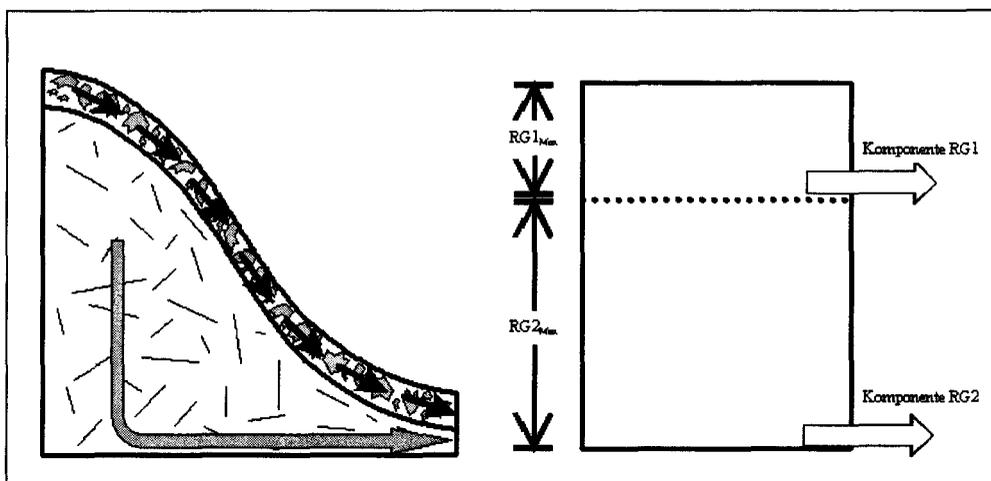


Abbildung 5.4: Schematische Darstellung der Ausprägung der Zweikomponenten-Grundwasserspeicher zur Modellierung der Abflußkonzentration des Basisabflusses.

UHLENBROOK, 1999; MEHLHORN, 1998; SCHWARZE, 1997) zeigten, daß sich der Basisabfluß in Festgesteinsbereichen aus mindestens zwei Komponenten zusammensetzt. Als Erklärung hierfür werden die unterschiedlichen Hohlraumanteile der Klüfte in der Tiefe einerseits und die der darüberliegenden Auflockerungs- und Verwitterungszone andererseits angeführt. Entsprechend unterschiedlich sind die Verweilzeiten des Wassers. Das in den Klüften gespeicherte Wasser kommt mit einer deutlichen Verzögerung (mitunter bis zu mehreren Jahren) zum Abfluß, wohingegen das in der Auflockerungszone abfließende Wasser verhältnismäßig rasch zum Abfluß kommt. Zur Nachbildung dieses Verhaltens wurden von UHLENBROOK (1999)

Mehrkomponentenspeicher in das Modell TAC eingebaut. In Anlehnung an dieses Konzept erfolgt die Nachbildung der Abflußkonzentration des Basisabflusses im J2000. In Abbildung 5.4 ist auf der linken Seite schematisch ein klüftiger Festgesteinsaquifer mit darüberliegender Auflockerungszone und auf der rechten Seite das Speicherkonzept zur Nachbildung dieser Fließprozesse dargestellt. Aus dieser Abbildung gehen außerdem die Parameter, die zur Nachbildung benötigt werden, hervor. Im einzelnen sind dies die maximale Speicherfüllung in Millimetern für die beiden Komponenten ($RG1_{max}$ und $RG2_{max}$), die sich aus den speichernutzbaren Hohlraumanteilen der Auflockerungszone ($K1$) sowie des unverwitterten Aquifers ($K2$) multipliziert mit den entsprechenden Mächtigkeiten für eine Einheitsfläche von 1 m^2 ergibt. Den Komponenten 1 und 2 werden außerdem zwei unterschiedliche Speicherkonstanten (K_{b1} und K_{b2}) zugeordnet, die ihre Entsprechung in den unterschiedlichen Verweilzeiten des Wassers in den beiden Kompartimenten haben. Neben den Speicherkonstanten besitzt das Relief des jeweiligen Teileinzugsgebietes Einfluß auf die Dynamik der Abflußkonzentration des Grundwassers. Für homogene Grundwasserleiter, die keine unterschiedlichen Abflußkomponenten besitzen, kann durch Abschalten der ersten Komponente ($RG1_{max}$ auf Null setzen) der Grundwasserspeicher mit nur einer Komponente betrieben werden.

Die Verteilung des Perkolationswassers auf die beiden Komponenten erfolgt unter Berücksichtigung der Hangneigung der jeweiligen HRUs. Damit soll nachgebildet werden, daß auf stärker geneigten Standorten mehr Wasser in der Verwitterungszone zum Abfluß kommt als auf weniger stark geneigten Standorten, wo dieses in höherem Maße die Verwitterungszone durchsickert und in die tieferen Bereiche gelangt. Die Bestimmung der Anteile der beiden Komponenten erfolgt durch die Berechnung eines Gradienten unter Berücksichtigung der Hangneigung (α) nach:

$$grad_k = (1 - \tan \alpha)^\beta \quad [-] \quad (5.6)$$

Mit dem Eichkoeffizient β kann die Verteilung der Anteile auf die Komponenten beeinflußt werden. Mit ihm werden systematisch zu niedrig berechnete Hangneigungen einerseits und die unterschiedlichen Durchlässigkeiten der Grundwasserspeicher andererseits berücksichtigt. Die jeweiligen Anteile des Perkolationswassers für die beiden Komponenten berechnen sich mit diesem Gradienten nach:

$$Perc_{RG1} = (1 - grad_k) \cdot Perc_{act} \quad [\text{mm}] \quad (5.7)$$

$$Perc_{RG2} = grad_k \cdot Perc_{act} \quad [\text{mm}] \quad (5.8)$$

Die Berechnung der Wasserabgabe der Grundwasserspeicher in das Gerinne erfolgt in Abhängigkeit der aktuellen Speicherfüllungen ($Kp1_{act}$ und $Kp2_{act}$) in Form einer linearen Auslauffunktion mit den Speicherkonstanten K_{b1} und K_{b2} . Zusätzlich wird bei der Berechnung der Abflußkonzentration der Basisabflußkomponente davon ausgegangen, daß diese vom Relief des Teileinzugsgebietes abhängig ist. Zur

Berechnung wird deshalb zusätzlich der normierte Einzugsgebietspezifische Konzentrationskoeffizient (K_n) eingesetzt. Damit ergeben sich folgende Gleichungen für die beiden Komponenten:

$$Q_{b1} = \frac{1}{K_{b1}} \cdot Kp1_{act} \cdot K_n \quad [\text{mm}] \quad (5.9)$$

$$Q_{b2} = \frac{1}{K_{b2}} \cdot Kp2_{act} \cdot K_n \quad [\text{mm}] \quad (5.10)$$

5.2 Fließvorgänge im Gerinne

Die Fließvorgänge im Gerinne werden durch eine Verknüpfung der Teileinzugsgebietspeicher zu einer linearen Speicherkaskade nachgebildet. Die Wassermenge die in jedem Zeitschritt zum Abfluß kommt, ergibt sich als Summe der berechneten Abflüsse aus den Komponentenspeichern:

$$Q = Q_d + Q_i + Q_{b1} + Q_{b2} \quad [\text{m}^3] \quad (5.11)$$

Zur expliziten Berechnung der Fließvorgänge, insbesondere zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Abflußmenge, werden Daten benötigt, die im allgemeinen nicht flächendeckend zur Verfügung stehen oder zumindest nur sehr schwer zu beschaffen sind, wie zum Beispiel die Geometrien der Gerinneteilstrecken. Stehen diese Daten nicht zur Verfügung, können sie zumindest näherungsweise durch iterative Berechnungen bestimmt werden. Grundlage für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit im J2000 ist die MANNING-STRICKLER-Gleichung:

$$v = M \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (5.12)$$

mit: M : Rauigkeitsbeiwert des benetzten Umfangs $[\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}]$
 R_h : hydraulischer Radius $[\text{m}]$
 I : Gefälle $[\text{m m}^{-1}]$

Mit Gleichung 5.12, dem Rauigkeitsbeiwert aus der Literatur (z.B. BRETSCHNEIDER ET AL., 1993) und dem Gefälle des Vorfluters aus dem DHM können nach einem in KLEEBERG ET AL. (1998) beschriebenen, leicht abgewandelten Verfahren die Fließgeschwindigkeiten für verschiedenen Abflüsse iterativ bestimmt werden. Arbeitshypothese bei der iterativen Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten ohne Kenntnis der Gerinnegeometrien ist die Annahme, daß die Gewässer in ihrem Durchfluß entsprechendes Gerinne aufweisen. Damit soll ausgedrückt werden, daß davon ausgegangen wird, daß die natürlichen Ausprägungen der Gerinnegeometrien den mittleren Abflußverhältnissen entsprechen. Anders ausgedrückt bedeutet

dies, daß die Fließgeschwindigkeiten verschieden großer Einzugsgebiete bei Mittelwasser und bei gleichem Gefälle in etwa gleich hoch sind. Dieses Verhalten kann zur Berechnung der Fließgeschwindigkeiten auf Basis der Abflußspende (q in $[\text{m}^3 / \text{km}^2 \text{ d}]$) nutzbar gemacht werden. Bei dem angewandten Verfahren wird der hydraulische Radius (R_h) und die Fließgeschwindigkeit (v) aufgrund der Abflußspende und einem angenommen Rechteckquerschnitt des Gerinnes mit einem Kantenlängenverhältnis von Tiefe:Breite = 1:8 durch mehrere Iterationsschritte approximiert. Der Fließquerschnitt (A) berechnet sich nach:

$$A = \frac{q}{v} \quad [\text{m}^2] \quad (5.13)$$

Für den ersten Rechenschritt wird eine Fließgeschwindigkeit von 1 m/s angenommen. Mit dem Fließquerschnitt aus Gleichung 5.13 berechnet sich der hydraulische Radius nach:

$$R_h = \frac{A}{1.25\sqrt{8A}} \quad [\text{m}] \quad (5.14)$$

Nach Gleichung 5.12 wird mit dem so berechneten hydraulischen Radius die Fließgeschwindigkeit ermittelt. Mit Gleichung 5.13 und der neuen Fließgeschwindigkeit wird ein neuer Fließquerschnitt berechnet und damit ein neuer hydraulischer Radius. Nach 7 bis 10 Iterationen ergeben sich stabile Werte.

Werden mit diesem Verfahren für verschieden Durchflüsse die Fließgeschwindigkeiten bestimmt, ergibt sich ein in Abbildung 5.5 beispielhaft dargestellter Verlauf, der sich sehr gut durch eine logarithmische Trendfunktion approximieren läßt, die folgende Form besitzt:

$$v = a \cdot \ln(Q) + b \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (5.15)$$

Die Fließgeschwindigkeiten, die aus dieser Funktion resultieren, können folgendermaßen interpretiert werden. Niedrige Abflüsse sind mit kleinen Fließgeschwindigkeiten gleichzusetzen. Bei zunehmendem Abfluß nimmt der hydraulische Radius im Verhältnis zum durchflossenen Querschnitt ab, was zu einer Abnahme der Reibungsverluste führt. Dies wiederum führt zu einem steilen Anstieg der Fließgeschwindigkeiten im Anfangsbereich der Funktion. Ab einer gewissen Durchflußmenge beginnt der Fluß auszufernen und die Vorländer zu überfluten. Dies führt einerseits zu einer deutlichen Zunahme der Rauigkeit auf Grund des Vegetationsbewuchses der Vorländer und andererseits zu einer schnellen Zunahme des hydraulischen Radiuses. Dadurch steigt die Fließgeschwindigkeit bei weiter zunehmendem Abfluß weniger stark an. Dieses Verhalten wird durch den flacheren Verlauf der Funktion bei hohen Durchflußwerten wiedergegeben.

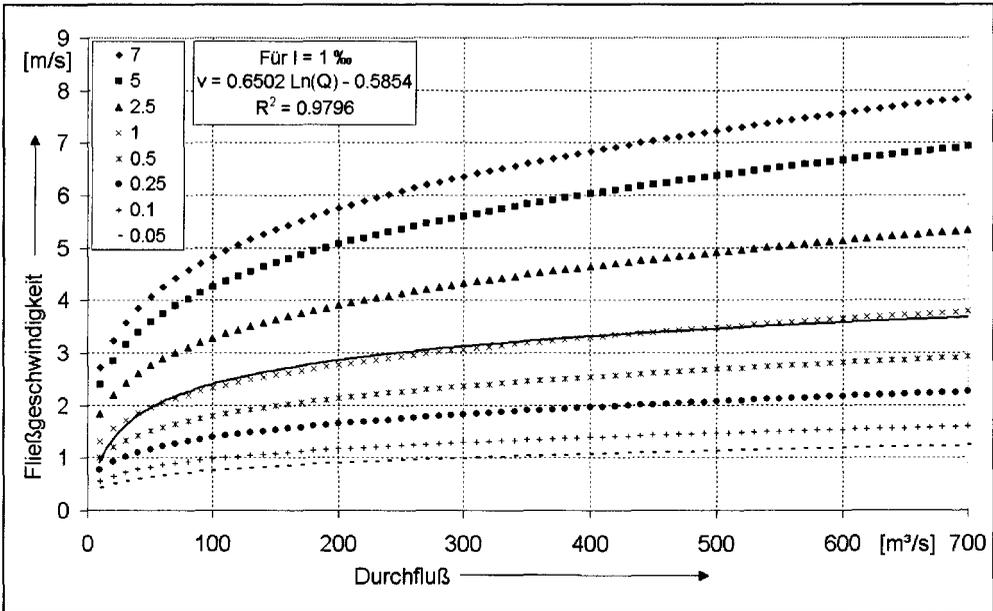


Abbildung 5.5: *Iterativ bestimmter Verlauf der Fließgeschwindigkeit des Abflusses im Gerinne in Abhängigkeit von der Abflußspende bei verschiedenen Gefällen.*

Gleichzeitig hat ein höheres Gefälle des Gerinnes höhere Fließgeschwindigkeiten bei gleichem Abfluß zur Folge. Die Fließgeschwindigkeit bei unterschiedlichem Gefälle ($v(I)$), im Vergleich zu der bei einem Gefälle von 1 Promille ($v(I = 1)$), läßt sich dabei durch folgende Potentialfunktion ausdrücken (vgl. Abbildung 5.6):

$$v(I) = v(I = 1) \cdot I^{0.375} \quad (5.16)$$

Mit den Koeffizienten der iterativ ermittelten Gleichung 5.12 können nun einzugsgebietsspezifische Fließgeschwindigkeiten für die täglichen Durchflüsse bestimmt werden. Diese werden dann in einem zweiten Schritt anhand der Gefälle der Teileinzugsgebiete mittels Gleichung 5.16 gewichtet. Aufgrund dieser Fließgeschwindigkeit kann nun die maximale Fließstrecke pro Zeitschritt berechnet werden, anhand derer die Abgabe des Teileinzugsgebietes an die weiter unten liegenden berechnet wird. Die Anteile, die in den einzelnen unterliegenden Teileinzugsgebieten zurückbleiben, werden anhand der relativen Anteile der durchflossenen Länge der Teileinzugsgebiete an der Gesamtstrecke ermittelt. Ein Beispiel (vgl. Abbildung 5.7) soll dieses verdeutlichen:

Ein weit oben gelegenes Einzugsgebiet (e1) erzeugt einen Tagesabfluß von $10 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Fließgeschwindigkeit nach der iterativ berechneten Gleichung 5.12 sei 2 m/s .

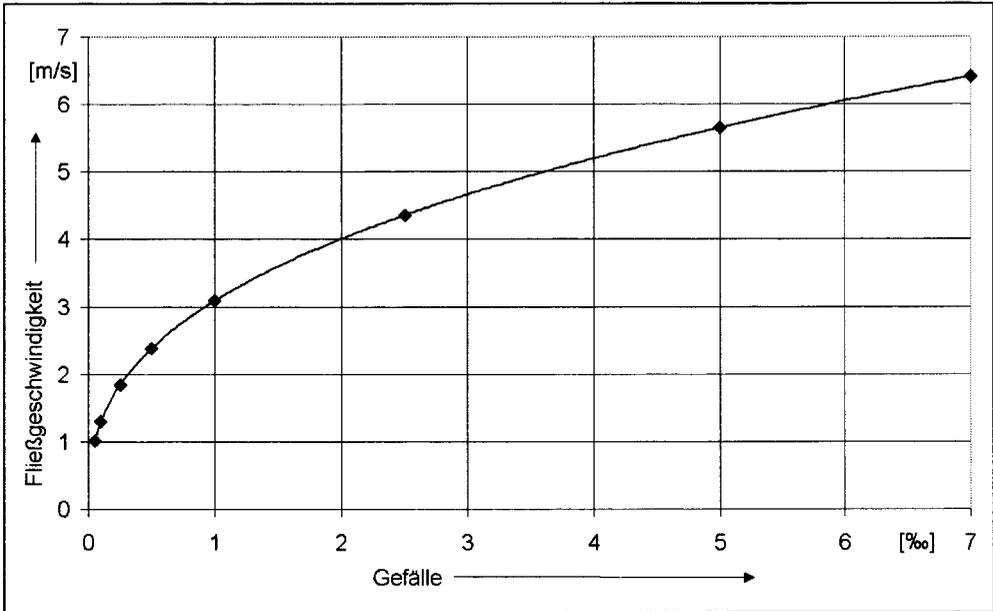


Abbildung 5.6: Fließgeschwindigkeiten bei gleichem Durchfluß in Abhängigkeit vom Gefälle.

Daraus resultiert eine maximale Fließstrecke von 172.8 km pro Tag. Werden die durchflossenen Strecken der unterliegenden Teileinzugsgebiete hintereinander aufsummiert beträgt die Gesamtstrecke bis zum Pegel am Gebietsauslaß (p8) 222 km.

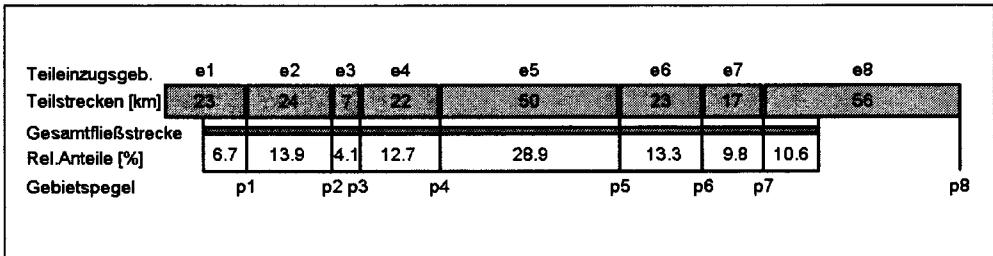


Abbildung 5.7: Beispielhafte Darstellung der Berechnung der Fließvorgänge im Gerinne.

Für das Abflußrouting wird davon ausgegangen, daß das Fließen in der Mitte des Quellgebietes (e1) zum Zeitpunkt t_0 beginnt und die Wasserabgabe kontinuierlich während des gesamten Zeitschrittes stattfindet. Die resultierende effektive Gesamtfließstrecke ist in Abbildung 5.7 dargestellt. Am Ende des Zeitschrittes ist der Teil des Wassers, der zu Beginn zum Abfluß gekommen ist, bis in das Teileinzugsgebiet

TEZG	Fließstrecke [km]	eff. Fließstr. [km]	rel. Anteil [-]	Gebietssp. [m ²]	Durchfluß [m ³ /d]	Durchfluß [m ³ /s]	Pegel
e1	23.0	12.5	0.07	62500	801500	9.28	p1
e2	24.0	24.0	0.14	120000	681500	7.89	p2
e3	7.0	7.0	0.04	35000	646500	7.48	p3
e4	22.0	22.0	0.13	110000	536500	6.21	p4
e5	50.0	50.0	0.29	250000	286500	3.32	p5
e6	23.0	23.0	0.13	115000	171500	1.98	p6
e7	17.0	17.0	0.10	85000	86500	1.00	p7
e8	56.0	17.3	0.10	86500	0	0.00	p8
		172.8	1.00	864000			

Tabelle 5.1: *Beispielhafte Berechnung der Fließvorgänge in den Gerinnen der Teileinzugsgebiete ausgehend vom Quellgebiet (e1).*

(e8) vorangekommen.

Die relativen Anteile der Teileinzugsgebietsstrecken an der gesamten Fließstrecke sind in Tabelle 5.1 (Spalte 3) dargestellt. Auf Basis dieser relativen Anteile werden die Wassermengen, die am Ende des Zeitschrittes in den Gerinnen der Teileinzugsgebiete zurückbleiben, bestimmt (Tabelle 5.1, Spalte 4). Die Wassermengen, die die einzelnen Gebiete durchfließen, tragen zu den Abflüssen an den jeweiligen Gebietsauslässen bei (Tabelle 5.1, Spalte 6, 7).

Teil II

Modellanwendung

Einführung

Im zweiten Teil der Arbeit werden die Anwendungsmöglichkeiten des J2000 anhand von drei großen Testgebieten dargestellt. Hierfür wurden das Einzugsgebiet der Mulde bis zum Pegel Bad Dübén ($A_e \approx 6000 \text{ km}^2$), das Einzugsgebiet der Unstrut bis zum Pegel Laucha ($A_e \approx 6200 \text{ km}^2$) und das der Schwarzen Elster bis zum Pegel Löben ($A_e \approx 4370 \text{ km}^2$) ausgewählt. Neben den erzielten Modellergebnissen, sollen in diesem Teil die Ausprägungen der Parameter und ihr Einfluß auf die Modellierung dargestellt werden. Dies soll in erster Linie am Einzugsgebiet der Mulde durchgeführt werden, da dieses Untersuchungsgebiet die Basis für die Modellentwicklung darstellte. Anhand der beiden anderen Gebiete soll die Übertragbarkeit des Modells und die damit verbundene Parameteranpassung demonstriert werden. Die Lage der drei Untersuchungsgebiete ist in Abbildung 1.1 dargestellt. Diese Abbildung zeigt zusätzlich die Landesgrenzen sowie die wichtigsten Gewässer und die größeren Gemeinden im Bereich der Testgebiete.

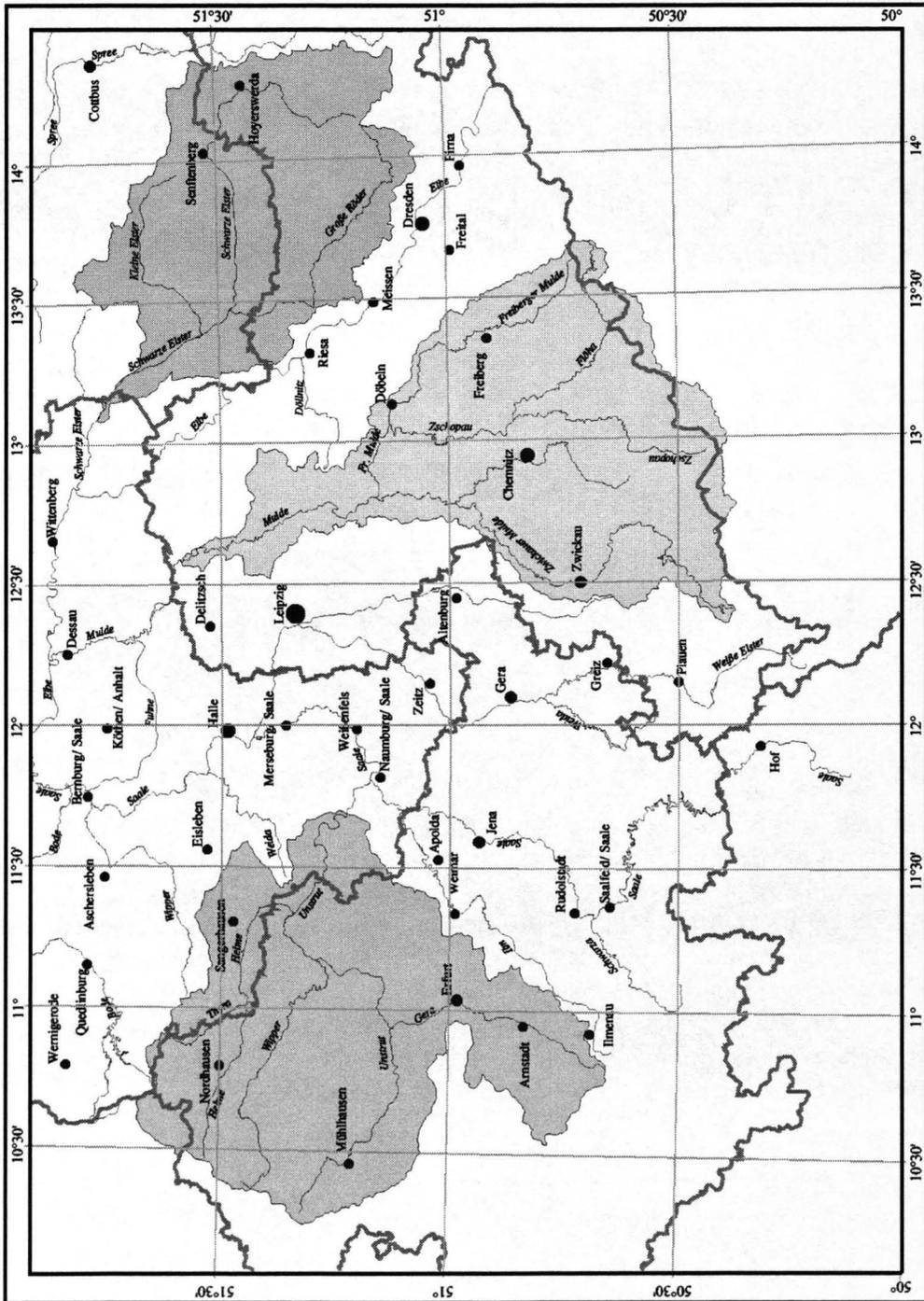


Abbildung 1.1: Die modellierten Einzugsgebiete der Mulde, der Schwarzen Elster und der Unstrut. (Datenquelle: IKSE)

Einzugsgebiet der Mulde

Das Einzugsgebiet der Mulde liegt im Westen des Landes Sachsen. Es erstreckt sich von den Kämmen des Erzgebirges im Süden bis zur Landesgrenze von Sachsen im Norden. Aus den Datengrundlagen wurde eine Gesamtfläche von 5940 km² bestimmt. Damit kann das Einzugsgebiet der unteren Makroskala (DYCK & PESCHKE, 1995) zugeordnet werden. Es ist geprägt durch den deutlichen Mittelgebirgsanteil des Erzgebirges im Süden, der im Norden in einen eher flachländischen Charakter übergeht. Die Höhen über dem Meeresspiegel erstrecken sich von 90 m am Gebietsauslaß bis zu mehr als 1100 m am Erzgebirgskamm. Die Hauptentwässerung erfolgt durch die Freiburger Mulde im Ostteil und die Zwickauer Mulde im Westteil. Die beiden Flußläufe fließen im nördlichen Drittel des Einzugsgebietes zusammen und bilden dort die Vereinigte Mulde. Eine Übersicht über das Einzugsgebiet ist in Abbildung 1.1 dargestellt. Es ist anzumerken, daß ein Teil des Einzugsgebietes (ca. 200 km²) im Süden in der Tschechischen Republik liegt. Die meisten der verwendeten Datengrundlagen enden aber, mit Ausnahme des digitalen Höhenmodells, an der Bundesgrenze. Für den tschechischen Teil des Gebietes wurden die übrigen Datengrundlagen (Bodentypen, Landnutzung, Hydrogeologie) nach bestem Wissen verlängert und interpoliert, da Daten für den nicht deutschen Teil im Rahmen dieser Arbeit nicht beschafft werden konnten.

Insgesamt betrachtet, kann das Einzugsgebiet der Mulde als verhältnismäßig naturnahes Gebiet mit vergleichsweise geringen anthropogenen Beeinflussungen angesehen werden. Dennoch kann, zumindest ausgehend von den größeren Siedlungsräumen,

sicherlich von wasserwirtschaftlichen Eingriffen ausgegangen werden. Die Art dieser Eingriffe, bzw. ihre Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht werden. Auch der große Anteil an landwirtschaftlichen Flächen im Untersuchungsgebiet legt die Vermutung nahe, daß eine gewisse Beeinflussung des natürlichen Wasserhaushalt durch Bewässerung oder Drainierungsmaßnahmen sehr wahrscheinlich ist. Auch diese Einflüsse wurden nicht näher quantifiziert. Es wurde lediglich eine einfache Prüfung der Homogenität der Abflußdaten des Pegel Bad Dübren durch eine Doppelsummenanalyse (vgl. z.B. MANIAK, 1997) durchgeführt. Diese zeigte im Zeitraum 1961-1990 keine signifikanten Knickstellen, die auf eine nachhaltige Beeinflussung des natürlichen Wasserhaushaltes hindeuten.

Im folgenden soll das Untersuchungsgebiet anhand der vorhandenen Datengrundlagen beschrieben und hydrologisch klassifiziert werden.

2.1 Beschreibung des Gebietes und der Datengrundlagen

Im Folgenden wird das Muldeinzugsgebiet beschrieben und charakterisiert. Die Beschreibung erfolgt weitestgehend anhand der zur Modellierung eingesetzten Datengrundlagen, die in diesem Zuge ebenfalls diskutiert werden. Mit Ausnahme der Tagesmeßwerte der zeitlich variablen Eingangsdaten, wurden die Datengrundlagen, die bereits von KUNKEL & WENDLAND (1998) in ihrer Arbeit „Der Landschaftswasserhaushalt im Flußeinzugsgebiet der Elbe“ eingesetzt wurden, nachgenutzt.

2.1.1 Topographie

Zur Beschreibung der Topographie wurde das digitale Höhenmodell der Welt (GTOPO30) des United States Geological Survey (USGS) eingesetzt. Die horizontale Auflösung dieses Datensatzes beträgt 30 Bogensekunden, was im Elbeeinzugsgebiet einer Auflösung von ca. $800 \times 800 \text{ m}^2$ entspricht (KUNKEL & WENDLAND, 1998). Für die vorliegende Untersuchung wurde das Höhenmodell auf ein $500 \times 500 \text{ m}^2$ Raster übertragen. Die vertikale Auflösung der Daten beträgt 1 m. Der Vergleich der Höhenwerte des DHM des USGS, mit anderen höher aufgelösten digitalen Geländemodellen zeigte, daß die flächenhafte Ausprägung der Höhenwerte bei diesem DHM insgesamt befriedigend wiedergegeben wird (KRAUSE & KUNKEL, 1999).

Die Höhenverteilung im Einzugsgebiet der Mulde (vgl. Abbildung 2.1, rechts) teilt das Gebiet grob in drei Bereiche. Die steilen Hanglagen und Kammbereiche des Erzgebirges im Süden, den Flachlandbereich im Nordteil und einem relativ breiten Übergangsbereich in der Mitte des Gebietes. Die Höhenstufen folgen deutlich der erzgebirgischen Streichrichtung, die von Südwest nach Nordost verläuft. Die im Norden gelegenen Hochlagen sind durch tief eingeschnittene enge Täler gekennzeichnet,

die in Richtung Süden im Übergangsbereich breiter werden und beim Eintritt in den Flachlandbereich verschwinden.

Aus dem digitalen Höhenmodell (DHM) wurde die Hangneigung und die Exposition flächenhaft in einem GIS abgeleitet. Die Ausprägung der absoluten Werte der Hangneigung ist dabei in hohem Maße von der horizontalen Auflösung des DHM abhängig. In KRAUSE & KUNKEL (1999) wurde gezeigt, daß bei einem Vergleich der mittleren Hangneigung eines Gebietes, die aus einem in 1000 m Raster vorliegenden DHM abgeleitet wurde, im Gegensatz zu der aus einem Höhenmodell mit einer Auflösung von $50 \times 50 \text{ m}^2$, Abweichungen von mehr als 70 % auftreten können. In dieser Untersuchung konnte allerdings gezeigt werden, daß der Charakter der Verteilungsfunktion erhalten bleibt. So unterscheidet sich der Flächenanteil von steileren und flacheren Teilbereichen nur unwesentlich bei den aus unterschiedlichen Datengrundlagen ermittelten Hangneigungen. Dies zeigt sich auch bei den, aus dem DHM des USGS abgeleiteten, Hangneigungen des Muldeinzugsgebietes (Abbildung 2.2, links). Bei der hier dargestellten Hangneigung hebt sich beispielsweise der Erzgebirgsbereich mit tief eingeschnittenen Tälern und steilen Talflanken deutlich von der Übergangszone und dem Flachlandbereich ab. Werden aber die berechneten Werte betrachtet, zeigt sich, daß die maximale Hangneigung lediglich 12 Grad beträgt, was einer Steigung von nur 21 % entspricht. Bei Ableitung der Hangneigung aus höher aufgelösten DHMs werden in vergleichbaren Mittelgebirgsregionen Werte von mehr als 45 Grad, bzw. Steigungen von über 100 % erreicht. Bei Einsatz von Hangneigungswerten aus grob aufgelösten DHMs, muß dieser Einfluß während der Modellierung berücksichtigt werden. Dies erfolgt im J2000 durch entsprechende Eichkoeffizienten. Die Ausprägungen dieser Parameter für das Muldeinzugsgebiet werden in Abschnitt 2.5.3 dargestellt und diskutiert.

2.1.2 Landnutzung

Die Bestimmung der Landnutzungseinheiten erfolgt auf Basis des Datenbestandes „Daten zur Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland“ des Statistischen Bundesamtes. Die Erstellung dieses Datensatzes erfolgte durch Auswertung von Landsat TM Aufnahmen aus den Jahren 1989 bis 1992. Die Aufnahmezeitpunkte in den einzelnen Jahren lagen zwischen Mai und September und stammen folglich alle aus der Vegetationsperiode (CLC-DATENERHEBUNGSANLEITUNG, STBA, 1994). Auf Grundlage dieser digitalen Rasterdaten wurde ein Vektordatensatz erzeugt, der insgesamt 44 verschiedene Bodenbedeckungskategorien unterscheidet, von denen 36 in Deutschland vorkommen. Die Erfassungsuntergrenze für einzelne Flächen liegt bei 25 ha, was einer Rasterauflösung von $500 \times 500 \text{ m}^2$ entspricht. Aus den Vektordaten wurde für die vorliegende Arbeit ein Rasterdatensatz mit eben dieser Auflösung erzeugt. Dieser ist in Abbildung 2.1 (links) in reklassierter Form dargestellt.

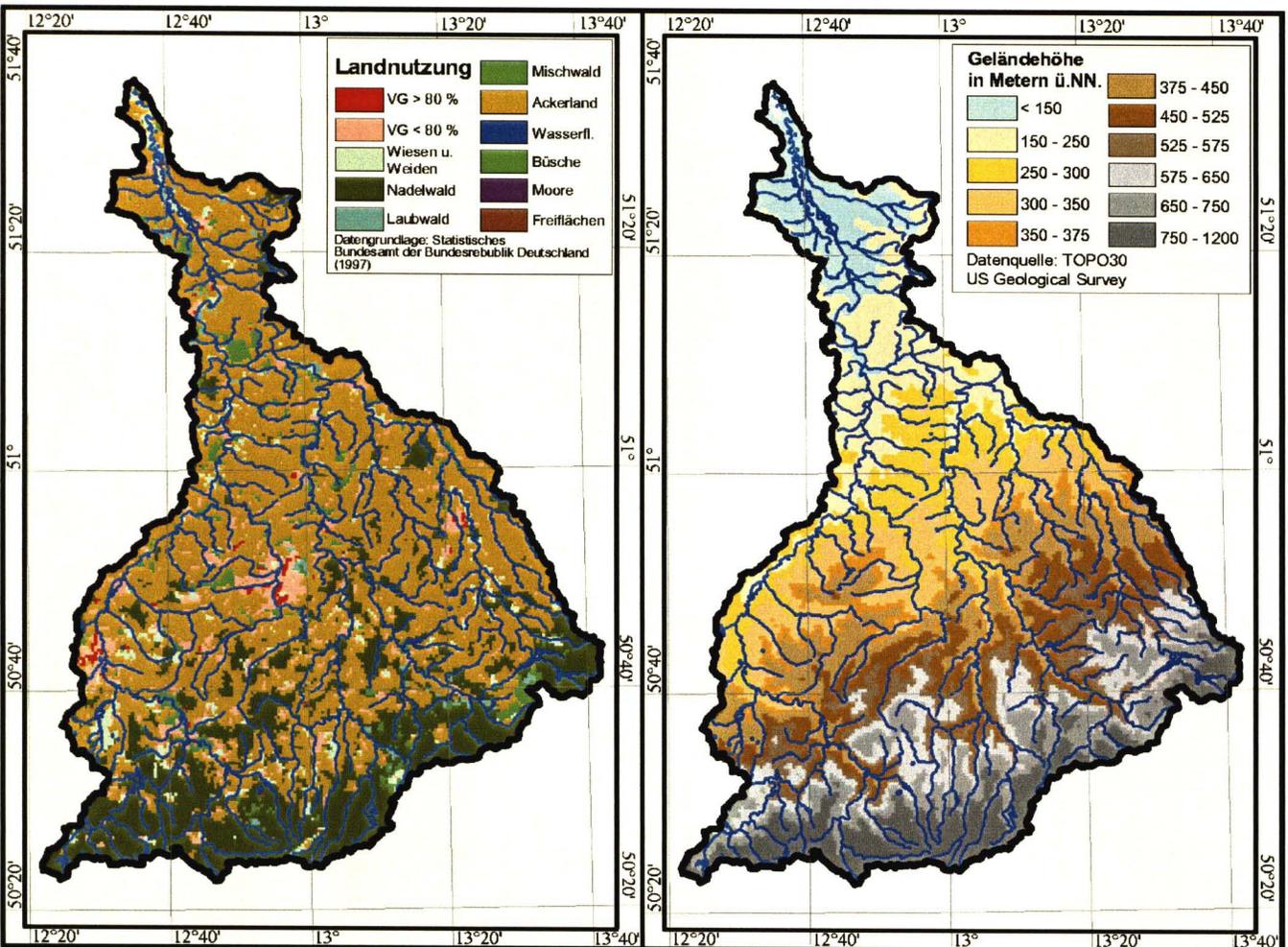


Abbildung 2.1: Topographie und Landnutzung in 11 Klassen im Einzugsgebiet der Mulde.

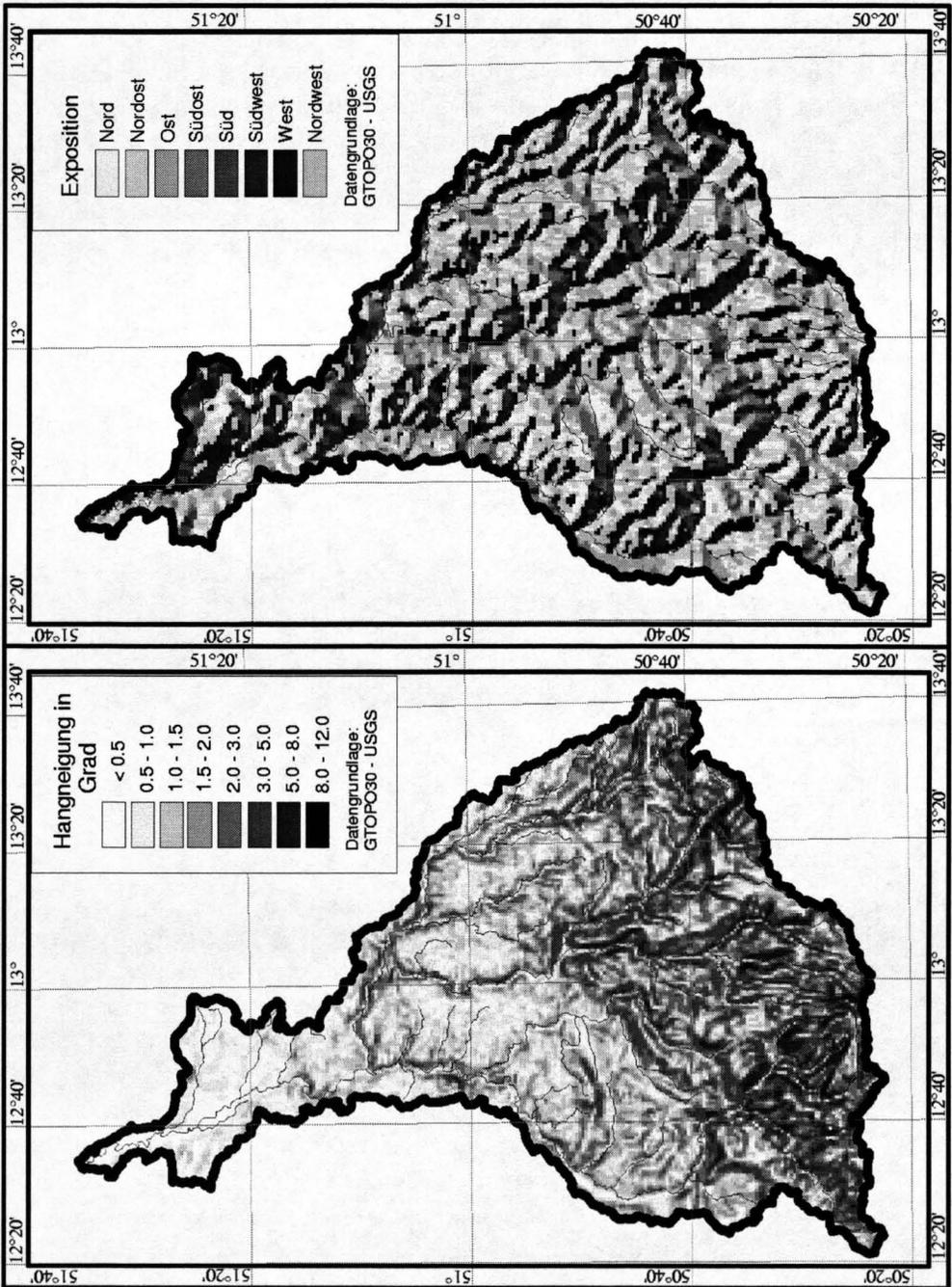
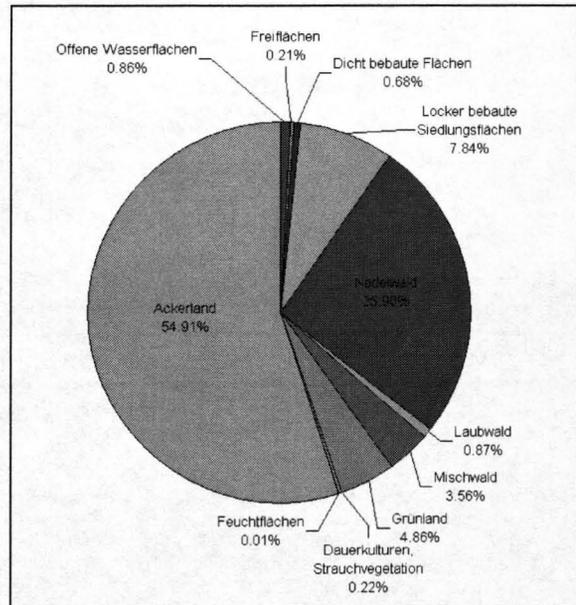


Abbildung 2.2: Hangneigung und Exposition abgeleitet aus dem Höhenmodell des USGS.

Die ursprünglichen Klassen wurden zu insgesamt 11 unterschiedlichen, vom J2000 berücksichtigten, Kategorien zusammengefaßt. Bei der Aggregation wurde, abgesehen von einem Unterschied, die gleiche Zusammenfassung gewählt, wie sie auch im Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland (HAD) zur Anwendung kommen wird. Der angesprochene Unterschied ist die explizite Unterteilung von Laub- und Mischwäldern, die bei der Klassierung des HAD zusammengefaßt werden. Die relativen Anteile der einzelnen Landnutzungsklassen am Gesamtgebiet sind in Abbildung 2.3 dargestellt. Der Abbildung 2.1 und dem Diagramm 2.3 ist zu ent-

Abbildung 2.3: *Relativer Anteil der elf Landnutzungsklassen am Gesamtgebiet des Einzugsgebietes der Mulde. (Datengrundlage: Daten zur Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland. StBA, 1997)*



nehmen, daß der größte Teil der Fläche (ca. 55 %) des Muldeinzugsgebiet landwirtschaftlich genutzt wird. Mit zunehmender Höhe nehmen die landwirtschaftlich genutzten Flächen zugunsten von Waldflächen ab. In Höhen ab ca. 500 m bilden Nadelwälder die dominante Landnutzungskategorie. Die Ackerflächen in den Mittel- und Tieflagen des Gebietes werden von mehreren kleinen Laub-, Misch- und Nadelwaldflächen unterbrochen. Der Anteil der waldbestandenen Flächen am Gesamtgebiet beträgt insgesamt ca. 30 %, wobei der Nadelwald mit ca. 26 % den größten Anteil daran hat. Vor allem in den höheren Lagen, aber auch am Gebietsauslaß im Norden, finden sich größere zusammenhängende Flächen mit Grünlandnutzung, die in den Hochlagen als Weideflächen charakterisiert werden können. Auffällig sind die Grünflächen am Gebietsauslaß im Norden, die sich entlang des Flußlaufes der Mulde gruppieren. Hierbei handelt es sich möglicherweise um Retentionsflächen zur Verminderung der Hochwassergefahr. Der Anteil der Grünlandflächen am Gesamtgebiet beträgt ca. 5 %. Bebaute Flächen von nennenswertem Ausmaß bilden die Siedlungs-

bereiche von Chemnitz, Zwickau und Freiberg. Ansonsten ist das Gebiet durchsetzt von kleineren Siedlungsbereichen mit eher dörflichem Charakter. Insgesamt besitzen die Siedlungsbereiche einen Flächenanteil von etwas mehr als 8 %, wobei der Anteil an dicht bebauten Bereichen lediglich 0.7 % ausmacht. Die übrigen Landnutzungsklassen belegen insgesamt nur 1.3 % der Gesamtfläche.

2.1.3 Böden

Die Bestimmung der Bodentypen erfolgt anhand der Geometrien aus der digitalen Bodenübersichtskarte 1:1 000 000 (BÜK1000) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, 1995) in Hannover. Die BÜK1000, die flächendeckend für die gesamte Bundesrepublik vorliegt, unterscheidet insgesamt 71 verschiedene Bodentypen, denen spezifische Leitprofile zugeordnet sind. Im Rahmen der Arbeiten zur Untersuchung des Landschaftswasserhaushaltes der Elbe (KUNKEL & WENDLAND, 1998) wurden den 54 im Elbeeinzugsgebiet vorkommenden Legendeneinheiten, durch Auswertung der Profil- und Labordatenbank des Fachinformationssystems Bodenkunde (FISBo BGR), spezielle für diesen Raum angepaßte Referenzprofile zugewiesen. Diese Arbeiten wurden von der BGR im Rahmen eines Unterauftrages durchgeführt. Die dort ermittelten bodenphysikalischen Kennwerte wurden in der vorliegenden Arbeit nachgenutzt.

Die für das Elbeeinzugsgebiet abgeleiteten Bodenprofile unterscheiden sich hinsichtlich der Bodenarten der einzelnen Horizonte teilweise deutlich von denen der Standardlegende. Für die Horizonte der Referenzprofile wurden von der BGR, neben den Bodenarten, weitere bodenphysikalische Kennwerte, wie z.B. Lagerungsdichte, Humusgehalt, Tongehalt, kf-Werte etc. aus der Datenbank abgeleitet. Aus diesen bodenphysikalischen Parametern, der 54 im Elbeeinzugsgebiet vorkommenden Bodentypen, wurde eine Relate-Tabelle (vgl. Anhang A) für das J2000 abgeleitet, anhand derer die Parametrisierung der HRUs erfolgt.

Von den 54 im Elbeeinzugsgebiet vorkommenden Bodentypen, treten 19 im Einzugsgebiet der Mulde auf. Diese sind in Abbildung 2.4 dargestellt. In der Legende dieser Abbildung sind die Bezeichnungen der Bodentypen und teilweise in Klammern das Ausgangsgestein dargestellt. Außerdem ist die Nummer der Legendeneinheit der BÜK 1000 angegeben. Aus der Abbildung ist zu ersehen, daß große Teile des Gebietes (insgesamt 46 %) von Braunerden, die aus unterschiedlichen Ausgangsgesteinen gebildet wurden, bedeckt sind. Den größten Flächenanteil (22 %) besitzt dabei die, aus den Verwitterungsmaterialien der im Untergrund anstehenden Schiefergesteine gebildete, Braunerde (Legendeneinheit 59). Einen ähnlich großen Flächenanteil (19 %) besitzt die podsolige Braunerde (Legendeneinheit 57), die aus dem Verwitterungsmaterial kristalliner Gesteine gebildet wird. Bei den Bodenarten dieser in den Hochlagen auftretenden Bodentypen handelt es sich meist um Schluffe

mit lehmigen und teilweise deutlich sandigen Anteilen. In Richtung Norden schließen sich Böden an, deren Ausgangsgesteine immer größere Lößlehmenteile enthalten (Legendeneinheiten 56, 44, 48). Für die Bodenarten hat dies zur Folge, daß die sandigen Anteile zurückgehen und mehr und mehr durch lehmige und tonige Anteile ersetzt werden. Weiter im Norden schließen sich Parabraunerden (Le: 42) und Parabraunerden-Pseudogley (Le: 43) Böden an, deren Horizonte aus mittel bis stark tonigen Schluffen gebildet werden. Im Norden am Gebietsauslaß schließt sich ein Bereich mit Bänder-Parabraunerde (Le: 46) an, der aufgrund des Ausgangsgesteines wieder einen deutlichen Sandanteil besitzt. Schließlich sind noch die Auenböden der Talbereiche, die teilweise grundwasserbeeinflusst sind, zu nennen. Außerdem sind zwei kleinere Hochmoorflächen im äußersten Nordwesten sowie die Siedlungsbereiche von Chemnitz und Zwickau in der Bodenübersichtskarte zu erkennen.

Hinsichtlich ihrer Wasserspeicherkapazität können die Böden des Einzugsgebietes insgesamt als recht günstig angesprochen werden, wobei die oft sandigen Böden der Hochlagen und im Nordteil des Gebietes hohe Durchlässigkeiten besitzen. Für die Abflußbildung, ausgehend von diesen Böden, ist mit einer schnellen Umsetzung der Niederschläge zu rechnen.

2.1.4 Hydrogeologische Gesteinseinheiten

Die Beschreibung des geologischen Aufbaus des Untergrundes erfolgt auf Basis der Geometrien der Karte der „Grundwasserführenden Gesteinseinheiten im deutschen Teil des Elbeeinzugsgebietes“ (WENDLAND & KUNKEL, 1999). Die Grundlage dieser Karte war die „Karte der hydrogeologischen Einheiten der Deutschen Demokratischen Republik“ (EYRICH ET AL., 1985), die im Maßstab 1 : 750 000 für das gesamte Gebiet der ehemaligen DDR vorliegt. In ihr werden insgesamt 24 unterschiedliche hydrogeologische Einheiten ausgewiesen, die von WENDLAND & KUNKEL (1999) zu 17 Einheiten zusammengefaßt wurden. 13 dieser 17 Einheiten treten im Einzugsgebiet der Mulde auf. Diese sind in Abbildung 2.5 dargestellt. Auch anhand dieser Abbildung läßt sich die bereits angesprochene Dreiteilung des Muldeinzugsgebietes nachvollziehen. Im Südteil, dem Erzgebirgsbereich, wird der Untergrund vorwiegend aus Gneisen und Schiefergesteinen gebildet, die von begrenzten Bereichen, die aus Graniten oder magmatischen Ergußgesteinen bestehen, unterbrochen werden. Im Zentralteil des Muldeinzugsgebietes werden diese Gesteine durch Molassegesteine sowie durch känozoische Lockergesteine abgelöst. Die känozoischen Lockergesteine, bei denen es sich meistens um pleistozäne Bildungen (Randpleistozän) handelt, setzen sich im nördlichen Flachlandbereich weiter fort, wobei sie dort vergesellschaftet mit magmatischen Ergußgesteinen und Metamorphiten auftreten (Granulitgebirge). Im Norden, am Gebietsauslaß, finden sich weitere pleistozäne Ablagerungen, die in der Karte in glaziofluviale Sande, Moränenablagerungen und

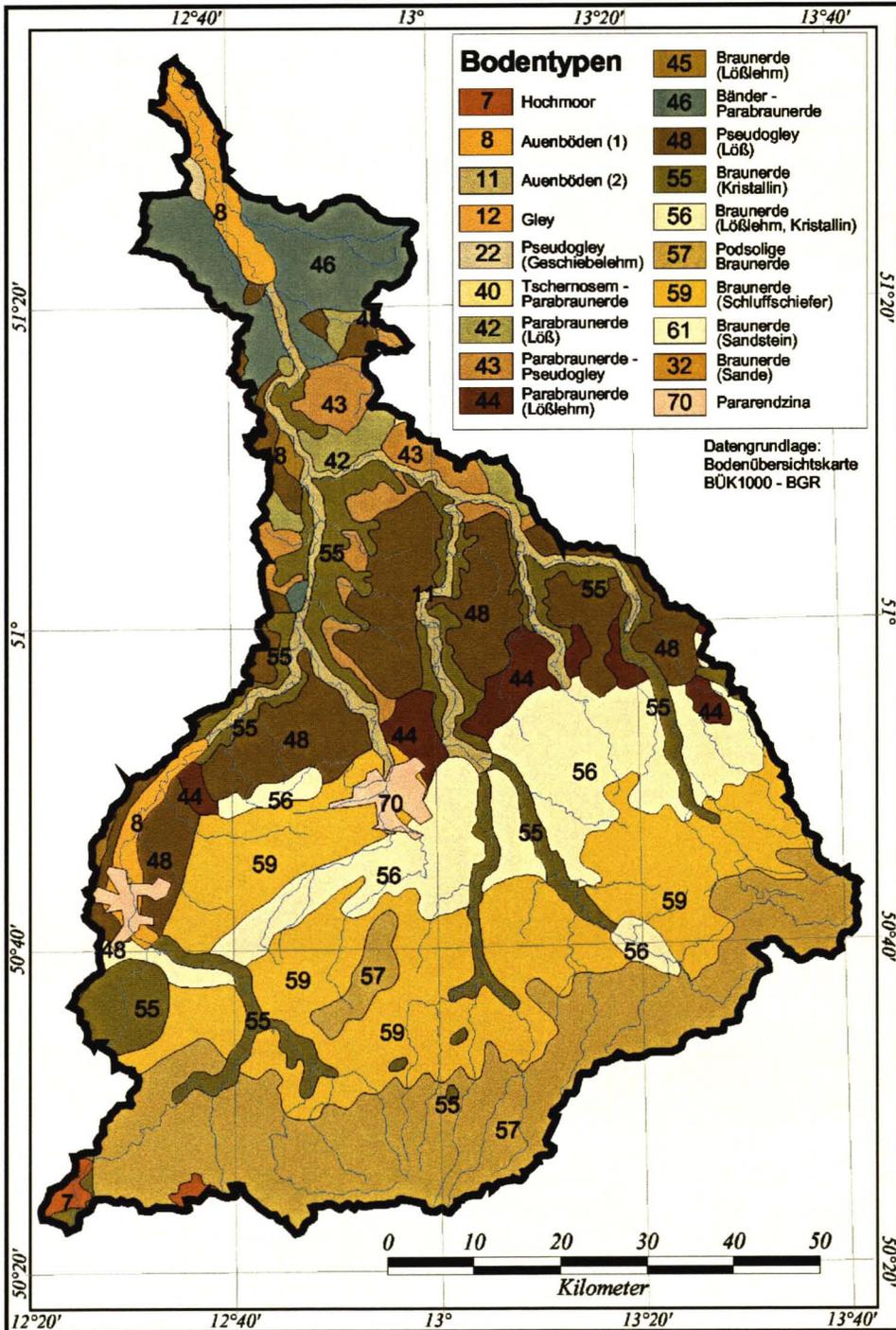


Abbildung 2.4: Bodentypen im Einzugsgebiet der Mulde. Datengrundlage: Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000 (BÜK1000) - BGR, Hannover, 1995

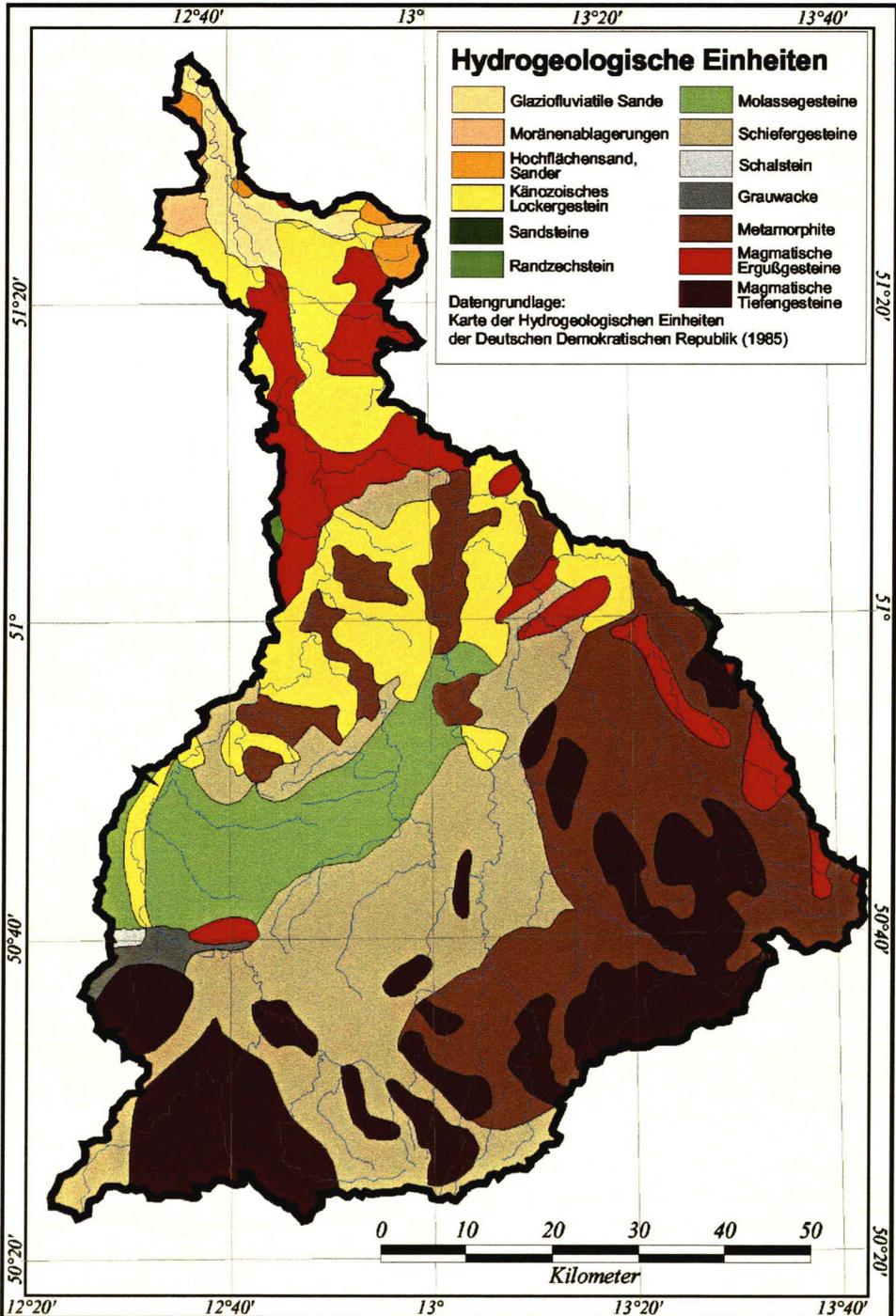


Abbildung 2.5: Hydrogeologische Gesteinseinheiten. Datengrundlage: Karte der Hydrogeologischen Gesteinseinheiten der Deutschen Demokratischen Republik (1985)

Hochflächensande bzw. Sanderflächen unterschieden werden. Weiter finden sich im Gebiet kleinere Vorkommen von Grauwacke und Schalstein am Südwestrand, von Randzechstein am Westrand, sowie ein kleiner Sandsteinbereich am Ostrand.

Die Granite, Gneise und Magmatite verhalten sich hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Eigenschaften ähnlich. Alle der aufgezählten Gesteine besitzen einen nur geringen Kluftraum und kein wirksames Porenvolumen (LUCKNER, 1981). Die Durchlässigkeit und das Retentionsvermögen der Gesteine wird generell als sehr gering eingeschätzt. Deutlich bessere hydrogenetische Eigenschaften finden sich in der oberflächennahen, geringmächtigen Verwitterungs- und Auflockerungszone (JORDAN & WEDER, 1995). In diesem Bereich, der auch als Vergrusungszone bezeichnet wird (LUCKNER, 1981), besitzen die Gesteine ein erheblich größeres Porenvolumen, verbunden mit deutlich höheren Durchlässigkeiten. Die Schiefergesteine, Grauwacken und Schalsteine verhalten sich ähnlich wie die oben angeführten Gesteinsarten, wobei die Verwitterungszone deutlich mehr tonige und schluffige Anteile enthält, wodurch die Durchlässigkeit herabgesetzt wird. Das feinkörnige Verwitterungsmaterial führt zusätzlich häufig zu einer Verfüllung der Klüfte, wodurch deren Wasserwegsamkeit eingeschränkt wird (JORDAN & WEDER, 1995).

Die Molassegesteine, die in der Erzgebirgssenke abgelagert sind, werden in der Literatur als klüftungsfreundliches Festgestein klassifiziert (JORDAN & WEDER, 1995). Sie sind durch ein dichtes Netz zahlreicher paralleler Störungen gekennzeichnet, die der erzgebirgischen Streichrichtung (NE-SW) folgen und die Grundlage für eine meist gute bis sehr gute Grundwasserführung bilden. Durch lateralen Fazieswechsel kann die Grundwasserführung gebietsweise unterschiedlich sein. So sind die Molassegesteine im Chemnitzer Raum hydrogeologisch bedeutsamer als im Gebiet um Zwickau (JORDAN & WEDER, 1995).

Der sich im Norden anschließende Übergangsbereich wird als Granulitgebirge mit Randpleistozän bezeichnet. Der Untergrund wird auch hier wieder aus metamorphen Gesteinen wie z.B. Gneisen und Glimmerschiefern und magmatischen Tiefengesteinen gebildet. Diese verhalten sich hinsichtlich ihrer hydrogeologischen Eigenschaften ebenso wie die des Erzgebirges. Da das Grundgebirge in nördlicher Richtung abtaucht, finden sich nach Norden hin Lockergesteinsbedeckungen des Randpleistozäns mit zunehmender Mächtigkeit, die günstiger hinsichtlich ihrer Wasserführung eingestuft werden (JORDAN & WEDER, 1995; LUCKNER, 1981).

Die pleistozänen Ablagerungen, die sich im Nordteil des Gebietes anschließen, werden im Bereich der glaziofluviatilen Sande und Sanderflächen als günstig hinsichtlich der Grundwasserneubildung betrachtet. Die Moränengebiete sind durch Wechsellagerung von wasserstauende Lehm- und Tonschichten einerseits und gut wasserleitende Sanden und Kiesen andererseits gekennzeichnet. Dies führt häufig zur Ausbildung unterschiedlicher Grundwasserstockwerke (JORDAN & WEDER, 1995).

Das Muldeinzugsgebiet kann insgesamt als ungünstig hinsichtlich der Grundwasserspeicherfähigkeit des Untergrundes angesehen werden. Dies läßt eine hohe Abflußdynamik mit deutlich ausgeprägten Hochwasserereignissen und geringen Abflüssen während der Sommermonate erwarten.

2.1.5 Hydrologie

Das Einzugsgebiet der Mulde besitzt ein über den gesamten Bereich in etwa gleich dichtes Gewässernetz. Das Abflußregime ist von der topographischen Ausprägung des Gebietes bestimmt und ändert sich von einem eher nivo-pluvialen Regime in den Hochlagen, zu einem pluvio-nivalen Regime in den tieferen Lagen im Norden. Abbildung 2.6 zeigt das jährliche Abflußregime in Form von Pardé-Koeffizienten für das Gesamtgebiet und für zwei Teileinzugsgebiete. Hierbei handelt es sich um das hochgelegene Teileinzugsgebiet des Schwarzwassers (Pegel Aue 1) im Süden sowie um das in mittlerer Höhe liegende Teileinzugsgebiet der Chemnitz (Pegel Göritzshain) (vgl. Abbildung 2.13).

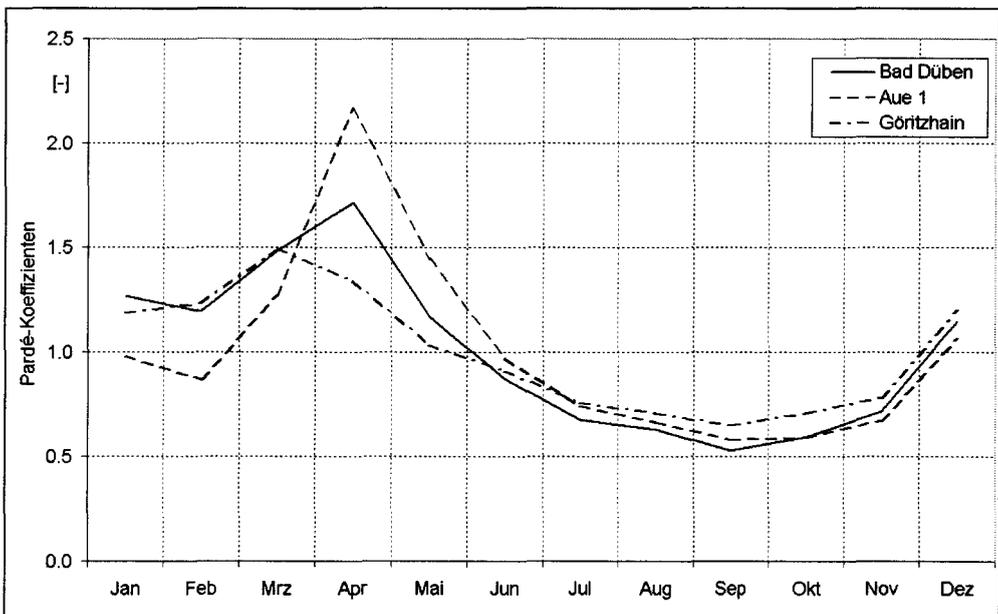


Abbildung 2.6: Abflußregime des gesamten Gebietes (Bad Düben), eines Gebiets in mittlerer Höhe (Göritzshain) und eines hochgelegenen Teileinzugsgebietes (Aue 1). Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990.

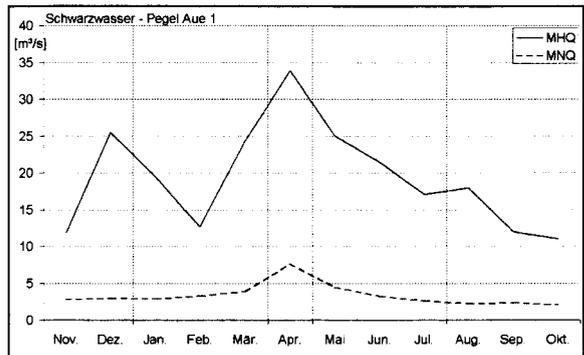
Das hochgelegene Gebiet (Pegel Aue1) zeigt ein deutliches, scharf ausgeprägtes Abflußmaximum im April, daß auf die Schneeschmelze zurückzuführen ist. Die verhält-

nismäßig niedrigen Koeffizienten im Januar und Februar deuten auf eine dauerhafte Ausbildung einer geschlossenen Schneedecke in diesen Monaten hin. Diese beginnt ab März zu schmelzen, wobei der Höhepunkt der Schneeschmelze im April erreicht wird, sich aber auch noch im Mai bemerkbar macht. Die Pardé-Koeffizienten der Chemnitz (Pegel Göritzshain), deren Einzugsgebiet auf mittlerer Gebietshöhe liegt, zeigen das Abflußmaximum einen Monat früher und weniger deutlich ausgeprägt. Dies und die deutlich höheren Koeffizienten im Januar und Februar weisen darauf hin, daß in den Mittellagen weniger Niederschlag in Form von Schnee zurückgehalten und die Schneedeckenbildung häufiger durch Tauphasen unterbrochen wird, was zu einem insgesamt ausgeglichenerem Regime während der Wintermonate führt. Das Abflußregime des Gesamtgebietes (Pegel Bad Dübén) liegt in seiner Dynamik zwischen dem der Mittel- und dem der Hochlagen. Das Abflußmaximum ist auch hier im April, als Resultat der Schneeschmelze in den Hochlagen, zu finden, es ist aber deutlich abgemildert.

Während der Sommermonate zeigen alle drei Gebiete einen sehr ähnlichen Verlauf der Koeffizienten. Auffällig ist, daß die Koeffizienten des Gebietes der Chemnitz etwas über denen der beiden anderen Gebiete liegen. Dies ist möglicherweise auf die unterschiedliche hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes in diesem Bereich des Einzugsgebietes zurückzuführen (vgl. Abschnitt 2.1.4).

Bei Betrachtung der Jahresgänge der langjährigen mittleren Hoch- bzw. Niedrigwasserabflüsse, zeigt sich ebenfalls das unterschiedliche Abflußverhalten der Teileinzugsgebiete und des Gesamtgebietes. Die Verläufe sind in den Abbildungen 2.7 bis 2.9 dargestellt. Beim hochgelegenen Einzugsgebiet des Schwarzwassers

Abbildung 2.7: Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse des Schwarzwassers am Pegel Aue1. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990)



(Abbildung 2.7) werden die höchsten Monatsmittel des Abflusses im Dezember und im April erreicht und sind somit auf den Einfluß der Schneeschmelze zurückzuführen. Ein relatives Tief der mittleren Hochwasserabflüsse weist der Monat Februar auf. Dieser, im Jahresverlauf kälteste Monat, ist durch die dauerhafte Ausbildung von Schneedecken in den Hochlagen gekennzeichnet. Während der Sommermonate

Abbildung 2.8: Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Chemnitz am Pegel Görnitzhain. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990)

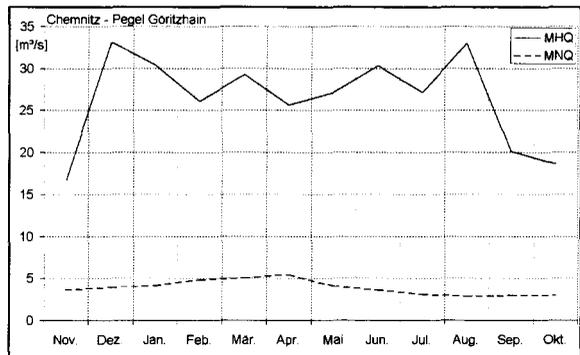
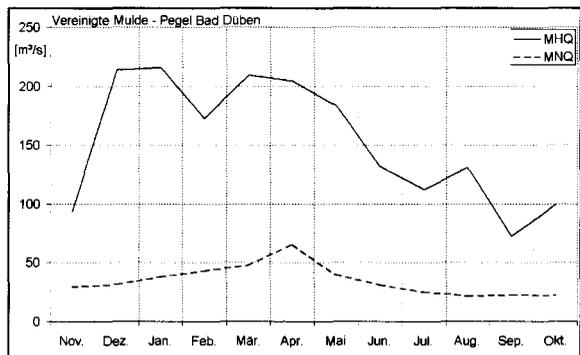


Abbildung 2.9: Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Vereinigten Mulde am Pegel Bad Dübener. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990)



sind die Hochwasserabflüsse in diesem Teileinzugsgebiet eher gering. Einen deutlich anderen Jahresgang weisen die mittleren Hochwasserabflüsse der Chemnitz auf (Abbildung 2.8). Hier treten die höchsten Werte im Dezember und im August auf. Weitere relative Hochs werden im März und Juni erreicht. Die Hochwasserabflüsse des Dezember und März können auf Schneeschmelzabflüsse zurückgeführt werden, wohingegen die hohen Abflußwerte im Juni und vor allem im August möglicherweise auf häufige Gewitterniederschläge, die sich am Erzgebirgsrand stauen, zurückzuführen sind. Das relative Tief im Februar findet sich auch bei der Chemnitz wieder, allerdings weniger deutlich ausgeprägt. Insgesamt zeigt der Jahresgang der MHQs der Chemnitz einen wesentlich ausgeglicheneren Verlauf als der des Schwarzwassers. Wie schon beim Abflußregime dargestellt, liegt die Dynamik des Jahresgang der MHQs des Gesamtgebietes (Abbildung 2.9) zwischen der der beiden Teilgebiete. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß am Gebietsauslaß die Einflüsse der Teilregionen konvergieren und sich dort gegenseitig überlagern.

Die langjährigen monatlichen Mittelwerte der Niedrigwasserabflüsse zeigen beim Vergleich der drei Gebiete eine größere Übereinstimmung in ihrem Verlauf als die MHQ-Werte. Deutlich ist wieder der Einfluß der Schneeschmelze im Einzugsgebiet des Schwarzwassers im April zu sehen, der sich auch auf die Niedrigwasserabflüsse

des Gesamtgebietes durchschlägt. Im Einzugsgebiet der Chemnitz ist dies nicht mehr so deutlich erkennbar. Bei allen drei Gebieten nehmen die Niedrigwasserabflüsse während der Sommermonate kontinuierlich ab, was auf den erhöhten Wasserbedarf der Pflanzen während der Vegetationsperiode und dem damit verbundenen Verbrauch der Wasserreserven zurückzuführen ist.

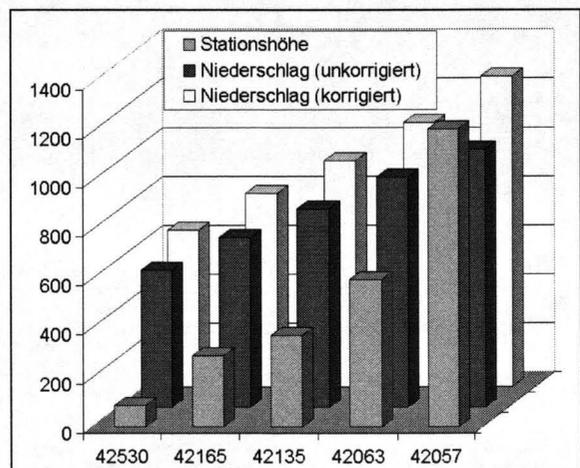
2.2 Beschreibung der meteorologischen - klimatologischen Datengrundlagen

Für die Modellierung wurden meteorologische - klimatologische Daten der Zeitreihe 1981-1990 eingesetzt. Es werden die in Teil I, Abschnitt 3.2 bereits angeführten Daten Niederschlag, Minimum-, Maximumtemperatur, Windgeschwindigkeit, Sonnenscheindauer und relative Feuchte in Form von Tageswerten benötigt. Diese Daten wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) für die Arbeit zur Verfügung gestellt. Im folgenden sollen die Datensätze und ihre Ausprägung im Einzugsgebiet der Mulde beschrieben werden.

2.2.1 Niederschlag

Tageswerte der Niederschläge für das Einzugsgebiet der Mulde lagen in unkorrigierter Form für 80 Stationen vor. Von diesen Stationen lagen 60 im Einzugsgebiet und 20 in der direkten Nachbarschaft. Die Niederschlagshöhen sind im Muldeinzugsgebiet eng mit der Stationshöhe korreliert, in der Form, daß die Niederschlagsmengen mit der Höhe zunehmen. Dies ist exemplarisch für fünf Stationen in Abbildung 2.10

Abbildung 2.10: Langjähriges Mittel der korrigierten und unkorrigierten Niederschlagssumme für fünf Stationen im Muldeinzugsgebiet. (Datengrundlage: Zeitreihe 1981-1990)



dargestellt. Die Stationen für diese Abbildung wurden so ausgewählt, daß sie in einer in etwa von Nord nach Süd verlaufenden Linie in verschiedenen Höhenlagen liegen. Die hellgrauen Säulen zeigen die Stationshöhe in Metern, die dunkelgrauen die mittlere Jahressumme [mm/a] der unkorrigierten Niederschläge und die weißen Säulen zeigen die mittlere Jahressumme [mm/a] der, nach dem Verfahren von RICHTER (1995), korrigierten Niederschläge. Deutlich ist in dieser Abbildung die Zunahme der unkorrigierten Niederschläge mit der Höhe zu erkennen. Dieser Höheneffekt wird durch die Korrektur noch verstärkt. Die berechneten absoluten und relativen Korrekturbeträge für diese Stationen sind in Tabelle 2.1 dargestellt. Der Tabelle ist zu

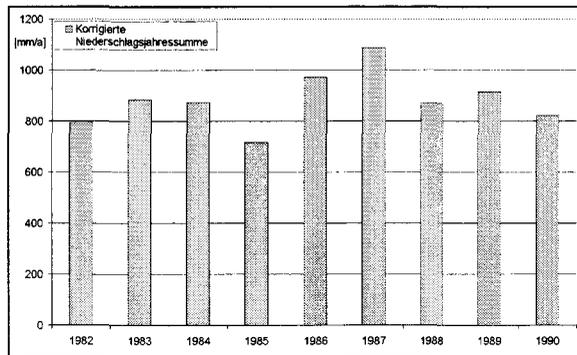
Tabelle 2.1: *Korrigierte und unkorrigierte mittlere Jahressummen der Niederschläge der in Abbildung 2.10 dargestellten Niederschlagsstationen sowie die relativen und absoluten Abweichungen.*

ID	Stationshöhe [m]	unkorrigierte Jahressumme [mm/a]	korrigierte Jahressumme [mm/a]	Absolute Abweichung [mm/a]	Relative Abweichung [%]
42530	89	557	636	79	14
42165	290	690	789	99	14
42135	375	807	919	113	14
42063	600	936	1078	142	15
42057	1213	1049	1265	216	21

entnehmen, daß auch die absoluten Korrekturbeträge mit der Höhe zunehmen. Sie liegen zwischen 79 und 216 mm/a. Die Betrachtung der relativen Korrekturwerte zeigt aber, daß in den Tief- und Mittellagen in etwa gleich hohe relative Korrekturwerte berechnet werden. Die Werte der Stationen bis 600 m Höhe betragen 14 bis 15 %. Der relative Korrekturwert von 21 %, der auf 1213 m Höhe gelegenen Station, ist dagegen deutlich höher. Dies ist auf die in höheren Lagen vorherrschende niedrigere Lufttemperatur und die damit verbundenen häufiger auftretenden Schneefälle zurückzuführen, die wiederum mit einem höheren Meßfehler behaftet sind.

Die Betrachtung der mittleren Gebietsniederschläge der hydrologischen Zeitreihe 1982-1990 zeigt, daß sich die jährliche Niederschlagssumme in den einzelnen Jahren deutlich unterscheidet. Dies ist in Abbildung 2.11 dargestellt. Die Niederschläge der hydrologischen Jahre 1982 bis 1984 und 1988 bis 1990 entsprechen in etwa dem Mittelwert des Gebietsniederschlags der gesamten Zeitreihe, der bei 882 mm/a liegt. Das hydrologische Jahr 1985 ist ein eher trockenes Jahr mit nur 717 mm Niederschlag, das Jahr 1987 dagegen ein sehr niederschlagsreiches. In diesem Jahr wird mit 1089 mm der langjährige Mittelwert deutlich überschritten und mehr als das anderthalbfache an Niederschlag im Vergleich zum trockenen Jahr 1985 erreicht. Die Betrachtung der langjährigen Monatssummen der Niederschläge zeigt, daß der Okto-

Abbildung 2.11: *Jahressummen des mittleren korrigierten Gebietsniederschlags im Einzugsgebiet der Mulde für die hydrologischen Jahre 1982-1990. (Datengrundlage: Zeitreihe 1981-1990)*



ber der Monat mit den niedrigsten Niederschlägen (40.96 mm/mon) der August der Monat mit den höchsten Niederschlägen (99.90 mm/mon) ist. Die hohen Werte des Augusts werden deutlich durch die sehr hohen Niederschläge des Jahres 1983 geprägt. Ohne dieses Jahr werden im langjährigen Mittel 87.10 mm/mon erreicht. Ein weiterer Monat mit hohen Niederschlägen ist der Dezember mit 93.06 mm/mon im langjährigen Mittel. Die langjährigen Summen der Sommer- (443.26 mm) bzw. der Winterniederschläge (440.30 mm) sind nahezu gleich.

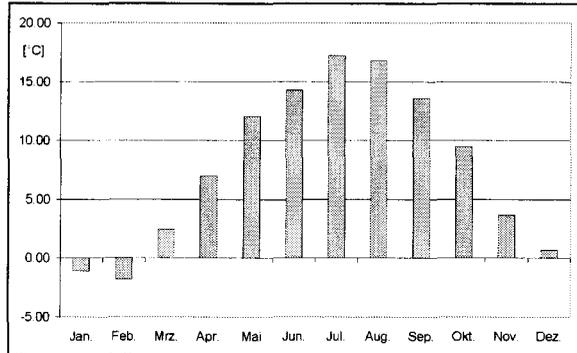
2.2.2 Klimatologische Daten

Für die klimatologischen Daten Minimum- und Maximumtemperatur, Windgeschwindigkeit, Sonnenscheindauer und relative Feuchte standen im Bereich des Einzugsgebiet der Mulde die Werte von insgesamt fünf Klimastationen des DWD zur Verfügung. Von diesen fünf Stationen liegen lediglich zwei direkt im Einzugsgebiet, die übrigen drei liegen außerhalb und sind ca. 20 km von der Einzugsgebietsgrenze entfernt. Nur für die Temperaturen und die relative Feuchte standen komplette Datensätze für die Zeitreihe 1981-1990 zur Verfügung. Für die Windgeschwindigkeit lagen Meßwerte von drei Stationen und für die Sonnenscheindauer von nur zwei Stationen vor. Die Stationen liegen auf Höhen zwischen 141 und 1213 m. Durch diese insgesamt geringe Stationsdichte, ist die Übertragung der punktuellen Meßwerte auf die Fläche mit einer relativ hohen Unsicherheit behaftet. Bei den Temperaturen und der relativen Feuchte steht nur ein Wert für eine mittlere Fläche von 1200 km² zur Verfügung, bei der Windgeschwindigkeit sind dies bereits 2000 km² und bei der Sonnenscheindauer sogar 3000 km². Zur Erhöhung der Modellsicherheit wäre eine höhere Stationsdichte wünschenswert gewesen.

Die langjährigen mittleren Lufttemperaturen sind eng mit der Höhenlage der Station korreliert und erreichen Werte zwischen 9.5°C (141 m) und 3.5°C (1213 m). Bei Betrachtung der langjährigen Monatsmittel der Lufttemperaturen (Abbildung 2.12)

zeigt sich, daß der kälteste Monat der Februar (-1.8°C) der wärmste Monat der Juli (17.2°C) ist. Das langjährige Jahresmittel der Lufttemperatur im Gesamtgebiet liegt bei 7.9°C .

Abbildung 2.12: *Langjähriges Monatsmittel der Lufttemperaturen im Einzugsgebiet der Mulde. (Datengrundlage: Zeitreihe 1981-1990)*



2.3 Unterteilung des Einzugsgebietes

Wie in Teil I, Abschnitt 3.1 dargestellt, erfolgt die Modellierung auf Basis von drei unterschiedlichen Aggregationsniveaus. Diese sollen im folgenden für das Mulde-einzugsgebiet dargestellt werden.

2.3.1 Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten und der diskreten Teilflächen

Die Hydrologisch Homogenen Einheiten (HRUs), auf deren Basis die Prozesse der Abflußbildung modelliert werden, werden in einem Geoinformationssystem durch Überlagerung der einzelnen zeitlich statischen Datengrundlagen (Geländehöhe, Hangneigung, Exposition, Landnutzung, Bodentypen, hydrogeologische Einheiten und Teileinzugsgebiete) erzeugt. Die Einzelwerte dieser Datengrundlagen wurden teilweise zuvor noch in größere Klassen zusammengefaßt, damit sie einerseits den Anforderungen des Modells entsprechen und andererseits die absolute Zahl der HRUs nicht zu groß wird. Für die Ausweisung der HRUs des Mulde-einzugsgebietes wurden die Höhenwerte in Klassen mit jeweils 100 m Spannbreite, die Hangneigungswerte in drei Klassen (flach (0 - 4 Grad), mittel (4 - 8 Grad), steil (8 - 12 Grad)) und die Expositionswerte in 2 Klassen (nord- bzw. südexponiert) zusammengefaßt. Aus der Überlagerung entstanden insgesamt 3264 HRUs, mit Flächengrößen zwischen 0.25 und 96 km². Die mittlere Flächengröße liegt bei 1.4 km². Diese sind in Abbildung 2.13 links dargestellt.

Die HRUs in dieser Abbildung wurden anhand ihrer Flächengröße eingefärbt. Die dunklen Bereiche entsprechen großen HRUs, die hellen Bereiche repräsentieren die kleinen. Es zeigt sich, daß die unterschiedliche Heterogenität der einzelnen Datengrundlagen und damit auch die Heterogenität des Gesamtgebietes durch das HRU-Konzept insgesamt recht gut wiedergegeben wird. So ist beispielsweise das Erzgebirge durch viele kleine Einheiten gekennzeichnet. Im homogeneren Flachlandbereich im Norden ist die Flächengröße dagegen deutlich größer.

Die Parametrisierung der HRUs erfolgt anhand der Datenausprägung der zur Ausweitung benutzten Datengrundlagen, wobei für die zuvor klassierten Werte Geländehöhe, Hangneigung und Exposition das arithmetische Mittel der einzelnen Werte, die innerhalb einer HRU vorkommen, gesetzt wird. Zusätzliche Parameter, wie z.B. bodenphysikalische Kennwerte oder landnutzungsspezifische Parameter, werden während der Modellinitialisierung anhand spezifischer Relate-Tabellen den HRUs zugeordnet. In der derzeitigen Modellversion existieren hierfür zwei Relate-Tabellen: Eine für spezifische Bodenparameter (vgl. Anhang A) und eine weitere, in der die Landnutzungsparameter (vgl. Tabelle 3.5) enthalten sind. Die Verknüpfung der HRUs mit diesen Tabellen erfolgt anhand des Bodentyps (Legendeneinheit) bzw. der Landnutzungs-kategorie. Aus den Datensätzen, die in den Relate-Tabellen abgelegt sind, werden dann während der Modellinitialisierung entsprechende HRU-Parameter berechnet. Zum Beispiel wird zur Bestimmung des durch die Pflanzen ausschöpfbaren Mittelporenvolumen für jede HRU anhand der Landnutzungseinheit zuerst die effektive Wurzeltiefe der jeweiligen Vegetationsklasse ausgelesen. Anhand dieser Wurzeltiefe werden dann die nFk-Werte des durchwurzelteten Bereichs in Dezimeterschritten aus der Bodentabelle ausgelesen und aufsummiert. Das Ergebnis dieser Berechnungen ist beispielhaft in Abbildung 2.14 (links) dargestellt.

Allein auf Grundlage der HRU-Parameter lassen sich schon Aussagen über das zu erwartende hydrologische Verhalten des Einzugsgebietes ableiten. Dies soll anhand der in Abbildung 2.14 dargestellten Beispiele verdeutlicht werden. Die linke Seite dieser Abbildung zeigt die, nach dem oben beschriebenen Verfahren berechnete, nutzbare Feldkapazität des Wurzelraumes. Dieser Parameter wirkt beeinflussend auf die Abflußbildung in der Art, daß Flächen, die hohe Werte aufweisen, mehr Niederschlagswasser im Boden halten und der Verdunstung zuführen als Flächen, die einen niedrigeren Wert besitzen. Die tatsächlich zum Abfluß kommende bzw. verdunstende Wassermenge ist aber, neben anderen Einflußgrößen, von der tatsächlichen Niederschlagsmenge bzw. von der potentiellen Verdunstungshöhe abhängig.

Die rechte Seite der Abbildung zeigt die potentielle Bereitschaft der einzelnen HRUs zur Zwischenabflußbildung. Dieser Parameter wird nicht tatsächlich im Modell berechnet, sondern er wurde hier zur Anschauung aus den HRU-Parametern bestimmt. Nach dem Konzept, das der Berechnung des Bodenwasserhaushaltes zugrundeliegt, wird im J2000 aber auf ähnliche Weise die Zwischenabflußbildung ermittelt. Die Be-

rechnung dieser potentiellen Bereitschaft erfolgte durch multiplikative Verknüpfung der Hangneigung mit dem Verhältnis der beiden k_f -Werte (dichtester Horizont / darüberliegenden Horizont; vgl. Teil I, Abschnitt 4.3). Dunkel dargestellt sind Flächen, die eine hohe Bereitschaft zur Bildung von Zwischenabfluß besitzen. Dies sind Flächen mit hohen Hangneigungswerten, einem verhältnismäßig dichten Horizont im unteren Bodenbereich und einem relativ gut durchlässigen Horizont darüber. Die tatsächliche Bildungshöhe des Zwischenabflusses auf den einzelnen Flächen ist wiederum von einer Reihe weiterer Parameter und Größen abhängig, die erst während der Modellierung berechnet werden. Nach PESCHKE in LEIBUNDGUT ET AL. (1999) sind notwendige Bedingungen für die Bildung von Zwischenabfluß: (1) ein geschichtetes Bodenprofil, bei dem ein deutlicher Durchlässigkeitsunterschied zwischen dem Oberboden und dem Unterboden besteht, (2) ein Bodenprofil, bei dem die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit allmählich mit der Tiefe abnimmt sowie (3) ein Bodenprofil, in dem die vertikale Durchlässigkeit deutlich geringer ist als die horizontale. Als hinreichende Bedingungen gelten: Es muß [...] ein ausreichendes Gefälle existieren wobei der Fließwiderstand durch die Leitfähigkeit der oberen Schicht definiert wird und damit auch vom Sättigungsgrad abhängt. Diese von PESCHKE formulierten Bedingungen finden sich genau auf den Flächen, die auf der rechten Seite der Abbildung 2.14 eine hohe potentielle Bereitschaft zur Zwischenabflußbildung aufweisen.

Diese beiden Beispiele belegen die prinzipielle Eignung des HRU-Konzeptes zur flächendifferenzierten Modellierung der Abflußbildung und demonstrieren gleichzeitig die Möglichkeit erste Aussagen über das zu erwartende hydrologische Verhalten von Einzugsgebieten, schon allein aus der Flächenausweisung ableiten zu können.

Die Ableitung der diskreten Teilflächen als Einheiten mit eindeutigem Raumbezug aus den einzelnen HRUs, die zum Teil über die Fläche gestreut auftreten können, erfolgt durch Disaggregation dieser HRUs in einem GIS. Dies führte im Muldeinzugsgebiet zu insgesamt 8779 diskreten Teilflächen, auf deren Basis die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten erfolgte.

2.3.2 Unterteilung in Teileinzugsgebiete

Die Modellierung der Abflußkonzentration erfolgt im J2000 auf Basis von Teileinzugsgebieten. Für die Nachbildung des Muldeinzugsgebietes wurden diese aus dem HYDROGRAPHISCHEN KARTENWERK DER DEUTSCHEN DEMOKRATISCHEN REPUBLIK (1969) bestimmt. Die Auswahl erfolgte unter Berücksichtigung der Pegelstandorte, für die Meßwerte vorlagen. Die Teileinzugsgebiete und die Pegelstandorte sind auf der rechten Seite der Abbildung 2.13 dargestellt. Die Flächengröße der Teileinzugsgebiete liegt zwischen 73 und 556 km². Die Einfärbung der Teilgebiete erfolgte für diese Abbildung anhand der normierten Konzentrationskoeffizienten (vgl.

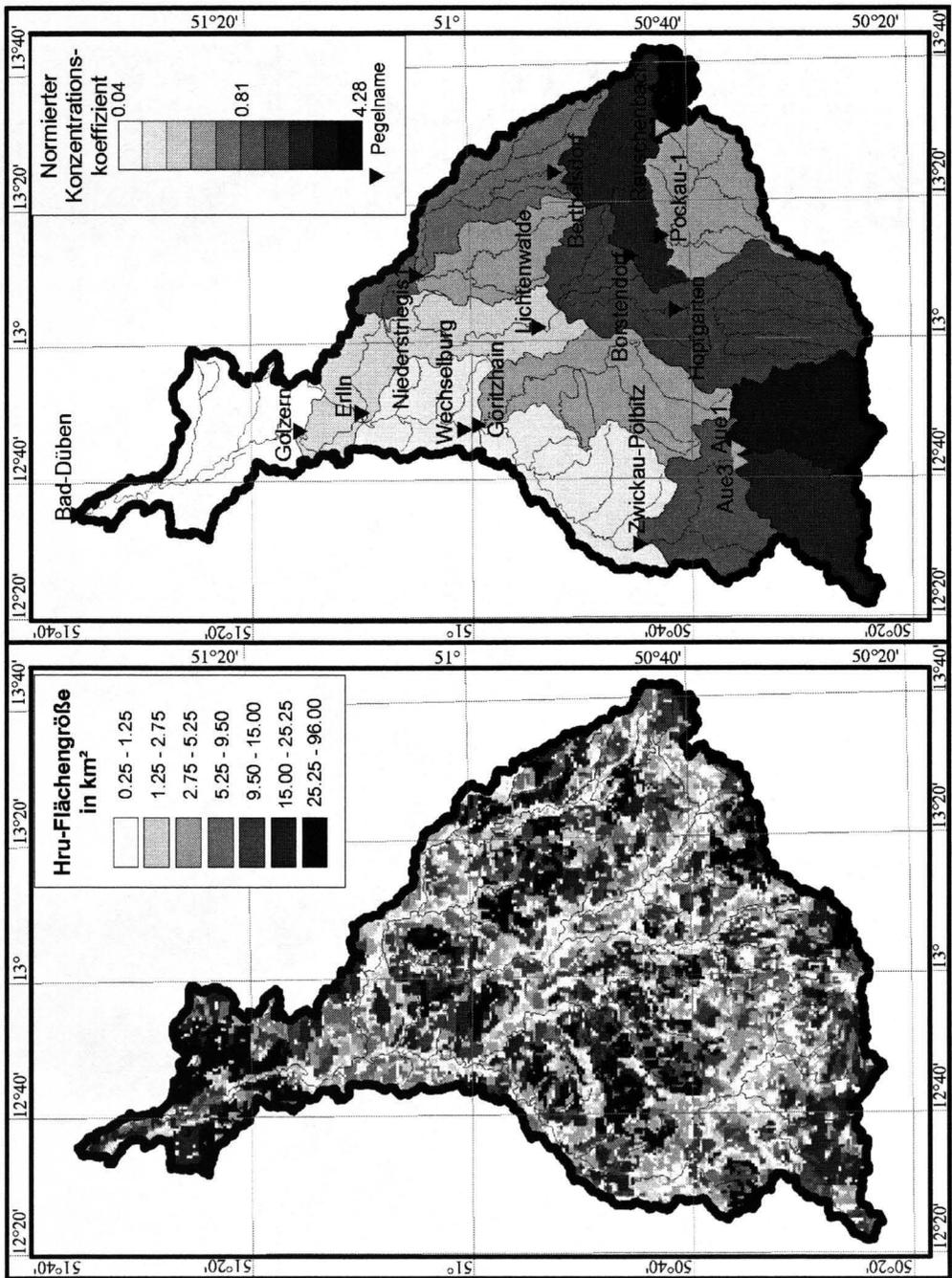


Abbildung 2.13: Die Hydrologisch Homogenen Einheiten und die Teileinzugsgebiete als räumliche Grundlage für die Modellierung des Muldeinzugsgebietes.

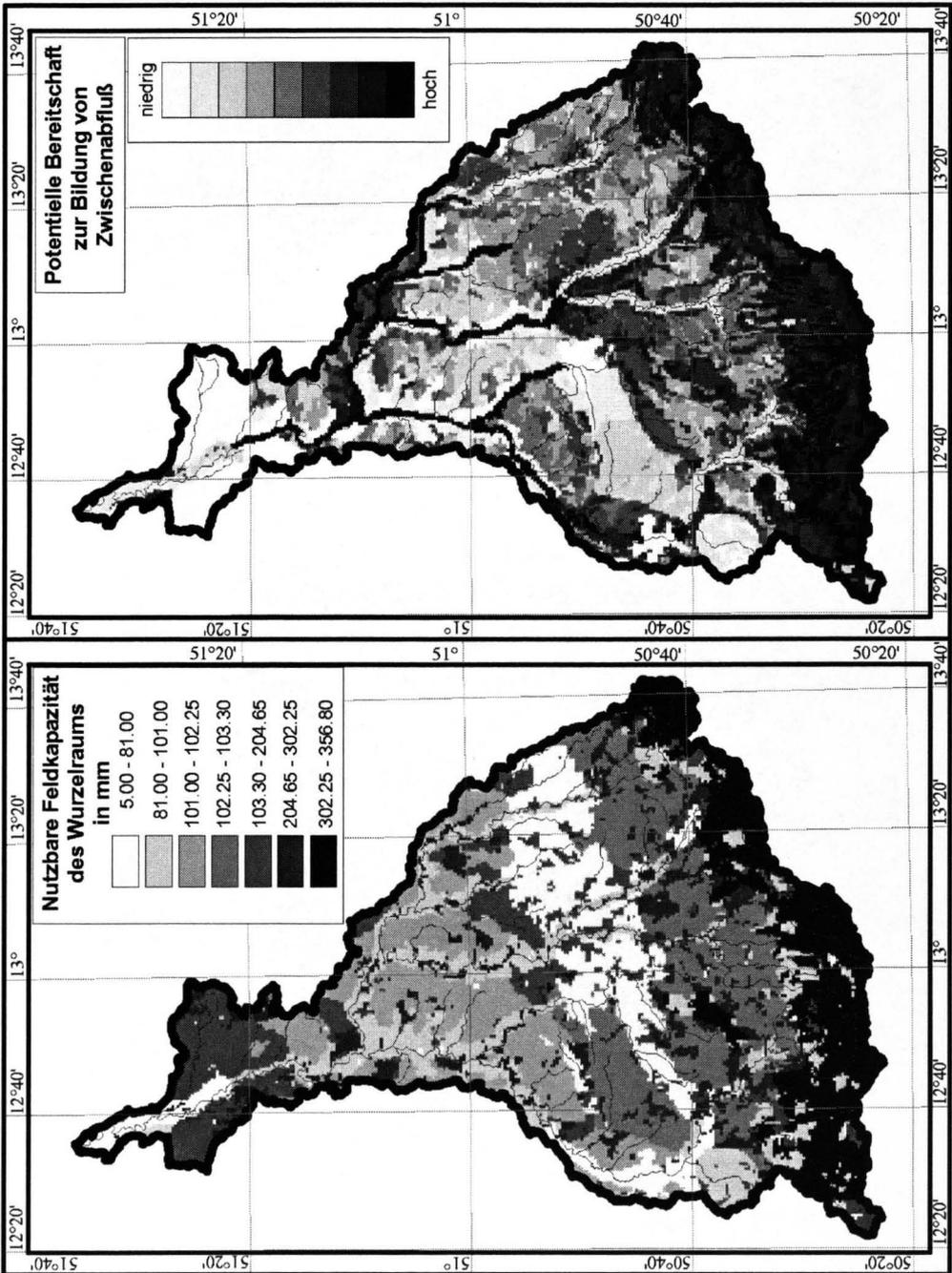


Abbildung 2.14: Nutzbare Feldkapazität des Wurzelraums und potentielle Bereitschaft der HRUs zur Bildung von Zwischenabfluß im Muldeinzugsgebietes.

Teil I, Kapitel 5). Je dunkler die einzelnen Gebiete dargestellt sind, desto höher ist ihr Konzentrationskoeffizient oder ihre Reliefenergie.

2.4 Präprocessing

Wie im Teil I dieser Arbeit beschrieben, wird während dem Präprocessing die Modellparametrisierung und -initialisierung sowie die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten vorgenommen. Außerdem erfolgt die Berechnung der potentiellen Bestandesverdunstung in diesem Modellteil.

2.4.1 Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten

Die Grundlagen zur Übertragung der punktuellen Eingangsdaten auf die Fläche wurden bereits im ersten Teil dieser Arbeit beschrieben. Dort wurde dargestellt, daß einzelne Datensätze eine deutliche Höhenabhängigkeit aufweisen können. Im Muldeinzugsgebiet waren dies der Niederschlag, die Temperatur sowie die absolute Feuchte. Bei diesen Datensätzen wurde, wenn das täglich berechnete Bestimmtheitsmaß zwischen Höhe und Datenausprägungen einen festgelegten Wert überschritt, die Geländehöhe als Stützwert für die Regionalisierung hinzugezogen. Die Windgeschwindigkeit und die Sonnenscheindauer wurden ohne Berücksichtigung der Höhe regionalisiert. Je nach Datenlage wurden die Werte von zwei bis fünf Stationen (n-IDW), zur Berechnung der Datenwerte für jede diskrete Teilfläche hinzugezogen. Für die Wichtungen der Entfernung wurde der Faktor 2 für alle Datensätze benutzt. Die Korrektur der Niederschlagswerte erfolgte nach dem Verfahren von RICHTER (1995). Die Regionalisierungsparameter, die bei der Modellierung zum Einsatz kamen, sind gemeinsam in Tabelle 2.2 dargestellt.

Tabelle 2.2: *Regionalisierungsparameter für das Einzugsgebiet der Mulde*

Datensatz	n-IDW	r²	p-IDW
Niederschlag	5	0.75	2
Min. Temperatur	3	0.75	2
Max. Temperatur	3	0.75	2
Rel. Feuchte	3	0.75	2
Windgeschwindigkeit	3	—	2
Sonnenscheindauer	2	—	2

Als beispielhafte Darstellung der flächenhaften Parameterausprägung sind in Abbildung 2.15 die langjährigen mittleren Jahressummen der unkorrigierten und der korrigierten Niederschläge dargestellt. Außerdem zeigt diese Abbildung die Lage der

Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet. In den Karten ist die deutliche Zunahme der Niederschläge mit der Höhe gut zu erkennen. Die niedrigsten Niederschläge werden am Gebietsauslaß im Norden erreicht, die höchsten in den Kammlagen des Erzgebirges. Desweiteren wird der Einfluß der Niederschlagskorrektur, insbesondere in den Hochlagen, deutlich. In weiten Teilen des Gebietes liegen die korrigierten Niederschläge um 13 - 16 % über den unkorrigierten. In den Hochlagen dagegen werden Korrekturen von mehr als 20 % berechnet. Das langjährige Gebietsmittel der korrigierten Niederschläge im Einzugsgebiet der Mulde beträgt 882 mm/a, das der unkorrigierten Niederschläge 783 mm/a. Damit berechnet sich der mittlere Korrekturwert mit 12.64 %. Von RICHTER (1995) wurde die Bundesrepublik Deutschland in 12 Gebiete mit einheitlichen prozentualen Niederschlagsmeßfehlern unterteilt. Das Muldegebiet liegt in den Gebieten III und V, für die ein mittlerer jährlicher prozentualer Meßfehler von 12 % für mäßig geschützte Stationslagen ermittelt wurde. Die hohe Übereinstimmung dieses Wertes mit dem Korrekturwert, der vom J2000 berechnet wurde, zeigt, daß die Korrekturfunktionen, die in das Modellsystem integriert sind, plausible Werte liefern.

2.4.2 Berechnung der Verdunstung

Die flächendifferenzierte Berechnung der Bestandesverdunstung bei angenommener Wassersättigung des Bodens erfolgt während des Präprocessings nach dem im Teil I, Abschnitt 3.3 beschriebenen Verfahren. Die Eingangsdaten für die Verdunstungsberechnung sind die regionalisierten Werte der Temperatur, der relativen Luftfeuchte, der Windgeschwindigkeit und der Sonnenscheindauer. Außerdem werden die Bestandesparameter der jeweiligen Landnutzungs-kategorie zur Berechnung hinzugezogen. Aus der potentiellen Bestandesverdunstung wird während der Modellierung mit Hilfe einer Reduktionsfunktion die reale Bestandesverdunstung in Abhängigkeit von der aktuellen Bodenfeuchte berechnet. Die potentielle sowie die reale Verdunstung als langjährige Mittelwerte sind in Abbildung 2.16 dargestellt.

Bei Betrachtung der flächenhaften Darstellung der potentiellen Bestandesverdunstung (Abbildung 2.16, links) zeigt sich die deutliche Höhenabhängigkeit dieser Größe, die aus der höhenbedingten Temperaturabnahme resultiert. Da die Verdunstung in Abhängigkeit von der Landnutzung berechnet wird, zeigt sie sich differenzierter als übliche Karten der potentiellen Verdunstung, wie z.B. die Karte der Gras-Referenzverdunstung des HAD (HYDROLOGISCHER ATLAS DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND) oder die Karte der mittleren potentiellen Verdunstung im Elbeeinzugsgebiet (KUNKEL & WENDLAND, 1998). Bei den zitierten Darstellungen wird die Verdunstung für eine einheitliche Landnutzungsart berechnet, wodurch die Kartendarstellungen homogener erscheinen. Der Einfluß des unterschiedlichen Verdunstungsvermögens einzelner Landnutzungseinheiten wird beispielsweise an den

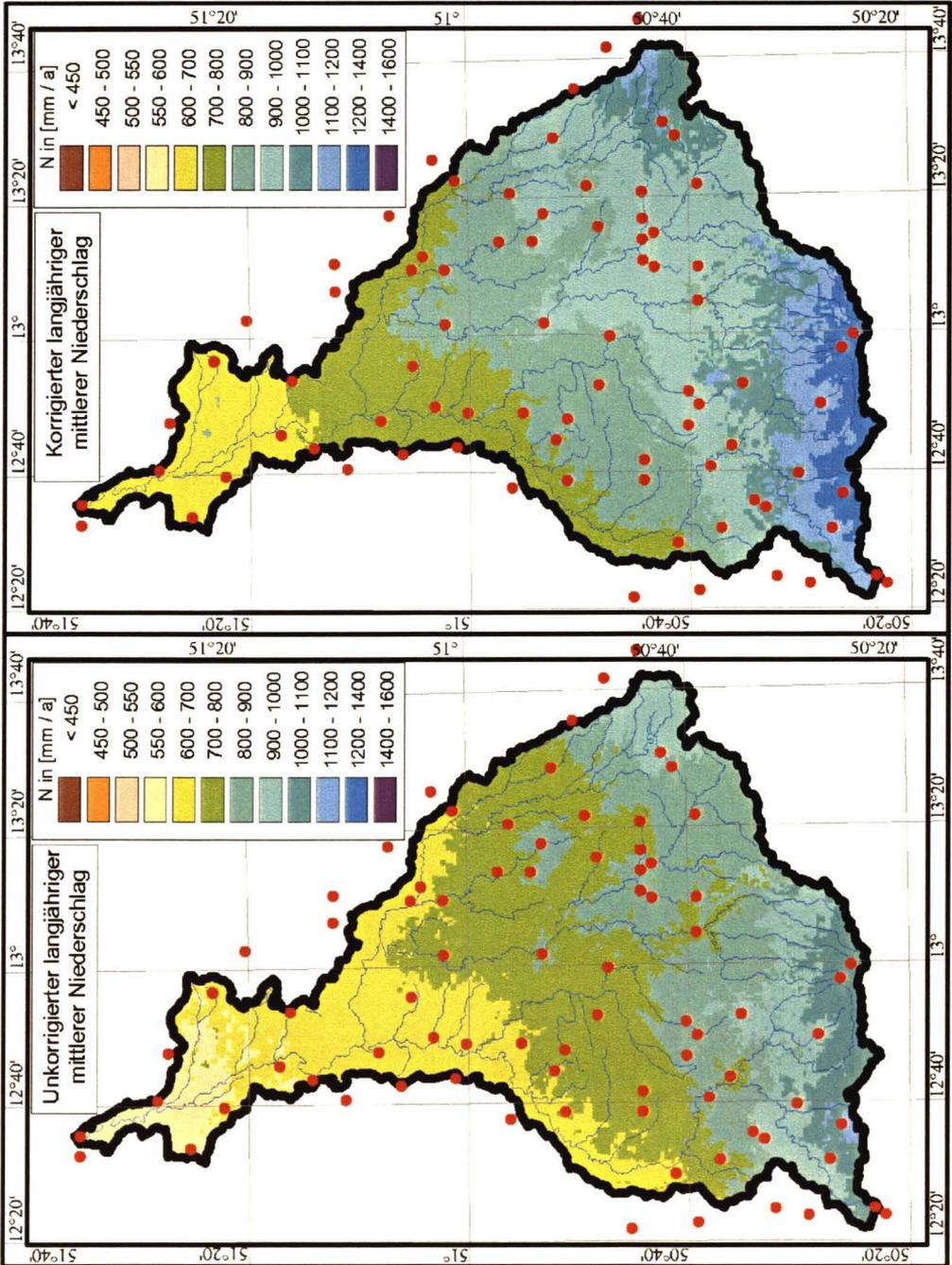


Abbildung 2.15: Flächenhafte Ausprägung der unkorrigierten und korrigierten lang-jährigen mittleren Niederschlagssummen (Zeitreihe 1981 - 1990) im Einzugsgebiet der Mulde und die Lage der Niederschlagsmeßstationen.

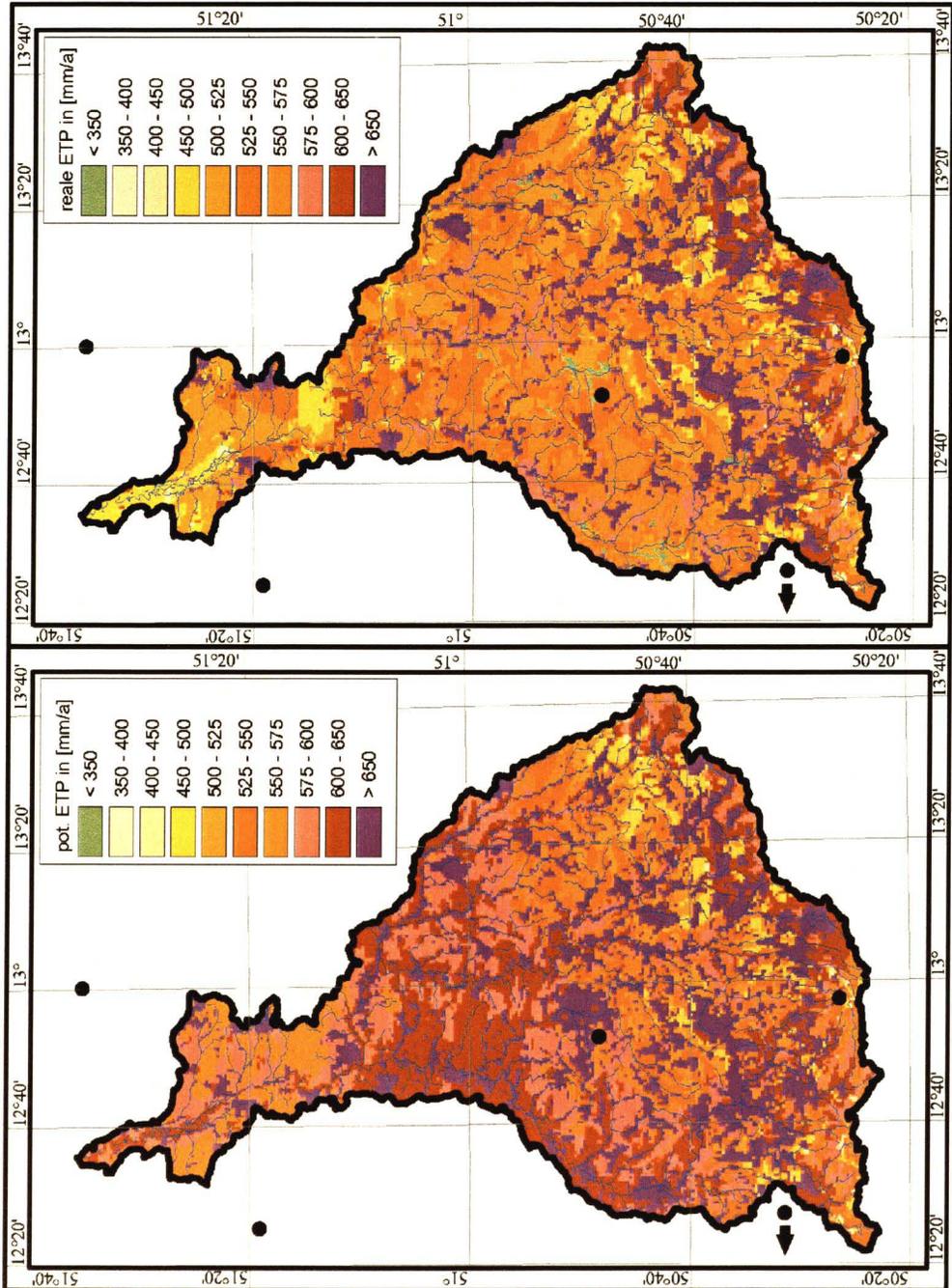


Abbildung 2.16: Flächenhafte Ausprägung der potentiellen und der realen langjährigen mittleren Bestandesverdunstung (Zeitreihe 1981 - 1990) im Einzugsgebiet der Mulde und die Lage der Klimameßstationen.

kleinen von Ackerland umgebenen Waldflächen, die in der Nähe des Zusammenflusses der Zwickauer- und der Freiburger Mulde ($51^{\circ}08'N$, $12^{\circ}45'W$) liegen, deutlich. Diese treten im Verhältnis zu ihrer Umgebung deutlich hervor, da die Verdunstung von Waldbeständen höher ist als die von Ackerflächen. Das langjährige Gebietsmittel der potentiellen Verdunstung liegt im Muldeinzugsgebiet bei 634 mm/a. Der Vergleich der potentiellen Verdunstungswerte der mit Wiesen und Weiden bestandenen Teilflächen, mit den mittleren potentiellen Verdunstungswerten der Gras-Referenzverdunstung der gleichen Flächen, die für den HAD ermittelt wurden, zeigt in allen Bereichen des Untersuchungsgebietes nahezu identische Werte.

Der Vergleich der Karte der potentiellen Bestandesverdunstung mit der der realen Bestandesverdunstung, die während der Modellierung ermittelt wurde, zeigt deutliche Unterschiede in weiten Teilen des Einzugsgebietes. Dies wird besonders im Nordteil des Gebietes deutlich, in dem die reale Verdunstung auf Grund der niedrigeren Niederschläge gegenüber der potentiellen deutlich reduziert wird. Mit zunehmender Höhe werden die Unterschiede geringer. In den Hochlagen wird nahezu mit potentieller Rate verdunstet, da in diesen Bereichen das Wasserangebot durch den Niederschlag den Verdunstungsanspruch meist übersteigt. Das langjährige Gebietsmittel der realen Verdunstung im Muldeinzugsgebiet beträgt 568 mm/a und liegt damit etwa 10.4 % unter dem der potentiellen Verdunstung.

2.5 Modellparametrisierung

Auf den folgenden Seiten werden die Modellparameter, die während der Modellkalibrierung ermittelt wurden, dargestellt. Es werden die Ausprägungen der einzelnen Modellparameter und teilweise Möglichkeiten zur Ableitung und/oder Validierung dieser Parameter anhand von Datengrundlagen aufgezeigt. Die im folgenden dargestellten Parameter sind das Ergebnis einer Vielzahl von Kalibrierungsläufen. Hierzu wurden einzelne Parameter verändert und ihr Einfluß auf die Modellqualität anhand der Effizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970) sowie durch optischen Vergleich der modellierten und der gemessenen Abflußganglinien bewertet. Dieser Arbeitsschritt erwies sich als ausgesprochen zeitintensiv, da die Parameter sich teilweise gegenseitig beeinflussen und aus diesem Grunde mehrfach nachgeeicht werden mußte. Nachdem aber schließlich ein geeigneter Parametersatz gefunden wurde, erwies sich die Kalibrierung bei der Übertragung des Modells auf andere Einzugsgebiete auf Grund des Modellkonzeptes wesentlich einfacher.

2.5.1 Parameter des Interzeptionsmoduls

In Tabelle 2.3 sind die Modellparameter für das Interzeptionsmodul dargestellt. Diese Werte wurden aus der Literatur und anderen Modellen (z.B. BREMICKER, 1999) übernommen und nicht weiter angepaßt. Mit den in Tabelle 2.3 dargestellten Parametern berechnet sich die maximale Interzeptionsspeicherkapazität der jeweiligen Landnutzungseinheit, die noch zusätzlich von der jahreszeitlichen Ausprägung des Blattflächenindex abhängig ist. Für Nadelwaldgebiete ergeben sich damit beispielsweise Interzeptionsspeicherkapazitäten für Regen von 2 mm und von 5 mm für Schneeniederschläge. Diese Werte stehen in guter Übereinstimmung mit entsprechenden Literaturwerten, die die Interzeptionsspeicherkapazitäten von Nadelbeständen mit 1.8 bis 4.8 für Regen und 3.8 bis 7.8 für Schnee, je nach Alter des Bestandes, angeben (MANIAK, 1997; BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990; DYCK & PESCHKE, 1995).

Tabelle 2.3: *Interzeptionsparameter für das Einzugsgebiet der Mulde*

α_r	:	Speicherkapazität für Regenniederschläge	0.2
α_s	:	Speicherkapazität für Schneeniederschläge	0.5

2.5.2 Parameter des Schneemoduls

Die Modellierung der hydrologischen Prozesse des Schneedeckenauf- und -abbaus erfolgte für die Untersuchung des Muldeinzugsgebietes mit dem komplexen Schneemodul (vgl. Abschnitt 4.2.2 in Teil I). Die potentielle Schneeschmelzrate wurde mit der komplexen Gleichung 4.11 berechnet. Dieses Modul wurde gewählt, da die Abflüsse im Muldeinzugsgebiet, wie schon bei der Beschreibung der Hydrologie dargestellt, eine deutlich nivale Komponente aufweisen. Die erforderlichen Parameter des Schneemoduls wurden, wie in Tabelle 2.4 dargestellt, gesetzt. Mit Ausnahme der Schneedichten, wurden sämtliche Parameter durch Eichung ermittelt. Die Schneedichten wurden entsprechenden Literaturstellen (HERRMANN, 1976; KNAUF, 1980) entnommen. Da keine Meßwerte hinsichtlich der Schneedeckenentwicklung aus dem Muldeinzugsgebiet verfügbar waren, konnten die Modellergebnisse nicht direkt validiert werden. Die Überprüfung konnte lediglich anhand der Schneeschmelzabflüsse durchgeführt werden.

Die flächendifferenzierte Betrachtung der Modellergebnisse zeigt, daß die Niederschlagsmenge, die in Form von Schnee zwischengespeichert wird, für die verschiedenen Bereiche des Einzugsgebietes auf Grund der Höhenunterschiede sehr unterschiedlich ausfällt. Dies zeigt Abbildung 2.17. In dieser Abbildung ist die Was-

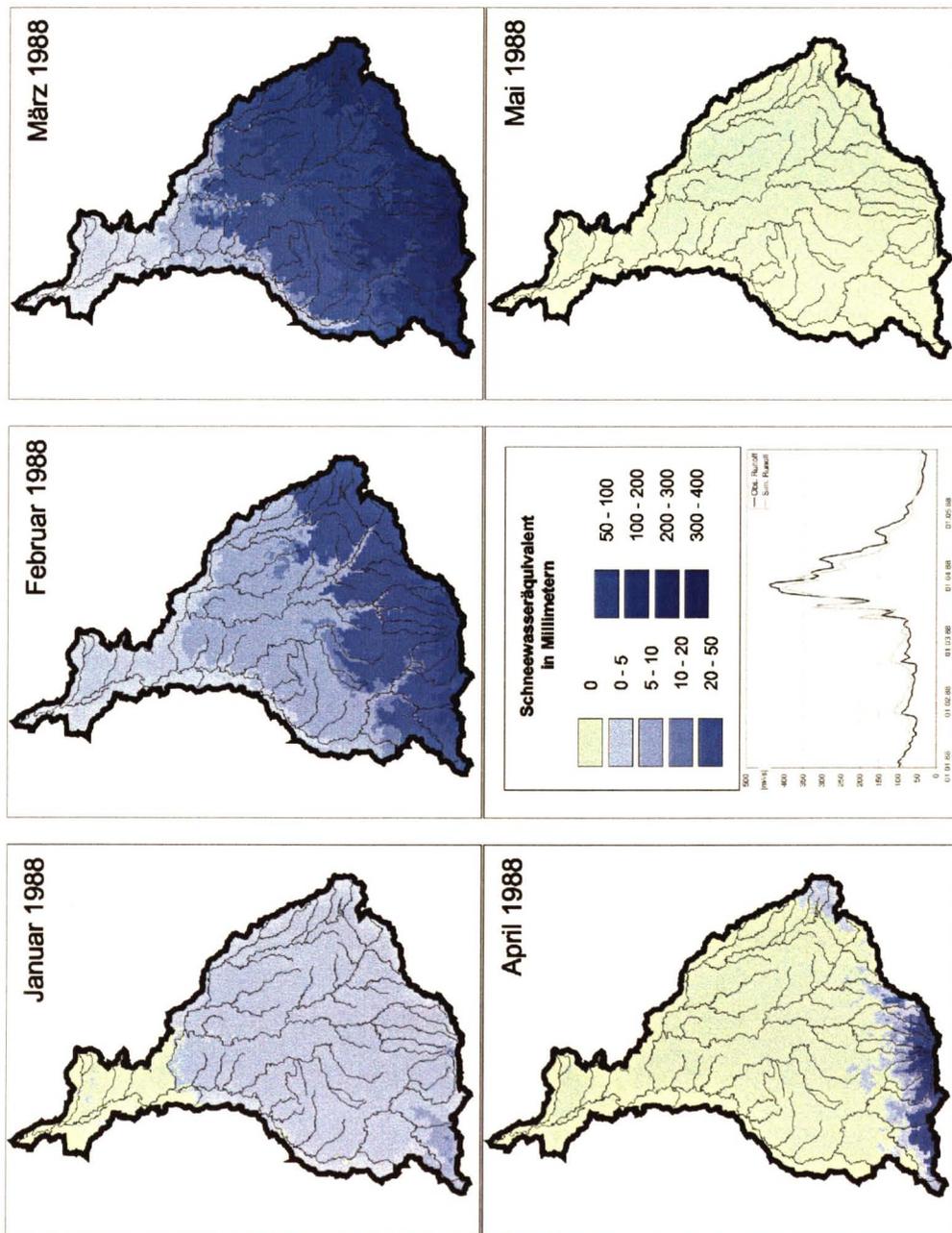


Abbildung 2.17: Flächenhafte Ausprägung des modellierten Schneewasseräquivalents als Monatsmittelwerte im Einzugsgebiet der Mulde.

Tabelle 2.4: *Schneeparameter für das Einzugsgebiet der Mulde*

T_{acc}	: Lufttemperaturwert für Akkumulation	1. Q
T_{melt}	: Lufttemperaturwert für Schmelze	3. Q
T_{rs}	: Lufttemperatur bei der 50 % der Niederschläge als Schnee fallen	-0.1°C
$Trans$: Halbe Breite des Übergangsbereich	2 K
T_{crit}	: Temperaturwert für den Beginn der Schneeschmelze	0.2°C
ρ_{new}	: Neuschneedichte	0.10 g cm ³
ρ_{crit}	: Kritische Dichte, ab der die Wasserabgabe aus der Schneedecke erfolgt	0.37 g cm ³
a_0	: Wärmeübergangskoeffizient	5.0 Wh h ⁻¹ °C ⁻¹
a_1	: Wärmeübergangskoeffizient	2.0 Wh h ⁻¹ °C ⁻¹
c_B	: Schmelzrate als Folge des Bodenwärmestromes	0.25 mm h ⁻¹

sermenge, die in Form von Schnee im Einzugsgebiet gespeichert wurde, in Form von Monatsmittelwerten des Schneewasseräquivalents von Januar bis Mai des Jahres 1988 dargestellt. Zu Beginn des Jahres, im Januar, ist der zentrale Übergangsbereich und die Hochflächen von einer geringen Schneedecke überdeckt, deren mittleres Wasseräquivalent zwischen 5 bis 10 mm pro m² liegt. Dies entspricht in etwa einer Schneehöhe von nur einem Zentimeter. Lediglich in den Hochlagen im Südwesten ist die Schneedecke etwas mächtiger. Der tief liegende Flachlandbereich im Norden ist zu diesem Zeitpunkt noch nahezu schneefrei. Im Februar nimmt die als Schnee gespeicherte Wassermenge im gesamten Gebiet zu. In den Hochlagen ist dies deutlicher ausgeprägt als in den tieferen Lagen, die nun aber auch schneebedeckt sind. Nennenswerte Schneehöhen werden ab etwa 400 bis 500 m Höhe erreicht. Die Schneeakkumulation nimmt auch im März noch weiter zu. Im April wird nahezu die gesamte Schneedecke abgetaut. Lediglich in den Hochlagen ist noch Schnee vorhanden. Im Mai zeigt sich das Gebiet schließlich schneefrei. Das sprunghafte Abtauen der Schneedecke führt im April zu kräftigen den gesamten Monat anhaltenden Hochwasserabflüssen, die vom Modell richtig wiedergegeben werden, wie die ebenfalls dargestellten Ganglinien der modellierten und der gemessenen Abflüsse am Pegel Bad Dübren zeigt.

2.5.3 Parameter des Bodenwassermoduls

Die Ableitung der bodenphysikalischen Kennwerte zur Parametrisierung des Bodenmoduls anhand der Datengrundlagen und den Relate-Tabellen wurde bereits beschrieben. Zusätzlich müssen für das J2000 aber noch weitere Parameter bestimmt werden, die in Tabelle 2.5 dargestellt sind.

Die Bestimmung der einzelnen, in Tabelle 2.5 dargestellten, Parameter erfolgte wei-

Tabelle 2.5: Parameter des Bodenmoduls für das Einzugsgebiet der Mulde

Inf_{GW_1}	: Grenzwert für die Infiltration bei Schneebedeckung	20 mm
Inf_{GW_2}	: Grenzwert für die Infiltration im Winterhalbjahr	100 mm
Inf_{GW_3}	: Grenzwert für die Infiltration im Sommerhalbjahr	80 mm
DR_{S1}	: Oberflächenabflußanteil auf dicht besiedelten Flächen	0.60
DR_{S2}	: Oberflächenabflußanteil auf weniger dicht besiedelten Flächen	0.25
LP	: Koeffizient zur Verminderung der potentiellen auf die aktuelle Verdunstung.	8.5
$\alpha - Z_{MPS}$: Koeffizient zur Verteilung des infiltrierenden Wassers auf die beiden Bodenspeicher (MPS, GPS)	1.0
$\alpha - Q_{GPS}$: Koeffizient zur Berechnung des Ausflusses aus dem Grobporenspeicher	0.5
$\beta - grad_{perc}$: Koeffizient zur Gewichtung der Hangneigung für die Berechnung der vertikalen und lateralen Abflußanteile	2.75
$\alpha - Diff$: Koeffizient zur Bestimmung des Wasseranteils der vom GPS in den MPS diffundiert.	0.75
$\alpha - kf(Sat_{act})$: Koeffizient zur Berechnung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit aus dem kf-Wert	1.4
$\alpha - kap$: Koeffizient zur Berechnung des kapillaren Aufstiegs	1.8
$\alpha - perc$: Koeffizient zur Verteilung der Perkolation auf die Komponentenspeicher RG1 und RG2	25

testgehend im Zuge der Modellkalibrierung. Lediglich die Oberflächenabflußanteile für die versiegelten Flächen wurden direkt aus WESSOLEK (1993) übernommen.

Die Aneichung der Infiltrationsgrenzwerte erfolgte durch den Vergleich der modellierten mit den gemessenen Abflüssen für spezifische Hochwasserereignisse. Für die Grenzwerte des Sommerhalbjahres wurden hierfür die sommerlichen Hochwasserereignisse im August 1983 und im Juni 1986 betrachtet. Die Grenzwerte bei Schneebedeckung konnten gut anhand der Schneeschmelzabflüsse des Jahres 1987 bestimmt werden. Der Grenzwert für das Winterhalbjahr wurde auf den mittleren Wert von 100 mm gesetzt.

Die Reduktion der potentiellen auf die aktuelle Verdunstung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte erfolgte mit der nicht linearen Reduktionsfunktion (Gleichung 3.44 in Teil I) und dem in der Tabelle dargestellten, während der Kalibrierung ermittelten, Parameter LP .

Die Parameter $\alpha - Z_{MPS}$ und $\alpha - Diff$ wurden ebenfalls während der Optimierung angeeicht. Diese Parameter sollten gemeinsam betrachtet werden, da mit ihrer Hilfe gut gesteuert werden kann, wieviel Wasser über die schnellen Komponenten zum Abfluß kommt. Dies ist für Böden, die einen deutlichen Makroporenanteil aufweisen, von Bedeutung. Wird beispielsweise der Parameter, der den Zufluß des Infiltrations-

wassers zum MPS steuert, so gesetzt, daß dieser Speicher vorerst kein oder nur sehr wenig Wasser erhält, steht das Infiltrationswasser zuerst für die Abflußvorgänge zur Verfügung. Erst nach Abzug des abgeflossenen Anteils folgt die Auffüllung des Mittelporenvolumens. Im umgekehrten Fall wird das Infiltrationswasser zuerst zur Füllung der Mittelporen genutzt. In diesem Fall steht Infiltrationswasser nur dann für den Abfluß zur Verfügung, wenn das Mittelporenvolumen eine ausreichende Sättigung erreicht hat. Durch entsprechende Belegung dieser beiden Parameter kann ein Mit-

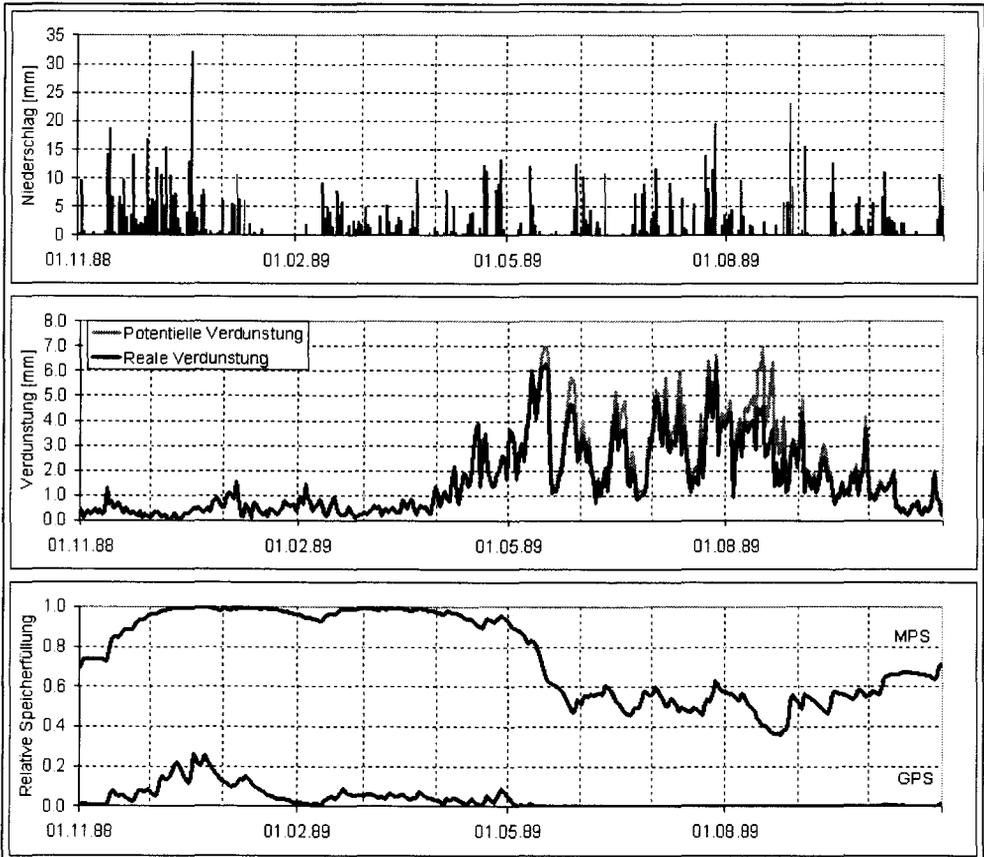


Abbildung 2.18: Niederschläge, reale und potentielle Verdunstung und relative Speicherfüllung des Mittelporen- (MPS) und des Grobporenspeichers (GPS) als Gebietsmittelwerte für das hydrologische Jahr 1989.

telweg, der zwischen den beiden eben beschriebenen Extremfällen liegt, nachgebildet werden. Einen solchen Mittelweg stellt die Parameterbelegung nach Tabelle 2.5 dar. Die vom Modell berechneten relativen Speicherfüllungen des Mittelporenspeichers (MPS) und des Grobporenspeichers (GPS), als Mittelwerte über das Gesamtgebiet, sind im Jahresverlauf in Abbildung 2.18 beispielhaft für das hydrologische Jahr 1989

dargestellt. Wie aus dieser Abbildung zu ersehen ist, wird der Mittelporenspeicher im Verlauf des Winters vollständig gefüllt. Mit Beginn der Vegetationsperiode ab Mai beginnt die Speicherfüllung zurückzugehen, da der Wasserverbrauch durch die Transpiration der Vegetationsdecke höher ist als die verfügbaren Niederschläge. Dies ist auch der Zeitraum, ab dem die reale Verdunstung unterhalb der potentiellen Verdunstung bleibt, da das in den Mittelporen gespeicherte Wasser nicht mehr zur Sättigung des Verdunstungsdefizites ausreicht. Gegen Ende der Vegetationsperiode ab September beginnt die Speicherfüllung wieder anzusteigen. Ähnlich verhält sich der Grobporenspeicher, wobei seine relativen Füllungen deutlich geringer sind. Aus der Darstellung ist zu ersehen, daß nur während des Winterhalbjahres Wasser längerfristig im Grobporenspeicher zurückgehalten wird. Während der Sommermonate wird der Speicher meist vollständig entleert.

Der Parameter $\alpha - kf(Sat_{act})$ dient der Reduktion der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodenhorizontes, in dem der laterale hypodermische Abfluß die Teilfläche verläßt. Mit diesem Parameter kann der Anteil, den die Komponente RD2 am Gesamt-abfluß hat, gesteuert werden. Die Ermittlung dieses Parameters erfolgte ebenfalls im Zuge der Modellkalibrierung.

Mit dem Parameter $\beta - grad_{perc}$ wird im Modellsystem J2000 das Verhältnis zwischen der lateralen hypodermischen Komponenten und der Perkolation als vertikale Komponente gesteuert. Außerdem können mit ihm systematisch zu niedrig berechnete Hangneigungswerte, die aus dem Einsatz von grob aufgelösten Höhendaten resultieren, berücksichtigt werden. Wenn Hangneigungsverteilungsfunktionen von Höhenmodellen unterschiedlicher Auflösung betrachtet werden, zeigt sich, daß der Charakter der Funktion gut wiedergegeben wird, die absoluten Werte sich aber deutlich unterscheiden. Mit dem Parameter $\beta - grad_{perc}$ können die niedrigen Werte verstärkt werden, ohne die Form der Verteilungsfunktion zu verändern. Der Vergleich eines hoch aufgelösten DHM ($50 \times 50 \text{ m}^2$ Raster) mit einem weniger hoch aufgelösten ($500 \times 500 \text{ m}^2$ Raster), erbrachte plausible Werte von etwa 2 bis 4 für diesen Parameter.

Für den Koeffizienten $\alpha - perc$, der die Verteilung der Perkolation auf die beiden Grundwasserkomponenten steuert, wurde im Einzugsgebiet der Mulde der Wert 25 während der Modelloptimierung ermittelt. Ebenso wurde der Wert 1.8 für den Koeffizient $\alpha - kap$, der die Höhe des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasserspeicher beeinflusst, im Zuge der Optimierung angepaßt. Während der Modellierung ergaben sich damit kapillare Aufstiegsraten von ca. 20 mm/a für das Gesamtgebiet. Die maximalen täglichen Aufstiegsraten lagen während der Sommermonate zwischen 1 und 5 mm/d je nach Standort. Dies stimmt recht gut mit den Werten, die in der Literatur (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990; DYCK & PESCHKE, 1995; MANIAK, 1997) für den kapillaren Aufstieg angegeben werden, überein. Die höchsten kapillaren Aufstiegsraten wurden auf waldbestandenen Standorten berechnet, was auf den

erhöhten Verdunstungsanspruch auf diesen Flächen zurückzuführen ist.

2.5.4 Parameter des Grundwassermoduls

Das Modellsystem J2000 besitzt vier verschieden parametrisierbare Grundwasserspeicher, mit denen das hydrologische Verhalten der unterschiedlichen geologischen Einheiten im Untersuchungsgebiet nachgebildet werden kann. Für das Muldeinzugsgebiet wurden die im Untergrund anstehenden hydrogeologischen Einheiten (vgl. Abbildung 2.5) folgendermaßen zusammengefaßt:

Typ 1: Magmatische Tiefengesteine, Magmatische Ergußgesteine, Metamorphite (Flächenanteil: 48.75 %).

Typ 2: Schiefergesteine, Grauwacke, Schalstein (Flächenanteil: 24.27 %).

Typ 3: Randzechstein, Sandstein, Molassegesteine (Flächenanteil: 9.31 %).

Typ 4: Glaziofluviale Sande, Moränenablagerungen, Hochflächensand, Känozoische Lockergesteine (Flächenanteil: 17.67 %).

Die Zusammenfassung erfolgte nach hydrogeologischen Kriterien. In der ersten Gruppe sind Gesteinseinheiten zusammengefaßt, die in der Tiefe vorwiegend über die Klüfte entwässert werden. Nahe der Oberfläche besitzen diese Gesteine eine meist geringmächtige Auflockerungs- und Verwitterungszone, die auf Grund der mineralischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine nur wenig tonig-schluffige Anteile besitzt und daher durch eine gute Durchlässigkeit gekennzeichnet ist.

Bei der zweiten Gruppe handelt es sich ebenfalls um in der Tiefe kluftentwässerte Festgesteine, die nahe der Oberfläche eine meist geringmächtige Verwitterungszone besitzen. Diese ist allerdings weniger gut durchlässig, da sie mehr tonig-schluffige Anteile besitzt. Auch die Wasserwegsamkeit der Klüfte ist auf Grund der mineralischen Zusammensetzung der Gesteine bei der zweiten Gruppe geringer einzustufen als die der ersten.

Die dritte Gruppe umfaßt Gesteine, in denen die Wasserführung in den Klüften, aber auch in der Matrix auftreten kann. Mit Ausnahme der Molassegesteine ist ihre Verbreitung im Muldeinzugsgebiet sehr gering. Dadurch ist der Anteil des Basisabflusses, der ausgehend von diesen Gesteinen gebildet wird, im Verhältnis zum gesamten Basisabfluß eher gering. Dies führte dazu, daß die Grundwasserparameter für diese Gesteine nur schlecht kalibriert werden konnten, da eine Änderung dieser Parameter einen nur geringen Einfluß auf die Modelleffizienzen zur Folge hatte.

In der letzten Gruppe sind Lockergesteine zusammengefaßt, die durch gute Durchlässigkeiten und einen relativ homogenen Grundwasserleiter gekennzeichnet sind. Dies

gilt nicht zwingend auch für die Moränenablagerungen, die in sich sehr heterogen aufgebaut sein können. Auf Grund ihres geringen Flächenanteils (0.64 % des Gesamtgebietes) wurden sie dennoch dieser Gruppe zugeschlagen. Da der Flächenanteil dieser Gruppe insgesamt verhältnismäßig klein ist und sie zudem meist im Nordteil des Gebietes liegen, der durch generell geringe Abflußbildung gekennzeichnet ist, war der Anteil des Basisabflusses ausgehend von diesen Flächen am gesamten Basisabfluß sehr gering. Dies hatte zur Folge, daß die Grundwasserparameter dieser Gruppe ebenfalls nur unzureichend kalibriert werden konnten.

Tabelle 2.6: Grundwasserparameter für das Einzugsgebiet der Mulde

	Typ1	Typ2	Typ3	Typ4	
$GW_{max}K2$	825	750	1050	2000	Max. Speicherkapazität für RG2
GW_kK2	677	671	572	300	Speicherkoeffizient von RG2
$GW_{max}K1$	80	70	90	—	Max. Speicherkapazität für RG1
GW_kK1	14	16	12	—	Speicherkoeffizient von RG1

Die spezifischen Parameter für die vier Grundwasserspeicher, die für die Modellierung des Muldeeeinzugsgebietes eingesetzt wurden, sind in Tabelle 2.6 dargestellt. Die maximalen Speicherkapazitäten wurden anhand von spezifischen Kennwerten, die den Beschreibungen der Gesteinseinheiten in der Literatur (JORDAN & WEDER, 1995; LUCKNER, 1981) entnommen wurden, bestimmt. Für den Typ1 wurde hierzu eine mittlere Gesamtmächtigkeit von 55 m angenommen. Der speichernutzbare Hohlraumanteil der Klüfte wird mit 1 bis 2 % angegeben und wurde im Modell mit 1.5 % angesetzt. Weiter wurde die Mächtigkeit der Verwitterungszone mit 2 m angesetzt und ihr ein speichernutzbarer Hohlraumanteil von 4 % zugewiesen (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990). Damit berechnet sich die Gesamtspeicherkapazität nach:

$$GW_{max} = 55000 \cdot 0.015 + 2000 \cdot 0.04 = 905 \text{ mm} \quad (2.1)$$

Analog hierzu wird die Gesamtkapazität des Typen 2 berechnet. Auch bei den Schiefergesteinen wurde von einer Mächtigkeit von 55 m und einer Verwitterungsschicht von 2 m ausgegangen. Die speichernutzbaren Hohlraumanteile der Klüfte und der Verwitterungszone fallen, wie schon oben angeführt, etwas geringer aus. Sie wurden für das Muldeeeinzugsgebiet mit ca. 1.3 % für die Klüfte und ca. 3.0 % für die Verwitterungszone festgelegt.

Die Parametrisierung des Typs 3 wurde ebenfalls mit einer angenommenen Gesamtmächtigkeit von 55 m und einer 2 m mächtigen Verwitterungszone durchgeführt. Die speichernutzbaren Hohlraumanteile des Molassegesteins, das den Hauptanteil dieses Typs ausmacht, liegen nach der Literatur etwas über denen der Typen 1 und 2. Sie wurden mit 2.0 % für die Klüfte und 5.0 % für die Verwitterungszone festgelegt.

Für den Typ 4, der die Lockergesteine repräsentiert, die im Gebiet in ihrem vertikalen Aufbau relativ homogen sind, wurde der Grundwasserspeicher als 1 Komponentensystem realisiert. Dies geschieht durch das Nullsetzen der Parameter der ersten Komponente. Die Mächtigkeiten dieser Gesteine werden in JORDAN & WEDER (1995) mit maximal 10 m angegeben. Die speichernutzbaren Hohlräume dieser Gesteine liegen zwischen 5 und 35 % (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1990) und wurden für das Muldeinzugsgebiet auf 20 % festgelegt. Damit ergibt sich ein Gesamtspeichervolumen von 2000 mm.

Desweiteren müssen für jeden Grundwasserspeicher spezifische Speicherkonstanten für die jeweiligen Komponenten angegeben werden. Als Richtwerte wurden die Rezeptionskonstanten, die von SCHWARZE ET AL. (1999) ermittelt wurden, eingesetzt. Während der Modellkalibrierung wurden diese dann nachgeeicht, wobei die Konstanten der zweiten Komponente, die bei den Typen 1 bis 3 dem Kluftgrundwasserleiter entspricht, anhand der sommerlichen Niedrigwasserabflüsse kalibriert wurden. Die Konstanten der ersten Komponente, die den Ausfluß aus der Verwitterungszone repräsentiert, wurde anhand von Hochwasserereignissen abgeleitet. Tabelle 2.6 zeigt, daß die Konstanten der beiden Komponenten sehr unterschiedliche Werte aufweisen, die auf die unterschiedlichen Verweilzeiten des Grundwassers je nach Speicherraum zurückzuführen sind. Für die Verwitterungszonen ergaben sich mittlere Verweilzeiten von etwa 10 Tagen, wohingegen für das in den Klüften gespeicherte Wasser Verweilzeiten von mehr als 1 Jahr ermittelt wurden. Bei der Berechnung der Abflußkonzentration und der spezifischen Verweilzeiten, wird im J2000 noch zusätzlich der teileinzugsgebietspezifische normierte Konzentrationsindex hinzugezogen. Dadurch variieren die Konzentrationszeiten in Abhängigkeit von der Reliefenergie der Teileinzugsgebiete. In stärker reliefierten Gebieten liegen die Konzentrationszeiten dadurch deutlich unter denen von eher flachländisch ausgeprägten Teileinzugsgebieten. Die während der Kalibrierung ermittelten Werte stehen in guter Übereinstimmung mit anderen Modellergebnissen (z.B. SCHWARZE ET AL., 1999; UHLENBROOK, 1999) und Literaturwerten (z.B. GABRIEL ET AL., 1989) aus ähnlichen Untersuchungsräumen.

2.5.5 Parameter für die Abflußkonzentration

Zur Berechnung der Abflußkonzentration auf Teileinzugsgebietsbasis müssen, neben den oben beschriebenen Grundwasserparametern, weitere Parameter für die beiden anderen Abflußkomponenten und für die Nachbildung der Fließvorgänge im Gerinne bestimmt werden. Die Parameter für die Modellierung des Muldeinzugsgebietes sind in Tabelle 2.7 dargestellt.

Im Gegensatz zu den Verweilzeiten des Grundwassers, werden die als Oberflächen- bzw. Zwischenabfluß ins Gerinne gelangenden Komponenten wesentlich kürzer im

Tabelle 2.7: Parameter für die Abflußkonzentration und die Fließvorgänge im Gerinne im Muldeeeinzugsgebiet

K_{RD1}	: Speicherkonstante für den Oberflächenabfluß	2.5
K_{RD2}	: Speicherkonstante für den Zwischenabfluß	1.25
$\alpha - f(sat)$: Koeffizient zur Berücksichtigung der Vorfeuchte für die Berechnung der Abflußkonzentration des Zwischenabflusses	0.2
a	: Koeffizient für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit im Gerinne	0.6808
b	: Koeffizient für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit im Gerinne	-0.7346

Gebiet zurückgehalten. Dies findet Ausdruck in den Speicherkonstanten dieser Komponenten (K_{RD1} und K_{RD2}), die mit den Werten 2.5 bzw. 1.25 belegt wurden. Die Bestimmung der Speicherkonstanten erfolgte während der Modellkalibrierung. Die Speicherkonstante des Oberflächenabflusses (K_{RD1}) kann auf Grund der Berechnung im J2000 direkt als mittlere Verweilzeit in Tagen interpretiert werden. Dies gilt nicht unmittelbar auch für die Speicherkonstante des Zwischenabflusses, da die Abflußkonzentration dieser Komponente, wie sie im Modell berechnet wird, noch zusätzlich von der Bodenfeuchte und dem Konzentrationskoeffizient des jeweiligen Teileinzugsgebietes abhängig ist. Der Einfluß dieser beiden Größen kann mit der Eichkoeffizienten $\alpha - f(sat)$ entsprechend gewichtet werden. Die Ermittlung dieses Modellparameters erfolgte während der Modellkalibrierung.

Weiter sind in Tabelle 2.7 die Koeffizienten a und b , die für die Parametrisierung der Gleichung 5.15 aus Teil I, Abschnitt 5.2 benötigt werden, dargestellt. Diese wurden mit dem dort beschriebenen Verfahren anhand der gemessenen Abflüsse des Pegels Bad Dübén ermittelt und während der Kalibrierungsphase nicht weiter verändert.

2.6 Modellergebnisse

Im nächsten Abschnitt sollen die Ergebnisse, die sich aus der flächendifferenzierten Modellierung der Abflußbildung und der Abflußkonzentration mit dem oben dargestellten optimierten Parametersatz im Einzugsgebiet der Mulde ergaben, dargestellt werden. Die modellierte neunjährige Zeitreihe (1982 - 1990) wurde hierzu in drei Bereiche aufgeteilt. Das erste Jahr (Nov. 81 - Okt. 82) diente der Modellinitialisierung. Die folgenden fünf Jahre (Nov. 82 - Okt. 87) wurden für die Modellkalibrierung eingesetzt und die verbleibenden drei Jahre (Nov. 87 - Okt. 90) dienten der Verifizierung des während der Kalibrierungsphase ermittelten Parametersatzes. Diese Aufteilung in zwei bis drei Phasen entspricht dem 'split-sample-test', der von verschiedenen Autoren für die Modellierung empfohlen wird (z.B. KLEMESŠ, 1986).

Durch die Aufteilung der Zeitreihe in eine Kalibrierungs- und eine Verifizierungsphase kann die Gültigkeit des ermittelten Parametersatzes an 'quasi' unabhängigen Daten geprüft werden. Die Gefahr der Erzeugung eines überkalibrierten Parametersatzes, dessen Gültigkeit über den Kalibrierungszeitraum hinaus eingeschränkt ist, wird dadurch verringert. Bei der Auswahl der Kalibrierungsphase wurde darauf geachtet, daß sie ein Jahr mit verhältnismäßig niedrigen Abflüssen und eines mit relativ hohen Abflüssen einschließt.

2.6.1 Modellierter Gesamtabfluß

In Abbildung 2.19 ist der modellierte (schwarze Linie) und der gemessene Abfluß (graue Linie) der Vereinigten Mulde am Pegel Bad Düben dargestellt. Der optische Vergleich der gemessenen mit der modellierten Ganglinie zeigt insgesamt eine gute Übereinstimmung der berechneten mit den gemessenen Werten. Kleinere Abwei-

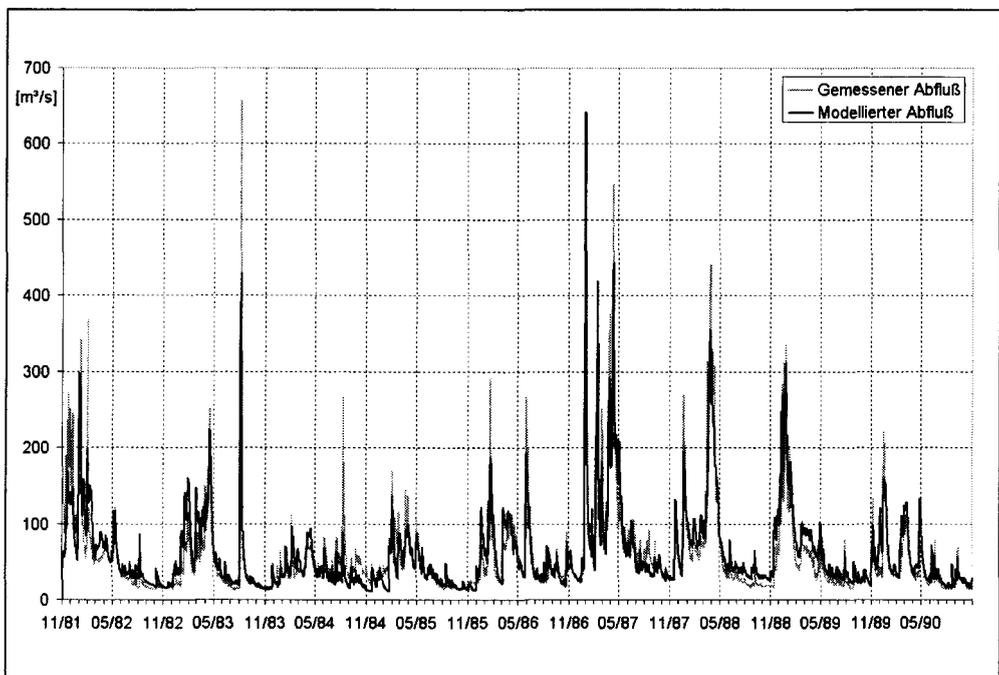


Abbildung 2.19: Gemessene und modellierte Abflüsse der Vereinigten Mulde am Pegel Bad Düben für die Zeitreihen 1982 - 1990.

chungen sind bei der Wiedergabe einzelner Hochwasserpeaks, deutlichere Abweichungen bei den Sommerabflüssen des Jahres 1984 zu erkennen. Die deutlichsten Abweichungen treten zu Beginn der Zeitreihe (1982) auf, die aber nicht überbewertet

werden sollten, da dieses Jahr die Initialisierungsphase des Modells darstellt, während der die Speicherfüllungen noch nicht den wirklichen Verhältnissen im Gebiet entsprachen.

Ansonsten werden die Abflüsse, sowohl während der Kalibrierungs- als auch während der Verifizierungsphase, befriedigend bis gut wiedergegeben. Das Modell bildet sowohl die meist schmelzwasserbedingten Hochwasserabflüsse während der Monate März und April als auch die sommerlichen Niedrigwasserperioden mit in etwa gleicher Qualität ab. Auch die ansteigenden und abfallenden Äste von Hochwasserereignissen werden insgesamt gut getroffen. In den Jahren 1888 und 1989 werden die sommerlichen Niedrigwasserabflüsse etwas überschätzt.

Zusätzlich zur optischen Bewertung der Modellergebnisse wurden verschiedene Gütemaße zur Beurteilung der Modellqualität berechnet und in Tabelle 2.8 dargestellt.

Tabelle 2.8: Gütemaße der Einzeljahre für die Modellierung der Mulde und für den Zeitraum 1983-1990.

	R_{eff} [-]	$\log R_{eff}$ [-]	r^2 [-]	$\log r^2$ [-]	$\Delta Vol.$ [%]	$\Delta Vol.$ [mm/a]
1982	0.69	0.69	0.69	0.72	1.68	6.12
1983	0.70	0.76	0.75	0.87	24.27	62.62
1984	0.18	0.05	0.34	0.46	-14.16	-33.33
1985	0.70	0.57	0.72	0.63	-9.46	-21.32
1986	0.78	0.76	0.78	0.81	4.43	13.05
1987	0.89	0.89	0.89	0.90	-4.94	-25.76
1988	0.90	0.82	0.94	0.95	7.76	29.96
1989	0.83	0.71	0.92	0.90	29.46	86.21
1990	0.74	0.76	0.82	0.87	20.44	45.53
Gesamt	0.84	0.75	0.85	0.78	5.82	18.12

In dieser Tabelle sind in der ersten Spalte die Effizienzen (R_{eff}) nach NASH & SUTCLIFFE (1970) dargestellt. Diese berechnen sich aus dem von 1 abgezogenen Verhältnis der Summe der quadratischen Abweichungen der modellierten und der gemessenen Werte zur Varianz der Meßwerte und besitzen einen Wertebereich zwischen +1 und $-\infty$. Allgemein werden Werte, die über 0.7 liegen, als gute Anpassung angesehen (BECKER ET AL. 1998). In der zweiten Spalte ist die Effizienz ($\log R_{eff}$), die mit Hilfe der logarithmierten modellierten und gemessenen Abflußwerten berechnet wurde, dargestellt. Die Berechnung der Effizienzen mit den logarithmierten Werten führt dazu, daß der Einfluß der Hochwasserabflüsse zugunsten der Niedrigwasserabflüsse zurückgenommen wird. Das so ermittelte Gütemaß besitzt folglich stärkere Aussagekraft zur Bewertung von Niedrigwasserperioden (UHLENBROOK, 1999). Weiter dargestellt ist das Bestimmtheitsmaß (r^2), das sich als das Quadrat des Korrelations-

koeffizienten der linearen Regression zwischen modellierten und gemessenen Werten ergibt. Dies wurde ebenfalls mit den logarithmierten Werten berechnet und in Spalte 4 ($\log r^2$) dargestellt. Schließlich ist in der vorletzten Spalte der relative Volumenfehler ($\Delta \text{Vol.} [\%]$) und in der letzten Spalte der absolute Volumenfehler ($\Delta \text{Vol.} [\text{mm/a}]$) aufgeführt. Dieser zeigt die prozentuale bzw. absolute Abweichung des Jahresmittels der modellierten Abflüsse von dem der gemessenen.

Die Gesamteffizienz der Zeitreihe 1983-1990¹ liegt bei 0.844, was für eine gute Nachbildung der Abflüsse spricht. Die aus den logarithmierten Werten berechnete Gesamteffizienz, die einen Wert von 0.754 aufweist, kann ebenfalls als recht gut bewertet werden. Hierfür spricht auch der relativ geringe Volumenfehler von 5.82 %.

Die Effizienzen der Einzeljahre liegen mit Ausnahme der Jahre 1984 über dem Wert von 0.7. Die Effizienz des Jahres 1984 liegt dagegen nur bei 0.18. Diese niedrige Übereinstimmung zwischen den Pegelmeßwerten und den modellierten Abflüssen ist, neben der niedrigen Varianz der Pegelmeßwerte dieses Jahres, vor allem auf die deutlich zu niedrig nachgebildeten Abflüsse im Sommerhalbjahr zurückzuführen. Als Erklärung hierfür kann möglicherweise die vom Modell sehr hoch berechnete potentielle Verdunstung während der Sommermonate dieses Jahres angeführt werden. Die potentielle Verdunstung im Juli dieses Jahres ist die höchste der gesamten Zeitreihe und liegt mit 174 mm deutlich über dem langjährigen Monatsmittel des Juli von 97 mm. Aufgrund dieser hohen potentiellen Verdunstungsrate wird vom Modell eine gleichfalls verhältnismäßig hohe aktuelle Verdunstung berechnet, die möglicherweise eine Überwertung darstellt. Zur Prüfung dieser Annahme wurde das Modell probeweise mit einer sehr starken Reduktion der aktuellen Verdunstung im Verhältnis zur potentiellen betrieben ($LP: 2$). Dadurch konnten die zu niedrig berechneten Abflußwerte des Jahres 1984 deutlich erhöht werden. Im Sommerhalbjahr ergab sich dabei eine sehr gute Übereinstimmung mit den gemessenen Abflußwerten. In den übrigen Jahre wurden durch diese Überparametrisierung aber ungleich schlechtere Werte erzielt.

Generell ist die berechnete Verdunstung vor allem für die landwirtschaftlich genutzten Flächen, die immerhin 55 % der Gesamtfläche ausmachen, mit einiger Unsicherheit behaftet. Der Vergleich der Tabelle 3.5 aus Teil I, Abschnitt 3.3 zeigt, daß diese Landnutzungsklasse mit einem einheitlichen Parametersatz klassifiziert wird. Es wird also davon ausgegangen, daß auf sämtlichen Ackerflächen die gleiche Feldfrucht angebaut wird. Dies ist in der Realität sicher nicht der Fall. Unterschiedliche Feldfrüchte besitzen aber deutlich unterschiedliche phänologische Ausprägungen, die wiederum das Verdunstungsverhalten dieser Pflanzen bestimmen. Beispielfhaft seien hier nur Zuckerrüben Getreide gegenübergestellt. Während Zuckerrüben

¹Die Werte des Jahres 1982, das zur Initialisierung des Modelles benutzt wurde, werden im folgenden nicht weiter beachtet.

erst Mitte Mai zu keimen beginnen, bildet Getreide zu diesem Zeitpunkt schon einen dichten etwa 10 cm hohen Bestand. Das Getreide wird im allgemeinen Mitte August geerntet, wohingegen die Zuckerrüben noch bis Mitte Oktober auf dem Feld verbleiben. Schon allein aus diesem unterschiedlichen Vegetationsperioden ergibt sich ein unterschiedliches Verdunstungsverhalten. Dies wird noch durch die unterschiedliche phänologische Ausprägung der Pflanzen (LAI, Bewuchshöhe, Wurzeltiefe) verstärkt. Aus diesen Überlegungen heraus ergibt sich eigentlich die Notwendigkeit, landwirtschaftliche Flächen entsprechend der auf ihnen angebaute Feldfrüchte unterschiedlich zu behandeln. Da aber in intensiv genutzten landwirtschaftlichen Flächen die angebaute Frucht von Jahr zu Jahr unterschiedlich sein kann, ist dies mit statischen Landnutzungsdaten, wie sie in dieser Arbeit eingesetzt wurden, nicht möglich. Abhilfe könnten hierbei Fernerkundungsdaten für jedes modellierte Jahr liefern, auf deren Grundlage eine differenziertere Landnutzungsklassifizierung durchgeführt werden könnte.

Ein zweiter Punkt, der zur Erklärung der zu niedrig modellierten Abflüsse im Sommerhalbjahr '84 dienen kann, ist die Nachbildung der Bodenspeicher. Auf Grund des Modellkonzeptes werden diese von 'unten nach oben' gefüllt und produzieren erst ab einer gewissen Füllhöhe nennenswerten Abfluß. In der Realität schreitet aber die Wassersättigung des Bodens von oben nach unten fort, so daß insbesondere bei konvektiven Niederschlägen mit hohen Intensitäten und kurzer Dauer, wie sie während der Sommermonate auftreten, die oberen Bereiche des Bodens stärker wassergesättigt sind und bereits Abfluß generieren, obwohl die Gesamtsättigung des Bodens dies nicht implizieren würde. Die insgesamt zu niedrigen Abflüsse am Ende des Jahres 1984 beeinflussen auch die Abflüsse zu Beginn des Jahres 1985, was zu einer verhältnismäßig niedrigen logarithmierten Effizienz von 0.57 in diesem Jahr führt.

Der Vergleich von R_{eff} mit $\log R_{eff}$ zeigt, daß die Werte der Einzeljahre jeweils sehr ähnlich sind. Auch bei den aus den logarithmierten Werten berechneten Effizienzen werden meist Werte von über 0.7 erreicht. Dies zeigt, daß auch die Niedrigwasserperioden insgesamt gut nachgebildet werden. Eine Ausnahme bilden auch hier wieder die Jahre 1984 und 1985.

Aus der Betrachtung der Volumenfehler ergibt sich, daß die Summe der modellierten Abflüsse der gesamten Reihe 5.82 % über den gemessenen liegt. In Einzeljahren zeigen sich teilweise deutlichere Abweichungen. Die relativen Volumenfehler der Einzeljahre liegen zwischen $\pm 4 - 30$ %. Für die mittleren absoluten Abweichungen ergeben sich damit Werte von ± 13 bis 86 mm pro Jahr.

Insgesamt betrachtet zeigen die berechneten Gütemaße, daß das Gesamtabflußgeschehen des Muldeinzugsgebietes vom Modell J2000 gut nachgebildet wird. Die Größe des Untersuchungsgebietes und die damit verbundene teilweise grobe Auflösung der gebietsbeschreibenden Eingangsdaten hat zur Folge, daß bei der Nachbil-

derung der einzelnen hydrologischen Prozesse teilweise stark vereinfachende Verfahren in das Modellkonzept integriert werden mußten. Dies kann bei der Berechnung von Tageswerten unter Umständen zu relativ großen Fehlern führen. Dennoch kann beim vorliegenden Modellkonzept von einer verhältnismäßig sicheren Modellierung der Abflußbildung und der daran beteiligten Prozesse auf Tageswertbasis ausgegangen werden. Die Nachbildung der Abflußkonzentration in dieser Zeitaufösung ist allerdings mit größerer Unsicherheit behaftet. Dies ist auf das relativ stark aggregierte Diskretisierungsniveau der Teileinzugsgebiete zurückzuführen, das das Gesamtgebiet der Mulde mit nur noch 20 Einheiten nachbildet. Entschärft wird dieses Problem durch die niedrigere zeitliche Dynamik der Abflußkonzentration in Relation zur Abflußbildung. Zur Beurteilung dieser Fehlergröße ist es hilfreich die modellierten Abflüsse nicht auf Tageswertbasis, sondern auch zeitlich stärker aggregiert, z.B. in Form von Monatsmitteln zu betrachten. Dies ist für den Gesamtabfluß am Pegel Bad Dübén in Abbildung 2.20 dargestellt.

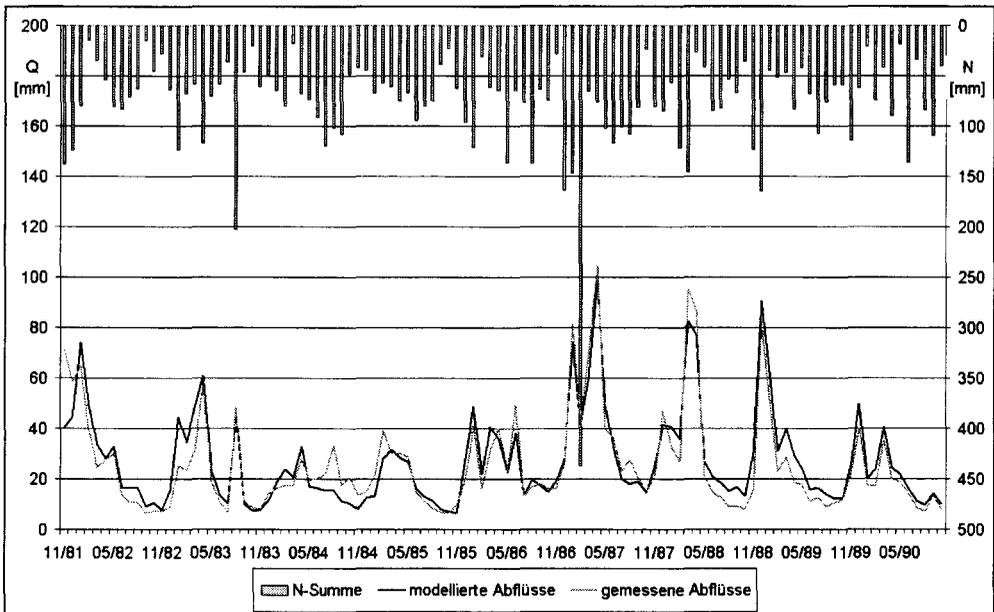
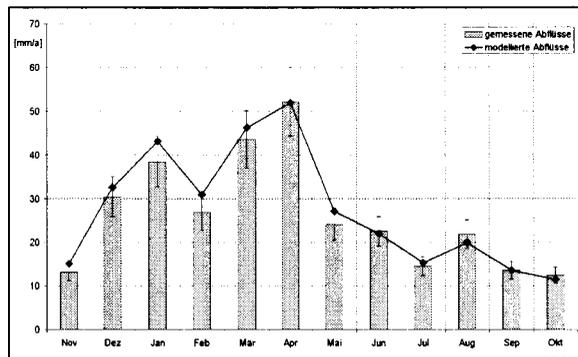


Abbildung 2.20: Gemessene und modellierte mittlere monatliche Abflüsse der Vereinigten Mulde am Pegel Bad Dübén für die Zeitreihen 1982 - 1990.

Die Betrachtung des Gesamtabflusses in Form von Monatsmittelwerten zeigt eine gute Übereinstimmung der gemessenen mit den modellierten Werten. Deutlichere Abweichungen können wieder bei den Sommerabflüssen des Jahres 1984, die sich auch in 1985 fortsetzen, beobachtet werden. Ansonsten sind die Linienverläufe sehr ähnlich, zeitweise sogar nahezu identisch. Es ist auch kein signifikanter Qualitätsun-

terschied zwischen Jahren mit eher hohen Abflüssen (1987) und solchen, an denen die Abflüsse eher niedrig sind (1990), zu erkennen. Bei Betrachtung der gesamten Zeitreihe fällt auf, daß die modellierten Monatsmittel der Abflüsse der zweiten Hälfte insgesamt besser mit den gemessenen übereinstimmen, als die der ersten Hälfte. Dies deutet möglicherweise darauf hin, daß die einzelnen Modellspeicher erst nach mehreren modellierten Jahren gut initialisiert sind. Da sich die Abflußhöhen der zweiten Hälfte der Zeitreihe aber deutlich von denen der ersten Hälfte unterscheiden, kann auch dies ein Grund für die unterschiedliche Modellierungsqualität sein. Die gute Übereinstimmung im Jahr 1990, das in seinen Abflußhöhen eher den Jahren der ersten Hälfte ähnelt, spricht allerdings für die erste Ursache. Aufschluß könnte die Modellierung einer längeren Zeitreihe geben.

Abbildung 2.21: *Gemessene und modellierte langjährige Monatsmittel der Abflüsse der Vereinigten Mulde am Pegel Bad Dübén für die Zeitreihen 1982 - 1990.*



Wird der zeitliche Verlauf der Abflußwerte weiter zu langjährigen Monatsmitteln, wie sie in Abbildung 2.21 dargestellt sind, aggregiert steigt die Übereinstimmung weiter an. Die langjährigen Monatsmittel der modellierten Abflüsse zeigen einen nahezu identischen Verlauf, wie die der gemessenen. Die Abweichungen liegen generell innerhalb des dargestellten 15 % Fehlerbereiches. Der Februar ist der Monat mit der größten relativen Abweichung im langjährigen Mittel. Hier übersteigt der modellierte Abfluß den gemessenen. Im August dagegen wird der gemessene Abfluß unterschätzt. Der verhältnismäßig hohe gemessenen mittlere monatliche Abfluß des Augusts wird in hohem Maße durch das Extremereignis im August des Jahres 1983 beeinflusst, das vom Modell etwas zu niedrig nachgebildet wurde. Der probeweise Ausschluß dieses Ereignisses bei der Berechnung der langjährigen Mittel führte zu einer deutlich besseren Übereinstimmung.

Durch die gute Übereinstimmung der zeitlich stärker aggregierten Modellergebnisse mit entsprechenden Meßwerten wird die Plausibilität des Modellkonzeptes hinsichtlich der Abflußbildung insgesamt belegt. Die zum Teil deutlicheren Abweichungen bei Betrachtung der Tageswerte, könnten möglicherweise durch den Einsatz von höher aufgelösten Eingangsdaten verbessert werden. Auch durch eine fundiertere Nachbildung der Abflußkonzentration und der Fließvorgänge im Gerinne könnte die

Modelleffizienz sicherlich verbessert werden.

Flächendifferenzierte Darstellung des Gesamtabflusses

Der weiter vorne beschriebenen heterogene Charakter des Muldeinzugsgebietes läßt erwarten, daß die Abflußbildung ausgehend von den einzelnen Teilflächen innerhalb des Gebietes ebenfalls sehr unterschiedlich ausgeprägt ist. Zur Beurteilung der flächendifferenzierten Abflußbildung können vom J2000 die Abflußbildungshöhen für jede HRU, in Form von Tageswerten, Monatsmitteln und Jahresmitteln ausgegeben werden. Mit diesen Werten können dann flächenhafte Darstellungen der Abflußbildung in einem GIS erzeugt und ausgewertet werden. Die langjährige mittlere Gesamtabflußbildung für die HRUs des Muldeinzugsgebietes ist in Abbildung 2.22 dargestellt.

Die Berechnung der in dieser Abbildung dargestellten Gesamtabflußhöhe erfolgt durch die Summierung der auf den einzelnen HRUs gebildeten Abflußkomponenten (Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß und Grundwasserneubildung) und Abzug des kapillaren Aufstiegs. Die Summe der Tageswerte wird durch die Zahl der modellierten Jahre dividiert.

Da die Höhe der flächendifferenzierten langjährigen Gesamtabflußbildung der Differenz aus Niederschlag und realer Verdunstung entspricht, zeigt auch diese Größe die deutliche Höhenabhängigkeit, die bereits bei den anderen beiden Größen festgestellt wurde. Die schon mehrfach angesprochene Dreiteilung des Gesamtgebietes, ist auch bei der Darstellung des Gesamtabflusses deutlich zu erkennen. So sind die Hochlagen des Erzgebirges durch hohe Abflußbildungsraten von 500 bis zu mehr als 900 mm pro Jahr gekennzeichnet. Der Bereich der höchsten Abflußbildungsraten (50°25'N, 13°W) ist gleichzeitig der höchste Punkt des Einzugsgebietes. Wie die Darstellung des Gewässernetzes zeigt, ist dieser Bereich das Quellgebiet einer Vielzahl von Bächen und Flüssen, was für die Plausibilität der Modellergebnisse spricht. In den Mittellagen erreicht die langjährige mittlere Abflußbildung Werte zwischen 225 und 350 mm/a. In diesen Bereichen ist auch der Einfluß der Landnutzung auf die Abflußbildung gut zu erkennen. So treten beispielsweise kleinere von Ackerland umgebene Waldgebiete als Flächen mit deutlich niedrigerer Abflußbildung gegenüber ihrer Nachbarschaft hervor. Ein Beispiel hierfür ist im Osten des Gebietes direkt über dem 51. Breitengrad zu erkennen. In diesem kleinen Waldgebiet werden Abflußbildungshöhen von weniger als 150 mm/a berechnet, wohingegen die Werte in der unmittelbaren Nachbarschaft etwa 250 mm/a betragen. Die niedrigere Abflußbildung von Waldgebieten im Gegensatz zu anderen Nutzungsarten, ist auf die wesentlich höheren Verdunstungsraten von Wäldern zurückzuführen, die durch die landnutzungsabhängige Berechnung der potentiellen Verdunstung im J2000 berücksichtigt wird. Weiter nach Norden nehmen die langjährigen mittleren Abflußbildungsraten

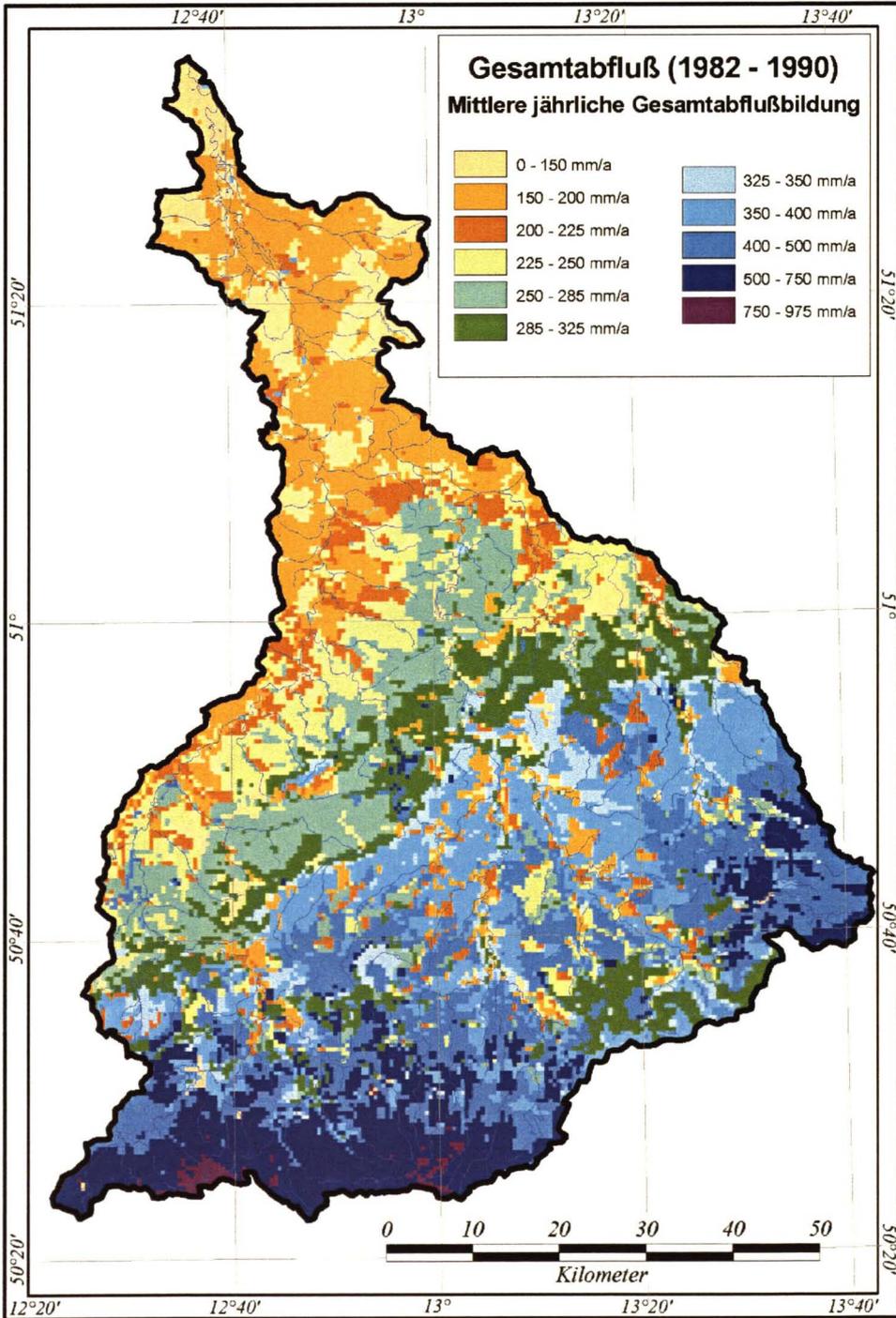


Abbildung 2.22: Langjährige mittlere berechnete Gesamtabflußbildung im Einzugsgebiet der Mulde. (Zeitreihe 1982 - 1990)

weiter ab und erreichen nur noch Werte zwischen 75 und 200 mm/a. Auf einzelnen Teilflächen geht die Abflußbildungsrate auf unter 50 mm/a zurück. Der Vergleich der Niederschlags- und Verdunstungskarten (Abbildung 2.15 und 2.16) zeigt, daß dies die Bereiche sind, die durch relativ niedrige Niederschläge bei gleichzeitig hoher Verdunstung gekennzeichnet sind. Die mittlere langjährige Gesamtabflußbildung im Muldeinzugsgebiet wurde mit 329.37 mm/a berechnet.

Die gesamtheitliche Betrachtung der flächendifferenzierten Abflußbildung im Muldeinzugsgebiet betont die Bedeutung der mittleren und hochgelegenen Bereiche für das hydrologische Geschehen, da in diesen Bereichen der Hauptteil des am Gebietsauslaß zum Abfluß kommenden Wassers gebildet wird. Dies ist zum einen auf die höhere Niederschlagsbildung verbunden mit niedrigeren Verdunstungsraten, zum anderen auf die geologische Beschaffenheit des Untergrundes und deren Auswirkung auf die Böden zurückzuführen.

2.6.2 Modellerte Abflußkomponenten

Wie im Teil I der Arbeit dargestellt, wird vom J2000 der Gesamtabfluß als Summe der einzelnen Abflußkomponenten berechnet. Diese werden auf Grund ihrer Herkunfts-räume unterschieden. Oberflächenabfluß (RD1) entsteht vorwiegend auf versiegelten Flächen und während der Schneeschmelze durch Abfluß direkt aus der Schneedecke sowie durch die zeitweise Ausbildung von wassergesättigten Flächen. Der Zwischenabfluß (RD2) stammt aus der ungesättigten Bodenzone, wohingegen der Basisabfluß die Komponente darstellt, die den gesamten Boden durchsickert hat und im darunterliegenden Gesteinskörper zum Abfluß kommt. Der Basisabfluß kann sich, je nach hydrogeologischer Ausprägung des Untergrundes, aus einer oder zwei Komponenten zusammensetzen: Einer relativ schnellen aus der Verwitterungszone stammenden Komponenten (RG1) und einer deutlich langsameren (RG2) aus dem unverwitterten, meist über die Klüfte entwässerten Gesteinskörper. Bei vielen Modellen, aber auch in der Literatur, wird die schnelle aus der Verwitterungszone stammende Komponente dem Zwischenabfluß zugeschlagen, wodurch dieser dann einen erheblich größeren Anteil am Abfluß besitzt als der vom J2000 berechnete.

Wird das langjährige Mittel des Gesamtabflusses in die vier Komponenten zerlegt, ergeben sich für das Muldeinzugsgebiet die in Tabelle 2.9 dargestellten Abflußanteile. Die Tabelle zeigt, daß der schnelle Basisabfluß (RG1) mit mehr als 40 % die dominante Komponente im Einzugsgebiet der Mulde darstellt. Der langsame Basisabfluß (RG2) ist die zweite bedeutende Komponente mit 33.5 %. Insgesamt wird also etwa 75 % des Gesamtabflusses durch das Grundwasser gebildet. Der Anteil des Interflows (RD2) ist mit ca. 11 % sehr viel weniger deutlich an der Gesamtabflußbildung beteiligt. Der Oberflächenabfluß (RD1) trägt mit ca. 13 % zur Gesamtabflußbildung bei. Die relativen Anteile der Abflußkomponenten sind aber nicht in allen Bereichen

Tabelle 2.9: Anteile der Abflußkomponenten am Gesamtabfluß als Ergebnis der Modellierung der Mulde für den Zeitraum 1983-1990.

Komponente	Rel. Anteil [%]	Abs. Anteil [mm/a]
RD1	12.90	42.48
RD2	10.97	36.13
RG1	42.64	140.46
RG2	33.49	110.30

des Gebietes gleich ausgeprägt, sondern sie variieren je nach Parameterausstattung der Einzelflächen. Die flächendifferenzierte Betrachtung des Gebietes zeigt, daß verschiedene Bereiche des Untersuchungsgebietes zur dominanten Bildung unterschiedlicher Abflußkomponenten neigen. Dies ist in Abbildung 2.23 dargestellt.

Für diese Abbildung wurden die auf den einzelnen HRUs gebildeten Anteile der Komponenten am Gesamtabfluß betrachtet und jeweils die Komponente dargestellt, die den größten Anteil an der Gesamtabflußbildung hat. Es zeigt sich, daß der Oberflächenabfluß (RD1) auf den (teil)versiegelten Flächen des Einzugsgebietes die dominante Komponente darstellt. Der Zwischenabfluß (RD2) ist nur auf sehr wenigen Flächen, die ausschließlich in der direkten Nachbarschaft von Gewässern liegen, die Komponente mit dem größten Anteil. Vor dem Hintergrund, daß das Gewässernetz während der Diskretisierung des Einzugsgebietes und während der Modellierung der hydrologischen Prozesse nicht berücksichtigt wird, kann diese Tatsache als Beleg für die Plausibilität des Modellkonzeptes gewertet werden, da nach PESCHKE in LEIBUNDGUT ET AL. (1999) nur der in Vorfluternähe gebildete Interflow ereigniswirksam wird.

Der schnelle Basisabfluß (RG1) ist nahezu im gesamten stärker reliefierten Erzgebirgsraum die dominante Abflußkomponente, wohingegen der langsame Basisabfluß (RG2) im Übergangs- und Flachlandbereich den größten Anteil an der Gesamtabflußbildung hat. Lediglich die tiefer eingeschnittenen Flußtäler und die Siedlungsbecken werden dort von anderen Komponenten dominiert.

Dieses insgesamt sehr einheitliche Bild zeigt sich deutlich differenzierter, wenn nicht allein die Dominanz der jeweiligen Komponenten, sondern vielmehr die absoluten Bildungshöhen einzelner Komponenten betrachtet werden. Dies soll beispielhaft anhand der langjährigen mittleren Bildungshöhen der Basisabflußkomponenten RG1 und RG2 erfolgen. Die langjährigen Mittelwerte der Bildungshöhe der Komponente RG1 und die der Komponente RG2 der einzelnen HRUs im Muldeinzugsgebiet sind in Abbildung 2.24 dargestellt.

Wie bei der Gesamtabflußbildung sind auch die absoluten Bildungshöhen der Komponenten RG1 und RG2 im höher gelegenen Südteil des Einzugsgebietes hoch und

nehmen nach Norden hin ab. Bei der Karte der Bildungshöhe der Komponente RG1 (Abbildung 2.24 links) wird zusätzlich die starke Abhängigkeit dieser Komponente vom Relief, insbesondere von der Hangneigung, deutlich. So treten beispielsweise die Talböden, als Flächen mit verhältnismäßig niedriger Bildung von schnellem Basisabfluß, in Relation zu den Talflanken mit höheren Bildungsraten, deutlich hervor. Weiter wird die Bildungshöhe der Komponente RG1 durch die im Untergrund anstehenden Gesteine beeinflusst. Dies wird besonders am Nordrand des Erzgebirges, im Bereich der molasseverfüllten Erzgebirgssenke im Raum Zwickau-Chemnitz, deutlich. Diese ist auf der Karte, die die Bildung von RG1 zeigt, durch niedrigere Bildungsraten als ihre nördlichen Nachbarschaft, die höhere Abflußbildungshöhen aufweist, gekennzeichnet. Diese offensichtliche Abhängigkeit der Bildungshöhe des schnellen Basisabfluß von der hydrogeologischen Ausprägung des Untergrundes, resultiert dabei nicht allein aus der expliziten Berücksichtigung dieser Größe bei der Berechnung der Komponente RG1 im J2000, sondern zusätzlich aus dem Einfluß, den die Geologie auf andere Gebietskennwerte hat. So wird die Ausprägung des Reliefs und die Zusammensetzung der Böden von den im Untergrund anstehenden Gesteinen beeinflusst. Für das Beispiel der Molassegesteine der Erzgebirgssenke, die im Gegensatz zu den umgebenden Schiefergesteinen weniger widerstandsfähig sind, äußert sich dieser Einfluß in der Art, daß das Relief in diesem Bereich eine insgesamt sanftere Ausprägung mit niedrigeren Hangneigungswerten besitzt (vgl. Abbildung 2.2).

Die sandfarbenen Bereiche auf der Karte, bei denen die Bildungshöhe von RG1 gleich Null ist, sind die Lockergesteinsbereiche, in denen der Basisabfluß mit nur einer Komponente modelliert wurde.

Die flächendifferenzierte Darstellung der mittleren jährlichen Bildungshöhe der langsamen Basisabflußkomponente (RG2) (Abbildung 2.24, rechts) unterscheidet sich in ihrer flächenhaften Ausprägung von der bisher betrachteten Gesamtabflußbildung und der Bildung der Komponente RG1. Die typische Dreiteilung des Gebietes ist auf dieser Karte nicht mehr so deutlich zu erkennen, aber dennoch nachvollziehbar. Sie stellt sich aber anders dar. Die höchsten Bildungsraten (300 - 545 mm/a) werden weiterhin auf den Hochlagen im Süden des Gebietes erzielt, aber die kontinuierliche Abnahme der Bildungshöhe in Richtung Norden ist nicht mehr so deutlich ausgeprägt, wie bei den bisherigen Darstellungen. Die absoluten Bildungshöhen des langsamen Basisabflusses ist nach Abbildung 2.24 weniger von der Gebietshöhe als vielmehr von der Ausprägung des Reliefs und der hydrogeologischen Ausprägung des Untergrundes abhängig. So ist der Zentralbereich des Erzgebirges durch verhältnismäßig niedrige Bildungsraten im Vergleich zur südlichen Nachbarschaft gekennzeichnet. Dies ist der Bereich des Einzugsgebietes, der durch tiefeingeschnittene Täler und den damit verbundenen hohen Hangneigungswerten gekennzeichnet ist, was die Bildung der drei anderen Komponenten zu Lasten der Komponente RG2 begünstigt. Im sich

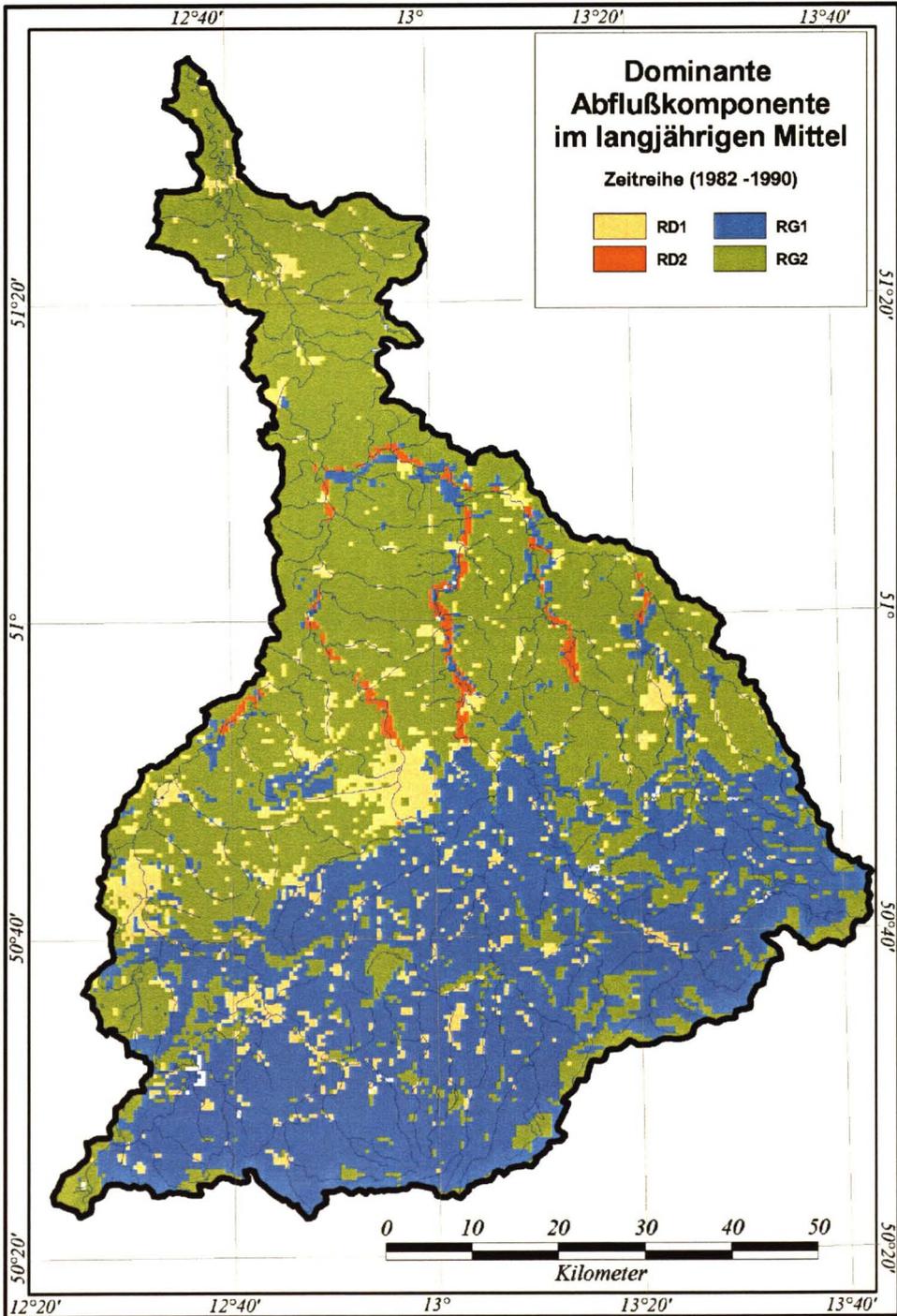


Abbildung 2.23: Flächendifferenzierte Darstellung der jeweils dominanten Abflußkomponenten im Einzugsgebiet der Mulde. (Zeitreihe 1982 - 1990)

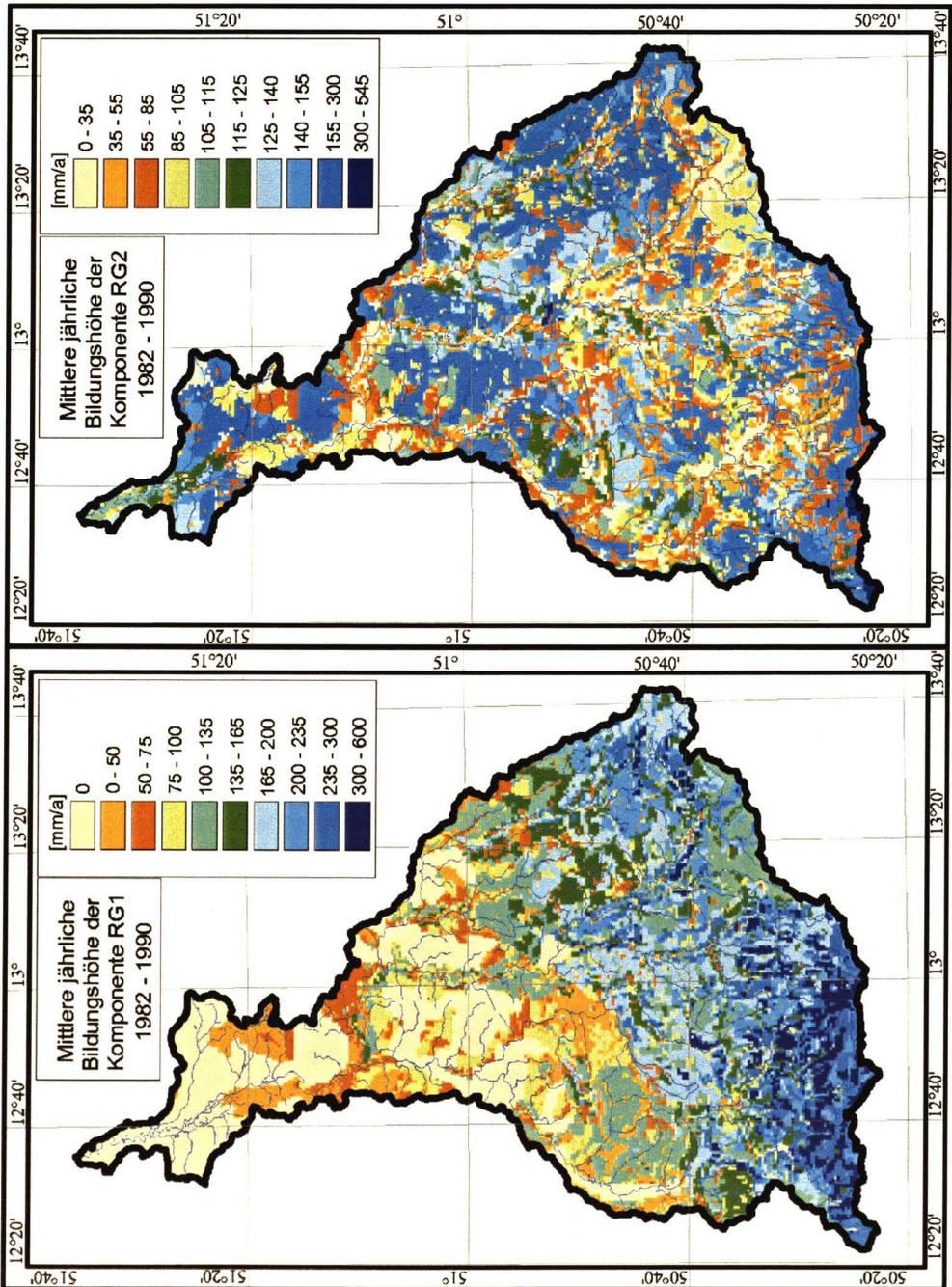


Abbildung 2.24: Langjährige mittlere Bildungshöhe der Grundwasserkomponenten RG1 und RG2 im Einzugsgebiet der Mulde. (Zeitreihe 1982 - 1990)

südlich anschließenden Übergangsbereich erreicht RG2 wieder deutlich höhere Bildungs-raten. Dort ist das Relief insgesamt sanfter ausgebildet, was wiederum die Bildung von langsamen Basisabfluß begünstigt. Ausnahmen in diesem Bereich finden sich in einigen tiefer eingeschnittenen Talbereichen, in denen die Komponente RG1 größeres Gewicht besitzt. Im Flachlandbereich im Norden nimmt die Bildungshöhe der Komponente RG2 dann weiter ab, obwohl hier die für sie eigentlich günstigsten Bedingungen vorherrschen. Dieser Rückgang ist auf das begrenzte Wasserangebot in diesem Bereich, welches aus hohen Verdunstungsraten verbunden mit niedrigen Niederschlägen resultiert, zurückzuführen.

Eine bessere Vorstellung über die flächendifferenzierte Aufteilung des Gesamtabflusses in seine Komponenten liefert die Betrachtung der relativen Anteile anstelle der absoluten Bildungshöhen. Die relativen Anteile in Prozent der beiden Grundwasserkomponenten RG1 und RG2 am Gesamtabfluß sind in Abbildung 2.25 dargestellt. Der Vergleich der beiden Karten zeigt den deutlichen Einfluß des Reliefs auf die Aufteilung des Basisabflusses in die Komponenten RG1 und RG2. Im stärker reliefierten Südtel dominiert meist die Komponente RG1, im Norden dagegen RG2. Dies war bereits in Abbildung 2.23 erkennbar. In der Abbildung der relativen Anteile zeigt sich aber, daß die scheinbare Dominanz der einzelnen Basisabflußkomponenten nur auf wenigen Flächen tatsächlich deutlich ausgeprägt ist. Beispiele hierfür sind die Flanken der tief eingeschnittenen Täler des Erzgebirges. Hier setzt sich die Gesamtabflußbildungshöhe mit oft mehr als 70 % aus der Komponente RG1 und dementsprechend nur um die 20 % aus der Komponente RG2 zusammen. In vielen Bereichen unterscheiden sich die Anteile der Abflußkomponenten weniger deutlich, wie z.B. in der Erzgebirgssenke oder im Übergangsbereich in denen der Anteil von RG1 bei etwa 30 bis 40 %, der Anteil von RG2 zwischen 40 und 50 % liegt. Werden die Bereiche des flachländisch geprägten Norden, in denen beide Komponenten modelliert werden, betrachtet, zeigt sich die klare Dominanz des langsamen Basisabflusses gegenüber dem schnellen. Die Anteile von RG1 liegen dort bei nur 10 bis 20 % die von RG2 bei mehr als 60 bis 70 %.

Die flächendifferenzierte Betrachtung der Gesamtabflußbildung und der daran beteiligten Komponenten, in Form von langjährigen Mitteln, zeigte eine hohe räumliche Heterogenität, die aus der unterschiedlichen Parameterausstattung der einzelnen Teilflächen im Muldeinzugsgebiet resultiert. Aber nicht nur in ihrer räumlichen Ausbildung, sondern auch zeitlich betrachtet besitzen die einzelnen Komponenten eine beträchtliche Dynamik. Dies wird durch die Darstellung des Gesamtabflusses und seiner Komponenten, aus denen er sich zusammensetzt, in Form von Jahresgängen deutlich. Die hohe Dynamik des Gesamtabflusses der Vereinigten Mulde war bereits in der Ganglinie der gesamten Zeitreihe (Abbildung 2.19) ersichtlich. Dort waren deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren zu erkennen, aber auch der innerjährliche Gang wies hohe Schwankungen auf. Die hohe zeitliche Dynamik des

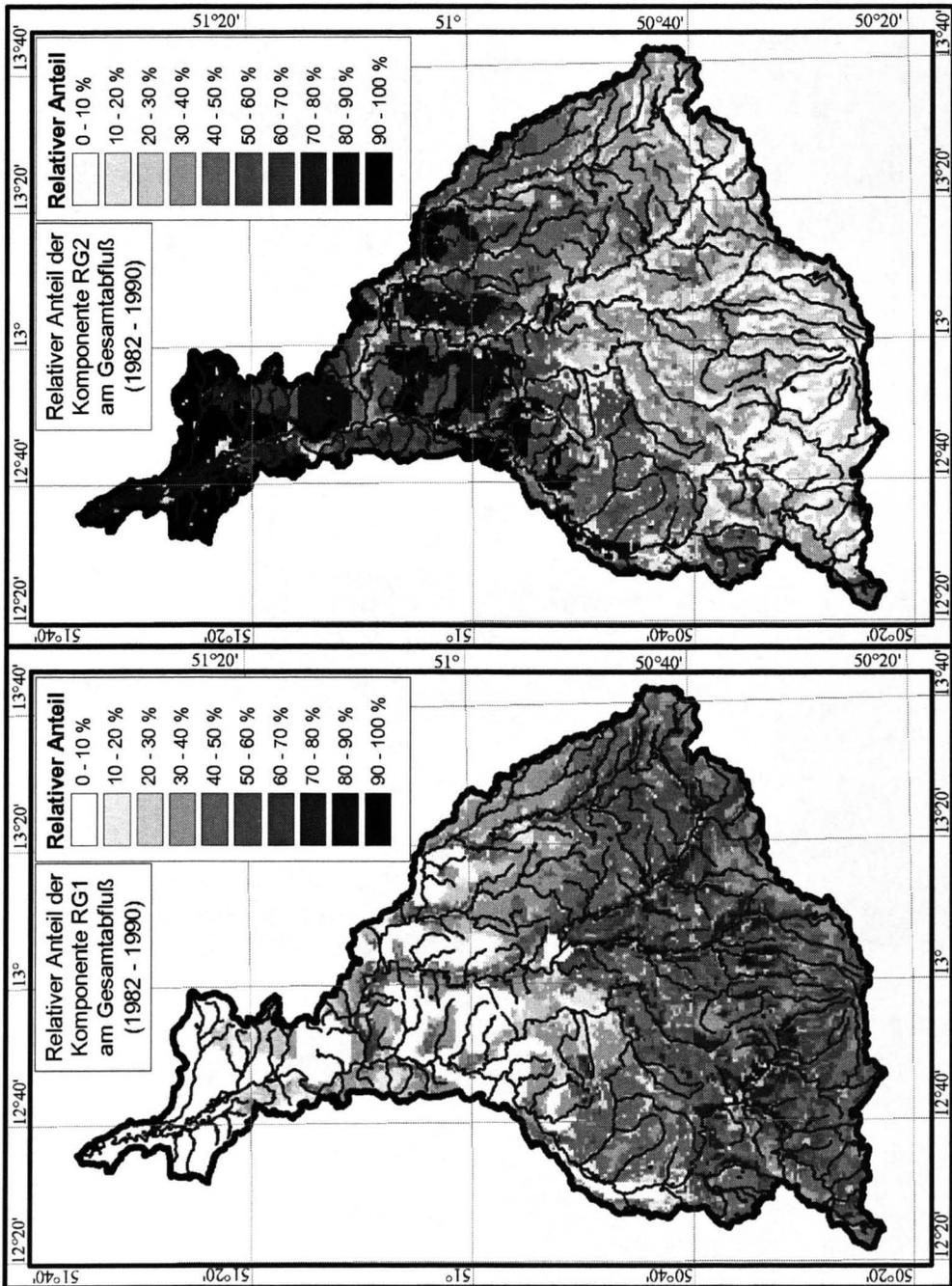


Abbildung 2.25: Relative Anteile der Grundwasserkomponenten RG1 und RG2 an der Gesamtabflußbildung im Einzugsgebiet der Mulde. (Zeitreihe 1982 - 1990)

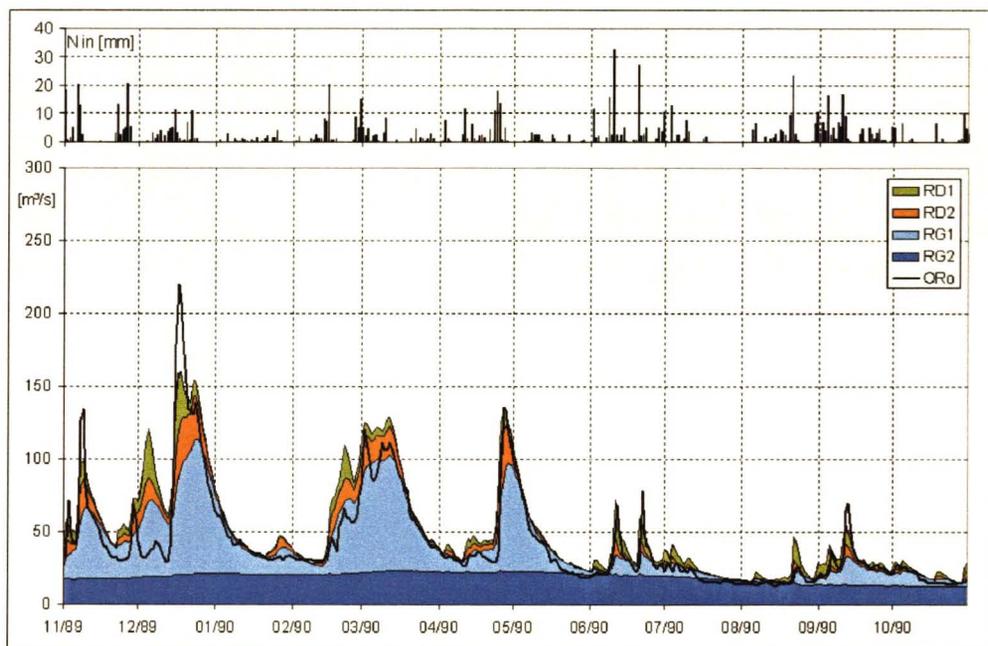


Abbildung 2.26: Gemessener Abfluß und modellierte Abflußkomponenten der Vereinigten Mulde am Pegel Bad Dübén für das Jahr 1990.

Abflusses findet sich auch in der Ausbildung der Abflußkomponenten, wie sie vom Modell berechnet werden, wieder. Dies ist beispielhaft für das Jahr 1990 in Abbildung 2.26 dargestellt.

In dieser Abbildung ist, neben dem Niederschlag, der gemessene Abfluß (schwarze Linie) und der modellierte Abfluß, separiert in die einzelnen Komponenten dargestellt. Im einzelnen sind die folgenden, vom J2000 unterschiedenen, Komponenten dargestellt: Der Oberflächenabfluß (RD1), der vorwiegend von versiegelten Flächen ausgeht, aber auch als Sättigungsflächenabfluß an einzelnen Hochwassereignissen beteiligt sein kann. Insbesondere die kleinen Abflußspitzen während des Sommerhalbjahres werden nahezu vollständig durch Oberflächenabfluß gebildet. Der Auslöser hierfür sind häufig konvektive Niederschläge mit hohen Intensitäten und kurzer Dauer, bei denen, neben dem raschen Abfluß von versiegelten Flächen, zusätzlich durch eine kurzfristige Überschreitung der Infiltrationskapazität des Bodens, Oberflächenabfluß generiert wird. Der Zwischenabfluß (RD2), als hypodermische laterale Abflußkomponente, trägt nahezu während des gesamten Jahres zum Abfluß bei, erreicht aber vor allem während der relativ hohen Abflüsse im Winterhalbjahr nennenswerte Anteile. Im Mai ist ein kleineres Hochwassereignis zu erkennen, an dem auch der Zwischenabfluß in nennenswertem Maß beteiligt ist. Im Mai ist im

Muldeinzugsgebiet die Schneeschmelze meist abgeschlossen und in Folge davon die Böden im Gebiet weitestgehend wassergesättigt. Niederschläge während dieses Zeitraumes führen dann oft zu erhöhten Abflüssen, mit deutlicher Beteiligung der Komponente RD2. Während der Sommermonate ist der Beitrag des Zwischenabflusses von eher untergeordneter Bedeutung, da in diesen Zeiträumen auf Grund der erhöhten Verdunstung nur wenig Bodenwasser für den Abfluß verfügbar ist.

Schließlich sind die beiden Grundwasserkomponenten (RG1 und RG2) dargestellt. Für die Darstellung wurden jeweils die Abflüsse aus den Komponentenspeichern 1 bzw. 2 der unterschiedlichen Grundwasserlandschaften zusammengefaßt und gemeinschaftlich abgebildet. Die langsame Komponente (RG2) zeigt einen sehr kontinuierlichen Verlauf während des gesamten Jahres, mit einem leichten Anstieg während des Winterhalbjahres und einem leichten Rückgang während der sommerlichen Rezessionsphase. Während der Niedrigwasserabflüsse im August wird der Gesamtabfluß allein aus dieser Komponente gebildet.

Den größten Anteil am Gesamtabfluß besitzt die schnelle Grundwasserkomponente (RG1). Sie zeigt eine hohe zeitliche Dynamik mit raschen Reaktionen auf hochwasserauslösende Niederschläge und/oder Schneeschmelzereignisse. Die Betrachtung des Jahresgangs dieser Komponente zeigt, daß sie vor allem während des Winterhalbjahres und zu Beginn des Sommerhalbjahres in hohem Maße an der Abflußbildung beteiligt ist. Ab Juni geht ihr Anteil deutlich zurück, aber dennoch ist sie mit Ausnahme der Niedrigwasserabflüsse im August immer am Gesamtabfluß beteiligt.

Aus der Abbildung wird die Bedeutung der schnellen Abflußkomponenten (RD1, RD2 und RG1) für die Bildung von Hochwasserereignissen deutlich. Während des meist sehr raschen Anstiegs und den Hochwasserspitzen sind alle drei Komponenten an der Bildung der Hochwasserabflüsse beteiligt. Im absteigenden Ast verhalten sich die drei Komponenten entsprechend ihrer unterschiedlichen zeitlichen Dynamik. So ist die Oberflächenabflußkomponente (RD1) schon nach kurzer Zeit nach Überschreiten des Hochwasserpeaks nicht mehr am Abfluß beteiligt. Der Anteil der Zwischenabflußkomponente (RD2) trägt etwas länger zur Rezessionsphase bei, wobei auch ihr Anteil im zeitlichen Verlauf schnell abnimmt. Gegen Ende der Hochwassereignisse werden diese nahezu ausschließlich aus der schnellen Grundwasserkomponente (RG1) gebildet.

Durch die vom Modell nachgebildeten Abflußkomponenten, wird die Dynamik der gemessenen Ganglinie im allgemeinen gut wiedergegeben, auch wenn einzelne Peaks teilweise nicht ganz genau erfaßt werden. Dies kann als erstes Indiz für eine plausible Abflußseparation, wie sie vom J2000 durchgeführt wird, gesehen werden. Weitere Hinweise hierfür sollen im folgenden Abschnitt dargestellt werden.

2.6.3 Verifizierung des Gesamtabflusses und der modellierten Komponenten

Die Modellkalibrierung und Verifizierung erfolgte zunächst durch den Vergleich der modellierten Abflußwerte mit Meßwerten des am Gebietsauslaß liegenden Pegels Bad Düben und durch die Berechnung der Gütemaße. Die Übereinstimmung dieser beiden Größen für die gesamte Zeitreihe war insgesamt gut und erbrachte auch in Einzeljahren meist gute Ergebnisse. Die Beurteilung der Modellqualität allein am Gebietsauslaß besitzt jedoch nur begrenzte Aussagekraft über die richtige Nachbildung der hydrologischen Prozesse innerhalb des Gebietes und auf den Teilflächen. Gerade bei großen Einzugsgebieten ist es denkbar, daß durch Ausmittlung von Fehlern, trotz unzureichender Nachbildung der hydrologischen Prozesse auf den Teilflächen, dennoch gute Ergebnisse am Gebietsauslaß erzielt werden können.

Zur Überprüfung, ob das Modellsystem J2000 auch innerhalb des Gebietes den Wasserhaushalt mit in etwa gleicher Qualität nachbildet wie am Gebietsauslaß, können die Abflüsse der Teileinzugsgebiete ausgegeben und die dort berechneten Werte mit gemessenen Pegeldata verglichen werden. Da die Pegeldata der Teileinzugsgebiete nicht in die Modellierung oder in die Parametrisierung des Modells eingingen und auch bei der Kalibrierung nicht eingesetzt wurden, stellen sie somit unabhängige Meßwerte dar, die gut zur Überprüfung der Modellergebnisse und der Plausibilität des Modellkonzeptes herangezogen werden können.

Im Muldeinzugsgebiet standen Pegelmeßwerte für insgesamt 14 Teileinzugsgebiete zur Verfügung (vgl. Abbildung 2.13). Die modellierten und die gemessenen Abflüsse des hydrologischen Jahres 1990 einiger Teilgebiete sind in Abbildung 2.27 und 2.28 dargestellt. Abbildung 2.27 zeigt Pegelwerte aus dem Teileinzugsgebiet der Zwickauer Mulde, Abbildung 2.28 einige Pegelwerte aus dem Teileinzugsgebiet der Freiburger Mulde. In beiden Abbildungen sind von oben nach unten die Abflüsse von Quellgebieten im Erzgebirge (Aue1, Rauschenbach), von in mittlerer Lage liegenden Teileinzugsgebieten (Zwickau-Pölbitz, Pockau, Lichtenwalde) und schließlich die Abflüsse der Mulden kurz vor ihrem Zusammenfluß (Wechselburg, Erlbn) dargestellt. Die Ganglinie des Pegel Görlich zeigt den Abfluß der Chemnitz kurz vor ihrer Mündung in die Zwickauer Mulde. Das Einzugsgebiet der Chemnitz stellt ein in mittlerer Lage liegendes Quellgebiet dar. Die Größe der Einzugsgebiete liegt zwischen 83 km² (Rauschenbach) bis hin zu 2958 km² (Freiburger Mulde, Pegel Erlbn). Der Vergleich der gemessenen mit den modellierten Ganglinien zeigt für alle Einzugsgebiete insgesamt eine gute Übereinstimmung. Deutlichere Abweichungen zeigen sich vor allem im Winterhalbjahr. Die Differenzen deuten auf gewisse Schwierigkeiten bei der Schneedeckenmodellierung hin. Dies gilt insbesondere für das in allen modellierten Ganglinien zu erkennende Hochwasserereignis zu Beginn des Dezember '89, das sich in den gemessenen Ganglinien nicht wiederfindet. Die Abflüsse

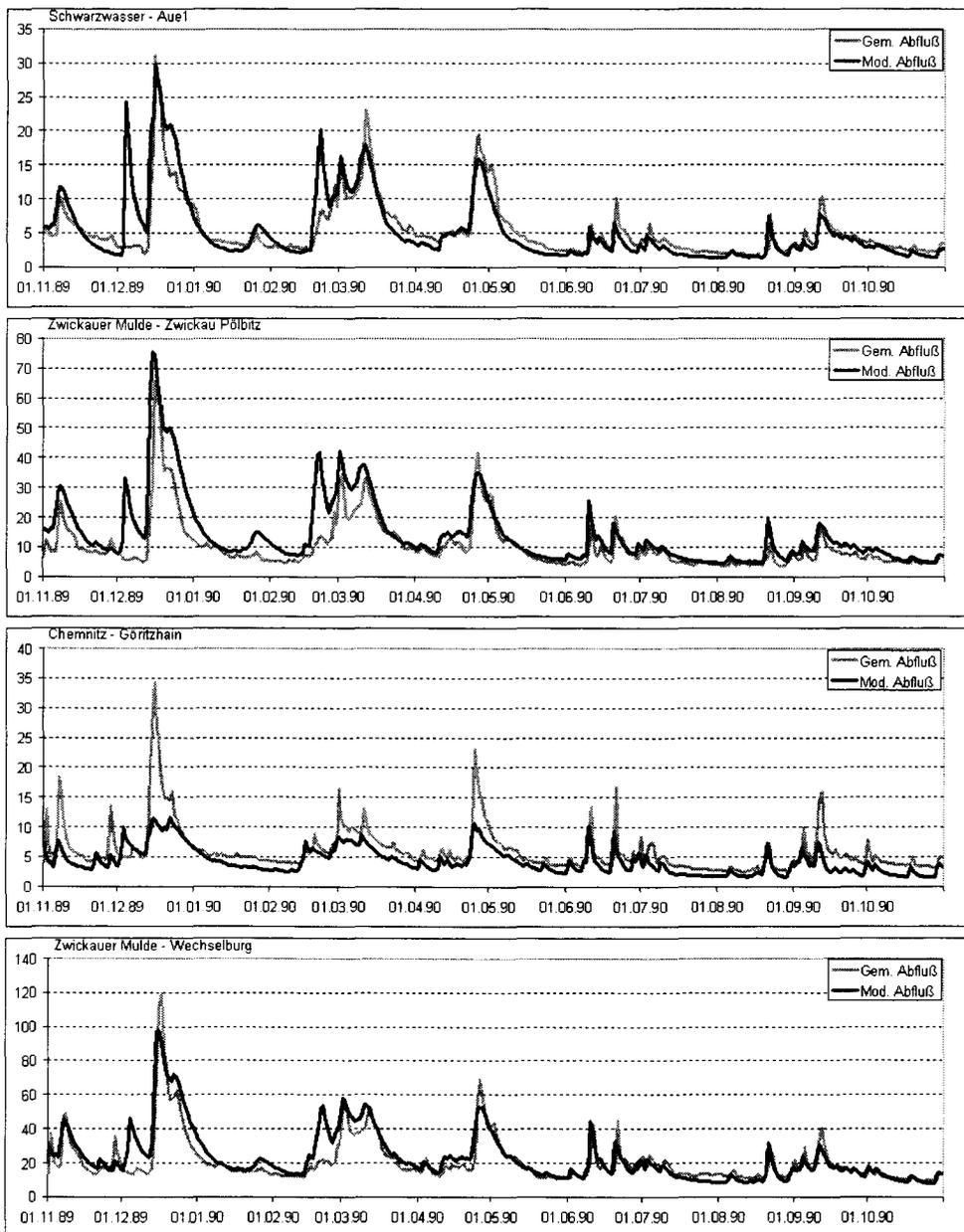


Abbildung 2.27: Gemessener und modellierter Abfluß der Zwickauer Mulde und einiger ihrer Teileinzugsgebiete für das Jahr 1990.

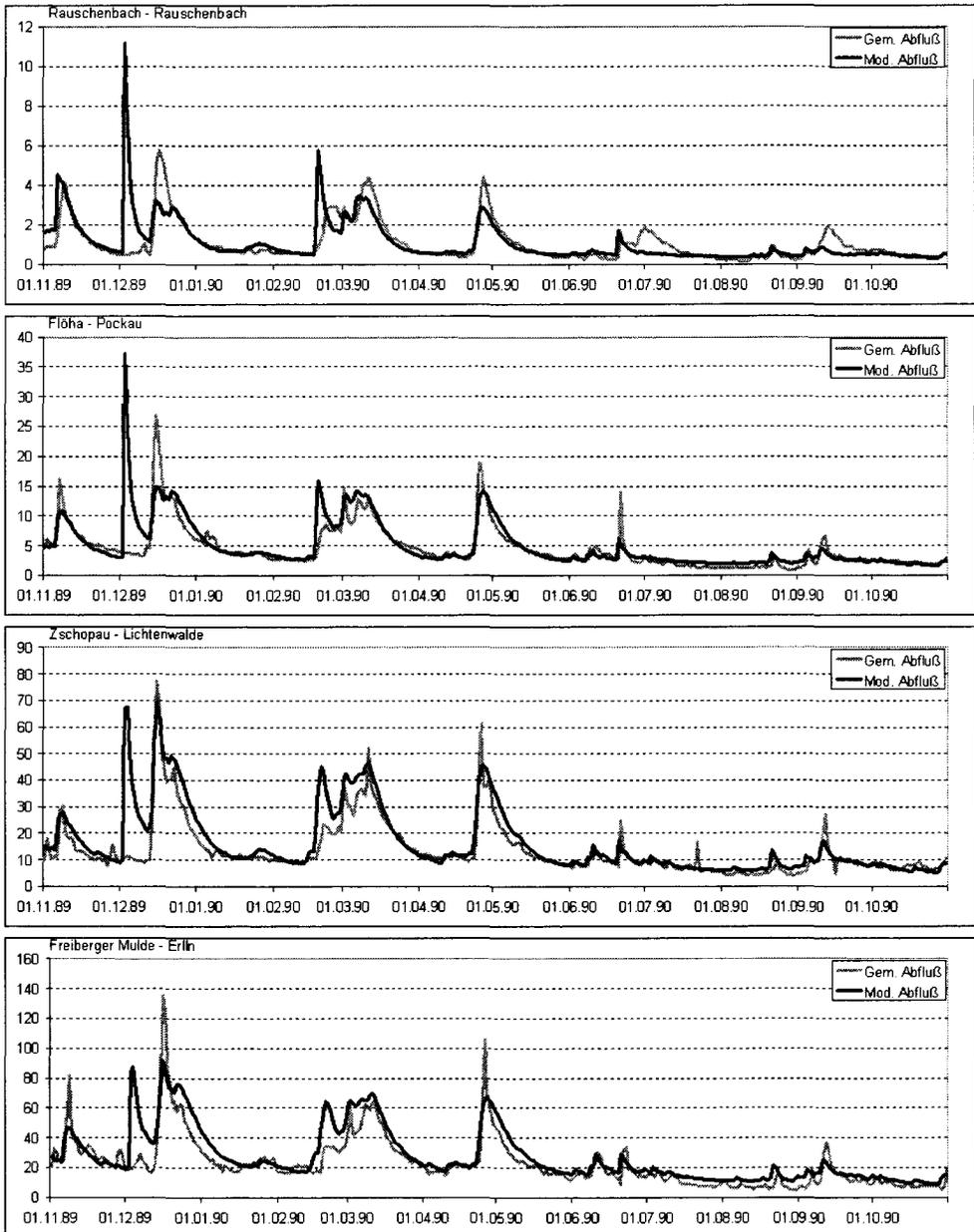


Abbildung 2.28: Gemessener und modellierter Abfluß der Freiberger Mulde und einiger ihrer Teileinzugsgebiete für das Jahr 1990.

der Sommerhalbjahre werden in allen Teileinzugsgebieten gut wiedergegeben. Dies gilt sowohl für die typischen Niedrigwasserabflüsse, aber auch für das Hochwasserereignis Ende April, Anfang Mai. Bei diesem Ereignis wird sowohl der rasche Anstieg innerhalb weniger Tage als auch die absolute Spitze sowie die Abklingphase, die mehre Wochen dauert, gut nachgebildet. Während der Sommermonate auftretende kleinere Peaks werden vom Modell mit wenigen Ausnahmen erfaßt und gut nachgebildet. Auffällig sind in Abbildung 2.27 die Abweichungen der Teileinzugsgebiete Zwickau-Pölbitz und Göritzhain. Im ersten wird während des gesamte Jahres etwas zuviel im zweiten dagegen etwas zu wenig Gesamtabfluß modelliert. Nach dem Zusammenfluß der beiden Teileinzugsgebiete am Pegel Wechselburg, heben sich die Fehler gegenseitig auf. Eine Erklärung für diese Diskrepanz in den modellierten Abflüssen der beiden Teileinzugsgebiete ist möglicherweise in den Gebietsgrenzen, die aus dem Hydrographischen Kartenwerk der DDR entnommen wurden, zu finden. Zur Überprüfung wurden die Teileinzugsgebietsgrenzen mit entsprechenden GIS-Routinen aus dem DHM extrahiert. Der Vergleich dieser Grenzen erbrachte tatsächlich ein größeres Einzugsgebiet der Chemnitz, zu Lasten der Zwickauer Mulde. Eine weitere Möglichkeit wären nicht übereinstimmende unterirdische und oberirdische Einzugsgebietsgrenzen. Aus der Abbildung 2.5 ist zu ersehen, daß die molasseverfüllte Erzgebirgssenke, die von Südwest nach Nordost verläuft, beide Einzugsgebiete quert. Dieser Bereich ist nach JORDAN & WEDER (1995) durch zahlreiche, der Streichrichtung parallel verlaufende, Störungen gekennzeichnet. Ein unterirdischer Wassertransport entlang dieser Störungen wäre denkbar.

Vor dem Hintergrund, daß das Modell nicht an den Teileinzugsgebietspegeln kalibriert wurde, spricht die verhältnismäßig gute Übereinstimmung der modellierten mit den gemessenen Ganglinien für die Plausibilität des Modellkonzeptes und dessen Eignung die Gesamtabflußbildung flächendifferenziert auch innerhalb des Gesamtgebietes nachzubilden.

Auch wenn die befriedigende Nachbildung des Gesamtabflusses mit einiger Sicherheit belegt ist, bleibt dabei noch die Frage offen, ob auch die Separation des Abflusses hinreichend gut getroffen ist. Die Verifizierung der einzelnen Abflußkomponenten stellt sich schwieriger dar als die des Gesamtabflusses, da diese nicht direkt gemessen werden. Die Verifizierung der modellierten Abflußkomponenten kann durch die Analyse der Ganglinie, insbesondere der Rezessionsphasen, beispielsweise mit der DIFGA-Methode (SCHWARZE ET AL., 1989, 1995) erfolgen. Eine zweite Möglichkeit ist die Verifizierung oder Durchführung der Abflußseparation durch die Identifizierung der einzelnen Komponenten mit tracerhydrologischen Methoden. Dies kann sowohl mit künstlichen ins System eingebrachten Markierstoffen als auch auf Grundlage von natürlichen Tracern (O^{18} , Anionen, Kationen etc.) erfolgen.

Mit dem analytischen Ganglinienseparationsprogramm DIFGA (SCHWARZE, 1985) wird der Gesamtabfluß in die einzelnen Komponenten unterteilt. Die Separation er-

folgt durch die sukzessive Abtrennung der einzelnen Komponentenabflüssen aus gemessenen Ganglinien. Insgesamt können mit DIFGA vier Komponenten abgetrennt werden. Dies sind der schnelle Direktabfluß (RD1), der verzögerte Direktabfluß (RD2) sowie der schnelle und der langsame Basisabfluß (RG1 und RG2). Diese entsprechen weitestgehend den Komponenten Oberflächenabfluß (=RD1), Zwischenabfluß (=RD2), Basisabfluß aus der Verwitterungszone (=RG1) sowie dem Basisabfluß aus dem unverwitterten Bereich (=RG2), die vom J2000 unterschieden werden. Bei der Ganglinienseparierung mit DIFGA werden die Abflußkomponenten nicht streng nach Herkunftsräumen, sondern anhand ihrer zeitlichen Dynamik unterschieden. So kann zum Beispiel an der von DIFGA ausgewiesenen Direktabflußkomponente RD2 durchaus auch Grundwasserabfluß beteiligt sein (SCHWARZE ET AL., 1991). Beim J2000 ist dies nicht möglich. Da die Separierung des Gesamtabflusses beim J2000 und bei DIFGA auf unterschiedlichen Konzepten beruht, können die unterschiedlichen Komponenten nicht generell gleichgesetzt werden. Sie sollten sich jedoch in ihrem Verhältnis zueinander auch nicht allzu sehr unterscheiden.

Für das Gesamtgebiet der Mulde lagen keine DIFGA Ergebnisse vor, wohl aber für einige Teileinzugsgebiete, die von Herrn Dr. Schwarze freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden. Im einzelnen waren dies das Einzugsgebiet der Schwarzen Pockau bis zum Pegel Zöblitz, das Quellgebiet der Freiburger Mulde bis zum Pegel Berthelsdorf, das Teileinzugsgebiet des Rauschenbach bis zum gleichnamigen Pegel sowie das Einzugsgebiet des Schwarzwassers bis zum Pegel Aue1. Mit Ausnahme des Teileinzugsgebietes der Schwarzen Pockau wurden die genannten Einzugsgebiete bei der Unterteilung des Gesamtgebietes berücksichtigt. Die DIFGA Ergebnisse wurden anhand verschiedener Zeitreihen, die zwischen 10 und 25 Jahre umfaßten, ermittelt. Die relativen Anteile der einzelnen Abflußkomponenten, die von SCHWARZE mit DIFGA für die einzelnen Gebiete ermittelt wurden, sind in Abbildung 2.29 denen des J2000 gegenübergestellt. Für diese Abbildung wurden die im J2000 getrennt modellierten Komponenten RD1 und RD2 zum besseren Vergleich zusammengefaßt. Insgesamt sind die Abflußanteile der einzelnen Komponenten, die mit DIFGA bzw. dem J2000 ermittelt wurden, in den vier Teileinzugsgebieten sehr ähnlich, im Einzugsgebiet der Schwarzen Pockau sogar nahezu identisch. Im Einzugsgebiet des Schwarzwassers wird von DIFGA ein erheblich größerer Anteil an langsamen Basisabfluß (RG2) ausgewiesen. Der Vergleich der sommerlichen Niedrigwasserperiode, der in Abbildung 2.27 dargestellten Ganglinie dieses Einzugsgebietes, spricht eher für den niedrigeren Anteil, der vom J2000 für diese Komponenten berechnet wurde. In den drei anderen Einzugsgebieten wird vom J2000 mehr langsamer Basisabfluß berechnet als von DIFGA. Besonders deutlich ist dies im Einzugsgebiet der Freiburger Mulde, in dem für die Komponente RG2 vom J2000 ein nahezu doppelt so hoher Anteil wie von DIFGA veranschlagt wird. Da die Direktabflußanteile bei beiden Methoden recht gut übereinstimmen, schlagen sich die Abweichung bei

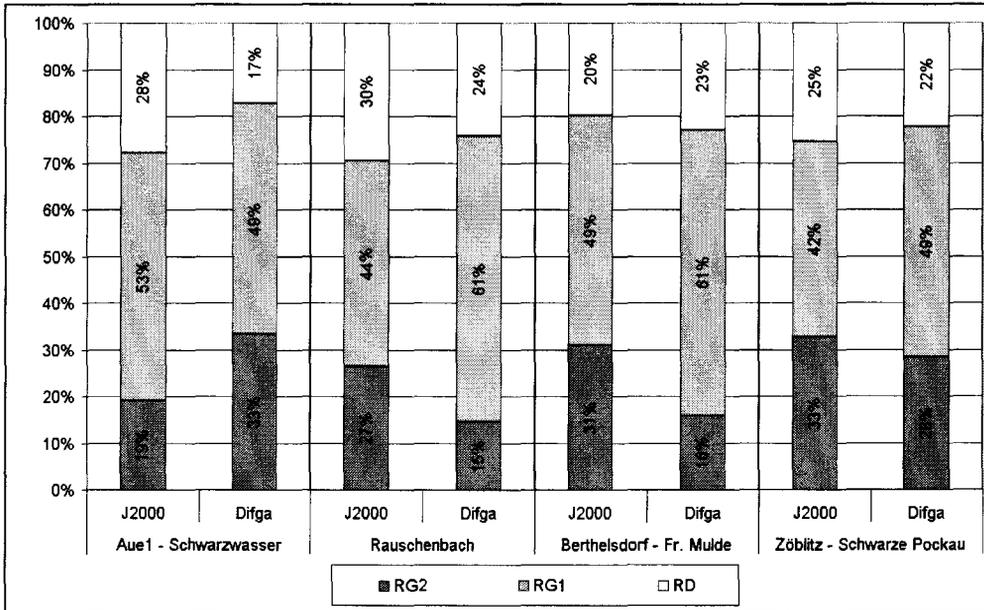


Abbildung 2.29: Relative Anteile der Abflußkomponenten RD, RG1 und RG2 am langjährigen mittleren Gesamtabfluß für einige Teileinzugsgebiete der Mulde.

der Komponente RG2 in den Anteilen von RG1 nieder. Die relativen Anteile dieser Komponente werden vom J2000, mit Ausnahme des Einzugsgebietes des Schwarzwassers, meist etwas niedriger berechnet als von DIFGA. Trotz der Abweichungen, wird nach beiden Methoden in allen Gebieten der schnelle Basisabfluß als dominante Komponente ausgewiesen. Der Anteil dieser Komponente liegt meist zwischen 40 und 60 %. Die Anteile der langsamen Basisabflußkomponente liegen beim J2000 zwischen 20 % und 30 %, bei DIFGA zwischen 15 und 30 %. Gemeinsam bilden die Basisabflußkomponenten nach beiden Methoden meist zwischen 70 und 80 % des Gesamtabflusses. Die Direktabflußkomponenten liegen meist um die 25 % und werden vom J2000 meist etwas höher veranschlagt als von DIFGA.

Unter Berücksichtigung der Tatsachen, daß die Art und Weise der Abflußseparation bei DIFGA und dem J2000 unterschiedlich ist und daß die zugrundeliegenden Zeitreihen bei den Ergebnissen nicht identisch waren, werden die Modellergebnisse des J2000 durch die Komponentenanteile nach DIFGA bestätigt. Auch wenn sich vereinzelt größere Abweichungen zeigen, wird nach beiden Methoden die schnelle Basisabflußkomponente (RG1) als die dominante Komponente klassifiziert.

Als weiteres Indiz für die Plausibilität der Abflußseparation, wie sie vom J2000 durchgeführt wird, können die Ergebnisse aus der Untersuchung von UHLENBROOK (1999) herangezogen werden. In dieser Arbeit wurde der Wasserhaushalt des 40

km² großen, im Schwarzwald gelegenen, Bruggaeinzugsgebietes mit dem hydrologischen Modell TAC untersucht. Die modellierten Abflußkomponenten wurden hierbei mit tracerhydrologischen Methoden bestimmt und verifiziert und können deshalb als recht sicher angesehen werden. UHLENBROOK ermittelte dort für die Abflußkomponente RD1 einen Anteil von 10.4 %, für die Komponenten RD2 und RG1 gemeinschaftlich 68.2 % und für den langsamen Basisabfluß RG2 einen Anteil von 21.4 %. Das arithmetische Mittel der Abflußkomponenten, das vom J2000 für die vier Teileinzugsgebiete berechnet wurde, beträgt für RD1 11.25 %, für RD2 und RG1 gemeinsam 61.25 % und für RG2 27.50 %.

Da die Werte der Abflußkomponentenanteile aus unterschiedlichen Einzugsgebieten stammen und mit unterschiedlichen Zeitreihen ermittelt wurden, sind sie natürlich nicht direkt miteinander vergleichbar. Allerdings gilt, daß die Einzugsgebiete hinsichtlich ihrer naturräumlichen Ausstattung recht ähnlich sind. Sowohl bei den Teileinzugsgebieten der Mulde als auch beim Einzugsgebiet der Brugga handelt es sich um typische Mittelgebirgseinzugsgebiete mit kluftentwässertem Festgestein im Untergrund. Entsprechend ähnlich ist auch ihre Parameterausstattung. Unter Berücksichtigung dieser einschränkenden Faktoren erscheint die relativ gute Übereinstimmung der Anteile der einzelnen Abflußkomponenten, wie sie vom J2000 berechnet werden, mit denen der anderen Untersuchungen für eine plausible Abflußseparation zu sprechen.

Einzugsgebiet der Schwarzen Elster

Anhand des zweiten Testgebietes, dem Einzugsgebiet der Schwarzen Elster bis zum Pegel Löben, soll die Übertragung des J2000 auf andere Einzugsgebiete dargestellt werden. Bei der Übertragung wurde darauf geachtet, daß vorerst nur die Parameter, die sich aufgrund der naturräumlichen Ausstattung deutlich ändern, nachkalibriert wurden. Dadurch soll gezeigt werden, daß das Modellkonzept und die während der Modellierung der Mulde angepaßten Parameter ausreichend robust sind, um auf andere Einzugsgebiete übertragen werden zu können. Das etwa 4365 km² große, in der Lausitz gelegene Einzugsgebiet der Schwarzen Elster (vgl. Abbildung 1.1) erstreckt sich über die Grenzen von drei Bundesländern. Die Südhälfte des Gebietes liegt in Sachsen, die Nordhälfte im Land Brandenburg. Ein kleiner Teil des Gebietes und der Bezugspegel Löben liegen in Sachsen-Anhalt. Der Pegel Löben liegt etwa 25 km vor der Mündung der Schwarzen Elster in die Elbe. Nach der Einteilung von DYCK & PESCHKE (1995) ist das Einzugsgebiet der unteren Makroskala zugehörig. Bedeutende Nebenflüsse der Schwarzen Elster sind die Kleine Elster, die das gesamte Gebiet von Südosten nach Nordwesten durchfließt sowie die Große Röder und die Pulsnitz im Südteil des Gebietes. Im Vergleich zum Einzugsgebiet der Mulde besitzt das der Schwarzen Elster einen grundlegend anderen Charakter. Dies äußert sich in nahezu allen verwendeten zeitlich statischen, wie auch in den zeitlich variablen Datengrundlagen, die auf den folgenden Seiten dargestellt werden.

3.1 Beschreibung des Gebietes

Das Gebiet der Schwarzen Elster soll im Folgenden anhand der verwendeten Datengrundlagen beschrieben und klassifiziert werden. Bei der Modellierung wurden die gleichen Datengrundlagen, wie bei der Modellierung des Muldeeeinzugsgebietes verwendet, die bereits dort beschrieben wurden.

3.1.1 Topographie

Die Höhenverteilung im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster ist in Abbildung 3.1 (oben) dargestellt. In dieser Abbildung zeigt sich, daß das Relief im Vergleich zum Muldeeeinzugsgebiet sehr viel sanfter ausgebildet ist. Die absoluten Höhen liegen zwischen 71 m am Gebietsauslaß und 426 m im Südosten. Mit Ausnahme des höher gelegenen Südostteil des Gebietes, liegen die Geländehöhen generell unterhalb von 200 m. Das Gebiet ist gekennzeichnet durch das Lausitzer Urstromtal, das im Süden durch das Lausitzer-Granodiorit-Massiv begrenzt wird. In diesem Bereich steigt das Gelände an und erreicht Höhen zwischen 200 und etwas mehr als 400 m ü.NN. Der sanftere Charakter des Reliefs schlägt sich auch auf die aus dem DHM berechneten Hangneigungswerte nieder. Im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster beträgt die berechnete, mittlere Hangneigung nur 0.46 Grad, wohingegen sie im Einzugsgebiet der Mulde 1.89 Grad betrug. Der aus dem DHM abgeleitete Maximalwert der Hangneigung beträgt im Gebiet der Schwarzen Elster 5.7 Grad. Dieser Wert wird im Granodiorit-Massiv im Südosten erreicht. In den übrigen Bereichen werden Hangneigungswerte von 2 Grad selten überschritten. Aufgrund der bereits im vorangegangenen Kapitel diskutierten Einschränkungen, bei der Ableitung der Hangneigung aus dem verwendeten, relativ grob aufgelösten DHM, sollen die absoluten Werte der Hangneigung auch im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster mit Vorsicht betrachtet werden. Die flächenhafte Verteilung der Hangneigungswerte ergab jedoch bei der optischen Überprüfung eine plausible Wiedergabe des Reliefs im Untersuchungsgebiet, auch wenn die absoluten Werte der Hangneigung, zumindest in den steileren Bereichen, mit großer Wahrscheinlichkeit wieder deutlich zu niedrig berechnet wurden.

3.1.2 Landnutzung

Die flächenhafte Verteilung der elf, vom J2000 unterschiedenen, Landnutzungsclassen ist in Abbildung 3.1 (unten) dargestellt. Wie auch schon im Muldeeeinzugsgebiet, bilden die landwirtschaftlich genutzten Flächen mit 49 % die Klasse mit dem größten Flächenanteil im Untersuchungsgebiet. Sie sind über das gesamte Gebiet verteilt. Vor allem im zentralen Bereich des Einzugsgebietes und am Nordrand werden die

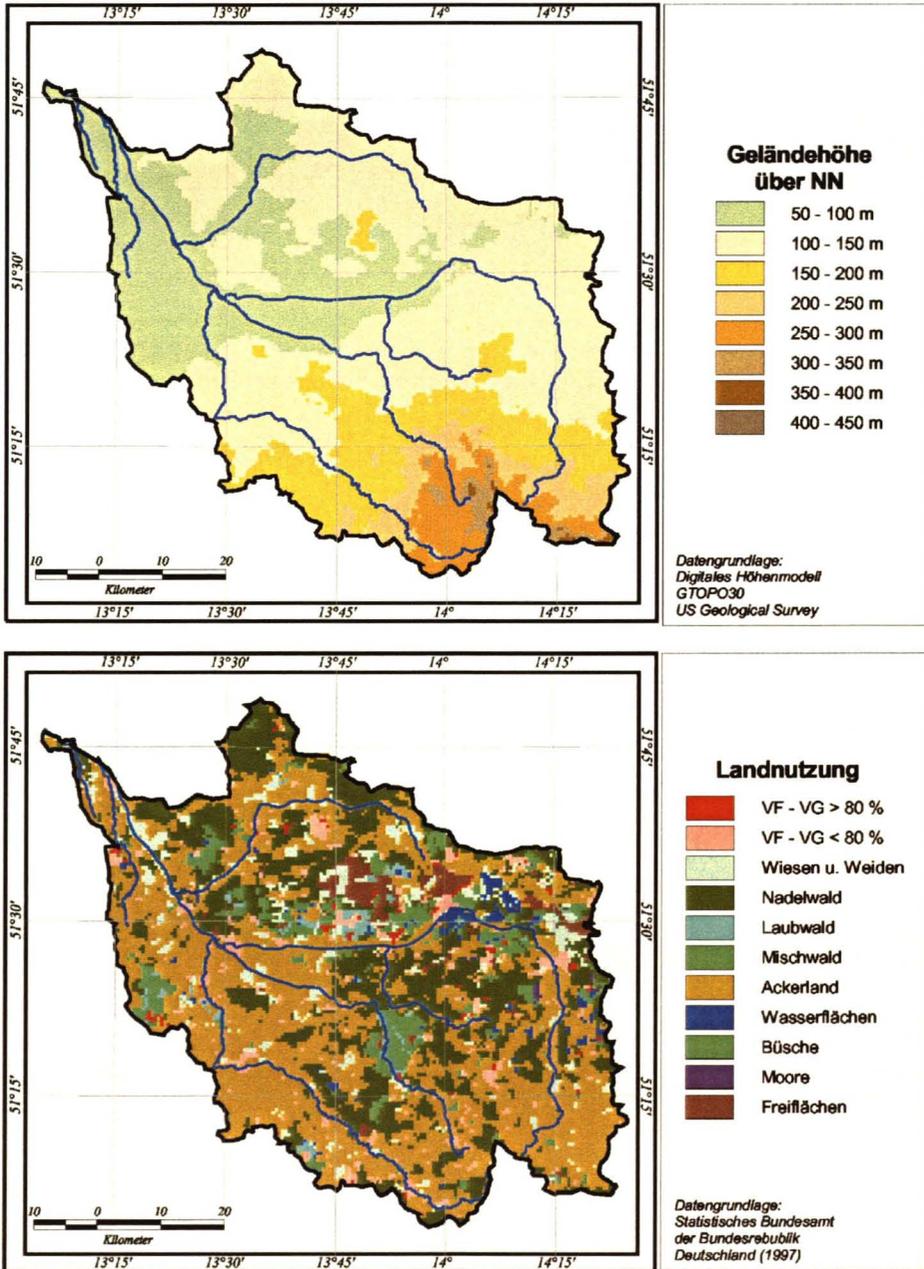
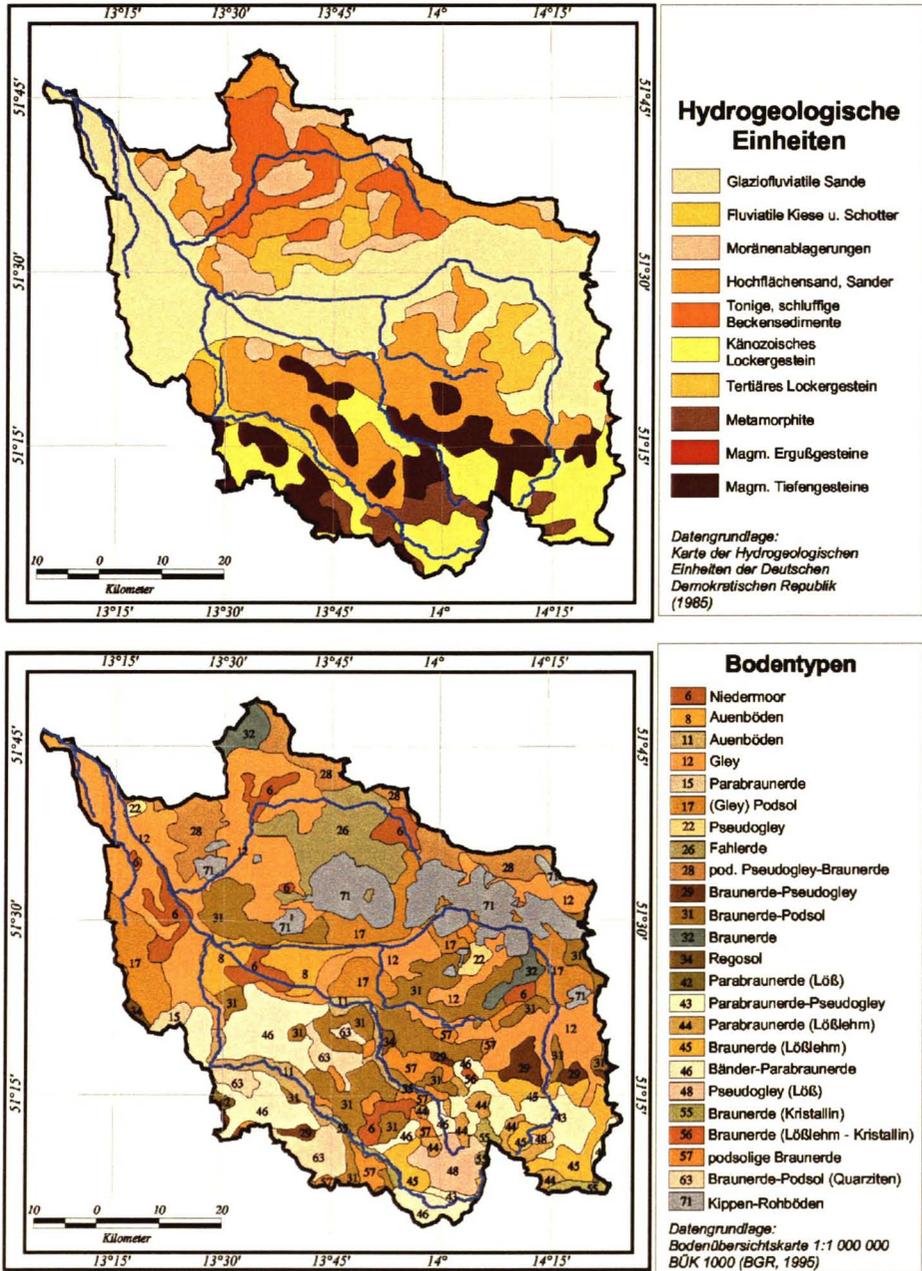


Abbildung 3.1: Topographie und Landnutzung in 11 Klassen des Einzugsgebietes der Schwarzen Elster. (Datenquelle: USGS, Statistisches Bundesamt)



Ackerflächen durch größere Nadelholzbestände unterbrochen. Mit 27.11 % Anteil an der Gesamtfläche, ist der Nadelwald die zweithäufigste Nutzungsart im Gebiet. Über das gesamte Gebiet verteilt, finden sich kleinere Laubwaldbestände, die größere Ausdehnungen entlang des Mittellaufs der Schwarzen Elster erreichen. Laub-, Misch- und Nadelwald nehmen etwa ein Drittel (33.07 %) der Gesamtfläche ein. Größere Bereiche, die als Dauerkulturen bzw. Strauchvegetation klassifiziert wurden, finden sich am Mittellauf der Pulsnitz im Zentrum sowie am Südwestrand der Karte. Insgesamt sind 2.5 % der Gesamtfläche mit dieser Landnutzungsart bestanden. Grünlandnutzung, in Form von Wiesen und Weiden, macht nur 5.68 % der Gesamtfläche aus. Meist handelt es sich dabei um kleinere über das Gebiet verteilte Flächen. Größere Ausdehnungen treten vereinzelt entlang der Gewässerläufe und nördlich der Schwarzen Elster auf. Einen in etwa gleich großen Anteil (5.17 %) besitzen die Siedlungsflächen, wobei 0.64 % dieser Flächen eine dichte Bebauung aufweisen. Größere zusammenhängende Bereiche von unbewachsenen Freiflächen finden sich vor allem nördlich der Schwarzen Elster. Obwohl sie nur 2.87 % der Gesamtfläche ausmachen, sind sie von großer Bedeutung für den Wasserhaushalt des Gebietes. Die Bedeutung leitet sich aus der Tatsache ab, daß es sich bei diesen Flächen um die Gebiete des Lausitzer Braunkohletagebaus handelt, mit dem massive Eingriffe in den Grundwasserhaushalt verbunden sind. So wird nach JORDAN & WEDER (1995) das Grundwasserregime im Lausitzer Urstromtal in erheblichem Maße von der Wasserhaltung des Braunkohletagebaus geprägt. Durch bergmännische Sumpfung ist in diesem Bereich ein 2500 km² großer Grundwasserabsenkungstrichter entstanden, der zu einem Grundwasserdefizit von nahezu 10 km³ führte. Durch diese Sumpfungmaßnahmen wird das Grundwasser im Bereich des Urstromtales zum Teil unterhalb von 50 m ü.NN. abgesenkt. Da sich diese Grundwasserabsenkung auch im sich nördlich anschließenden Einzugsgebiet der Spree bemerkbar macht, wird in letzter Zeit ein großer Teil des geförderten Grubenwassers zur Spree, zur Sicherung des Mindestabflusses, übergeleitet. In engem Zusammenhang mit den Bergbaumaßnahmen sind auch die Seen im Nordosten des Einzugsgebietes zu sehen. Hierbei handelt es sich um auflässige Tagebaue, die teilweise geflutet wurden. Einige dieser Seen werden als Hochwasserrückhaltebecken genutzt.

Aus der Beschreibung der Landnutzung ergibt sich, daß bei der Modellierung des Wasserhaushaltes des Einzugsgebietes der Schwarzen Elster von einer deutlichen anthropogenen Überprägung ausgegangen werden muß. Neben den dargestellten Einflüssen, die aus dem Braunkohletagebau resultieren, wird der Wasserhaushalt mit großer Wahrscheinlichkeit durch Be- oder Entwässerungsmaßnahmen, die aus der landwirtschaftlichen Nutzung resultieren, beeinflusst.

3.1.3 Böden

Wie im Einzugsgebiet der Mulde erfolgt die Bestimmung der Bodentypen im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster anhand der Geometrien der digitalen Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000 (BÜK 1000) der BGR. Von den 54 im Einzugsgebiet der Elbe auftretenden Bodentypen finden sich 24 im Gebiet der Schwarzen Elster wieder. Die Bodentypen im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster sind in Abbildung 3.2 (unten) dargestellt. Die gesamtheitliche Betrachtung des Gebietes zeigt, daß der Südteil durch viele kleine Einheiten geprägt ist. Der Nordteil des Einzugsgebietes zeigt sich hinsichtlich der Bodentypen homogener. Bei den Böden im Einzugsgebiet handelt es sich meist um Braunerden oder Parabraunerden aus unterschiedlichem Ausgangsmaterial sowie um Gleye oder Pseudogleye. Den größten Anteil (22.5 % der Gesamtfläche) besitzt der Gley (Le.: 12) im Lausitzer Urstromtal. Hierbei handelt es sich um einen vorwiegend sandigen Boden mit lehmigen Anteilen. Generell handelt es sich bei den Böden im Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme des südöstlichen Bereiches, um vorwiegend sandige Böden mit stellenweise stärker lehmigen Anteilen. Insgesamt finden sich auf 76.5 % der Gesamtfläche sandige bis sandig-lehmige Böden. In den Auenbereichen und den Moränengebieten im Norden ist die Bodenart durch lehmige Böden mit teilweise deutlich sandigen Anteilen geprägt. Diese besitzen einen Anteil von 18.6 % der Gesamtfläche. Nur im Südosten finden sich größere Bereiche mit lehmig-tonigen Böden (Le.: 42, 43, 44), die über dem Kristallin und den pleistozänen Ablagerungen des Granodiorit-Massivs gebildet werden und einen Anteil von 4.9 % an der Gesamtfläche besitzen. Deutlich erkennbar auf der Karte der Bodentypen sind außerdem die Tagebauflächen (Le.: 71).

3.1.4 Hydrogeologische Gesteinseinheiten

Wie bereits im vorangegangenen Kapitel dargestellt, erfolgt die Beschreibung des hydrogeologischen Aufbaus des Untergrundes auf Basis der Geometrien der Karte der „Grundwasserführenden Gesteinseinheiten im deutschen Teil des Elbeeinzugsgebietes“ (KUNKEL & WENDLAND, 1998). Im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster treten 10 der insgesamt 17 auf der Karte unterschiedenen hydrogeologischen Einheiten auf. Diese sind in Abbildung 3.2 (oben) dargestellt. Das Einzugsgebiet läßt sich anhand der Geologie in drei Bereiche teilen: Das Moränengebiet im Norden, das Lausitzer Urstromtal im Zentralbereich und das Granodiorit-Massiv im Südosten der Karte. Das Moränengebiet im Norden der Karte wird als Niederlausitzer Randhügel bezeichnet. Hierbei handelt es sich um einen zertalten Hügelrand mit stufenförmigem Abfall gegen das Lausitzer Urstromtal (JORDAN & WEDER, 1995). Er besteht aus flachhügeligen Geschiebesandflächen und mittelsteilen, kiesigen Endmoränenhügeln der Saale-II-Vereisung. Hinsichtlich seiner hydrogeologischen Bedeutung wird

der Niederlausitzer Randhügel als sehr komplex eingestuft. Nach JORDAN & WEDER (1995) liegt der Hauptgrundwasserleiter in wechselnder Tiefe und wird dabei zum Teil durch den Braunkohletagebau stark gestört. Lokal findet sich ein oberer Grundwasserleiter mit einem Grundwasserstand zwischen 1 und 10 m unter Gelände. Nach der Karte der hydrogeologischen Gesteinseinheiten (Abbildung 3.2, oben) ist dieser Bereich durch tonig-schluffige Beckensedimente, Moränenablagerungen und Hochflächensande gekennzeichnet. Südlich schließt sich das Lausitzer Urstromtal an den Niederlausitzer Randhügel an. Das Lausitzer Urstromtal ist das südlichste große Urstromtal in Mitteldeutschland und wurde ursprünglich als Abflußbahn für die saalekaltzeitlichen Schmelzwässer angelegt (JORDAN & WEDER, 1995). Als vorgezeichnete Abflußbahn wurde das Urstromtal vom Jungpleistozän bis zur Gegenwart durch die Elbe und die Schwarze Elster benutzt. Während der Weichsel-Kaltzeit wurde das Lausitzer Urstromtal durch die vom südlichen Gebirge einmündenden Flüsse weiter aufgeschottert. Der hydrogeologische Aufbau ist durch quartäre Schichtenfolgen unterschiedlich alter Flußschotterablagerungen und Schmelzwasserbildungen gekennzeichnet, die einen einheitlichen Grundwasserleiter bilden. Die Mächtigkeit der oberen Talsandfolge, die vorwiegend fein- bis mittelkörnig ausgebildet ist, liegt nach JORDAN & WEDER (1995) zwischen 5 und 15 m. Die der unteren Talsandfolge, die vorwiegend mittel- bis grobkörnig, mitunter kiesig ausgebildet ist, liegt zwischen 8 bis 12 m. Die aktuelle hydrogeologische Situation wird in diesem Bereich in hohem Maße durch den Braunkohletagebau beeinflusst (JORDAN & WEDER, 1995).

Weiter im Süden schließt sich das Lausitzer Granodiorit-Massiv an, das teilweise durch das Randpleistozän (Känozoische Lockergesteine und Hochflächensand auf der Karte) überlagert wird. Bei den oberflächennah anstehenden magmatischen und metamorphen Gesteinen handelt es sich meist um Granodiorite bzw. Granite und metamorphe Grauwacken. Diese Gesteine sind nach JORDAN & WEDER (1995) generell als Grundwasserhemmer einzuordnen, deren Grundwasserführung auf die Klüftzonen und auf die nur wenige Dezimeter bis Meter mächtige Verwitterungszone beschränkt ist. Bedeutender ist die Grundwasserführung in der Überdeckung durch das Randpleistozän. Hierbei handelt es sich um Sande und Kiese, die in den Erosionsrinnen bzw. den Talauen abgelagert wurden. Die Mächtigkeiten dieser Ablagerungen liegen im Südteil der Karte bei 3 bis 8 m und erreichen im Zentralteil 10 bis 20, mitunter auch 50 m.

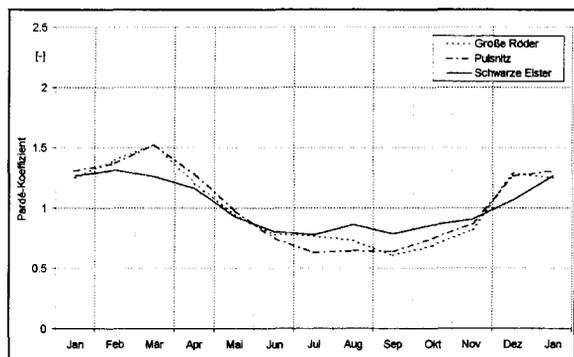
Insgesamt betrachtet kann das Einzugsgebiet der Schwarzen Elster als günstig hinsichtlich der Grundwasserspeicherfähigkeit angesehen werden. Für den Abfluß läßt dies ein deutlich ausgeglicheneres Regime im Vergleich zu dem der Mulde erwarten.

3.1.5 Hydrologie

Das Einzugsgebiet der Schwarzen Elster besitzt über die gesamte Fläche ein in etwa gleich dichtes Gewässernetz und eine Vielzahl von kleineren Seen. Größere Seen finden sich in den auflässigen Tagebauen im Nordosten des Gebietes. Die Hauptentwässerung findet über die Schwarze Elster, die im Granodiorit-Massiv im Südosten des Gebietes entspringt, statt. Bedeutendere Nebenflüsse der Schwarzen Elster sind die Große Röder und die Pulsnitz, die den Südteil des Gebietes entwässern sowie die kleine Elster, die den Hauptvorfluter im Norden des Gebietes darstellt.

Die naturräumliche Ausprägung des Gebietes läßt ein ausgeglicheneres Abflußregime im Vergleich zu dem der Mulde erwarten. Insbesondere der hohe Anteil an Lockergesteinen, die hinsichtlich der Grundwasserführung als günstig eingestuft werden können sowie die tiefere Lage und die insgesamt sanftere Ausprägung des Reliefs, sollte sich in der innerjährlichen Dynamik des Gesamtabflusses bemerkbar machen. Diese Annahme wird durch die Ausprägung der Pardé-Koeffizienten, die in Abbildung 3.3 dargestellt sind, bestätigt. Diese Abbildung zeigt die Pardé-Koeffi-

Abbildung 3.3: *Abflußregime der Schwarzen Elster und der Teileinzugsgebiete der Großen Röder und der Pulsnitz. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990 bzw. 1980-1990)*



zienten der Schwarzen Elster am Pegel Löben (Zeitreihe 1980 - 1990), der Großen Röder (Pegel Großdittmannsdorf) und der Pulsnitz (Pegel Königsbrück) (Zeitreihe 1961 - 1990). Bei den Teileinzugsgebieten der Großen Röder und der Pulsnitz handelt es sich um Quelleinzugsgebiete im Granodiorit-Massiv im Südosten des Gebietes. Der Vergleich der Regime-Koeffizienten mit denen aus dem Muldeinzugsgebiet (vgl. Abbildung 2.6) zeigt einen deutlich gleichförmigeren Verlauf, mit weniger deutlich ausgeprägten Spitzen und höheren Niedrigwasserabflüssen. Die Teileinzugsgebiete der Großen Röder und der Pulsnitz zeigen im März ein nur mäßig ausgeprägtes Hoch, das zumindest teilweise auf Schneeschmelzabflüsse zurückzuführen ist. Beim Abflußregime der Schwarzen Elster ist dieses Hoch nicht mehr vorhanden. Der Rückgang der Koeffizienten während der Sommermonate ist in den Teileinzugsgebieten deutlicher ausgeprägt als im Gesamtgebiet. Dies ist auf die unterschiedliche geologische Ausbildung des Untergrundes zurückzuführen. Die Teileinzugsgebiete liegen

im Bereich des Granodiorit-Massivs, das ungünstiger hinsichtlich der Grundwasserspeicherung, im Gegensatz zu den Lockergesteinen im Zentralbereich und im Norden des Gebietes, einzustufen ist. Dadurch besitzen die schnelleren Abflußkomponenten in diesem Bereich einen größeren Einfluß auf den Jahresgang der Abflußdynamik als im Lockergesteinsbereich. Dies wird auch durch die Verläufe der mittleren Hochwasserabflüsse (MHQ), bzw. der mittleren Niedrigwasserabflüsse (MNQ), die in den Abbildungen 3.4 bis 3.6 dargestellt sind, belegt. Diese Abbildungen, insbesondere

Abbildung 3.4: Jahresgang der mittleren Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserabflüsse der Großen Röder am Pegel Großdittmannsdorf. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990)

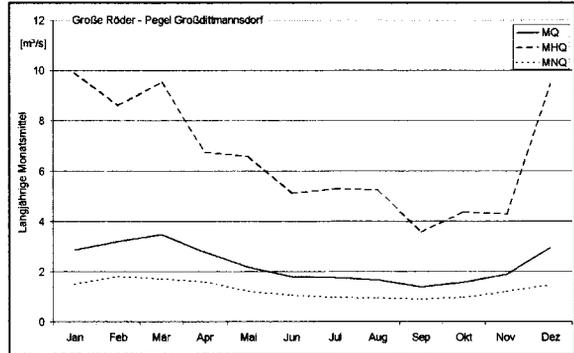
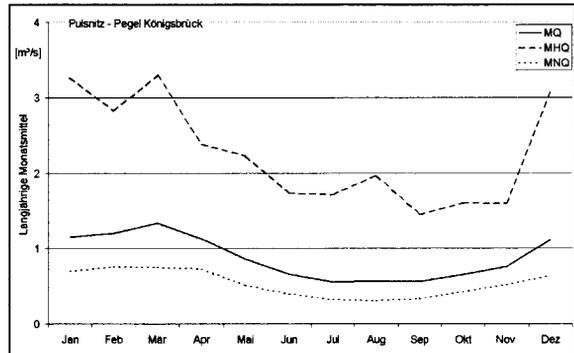
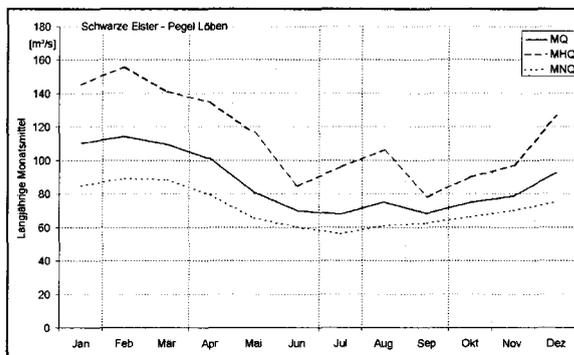


Abbildung 3.5: Jahresgang der mittleren Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserabflüsse der Pulsnitz am Pegel Königsbrück. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990)



die Verläufe der MHQs und der MNQs, verdeutlichen den oben beschriebenen Sachverhalt. Die langjährigen mittleren Hochwasserabflüsse in den Teileinzugsgebieten weichen deutlich von den langjährigen mittleren Niedrigwasserabflüssen ab. Diese Abweichung ist bei den langjährigen Mittelwerten des Gesamtgebietes deutlich geringer. Bei der Schwarzen Elster liegt das Verhältnis zwischen MHQ und MNQ bei 1.59, in den Teileinzugsgebieten dagegen bei 4.26 (Pulsnitz) und 5.15 (Große Röder). Dies deutet auf eine höhere Beteiligung der schnellen Abflußkomponenten bei der Gesamtabflußbildung in den Teileinzugsgebieten, bzw. auf eine stärkere Dominanz der langsamen Abflußkomponente im Gesamtgebiet hin.

Abbildung 3.6: Jahresgang der mittleren Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserabflüsse der Schwarzen Elster am Pegel Löben. (Datengrundlage: Zeitreihe 1980-1990)



3.2 Beschreibung der meteorologischen - klimatologischen Datengrundlagen

Wie im Einzugsgebiet der Mulde erfolgte die Modellierung des Wasserhaushaltes des Einzugsgebietes der Schwarzen Elster anhand der meteorologisch-klimatologischen Daten der Zeitreihe 1981-1990 in Form von Tageswerten, die vom DWD für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden.

3.2.1 Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten

Die Regionalisierung der punktuellen Eingangsdaten erfolgte mit den gleichen Parametern, die bereits bei der Regionalisierung im Muldeinzugsgebiet (vgl. Tabelle 2.2) eingesetzt wurden. Die einzige Ausnahme stellte die Anzahl der Stationen, die für die Regionalisierung der Sonnenscheindauer herangezogen wurden, dar. Hier konnten die Datenwerte von drei Stationen (im Muldeinzugsgebiet zwei Stationen) zur Regionalisierung hinzugezogen werden. Als beispielhafte Ergebnisse für die Regionalisierung sind die korrigierten Niederschläge sowie die, während der Modellierung berechnete, reale Verdunstungshöhe in Form von mittleren Jahressummen in Abbildung 3.7 in ihrer flächenhafte Ausprägung dargestellt.

Niederschlag

Tageswerte der Niederschläge lagen für das Untersuchungsgebiet in unkorrigierter Form für insgesamt 63 Stationen, von denen 31 innerhalb des Gebietes und 32 in der direkten Nachbarschaft lagen, vor. Die Korrektur der Niederschlagsmeßwerte erfolgte nach dem Verfahren von RICHTER (1995). Die korrigierten Gebietsniederschläge lagen zwischen 565 und 865 mm/a mit einem Mittelwert von 672 mm/a. Die relativen Korrekturbeträge lagen zwischen 13 und 15 % im langjährigen Mittel.

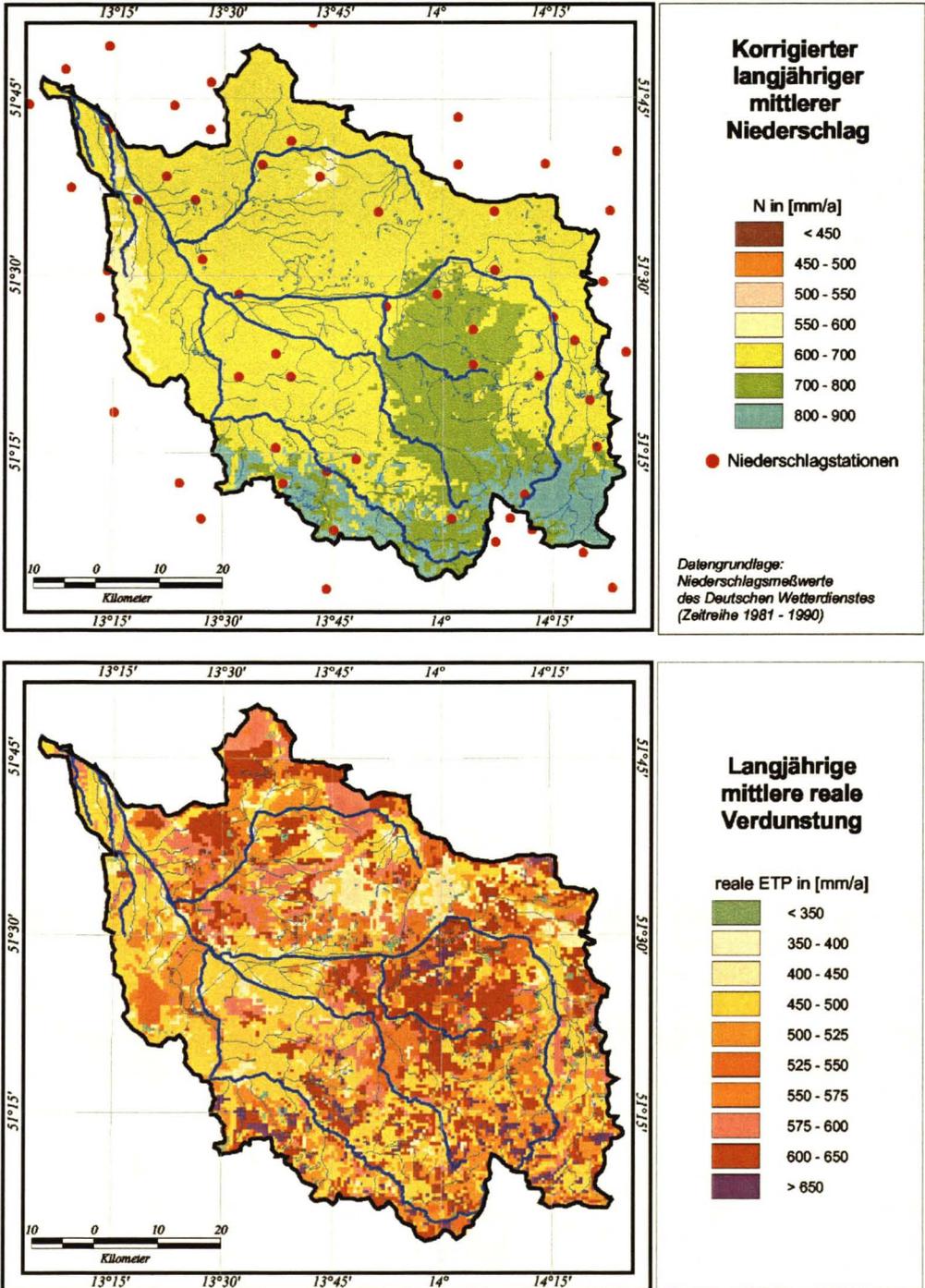


Abbildung 3.7: Flächenhafte Ausprägung der korrigierten langjährigen mittleren Niederschlagssummen und der langjährigen mittleren realen Verdunstung im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster. (Zeitreihe 1981 - 1990)

Die Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster (Abbildung 3.7, oben) ist deutlich homogener ausgeprägt als im Einzugsgebiet der Mulde. Dies ist vor allem auf die insgesamt sanftere Ausprägung des Reliefs zurückzuführen. Dennoch ist auch auf dieser Abbildung eine Höhenabhängigkeit der Niederschläge zu erkennen. Diese äußert sich durch verhältnismäßig hohe Niederschlagswerte im Südosten und deutlich niedrigere Werte im übrigen Gebiet.

Klimatologische Daten - Verdunstung

Für die klimatologischen Daten, die für die Modellierung eingesetzt wurden, standen für das Einzugsgebiet der Schwarzen Elster Zeitreihen von insgesamt 5 Stationen zur Verfügung. Problematisch erwies sich hierbei die Tatsache, daß keine der Stationen direkt im Einzugsgebiet lag, sondern sich alle Stationen außerhalb der Einzugsgebietsgrenze befanden. Die Entfernungen der Stationen von der Gebietsgrenze betrug zwischen 25 und 65 km. Dadurch war die Regionalisierung der Klimadaten mit einer verhältnismäßig hohen Unsicherheit behaftet.

Die vom Modell berechnete mittlere langjährige reale Verdunstung ist in Abbildung 3.7 (unten) dargestellt. Der Vergleich der Verdunstungswerte mit denen der Mulde zeigt, daß die Evapotranspiration im Elstereinzugsgebiet insgesamt niedriger ist, obwohl sich die Energiebilanz im Einzugsgebiet der Elster günstiger darstellt als im Muldeinzugsgebiet. Das langjährige Mittel der realen Verdunstung über das Gesamtgebiet beträgt bei der Schwarzen Elster 528 mm/a, gegenüber 568 mm/a im Einzugsgebiet der Mulde. Die mittlere potentielle Verdunstung wurde mit 700 mm/a berechnet. Damit erreicht die reale Verdunstungshöhe nur 75.5 % der potentiellen Verdunstung. Im Einzugsgebiet der Mulde waren es 90 %. Dies ist vor allem auf die insgesamt niedrigeren Niederschläge, die als begrenzender Faktor wirken, zurückzuführen. Deutlich ist auch wieder der Einfluß unterschiedlicher Landnutzungseinheiten auf die Verdunstungshöhe zu erkennen. Der Vergleich der Verdunstungskarte mit der der Landnutzungseinheiten (Abbildung 3.1, unten) zeigt beispielsweise bei den waldbestandenen Teilflächen wieder deutlich höhere Verdunstungswerte als bei der landwirtschaftlich genutzten Nachbarschaft. Ebenso sind die Tagebauflächen, als Bereiche mit niedriger Verdunstung zu erkennen.

3.3 Unterteilung des Einzugsgebietes

Die Unterteilung des Teileinzugsgebietes in Hydrologisch Homogene Einheiten, diskrete Teilflächen und Teileinzugsgebiete erfolgte nach dem gleichen Verfahren wie im Einzugsgebiet der Mulde. Die Klassierung der statischen Datengrundlagen erfolgte jedoch teilweise in leicht abgewandelter Form. Die Geländehöhen wurden in fünf

Höhenklassen von 100 m Spannweite, die Hangneigung in fünf Klassen, die Exposition in vier Klassen reklassiert. Aus der Ausweisung resultierten 3407 HRUs, die zu 7512 diskreten Teilflächen disaggregiert wurden. Die Flächengrößen der HRUs lagen zwischen 0.25 und 40 km², die der diskreten Teilflächen zwischen 0.25 und 25 km². Für die Berechnung der Abflußkonzentration und der Fließvorgänge im Gerinne wurde das Gesamtgebiet in 14 Teileinzugsgebiete unterteilt.

3.4 Modellparametrisierung

Bei der Modellparametrisierung des J2000 für das Einzugsgebiet der Schwarzen Elster wurde der optimierte Parametersatz aus dem Einzugsgebiet der Mulde zugrundegelegt und zunächst nur die Parameter nachgeeicht, die auf Grund unterschiedlicher Ausprägung der Gebietskennwerte zwingend geändert werden mußten. Hierbei handelte es sich in erster Linie um die Parameter zur Beschreibung der Abflußkonzentration des Basisabflusses, da die hydrogeologischen Einheiten im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster eine unterschiedliche Zusammenfassung erforderlich machten als die im Einzugsgebiet der Mulde. Anschließend wurden einzelne Parameter nachgeeicht um die Modelleffizienz zu verbessern. Da das Abflußgeschehen der Schwarzen Elster durch den Braunkohletagebau stark anthropogen beeinflusst ist, wurde die Parameteroptimierung bei weitem nicht so ausführlich betrieben wie im Einzugsgebiet der Mulde. Vielmehr wurde ab einem gewissen Grad der Übereinstimmung der gemessenen mit der modellierten Ganglinie die Optimierung nicht mehr weiter betrieben. Der Grund hierfür lag an der Zielstellung der Arbeit, die in der plausiblen Modellierung der Abflußbildung lag und weniger in einer möglichst genauen Reproduktion gemessener Ganglinien. Ein unreflektiertes Optimieren der Modellparameter, mit dem Ziel die gemessene Ganglinie möglichst genau zu reproduzieren, wäre gerade im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster mit einiger Gefahr verbunden. Dies ist auf die deutliche anthropogene Beeinflussung des Abflusses zurückzuführen. Zwar ist es generell möglich, durch entsprechende Parameteranpassungen auch anthropogen beeinflusste Abflüsse mit hoher Übereinstimmung nachzubilden, dies kann aber zu einer falschen Nachbildung der natürlichen, unbeeinflussten Prozesse führen. Die anthropogene Beeinflussung, wie sie sich im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster äußert, wirkt sich aber vorwiegend auf die Prozesse der Abflußkonzentration und auf die Fließvorgänge im Gerinne aus. Eine übermäßige Modellanpassung wäre daher mit der Gefahr verbunden, gute Effizienzen auf Kosten einer nicht mehr plausiblen Modellierung der relativ unbeeinflussten Prozesse der Abflußbildung zu erzielen.

Der optimierte Parametersatz für die Schwarze Elster ist in Tabelle 3.1 dargestellt. Der Vergleich des in dieser Tabelle dargestellten Parametersatzes mit den entsprechenden Parametern aus der Modellierung des Muldeinzugsgebietes zeigt, daß die

Tabelle 3.1: Optimierter Parametersatz für das Einzugsgebiet der Schwarzen Elster

Interzeptionsparameter		
α_r	: Speicherkapazität für Regenniederschläge	0.2
α_s	: Speicherkapazität für Schneeniederschläge	0.5
Schneeparameter		
T_{acc}	: Lufttemperaturwert für Akkumulation	T_{mean}
T_{melt}	: Lufttemperaturwert für Schmelze	T_{mean}
T_{rs}	: Lufttemperatur bei der 50% der Niederschläge als Schnee fallen	-1.2°C
$Trans$: Halbe Breite des Übergangsbereich	2 K
c_{fr}	: Koeffizient für das Wiedergefrieren	0.05
T_{crit}	: Temperaturwert für den Beginn der Schneeschmelze aus der Schneedecke erfolgt	0°C
c_1	: Koeffizient zur Bestimmung des maximal möglichen Wassergehaltes der Schneedecke	0.1
Bodenparameter		
Inf_{GW_1}	: Grenzwert für die Infiltration bei Schneebedeckung	80 mm
Inf_{GW_2}	: Grenzwert für die Infiltration im Winterhalbjahr	100 mm
Inf_{GW_3}	: Grenzwert für die Infiltration im Sommerhalbjahr	80 mm
DR_{S1}	: Oberflächenabflußanteil auf dicht besiedelten Flächen	0.60
DR_{S2}	: Oberflächenabflußanteil auf weniger dicht besiedelten Flächen	0.25
LP	: Koeffizient zur Verminderung der potentiellen auf die aktuelle Verdunstung.	6
$\alpha - Z_{MPS}$: Koeffizient zur Verteilung des infiltrierenden Wassers auf die beiden Bodenspeicher (MPS, GPS)	2.0
$\alpha - Q_{GPS}$: Koeffizient zur Berechnung des Ausflusses aus dem Grobporenspeicher	0.9
$\beta - grad_{perc}$: Koeffizient zur Gewichtung der Hangneigung für die Berechnung der vertikalen und lateralen Abflußanteile	2.0
$\alpha - Diff$: Koeffizient zur Bestimmung des Wasseranteils der vom GPS in den MPS diffundiert.	1.0
$\alpha - kf(Sat)$: Koeffizient zur Berechnung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit aus dem kf-Wert	1.8
$\alpha - kap$: Koeffizient zur Berechnung des kapillaren Aufstiegs	2.8
$\alpha - perc$: Koeffizient zur Verteilung der Perkolation auf die Komponentenspeicher RG1 und RG2	25
Abflußkonzentrationsparameter		
K_{RD1}	: Speicherkonstante für den Oberflächenabfluß	2
K_{RD2}	: Speicherkonstante für den Zwischenabfluß	2.5
$\alpha - f(sat)$: Koeffizient zur Berücksichtigung der Vorfeuchte für die Abflußkonzentration des Zwischenabflusses.	0.2
a	: Koeffizient für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit im Gerinne	0.4688
b	: Koeffizient für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit im Gerinne	0.3068

Interzeptionsparameter unverändert übernommen wurden. Da die Ausbildung von Schneedecken im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster keinen großen Einfluß auf den Wasserhaushalt hat, wurde das einfache Schneemodul eingesetzt. Die Bodenparameter und die Parameter zur Berechnung der Abflußkonzentration des Zwischenabflusses wurden nur geringfügig verändert, um dem insgesamt flacheren Charakter des Einzugsgebietes und der damit verbundenen niedrigeren Dynamik der Abflußvorgänge Rechnung zu tragen.

Der Eichkoeffizient für den kapillaren Aufstieg wurde mit dem Wert 1.8 belegt. Daraus resultiert ein mittlerer kapillarer Aufstieg von 16 mm/a. Flächen mit hohen kapillaren Aufstiegsraten finden sich besonders im Norden im Bereich des Niederlausitzer Randhügels. Der Koeffizient für die Verteilung der Grundwasserneubildungsmenge auf die beiden Komponenten wurde, wie im Muldeinzugsgebiet mit dem Wert 25 belegt.

Neue Werte wurden für die Koeffizienten a und b zur Berechnung der Fließgeschwindigkeit im Gerinne, anhand der gemessenen Abflüsse am Pegel Löben mit dem in Teil I, Abschnitt 5.2 beschriebenen Verfahren ermittelt.

Die deutlichsten Änderungen ergaben sich bei der Parametrisierung des Grundwassermoduls, da sich die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster deutlich von denen des Muldeinzugsgebietes unterscheiden. Aus diesem Grunde wurde die Klassifizierung der hydrogeologischen Einheiten in die vier möglichen Grundwassertypen neu durchgeführt. Es ergab sich folgende Zusammenfassung:

Typ 1: Glaziofluviatile Sande, Hochflächensand und Sander, Tertiäres Lockergestein,
Fluviatile Kiese und Schotter (Flächenanteil: 61.44 %).

Typ 2: Moränenablagerungen, Beckensedimente (Flächenanteil: 16.15 %).

Typ 3: Känozoisches Lockergestein (Flächenanteil: 10.55 %).

Typ 4: Metamorphite, Magmatische Ergußgesteine, Magmatische Tiefengestein (Flächenanteil: 11.86 %).

Die Zusammenfassung erfolgte nach hydrogeologischen Kriterien einerseits und unter Berücksichtigung der Lage der jeweiligen hydrogeologischen Einheiten andererseits. So hätten beispielsweise die känozoischen Lockergesteine aufgrund ihrer hydrogeologischen Eigenschaften auch der Gruppe 1 zugeordnet werden können. Da sie aber ausschließlich auf den Süden des Gebiets konzentriert sind, wurden sie zu einer eigenen Klasse zusammengefaßt. Ein weiterer Grund für die separate Modellierung der känozoischen Lockergesteine war die Lage der Braunkohletagebauflächen

im Nordosten des Gebietes. Mit dem Braunkohletagebau geht eine durch Sumpfungmaßnahmen verursachte Grundwasserabsenkung einher, die im Modell ansatzweise durch die Berechnung von Tiefenversickerung berücksichtigt werden kann. Da die känozoischen Lockergesteine nicht im Bereich des Braunkohletagebaus liegen, mußten diese folglich separat modelliert werden, um nicht auch hier einen gewissen Teil des Grundwassers in Form von Tiefenversickerung abzuführen. Die Grundwasserparameter für die Modellierung des Einzugsgebietes der Schwarzen Elster sind in Tabelle 3.2 dargestellt.

Tabelle 3.2: Grundwasserparameter im Einzugsgebiet der Schwarze Elster

	Typ1	Typ2	Typ3	Typ4	
$GW_{max}K2$	2000	2000	2000	825	Max. Speicherkap. der Komp. RG2
GW_kK2	1700	1500	300	1000	Speicherkoeff. der Komp. RG2
$GW_{max}K2$	90	90	90	80	Max. Speicherkap. der Komp. RG1
GW_kK2	12	24	8	5	Speicherkoeff. der Komp. RG1
α_{Deep}	0.0004	—	—	—	Koeff. für Tiefenversickerung

Wie aus Tabelle 3.2 zu ersehen ist, wurden sowohl die Lockergesteinsgrundwasserspeicher als auch die Speicher des Festgesteins mit zwei Komponenten parametrisiert. Bei den Komponenten des Festgesteins (Typ4) entsprechen die beiden Komponenten, wie bei der Modellierung der Mulde, den unterschiedlichen Herkunftsräumen. Anders ist dies bei den Lockergesteinen zu verstehen. Bei diesen handelt es sich zwar um homogene Speicherräume, die nach den bisherigen Ausführungen als Einkomponentensystem modelliert werden sollten. Die mittlere Verweilzeit des Grundwassers ist im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster nach KUNKEL & WENDLAND (1999) jedoch in hohem Maße von der Lage des Bildungsortes, insbesondere von der Vorfluternähe, abhängig. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß bei vorfluternahen Bildungsorten die Fließstrecke, die das Grundwasser zurücklegen muß, deutlich kürzer ist als bei vorfluterfernen Standorten. Die Unterschiede der mittleren Verweilzeiten sind dabei wegen des geringen Gradienten beträchtlich. Von KUNKEL & WENDLAND (1999) wurde die mittlere Verweilzeit an vorfluternahen Standorten mit weniger als 5 Jahren, bei vorfluterfernen Standorten mit mehr als 30 Jahren bestimmt. Da die Basisabflußkonzentration in der derzeitigen Version des J2000 aber auf Grundlage der Teileinzugsgebiete berechnet wird, kann dies nicht explizit nachgebildet werden. Behelfsweise wurde daher ein Teil des gebildeten Grundwasserabflusses als schnelle Komponente abgeführt, um zu einer besseren Nachbildung der Abflüsse zu gelangen.

Durch den Koeffizienten α_{Deep} des Grundwassertyps 1, verläßt ein Teil des Speicherinhaltes das System in Form von Tiefenversickerung, ohne am Auslaßpegel zum Abfluß beizutragen. Hiermit soll ansatzweise die Grundwasserentnahme durch den

Braunkohletagebau nachgebildet werden. Im langjährigen Mittel erreichte die Tiefenversickerung Werte von 21 mm/a. Die Bestimmung des Koeffizienten erfolgte während der Modelloptimierung durch Ausgleich der Wasserbilanz.

3.5 Modellergebnisse

Die Modellierung des Wasserhaushaltes der Schwarzen Elster erfolgte, wie im Muldeinzugsgebiet anhand der Zeitreihe 1982 - 1990. Wieder wurde das erste Jahr für die Modellinitialisierung genutzt, die Jahre 1982 - 1987 dienten der Modellkalibrierung und anhand der Jahre 1988 - 1990 wurden die Modellergebnisse verifiziert.

3.5.1 Modellierter Gesamtabfluß

In Abbildung 3.8 ist der modellierte (schwarze Linie) und der gemessene Abfluß (graue Linie) der Schwarzen Elster am Pegel Löben dargestellt. Insgesamt betrachtet

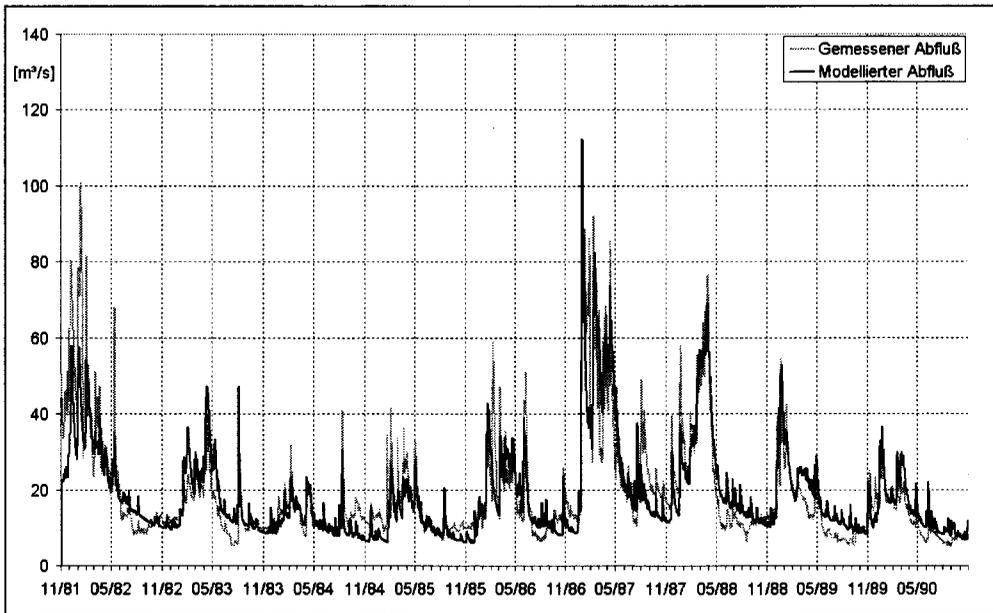


Abbildung 3.8: Gemessene und modellierte Abflüsse der Schwarzen Elster am Pegel Löben für die Zeitreihen 1982 - 1990.

zeigt sich eine hinreichend genaue Übereinstimmung der gemessenen mit den modellierten Abflüssen, wenn auch deutlich weniger gut als bei der Modellierung des Muldeinzugsgebietes (vgl. Abbildung 2.19). Neben den deutlichen Abweichungen

während des Initialisierungsjahres, zeigen sich stärkere Unterschiede in der zweiten Hälfte des Jahres 1984 und in der ersten Hälfte des Jahres 1985, in denen der modellierte Abfluß deutlich unter dem gemessenen liegt. Ein ähnliches Bild zeigt sich bei den Jahren 1987 und 1988. Während der Sommermonate der Jahre 1988 und 1989 wird der Abfluß vom Modell etwas überschätzt. Auffällig in diesen Jahren ist, daß der gemessene Abfluß in der Mitte des Septembers wieder sprunghaft ansteigt und in Folge dessen die modellierten Werte wieder eine bessere Übereinstimmung zeigen. Nach JORDAN & WEDER (1995) wird ein Teil des im Zuge des Braunkohletagebaus geförderten Grubenwassers in den Sommermonaten zur Spree umgeleitet, um dort den Mindestabfluß zu sichern. Der schnelle Rückgang des gemessenen Abflusses zu Beginn der Niedrigwasserperiode und das sprunghafte Ansteigen gegen Ende, kann möglicherweise zumindest teilweise auf die oben genannten Maßnahmen zurückzuführen sein.

Analog zur Modellierung der Mulde, wurden auch für die Schwarze Elster die Gütemaße berechnet. Diese sind in Tabelle 3.3 dargestellt. Die dargestellten Gütemaße

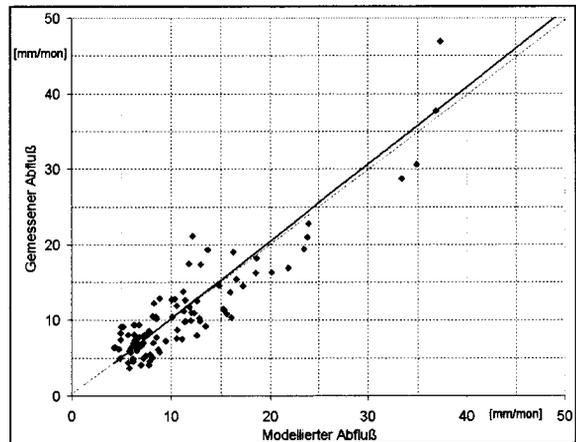
Tabelle 3.3: Gütemaße der Einzeljahre für die Modellierung der Schwarzen Elster und für den Zeitraum 1983-1990.

	R_{eff} [-]	$\log R_{eff}$ [-]	r^2 [-]	$\log r^2$ [-]	$\Delta Vol.$ [%]	$\Delta Vol.$ [mm/a]
1982	0.61	0.70	0.76	0.72	-17.07	-36.58
1983	0.18	0.36	0.76	0.63	22.36	23.98
1984	0.32	0.04	0.45	0.36	-10.87	-10.53
1985	0.46	0.11	0.62	0.54	-17.31	-17.69
1986	0.56	0.53	0.58	0.59	-2.19	-2.79
1987	0.72	0.64	0.75	0.76	-5.85	-13.76
1988	0.87	0.76	0.88	0.79	3.89	6.59
1989	0.67	0.56	0.85	0.79	24.12	25.44
1990	0.54	0.57	0.73	0.71	16.81	16.81
Gesamt	0.77	0.65	0.78	0.68	-3.78	3.31

liegen deutlich unter denen des Muldeinzugsgebietes. Die Gesamteffizienz für die Zeitreihe 1983-1990 beträgt 0.767, so daß dennoch von einer insgesamt guten Modelleffizienz gesprochen werden kann. In den Einzeljahren wird diese jedoch oft deutlich unterschritten. Insbesondere die Jahre 1983 und 1984 zeigen sehr niedrige Effizienzen mit Werten von 0.18 bzw. 0.32. Nur in den Jahre 1987 und 1988 werden Effizienzen von mehr als 0.7 erreicht. Entsprechend niedrig sind die Effizienzen, die aus den logarithmierten Werten berechnet wurden. Mit Ausnahme des Jahres 1990 liegen diese unter den unlogarithmierten Effizienzen, was für eine insgesamt schlechtere Nachbildung der Niedrigwasserabflüsse spricht. Werden aber die relati-

ven Volumenfehler betrachtet, zeigt sich, daß diese bei den Einzeljahren meist unterhalb derer der gleichen Jahre im Muldeinzugsgebiet liegen. Dies und der optische Vergleich der Ganglinien spricht wiederum für die Modellergebnisse. Werden die Varianzen der gemessenen Abflüsse der Schwarzen Elster mit denen der Mulde verglichen, zeigt sich, daß die Varianz der Elster mit 167.36 deutlich niedriger ist als die der Mulde (3624.87). Da die Varianz bei der Berechnung der Effizienzen im Nenner steht, fallen bei der Schwarzen Elster die Abweichungen der modellierten Werte von den Meßwerten ungleich stärker ins Gewicht, wodurch die Effizienzen deutlich geringer ausfallen. Dies macht sich gerade bei der Betrachtung von Tageswerten deutlich bemerkbar. Werden anstelle der Tageswerte Monatsmittelwerte betrachtet, zeigt sich eine wesentlich bessere Übereinstimmung der Meßwerte mit den berechneten Abflüssen. Dies ist in Form einer Regressionsbeziehung in Abbildung 3.9 dargestellt. In dieser Abbildung sind auf der X-Achse die modellierten Monatsmittel gegen die

Abbildung 3.9: *Gemessene und modellierte Abflüsse der Schwarzen Elster am Pegel Löben in Form von Monatsmitteln. (Datengrundlage: Zeitreihe 1983-1990)*



gemessenen Monatsmittel auf der Y-Achse aufgetragen. Der optische Vergleich zeigt eine insgesamt befriedigende Übereinstimmung. Das Bestimmtheitsmaß dieser Regression, das bei 0.92 liegt und die Steigung der Regressionsgerade, die mit 1.02 nur wenig über Eins liegt, bestätigen diesen Eindruck.

Werden die Ergebnisse vor dem Hintergrund der starken anthropogenen Überprägung des gemessenen Abflusses betrachtet, kann von einer hinreichend guten Nachbildung des Wasserhaushaltes ausgegangen werden. Möglicherweise könnten die Effizienzen durch weitere Optimierungsläufe verbessert werden. Bei der Anpassung der Modellparameter ohne Quantifizierung der anthropogenen Einflüsse, besteht jedoch die Gefahr einer Überkalibrierung des Modells. Aus diesem Grunde wurde von einer weiteren Veränderung der im Muldeinzugsgebiet bewährten Parameter abgesehen.

3.5.2 Flächendifferenzierte Darstellung des Gesamtabflusses

Auf Grund der Parameterausstattung des Einzugsgebietes der Schwarzen Elster kann erwartet werden, daß die Abflußbildung, ausgehend von den einzelnen Teilflächen, insgesamt homogener ausgeprägt ist als im Muldeinzugsgebiet. Diese Erwartung wird durch die in Abbildung 3.10 (oben) dargestellte langjährige mittlere Abflußbildung bestätigt. Insgesamt werden im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster deutlich niedrigere Abflußbildungshöhen erreicht als im Muldeinzugsgebiet der Mulde. Das langjährige Mittel für das Gesamtgebiet beträgt 142 mm/a, im Muldeinzugsgebiet waren es mit 329 mm/a mehr als das Doppelte. Die niedrigsten Abflußbildungsraten werden im nordwestlichen Drittel des Einzugsgebietes erreicht. Dort liegen die Abflußbildungshöhen in großen Bereichen unterhalb von 150 mm/a. In Richtung Südosten nehmen die Bildungshöhen zu und folgen damit der ebenfalls in dieser Richtung zunehmenden Geländehöhe. Im Granodiorit-Massiv im äußersten Südwesten werden Abflußbildungshöhen von meist mehr als 250 mm/a erreicht. Im Zentralteil der Karte liegen die Abflußbildungshöhen zwischen 150 und 285 mm/a. In einigen Bereichen werden diese Höhen aber auch unterschritten. Hierbei handelt es sich meist um Waldgebiete, deren reduzierender Einfluß auf die Abflußbildungshöhe bereits bei der Darstellung der Ergebnisse des Muldeinzugsgebietes diskutiert wurde. Weiter sind die Tagebauflächen im Nordosten des Gebietes, als Bereiche mit höherer Abflußbildung im Verhältnis zu ihrer Nachbarschaft zu erkennen. Dies ist durch die fehlende Vegetation und die damit verbundene reduzierte Verdunstung auf diesen Flächen zurückzuführen. Bei Betrachtung der Abbildung fällt auf, daß die Teilbereiche mit etwas höherer Abflußbildung auch meist in direkter Nachbarschaft zu Fluß- oder Bachläufen liegen. Teilflächen die Abflußbildungsraten unterhalb von 150 mm/a aufweisen, sind auch meist durch fehlende Oberflächengewässer gekennzeichnet. Das Gewässernetz wird im J2000 lediglich zur Ausweisung von Teileinzugsgebieten hinzugezogen, es besitzt keinen Einfluß bei der Parametrisierung der HRUs oder bei der Modellierung der Abflußbildung. Vor diesem Hintergrund spricht die gute Übereinstimmung zwischen der flächendifferenzierten modellierten Abflußbildung und der Ausprägung der Oberflächengewässer für plausible Modellergebnisse.

Im unteren Teil der Abbildung 3.10 ist die mittlere jährliche Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster dargestellt. Die Berechnung dieser Größe erfolgt durch die Addition der Bildungsraten der Komponenten RG1 und RG2 und Abzug des kapillaren Aufstiegs. Die flächenhafte Darstellung der Grundwasserneubildung zeigt, daß der Norden des Gebietes durch sehr niedrige Bildungsraten, die selten den Wert von 150 mm/a übersteigen, gekennzeichnet ist. Es treten größere Bereiche auf, auf denen der kapillare Aufstieg die Grundwasserneubildung übersteigt und die in der Karte als Zehrgebiete bezeichnet sind. Hierbei handelt es sich ausnahmslos um Waldgebiete, die durch einen hohen Verdunstungsanspruch gekennzeichnet sind.

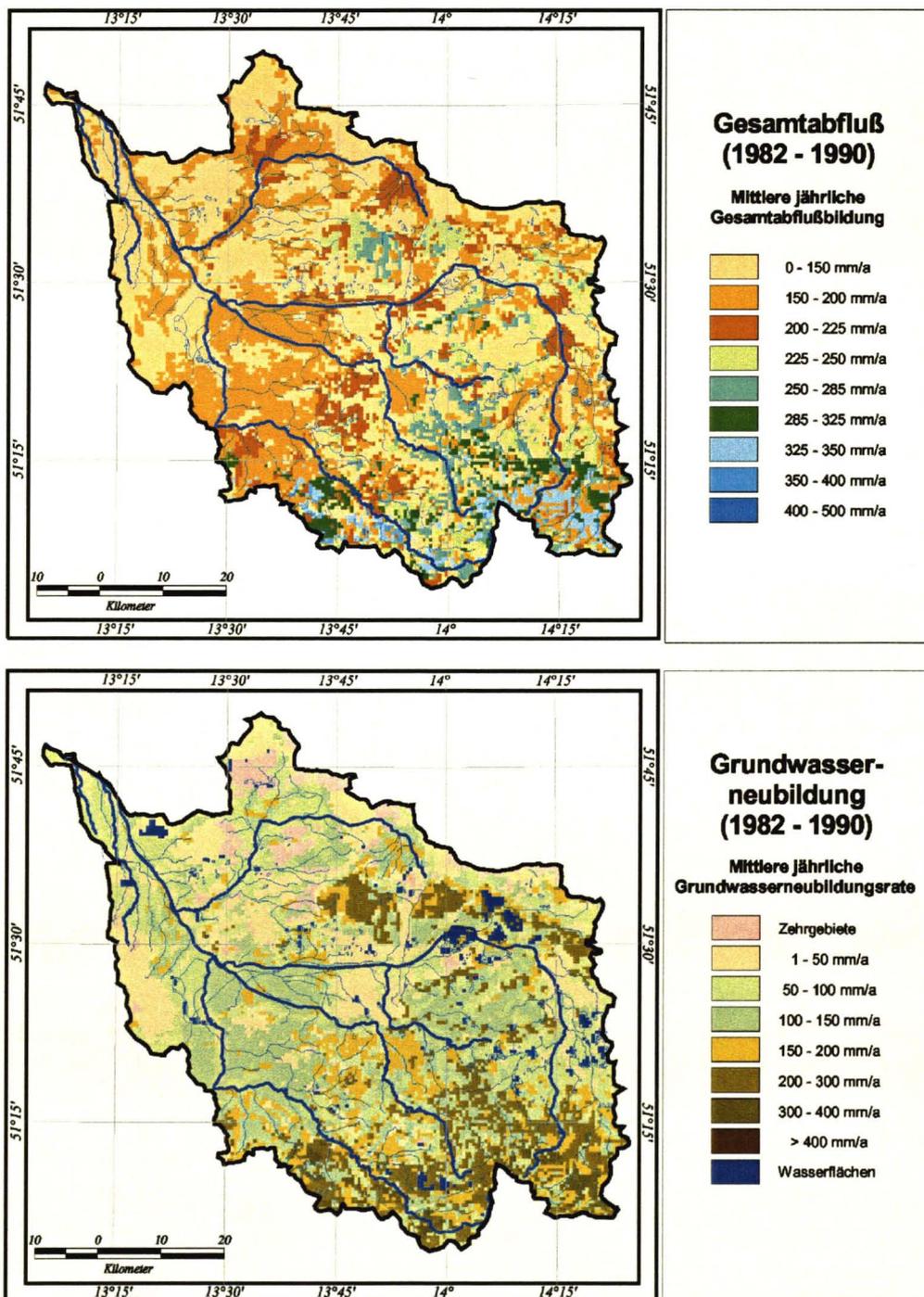


Abbildung 3.10: Langjährige mittlere berechnete Gesamtabflußbildung und Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster. (Zeitreihe 1982 - 1990)

Nur auf den Tagebauflächen erreicht die Grundwasserneubildung etwas höhere Werte, die zwischen 150 und 300 mm/a liegen. In Richtung Süden nimmt, wie die Gesamtabflußbildung auch die Grundwasserneubildung zu. Dies ist auf die ebenfalls in Richtung Süden zunehmenden Niederschläge zurückzuführen. Die höchsten Neubildungsraten werden im Granodiorit Massiv im Südosten erreicht. Hier liegen die Grundwasserneubildungsraten zwischen 150 und 400 mm/a. Der Vergleich der Karte der Grundwasserneubildung mit der der Gesamtabflußbildung zeigt, daß ein großer Anteil des gesamten gebildeten Abfluß auf die Komponenten RG1 und RG2 entfällt. Im Gebietsmittel sind dies mehr als 76 %.

Die deutliche Dominanz der Basisabflußkomponenten (RG1 und RG2) zeigt sich auch bei der Aufteilung des am Gebietsauslaß modellierten langjährigen mittleren Abflusses in die vier vom J2000 unterschiedenen Komponenten. Dies ist in Tabelle 3.4 dargestellt. Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß die langsame Basisabflußkompo-

Tabelle 3.4: *Anteile der Abflußkomponenten am Gesamtabfluß als Ergebnis der Modellierung der Schwarzen Elster für den Zeitraum 1983-1990.*

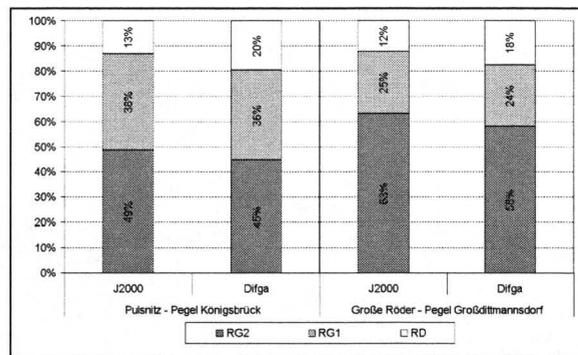
Komponente	Rel. Anteil [%]	Abs. Anteil [mm/a]
RD1	8.28	11.74
RD2	15.60	22.13
RG1	19.32	27.40
RG2	56.80	80.54

nente (RG2) mit nahezu 57% an der Gesamtabflußbildung beteiligt ist. Die schnelle Basisabflußkomponente (RG1) trägt mit ca. 20% bei, die Direktabflußanteile betragen gemeinsam 24%. Der Vergleich dieser Anteile mit denen des Muldeinzugsgebietes (Tabelle 2.9) zeigt, daß das Verhältnis zwischen Basisabfluß und Direktabfluß im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster nahezu identisch ist. Die Verhältnisse der Basisabflußkomponenten RG1 und RG2, stellen sich aber genau umgekehrt dar. Während im Muldeinzugsgebiet das Abflußgeschehen von der Komponenten RG1 dominiert wurde, ist im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster der langsame Basisabfluß (RG2) die Komponente, die am stärksten zum Abfluß beiträgt. Nur in wenigen Bereichen, die vor allem im Granodiorit Massiv im Südosten liegen, wird das Abflußgeschehen durch die Komponente RG1 dominiert. Die Parameterausstattung des Einzugsgebietes der Schwarzen Elster, insbesondere die Ausprägung der hydrogeologischen Gesteinseinheiten und des Reliefs ließen die Dominanz des langsamen Basisabflusses erwarten, so daß von plausiblen Modellergebnissen ausgegangen werden kann. Diese Einschätzung konnte bereits aus der Analyse der langjährigen Ausprägungen der mittleren Hoch- bzw. Niedrigwasserabflüsse (vgl. Abbildung 3.6) herge-

leitet werden und wird durch die Modellergebnisse bestätigt.

Als weiteres Indiz für die Plausibilität der Modellergebnisse auch in den Teileinzugsgebieten wurden wiederum die Abflußanteile, die von SCHWARZE ET AL. (1999) mit dem Ganglinienseparationsprogramm DIFGA ermittelt wurden, mit den Modellergebnissen des J2000 verglichen. DIFGA Ergebnisse lagen für zwei im äußersten Südosten des Gebietes liegende Teilgebiete vor. Hierbei handelte es sich um das Einzugsgebiet der Großen Röder (Pegel Großdittmannsdorf) und das der Pulsnitz (Pegel Königsbrück). Die relativen Anteile der Abflußkomponenten aus der DIFGA-Analyse und die Ergebnisse der vorliegenden Modellierung sind in Abbildung 3.11 dargestellt. Zum besseren Vergleich wurden die Anteile der, vom J2000 einzeln aus-

Abbildung 3.11: Anteile der Abflußkomponenten am Gesamtabfluß von zwei Teileinzugsgebieten der Schwarzen Elster als Ergebnis der Separation durch DIFGA und das J2000. (Datengrundlage: Zeitreihe 1982-1990)



gewiesenen, Direktabflußkomponenten RD1 und RD2 zusammengefaßt. In beiden Teileinzugsgebieten zeigt sich eine hohe Übereinstimmung der mit den unterschiedlichen Verfahren ermittelten Anteilen der einzelnen Komponenten. Während die Anteile der Komponente RG1 nahezu identisch sind, werden von DIFGA die Anteile des Direktabflusses in beiden Einzugsgebieten etwas höher veranschlagt als vom J2000, die Anteile der Komponente RG2 dagegen etwas niedriger.

Der Vergleich der in der Abbildung dargestellten Werte, mit denen des Gesamtgebietes zeigt, daß die Anteile der langsamen Basisabflußkomponente (RG2) im Teileinzugsgebieten der Pulsnitz geringer sind als im Gesamtgebiet. Dies ist auf die Lage des Gebietes im Granodiorit-Massiv zurückzuführen. Der Untergrund wird in diesem Gebiet durch Festgesteine gebildet, die teilweise mit känozoischen Lockergesteinen überlagert sind. Zusätzlich liegt das Teileinzugsgebiet der Pulsnitz im stärker reliefierten Bereich des Gesamtgebietes, was mit deutlich höheren Hangneigungswerten verbunden ist. Durch diese Verhältnisse wird die Bildung der Komponente RG1 zu Lasten der Komponente RG2 begünstigt.

Auch im Einzugsgebiet der Großen Röder stehen im Untergrund Festgesteine des Granodiorit Massivs an. Zusätzlich ist aber etwa die Hälfte des Gebietes durch Hochflächensande und pleistozäne Lockergesteine überdeckt. Das Relief des Teileinzugsge-

bietes der Großen Röder ist, im Vergleich zu dem der Pulsnitz, durch im Gebietsmittel deutlich niedrigere Hangneigungswerte gekennzeichnet. Dies führt im J2000 zu einer stärkeren Beteiligung der langsamen Basisabflußkomponente bei der Gesamtabflußbildung, zu Lasten der Komponente RG1. Dennoch liegt der Anteil der schnellen Basisabflußkomponente RG1 noch etwas höher als der des Gesamtgebietes.

Die gute Übereinstimmung der Komponentenanteile in den Einzugsgebieten der Großen Röder und der Pulsnitz die mit den unterschiedlichen Verfahren ermittelt wurden, belegen die Plausibilität der in dieser Arbeit erzielten Modellergebnisse. Die Tatsache, daß die beiden Teileinzugsgebiete in weniger stark anthropogen überprägten Regionen und vor allem außerhalb der durch den Braunkohletagebau beeinflussten Flächen liegen, spricht dafür, daß durch die Parametrisierung des Modells die natürlichen Prozesse hinlänglich gut wiedergegeben werden und nicht etwa eine Überoptimierung aufgrund der anthropogenen Beeinflussung stattgefunden hat. Vor diesem Hintergrund kann, trotz der insgesamt weniger guten Übereinstimmung der modellierten Abflüsse mit den Meßwerten am Pegel Löben, von einer hinreichend guten Nachbildung der hydrologischen Verhältnisse im Gebiet ausgegangen werden.

Einzugsgebiet der Unstrut

Das dritte Testgebiet, das mit dem J2000 modelliert wurde, war das Einzugsgebiet der Unstrut bis zum Pegel Laucha. Wie bei der Modellierung der Schwarzen Elster wurde im Einzugsgebiet der Unstrut zuerst der Parametersatz aus der Modellierung des Muldeinzugsgebietes eingesetzt und während der Optimierung für die spezifischen Verhältnisse angepaßt. Das Einzugsgebiet der Unstrut (vgl. Abbildung 1.1) umfaßt eine Fläche von 6200 km² und ist damit das größte der untersuchten Gebiete. Das Einzugsgebiet liegt im Thüringer Becken im Nordwesten des Landes Thüringen. Ein kleiner Bereich im Norden und am Gebietsauslaß liegt bereits im Land Sachsen-Anhalt, bzw. in Niedersachsen. Als Bezugspegel für die Modellierung diente der Pegel Laucha, der etwa 20 km vor der Einmündung der Unstrut in die Saale liegt. Die Unstrut durchfließt das Gebiet S-förmig von Westen nach Osten. Der Süden des Gebietes wird durch die Gera entwässert, die etwa im Zentrum des Einzugsgebietes in die Unstrut mündet. Weitere bedeutendere Nebenflüsse sind die Helme und die Wipper, die den nördlichen Teil des Einzugsgebietes entwässern.

4.1 Beschreibung des Gebietes

Die Modellierung des Unstruteinzugsgebietes erfolgte anhand der gleichen zeitlich statischen Datengrundlagen, die bereits bei der Modellierung der beiden anderen Ge-

bieten eingesetzt wurden. Im Folgenden soll das Gebiet anhand dieser Datengrundlagen beschrieben werden.

4.1.1 Topographie

Die Topographie des Einzugsgebietes der Unstrut wird in hohem Maße durch die Geologie des Thüringer Beckens geprägt. Die Höhenverteilung im Einzugsgebiet ist in Abbildung 4.1 (unten) dargestellt. Auf dieser Abbildung treten die Höhenzüge des Thüringer Waldes im Süden des Gebietes und die Südabdachung des Harzes im Norden als die Gebiete mit den höheren Höhenwerten hervor. Weiter ist im Westen des Gebietes eine Hochfläche mit Höhenwerten um die 400 m zu erkennen, die an ihrem Nordrand durch einen steilen Abfall gekennzeichnet ist. Die höchsten Höhenwerte im Gebiet werden mit ca. 950 m ü.NN. auf den Kammlagen des Thüringer Waldes im Süden erreicht. An der Südabdachung des Harzes werden Höhenwerte von bis zu 600 m erreicht. Im Zentralteil des Gebietes liegen die Höhenwerte bei ca. 150-175 m, die dann in Richtung Gebietsauslaß weiter abnehmen. Der Pegel Laucha am Gebietsauslaß liegt bei etwa 100 m.

4.1.2 Landnutzung

Die Landnutzung im Einzugsgebiet der Unstrut steht in engem Zusammenhang mit der Ausprägung der Geländehöhe. Die flächenhafte Verteilung der elf, vom J2000 unterschiedenen, Landnutzungsklassen ist in Abbildung 4.1 (oben) dargestellt. Der Vergleich der Landnutzung mit der unten dargestellten Geländehöhe zeigt, daß die höheren Lagen meist forstwirtschaftlich genutzt werden. In den tieferen Lagen herrscht dagegen landwirtschaftliche Nutzung vor. Die Art der Bestockung variiert bei den forstwirtschaftlich genutzten Flächen ebenfalls mit der Höhe. So finden sich auf den mittleren Höhen im Zentrum des Gebietes vorwiegend Laubwälder, wohingegen die Höhenzüge des Thüringer Waldes und der Südabdachung des Harzes durch Nadelbestände dominiert sind. Insgesamt sind 23.68 % der Fläche waldbestanden, wobei Laubwälder einen Flächenanteil von 14.41 %, Nadelwälder von 5.85 % und Mischwälder von 3.42 % aufweisen. Die tieferen Lagen des Gebietes sind nahezu vollständig landwirtschaftlich genutzt, wobei der Flächenanteil der landwirtschaftlichen Flächen 64.96 % des Gesamtgebietes ausmacht. Auf der Karte der Landnutzung sind deutlich die größeren Siedlungsbereiche von Erfurt und Arnstadt im Süden, von Nordhausen und Sangerhausen im Norden sowie von Mühlhausen im Westen zu erkennen. Insgesamt nehmen die Siedlungsflächen 5.24 % der Gesamtfläche ein. Davon besitzen 0.73 % einem Versiegelungsgrad von mehr als 80 % und 4.51 % einen Versiegelungsgrad von weniger als 80 %. Die übrigen Landnutzungsarten besitzen zusammen einen Flächenanteil von 6.11 %. Von Bedeutung für das hydrologische

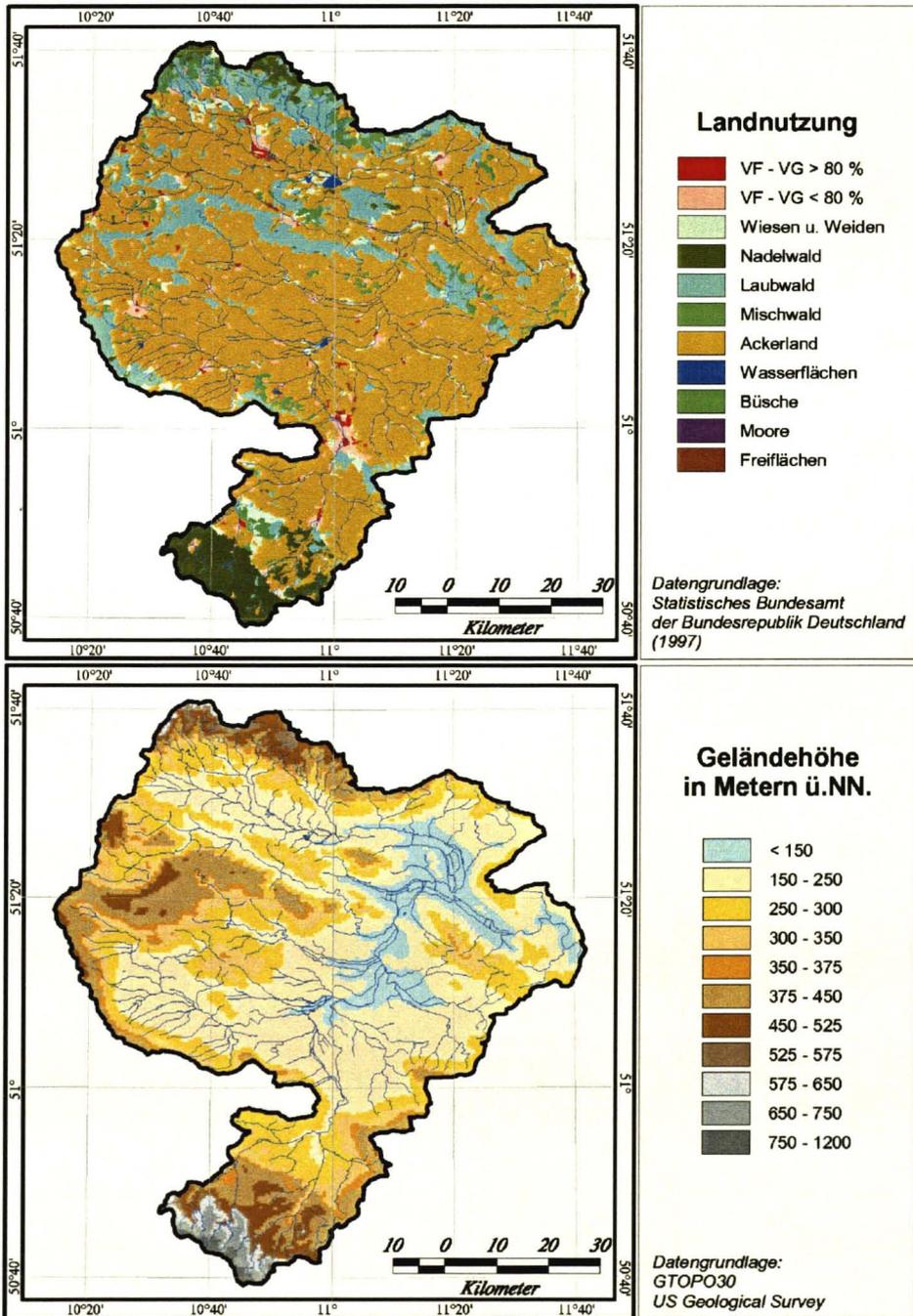


Abbildung 4.1: Topographie und Landnutzung in 11 Klassen des Einzugsgebietes der Unstrut. (Datenquelle: USGS, Statistisches Bundesamt)

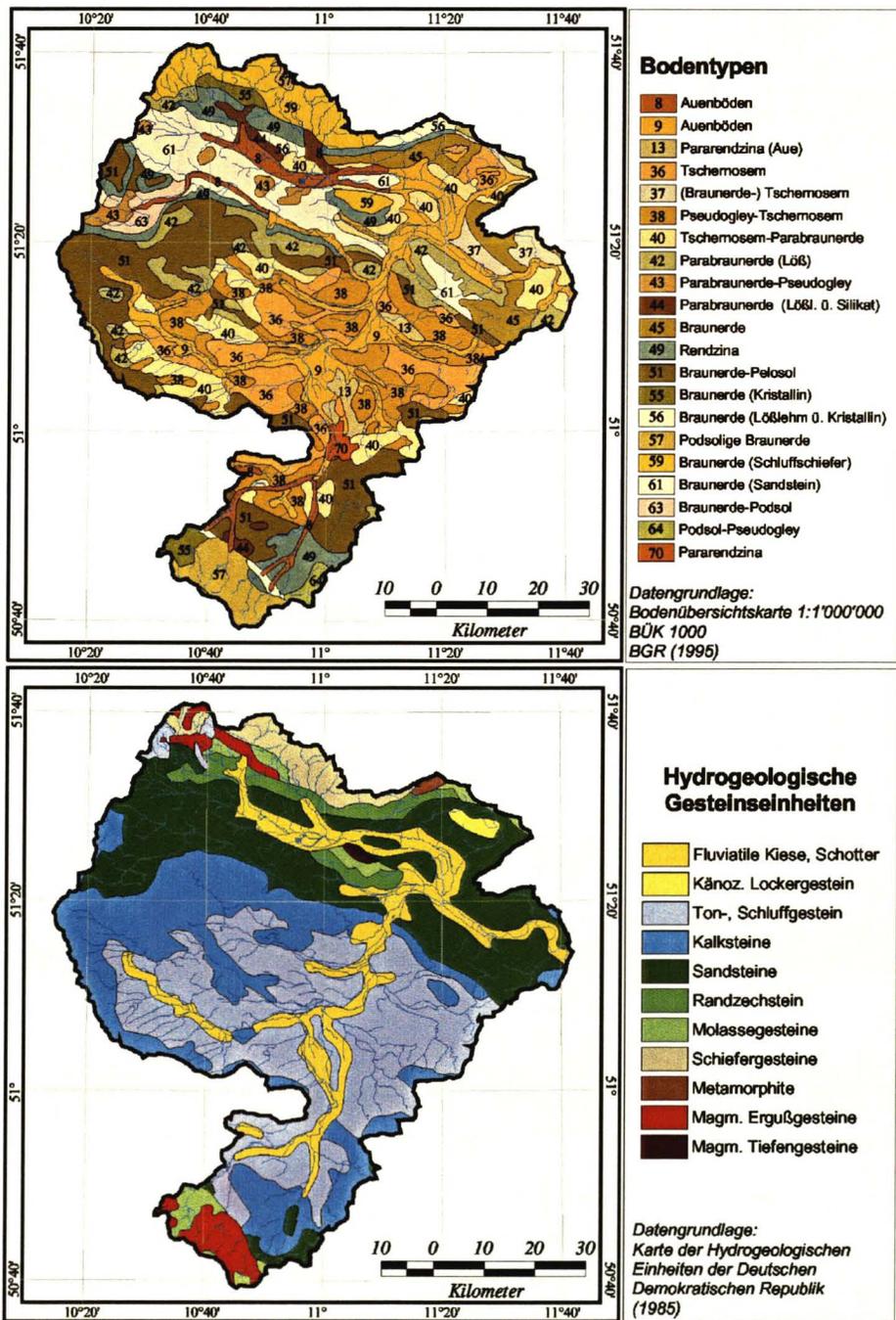


Abbildung 4.2: Bodentypen und Hydrogeologische Gesteinseinheiten im Einzugsgebietes der Unstrut. (Datenquelle: BGR (1995), EYRICH ET AL. (1985))

Geschehen im Einzugsgebiet sind die beiden Wasserflächen, von denen eine in der Mitte und die andere im Norden des Gebietes liegt. Hierbei handelt es sich um die Hochwasserrückhaltebecken (RHB) Straußfurt, das direkt hinter der Mündung der Gera in die Unstrut liegt und das RHB Kelbra, welches von der Helme durchflossen wird. Durch das Retentionsvermögen dieser RHB ist zu erwarten, daß die Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet mit weniger scharf ausgeprägten Peaks und dafür längerer Dauer auf niedrigerem Niveau ausgebildet sind.

4.1.3 Böden

Die im Einzugsgebiet der Unstrut auftretenden Bodentypen sind in Abbildung 4.2 (oben) dargestellt. Es treten 21 unterschiedliche Bodenarten auf, deren Zusammensetzung in hohem Maße durch die im Untergrund anstehenden Gesteine beeinflusst wird. Es handelt sich wieder weitestgehend um Braunerden, die sich aber hinsichtlich ihrer Bodenart deutlich von den Böden im Einzugsgebiet der Mulde und der Schwarzen Elster unterscheiden. In den bisher untersuchten Gebieten traten vorwiegend Böden auf, die hinsichtlich ihrer Bodenart meist sandig bis sandig-lehmig ausgeprägt waren. Anders stellen sich die Bodenarten im Einzugsgebiet der Unstrut dar. Hier treten meist Böden mit lehmigen bis tonigen Bodenarten auf. Der Boden mit der größten Verbreitung ist der Braunerde-Pelosol Boden (Le.: 51), der im Westen und Süden des Gebietes auftritt und eine tonige Bodenart mit lehmigen Anteilen aufweist. Er besitzt einen Flächenanteil von 15.26 % an der Gesamtfläche. Er tritt vergesellschaftet mit der Parabraunerde (Le.: 42) auf, die von schluffig-lehmiger Art ist und einen Anteil von 6.85 % an der Gesamtfläche besitzt. Weitere deutliche Flächenanteile, von insgesamt 19.53 % besitzen die Tschernosem (Le.: 36) und Pseudogley-Tschernosem (Le.: 38) Böden, die vor allem im Zentralbereich des Thüringer Beckens auftreten. Hierbei handelt es sich um schluffig-lehmige Böden mit teilweise deutlichem Tonanteil. Im Nordteil des Gebietes, an der Südabdachung des Harzes, treten lehmige Braunerdeböden (Le.: 59) und lehmig-sandige Rendzinen (Le.: 49) auf, denen im Süden eine lehmig-sandige Braunerde (Le.: 61) folgt.

Aufgrund der Bodenarten, kann das Einzugsgebiet der Unstrut als insgesamt günstig hinsichtlich der Wasserspeicherkapazität eingestuft werden. Dies ist auf den hohen Flächenanteil von vorwiegend lehmig-schluffigen Böden zurückzuführen. Diese Bodenarten besitzen ein vergleichsweise großes Mittelporenvolumen, in dem das Wasser längerfristig zurückgehalten werden kann.

4.1.4 Hydrogeologische Gesteinseinheiten

Wie bereits bei den beiden anderen Untersuchungsgebieten erfolgt die Beschreibung und Klassifizierung der hydrogeologischen Ausprägung des Untergrundes (Abbil-

dung 4.2, unten) anhand der „Karte der grundwasserführenden Gesteinseinheiten im deutschen Teil des Elbeeinzugsgebietes“ aus KUNKEL & WENDLAND (1998). Das Einzugsgebiet der Unstrut liegt im Thüringer Becken, das im Norden durch die Südabdachung des Harzes, im Süden durch den in herzynischer Streichrichtung verlaufenden Horst des Thüringer Waldes begrenzt wird. Im Thüringer Becken stehen überwiegend triasische Ablagerungen an (JORDAN & WEDER, 1995). Insgesamt ist der geologische Aufbau sehr heterogen. Im Nordteil, an der Südabdachung des Harzes finden sich paläozoische Schiefergesteine und kleinere Vorkommen von magmatischen Ergußgesteinen. Die Grundwasserführung dieser Gesteine findet vorwiegend in der oberflächennahen Verwitterungszone statt, in der Tiefe ist sie auf die Klüfte beschränkt. Im Süden schließt sich an die paläozoischen Gesteine des Harzes ein schmaler Streifen von Randzechstein an. Der aus dem Perm stammende Zechstein ist durch deutliche Verkarstungserscheinungen an der Erdoberfläche (Erdfälle, Bodensenken, Bachschwinden und Karren) gekennzeichnet, die sich in der Tiefe in Form von erweiterten Klüften, Schlotten und Höhlen fortsetzen. Dadurch geben die aus dem Harz stammenden, in die Zechsteinsenke eintretenden, Bäche und Flüsse einen Teil ihres Wassers an den Untergrund ab (JORDAN & WEDER, 1995). Weiter in Richtung Süden schließt sich der untere, mittlere und obere Buntsandstein als etwa 20 km breiter Streifen an, der in der Karte als Sandstein zusammengefaßt ist. Der untere Buntsandstein wird nur in den Störungszonen und in der oberflächennahen Verwitterungszone als Grundwasserleiter wirksam. Etwas günstigere Verhältnisse weisen der mittlere und obere Buntsandstein auf. In den Talauen des Sandsteinbereiches finden sich quartäre Lockersedimente, die in der Karte als fluviatile Kiese und Schotter gekennzeichnet sind. Etwa im Zentrum des Sandsteingürtels, bei etwa 11° 10' W ist die Erhebung des Kyffhäuser, die aus Gneisen mit südlich vorgelagerten Molassegesteinen und Randzechstein gebildet wird, zu erkennen. Die Sandsteinschichten, die nach Süden einfallen, werden im weiteren Anschluß durch den Muschelkalk überlagert. Dieser ist an seiner Nordgrenze durch eine steile Schichtstufe gekennzeichnet und bildet eine verhältnismäßig flache Ebene. Die Grundwasserführung des Muschelkalks ist wesentlich vom Grad der Verkarstung und der Klüftung abhängig (JORDAN & WEDER, 1995). In den Hochlagen wird das eindringende Niederschlagswasser schnell in größere Tiefen abgeleitet, wodurch die Muschelkalkhochflächen wasserarm sind. Nach JORDAN & WEDER (1995) ist der gesamte Muschelkalk als Kluftgrundwasserleiter und vereinzelt als Karstgrundwasserleiter mit erheblichen Fließgeschwindigkeiten einzustufen. Besonders im südlichen Bereich des Beckens konnten mehrere Flußversinkungen nachgewiesen werden. Im Zentralteil des Beckens finden sich die, den Muschelkalk überlagernden, Schichten des Keupers (Ton-, Schluffgesteine in Abbildung 4.2, unten). Diese Gesteine zeichnen sich auf Grund ihrer hohen Anteile an tonigem Material teilweise durch ungünstige Grundwasserneubildungsbedingungen und damit verbunden nur mäßiger Grundwas-

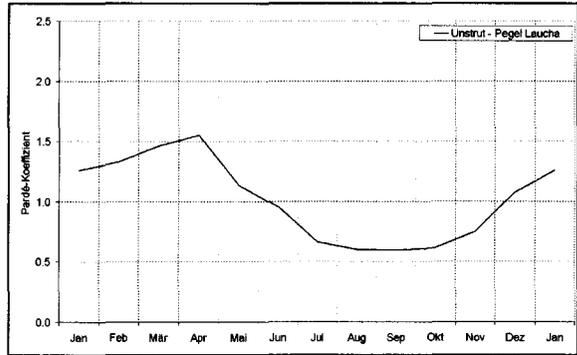
serführung aus. Stellenweise sind aber auch die Gesteine des Keupers verkarstet und damit sehr gute Grundwasserleiter, dem Muschelkalk vergleichbar. In den Talbereichen des Beckens finden sich wieder quartäre Lockergesteinsablagerungen mit guter Grundwasserführung. Im Süden wird das Einzugsgebiet durch die Höhen des Thüringer Waldes begrenzt. Wie aus der Karte zu ersehen ist, wird dieser Bereich aus magmatischen Ergußgesteinen und Molasseablagerungen gebildet. Hier finden sich wieder besonders in der oberflächennahen Verwitterungszone gute Grundwasserführungen, die in der Tiefe auf die Klüfte beschränkt sind. Problematisch für die Modellierung des Wasserhaushaltes mit dem J2000 stellt sich der Übergang des Thüringer Waldes in die nördlich vorgelagerte Muschelkalkzone dar. Bei diesem Übergang ist mit Flußschwinden zu rechnen, die mit der derzeitigen Version des Modells nur ansatzweise berücksichtigt werden können. Ähnlich stellen sich die Verhältnisse am Nordrand, beim Übergang von den paläozoischen Schiefergesteinen des Harzes in den Randzechsteinbereich, dar.

4.1.5 Hydrologie

Die hydrologische Situation im Einzugsgebiet der Unstrut wird in hohem Maße durch die komplexe hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes beeinflusst. Dies äußert sich beispielsweise in der Ausprägung des Gewässernetzes (vgl. z.B. Abbildung 4.1). Der Vergleich des Gewässernetzes mit der Karte der hydrogeologischen Gesteinseinheiten (Abbildung 4.2, unten) zeigt, daß die Muschelkalkhochflächen sehr wenige oberirdische Gewässerläufe aufweisen, da in diesen Bereichen der gebildete Abfluß unterirdisch abfließt. Im Zentralbereich des Beckens findet sich dagegen ein verhältnismäßig dichtes Gewässernetz. Dies ist der Bereich in denen der Untergrund durch die tonig-schluffigen Sedimente des Keupers gebildet wird, die sich beschränkend auf die Grundwasserneubildung auswirken. Es kann erwartet werden, daß dies durch die vorwiegend lehmigen-tonigen Böden, die in diesem Bereich vorherrschen, verstärkt wird, da bei diesen Böden aufgrund des verhältnismäßig großen Anteiles der Mittelporen am Gesamtporenvolumen ein Großteil des Niederschlagswassers nicht abflußwirksam wird, sondern über die Verdunstung das System verläßt. Dieser Effekt ist besonders in den Sommermonaten, in denen ein hoher Verdunstungsanspruch besteht, von Bedeutung.

Wird das Abflußregime der Unstrut am Pegel Laucha in Form von Pardé-Koeffizienten (vgl. Abbildung 4.3) betrachtet, bestätigt sich diese Erwartung. Hier zeigt sich, daß während des Winterhalbjahrs (November - April) die Abflußkoeffizienten deutlich über denen des Sommerhalbjahres liegen. Mit Beginn der Vegetationsperiode im Mai gehen die Abflußkoeffizienten deutlich zurück und liegen von Juli bis Oktober nur wenig oberhalb von 0.5. Gegen Ende der Vegetationsperiode nehmen die Koeffizienten dann wieder zu. Dieser deutliche Jahresgang ist allein auf die Verdun-

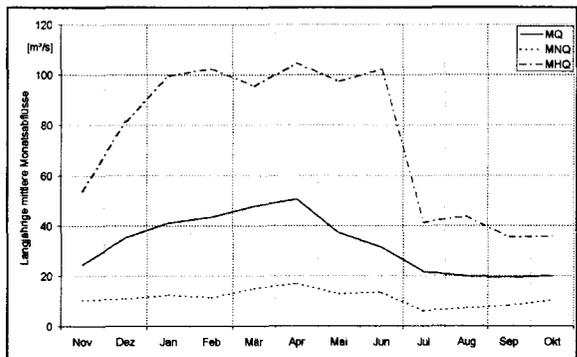
Abbildung 4.3: *Abflußregime der Unstrut am Pegel Laucha. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990)*



stung zurückzuführen, da die Sommer- bzw. die Winterniederschläge in etwa gleich hoch sind. Insgesamt kann das Abflußregime der Unstrut als einfaches Regime des pluvialen Typs klassifiziert werden. Eine deutliche nivale Komponente ist nicht erkennbar, wenngleich das Maximum der Koeffizienten im April zumindest teilweise auf Schneeschmelzabflüsse zurückzuführen ist.

Die Ausprägungen der langjährigen mittleren monatlichen Hoch- bzw. Niedrigwasserabflüsse (Abbildung 4.4) bestätigen die oben getroffenen Ausführungen. Der Ver-

Abbildung 4.4: *Jahresgang der mittleren Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserabflüsse der Unstrut am Pegel Laucha. (Datengrundlage: Zeitreihe 1961-1990)*



lauf der mittleren Hochwasserabflüsse (MHQ) zeigt, daß in den Monaten Januar bis Juni mittlere Hochwasserabflüsse um die $100 \text{ m}^3/\text{s}$ gemessen wurden. Ab Juli ist ein deutlicher Rückgang auf etwa $40 \text{ m}^3/\text{s}$ zu erkennen, der bis November anhält. Erst dann steigen die MHQs wieder an bis sie im Januar wieder den Wert von $100 \text{ m}^3/\text{s}$ erreichen. Ein deutliche abgegrenztes Hoch im Frühling ist nicht zu erkennen, wodurch belegt wird, daß die Schneeschmelze im Einzugsgebiet der Unstrut von eher untergeordneter Bedeutung ist. Die bereits angesprochenen Hochwasserrückhaltebecken haben einen gewissen Einfluß auf den Verlauf der MHQs. Durch ihre Retentionswirkung werden die Scheitel extremer Hochwassereignisse gedämpft, wodurch sie dann aber insgesamt länger zum Abfluß beitragen. Der ebenfalls dargestellte Verlauf der

mittleren langjährigen Monatsmittel (MQ) folgt in abgeschwächter Form dem der MHQs. Auch sie liegen im Winterhalbjahr deutlich über den Abflüssen des Sommerhalbjahres, wobei der höchste Wert im April erreicht wird. Ab Mai gehen die MQs kontinuierlich zurück und erreichen im September und Oktober ihren tiefsten Stand. Die langjährigen Monatsmittel der Niedrigwasserabflüsse (MNQ) zeigen über das gesamte Jahr einen sehr gleichmäßigen Verlauf, wobei der Tiefstand im Monat Juli, dem Monat mit den höchsten Verdunstungswerten, erreicht wird. Das Hoch liegt im April, ist aber im Vergleich zur Mulde nicht besonders deutlich ausgeprägt. Insgesamt zeigen die Verläufe der langjährigen mittleren monatlichen Abflüsse, daß im Einzugsgebiet der Unstrut die Verdunstung einen großen Einfluß auf die Abflußbildung besitzt. Die Schneeschmelze dagegen ist von eher untergeordnetem Einfluß, obwohl es in den höheren Lagen des Harzes und des Thüringer Waldes im Winter zur Ausbildung einer dauerhaften Schneedecke kommen kann. Die Bedeutung der Schneeschmelze für die Bildung von Hochwasserabflüssen, wird möglicherweise durch die dämpfende Wirkung der RHB etwas verschleiert.

4.2 Beschreibung der meteorologischen - klimatologischen Datengrundlagen

Wie bei den beiden bereits dargestellten Untersuchungsgebieten der Mulde und der Schwarzen Elster, erfolgte die Modellierung anhand der meteorologischen-klimatologischen Daten der Zeitreihe 1981-1990. Die benötigten Daten wurden vom DWD in Form von Tagesmeßwerten für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

4.2.1 Niederschlag

Vollständige Datensätze des täglich gemessenen Niederschlages lagen für insgesamt 151 Stationen im Bereich des Einzugsgebietes der Unstrut vor. 114 dieser Stationen lagen direkt im Einzugsgebiet und 37 in der unmittelbaren Nachbarschaft. Bei den Datensätzen handelte es sich um unkorrigierte Meßwerte, die für die Modellierung nach dem Verfahren von RICHTER (1995) korrigiert wurden. Die Regionalisierung der punktuellen Meßwerte erfolgt mit dem in Teil I, Abschnitt 3.2 beschriebenen Verfahren. Für die Regionalisierung wurden die gleichen Parameter benutzt, die bereits bei der Modellierung der Mulde und der Schwarzen Elster zum Einsatz kamen. Die regionalisierten Niederschläge als langjährige mittlere Jahressummen der Zeitreihe 1981-1990 sind in Abbildung 4.5 (oben) dargestellt. Die mittlere Jahressumme der Niederschläge im Gebiet beträgt 681 mm/a. Die Sommerniederschläge sind mit 339 mm/a etwas niedriger als die Winterniederschläge, die bei 342 mm/a liegen. Wird

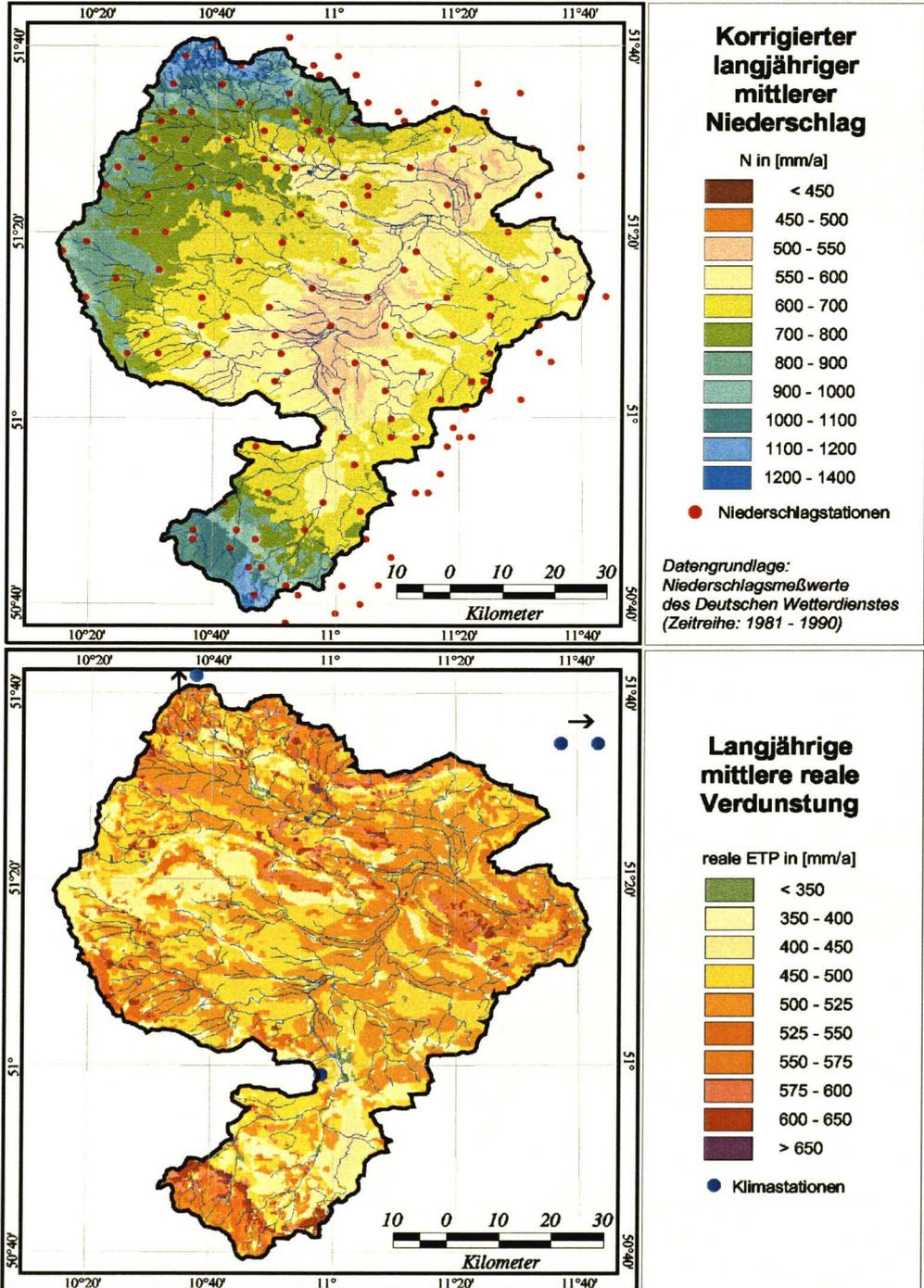
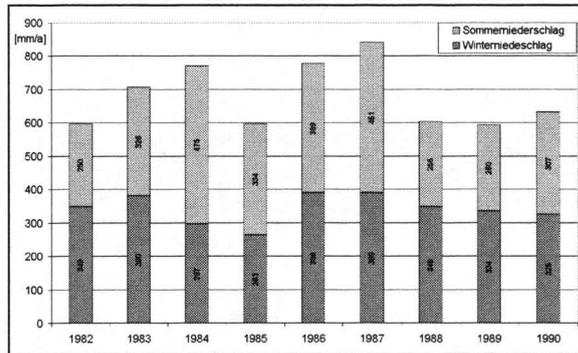


Abbildung 4.5: Flächenhafte Ausprägung der korrigierten langjährigen mittleren Niederschlagssummen und der langjährigen mittleren realen Verdunstung im Einzugsgebiet der Unstrut. (Zeitreihe 1981 - 1990)

die in Abbildung 4.5 (oben) dargestellte, flächenhafte Ausprägung der Niederschläge im Einzugsgebiet betrachtet zeigt sich, daß die Verteilung sehr heterogen ist. In den höheren Lagen, wie z.B. der Südabdachung des Harzes und des Thüringer Waldes, werden Niederschlagssummen von mehr als 1100 mm/a erreicht. Auch auf den Muschelkalkhochflächen im Westen liegen die Niederschläge deutlich über dem Gebietsmittel. Im Zentralteil des Thüringer Beckens liegen die Niederschläge meist nur zwischen 500 und 600 mm/a. Damit zählt dieser Bereich zu den niederschlagsärmsten Regionen von Deutschland. Der deutliche Rückgang der Niederschläge im Beckenbereich ist, neben der insgesamt tieferen Lage, auf die Abschattung dieses Bereiches, durch die im Nordwesten liegenden Höhenzüge des Harzes zurückzuführen. Werden die Niederschlagssummen der Einzeljahre betrachtet, zeigt sich, daß diese teilweise deutlich vom langjährigen Mittel abweichen. Dies ist in Abbildung 4.6 dargestellt. Die höchsten jährlichen Niederschläge wurden im hydrologischen Jahr 1987

Abbildung 4.6: *Jahressummen des mittleren korrigierten Sommer- bzw. Winterniederschlages im Einzugsgebiet der Unstrut für die hydrologischen Jahre 1982-1990. (Datengrundlage: Zeitreihe 1981-1990)*



erreicht, in dem die Niederschlagssumme bei 840 mm/a lag. Ebenfalls deutlich über dem Durchschnitt lagen die Jahre 1984 (772 mm/a) und 1986 (778 mm/a). In den eher trockenen Jahren 1982, 1985 und 1988 bis 1990 wurden Niederschlagsjahressummen von etwa 600 mm/a erreicht, wobei 1989 mit 594 mm/a das trockenste Jahr der Zeitreihe war.

4.2.2 Klimadaten

Die benötigten Klimadaten standen für insgesamt vier Stationen, die im Bereich des Einzugsgebietes der Unstrut lagen, vor. Neben der geringen Zahl der verwendbaren Stationen, erwies sich die ungünstige Lage der Stationen als problematisch bei der Regionalisierung der Klimadaten. Nur eine Station lag direkt im Einzugsgebiet, die drei anderen Stationen lagen deutlich außerhalb nördlich des Untersuchungsgebietes. Hier wäre, wie schon bei den anderen Einzugsgebieten, eine höhere Anzahl von Meßstationen und eine gleichmäßigere Verteilung wünschenswert gewesen. Die

optische Überprüfung der regionalisierten Klimadaten ergab, insbesondere bei den Datenreihen, bei denen die Topographie als Stützwert bei der Regionalisierung eingesetzt werden konnte, dennoch eine plausible flächenhafte Ausprägung.

Aus den zeitlich variablen Klimadaten wurde während des Präprocessings die potentielle Bestandesverdunstung berechnet. Aus dieser ergibt sich während der Modellierung die reale Bestandesverdunstung, in Abhängigkeit von der verfügbaren Wassermenge. Die langjährige mittlere reale Bestandesverdunstung ist in Abbildung 4.5 (unten) dargestellt. Der Vergleich der im Einzugsgebiet der Unstrut berechneten Bestandesverdunstung mit der des Muldeinzugsgebietes zeigt, daß die Verdunstungshöhen in den tieferen Lagen der Unstrut höher liegen, als dies im Muldeinzugsgebiet der Fall war. Dies ist auf die bereits angesprochenen Unterschiede der Bodenarten zurückzuführen. Auffallend sind die niedrigen Verdunstungswerte im Westen und in Teilen des südlichen Bereichs des Einzugsgebietes. Der Vergleich dieser Flächen mit der Karte der hydrogeologischen Ausprägung des Untergrundes zeigt, daß die Bereiche mit niedrigeren Verdunstungswerten im Untergrund Kalksteine bzw. Randzechstein aufweisen. Die häufig tonigen Böden über diesen Gesteinen sind meist wenig mächtig entwickelt und besitzen deshalb ein verhältnismäßig geringes Mittelporenvolumen, wodurch insgesamt weniger Wasser für die Verdunstung verfügbar ist. Auch der Einfluß unterschiedlicher Landnutzungsarten, ist auf der Karte der realen Bestandesverdunstung wieder zu erkennen. So treten beispielsweise kleinere Waldgebiete, die von landwirtschaftlichen Flächen umgeben sind, als Bereiche mit höheren Verdunstungswerten hervor. Insgesamt betrachtet spricht die flächenhafte Ausprägung der realen Bestandesverdunstung, trotz der oben angeführten Probleme bei der Regionalisierung, für eine hinreichend genaue Wiedergabe der punktuellen Klimadaten. Im langjährigen Mittel wurde ein reale Verdunstungshöhe von 495 mm/a berechnet. Die mittlere potentielle Verdunstung der betrachteten Zeitreihe lag bei 579 mm/a.

4.3 Unterteilung des Einzugsgebietes

Für die Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten im Einzugsgebiet der Unstrut wurden die zeitlich statischen Eingangsdaten auf ein $250 \times 250 \text{ m}^2$ Raster übertragen. Es wurde eine andere Rastergröße gewählt, um zu zeigen, daß das J2000 auch mit höher aufgelösten Eingangsdaten betreibbar ist. Für die tatsächliche Ausprägung der benutzten Datengrundlagen ergaben sich durch die Verminderung der Rastergröße nur geringfügige Änderungen. Diese äußern sich in einer besseren Nachbildung der Polygone bei der Rasterung der im Vektorformat vorliegenden digitalen Bodendaten und der hydrogeologischen Einheiten. Auch die Landnutzung wird etwas besser wiedergegeben. Keinen nennenswerten Einfluß besitzt die Verminderung der Rastergröße auf das DHM, da dies eine maximale Auflösung von $500 \times 500 \text{ m}^2$

besitzt.

Die Ausweisung der Hydrologisch Homogenen Einheiten erfolgte mit der gleichen Klassierung der Eingangsdaten wie beim Einzugsgebiet der Mulde. Es ergaben sich insgesamt 4339 HRUs, mit einer Flächengrößen zwischen 0.0625 und 60.31 km². Diese wurden zu 13 243 diskreten Teilflächen disaggregiert, deren Flächengröße zwischen 0.0625 und 40.88 km² lagen. Zur Modellierung der Abflußkonzentration wurde das Einzugsgebiet in 18 Teileinzugsgebiete unterteilt, mit Flächengrößen zwischen 123 und 756 km².

4.4 Modellparametrisierung

Die Parametrisierung des J2000 zur Modellierung des Wasserhaushaltes des Unstrut erfolgte, wie bei der Schwarzen Elster, durch die Übertragung der im Muldeinzugsgebiet bewährten Parameter, die dann gezielt angepaßt wurden. Die deutlichsten Unterschiede hinsichtlich der Parameterausstattung im Einzugsgebiet der Unstrut, im Vergleich zu dem der Mulde, finden sich in der hydrogeologischen Ausprägung des Untergrundes und bei den daraus resultierenden Bodenarten. Die Böden im Einzugsgebiet der Unstrut sind deutlich lehmiger als die im Einzugsgebiet der Mulde, in dem die Böden eher sandig ausgeprägt waren. Die lehmigen Böden besitzen einen deutlich höheres Mittelporenvolumen, was zur Folge hat, daß mehr Wasser für die Verdunstung und weniger Wasser für die Abflußprozesse zur Verfügung steht. Wird der Anteil der Mittelporen am Gesamtporenvolumen der Böden als Gebietsmittel für die beiden Gebiete berechnet, ergibt sich für die Mulde ein Wert von 71 %. Im Einzugsgebiet der Unstrut liegt dieser Wert mit 76 % etwas höher.

Der optimierte Parametersatz für das Einzugsgebiet der Unstrut ist in Tabelle 4.1 dargestellt. Wie aus der Tabelle zu ersehen ist, wurden die Modellparameter nur geringfügig geändert. Unverändert blieben die Parameter für die Schneedeckenberechnung und die Interzeption. Kleinere Änderungen ergaben sich bei den Bodenparametern, die sich aus den unterschiedlichen Bodenarten ergaben. So wurde der Parameter ($\alpha - Z_{MPS}$) auf den Wert 4.0 (bei der Mulde 1.0) gesetzt, wodurch die Verteilung des infiltrierten Wassers auf die Bodenspeicher beeinflusst wird. Der höhere Wert im Einzugsgebiet der Unstrut hat zur Folge, daß ein größerer Anteil des infiltrierenden Wassers zunächst für die Abflußbildungsprozesse zur Verfügung steht und erst später zur Auffüllung des Mittelporenspeicher benutzt werden kann. Auch der Koeffizient zur Berechnung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit ($\alpha - kf(Sat)$) wurde geringfügig verändert. Die Parameter der Abflußkonzentration wurden ebenfalls teilweise angepaßt. Zum einen waren dies die Koeffizienten a und b , die für die Berechnung der Fließgeschwindigkeiten benötigt werden und die anhand der gemessenen Abflüsse des Pegel Laucha ermittelt wurden. Zum anderen wurde der Koeffizient

Tabelle 4.1: Optimierter Parametersatz für das Einzugsgebiet der Unstrut

Interzeptionsparameter		
α_r	: Speicherkapazität für Regenniederschläge	0.2
α_s	: Speicherkapazität für Schneeniederschläge	0.5
Schneeparameter		
T_{acc}	: Lufttemperaturwert für Akkumulation	1. Q
T_{melt}	: Lufttemperaturwert für Schmelze	3. Q
T_{rs}	: Lufttemperatur bei der 50% der Niederschläge als Schnee fallen	-0.1 °C
T_{crit}	: Temperaturwert für den Beginn der Schneeschmelze	0.2 °C
$Trans$: Halbe Breite des Übergangsbereich	2 K
ρ_{new}	: Neuschneedichte	0.1 g cm ³
ρ_{crit}	: Kritische Dichte ab der die Wasserabgabe aus der Schneedecke erfolgt	0.37 g cm ³
a_0	: Wärmeübergangskoeffizient	5.0 Wh h ⁻¹ °C ⁻¹
a_1	: Wärmeübergangskoeffizient	2.0 Wh h ⁻¹ °C ⁻¹
c_B	: Schmelzrate als Folge des Bodewärmestromes	0.25 mm h ⁻¹
Bodenparameter		
Inf_{GW_1}	: Grenzwert für die Infiltration bei Schneebedeckung	40 mm
Inf_{GW_2}	: Grenzwert für die Infiltration im Winterhalbjahr	80 mm
Inf_{GW_3}	: Grenzwert für die Infiltration im Sommerhalbjahr	80 mm
DR_{S1}	: Oberflächenabflußanteil auf dicht besiedelten Flächen	0.60
DR_{S2}	: Oberflächenabflußanteil auf weniger dicht besiedelten Flächen	0.25
LP	: Koeffizient zur Verminderung der potentiellen auf die aktuelle Verdunstung.	9
$\alpha - Z_{MPS}$: Koeffizient zur Verteilung des infiltrierenden Wassers auf die beiden Bodenspeicher (MPS, GPS)	4.0
$\alpha - Q_{GPS}$: Koeffizient zur Berechnung des Ausflusses aus dem Grobporenspeicher	0.8
$\beta - grad_{perc}$: Koeffizient zur Gewichtung der Hangneigung für die Berechnung der vertikalen und lateralen Abflußanteile	2.0
$\alpha - Diff$: Koeffizient zur Bestimmung des Wasseranteils, der vom GPS in den MPS diffundiert.	0.5
$\alpha - kf(Sat)$: Koeffizient zur Berechnung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit aus dem kf-Wert	3.5
$\alpha - kap$: Koeffizient zur Berechnung des kapillaren Aufstiegs	1.5
$\alpha - perc$: Koeffizient zur Verteilung der Perkolatation auf die Komponentenspeicher RG1 und RG2	25
Abflußkonzentrationsparameter		
K_{RD1}	: Speicherkonstante für den Oberflächenabfluß	2
K_{RD2}	: Speicherkonstante für den Zwischenabfluß	2.5
$\alpha - f(sat)$: Koeffizient zur Berücksichtigung der Vorfeuchte für die Abflußkonzentration des Zwischenabflusses.	0.5
a	: Koeffizient für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit im Gerinne	0.464
b	: Koeffizient für die Berechnung der Fließgeschwindigkeit im Gerinne	0.1833

($\alpha - f(Sat)$), der die Abflußkonzentration des Zwischenabflusses in Abhängigkeit von der Gebietsfeuchte beeinflusst, geringfügig erhöht. Durch den höheren Wert im Einzugsgebiet der Unstrut kommt der Zwischenabfluß stärker verzögert zum Abfluß.

Wesentlich stärker als die oben beschriebenen Modellparameter, mußten die Parameter, die die Konzentration des Basisabflusses beeinflussen, angepaßt werden, um die unterschiedliche hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes zu berücksichtigen. Die in Abbildung 4.2 dargestellten hydrogeologischen Einheiten wurden folgendermaßen zusammengefaßt:

Typ 1: Fluviale Kiese und Schotter, Känozoisches Lockergestein (Flächenanteil: 61.30%).

Typ 2: Kalksteine, Randzechstein, Ton- und Schluffgesteine (Flächenanteil: 9.12%).

Typ 3: Sandsteine (Flächenanteil: 17.72%).

Typ 4: Metamorphite, Magmatische Ergußgesteine, Magmatische Tiefengestein, Schiefergesteine, Molassegesteine (Flächenanteil: 11.86%).

Die Einteilung erfolgte wieder nach dem hydrogeologischen Verhalten der Gesteine einerseits und aufgrund der Lage und Ausdehnung der einzelnen Einheiten im Einzugsgebiet andererseits. So wurden beim Typ 4 Gesteine zusammengefaßt, die im Einzugsgebiet der Mulde noch getrennt modelliert wurden. Allerdings zeigte sich dort, daß die Parameter, die bei der Modellierung der Mulde für die Schiefergesteine, die Molassegesteine und die Granite und Gneise ermittelt wurden, recht ähnlich waren, so daß eine Zusammenfassung vertretbar scheint. Dies gilt umso mehr, da mit den Sandsteinen, den Gesteinen des Keupers sowie den Kalksteinen und dem Randzechstein, Gesteinsarten im Einzugsgebiet der Unstrut auftreten, die ein deutlich unterschiedliches hydrogeologisches Verhalten aufweisen. Die Parameter für die Modellierung der Grundwasserspeicher sind in Tabelle 4.2 dargestellt.

Tabelle 4.2: Grundwasserparameter Unstrut

	Typ1	Typ2	Typ3	Typ4	
$GW_{max}K2$	2000	1500	1050	825	Max. Speicherkap. der Komp. RG2
GW_kK2	1000	400	1100	600	Speicherkoeff. der Komp. RG2
$GW_{max}K1$	—	—	150	80	Max. Speicherkap. der Komp. RG1
GW_kK1	—	—	30	16	Speicherkoeff. der Komp. RG1
α_{Deep}	—	0.002	—	—	Koeff. für Tiefenversickerung

Die Parameter des Typen 1, der die Lockergesteine im Gebiet repräsentiert, wurden ähnlich wie im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster gesetzt. Wie im Einzugsgebiet

der Mulde wurde dieser Speicher diesmal jedoch mit nur einer Komponente parametrisiert, da die Lockergesteine, wie aus Abbildung 4.2 zu ersehen ist, auf die Talbereiche beschränkt sind und daher keine deutlich unterschiedlich langen Fließwege bis zum Gewässereintritt aufweisen. Auch der Typ 2, der die teilweise verkarsteten Muschelkalksteine und Randzechsteinbereiche sowie die Gesteine des Keupers, die im Zentralbereich des Beckens anstehen, repräsentiert, wurde als Einkomponentensystem realisiert. Der Grund hierfür liegt in der guten Wasserwegsamkeit der Klüfte dieser Gesteine, die durch Karstphänomene noch verbessert wird. Das perkolierende Wasser sickert in diesen Gesteinen schnell in die Tiefe, eine oberflächennahe schnelle Komponente bildet sich im allgemeinen nicht aus. Anders als die Klufthauptkomponenten der Granite und Gneise, reagiert die der Kalksteine und der Randzechsteine wesentlich rascher. Dies wird durch den deutlich geringeren Speicherkoeffizienten des Typen 2 berücksichtigt. Es kann davon ausgegangen werden, daß ein Teil des gebildeten Grundwassers, aufgrund der Karsterscheinungen dieser Gesteine in größere Tiefen versickert und dadurch nicht mehr zum Abfluß am Auslaßpegel beiträgt. Ein Indiz hierfür bilden die nachgewiesenen Flußschwunden in diesen Bereichen. Um dieses Verhalten nachzubilden wurden der Parameter α_{Deep} für diesen Gesteinstyp mit dem Wert 0.002 belegt. Daraus resultiert eine Tiefenversickerung, die im langjährigen Mittel etwa 16 mm/a Wasserverlust zur Folge hat. Als Typ 3 wurden die Sandsteine ausgewiesen. Nach dem Bericht GRUNDWASSER IN THÜRINGEN des THÜRINGER MINISTERIUMS FÜR LANDWIRTSCHAFT, NATURSCHUTZ UND UMWELT (1996) werden die Sandsteine als Gesteine mit mittlerer Grundwasserführung klassifiziert. Die Hydrodynamik ist niedriger einzustufen, als die der kristallinen Festgesteine. Dies entspricht auch den Speicherkoeffizienten, die in SCHWARZE ET AL. (1999) für Sandsteine angegeben werden. Generell wurden bei der Bestimmung der Speicherkoeffizienten wieder die Werte, die von SCHWARZE ET AL. (1999) für verschiedenen Gesteinsarten ermittelt wurden, eingesetzt und nach der Wichtung mit den teileinzugsgebietsspezifischen Konzentrationsindices nur noch sehr geringfügig angepaßt.

4.5 Modellergebnisse

Die Modellierung des Wasserhaushaltes der Unstrut erfolgt mit der gleichen Zeitreihe (1982-1990), die bereits bei den beiden anderen Gebieten eingesetzt wurde. Auch die Aufteilung der Reihe in die Initialisierungsphase, die Kalibrierungsphase und die Verifizierungsphase wurde beibehalten.

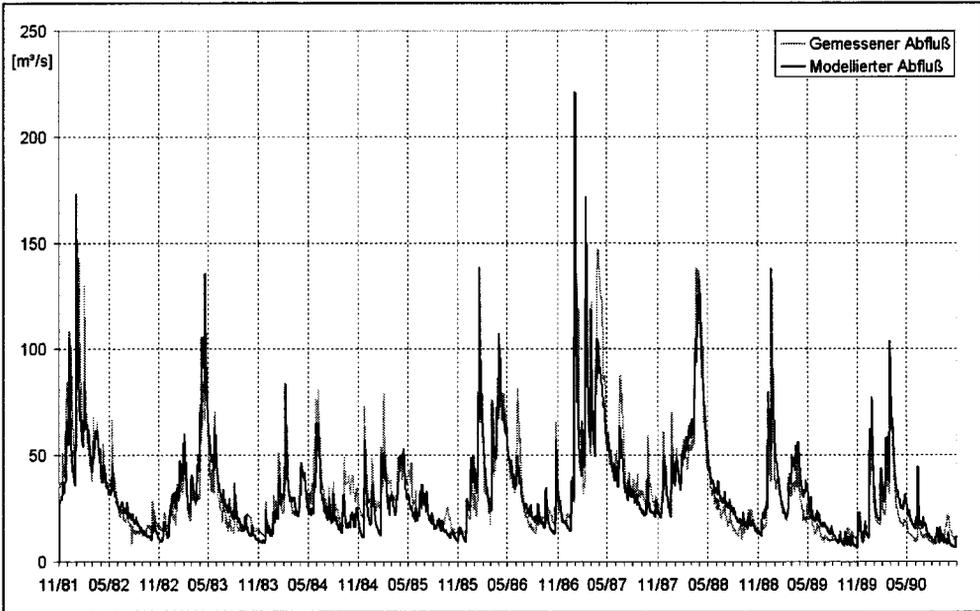


Abbildung 4.7: Gemessene und modellierte Abflüsse der Unstrut am Pegel Laucha für die Zeitreihen 1982 - 1990.

4.5.1 Modellierter Gesamtabfluß

In Abbildung 4.7 ist der modellierte und der gemessene Abfluß der Unstrut am Pegel Laucha dargestellt. Der optische Vergleich der beiden Ganglinien zeigt, daß der modellierte Gesamtabfluß recht gut mit dem gemessenen Abfluß übereinstimmt. Gut erfaßt werden die meist im Frühjahr auftretenden Hochwassereignisse, wobei einzelne Peaks etwas unterschätzt werden. Der Abflußrückgang in den Rezessionsphasen im Sommerhalbjahr ist in der Realität etwas dynamischer ausgeprägt, als dies vom Modell nachgebildet wird. Dies ist besonders deutlich im Jahr 1983 und während des Verifizierungszeitraumes ausgeprägt. Die deutlichsten Abweichungen zeigen sich im Jahr 1984, in dem der Abfluß vom Modell deutlich unterschätzt wird. Dies zeigte sich auch schon im Einzugsgebiet der Mulde und der Schwarzen Elster. Die möglichen Erklärungen, die dort dargestellt wurden, können auch im Einzugsgebiet der Unstrut angeführt werden. Die insgesamt gute optische Übereinstimmung der modellierten mit den gemessenen Abflüssen bestätigt sich bei Betrachtung der berechneten Gütemaße, die in Tabelle 4.3 dargestellt sind. Die Modelleffizienz der gesamten Zeitreihe wurde mit 0.83 berechnet, was für eine recht gute Nachbildung der gemessenen Abflüsse spricht. Die Gesamteffizienz der logarithmierten Werte lag mit 0.79 etwas darunter, was darauf hindeutet, daß die Niedrigwasserabflüsse etwas schlechter wiedergegeben werden. Der relative Volumenfehler war mit 0.12% sehr gering.

Tabelle 4.3: Gütemaße der Einzeljahre für die Modellierung der Unstrut und für den Zeitraum 1983-1990.

	R_{eff}	$\log R_{eff}$	r^2	$\log r^2$	$\Delta Vol.$	$\Delta Vol.$
	[-]	[-]	[-]	[-]	[%]	[mm/a]
1982	0.80	0.79	0.83	0.80	-9.90	-21.23
1983	0.76	0.70	0.89	0.83	12.79	19.20
1984	0.63	0.49	0.77	0.74	-16.63	-24.68
1985	0.56	0.31	0.75	0.72	-15.82	-23.79
1986	0.85	0.83	0.86	0.85	3.06	5.69
1987	0.76	0.83	0.79	0.87	-10.11	-27.58
1988	0.93	0.88	0.93	0.90	2.76	5.55
1989	0.71	0.73	0.89	0.86	21.41	24.35
1990	0.71	0.57	0.90	0.76	22.71	22.89
Gesamt	0.83	0.79	0.83	0.80	0.12	1.63

Die Effizienzen der Einzeljahre lagen mit Ausnahme der Jahre 1984 und 1985 über dem Wert von 0.7 und erreichten im Jahr 1988 den Maximalwert mit 0.93. Die logarithmierten Effizienzen der Einzeljahre lagen meist unterhalb der unlogarithmierten Werte. Die daraus zu schließende etwas schlechtere Nachbildung der Niedrigwasserabflüsse, war bereits in den Ganglinien der Abbildung 4.7 zu erkennen. Die Bestimmtheitsmaße, die sich aus den Regressionsbeziehungen der Einzeljahre ergaben sind allgemein recht hoch und liegen häufig oberhalb von 0.85. Die Steigung der Regressionsgerade für die gesamte Zeitreihe lag mit 0.993 nur unwesentlich tiefer als der Idealwert von 1.0. Die relativen Volumenfehler, die sich aus der Modellierung ergaben lagen zwischen ± 2.76 und 22.71%. Die absoluten Volumenfehler zwischen ± 5.54 und 24.89 mm/a. Die höchsten relativen Abweichungen wurden in den Jahren 1989 und 1990 ermittelt, in denen der Abfluß deutlich überschätzt wird. Werden die Ganglinien und die Bestimmtheitsmaße gemeinsam betrachtet, kann dennoch von einer guten Modellierung des Gesamtabflusses ausgegangen werden.

Werden anstelle der modellierten Tagesabflüsse die Monatsmittel der Abflüsse betrachtet, zeigen auch diese eine insgesamt gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten. Dies ist in Abbildung 4.8 dargestellt. Deutlich treten in dieser Abbildung die Abweichungen im hydrologischen Jahr 1984 hervor, in dem die modellierten Abflüsse weit unter den gemessenen lagen. In den folgenden Jahren zeigen die modellierten und die gemessenen Abflüsse eine gute Übereinstimmung. Gegen Ende der Zeitreihe werden vom Modell etwas zu hohe Abflüsse berechnet, wobei die innerjährliche Dynamik aber recht gut wiedergegeben wird.

Werden die Monatsmittel der Einzeljahre weiter zu langjährigen Monatsmitteln aggregiert, steigt die Übereinstimmung weiter an. Dies ist in Abbildung 4.9 dargestellt.

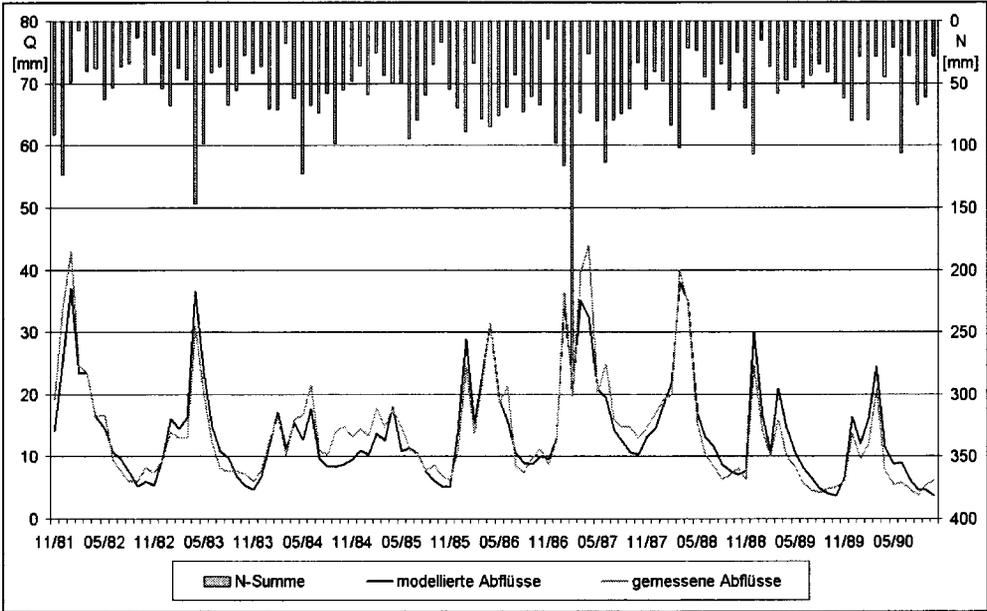
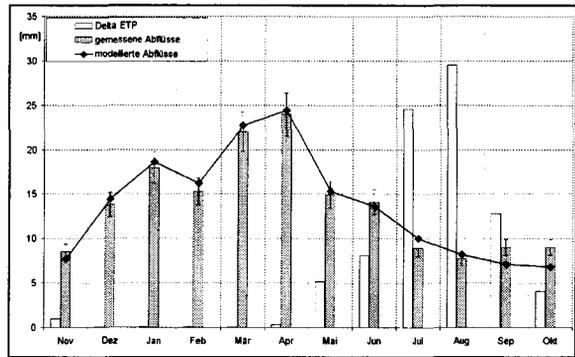


Abbildung 4.8: Gemessene und modellierte mittlere monatliche Abflüsse der Unstrut am Pegel Laucha für die Zeitreihe 1982 - 1990.

In dieser Abbildung sind die gemessenen langjährigen Monatsmittel der Abflüsse als graue Balken, die modellierten als schwarze Linie dargestellt. Weiter ist das Verdunstungsdefizit, das sich als Differenz aus potentieller und realer Verdunstung ergibt, als weiße Balken eingezeichnet. Der Vergleich der gemessenen mit den modellierten Abflüssen liegt von November bis Juni innerhalb des dargestellten 10% Toleranzbereiches. In den Monaten Juli und September bis Oktober zeigen sich etwas größere Abweichungen. Eine Erklärung für die Abweichungen in den Sommermonaten bietet möglicherweise der hohe Anteil an landwirtschaftlich genutzten Flächen im Einzugsgebiet. Es ist denkbar, daß das deutliche Verdunstungsdefizit in den Monaten Juli und August durch Bewässerungsmaßnahmen gemindert wird. Die Wasserentnahme, die mit der landwirtschaftlichen Bewässerung verbunden ist, würde in diesen Monaten zu niedrigeren Abflüssen führen. Die in den beiden folgenden Monaten September und Oktober zu niedrig modellierten Abflüsse, könnten dann ebenfalls als Folge dieser Bewässerungsmaßnahmen erklärt werden. Durch die Bewässerung in den Monaten Juli und August, würde die Wassersättigung des Bodens weniger stark zurückgehen, als dies vom Modell simuliert wird. Niederschläge in den Folgemonaten, die vom Modell zur Wiederauffüllung der Speicher verwendet werden, könnten dann stärker abflußwirksam werden.

Abbildung 4.9: Gemessene und modellierte langjährige Monatsmittel der Abflüsse der Unstrut am Pegel Laucha für die Zeitreihe 1982 - 1990.



4.5.2 Flächendifferenzierte Darstellung des Gesamtabflusses

Wie schon aus der unterschiedlichen Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet der Unstrut zu erwarten war, ist auch die Gesamtabflußbildung innerhalb des Gebietes sehr heterogen. In Abbildung 4.10 (oben) ist die mittlere jährliche Gesamtabflußbildung der einzelnen HRUs im Einzugsgebiet dargestellt. Aus dieser Abbildung ist zu ersehen, daß höhere Gesamtabflußbildungsraten vor allem in den höheren Lagen der Südabdachung des Harzes im Norden, des Thüringer Waldes im Süden und auf den Muschelkalkhochflächen im Westen des Gebietes berechnet wurden. In diesen Bereichen werden Bildungsraten von mehr als 500 bis zu 985 mm/a erreicht. Mit der Geländehöhe nehmen auch die Gesamtabflußbildungsraten deutlich ab. Im Zentralbereich des Thüringer Beckens liegt die Gesamtabflußbildung in weiten Bereichen unterhalb von 150 mm/a. Nur auf wenigen eng begrenzten Teilflächen werden etwas höhere Bildungsraten berechnet, die aber selten den Wert von 200 mm/a übersteigen. Hierbei handelt es sich entweder um Flächen, die eine unterschiedliche Landnutzung aufweisen oder deren Böden sich von ihrer Nachbarschaft unterscheiden. So treten beispielsweise die Siedlungsbereiche als Flächen mit erhöhter Abflußbildung im Vergleich zur meist landwirtschaftlich genutzten Nachbarschaft hervor. Ebenfalls leicht erhöhte Abflußbildungsraten werden auf kleineren Teilflächen, deren Böden als Braunerde-Pelosol (Le.:51) klassifiziert wurden, erzielt. Dieser Boden besitzt eine deutlich tonige Bodenart, wodurch die Volumina der Mittel- und Grobporen vergleichsweise gering sind. Dies führt zu niedrigeren Verdunstungshöhen und folglich höheren Abflußbildungshöhen in diesen Bereichen. Das langjährige Mittel der Abflußbildung des gesamten Gebietes wurde mit 186 mm/a berechnet.

In der Abbildung 4.10 (unten) ist die mittlere jährliche Grundwasserneubildungsrate dargestellt. Die Berechnung dieser Größe erfolgte durch die Addition der Neubildungsraten der beiden Basisabflußkomponenten RG1 und RG2 und Abzug des kapillaren Aufstiegs. Die räumliche Verteilung der Grundwasserneubildung folgt weitestgehend der der Gesamtabflußbildung. Auffällig sind dabei kleinere eng abge-

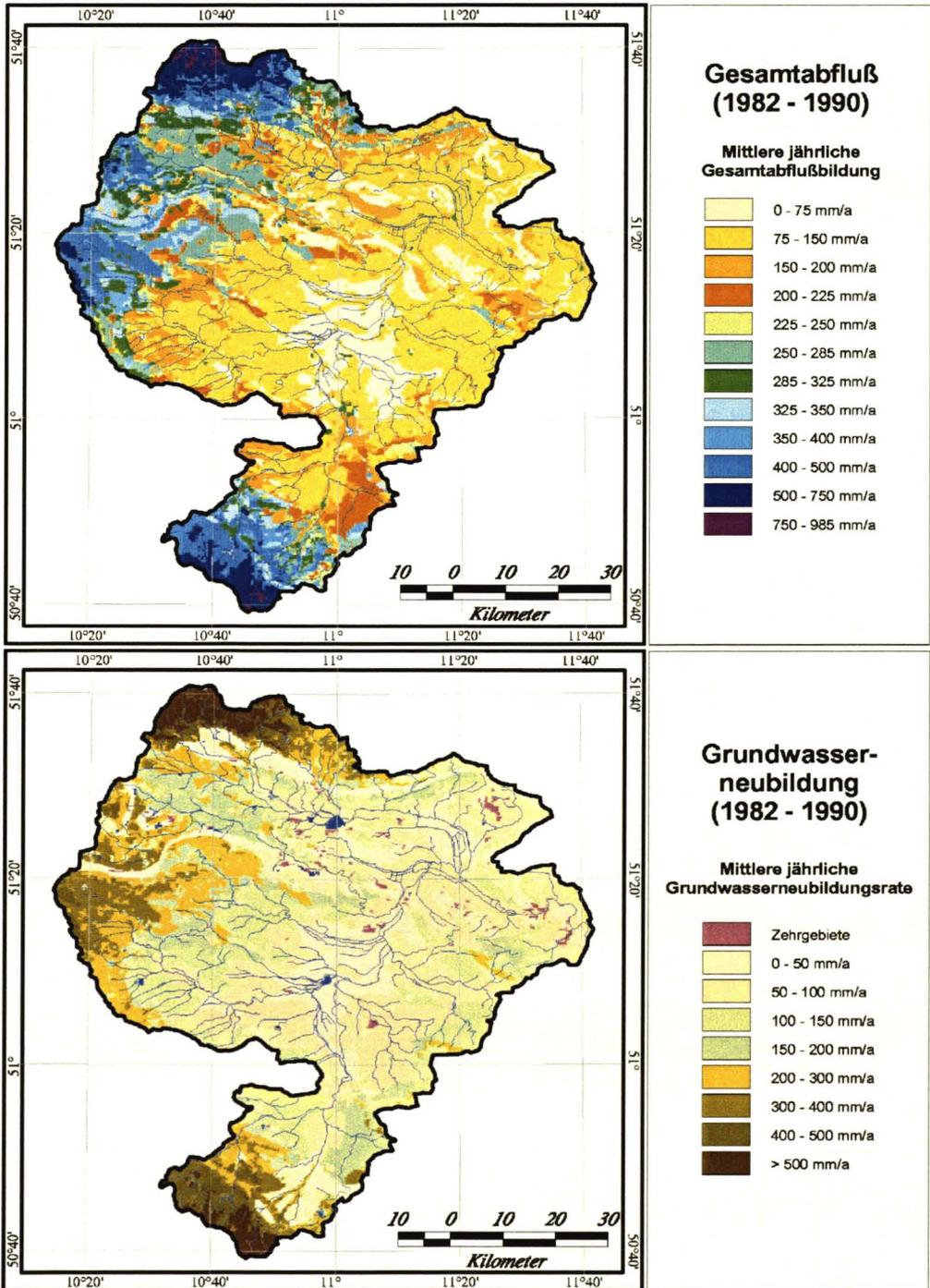


Abbildung 4.10: Langjährige mittlere berechnete Gesamtabflußbildung und langjährige mittlere Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Unstrut. (Zeitreihe 1982 - 1990)

grenzte Bereiche mit niedrigen Grundwasserneubildungsraten im Vergleich zu ihrer Nachbarschaft. Solche Bereiche finden sich im Norden am Fuße des Harzes, im Westen als S-förmiger Streifen an der Grenze zwischen Muschelkalk und Sandstein und im Süden des Einzugsgebietes. Werden diese Bereiche mit der Karte der Bodentypen (Abbildung 4.2, oben) verglichen, zeigt sich, daß dort ausnahmslos der Boden durch eine Rendzina (Le.: 49) gebildet wird. Dieser Bodentyp besitzt in den tieferen Bereichen einen stark tonigen Horizont, mit sehr niedriger hydraulischer Leitfähigkeit, durch den die vertikale Versickerung in den Grundwasserspeicher stark begrenzt wird. Gleichzeitig sind diese Bereiche, zumindest im Norden und Westen, durch hohe Hangneigungswerte gekennzeichnet, die die Bildung der langsamen Direktabflußkomponente RD2 begünstigen. Dies wird durch den Vergleich der oben dargestellten Gesamtabflußbildung auf diesen Flächen bestätigt, die dort oft höhere Werte als ihre direkte Nachbarschaft aufweisen. Auch die hydrogeologische Ausprägung des Untergrundes zeichnet sich auf der Karte der Grundwasserneubildung nach. So sind die Bereiche, deren Untergrund durch Muschelkalk oder Sandstein gebildet wird, durch höhere Grundwasserneubildungsraten gekennzeichnet, als die Keuperflächen im Zentralbereich des Thüringer Beckens. Hier werden generell sehr niedrige Grundwasserneubildungsraten, die selten über 100 mm/a liegen erreicht. Vereinzelt finden sich kleinere Flächen auf denen im Jahresmittel die kapillare Aufstiegsrate die Grundwasserneubildung übersteigt und die in der Karte als Zehrgebiete dargestellt sind. Meist sind dies kleinere Waldbestände, auf denen erhöhte Verdunstungsraten berechnet wurden. Die mittlere langjährige Grundwasserneubildung des gesamten Einzugsgebietes wurden mit 149 mm/a berechnet.

Der Vergleich der hier dargestellten Karte der mittleren jährlichen Grundwasserneubildungsrate mit der Karte der Grundwasserneubildung in Thüringen, des THÜRINGER MINISTERIUMS FÜR LANDWIRTSCHAFT, NATURSCHUTZ UND UMWELT (1996), zeigt ein hohes Maß an Übereinstimmung, was für die Plausibilität der Modellergebnisse spricht.

Die relativen Anteile der einzelnen Abflußkomponenten am Gesamtabfluß im Einzugsgebiet der Unstrut sind in Tabelle 4.4 dargestellt. Wie aus der Tabelle zu ersehen ist, dominiert auch im Einzugsgebiet der Unstrut die Komponente RG2 das Abflußgeschehen. Insgesamt sind die Abflußanteile der einzelnen Komponenten denen der Schwarzen Elster sehr ähnlich. Die modellierten Anteile der Abflußkomponenten sind in den einzelnen Bereichen des Einzugsgebietes sehr unterschiedlich ausgeprägt. Dies ist auf die unterschiedliche Ausprägung der hydrogeologischen Gesteinseinheiten und des Reliefs zurückzuführen. Im Thüringer Wald, im Süden des Gebietes, dominiert, wie in weiten Teilen des Muldeinzugsgebietes die aus der Verwitterungszone stammende schnelle Basisabflußkomponenten RG1 die Gesamtabflußbildung. Sie erreicht dort Anteile von ca. 50 %. Auch auf der Südabdachung des Harzes, im Norden des Einzugsgebietes, ist die Komponente RG1 dominant. In den Bereichen

Tabelle 4.4: *Anteile der Abflußkomponenten am Gesamtabfluß als Ergebnis der Modellierung der Unstrut für den Zeitraum 1982-1990.*

Komponente	Rel. Anteil [%]	Abs. Anteil [mm/a]
RD1	8.22	15.30
RD2	11.89	22.11
RG1	28.22	52.48
RG2	51.67	96.11

in denen der Untergrund aus Schiefergestein gebildet wird, wurden Anteile von mehr als 60 % für diese Komponente berechnet. Im Zentralteil des Gebietes stehen vorwiegend Gesteine an, die für die Modellierung mit nur einer Grundwasserkomponenten parametrisiert wurden. Dies führt dazu, daß diese Komponente einen sehr hohen Anteil an der Gesamtabflußbildung besitzt. Die Dominanz von RG2 in diesem Bereich wird aufgrund der relativ flachen Ausprägung des Reliefs im Beckenbereich noch weiter begünstigt, da sich diese Bedingungen begrenzend auf die Bildung der Komponente RD2 auswirken. Die Anteile von RG2 liegen im Zentralbereich des Thüringer Beckens meist über 75 % und erreichen vereinzelt Werte von mehr als 90 %. In den Bereichen des Untersuchungsgebietes, in denen der Untergrund aus Sandstein gebildet wird, ist die Komponente RG1 wieder in höherem Maße an der Abflußbildung beteiligt. Sie erreicht relative Anteile zwischen 25 und 30 %. Dominante Komponente ist aber auch hier die langsame Basisabflußkomponente RG2, für die Anteile von 40 bis 60 % in diesem Bereich bestimmt wurden.

Schlußfolgerungen und Ausblick

Im ersten Teil der Arbeit, wurden die Grundlagen für die Entwicklung des Modellkonzeptes des J2000 und die Umsetzung dieser Grundlagen in Form von einzelnen Programmodulen vorgestellt. Im zweiten Teil der Arbeit wurde die Anwendung des Modells auf drei verschiedene Untersuchungsgebiete dargestellt. Hierbei konnte gezeigt werden, daß der Wasserhaushalt in allen drei Gebieten mit hinreichender Genauigkeit nachgebildet werden konnte. Gute Ergebnisse wurden in den Einzugsgebieten der Mulde und der Unstrut erzielt, etwas schlechtere im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster. Dies ist sicherlich zum Teil darauf zurückzuführen, daß das Modell anhand des Muldeinzugsgebietes entwickelt wurde und daher beim Einsatz in festgesteinsdominierten Regionen etwas bessere Ergebnisse erbringt. Die etwas schlechteren Ergebnisse im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster sind, neben der unterschiedlichen naturräumlichen Ausstattung, sicherlich auf die starke anthropogene Beeinflussung des Wasserhaushaltes, durch den Braunkohletagebau zurückzuführen und sollten deshalb nicht überbewertet werden. Daß die Übertragung des Modells auf andere Einzugsgebiete keine signifikante Verschlechterung der Modelleffizienz mit sich bringt, konnte am Beispiel des Einzugsgebietes der Unstrut belegt werden. Trotz der deutlich unterschiedlichen Parameterausstattung des Gebietes im Vergleich zu dem der Mulde, wurden sogar etwas höhere Modelleffizienzen erzielt. Weiter konnte bei der Übertragung gezeigt werden, daß der im Muldeinzugsgebiet optimierte Parametersatz nur geringfügig nachgeeicht werden mußte. Dadurch ist belegt, daß spezifische Unterschiede zwischen den einzelnen Untersuchungsgebieten, durch

die in die Gleichungen integrierten Gebietsparameter, ausreichend genau beschrieben werden. Vor diesem Hintergrund kann von einem hinreichend robusten Modellkonzept ausgegangen werden.

Die Unterteilung des Einzugsgebietes in die drei Aggregationsniveaus hat sich generell bewährt, wobei die unterschiedlichen Diskretisierungsniveaus unterschiedlich zu bewerten sind. Die Gliederung des Einzugsgebietes in Hydrologisch Homogenen Einheiten, auf deren Basis vorwiegend die vertikalen Prozesse der Abflußbildung modelliert werden, hat sich für die in dieser Arbeit untersuchten Fragestellung als ausreichend erwiesen. Ebenso konnte gezeigt werden, daß die Regionalisierung der punktuell vorliegenden Eingangsdaten auf Grundlage der diskreten Teilflächen zu plausiblen flächenhaften Ausprägungen der Niederschlags- und Klimadaten führte. Etwas kritischer ist das dritte Aggregationsniveau, die Teileinzugsgebiete zu sehen. Der Übergang, der auf HRU-Basis berechneten Abflußbildung, auf die auf Teileinzugsgebietsbasis berechnete Abflußkonzentration, ist mit einer starken räumlichen Aggregation verbunden. Die Einflüsse, die laterale Wasserbewegungen auf die Prozesse der Abflußbildung haben, werden dadurch vernachlässigt. So können beispielsweise Sättigungsflächen in Talbereichen, die aus seitlichen Zuflüssen resultieren, nicht nachgebildet werden. Eine weitere starke Vereinfachung auf der Prozessebenen der Abflußkonzentration stellt die Tatsache dar, daß die während der Abflußbildung generierten Komponenten auch als solche zum Abfluß kommen. Eine Interaktion zwischen den Konzentrationsspeichern der einzelnen Komponenten während der Abflußkonzentration wird in der derzeitigen Modellversion nicht berücksichtigt. Dies kann insbesondere bei gewässerfernen Standorten problematisch sein, da die Wahrscheinlichkeit hoch ist, daß beispielsweise auf solchen Flächen gebildeter Zwischenabfluß, vor seinem Austritt in das Gerinne, zumindest teilweise in den Grundwasserspeicher perkoliert oder den Boden über die Verdunstung verläßt. Diese vereinfachte Nachbildung der Abflußkonzentration führt zumindest in weniger reliefierten Gebieten zu gewissen Problemen, da dort aufgrund des niedrigeren Gradienten die Fließzeiten höher sind als in stärker reliefierten Mittelgebirgseinzugsgebieten. Diese weisen neben deutlich höheren Gradienten auch meist eine höhere Gewässernetzdichte auf. Dadurch werden die oben angeführten Probleme wieder etwas entschärft. Auch die Nachbildung der Fließvorgänge im Gerinne, stellt, im Vergleich zur Modellierung der flächendifferenzierten Abflußbildung, zweifellos eine starke Vereinfachung dar. So wird im J2000 davon ausgegangen, daß einmal ins Gerinne gelangtes Wasser dort verbleibt, bis es am Auslaßpegel das Gebiet verläßt. Ex- oder Infiltrationsvorgänge werden nicht nachgebildet. Dies kann sich in Einzugsgebieten, wie zum Beispiel dem der Unstrut, in denen Flußversinkungen nachgewiesen sind, als problematisch erweisen. Auch die Auswirkung von Retentionsräumen, wie z.B. Hochwasserrückhaltebecken oder Stauseen, auf die Fließvorgänge im Gerinne und den Abfluß am Auslaßpegel, wird in der derzeitigen Modellversion nicht berücksichtigt. Durch ei-

ne gezielte Verbesserung und Weiterentwicklung des Modellsystems hinsichtlich der lateralen Flüsse und der Nachbildung der Fließvorgänge im Gerinne, könnte die Modelleffizienz sicherlich noch gesteigert werden. Das primäre Ziel dieser Arbeit, nämlich die möglichst genaue Modellierung der flächendifferenzierten Abflußbildung, wird durch die oben genannten Vereinfachungen nur wenig beeinflusst, so daß generell von einer plausiblen Nachbildung ausgegangen werden kann. Dies wurde für die Modellergebnisse aus dem Einzugsgebiet der Mulde, durch Herrn Prof. Krönert vom Umweltforschungszentrum Leipzig, der selbst in diesem Bereich tätig ist, bestätigt.

Neben dem eigentlichen Modellkern, zur Modellierung des Wasserhaushaltes, besitzt das J2000 Routinen zur Regionalisierung der punktuell vorliegenden Klima- und Niederschlagsmeßwerte sowie zur Verdunstungsberechnung und zur Korrektur von Niederschlagsmeßfehlern. Mit diesen Modellroutinen konnten flächenhafte Datensätze aus den punktuellen Eingangsdaten erzeugt werden, die im Vergleich mit anderen flächenhaften Darstellungen, wie z.B. im Hydrologischen Atlas von Deutschland, ein hohes Maß an Übereinstimmung zeigten. Problematisch bei der Regionalisierung der Klimadaten, erwies sich die teilweise ungenügende Stationsdichte bei den zur Verfügung stehenden Datenreihen. Durch den Einsatz der Geländehöhe als Stützfunktion bei der Regionalisierung und durch den Einsatz einer täglich neu berechneten Regressionsgleichung, konnte dies teilweise ausgeglichen werden. Der Vergleich der vom Modell berechneten Verdunstungshöhen mit Darstellung der Gebietsverdunstung, wie sie mit anderen Verfahren ermittelt wird (z.B. HAD, KUNKEL & WENDLAND, 1998), zeigte insgesamt plausible Werte. Die vom J2000 berechneten flächendifferenzierten Verdunstungswerte, bilden das unterschiedliche Verdunstungsverhalten unterschiedlicher Landnutzungsarten gut nach. So konnte in den drei Testgebieten Waldflächen, die durch höhere Transpirationswerte gekennzeichnet sind, von nachbarschaftlichen Ackerlandflächen unterschieden werden. Der hohe Anteil von landwirtschaftlich genutzten Flächen in den Einzugsgebieten führte allerdings zu einer gewissen Unsicherheit, da verschiedene landwirtschaftliche Nutzungsarten bei der verwendeten Datengrundlage nicht unterschieden werden. Verschiedene Feldfrüchte besitzen aber unterschiedliche Vegetationsphasen und ein unterschiedliches Verdunstungsverhalten. Durch den Einsatz von Fernerkundungsdaten, mit deren Hilfe die jeweils aktuelle Landnutzung auf den Ackerflächen genauer bestimmt werden könnte, könnte die Modellsicherheit möglicherweise gesteigert werden.

Auch die Plausibilität der Separierung des Gesamtabflusses in seine Komponenten, wie sie vom J2000 durchgeführt wird, konnte anhand unabhängiger Untersuchungen, wie z.B. SCHWARZE ET AL., (1999) oder anhand der Karte der Grundwasserneubildung des THÜRINGER MINISTERIUMS FÜR LANDWIRTSCHAFT, NATURSCHUTZ UND UMWELT nachgewiesen werden. Die optische Überprüfung der flächendifferenzierten Darstellung der modellierten Abflußkomponenten in Form von Karten oder auch im zeitlichen Verlauf in Form von Ganglinien spricht für die prin-

zielle Richtigkeit der Modellergebnisse. Daß das J2000 den Abfluß nicht nur am Gebietsauslaß, sondern auch innerhalb des Gebietes mit hinreichender Genauigkeit nachbildet, konnte im Muldeinzugsgebiet nachgewiesen werden. Der Vergleich der modellierten Abflüsse, mit den gemessenen Abflüssen von Teileinzugsgebietspegeln erbrachte im allgemeinen gute Übereinstimmungen. Dadurch ist belegt, daß die flächendifferenzierte Modellierung des Wasserhaushaltes auch innerhalb des Untersuchungsgebietes plausible Ergebnisse erbringt.

Weiter konnte gezeigt werden, daß die einzelnen Modellbausteine die hydrologischen Prozesse, die auf der oberen Meso- und der Makroskala wirksam sind, hinreichend genau erfassen und nachbilden. Insbesondere die zentrale Stellung des Bodenmoduls als Regel- und Verteilersystem im Konzept des J2000 hat sich in allen drei Untersuchungsgebieten bewährt.

Die Nachbildung der einzelnen hydrologischen Prozesse in Form von abgekapselten Programmmodulen, erlaubt die Verifizierung einzelner Aspekte der Abflußbildung und -konzentration. Dies wird durch die Möglichkeit unterstützt, einzelne Modellvariablen sowohl flächendifferenziert als auch integrativ für das Gesamtgebiet während der Modellierung in entsprechenden Dateien zu speichern. Dies kann in Form von Tageswerten, Monatsmitteln oder Mittelwerten für die gesamte Zeitreihe erfolgen. Stehen Meßwerte, wie z.B. Bodenfeuchtemessungen oder Schneedeckenbeobachtungen, in einem Untersuchungsgebiet zur Verfügung, können diese gemeinsam mit den Ausgabedateien zur Modellvalidierung eingesetzt werden.

In allen drei Untersuchungsgebieten wurde im Jahr 1984 verhältnismäßig schlechte Modellergebnisse erzielt. Als Erklärung hierfür wurde die hohe Verdunstung in diesem Jahr und die modelltechnische Füllung der Bodenspeicher von unten nach oben angeführt. Eine Überarbeitung des Bodenmoduls, mit dem Ziel die Bodenfeuchte als eine von oben nach unten fortschreitende Sättigungsfront nachzubilden, könnte die Modelleffizienz sicherlich verbessern, da dann Niederschläge auch bei höheren Sättigungsdefiziten stärker abflußwirksam werden könnten. Weiter könnte eine Berücksichtigung des Einflusses des Grundwasserstandes auf die Speichervolumina des Bodens zu einer verbesserten Nachbildung des Abflußgeschehens beitragen.

Insgesamt betrachtet, steht mit dem hier vorgestellten Modellsystem J2000 ein Werkzeug zur Modellierung des Wasserhaushaltes großer Einzugsgebiete zur Verfügung, mit dem die hydrologischen Prozesse, die an der Abflußbildung am Standort beteiligt sind und die der Abflußkonzentration auf Basis von Teileinzugsgebieten, mit einiger Sicherheit und Qualität nachgebildet werden können. Das Modell erwies sich bei der Übertragung auf andere Einzugsgebiete als ausreichend robust, so daß von einem stimmigen Modellkonzept ausgegangen werden kann. Mit den in das Modellsystem integrierten Routinen zur Datenverarbeitung, zur Regionalisierung punktueller Meßwerte und zur Berechnung der Bestandesverdunstung kann das Modell auf Basis der

im nationalen Maßstab verfügbaren Datengrundlagen betrieben werden. Generell steht dem Einsatz höher aufgelöster Datensätze aber nichts im Weg. Die Anwendung des Modells auf ein kleineres, bereits gut untersuchtes und mit hinreichender Sicherheit modelliertes Testgebiet wäre ein interessanter Aspekt zur Validierung der einzelnen Modellbausteine und zur zielgerichteten Verbesserung einzelner Bestandteile. Eine Weiterentwicklung z.B. zur Ankoppelung von Stoffströmen oder zur Hochwasservorhersage, ist aufgrund des modularen Aufbaus des Modells leicht möglich. Für diese Fragestellungen wäre eine räumlich höher aufgelöste Nachbildung der Abflußkonzentration, verbunden mit einer lateralen Verknüpfung der Teilflächen eine vielversprechende Modellerweiterung.

In der derzeitigen Version kann das Modell zur Bilanzierung des Wasserhaushaltes großer Einzugsgebiete eingesetzt werden. Durch die explizite, flächendifferenzier- te Berücksichtigung von unterschiedlichen Landnutzungstypen auf die Prozesse, die an der Abflußbildung beteiligt sind, können mit dem Modell außerdem Prognosen zur mittelfristigen Auswirkung von Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaus- halt berechnet werden.

Literatur

- ÅNGSTRÖM, A., 1924: *Solar and terrestrial radiation*; Quart. J.Roy.Meteor.Soc. 50
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.J., 1990: *Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie*; Gebr. Bornträger Verlag, Stuttgart
- BECKER, A. & BEHRENDT, H., 1998: *Auswirkung der Landnutzung auf den Wasser- und Stoffhaushalt der Elbe*, Zwischenbericht, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam
- BERGSTRÖM, S., 1995: *The HBV Model*; in SINGH, V.P.; Computer Models of Watershed Hydrology; Water Resources Publications; Highlands Ranch - Colorado
- BERGSTRÖM, S., 1992: *The HBV model - its structure and applications*; SMHI, RH No.4; Norrköping; Schweden
- BERTLE, F.A., 1966: *Effects of Snow Compaction on Runoff from Rain and Snow*; Bureau of Reclamation, Engineering Monograph No. 35; Washington
- BEVEN, K.J., KIRKBY, M.J., 1979: *A physically based, variable contributing area model of basin hydrology*; Hydrological Science Bulletin, 24, 1, 43-70
- BEVEN, K.J., LAMB, R., QUINN, P., ROMANOWICZ, R., FREER, J., 1995: *Topmodel*; in SINGH, V.P.; Computer Models of Watershed Hydrology; Water Resources Publications; Highlands Ranch - Colorado
- BEVEN, K.J., KIRKBY, M.J., SCHOFFIELD, N., TAGG, A., 1984: *Testing a Physically-based Flood Forecasting Model (TOPMODEL) for Three UK Catchments*, Journal of Hydrology 69 (119-143)

- BLÜTHGEN, J., 1966: *Allgemeine Klimageographie*; Walter de Gruyter & Co., Berlin
- BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG, 1982: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover
- BREMICKER, M., 1999: *Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM -Version 9/99-Modellgrundlagen und Programmumgebung*; Karlsruhe
- BRETSCHNEIDER, LECHER, K., SCHMIDT, M., 1993: *Taschenbuch der Wasserwirtschaft*; Verlag Paul Parey, Hamburg, Berlin
- BRONSTERT, A., KRYSANOVA, V., SCHRÖDER, A., BECKER, A., BORK, H.R., 1998: *Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten*; Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam
- BÜK 1000: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover
- BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE, 1996: *Internationales Hydrologisches Programm, Jahrbuch 1990*; Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
- CLC-DATENERHEBUNGSANLEITUNG, 1994: ; Statistisches Bundesamt, Wiesbaden
- CRAWFORD, N.H. & LINSLEY, R.K., 1966: *Digital simulation in Hydrology - Stanford Watershed Model IV*; Technical Report No.39; Department of Civil Engineering, Stanford University; Stanford, California, USA
- DICKINSON, R.E., 1984: *Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models*; in HANSEN, J.E., TAKAHASHI, T.; *Climate Processes and Climate Sensitivity*; Geophys. Monograph. Ser. 29; Washington
- DVWK, 1996: *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen*; DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238; Bonn
- DYCK, S.; PESCHKE, G., 1995: *Grundlagen der Hydrologie*; Verlag für Bauwesen, Berlin
- EYRICH, A. (REDAKT.), 1985: *Karte der Hydrogeologischen Einheiten der Deutschen Demokratischen Republik*, Potsdam
- FLÜGEL, W.-A., 1995 A: *Delineating Hydrological Response Units by Geographical Information System Analyses for Regional Hydrological Modelling using PRMS/MMS in the Drainage Basin of the River Bröl, Germany*, Hydr. Proc. 9 (3/4)
- FLÜGEL, W.-A., 1995 B: *Combining GIS with regional hydrologic modeling using Hydrological Response Units (HRUs) – An Application from Germany*, In: *International Congress on Modeling and Simulation (Proceedings)*, Nov. 27.-30.1995, Newcastle
- GABRIEL, B., ZIEGLER, G., SCHULTZE, M., KUNZMANN, R., BUFE, J., FISCHER, H., POHL, A., SCHWARZE, R., BÜHNEMANN, N., 1989: *Das Grundwasser - Einfluß der landwirtschaftlichen Produktion*; Wasserwirtschaftsdirektion Saale-Werra, Forschungsbereich Erfurt
- GALLOWAY, R.W., 1986: *Australian snow fields: past and present*; in BARLOW, B.A.; *Flora and Fauna of Alpine Australasia, Ages and Origins*; CSIRO, Melbourne

- GEIGER, R., ROBERT, H.A., TODHUNTER, P., 1995: *The climate near the ground*; Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft; Braunschweig, Wiesbaden
- GOLF, W., 1981: *Ermittlung der Wasserressourcen im Mittelgebirge*; Wasserwirtschaft-Wassertechnik 31; Berlin
- GURTZ, J., BALTENSWEILER, A., LANG, H., MENZEL, L., SCHULLA, J., 1997: *Auswirkungen von klimatischen Variationen auf Wasserhaushalt und Abfluß im Flußgebiet des Rheins*; Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich
- HERRMANN, A. 1976: *Einflüsse des Alpensüdföhns auf die Schneedeckenentwicklung und das nival gesteuerte Abflußgeschehen*; Polarforschung 46 (2)
- HYDROGRAPHISCHES KARTENWERK, 1969: *Hydrographisches Kartenwerk der Deutschen Demokratischen Republik*, Akademie Verlag GmbH, Berlin
- HYDROLOGISCHER ATLAS VON DEUTSCHLAND, 1998: Herausgegeben vom Bundesumweltministerium für Umwelt Naturschutz und Reaktorsicherheit.
- JORDAN, H. & WEDER, H.J., 1995: *Hydrogeologie - Grundlagen und Methoden*; Enke-Verlag, Stuttgart
- JUNGHANS, H., 1969: *Sonnenscheindauer und Strahlungsempfang geneigter Ebenen*; Abhandlungen des meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr.85, Band 9, Akademie Verlag, Berlin
- KLEEBERG, H.B., BECKER, M., 1998: *ASGI - Band 1 – Theoretische Grundlagen*; Neubiberg
- KLEMEŠ, V., 1986: *Operational testing of hydrological simulation models*; Hydrological Science Journal, 31,1, 13-24
- KNAUF, D., 1980: *Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke*; in DVWK; Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse; DVWK-Schriften Heft 46; Bonn
- KNAUF, D., 1976: *Die Abflußbildung in schneebedeckten Einzugsgebieten des Mittelgebirges*; Technischer Bericht Nr. 17; Institut für Hydraulik und Hydrologie, TH Darmstadt
- KRAUSE, P., 2000: *Regionalisierung von Niederschlags- und Klimadaten für die makroskalige, prozessorientierte Wasserhaushaltsmodellierung*; in: GEROLD, G. (Hrsg.); Heterogenität landschaftshaushaltlicher Wasser- und Stoffumsätze in Einzugsgebieten; EcoRegio, Universität Göttingen
- KRAUSE, P. & KUNKEL, R., 1999: *Einfluß von Skalierungseffekten bei der Wasserhaushaltsmodellierung in großen Flußgebieten*; in: FOHRER, N. & DÖLL, P.; Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten, University press, Kassel
- KUNKEL, R. & WENDLAND, F. 1998: *Der Landschaftswasserhaushalt im Flußeinzugsgebiet der Elbe*; Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Environment, Vol.12; Jülich

- KUNKEL, R. & WENDLAND, F. 1999: *Das Weg/Zeitverhalten des grundwasserbürtigen Abflusses im Elbeinzugsgebiet*; Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Environment, Vol.19; Jülich
- KWADIJK, J., 1993: *The impact of climate change on the discharge of the river Rhine*; Nederlands Geografische Studies 171, Utrecht
- LANG, H., 1966: *Hydrometeorologische Ergebnisse aus Abflußmessungen im Bereich des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) in den Jahren 1957 bis 1959*; Archiv für Meteorologie, Serie B, Band 14 (3-4), Wien
- LEAVESLY, G.H., LICHTY, R.W., TROUTMAN, B.M., SAINDON, L.G., 1983: *The Precipitation-Runoff Modeling System - PRMS: User's Manual*; Water Resources Investigation Report 83-4238, Denver Colorado
- LEIBUNDGUT, CH., 1999: *Abflußbildung und Einzugsgebietsmodellierung*; DFG Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn
- LEIBUNDGUT, CH, 1984: Zur Erfassung hydrologischer Messwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen. Geomethodica 9
- LENZ, C.J., 1996: *Energieumsetzung an der Oberfläche in gegliedertem Gelände*; Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe, Nr. 19
- LILJEQUIST, G.H., 1984: *Allgemeine Meteorologie*; Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig
- LINSLEY, R., KOHLER, M., PAULHUS, I., 1975: *Hydrology for engineers*; McGraw Hill, New York
- LUCKNER, L., 1981: *Regional hydrogeologische Verhältnisse der DDR*; Technische Universität Dresden, Sektion Wasserwesen
- MANIAK, U., 1997: *Hydrologie und Wasserwirtschaft*; Springer Verlag, Berlin
- MARTINEC, J., 1976: *Snow and Ice*; Mitteilungen des Eidgen. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung No.31
- MEHLHORN, J., 1998: *Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung*; Freiburger Schriften zur Hydrologie, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg
- MENZEL, L., 1997: *Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre*; Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich
- MONTEITH J.L.; 1975: *Vegetation and atmosphere, Vol.1 Principles*; Academic Press, London
- MONTEITH J.L.; 1975B: *Vegetation and atmosphere, Vol.2 Case Studies*; Academic Press, London
- NASH, J.E. & SUTCLIFFE, J.V., 1970: *River flow forecasting through conceptual models*; Part I - A discussion fo principles, Journal of Hydrology, No.10, 282-290

- PESCHKE, G., ETZENBERG, C., MÜLLER, G., TÖPFER, J., ZIMMERMANN, S., 1998: *Das wissenschaftsbasierte System FLAB - ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflußbildung*; IHI Schriften Heft 10, Zittau
- PHILIP, J.R., 1969: *Theory of infiltration*; Advances in hydrosociences 5, Academic Press, New York
- PRENOSIL, T., 1980: *Anwendungen eines numerischen Modells für die Überströmung mesoskaliger Geländeformen*; Ann. Meteor., N.F., 16, 106-108
- RICHTER, D., 1995: *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers der Hellmann-Niederschlagsmessers*, Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr.194, Offenbach am Main
- RUDELL, A.R., BUDD, W.F., SMITH, I.N., KEAGE, P.L., JONES, R., 1990: *The south east Australian climate study*; Report of the Department of Meteorology, University of Melbourne
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P., 1984: *Lehrbuch der Bodenkunde*; Enke Verlag, Stuttgart
- SCHREIDER, S.YU., WHETTON, P.H., JAKEMAN, A.J., PITTOCK, A.B., 1997: *Runoff modelling for snow-affected catchments in the Australian alpine region, eastern Victoria*; in Journal of Hydrology 200 (1-23)
- SCHULLA, J., 1997: *Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen*; ETH-Dissertation 12018, Geographisches Institut der ETH Zürich
- SCHWARZE, R., 1985: *Gegliederte Analyse und Synthese des Niederschlags-Abfluß-Prozesses von Einzugsgebieten*; Dissertation, TU-Dresden, Fakultät für Bau-, Wasser- und Forstwesen, Dresden
- SCHWARZE, R., GRÜNEWALD, U., BECKER, A., FRÖHLICH, W., 1989: *Computer-aided analysis of flow recession and coupled water balance investigations*; IAHS Publication, No.187
- SCHWARZE, R., HERRMANN, A., MÜNCH, A., GRÜNEWALD, U., SCHÖNINGER, M., 1991: *Rechnergestützte Analyse von Abflußkomponenten und Verweilzeiten in kleinen Mittelgebirgseinzugsgebieten*; Acta hydrophysica, Berlin
- SCHWARZE, R., HEBERT, D., OPPERDEN, K., 1995: *On the residence time of runoff from small catchment areas in the Erzgebirge region*; Isotopes Environ Health Stud. 1995, Vol.31
- SCHWARZE, R., DRÖGE, W., OPPERDEN, K., 1999: *Regional analysis and modelling of groundwater components from catchments in hard rock areas*, IAHS Publication, No.
- SEVRUK, B., 1989: *Reliability of precipitation measurements*; in Workshop of precipitation measurement, St. Moritz
- SINGH, V.P., 1995: *Computer Models of Watershed Hydrology*; Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA

- SONNTAG, D., 1994: *Advancements in the field of hygrometry*; Meteorologische Zeitschrift N.F.3
- THOMPSON, N., BARRIE, I.A., AYLES, M., 1981: *The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS (July 1981)*; Hydrological Memorandum No.45; Bracknell
- THÜRINGER MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, NATURSCHUTZ UND UMWELT, 1996: *Grundwasser in Thüringen*; Erfurt
- TODD, D.K., 1970: *The Water Encyclopedia*; Water Information Centre; Port Washington, NY
- UHLENBROOK, S. 1999: *Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet*; Freiburger Schriften zur Hydrologie; Institut für Hydrologie, Universität Freiburg
- UHLENBROOK, S. & LEIBUNDGUT, CH., 1997: *Abflußbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen*; in Wasser und Boden 9/1997
- WEISCHET, W., 1977: *Einführung in die allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen*, B.G. Teubner Verlag, Stuttgart
- WENDLAND, F. & KUNKEL, R., 1999: *Das Nitratabbauvermögen im Grundwasser des Elbeinzugsgebietes*; Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Environment, Band 13; Jülich
- WENDLING, U., 1992: *Vergleich der im Deutschen Wetterdienst verwendeten Beratungsmethoden zur Verdunstung und zur Wasserversorgung landwirtschaftlicher Bestände*; Abschlußbericht, Offenbach
- WESSOLEK, G., 1993: *Erarbeitung eines Schlüssels zur Abschätzung von Versickerung und Oberflächenabfluß versiegelter Flächen Berlins*; Unveröffentlichter Bericht im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Außenstelle Berlin
- ZHAO, R.J., 1977: *Flood forecasting method for humid regions of China*; East China Institute of Hydraulic Engineering, Nanjing, China.

Relatetabelle der Bodenparameter

In Abbildung A.1 ist die Relatetabelle der Bodenparameter, die in der vorliegenden Arbeit verwendet wurde abgebildet. Sie entspricht in ihrem Aufbau der Bodenparametertabelle, die zum Betrieb des J2000 benötigt wird und kann als Vorlage zur Erstellung von weiteren Bodenparametertabellen dienen. Im einzelnen enthält diese Tabelle folgende Spalten: (1) Le; Nummer der Legendeneinheit. Über dieses Feld wird die Verknüpfung zwischen den HRUs und den Bodentypen hergestellt. (2) ET; maximale Entwicklungstiefe des Bodenprofils in Zentimetern. (3) LK; das Grobporenvolumen (Luftkapazität) des gesamten Bodenprofils in Millimetern. (4-23) nFk; das Feinporenvolumen (nutzbare Feldkapazität) für jeden Dezimeter des Bodens in Millimetern. (24) Summe nFk; die gesamte nutzbare Feldkapazität des Bodenprofils. (25) kf-min; die hydraulische Leitfähigkeit des undurchlässigsten Horizontes in Metern pro Tag. (26) die Mächtigkeit des undurchlässigsten Horizontes in Metern. (27) kf-max; die hydraulische Leitfähigkeit des Horizontes über dem undurchlässigsten, mit der besten hydraulischen Leitfähigkeit. (28) kap; ein 0/1 Feld, mit dem der kapillare Aufstieg erlaubt (1) oder unterbunden (0) werden kann.

Die in Abbildung A.1 dargestellten Werte wurden aus den Horizontbeschreibungen der BÜK1000 und der Bodenkundlichen Kartieranleitung (BGR, 1982) abgeleitet. Die Parametrisierung des Mittelporenvolumens der einzelnen HRUs erfolgt während der Modellinitialisierung in Abhängigkeit von der jeweiligen Landnutzungsart, in der Art, daß sich das Mittelporenvolumen als Summe der Dezimeterbereiche ergibt, die im Bereich der effektiven Wurzeltiefe liegen. Beispielsweise ergibt sich für eine

HRU, die den Bodentyp 48 aufweist, bei einer Landnutzung Grassland (eff. WT 30 cm) ein Mittelporenvolumen von 78 mm ($= 26.5 + 26.5 + 25$). Bei einer Landnutzung Wald (eff. WT 2 m) ergibt sich ein Mittelporenvolumen von 341.6 mm. Das Grobporenvolumen, das nicht von der Landnutzungsart abhängt, erhält in beiden Fällen den Wert von 99.2 mm.

Schriften des Forschungszentrums Jülich. Reihe Umwelt/Environment:

1. **Energiemodelle in der Bundesrepublik Deutschland. Stand der Entwicklung**
IKARUS-Workshop vom 24. bis 25. Januar 1996
herausgegeben von S. Molt, U. Fahl (1997), 292 Seiten
ISBN 3-89336-205-3

2. **Ausbau erneuerbarer Energiequellen in der Stromwirtschaft**
Ein Beitrag zum Klimaschutz
Workshop am 19. Februar 1997, veranstaltet von der Forschungszentrum Jülich GmbH und der Deutschen Physikalischen Gesellschaft
herausgegeben von J.-Fr. Hake, K. Schultze (1997), 138 Seiten
ISBN 3-89336-206-1

3. **Modellinstrumente für CO₂-Minderungsstrategien**
IKARUS-Workshop vom 14. bis 15. April 1997
herausgegeben von J.-Fr. Hake, P. Markewitz (1997), 284 Seiten
ISBN 3-89336-207-X

4. **IKARUS-Datenbank - Ein Informationssystem zur technischen, wirtschaftlichen und umweltrelevanten Bewertung von Energietechniken**
IKARUS. Instrumente für Klimagas-Reduktionsstrategien
Abschlußbericht Teilprojekt 2 „Datenbank“
H.-J. Laue, K.-H. Weber, J. W. Tepel (1997), 90 Seiten
ISBN 3-89336-214-2

5. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 1. Szenarien und Maßnahmen zur Minderung von CO₂-Emissionen in Deutschland bis zum Jahre 2005
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1997), 410 Seiten
ISBN 3-89336-215-0

6. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 2. Emissionsminderungsmaßnahmen für Treibhausgase, ausgenommen energiebedingtes CO₂
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1997), 110 Seiten
ISBN 3-89336-216-9

7. **Modelle für die Analyse energiebedingter Klimagasreduktionsstrategien**
IKARUS. Instrumente für Klimagas-Reduktionsstrategien
Abschlußbericht Teilprojekt 1 „Modelle“
P. Markewitz, R. Heckler, Ch. Holzapfel, W. Kuckshinrichs, D. Martinsen,
M. Walbeck, J.-Fr. Hake (1998), VI, 276 Seiten
ISBN 3-89336-220-7

8. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 3. Methodik-Leitfaden für die Wirkungsabschätzung von Maßnahmen zur Emissionsminderung
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1998), VIII, 95 Seiten
ISBN 3-89336-222-3

9. **Horizonte 2000**
6. Wolfgang-Ostwald-Kolloquium der Kolloid-Gesellschaft
3. Nachwuchstage der Kolloid- und Grenzflächenforschung
Kurzfassungen der Vorträge und Poster
zusammengestellt von F.-H. Haegel, H. Lewandowski, B. Krahl-Urban (1998),
150 Seiten
ISBN 3-89336-223-1

10. **Windenergieanlagen - Nutzung, Akzeptanz und Entsorgung**
von M. Kleemann, F. van Erp, R. Kehrbaum (1998), 59 Seiten
ISBN 3-89336-224-X

11. **Policy Scenarios for Climate Protection**
Study on Behalf of the Federal Environmental Agency
Volume 4. Methodological Guideline for Assessing the Impact of Measures for Emission Mitigation
edited by G. Stein, B. Strobel (1998), 103 pages
ISBN 3-89336-232-0

12. **Der Landschaftswasserhaushalt im Flußeinzugsgebiet der Elbe**
Verfahren, Datengrundlagen und Bilanzgrößen
Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im
Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 1.
von R. Kunkel, F. Wendland (1998), 110 Seiten
ISBN 3-89336-233-9

13. **Das Nitratabbauvermögen im Grundwasser des Elbeeinzugsgebietes**
Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im
Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 2.
von F. Wendland, R. Kunkel (1999), 166 Seiten
ISBN 3-89336-236-3

14. **Treibhausgasminderung in Deutschland zwischen nationalen Zielen und internationalen Verpflichtungen**
IKARUS-Workshop am 27.05.1998, Wissenschaftszentrum Bonn-Bad
Godesberg. Proceedings
herausgegeben von E. Läge, P. Schaumann, U. Fahl (1999), ii, VI, 146 Seiten
ISBN 3-89336-237-1

15. **Satellitenbildauswertung mit künstlichen Neuronalen Netzen zur Umweltüberwachung**
Vergleichende Bewertung konventioneller und Neuronaler Netzwerkalgorithmen
und Entwicklung eines integrierten Verfahrens
von D. Klaus, M. J. Canty, A. Poth, M. Voß, I. Niemeyer und G. Stein (1999),
VI, 160 Seiten
ISBN 3-89336-242-8

16. **Volatile Organic Compounds in the Troposphere**
Proceedings of the Workshop on Volatile Organic Compounds in the
Troposphere held in Jülich (Germany) from 27 – 31 October 1997
edited by R. Koppmann, D. H. Ehhalt (1999), 208 pages
ISBN 3-89336-243-6

17. **CO₂-Reduktion und Beschäftigungseffekte im Wohnungssektor durch das CO₂-Minderungsprogramm der KfW**
Eine modellgestützte Wirkungsanalyse
von M. Kleemann, W. Kuckshinrichs, R. Heckler (1999), 29 Seiten
ISBN 3-89336-244-4

18. **Symposium über die Nutzung der erneuerbaren Energiequellen Sonne und Wind auf Fischereischiffen und in Aquakulturbetrieben**
Symposium und Podiumsdiskussion, Izmir, Türkei, 28.-30.05.1998.
Konferenzbericht
herausgegeben von A. Özdamar, H.-G. Groehn, K. Ülgen (1999), IX, 245 Seiten
ISBN 3-89336-247-9

19. **Das Weg-, Zeitverhalten des grundwasserbürtigen Abflusses im Elbeeinzugsgebiet**
Analyse von Wasserhaushalt, Verweilzeiten und Grundwassermilieu im Flußeinzugsgebiet der Elbe (Deutscher Teil). Abschlußbericht Teil 3.
von R. Kunkel, F. Wendland (1999), 122 Seiten
ISBN 3-89336-249-5

20. **Politiksznarien für den Klimaschutz**
Untersuchungen im Auftrag des Umweltbundesamtes
Band 5. Szenarien und Maßnahmen zur Minderung von CO₂-Emissionen in Deutschland bis 2020
herausgegeben von G. Stein, B. Strobel (1999), XII, 201 Seiten
ISBN 3-89336-251-7

21. **Klimaschutz durch energetische Sanierung von Gebäuden. Band 1**
von J.-F. Hake, M. Kleemann, G. Kolb (1999), 216 Seiten
ISBN 3-89336-252-2

22. **Electroanalysis**
Abstracts of the 8th International Conference held from 11 to 15 June 2000 at the University of Bonn, Germany
edited by H. Emons, P. Ostapczuk (2000), ca. 300 pages
ISBN 3-89336-261-4

23. **Die Entwicklung des Wärmemarktes für den Gebäudesektor bis 2050**
von M. Kleemann, R. Heckler, G. Kolb, M. Hille (2000), ii, 94 Seiten
ISBN 3-89336-262-2

24. **Grundlegende Entwicklungstendenzen im weltweiten Stoffstrom des Primäraluminiums**
von H.-G. Schwarz (2000), XIV, 127 Seiten
ISBN 3-89336-264-9

25. **Klimawirkungsforschung auf dem Prüfstand**
Beiträge zur Formulierung eines Förderprogramms des BMBF
Tagungsband des Workshop „Klimaforschung“, Jülich, vom 02. bis 03.12.1999
von J.-Fr. Hake, W. Fischer (2000), 150 Seiten
ISBN 3-89336-270-3

26. **Energiezukunft 2030**
Schlüsseltechnologien und Techniklinien
Beiträge zum IKARUS-Workshop 2000 am 2./3. Mai 2000
herausgegeben von U. Wagner, G. Stein (2000), 201 Seiten
ISBN 3-89336-271-1

27. **Der globale Wasserkreislauf und seine Beeinflussung durch den Menschen**
Möglichkeiten zur Fernerkundungs-Detektion und -Verifikation
von D. Klaus und G. Stein (2000), 183 Seiten
ISBN 3-89336-274-6

28. **Satelliten und nukleare Kontrolle**
Änderungsdetektion und objektorientierte, wissensbasierte Klassifikation von
Multispektralaufnahmen zur Unterstützung der nuklearen Verifikation
von I. Niemeyer (2001), xiv, 206 Seiten
ISBN 3-89336-281-9

29. **Das hydrologische Modellsystem J2000**
Beschreibung und Anwendung in großen Flußgebieten
von P. Krause (2001), xiv, 247 Seiten
ISBN 3-89336-283-5

In diesem Buch wird das hydrologische Modellsystem J2000 vorgestellt, mit dem eine prozessorientierte Modellierung des Wasserhaushalts in großen Flußbezugsgebieten durchgeführt werden kann. Besonders für die Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie ist die Verfügbarkeit derartiger, großräumig einsetzbarer Modellinstrumentarien von großer Bedeutung.

Mit dem J2000 können die wesentlichen am Wasserhaushalt beteiligten Prozesse für Flußbezugsgebiete von mehr als 1000 km² Fläche in täglicher Auflösung simuliert und die Ergebnisse in Form von Karten, Diagrammen und Tabellen ausgegeben werden. Die Modellierung erfolgt dabei flächendifferenziert unter Einbeziehung von Parametern, die aus allgemein verfügbaren digitalen Datengrundlagen und Karten ermittelt und abgeleitet werden können. Neben dem eigentlichen Wasserhaushaltsmodell beinhaltet das Modellsystem Routinen zur Regionalisierung punktueller Meßwerte, zur Verdunstungsberechnung sowie zur Niederschlagskorrektur.

Im ersten Teil dieses Buches wird das Modellkonzept, die hydrologischen Grundlagen sowie die benötigten Datengrundlagen umfassend beschrieben. Im zweiten Teil wird die Anwendung des J2000 in den Einzugsgebieten der Mulde, der Schwarzen Elster und der Unstrut ausführlich dargestellt.

Forschungszentrum Jülich



Band 29
ISBN 3-89336-283-5

**Umwelt
Environment**