

**Räumlich differenzierte Modellierung der
Grundwasserströmung alluvialer Aquifere für
mesoskalige Einzugsgebiete**

Von der Fakultät Bau- und Umweltingenieurwissenschaften
der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde eines Doktors der
Ingenieurwissenschaften (Dr.-Ing.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Jens Wolf

aus Eckernförde

Hauptberichter: Prof. Dr. h.c. Dr.-Ing. E.h. Helmut Kobus, Ph.D.
Mitberichter: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. habil. András Bárdossy
Prof. Dr. rer. nat. Ralf Ludwig

Tag der mündlichen Prüfung: 3. Juli 2006

Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart

2006

D93 Räumlich differenzierte Modellierung der Grundwasserströmung alluvialer Aquifere für mesoskalige Einzugsgebiete

Wolf, Jens:

Räumlich differenzierte Modellierung der Grundwasserströmung alluvialer Aquifere für mesoskalige Einzugsgebiete / von Jens Wolf. Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart.
- Stuttgart: Inst. für Wasserbau, 2006

(Mitteilungen / Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart ; H. 148)

Zugl.: Stuttgart, Univ., Diss., 2006

ISBN 3-933761-51-4

Gegen Vervielfältigung und Übersetzung bestehen keine Einwände, es wird lediglich um Quellenangabe gebeten.

Herausgegeben 2006 vom Eigenverlag des Instituts für Wasserbau
Druck: Sprint-Druck, Stuttgart

Vorwort

Aus den in den letzten Jahrzehnten beobachteten globalen Veränderungen von Klima und Umwelt resultieren neue Herausforderungen für eine interdisziplinäre, großskalige Betrachtung der hydrologischen Zusammenhänge. Mit der Einführung der Wasser-Rahmenrichtlinie hat sich die EU das Ziel gesetzt, Maßnahmen zum Schutz und der nachhaltigen Bewirtschaftung des Wassers auf Einzugsgebietsebene zu ergreifen. Das BMBF-Forschungsprogramm GLOWA (Globaler Wandel des hydrologischen Kreislaufs) verfolgt die Zielsetzung, geeignete Methoden und Maßnahmen zu entwickeln und mögliche Szenarien auf Einzugsgebietsebene zu untersuchen. In diesem Rahmen wird für das Einzugsgebiet der oberen Donau bis Passau ein numerisch basiertes Entscheidungsunterstützungssystem (EUS) „DANUBIA“ mit Modulen aus 13 beteiligten Fachdisziplinen entwickelt, für das am Stuttgarter Institut für Wasserbau die Module zur Beschreibung des regionalen unterirdischen Wasserumsatzes konzipiert und aufgebaut werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist in diesem Rahmen die Konzeption und Erstellung eines physikalisch basierten mesoskaligen Grundwassermodells mit Fokus auf der Skalenproblematik. Während konventionelle Grundwassermodelle zur Beantwortung spezifischer lokaler Fragestellungen entwickelt werden und somit sowohl räumlich als auch zeitlich mit einer hohen Auflösung der jeweiligen Fragestellung angepasst werden, ist eine solche Anpassung bei einem großräumig-regionalen Grundwassermodell im Rahmen eines EUS in der Regel nicht möglich. Hier gilt es, für alle beteiligten Disziplinen, einen Kompromiss zwischen geforderter Skala und der Komplexität der Modelle zu finden.

Durch die gewählte Rastergröße für DANUBIA von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ wird, insbesondere in Verbindung mit einem Finite-Differenzen-Ansatz, die Abbildung wichtiger hydrogeologischer Strukturen erschwert. In der Arbeit wird deshalb der Frage nachgegangen, wie man physikalisch basierte Grundwassermodelle für große Einzugsgebiete erstellen und mit den anderen Modellkomponenten vernetzen kann. Besonderes Augenmerk gilt der Modellierung der hydrologisch äußerst bedeutsamen alluvialen Talaquifere, die einerseits eine relativ zur Zellgröße kleine Ausdehnung haben, andererseits jedoch regional den meisten Wasserumsatz bewirken. Hier ist ein Kompromiss zu suchen zwischen der Notwendigkeit, Aquiferaufbau und Parametrisierung zu vereinfachen, und der Plausibilität und Validierbarkeit der Ergebnisse.

Die Modellansätze werden anhand von Testgebieten sowie des gesamten Einzugsgebiets der oberen Donau getestet, validiert und einer Sensitivitätsanalyse unterzogen. Damit ergibt sich eine gute Übersicht über das komplexe Themenfeld mit einer allgemeinen Bewertung der Ergebnisse, der gewählten Modellansätze sowie der gegebenen Anwendungsgrenzen für mesoskalige Grundwassermodelle.

Stuttgart, im Juli 2006

Prof. Dr.-Ing. E.h. Dr. h.c. Helmut Kobus, Ph.D

Danksagung

„Neither life nor history is an enterprise for those who seek simplicity and consistency.“ DIAMOND (2005)

Die vorliegende Dissertation entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart im Rahmen des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderten Forschungsprojektes GLOWA-Danube und wäre nicht zustande gekommen, wenn ich nicht breite Unterstützung und Hilfe gehabt hätte.

An erster Stelle möchte ich mich bei Herrn Professor Dr. h.c. Dr.-Ing. E.h. Helmut Kobus, Ph.D. ganz herzlich für die Übernahme meiner Arbeit und die fachliche Betreuung bedanken.

Den Herren Professor Dr. rer. nat. Dr.-Ing. habil. András Bárdossy und Professor Dr. rer. nat. Ralf Ludwig von der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel danke ich ebenfalls ganz herzlich für die Übernahme der Koreferate.

Großen Dank schulde ich darüber hinaus allen Kollegen meiner Arbeitsgruppe für die gute Zusammenarbeit und für die freundliche Arbeitsatmosphäre. Den Projektleitern meiner Arbeitsgruppe, Jürgen Braun, Ph.D. und Dr. rer. nat. Roland Barthel, danke ich zusätzlich für die kontinuierliche Unterstützung und die vielen konstruktiven Anmerkungen zu meiner Arbeit.

Mein Büro- und Arbeitskollege Dr.-Ing. Vlad Rojanschi hat durch seine Master Thesis, seine vielfältigen Verbesserungsvorschläge und Kommentare in ganz besonderem Maße zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen. Für seine Inspirationen, sein kollegiales Verhalten und unsere gute Zusammenarbeit möchte ich ihm an dieser Stelle ganz besonders danken.

Neben Vlad Rojanschi haben meine Kolleginnen Johanna Jagelke und Darla Nickel, Dominik Wisser von der Ruhr-Universität Bochum und Dr. rer. nat. Thorsten Chmura von der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn Rohfassungen dieser Dissertation gelesen und sie durch ihre Kommentare wesentlich verbessert.

Danken möchte ich zudem allen anderen IWS- und WAREM-Kollegen, mit denen ich während meiner Zeit an der Universität Stuttgart zusammengearbeitet habe. Namentlich nennen möchte ich Jens Mödinger, Beate Kohler, Aleksandar Trifkovic, Yvonne Reichert und Claudia Hojak.

Letztendlich möchte ich allen meinen Freunden und Verwandten danken. Mein ganz besonderer Dank gebührt dabei meinen Eltern und meiner Schwester für ihre unermüdliche und vorbehaltlose Unterstützung meines bisherigen Lebensweges.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Danksagung	III
Abbildungsverzeichnis	IX
Tabellenverzeichnis	XIII
Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen	XVII
Abstract	XIX
Zusammenfassung	XXXI
1 Einführung	1
1.1 Motivation und Problemstellung	1
1.2 Zielsetzung	4
1.3 Vorgehensweise	5
2 Grundlagen räumlich differenzierter hydrologischer Modelle	10
2.1 Einführung	10
2.1.1 Konzepte	10
2.1.2 Zusammenfassung	13
2.2 Hydrologische Modellierung im Projekt GLOWA-Danube	14
2.3 Das Skalenproblem in der Hydrologie	20
2.3.1 Interpolation	23
2.3.2 Aggregation	29
2.3.3 Zusammenfassung und weitere Vorgehensweise	30
3 Rasterbasierte Modellierung	32
3.1 Numerische Konzepte	32
3.1.1 Verwaltung geographischer Information	32
3.1.2 Rasterdaten und Vektordaten	34
3.1.3 Algebraische Operationen mit Rasterdaten	35
3.2 Digitale Geländemodelle	39
3.3 Ableitung hydrologischer Parameter aus Digitalen Geländemodellen	39
3.4 Rasterbasierte Grundwassermodelle	43
3.4.1 Randbedingungen	47
3.4.2 Anfangsbedingungen	47

3.4.3	Nichtlineare Probleme	48
4	Die entwickelten hydrogeologischen Konzeptmodelle	51
4.1	Das hydrogeologische Konzeptmodell „Obere Donau“	52
4.1.1	Der Malmkarst	55
4.1.2	Die Molasse im bayerischen Tertiärhügelland	58
4.1.3	Die quartären Talaquifere	59
4.2	Die Problematik der quartären Talaquifere	62
4.3	Das hydrogeologische Konzeptmodell „Ammertal“	65
4.4	Zusammenfassung	69
4.4.1	Die ermittelten Parameter	69
4.4.2	Die Exkursion ins Ammertal am 15.08.2005	70
5	Implementierung der alluvialen Aquifere in rasterbasierte Grundwassermodelle	73
5.1	Implementierung der horizontalen Verbreitung	73
5.1.1	Vektor-Raster-Konvertierung	74
5.1.2	Einsatz zusätzlicher Information	74
5.1.3	Berücksichtigung der Nachbarschaft in einem FD-Modell	77
5.2	Implementierung der vertikalen Geometrie	77
5.2.1	Das Flussnetz	78
5.2.2	Die quartäre Aquiferbasis	80
5.3	GALA: Ein integrativer Ansatz zur Implementierung alluvialer Aquifere	81
5.4	Verteilung der Perkolation in Regionen mit geringem Grundwasserumsatz	85
5.5	Upscaling des Konzeptmodells „Ammertal“	87
6	Parametrisierung der Grundwassermodelle	90
6.1	Bestimmung aggregierter hydraulischer Parameter	91
6.1.1	Bestimmung äquivalenter Parameter	92
6.1.2	Effektive Parameter: Lösungen der LAPLACE-Gleichung	96
6.1.3	Zusammenfassung	98
6.2	Zuweisung von Speicherkoeffizienten	99
7	Numerische Modellierung	102
7.1	Stationäre Modellierung	102
7.1.1	Ergebnisse des Modells „Ammertal“	103
7.1.2	Ergebnisse des Modells „Obere Donau“	109
7.2	Instationäre Modellierung	111
7.2.1	Ergebnisse des Modells „Ammertal“	114
7.2.2	Ergebnisse des Modells „Obere Donau“	117
7.3	Sensitivitätsanalyse	119
7.4	Klimaszenarien mit GLOWA-Danube	123
7.4.1	Generierung der Klimadaten	124
7.4.2	Ergebnisse des Grundwassermodells aus den Szenarienläufen	125

8	Bewertung der Ergebnisse	127
8.1	Was sollte erreicht werden?	127
8.2	Welche Probleme traten dabei auf?	127
8.3	Was konnte erreicht werden?	128
8.4	Was können diese entwickelten Modelle nicht leisten?	129
8.5	Was können die entwickelten Modelle leisten?	130
8.6	Sind solche Modelle physikalisch basiert?	131
8.7	Was kann man noch tun?	132
	Literaturverzeichnis	134

Abbildungsverzeichnis

0.1	The Upper Danube Catchment	XX
0.2	Geological-hydrogeological map of the Upper Danube Catchment . . .	XXI
0.3	A cross section of the Iller valley within the raster applied in the GLOWA-Danube project	XXII
0.4	Correcting the bottlenecks in the preprocessing	XXIII
0.5	The underlying principle of the developed algorithm for the implemen- tation of an alluvial aquifer system	XXIV
0.6	Stationary model results	XXVI
0.7	Transient model results	XXVII
0.8	Development of groundwater levels in the Mangfall Valley for different scenarios	XXIX
1.1	Die Stellung des Forschungsprojektes GLOWA in der politischen und wissenschaftlichen Diskussion	3
1.2	Prinzipiskizze alluvialer Aquifere	5
1.3	Ablauf der Arbeitsschritte	7
2.1	Komponenten und Prozesse des hydrologischen Kreislaufs	11
2.2	Klassifikation hydrologischer Modelle	11
2.3	Das Einzugsgebiet „Obere Donau“	15
2.4	Kopplung der mit dem Grundwassermodell in Verbindung stehenden Komponenten des hydrologischen Kreislaufes	17
2.5	Skalenbereiche der Porositäten und Durchlässigkeiten poröser Medien	21
2.6	Charakteristische Längen bzw. Zeiten von Skalierungsmethoden	22
2.7	Das aus Interpolation und Aggregation zusammengesetzte Skalierungs- problem	24
2.8	Die Variabilität der Höhenwerte auf einem Quadratkilometer im Ein- zugsgebiet der Ammer	30
3.1	Filteroperatoren für Rasterdaten	37
3.2	Punkt-Topologien für Rasterdatensätze	38
3.3	Der Breaching-Algorithmus	42
3.4	Ableitung der Akkumulation aus einem senkenfreien DGM	43
3.5	Verhalten des Grundwasserstandes in einer Zelle bei veränderten Start- bedingungen	48
3.6	Möglichkeiten der Linearisierung eines FD-Grundwassermodells	49
4.1	Geologisch-hydrogeologische Karte des Einzugsgebietes der Oberen Donau	53

4.2	Geologisch-hydrogeologisches Profil durch das Einzugsgebiet der Oberen Donau	53
4.3	Die palaeogeographische Situation im Einzugsgebiet der Oberen Donau im Malm	55
4.4	Regionale Faziestypen des Malm im Einzugsgebiet	57
4.5	Verbreitung der Molasse im Einzugsgebiet	60
4.6	Histogramm der logarithmierten Durchlässigkeiten im Einzugsgebiet der Oberen Donau	63
4.7	Ergebnisse verschiedener Interpolationsmethoden für die Basis des quartären Aquifers	64
4.8	Ergebnisse des Grundwassermodells aus der Projektanfangsphase ohne Anpassung der Geometrie der alluvialen Aquifere	65
4.9	Das Einzugsgebiet „Ammertal“	66
4.10	Histogramm der logarithmierten Durchlässigkeiten im Ammertal	69
4.11	Die Ammerquellen im Graswang-Ettaler Becken	70
4.12	Die Halbammer kurz vor dem Zusammenschluss mit der Ammer am Pegel Unternogg	71
4.13	Der Ammerdurchbruch durch Konglomerate der USM nördlich des Pegels Unternogg	71
4.14	Schichten der Faltenmolasse in der Ammerschlucht	72
4.15	Die Ammer am Pegel Fischen	72
5.1	Die Konvertierung von vektoriellen Daten zu Rasterdatensätzen durch Vereinfachung und Aggregation	75
5.2	Ausschnitt aus der hydrogeologischen Karte auf dem GLOWA-Quadratkilometerraster	75
5.3	Die Abbildung eines Aquifers auf einem größeren Raster in einem FD-Modell	77
5.4	Das in GLOWA-Danube verwendete Raster auf einem Querschnitt durch das Tal der Iller	78
5.5	Ansätze zur Berechnung der Flussbetthöhe aus der Geländehöhe	80
5.6	Prinzip zur Implementierung eines alluvialen Aquifersystems in ein hydrologisches Modell	82
5.7	Fließdiagramm des eingesetzten Algorithmus GALA zur Implementierung der alluvialen Aquifere	84
5.8	Beseitigung der Schwellenbereiche (Bottlenecks) im Preprocessing	85
5.9	Die Verteilung der Perkolation auf die alluvialen Aquifere in Regionen mit geringem Grundwasserumsatz	86
5.10	Vergleich der Ammermodelle auf dem 100 m-Raster und dem 1000 m-Raster	88
6.1	Schematische Darstellung zur Ableitung von Extremwerten resultierender Durchlässigkeiten	93
6.2	Mittelwertbildung in einem binären Aquifer	94
6.3	Die Methode der vereinfachten Renormalisierung	96
6.4	Schema zur vereinfachten Lösung der Grundwasserströmungsgleichung mittels der LAPLACE-Gleichung und dem DARCY-Gesetz	97

7.1	Vergleich der berechneten Grundwasserstände mit beobachteten Mittelwerten im Einzugsgebiet der Ammer	104
7.2	Die in den Grundwassermodellen eingesetzten Durchlässigkeiten für das 100 m-Raster und das 1000 m-Raster	105
7.3	Vergleich zwischen langjährig gemittelten Basisabflüssen und der stationär berechneten Exfiltration	105
7.4	Vergleich zwischen berechneten (x-Achse) und beobachteten (y-Achse) Grundwasserspiegeln für verschiedene Aggregationsmethoden	107
7.5	Optimierung der berechneten Basisabflüsse und Piezometerhöhen	109
7.6	Vergleich zwischen beobachteten und berechneten Grundwasserspiegeln der alluvialen Aquifere	111
7.7	Die Grundwassergleichenkarte der alluvialen Aquifere im Einzugsgebiet der Oberen Donau	112
7.8	Berechnete gegen beobachtete Grundwasserspiegel über einen Referenzzeitraum von 1000 Tagen auf dem 100 m-Raster	114
7.9	Berechnete gegen beobachtete Grundwasserspiegel über einen Referenzzeitraum von 1000 Tagen auf dem 1000 m-Raster	115
7.10	Vergleich von zwei beobachteten und der berechneten Grundwasserspiegelganglinien innerhalb einer Zelle auf dem 1000 m-Raster	117
7.11	Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss am Pegel Weilheim	118
7.12	Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss für einen Referenzlauf von DANUBIA	118
7.13	Sensitivitäten des stationären 100 m-Modells gegenüber Durchlässigkeiten von Aquifer und Schnittstelle zu den Oberflächengewässern	121
7.14	Sensitivitäten des stationären 1000 m-Modells gegenüber Durchlässigkeiten von Aquifer und Schnittstelle zu den Oberflächengewässern	121
7.15	Sensitivitäten des instationären 100 m-Modells gegenüber Durchlässigkeit und Speicherkoeffizient des Aquifers	122
7.16	Sensitivitäten des instationären 1000 m-Modells gegenüber Durchlässigkeit und Speicherkoeffizient des Aquifers	122
7.17	Entwicklung des Grundwasserspiegels im Illertal für verschiedene Szenarien	126
7.18	Entwicklung des Grundwasserspiegels im Mangfalltal für verschiedene Szenarien	126

Tabellenverzeichnis

2.1	Methoden für Up- und Downscaling für verschiedene Skalenbegriffe . .	22
2.2	Skalen hydrologischer Modelle	23
4.1	Geologisch-hydrogeologische Basisklassen im Einzugsgebiet der Oberen Donau	54
4.2	Die aus Literaturdaten ermittelten Parameter für die Grundwassermodelle	70
5.1	Unterschiedliche Eingangsgrößen für die Grundwassermodelle auf unterschiedlichen Skalen	87
7.1	Wasserbilanz des stationären Modells im Ammereinzugsgebiet auf dem 100 m-Raster mit Seen	104
7.2	Wasserbilanz des stationären Modells im Ammereinzugsgebiet auf dem 100 m-Raster ohne Seen	106
7.3	Wasserbilanz des stationären Modells im Ammereinzugsgebiet auf dem 1000 m-Raster	110
7.4	Wasserbilanz des stationären Modells im Donaueinzugsgebiet	111
7.5	Die gemittelten absoluten Fehler und Korrelationskoeffizienten zur Aggregation des Speicherkoeffizienten für das 1000 m-Ammermodell . . .	116

Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen

(i, j)	Koordinaten in einem Raster, i=Reihe, j=Spalte
(i, j, k)	Koordinaten in MODFLOW, k=Schicht
(m, n)	Koordinaten in einem Filter, m=Reihe, n=Spalte
(x, y, z)	kartesische Koordinaten
β	Kompressibilität von Wasser [LT ² /M]
Δt	Zeitschritt [T]
Δx	Zellweite in x-Richtung [L]
Δy	Zellweite in y-Richtung [L]
Δz	Zellweite in z-Richtung [L]
ϵ	Fehler einer Schätzung oder eines Modells
$\gamma(h)$	Variogramm
γ_w	Wichte von Wasser [M/LT]
$\mu, E[(x)]$	Erwartungswert
μ_a	arithmetisches Mittel
μ_g	geometrisches Mittel
μ_h	harmonisches Mittel
μ_p	Mittelwert mit einem Exponent p
μ_μ	konstanter Speicherkoeffizient μ aus der K-Verteilung
$\mu_{\sigma+}$	konstanter Speicherkoeffizient $\mu + \sigma$
$\mu_{\sigma-}$	konstanter Speicherkoeffizient $\mu - \sigma$
μ_{L+}	effektiver Mittelwert nach LAPLACE mit Zusatzinformation
μ_L	effektiver Mittelwert nach LAPLACE
μ_{sr+}	renormalisierter Mittelwert mit Zusatzinformation
μ_{sr}	renormalisierter Mittelwert
ν	LAGRANGE-Multiplikator
ω	STRAHLER-Ordnung
$\Phi(p)$	Zielfunktion
σ^2	Varianz
σ_{OK}^2	Schätzvarianz des Ordinary Kriging
θ	Bodenfeuchte [-]
A	Durchflossene Fläche [L ²]
a	Reichweite eines Variogramms [L]
b	Aquiferbreite [L]
BOT	Aquiferbasis [L über NN]
C	Schwellenwert eines Variogramms [-]
c_{eff}^{xx}	effektive renormalisierte Durchlässigkeit in x-Richtung [L/T]
c_{eff}^{yy}	effektive renormalisierte Durchlässigkeit in y-Richtung [L/T]

C_{max}^{xx}	maximale renormalisierte Durchlässigkeit in x-Richtung [L/T]
C_{max}^{yy}	maximale renormalisierte Durchlässigkeit in y-Richtung [L/T]
C_{min}^{xx}	maximale renormalisierte Durchlässigkeit in x-Richtung [L/T]
C_{min}^{yy}	maximale renormalisierte Durchlässigkeit in y-Richtung [L/T]
C_{RIV}	Conductance zwischen Grundwasser und Fluss [L ² /T]
$CORR(x, y)$	Korrelation zweier Merkmale
$COV(x, y)$	Kovarianz zweier Merkmale
d	Mächtigkeit der kolmatierten Schicht
$D(\theta)$	Diffusivität [L ² /T]
g	Erdbeschleunigung [L/T ²]
H	aggregierte Piezometerhöhe [L über NN]
h	Piezometerhöhe [L über NN]
h_{cal}	berechnete Piezometerhöhe [L über NN]
h_{obs}	beobachtete Piezometerhöhe [L über NN]
HQ_{100}	100-jährliche Hochwasser [L ³ /T]
i	Grundwassergefälle [-]
I_e	Reibungsgefälle [-]
I_s	Gerinnegefälle [-]
$K(\theta)$	ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [L/T]
K, k_f	hydraulische Leitfähigkeit [L/T]
K_b	Blockdurchlässigkeit [L/T]
K_d	Durchlässigkeit der kolmatierten Schicht [L/T]
$L(\nu)$	LAGRANGE-Funktion
L_{RIV}	Flusslänge [L]
LC	kummulative Lauflänge eines Flussesabschnittes [L]
m	Aquifermächtigkeit [L]
n	Porosität [-]
$N(p)$	Nachbarschaft eines Punktes
N_4	4-Nachbarn-Topologie
N_8	8-Nachbarn-Topologie
n_{sp}	speicherwirksame Porosität [-]
Q	Abfluss [L ³ /T]
q	Durchfluss [L ³ /T]
Q_B	Basisabfluss [L ³ /T]
Q_D	Direktabfluss [L ³ /T]
r^2	Bestimmtheitsmaß
RIV_{BOT}	Basis des Flussbettes [L über NN]
S	Speicherkoeffizient [-]
s^2	experimentelle Varianz
S_0	spezifischer Speicherkoeffizient [1/L]
T	Transmissivität [L ² /T]
t	Zeit [T]
$t_{n,\gamma}$	Quantil der t-Verteilung
TOP	Aquiferoberkante [L über NN]
u	Wellengeschwindigkeit [L/T]
w_i, λ_i	Gewichte von Interpolationsverfahren
W_{RIV}	Flussbreite [L]

x_{10}	10-Quantil
x_{25}	unteres Quartil
x_{50}	Median
x_{75}	oberes Quartil
x_{90}	90-Quantil
4NT	4-Nachbarn-Topologie
8NT	8-Nachbarn-Topologie
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
BK	Basisklasse
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CPU	Central Processing Unit
CSA	Critical Source Area
D4	Deterministisch bestimmte Fließrichtung (4 Nachbarn)
D8	Deterministisch bestimmte Fließrichtung (8 Nachbarn)
DBV	Digitale Bildverarbeitung
DGM	Digitales Geländemodell
DHM	Digitales Höhenmodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
ESRI	Environmental Systems Research Institute
FD	Finite Differenzen
FE	Finite Elemente
FORTRAN	Formula Translator
GALA	Generating Alluvial Aquifers
GIS	Geographisches Informationssystem
GLOWA	Globaler Wandel
GOK	Geländeoberkante
IFDM	Integrale Finite Differenzen Methode
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
MAE	Mean Absolute Error
mNN	Meter über Normalnull
NN	Normalnull
NS	Nash-Sutcliffe-Koeffizient
OMM	Obere Meeresmolasse
OSM	Obere Süßwassermolasse
PID	Proxel-Identifizier
REV	Repräsentatives Elementarvolumen
RMS	Root Mean Square
SVAT	Soil-Vegetation-Atmosphäre-Transfer
TOPAZ	Topographic Parameterization
UMM	Untere Meeresmolasse
UNEP	United Nations Environment Programme
USGS	United States Geological Survey
USM	Untere Süßwassermolasse
WMO	World Meteorological Organization
WRRL	Wasserrahmenrichtlinie

Abstract

Motivation

When assessing the effects of global change upon regional water resources, distributed hydrological models are valuable tools for understanding interactions between the hydrological cycle, the biosphere, land use or the change of land cover. Since these tools are supposed to be applied under changing conditions, they should be as physically-based as possible. One approach to achieve this is to separate the hydrological (and biological) cycle in several components and to represent these components by sets of partial differential equations interrelated by the concepts of continuity of mass and momentum. A spatial and temporal discretization must be chosen for solving these equations numerically.

In hydrology, common equations for representing the runoff concentration are:

- the Richards equation for the subsurface flow in the unsaturated zone (corresponding numerical model: soil water balance model)
- the Boussinesq equation for the subsurface flow in the saturated zone (groundwater flow model)
- the Saint-Venant equations for routing the discharge in a river network (hydraulic river model)

The major advantage of such models is that their parameters are comparable with measured data in the field or have at least a measurable meaning. Additionally, they provide a more detailed description of the water cycle by computing spatially distributed state variables, for example the groundwater level. These results can also be compared to field data. The greatest disadvantage of these models is the amount of parameters they generally need and which are often not known.

To apply a physically-based approach on a regional (catchment) scale, the discretization has to be quite coarse in order to achieve reasonable calculation times of the models and manageable storage demand of the output data. At the same time, the coarser the discretization, the less physically-based are the determined parameters of the models.

The major motivation of this doctoral thesis is to investigate how a physically-based groundwater flow model can be incorporated in a complex hydrological model on the catchment scale for a coarse discretization. The main challenge to tackle is the modelling of important hydrogeological structures, the extent of which are very small in comparison to the discretization.

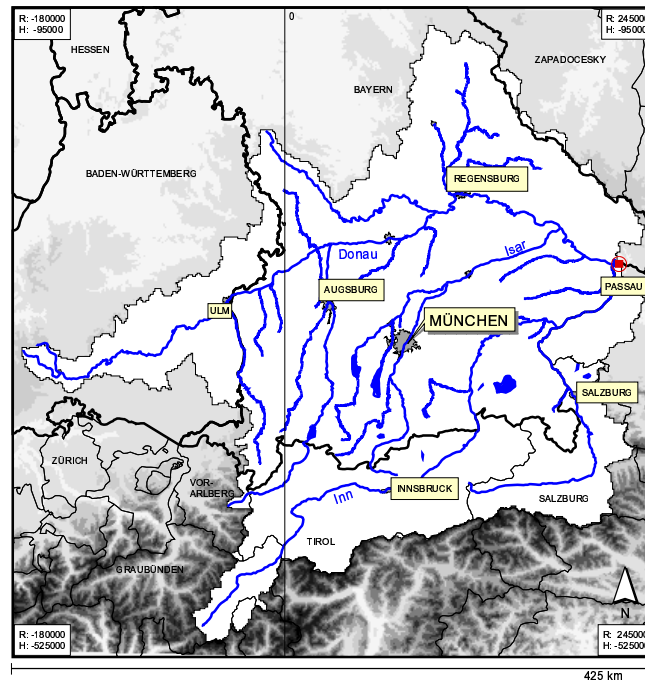


Figure 0.1: The Upper Danube Catchment up to gauge Passau-Achleiten. The coordinates represent the LAMBERT-projection applied in the GLOWA-Danube project.

A current example of a distributed complex hydrological model built within the framework of global change research is the model DANUBIA of the program GLOWA-Danube, a research project funded by the German Federal Ministry of Education and Research (BMBF). The project aims at the development and utilization of a decision support system to investigate approaches of sustainable future water use¹. Therefore modelling the hydrological cycle under changing conditions is a decisive part of this project. The applied spatial discretisation of the overall model is a raster with a cellsize of 1000 m × 1000 m, a compromise between the participating scientific disciplines. For the groundwater component a finite difference scheme (MODFLOW, HARBAUGH U. A. (2000)) was chosen, since it is quite stable, fast and fits very well to a raster-based modelling approach.

The research area, the Upper Danube Basin up to gauge Passau-Achleiten, covers 78.000 km² in Germany, Austria and Switzerland (Fig. 0.1). It was chosen since it combines many interesting hydrological, geological and social problems, for example:

- The contrast in hydrology (precipitation, temperature etc.) between the Alps and the prealpine regions resulting in steep gradients for the hydrological variables at the transition zone.
- The contradiction of the Alps with a much better water quality and quantity for a small population in comparison to the prealpine regions with a worse water situation for a denser population (especially Greater Munich).

¹For more detailed information see <http://www.glowa-danube.de>. Maps of important hydrological, geological and social-economic variables can be found at <http://www.glowa-danube.de/atlas/atlas.htm>.

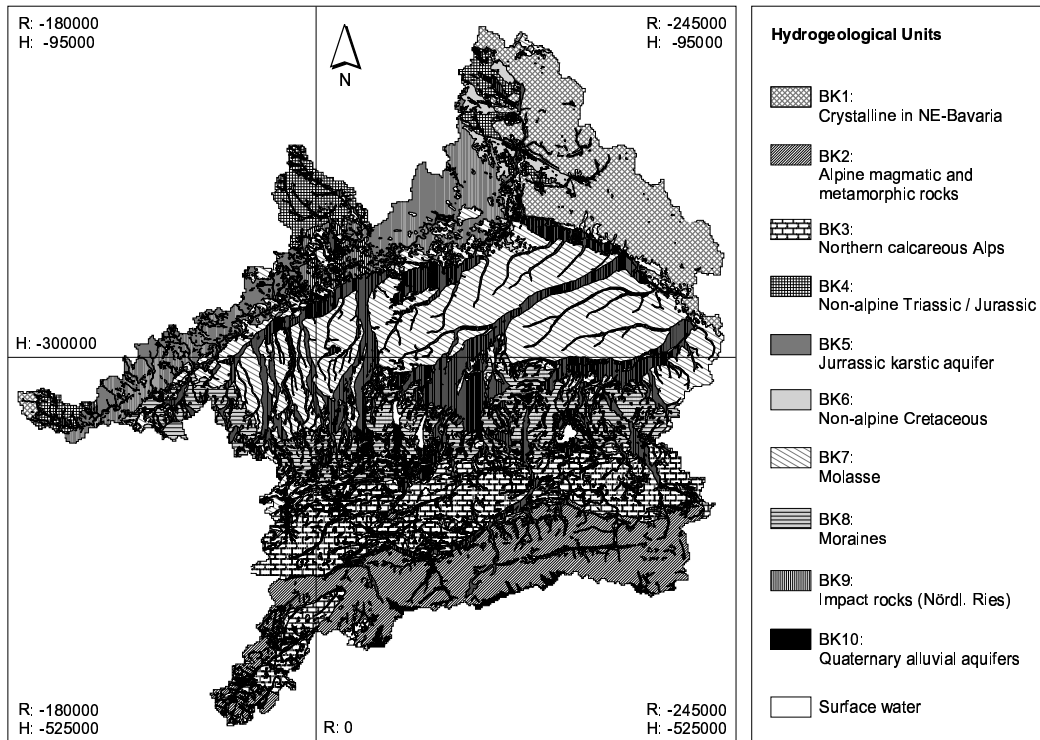


Figure 0.2: Geological-hydrogeological map of the Upper Danube Catchment.

- The geological and geomorphological contrast between the Alps (high relief with magmatic and metamorphic rocks) and the prealpine molasse region (less relief with unconsolidated soils as the predominant substratum).

For the development of a groundwater model, the last point in particular is of high importance and is considered in the following work.

Hydrogeological conceptual model for the Upper Danube Catchment

The hydrogeological analysis for the Upper Danube catchment resulted in four important hydrostratigraphic units (layers), which have to be implemented in the numerical model:

Layer 1: Quaternary alluvial aquifers (BK10 in Fig 0.2): Unconsolidated alluvial deposits which consist of sand and gravel. They occur as floodplains, stream terraces and alluvial fans along the rivers. They are mostly unconfined aquifers with a high permeability (10^{-3} to 10^{-2} m/s) and a high specific yield (around 0.25). Their thicknesses range from a few meters to several hundred meters where glacial erosion formed steep valleys.

Layer 2: Upper Tertiary aquifer system (BK7 in Fig 0.2): Mainly fluvial sediments derived from the newly elevated mountain range, the Alps (molasse).

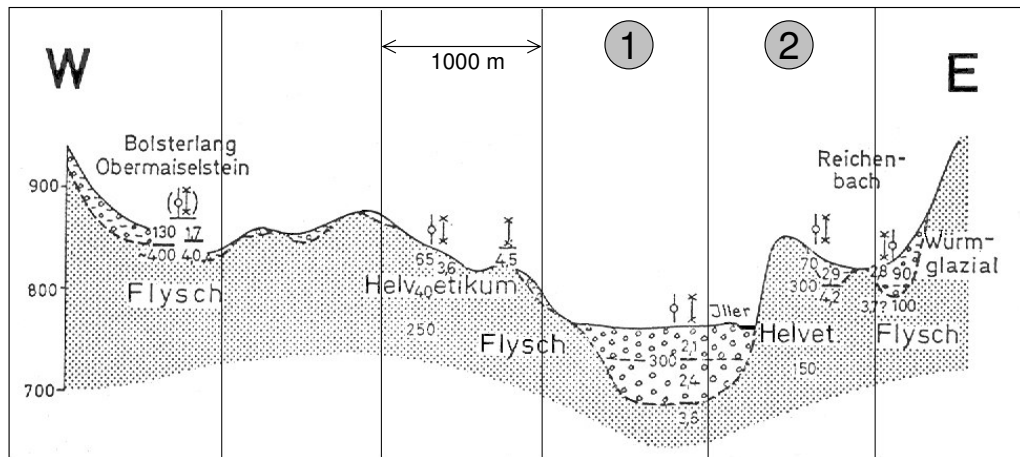


Figure 0.3: A cross section of the Iller valley within the raster applied in the GLOWA-Danube project (cross section from BADER UND JERZ (1978)).

The main characteristic of the molasse is its high heterogeneity due to the sequence of different sedimentation conditions (fluvial to marine). Nevertheless, in many regions, the upper part of the molasse consists of a 50 to 100 m thick layer of sand and gravel. This part forms an important regional aquifer in the Upper Danube catchment with a permeability of around 10^{-4} m/s.

Layer 3: Lower Tertiary aquiclude system (BK7 in Fig 0.2): The lower sequence of the molasse mainly consist of marine sediments which have a low permeability. This part of the hydrogeological system can attain a thickness of 5000 m at the northern border of the Alps.

Layer 4: Jurassic karstic aquifer (BK4 in Fig 0.2): The Upper Jurassic (Malm) limestone is an important aquifer in the Upper Danube catchment. It forms the Swabian and Franconian Alb and, dipping to the Southeast, lies at a depth of up to 5000 m at the northern border of the Alps. The solutional development of the Malm limestone generated an aquifer with a permeability of about 10^{-4} m/s, a specific yield of 0.05 (uncovered karst) and a storage coefficient of $5 \cdot 10^{-5}$ (covered karst).

The alluvial aquifers (layer 1) are of highest interest: Due to their high permeability these aquifers function like a drainage for the whole catchment (Fig. 0.2) and set up the interface between groundwater flow and the river network. Most of the water of the meteorological-hydrological cycle flows through these aquifers. Therefore their modelling became the main challenge to fulfill the goal of this dissertation, namely the investigations of the modelling of groundwater flow for large-scale catchments under the effects of global (climate) change.

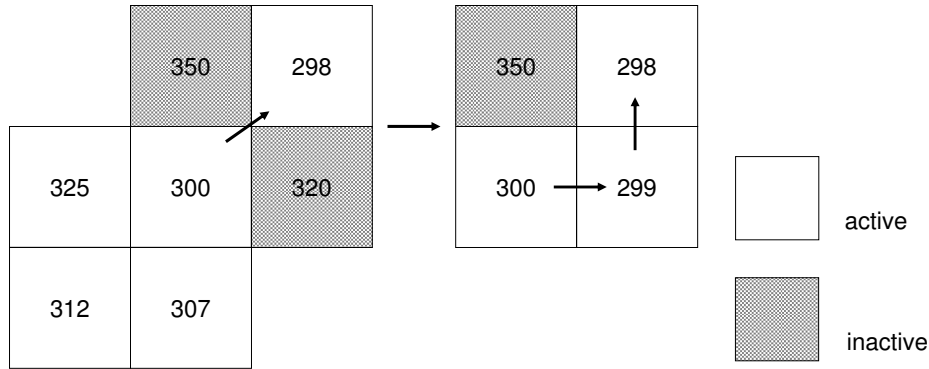


Figure 0.4: Correcting the bottlenecks in the preprocessing.

Modelling the alluvial aquifers

Following the identification of the important structures of the regional aquifer system and the creation of a hydrogeological conceptual model, it is important to implement this concept into a groundwater model such that a stable numerical solution of the model is attainable. Fig. 0.3 shows that the extent of the alluvial aquifers (cell 1 and 2) is very small in comparison to the square kilometer raster used for the model in the Upper Danube catchment. The morphology within cell 2 emphasises the problem of assigning single values per raster element for the elevation of the aquifer top and basis.

The main problem is achieving a connected alluvial aquifer system which is able to receive the groundwater recharge in the mountain areas and which yields a reasonable base flow at existing gauging stations in the forelands. Due to the discrepancy between the finite difference cell size and the extent of the narrow, highly permeable aquifers, additional highly permeable cells have to be added in order to achieve a closed solution for groundwater flow using a finite difference scheme. In addition, it has to be ensured that each cell of the aquifer has at least one neighbouring cell (in the direction of groundwater flow) with a lower base to guarantee the connectivity of the aquifer (Fig. 0.4).

The connectivity can be ensured by upgrading the concept of the hydrological catchment drainage analysis (Fig. 0.5). In this approach, the surface runoff is routed to the catchment gauge by changing the landsurface (the digital elevation model) in such a way that every point (raster cell) has a clearly defined flow direction. To reach this, all sinks in the digital elevation model have to be filled. Thereafter, the flow direction in flat areas must be determined. Solutions for these problems are offered for example by JENSON UND DOMINGUE (1988) and MARTZ UND GARBRECHT (1998).

The next step in the drainage analysis of a catchment is the calculation of the accumulation of each cell, a value that reveals how many cells of the catchment are drained by a particular cell or in other words the cells catchment size. A specified threshold value, the critical source area (CSA), defines the beginning of the river network. In this thesis, this concept is expanded to the groundwater runoff. The basis of the alluvial aquifers is adjusted in a similar way as the landsurface so that

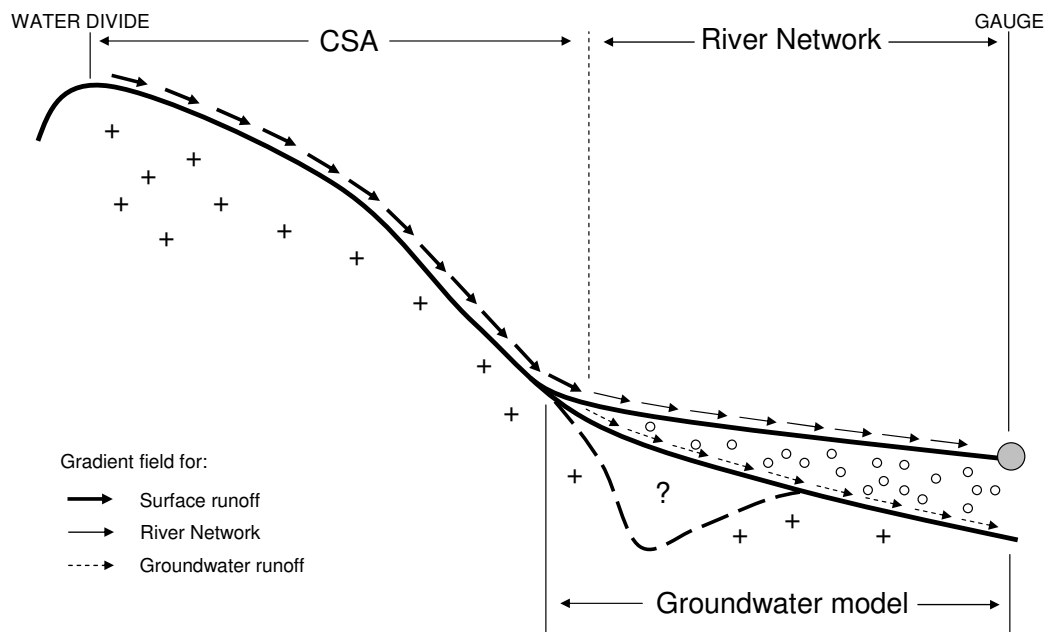


Figure 0.5: The underlying principle of the developed algorithm for the implementation of an alluvial aquifer system.

the groundwater flow can be accumulated to the catchment gauge the connectivity of the groundwater flow is guaranteed. The landsurface is the upper boundary condition and a minimum aquifer thickness is required. Additionally, it is ensured that the river bottom lies between the aquifer top and bottom. Afterwards glacial erosion can be considered by lowering the aquifer basis to measured values. For the Danube catchment, the work of SEILER (1977) can be used to take glacial erosion into account. This postprocessing has no negative effect on the connectivity of the aquifer.

With this approach, a consistent modelling of the geometry of the important components of runoff concentration is possible even with a coarse discretization. For a numerical groundwater model, which is supposed to be included in a hydrological model designed for global change research, two main question arise:

- What is the error of the results of a groundwater model designed with this new approach compared to a „classical“ groundwater model? What is the influence of the discretization?
- How can the modified alluvial aquifers be parametrized (permeability and storage coefficient)? Is such a model still physically-based?

To investigate these two important problems, a smaller catchment at the transition zone between the Alps and their foreland was chosen.

The Ammer catchment

The Ammer Catchment is very appropriate for studying the modelling of groundwater flow in the alluvial aquifers: In contrast to the Upper Danube Catchment the alluvial aquifers are the only relevant hydrogeological units in the Ammer Catchment. There is no contact with other important aquifers such as the karstic aquifer in the north of the Upper Danube catchment. Otherwise, the horizontal and vertical geometry is very complicated and glacial erosion has formed two important depressions in the aquifer basis (the Graswang-Ettaler basin and the Oberammergauer-Unterammergauer basin). Therefore the alluvial aquifer in the Ammer catchment shows the same important characteristics as the alluvial aquifers of the whole Upper Danube Catchment.

Due to its smaller size (709 km² up to gauge Fischen at lake Ammer), calculation times of the numerical models are much smaller and the data storage demand, even for transient long-term runs on a fine discretization, is manageable.

Two finite difference groundwater models were built in the Ammer Catchment:

1. A „classical“ groundwater model: The geometry of the alluvial aquifer was implemented by interpolating measured data. The discretization of this model is a cellsize of 100 m. Numerical problems due to interpolation errors were manually adjusted. The parametrization of the model was conducted by a zonal trial and error inverse modelling approach. The parameter values were bounded by the statistics of the measured data.
2. A regional groundwater model built on a coarse discretization (1000 m×1000 m): The geometry of the model was created with the above described new approach (Fig. 0.5). The parametrization of the coarse model was done by aggregating the result of the inverse modelling on the finer grid using the following:
 - a) mean values (power law averaging, arithmetic mean, etc.) for the permeability and the storage coefficient,
 - b) simplified renormalization for the permeability,
 - c) effective parameters (LAPLACE-approach) for the permeability.

After proving that the 100 m-model has a good performance and can be considered as a reference model, the aim of the numerical modelling is the comparison of the results of the coarse-grid models with the reference model in order to evaluate the error of such models and to gain experience with the parametrization of these models.

Modelling results

For both model approaches (100 m-model and 1000 m-model) in the Ammer Catchment and the 1000 m-model in the Upper Danube Catchment, stationary and transient model runs were built and analysed. As stationary and transient models have different aims, the results of the stationary and a transient runs are addressed separately.

Stationary modelling

The aim of the stationary modelling is to reach a good fit between the results of a model with stationary boundary conditions (river levels, groundwater recharge) and mean values of of observed data for the modelling period (here the decade 1990-2000). The objective functions used in this thesis are the mean absolute error *MAE* and the root mean square error *RMS*. Fig. 0.6A shows the results of the 100 m-model

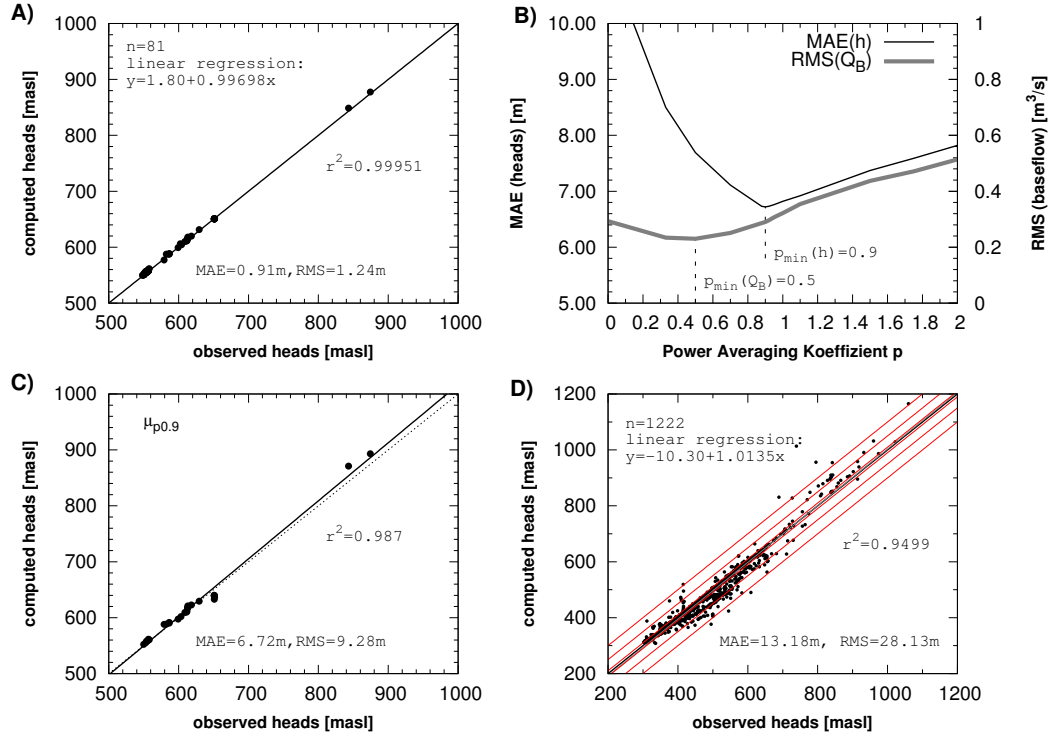


Figure 0.6: Stationary model results: A) observed vs. computed for the 100 m-model in the Ammer Catchment; B) the optimization for the power law averaging; C) observed vs. computed for the 1000 m-model in the Ammer Catchment with a optimal $p = 0.9$ and D) observed vs. computed for the 1000 m-model in the Upper Danube Catchment.

in the Ammer Catchment. The linear regression between observed and computed groundwater levels has a good fit and the *MAE* is significantly smaller than 1% of the total measured gradient of the investigation area. In Fig. 0.6B the optimization of the parameter p of the power law averaging method is shown:

$$\mu_p = \left(\frac{1}{V} \int_V K(x)^p dV \right)^{\frac{1}{p}} \quad (0.1)$$

In this method p varies from -1 (harmonic mean) to 1 (arithmetic mean), the so-called WIENER bounds for averaging hydraulic conductivity (RENARD UND DE MARSILY, 1997). With this method and a parameter $p = 0.9$, the 1000 m-model, designed with the described approach, has the best computed groundwater levels compared to measured data (Fig. 0.6C). The *MAE* of the best 1000 m-model in the Ammer

Catchment increase to 6.72 m, 1.2% of the total gradient.

In the Upper Danube Catchment the hydrogeologically more complicated model has an error of $MAE = 13.18$ m (Fig. 0.6D), representing an error of 1.8% relative to the total measured gradient between the Alps and the Danube valley near gauge Passau-Achleiten.

Transient modelling

Transient modelling tries to catch the dynamic behaviour of a groundwater system. Therefore a further objective function has to be added for evaluating transient model results. The correlation $CORR$ is an appropriate measure for comparing computed and observed data regarding their dynamics. Since the groundwater models built in the framework of climatic change are not supposed to be stand-alone models, the infiltration to the rivers must also be considered. For the Ammer and the Upper Danube Catchment, routing models exist, so that the discharge (baseflow from the groundwater model plus direct flow from the connected SVAT-model) can be compared to measured data at gauging stations. A common measure for evaluating discharge computations is the NASH-SUTCLIFFE-criteria NS (NASH UND SUTCLIFFE, 1970). The dynamic behaviour of the 100 m-model in the Ammer Catchment is represented

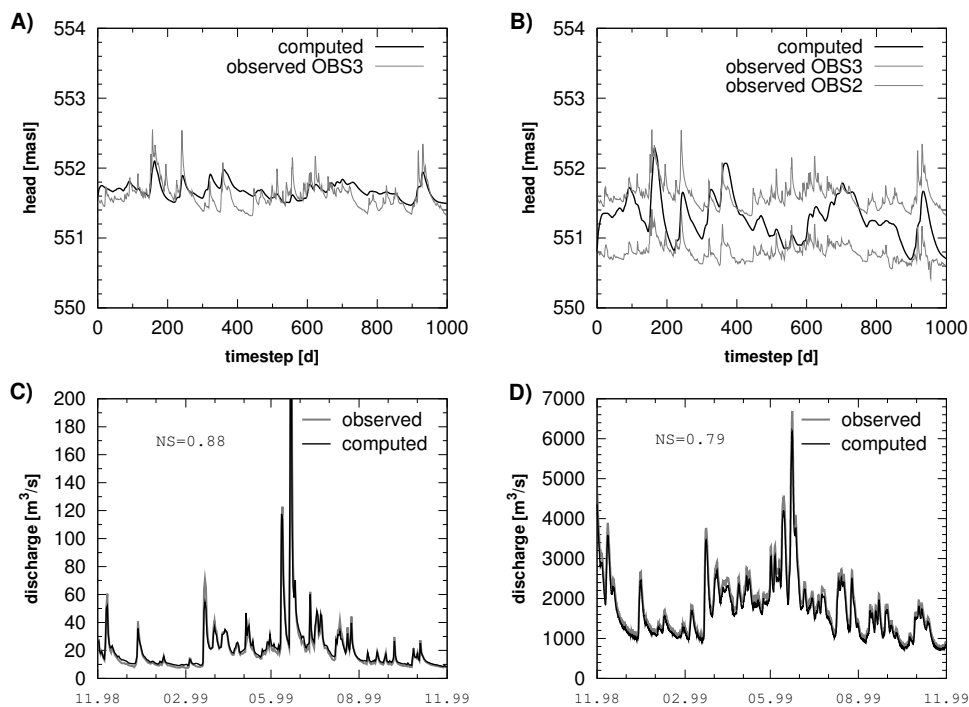


Figure 0.7: Transient model results: A) observed vs. computed groundwater levels for the 100 m-model in the Ammer Catchment; B) observed vs. computed groundwater levels for the 1000 m-model in the Ammer Catchment; C) observed vs. computed hydrograph at gauge Fischen for the 100 m-model in the Ammer Catchment and D) observed vs. computed hydrograph at gauge Passau-Achleiten for the 1000 m-model in the Upper Danube Catchment.

exemplarily for an observation point *OBS3* in the Ammer catchment near Weilheim (Fig. 0.7A). The correlation between computed and observed data is 0.57 with an average $MAE = 0.14$ m for the 1000 timesteps (from 01/01/95 to 09/26/97). In the corresponding $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$ cell of the coarse model (parametrization with power law averaging, $p = 0.9$), there are two observed hydrographs. The comparison with the computed hydrograph of the 1000 m-model is shown in Fig. 0.7B). Fig. 0.7C) and 0.7D) indicate the well-modelled discharge of the 100 m-model in the Ammer Catchment and the 1000 m-model in the Upper Danube Catchment, respectively. Both figures show the hydrological year 1999 with an extraordinary flood in May 1999. Both peaks are captured by the computed data validating the utilisability of the groundwater models for hydrological models.

Conclusions

The results of this thesis demonstrate that modelling of important hydrogeological structures (here the alluvial aquifers) on a (necessarily) coarser scale than the extent of these structures is possible. For the alluvial aquifers in the catchment, a new approach had to be developed to ensure connectivity and conductivity of these aquifers. The developed extended approach of the hydrological drainage analysis is easy to implement and the designed models are stable and fast and provide useful results for the basinwide analysis of groundwater flow. It could be proven that parametrizing these alluvial structures in a less permeable environment with subscale information - either by a finer model or by analyzing geological maps - leads to a result close to the arithmetic mean. The best results are provided by the power law averaging method and a parameter $p = 0.9$.

At this point it is very important to indicate that the created models are not supposed to model local problems since the average error (> 1 m) is larger than the necessary accuracy for such problems (< 1 m). Even if these models could provide more accurate results, the main problem of models with a coarse discretization still exists: the limited possibility of validating these models with observed data related to a datum (sea level). Validation is limited since the variance of elevation data on a coarse grid is very high. A study in the Ammer Catchment, where a few $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$ cells have elevation differences up to several hundred meters shows this impressively.

Despite this validation problem, the created models are a valuable tool for the integrated management of water resources. They can provide distributed information on groundwater quantity and the expected trends. Additionally, they can be used to set up the boundary conditions for local scale models.

Finally, the question must be answered if such models are physically-based and if they can be applied in global change research for prediction purposes. The parametrization of a $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$ cell can never be compared to measured permeabilities in the field. From this perspective, a coarse model is not physically-based and predictions made by coarsely discretized models should be viewed with caution.

Nevertheless, these models have the great advantage that they produce results (e.g. the groundwater level) which can easily be compared to measured data. If this comparison provides appropriate results and the parameters on the coarse scale are in a reasonable range (this range should be bounded by measured data), these models can

be applied for predicting future groundwater flow and its components. They represent a decisive progress in comparison to the conceptual models due to new validation possibilities even, if the significance of the validation is limited as mentioned above. As a final result, Fig. 0.8 shows the behaviour of the groundwater level in an alluvial

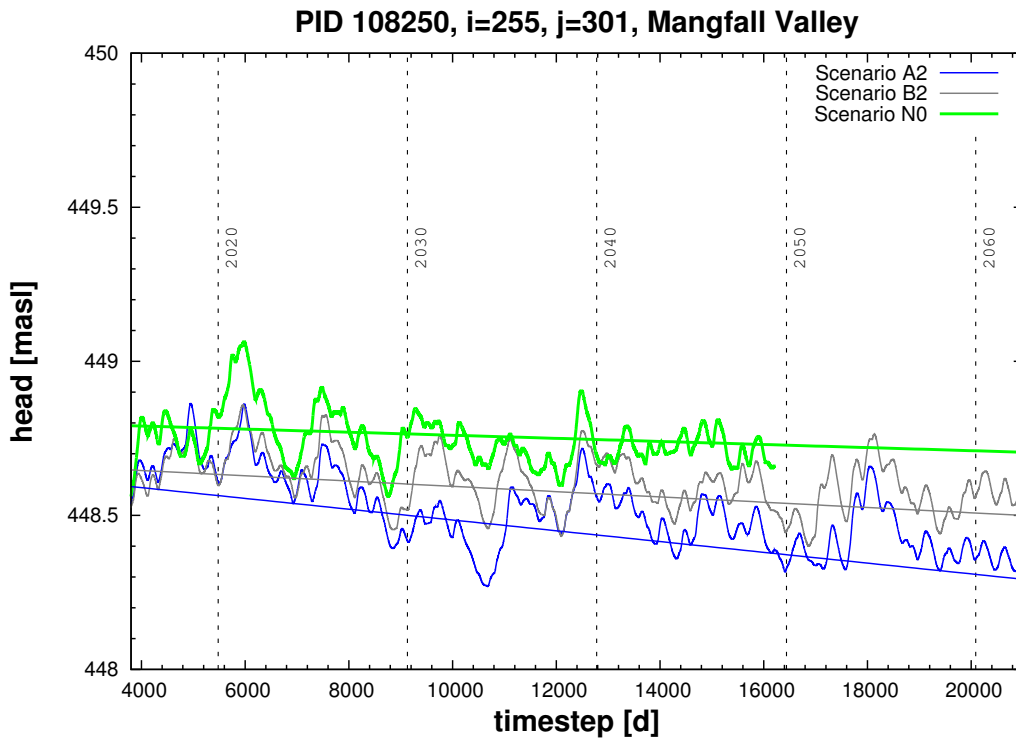


Figure 0.8: Development of groundwater levels in the Mangfall Valley for different scenarios. Time series of a 100-year scenario run in the GLOWA-Danube-Project.

aquifer during a 100-year scenario run with the model DANUBIA in the Upper Danube Catchment. Two IPCC-scenarios (A2 and B2, see IPCC (2001)) were chosen and the results were compared with an scenario without an increasing temperatur trend (N0). The chosen aquifer, the Mangfall Valley southeast of Munich, shows a representative decrease of about 0.2 to 0.5 m until the year 2060 for the groundwater level, depending on the given scenario. The hydrological model translates the climate scenario in a hydrological prediction which can be applied in integrated water resources management to react in time to global change.

Zusammenfassung

Physikalisch basierte Grundwassermodelle auf Einzugsgebietsebene sind als ein wesentlicher Bestandteil räumlich verteilter hydrologischer Modelle ein unverzichtbares Werkzeug der Global Change Forschung geworden. Dabei erfordert die Größe der Einzugsgebiete in der Regel eine sehr grobe Diskretisierung, um Gesamtmodelle mit akzeptablen Laufzeiten und Speicheranforderungen zu erhalten. Aber selbst bei fortschreitender Computerentwicklung verhindert die Datenlage eine genauere Auflösung, die der Heterogenität des Untergrundes gerecht wird.

Als wesentliche Fragestellung folgt daraus, wie sich die Geometrie von Aquiferen auf einem groben Raster darstellen lässt und inwieweit diese Geometrie und die eingesetzten Parameter der letztendlich entwickelten Modelle mit den vorhandenen Messungen in Verbindung gebracht werden können.

Die Beschreibung des Modellraumes (Aquifergeometrien, Flussläufe usw.) auf einem groben Raster wird besonders schwierig, wenn Strukturen abgebildet werden müssen, deren durchschnittliche Ausdehnung in der Größenordnung der Rasterweite liegt. Im Einzugsgebiet der Oberen Donau (78.000 km² bis zum Pegel Passau-Achleiten), das ein Untersuchungsschwerpunkt des BMBF-Projektverbundes GLOWA ist, wurde ein Quadratkilometerraster als Grundlage der Modellierung gewählt. Dort existieren allerdings einige hydrologisch wichtige alluviale Aquifere, deren Ausdehnung im Bereich von einigen 100 Metern bis zu ein oder zwei Kilometern reicht. Diese Aquifere müssen abgebildet werden, da ohne sie der Wassertransfer aus den alpinen Bereichen zur Donau nicht gewährleistet ist. Für die Anpassung von hydrogeologisch wirksamen Grenzflächen, insbesondere der Aquiferbasis der alluvialen Grundwasserleiter, bietet sich eine Berechnung von klar definierten Gradienten auf diesen Grenzflächen an. Damit ist - analog zu den Fließrichtungen auf einem DGM - gewährleistet, dass das Grundwasser bis zum Auslass des Einzugsgebietes akkumuliert werden kann. Desweiteren können nicht plausible Modellergebnisse aufgrund von Interpolationsfehlern oder fehlerhafter Ausgangsdaten mit diesem Ansatz verhindert werden.

Dieser neu entwickelte Ansatz wird in der vorliegenden Arbeit auf das Einzugsgebiet der Oberen Donau angewendet und getestet. Als numerischer Code wurde hierfür das Programm MODFLOW gewählt. Um den Einfluss der Diskretisierung auf die Modellergebnisse zu untersuchen, wurden für ein kleineres Einzugsgebiet (Einzugsgebiet der Ammer, 709 km² bis zum Pegel Fischen am Ammersee) innerhalb des Gesamteinzugsgebiets zwei weitere Grundwassermodelle auf unterschiedlichen Skalen (100 m bzw. 1000 m) entwickelt. Das 100 m-Modell wurde als Referenzmodell kalibriert und validiert. Danach wurden diverse Upscaling-Techniken angewandt, um Durchlässigkeiten und Speicherkoeffizienten für das grobe Modell auf Basis des Referenzmodells zu optimieren. Letztendlich werden mit diesem Vergleich die Einsatzmöglichkeiten grob diskretisierter Modelle (z.B. in der Global Change Forschung) untersucht und diskutiert.

1 Einführung

1.1 Motivation und Problemstellung

Die Diskussion um eine nachhaltige Entwicklung¹ und deren Umsetzung rückt seit den siebziger Jahren immer stärker ins Blickfeld der politischen und gesellschaftlichen Öffentlichkeit. Ökologische Probleme werden nicht mehr getrennt von ökonomischen oder sozialpolitischen Fragen behandelt, stattdessen wird ein gesamtheitlicher Ansatz zur Lösung von Zukunftsfragen gefordert. Dies gilt insbesondere für den Umgang mit der Ressource Wasser, der wichtigsten Grundlage des organischen Lebens bzw. biochemischer Lebensprozesse und deren bedeutendster Stoff- und Energieträger. Auch wenn quantitativ mittelfristig weltweit genügend Süßwasser für die Erdbevölkerung vorhanden ist, führt dessen abnehmende Qualität und räumlich-zeitliche Variabilität in vielen Regionen zu ernststen Problemen. Von einer langfristigen Verfügbarkeit kann unter dem Aspekt der Zunahme der Weltbevölkerung nicht die Rede sein.

Stark im Zusammenhang mit der politischen Diskussion um eine nachhaltige Entwicklung steht die wissenschaftliche Diskussion über die globale Klimaerwärmung. Das 1988 von der World Meteorological Organization (WMO) und dem United Nations Environment Programme (UNEP) gegründete Gremium IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) hat bisher drei Berichte erstellt, aus denen hervorgeht, dass es eine signifikante Klimaerwärmung in den letzten 150 Jahren gegeben hat und in kommenden Jahren geben wird². Auch wenn es sich nicht zweifelsfrei beweisen lässt, muss man davon ausgehen, dass zumindest ein Teil dieser Erwärmung vom Menschen verursacht wird. Die Erkenntnis, dass der Mensch auf globaler Ebene seine Umwelt beeinflusst, hat unter dem Eindruck der Nachhaltigkeitsdiskussion zu der Entstehung der Global Change Forschung geführt. Die Global Change Forschung bezieht dabei alle anthropogen verursachten weltweiten Umweltveränderungen mit ein, z.B. auch die Folgen des Bevölkerungswachstums, die Änderung der Landnutzung und die daraus resultierende Bodendegradierung. Die Änderung des Klimas ist allerdings in der öffentlichen Diskussion am deutlichsten präsent.

Die globale Erwärmung hat zweifellos bedeutende Auswirkungen auf die Verteilung der Niederschläge und damit auf den hydrologischen Kreislauf. Desweiteren greift der Mensch durch die Änderung der Vegetation, durch Bewässerung und Flusslaufbegradigungen in den hydrologischen Kreislauf ein. Daraus ergibt sich die Frage, wie ein nachhaltiger Umgang mit den Trinkwasserressourcen unter den sich ändernden Bedingungen gewährleistet werden kann. Als eine Konsequenz aus dieser Frage

¹Unter nachhaltiger Entwicklung wird in dieser Arbeit die im Brundtland-Report (BRUNDLANDT, 1987) gegebene Definition verstanden: „Nachhaltige Entwicklung ist eine Entwicklung, die die Bedürfnisse der heute Lebenden erfüllt, ohne die Lebensgrundlagen und Bedürfnisse zukünftiger Generationen zu beeinträchtigen.“

²In seinem letzten Bericht von 2001 geht das IPCC von einer Klimaerwärmung zwischen 1.4 und 5.8 °C bis zum Jahre 2100 aus (IPCC, 2001).

wurden mit der Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) der Europäischen Union³ diese neuen Anforderungen in einen konkreten Maßnahmenkatalog für die Wasserwirtschaft gebündelt, dessen Umsetzung für die Mitgliedsstaaten der EU verpflichtend ist. Vorrangiges Ziel der WRRL ist die Herstellung eines guten ökologischen und chemischen Zustandes der oberirdischen Gewässer und die Schaffung eines guten qualitativen und quantitativen Zustandes des Grundwassers. Auch wenn die WRRL den Global Change nicht explizit erwähnt, ist es doch offensichtlich, dass der globale Wandel bei der Umsetzung berücksichtigt werden muss. Das Grundwasser spielt in diesem Zusammenhang eine besondere Rolle, da sowohl positive als auch negative Auswirkungen in diesem System sehr langsam zu spüren sind.

Ein wichtiger deutscher Beitrag zur Global Change Forschung und zur Umsetzung der WRRL ist der Projektverbund GLOWA (GLObaler WANdel des hydrologischen Kreislaufes) des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF), der sich mit den Auswirkungen des Wandels der sozioökonomischen Randbedingungen und des globalen Klimas auf den Wasserkreislauf von Flusseinzugsgebieten und den daraus resultierenden notwendigen Entwicklungen neuer nachhaltiger Bewirtschaftungstechniken befasst. Untersuchungseinheiten sind regionale (mesoskalige) Einzugsgebiete (ca. 100.000 km²), in denen alle auf den Wasserkreislauf einwirkenden Faktoren - sowohl meteorologisch-hydrologische als auch sozioökonomische - berücksichtigt werden. Ziel einer solchen umfassenden Bearbeitung sollte letztendlich sein, Aussagen machen zu können über:

- ① der Einfluss menschlichen Handelns bzw. des Klimawandels auf die zeitliche und räumliche Verteilung der Komponenten des hydrologischen Kreislaufes,
- ② das Zusammenspiel der einzelnen Komponenten des hydrologischen Kreislaufes unter den sich ändernden Bedingungen und
- ③ die aus ① und ② resultierenden Konsequenzen für die Wasserverfügbarkeit.

Ein solches Modell muss demnach nicht nur den hydrologischen Kreislauf erfassen, sondern auch den biogeochemischen Kreislauf und die in dem Einzugsgebiet lebenden Menschen. Eine derart systematische Beurteilung ist eine große Herausforderung und benötigt Modelle mit einem hohen Grad an Komplexität. Eine Möglichkeit, dieser Komplexität Herr zu werden, ist die Kopplung von Teilmodellen des hydrologischen Kreislaufs (z.B. Bodenwasserhaushalts- oder Grundwassermodelle) und sozioökonomischer Modelle (z.B. Wasserversorgungsmodelle oder Modelle zur demographischen Entwicklung). Es müssen dafür nicht nur neue Methoden und Ansätze zur Kopplung von Modellen verschiedener Disziplinen entwickelt werden, auch die sektoralen Modelle, wie z.B. die Bodenwasserhaushalts- oder Grundwassermodelle, müssen an diese Ansprüche angepasst werden.

Für eine Bilanzierung des Wasserkreislaufes in einem Einzugsgebiet, den Versuch einer Prognose der Entwicklung einzelner Komponenten dieses Kreislaufes und damit die Erkennung von Trends scheinen physikalisch basierte und räumlich differenzierte Modelle die geeignete Wahl zu sein (siehe Kapitel 2). Im Forschungsvorhaben

³EU-WRRL: Richtlinie 2000/60/EG vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.

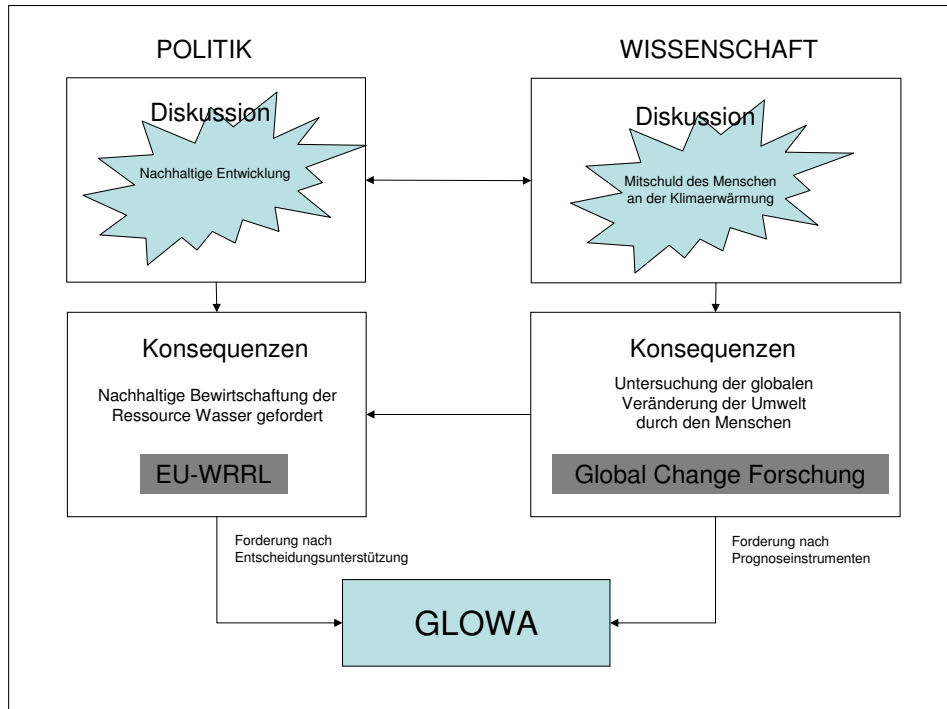


Abbildung 1.1: Die Stellung des Forschungsprojektes GLOWA in der politischen und wissenschaftlichen Diskussion.

GLOWA-Danube (Kapitel 2.2), in dessen Rahmen das rund 77.000 km² große Einzugsgebiet der oberen Donau (bis Passau, siehe Abbildung 2.3) bearbeitet wird, entwickeln 13 Forschungsgruppen⁴ prozessorientierte und gekoppelte Teilmodelle, die als Gesamtsystem in der Lage sein sollen, die unter den Punkten ① bis ③ skizzierten Fragen zu beantworten. Die beteiligten Disziplinen kommen aus der Hydrologie, der Meteorologie, der Pflanzenökologie, der Wasserwirtschaft, der Umweltpsychologie und der Umweltökonomie. Das Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart wurde in diesem Zusammenhang beauftragt, ein entsprechendes Grundwassermodell zu entwickeln und bereitzustellen.

Ohne eindeutig definierte Austauschparameter und einer eindeutig definierten räumlichen und zeitlichen Übergabeskala (Diskretisierung) ist eine Kommunikation zwischen den Teildisziplinen und ihren Modellen in einem solchen Gesamtmodell undenkbar. Da die Datengrundlage für mesoskalige Einzugsgebiete heute bevorzugt aus der Fernerkundung stammt, liegen die meisten Daten (Geländehöhe, Landnutzung etc.) rasterbasiert vor. Obwohl rasterbasierte Datensätze häufig ein hohes Maß an Redundanz zeigen, sind sie auf Grund ihrer einfachen und schnellen Bearbeitbarkeit für viele wissenschaftliche Fragestellungen von Vorteil (Kapitel 3.1.2). Es lag daher nahe, auch für das Projekt GLOWA-Danube ein Raster zur räumlichen Diskretisierung zu wählen. Die gewählte Rasterweite ist ein Kompromiss der beteiligten Teildisziplinen: Während die Geowissenschaften ein möglichst kleines Raster bevorzugen, ist es

⁴ Am Projekt GLOWA-Danube waren in der ersten Phase (2001-2004) 13 Forschergruppen an sechs Universitäten und Forschungseinrichtungen aus Bayern, Baden-Württemberg, Hessen und Tirol beteiligt, siehe <http://www.glowa.org>.

für Meteorologen und Sozioökonomien sehr schwierig (und nicht vorteilhaft), ihre Modelle auf kleinskaligen Rastern laufen zu lassen. Natürlich wird die Rasterweite auch dadurch limitiert, dass entsprechende CPU-Leistungen verfügbar sein müssen. Der in GLOWA-Danube entstandene Kompromiss sieht ein Raster von einem Quadratkilometer ($1000\text{ m} \times 1000\text{ m}$) vor. Für die Grundwassermodellierung hat diese gewählte räumliche Skala eine ganz entscheidene Konsequenz, die als Ausgangspunkt dieser Arbeit zu verstehen ist.

1.2 Zielsetzung

Wegen des rasterbasierten Ansatzes von GLOWA-Danube bietet es sich an, ein Finite-Differenzen-Verfahren (FD) einzusetzen, um die Gleichung der Grundwasserströmung (3.11) numerisch zu lösen. Der Vorteil anderer Verfahren, nicht an ein orthogonales Raster gebunden zu sein, entfällt durch die Vorgabe des Projektes. Dafür existiert mit MODFLOW (HARBAUGH U. A., 2000) ein sehr schneller und stabiler Sourcecode, der frei verfügbar⁵ und international zu einem Standard in der Grundwassermodellierung geworden ist. Der entscheidende Nachteil des FD-Ansatzes, die Inflexibilität des Rasters gegenüber Randbedingungen und der Abbildung von Aquifergeometrien, kommt im Donaeinzugsgebiet allerdings voll zum Tragen. Dieses Problem wird dadurch verstärkt, dass das gewählte Quadratkilometerraster für eine Grundwassermodellierung eine zu niedrige Auflösung darstellt. Auch eine physikalisch begründete Parametrisierung wird mit zunehmenden Rasterweiten immer fragwürdiger.

Ziel dieser Arbeit ist zu zeigen, inwieweit eine FD-Modellierung der Grundwasserströmung in integrierten hydrologischen Modellen für mesoskalige Einzugsgebiete mit der gewählten Rasterweite für hydrologische Fragestellungen der Global Change Forschung (① bis ③) möglich ist. Insbesondere sollen hochdurchlässige alluviale Aquifere untersucht werden, die im wesentlichen den meteorologisch-hydrologischen Wasserumsatz steuern, aber eine im Vergleich zum Quadratkilometerraster sehr geringe horizontale und vertikale Ausdehnung haben. Dabei werden neben den Möglichkeiten der Abbildung dieser Aquifere auch Verfahren zu deren Parametrisierung auf der vorgegebenen Skala untersucht.

Wegen der Bedeutung der alluvialen Aquifere für den hydrologischen Kreislauf soll an dieser Stelle vorab eine Definition gegeben werden (Abbildung 1.2):

Bei einem alluvialen Aquifer handelt es sich um einen ungespannten Aquifer, der aus alluvialen Sedimenten aufgebaut ist und entlang eines Flusses verläuft (DE MARSILY, 1986). Oberflächengewässer und Grundwasser sind in der Regel im Gleichgewicht, häufig mit abwechselnd influenten und effluenten Verhältnissen, wobei der Zustrom vom Grundwasser zum Fluss deutlich überwiegt.

Die Ziele und Ergebnisse einer solchen mesoskaligen Modellierung der Grundwasserströmung dürfen dabei nicht mit denen von lokalen kleinskaligen Grundwassermodel-

⁵auf der Homepage des USGS : <http://water.usgs.gov/nrp/gwsoftware/modflow.html>

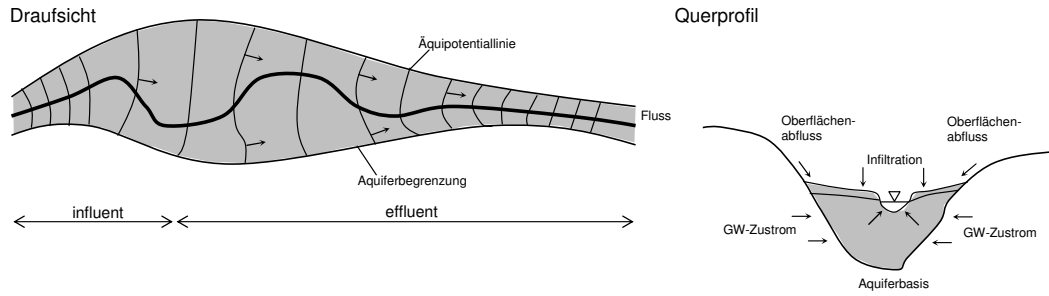


Abbildung 1.2: Schematische Draufsicht und schematisches Querprofil alluvialer Aquifere nach DE MARSILY (1986).

len gleichgesetzt werden. Ergebnisse mesoskaliger oder regionaler⁶ Grundwassermodelle stellen die Grundwasserverhältnisse, z.B. Wasserscheiden und Akkumulationsgebiete, höherer Ordnung dar. Höhere Ordnung bedeutet dabei, dass innerhalb dieser Systeme untergeordnet kleinere Systeme existieren, die zum Teil nicht berücksichtigt werden können oder nicht berücksichtigt werden müssen, z.B. schwebende Aquifere im bayerischen Tertiärhügelland. Es ist offensichtlich, dass solche Modelle keine kleinräumigen Probleme, z.B. Berechnung von Absenkungen durch Wasserentnahmen einzelner Brunnen, lösen können. Vielmehr möchte man Erkenntnisse über das System der Grundwasserströmungen auf der regionalen Skala gewinnen. Regionale Grundwassermodelle können anschließend allerdings wertvolle Randbedingungen für lokale Modelle liefern.

1.3 Vorgehensweise

Bei der Modellierung von Aquifersystemen wird in der Regel so vorgegangen, dass zuerst ein hydrogeologisches Konzeptmodell erstellt, dieses Konzept in ein mathematisches und ein numerisches Modell umgesetzt und anschließend das Ergebnis anhand gemessener Daten kalibriert und später validiert wird. Die Entwicklung von Modellierungsansätzen im Bereich Grundwasser ist sehr weit fortgeschritten und viele Konzepte für verschiedene Zwecke sind entwickelt und getestet worden. Man wählt als mathematisches Modell die allgemeine Grundwasserströmungsgleichung (3.11⁷) und einen zur Verfügung stehenden numerischen Code. Das hat den Vorteil, dass das Programm (z.B. im Fall von MODFLOW) bereits getestet und in wissenschaftlichen Kreisen akzeptiert ist. Es wird zu zeigen sein, inwieweit die Anpassung eines klassischen FD-Grundwassermodells an die im vorangegangenen Abschnitt aufgeworfenen Fragestellungen möglich ist. Dafür müssen neue Methoden und Ansätze in die Grundwassermodellierung eingeführt werden, die im Laufe dieser Arbeit vorgestellt

⁶Der Begriff mesoskalig ist in der Grundwassermodellierung unüblich, stattdessen wird in der Regel der Begriff „regional“ (HUBBERT, 1940; TÓTH, 1963) für großskalige Modelle verwendet, eine genaue Abgrenzung ist aber nicht definiert worden. In dieser Arbeit wird regional im Sinne von mesoskalig verwendet.

⁷Verweise auf Gleichungen werden in dieser Arbeit durch die entsprechende Nummerierung der Gleichung in Klammern dargestellt, bei Verweisen auf Kapitel wird immer explizit das Kapitel erwähnt.

werden sollen.

Es liegt nahe, die Gliederung dieser Arbeit stark an die eingangs skizzierte Prozedur einer Grundwassermodellierung anzulehnen, die detailliert von ANDERSON UND WOESSNER (1992) beschrieben wird, und - nachdem in den Kapiteln 2 und 3 wichtige Grundlagen erläutert wurden - wie folgt aufzubauen:

1. Erstellung eines mathematischen Modells / Umsetzung in ein numerisches Konzept [☞ Kapitel 3.4]
Die für diese Arbeit wesentlichen Konzepte der Grundwassermodellierung werden unter dem Gesichtspunkt der Modellierung von mesoskaligen Flusseinzugsgebieten vorgestellt.
2. Erstellung der Konzeptmodelle [☞ Kapitel 4]
Konzeption der hydrogeologischen Modelle für die Einzugsgebiete *Obere Donau* und das Testgebiet *Ammertal*. Erläuterung der bedeutenden Funktion der alluvialen Aquifere und der Schwierigkeiten bei deren Abbildung auf einem Grobraster.
3. Implementierung der Konzeptmodelle [☞ Kapitel 5]
Entwicklung eines integrativen Ansatzes zur Umsetzung der Konzeptmodelle in das numerische Modellkonzept MODFLOW. Anwendung der Methode für die beiden hydrogeologischen Konzeptmodelle auf einem 1000 m × 1000 m-Raster. Erstellung eines Referenzmodells für das Testgebiet *Ammer* auf einem 100 m × 100 m-Raster.
4. Parametrisierung [☞ Kapitel 6]
Parametrisierung der Modelle *Obere Donau* und *Ammertal*: Das Gesamtmodell wird dabei mittels inverser Modellierung an gemessene Grundwasserstände angepasst. Für das Ammertal werden verschiedene Aggregationstechniken angewandt, um die Referenzwerte des 100 m-Modells auf das 1000 m-Modell zu übertragen.
5. Modellierung [☞ Kapitel 7]
Vorstellung der Modellierungsergebnisse der entwickelten Modelle. Die Ergebnisse verschiedener Aggregationsmethoden werden im Modell *Ammertal* vorgestellt und anhand gemessener Daten validiert.
Sensitivitätsstudien der Parameter der Grundwasserströmungsgleichung schließen dieses Kapitel ab.
6. Interpretation der Ergebnisse [☞ Kapitel 7.4 und 8]
Auswertung der Ergebnisse der Modellierung. Anhand von hundertjährigen Prognoseläufen wird die Ausgangsfragestellung nach der Möglichkeit des Einsatzes von Grundwassermodellen im Kontext der Global Change Forschung wieder aufgegriffen und einige Ergebnisse präsentiert.

In Abbildung 1.3 werden diese Arbeitsschritte graphisch zusammengefasst. Im Mittelpunkt dieser Arbeit steht die Konzeption der hydrogeologischen Modelle (Kapitel 4) und deren Implementierung in einen FD-Code (Kapitel 5). Die Erstellung und Umsetzung des hydrogeologischen Konzeptes wird in der Regel manuell nach der

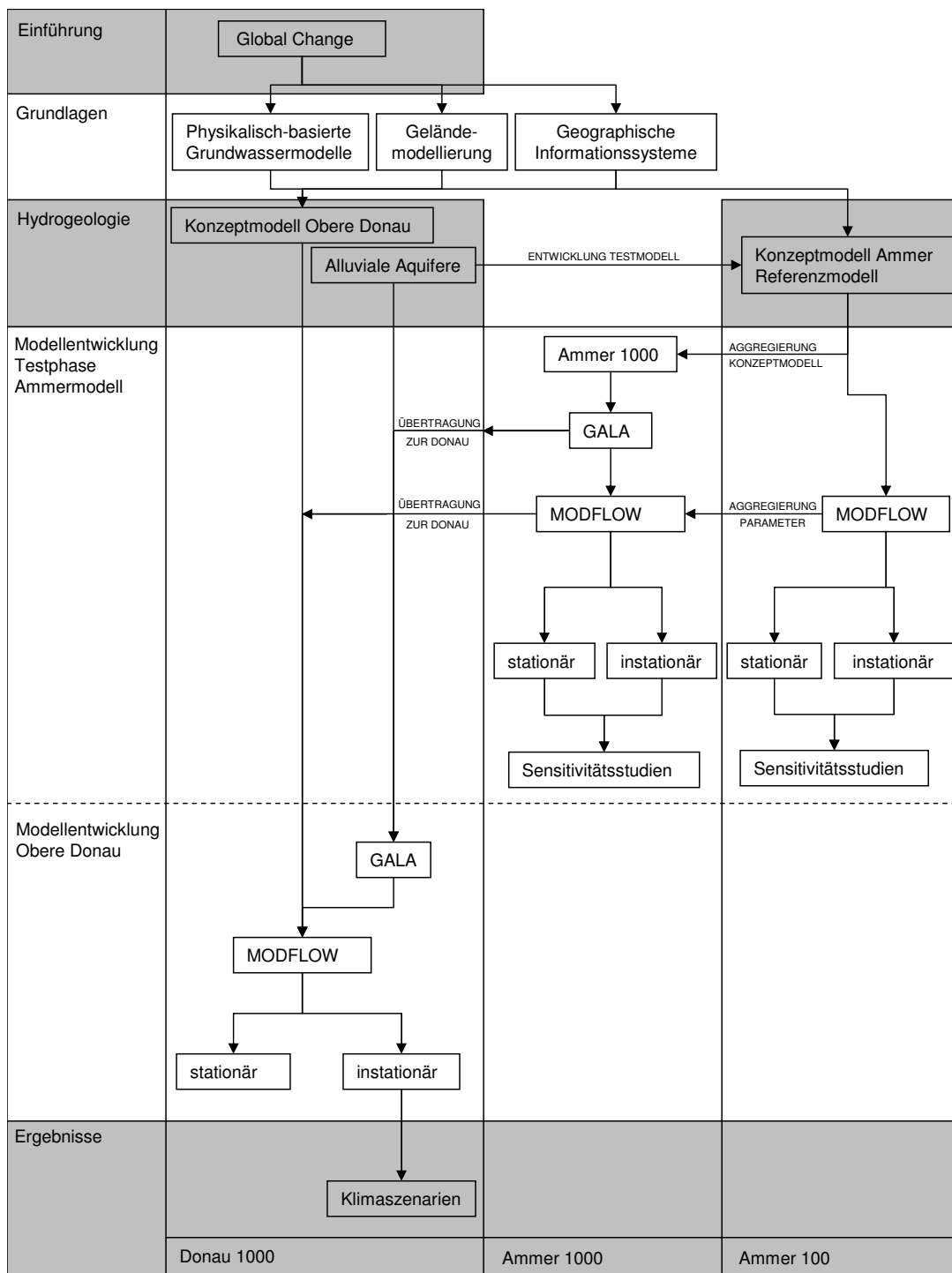


Abbildung 1.3: Ablauf der Arbeitsschritte für die vorliegende Dissertation.

Trial-and-Error-Methode dem Modell angepasst. Für kleinskalige Modelle ist das auch sinnvoll, da die manuelle Überprüfung hydrogeologischer Daten durch den Spezialisten immer noch die sicherste Methode ist, Fehler im hydrogeologischen Konzept zu entdecken und zu beseitigen. Mit der Modellierung mesoskaliger und makroskaliger Einzugsgebiete stößt man aber dabei an die Grenzen. Daten über die Geometrie eines Aquifers können nicht mehr in vertretbarer Zeit nach Fehlern durchsucht werden. Für die Implementierung der wichtigen alluvialen Aquifere wird eine Methode entwickelt (GALA Generating Alluvial Aquifers), die eine numerische Erstellung ermöglicht. Die dieser Methode zugrunde liegenden Eingangsdaten sollten für solch einen Ansatz flächenhaft vorliegen, da Punktinformationen interpoliert werden müssen und das Modell zusätzlich ungenauer machen. Zudem sollten die eingesetzten Daten allgemein verfügbar sein bzw. aus verfügbaren Daten abgeleiteten Größen sein, um diesen Ansatz auch auf andere Regionen übertragen zu können.

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen aus folgenden Quellen:

- Digitales Höhenmodell Baden-Württemberg DHM50,
©Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Az.: 2851.2-D/1382
- Digitales Geländemodell Bayern DGM25,
©Bayerisches Landesvermessungsamt Nr. 4256/04
- Digitales Geländemodell von Österreich,
©Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen
(Tirol: DGM25, Salzburg: DGM25)
- Digitales Geländemodell der Schweiz, X-SAR/SRTM (DGM1000),
©DLR: <http://www.caf.dlr.de>
- Geologische Karte der Schweiz 1:500.000, Herausgeber: Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern (2002)
- Geologische Karte von Bayern 1:500.000, Herausgeber: Bayerisches Geologisches Landesamt, München (1996)
- Geowissenschaftliche Übersichtskarten von Baden-Württemberg 1:350.000, Herausgeber: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (1998)
- Metallogenetische Karte der Republik Österreich 1:500.000 (WEBER U. A., 1997)
- Zeitreihen (1991-2000) von 1371 Messstellen aus
 - Baden-Württemberg: ©Landesamt für Umweltschutz
 - Bayern: ©Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft
 - Österreich: ©Bundesministerium für Land und Forstwirtschaft

Es ist in der hydrogeologischen Aquifermodellierung nicht möglich, auf punktuelle Daten zu verzichten. So wurden Schichtlagerungskarten und Bohrprofile der Geologischen Landesämter von Bayern und Baden-Württemberg eingesetzt, um Vorabinformationen zur Aquifergeometrie zu erhalten.

Die digitalen Geländemodelle liegen bereits als Rasterdaten vor, während geologische

Karten noch gerastert werden müssen und Punktinformationen auf das Raster interpoliert werden müssen. Für gerasterte Daten existieren in der digitalen Bildverarbeitung (DBV), aber auch in der Hydrologie, viele Methoden, diese Daten zu bearbeiten. Viele dieser Ideen lassen sich aufgreifen und durch einige Modifikationen mit Hilfe der oben genannten Daten einsetzen, um hydrogeologische Datensätze für eine regionale Grundwassermodellierung der alluvialen Aquifere zu erzeugen. Kapitel 3 wird die bereits vorhandenen Methoden vorstellen, auf deren Basis dann in Kapitel 5 die Methode GALA vorgestellt wird. Zuvor sollen im nächsten Kapitel unverzichtbare Grundlagen und Definitionen für die hydrologische Modellierung erläutert werden.

2 Grundlagen räumlich differenzierter hydrologischer Modelle

2.1 Einführung

Unter hydrologischen Modellen versteht man Flussgebietsmodelle, die die für die jeweilige Fragestellung bedeutenden hydrologischen Prozesse nachbilden und aus dem Input (Niederschlag) einen Abfluss am Pegel des Einzugsgebietes berechnen. Die räumliche Gliederung der Prozesse erfolgt sowohl horizontal als auch vertikal (Abbildung 2.1) und hängt von der vorgegebenen Fragestellung ab. Das in Kapitel 1.1 erwähnte aufkommende Bewusstsein über die Notwendigkeit nachhaltiger Bewirtschaftung natürlicher Ressourcen unter sich verändernden Bedingungen des Global Change führte sehr schnell zu Fragestellungen, die nicht mit den klassischen hydrologischen Blockmodellen¹ zu beantworten sind (FREEZE UND HARLAN, 1969). Wenn man das Einzugsgebiet als aggregierte Einheit betrachtet, kann man zwar Qualität und Quantität des Abflusses modellieren, Transportwege innerhalb des Einzugsgebietes, Fragen zu lokalen Ereignissen (z.B. Grundwasserstände) und zu Änderungen in Teilen des Einzugsgebietes aber nicht beantworten. Um solche Fragen beantworten zu können, muss man im Einzugsgebiet verschiedene, repräsentative Teilräume differenzieren (BEVEN, 1985). Solche Modelle werden als räumlich differenziert² bezeichnet. Je detaillierter diese Differenzierung, desto genauer ist auch die Aussage, die man im Einzugsgebiet auf kleineren Teilräumen machen kann.

2.1.1 Konzepte

Es existieren viele schwer zu klassifizierende Mischformen von hydrologischen Modellen. Eine Möglichkeit zeigt Abbildung 2.2, nach deren Klassifikation (REFSGAARD, 1996) in diesem Kapitel die grundlegenden Begriffe hydrologischer Modelle erklärt werden. Eine ähnliche Gliederung findet man auch bei DYCK UND PESCHKE (1995). Grundsätzlich wird zwischen zwei Typen unterschieden, den deterministischen und den stochastischen Modellen. Im folgenden soll der Fokus nur auf die deterministischen Modelle gelegt werden, da nur sie eine eindeutige Beziehung zwischen In- und Output ermöglichen und zukünftige Zustände vollständig auf vergangene und gegenwärtige Daten zurückführen. Damit ist es möglich, Ergebnisse zu reproduzieren. Zwei Kriterien werden nach REFSGAARD (1996) zur weiteren Unterteilung deterministischer hydrologischer Modelle herangezogen:

- A) die räumliche Auflösung des Modells und
- B) die Art des Prozesses, der aus dem Input den Output produziert.

¹engl. lumped models, in der deutschen Literatur sind auch häufig die Begriffe räumlich aggregierte Modelle oder konzentrierte Modelle zu finden

²engl. distributed models

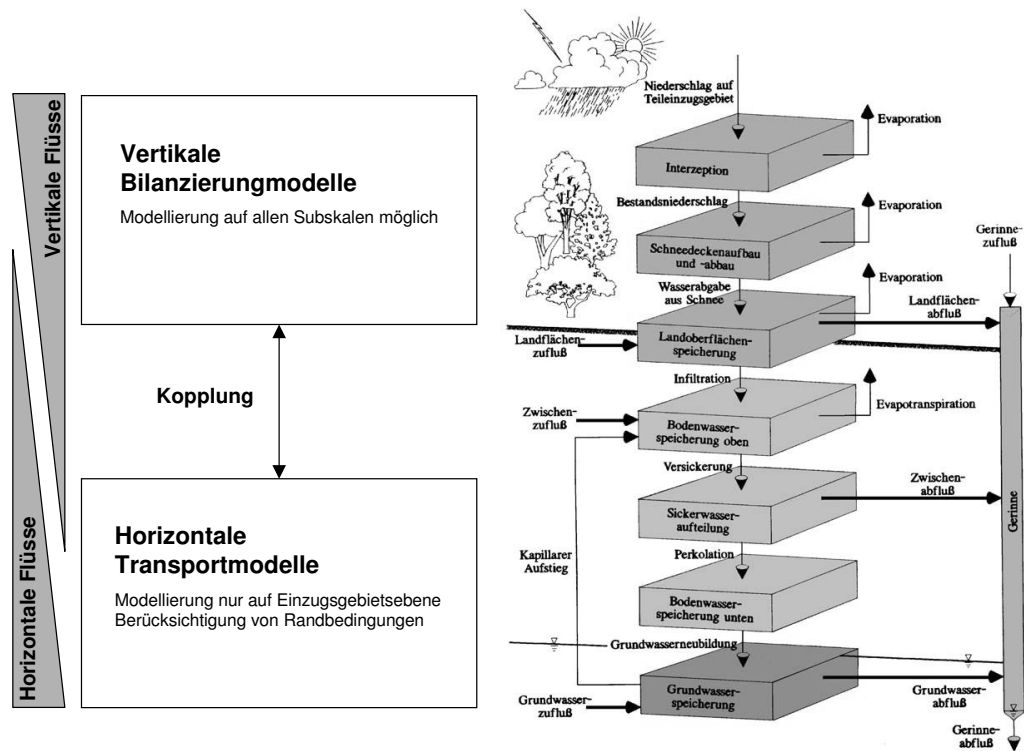


Abbildung 2.1: Komponenten und Prozesse des hydrologischen Kreislaufs nach KLEEBERG UND OVERLAND (1992) in HAASE (1997).

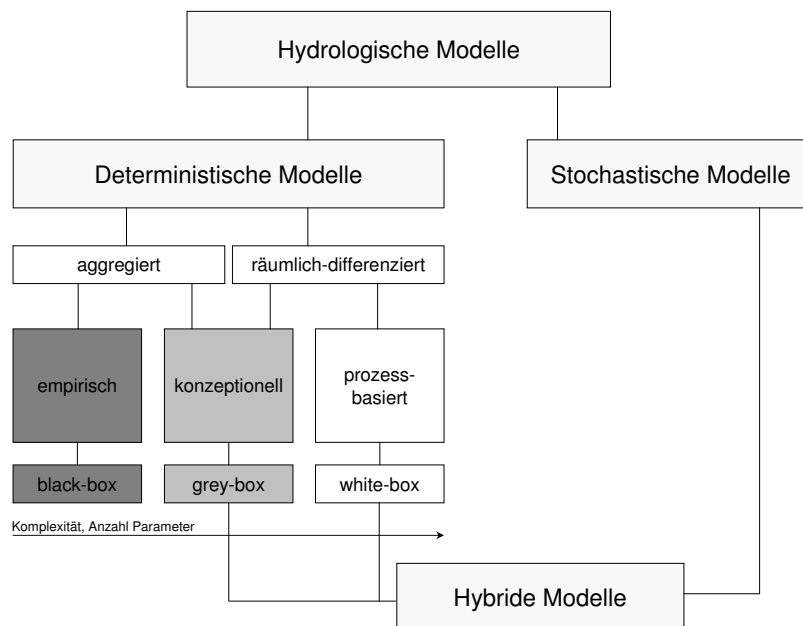


Abbildung 2.2: Klassifikation hydrologischer Modelle nach REFSGAARD (1996).

Theoretisch lassen sich beliebig viele Mischformen erstellen, doch in der Praxis haben sich drei wichtige Klassen hydrologischer Modelle entwickelt, die beide Kriterien durch zunehmende Komplexität wiedergeben:

Black-Box-Modelle (empirische Modelle)

Empirische Modelle besitzen keine physikalisch begründete Transferfunktion zwischen In- und Output. Die zugrunde liegenden Algorithmen werden durch die Analyse der Ein- und Ausgabedaten bestimmt, die Parameter der Algorithmen werden dabei kalibriert, ohne dass ihnen eine physikalische Bedeutung zugesprochen wird (ANDERSON UND BURT, 1985). Häufig eingesetzt wird dieser Modelltyp bei der Analyse und der Synthese der Einheitsganglinie (SHERMAN, 1932). Hierbei wird versucht, die Form des Hydrographen als Antwort eines Niederschlagsereignisses zu modellieren. Für Fragestellungen, die kein Prozessverständnis zur Lösung voraussetzen, sind diese Modelle am besten geeignet, da sie äußerst effizient und einfach zu implementieren sind. Sie sind allerdings nicht für Prognosen, Szenarien oder Regionalisierungen einsetzbar, vor allem wenn sie für veränderte Randbedingungen gelten sollen, da die Input-Output-Beziehungen empirischer Modelle nur auf die ursprünglichen, vorhandenen Datensätze beschränkt sind.

Grey-Box-Modelle (konzeptionelle Modelle)

Konzeptionelle Modelle stellen eine Erweiterung der empirischen Black-Box-Modelle dar. Der nicht vorhandene Bezug der Black-Box-Modelle auf die zugrunde liegenden physikalischen Prozesse führt dazu, dass viele Fragestellungen nicht beantwortet werden können. Mit konzeptionellen Grey-Box-Modellen werden verschiedene Prozesse eines Systems abstrahiert, d.h. zu einer Gleichung oder einem Parameter kombiniert oder aber empirische mit physikalischen Ansätzen kombiniert (BUCHHOLZ, 2001). Man versucht, ein physikalisches Prozessverständnis zu integrieren, ohne in einem komplexen System aus Gleichungen und Parametern „unterzugehen“.

Eine räumliche Verteilung wird in der Regel nicht berücksichtigt oder aber durch gekoppelte aggregierte Teilräume wiedergeben. Diese Modelle haben sehr viel zum besseren Prozessverständnis in Einzugsgebieten beigetragen. Das Problem, dass die benutzten Parameter nicht durch Feldmessungen belegt werden können und damit eine wichtige Validierungsmöglichkeit des Modells entfällt, bleibt aber weiterhin bestehen.

White-Box-Modelle (prozess-basierte Modelle)

In der Global Change Forschung muss ein hydrologisches Modell ein Werkzeug sein, das die räumlich-zeitliche Verteilung der Wasservorkommen in Abhängigkeit von bestimmten klimatischen Bedingungen auf regionaler oder globaler Ebene vorhersagen kann. Die neuen Anforderungen durch den Global Change unterscheiden sich gegenüber den Anforderungen an konzeptionelle hydrologische Modelle dadurch, dass mehr Prozessverständnis notwendig ist, um genauere Aussagen und Prognosen auf eine fundierte Basis zu stellen. Modelle können jedoch nur auf die gegebenen Bedingungen kalibriert werden. Wenn die eingesetzten Parameter keine messbare Bedeutung haben, ist die Übertragung auf geänderte Randbedingungen schwer möglich. Zudem werden von modernen hydrologischen Modellen auch Aussagen zu anderen Aspekten der Nachhaltigkeitsdiskussion, z.B. der Wasserqualität, gefordert. Dies kann in be-

friedigendem Maße nur von Modellen erfüllt werden, die auf physikalischen Gesetzen beruhen. FREEZE UND HARLAN (1969) forderten schon in den sechziger Jahren den Einsatz physikalisch basierter Ansätze in der Hydrologie zur Beantwortung solcher Fragestellungen. In Modellen dieser Art werden die mathematischen Systembeschreibungen (z.B. Grundwasserströmungsgleichung) nach dem Infinitesimalprinzip aus Erhaltungs- und Gleichgewichtsbedingungen (z.B. Massenbilanz bzw. Kontinuitätsprinzip) und entsprechenden Prozessfunktionen (z.B. DARCY-Gesetz) abgeleitet und durch Differentialgleichungen dargestellt. Die Heterogenität natürlicher Räume und deren Randbedingungen erfordern, dass prozessbasierte Modelle immer räumlich-verteilt sein müssen.

Stand der Technik³ für die wichtigsten Prozesse sind in der Hydrologie folgende Ansätze:

1. Evatranspiration: PENMAN-MONTEITH-Gleichung
2. Strahlungshaushalt: Energiebilanzierung
3. Bodenwasserhaushalt: eindimensionale RICHARDS-Gleichung (2.1)
4. Grundwasser: BOUSSINESQ-Gleichung (3.11)
5. Flussnetz: vereinfachte SAINT-VENANT-Gleichung (2.4)

Alle prozess-basierten Modelle unterliegen allerdings empirischen und konzeptionellen Verallgemeinerungen. Die fundamentalen Differentialgleichungen, die auf der Mikroskala entwickelt wurden, können nicht auf größere Skalen übertragen werden. Ein bekanntes Beispiel ist die NAVIER-STOKES-Gleichung, die das Fließverhalten des Wassers in einem porösen Medium sehr detailliert beschreibt, aber schon auf der Laborskala durch das DARCY-Gesetz ersetzt werden muss (Kapitel 2.3).

FREEZE UND HARLAN (1969) weisen auf ein weiteres großes Problem dieser Modelle hin, nämlich ihre Datenintensivität. Diese Datenintensivität kann dadurch verringert werden, dass man die Daten aggregiert. Mit zunehmender Aggregation werden die Modelle zunehmend weniger physikalisch basiert und man arbeitet wieder mit konzeptionellen Modellen. Ob auf der Mesoskala und einer Zellweite von 1 km^2 die Parameter und damit auch die Modelle als physikalisch basiert bezeichnet werden sollten, bleibt eine Frage, die am Ende dieser Arbeit noch einmal aufgegriffen werden soll (Kapitel 8). In der Regel sollte man auf größeren Skalen (zumindest ab Mesoskala- α , siehe Tabelle 2.2) eher von konzeptionellen Modellen sprechen. Gleichzeitig sollten große Modelle niemals konzentriert oder aggregiert sein, da die entsprechenden Einzugsgebiete oft zu komplex sind. Komplexe Modelle können überschaubarer gemacht werden, indem die einzelnen Komponenten des hydrologischen Systems von verschiedenen Teilmodellen berechnet werden, wie dies z.B. im GLOWA-Danube-Projekt verwirklicht ist.

2.1.2 Zusammenfassung

Nach der Klassifikation hydrologischer Modelle stellt sich die Frage, was ein Prognosemodell im Sinne der Global Change Forschung leisten soll und welche der beschrie-

³Als Stand der Technik wird in dieser Arbeit das am weitesten entwickelte und am weitesten verbreitete Modell MIKE SHE (basierend auf dem Modell SHE (ABBOTT U. A., 1986)) angesehen.

benen Kriterien dabei eingehalten werden müssen. Die geforderte Prognosefähigkeit der Modelle erfordert, dass solch ein Modell auf physikalischen Gesetzen beruhen sollte. Zudem wäre es wünschenswert, dass die Konzepte und die damit verbundenen Modelle regional übertragbar sind. Somit kommen nur physikalisch basierte hydrologische Modelle zur Modellierung in Frage. Wie bereits beschrieben, müssen physikalisch basierte Modelle zwangsläufig räumlich differenziert sein, um der natürlichen räumlichen Heterogenität gerecht werden zu können. Die Wahl der kleinsten zu modellierenden Einheit, quasi das Atom des Modells (oder REV, siehe Kapitel 2.3), ist von entscheidender Bedeutung für die Genauigkeit, die Aussagekraft und die Anwendungsmöglichkeiten.

Trotz der aus theoretischer Sicht deutlichen Vorteile physikalisch basierter Modelle gegenüber konzeptionellen Modellen werden sie in Wissenschaft und Praxis vergleichsweise selten eingesetzt. Es gibt zwei fundamentale Probleme:

- ① der hohe Rechenaufwand: Mit der zunehmenden verfügbaren Rechenleistung wird dieses Problem zwar unbedeutender, bleibt für physikalisch-basierte Modell auf der Meso- und Makroskala allerdings auf lange Sicht noch ein Problem von großer Bedeutung.
→ erfordert Upscaling (Aggregation, siehe Tabelle 2.1)
- ② das Problem der Datenverfügbarkeit: Dieses Problem ist von größerer Bedeutung, da die Bereitstellung und Messung entsprechender Daten auch in Zukunft sehr teuer sein wird. Einige Parameter lassen sich aus Daten der Fernerkundung ableiten, für viele Daten, vor allem unterhalb der Geländeoberfläche, ist das nicht möglich.
→ erfordert Downscaling (Interpolation, siehe Tabelle 2.1)

Aus diesen Problemen ergibt sich, dass Einschränkungen hinsichtlich der Auflösung und der Komplexität der zu beschreibenden Prozesse gemacht werden müssen. Das heißt aber auch, dass man sich wieder von dem Ziel, physikalische Prozesse detailliert abzubilden, entfernt. Es muss ein Kompromiss zwischen wissenschaftlichem Anspruch und Durchführbarkeit gefunden werden. Der Kompromiss beinhaltet dabei, dass man nicht verhindern kann, konzeptionelle Ansätze zuzulassen. Das bedeutet, dass die aus physikalischen Grundgleichungen entwickelten Modelle auch in absehbarer Zukunft nur mit großen Einschränkungen als physikalisch basiert bezeichnet werden können. Im Titel dieser Arbeit werden dementsprechend die hydrologischen Modelle - obwohl auf physikalischen Grundsätzen basierend - nur mit dem Attribut „räumlich verteilt“ versehen.

2.2 Hydrologische Modellierung im Projekt GLOWA-Danube

Das Einzugsgebiet der Oberen Donau (Abbildung 2.3) wurde im Rahmen der Forschungsinitiative GLOWA des BMBF ausgewählt, da es beispielhaft für den Übergangsbereich zwischen einem Gebirge und seinem Vorland und damit aus hydrologischer Sicht besonders interessant ist: Alle bedeutenden Flüsse haben naturgemäß ihren Ursprung in Gebirgsregionen, deren Wasserüberschuss sie erst in das Vorland und zuletzt ins Meer transportieren. Die Rolle der Gebirge als Wasserlieferanten für

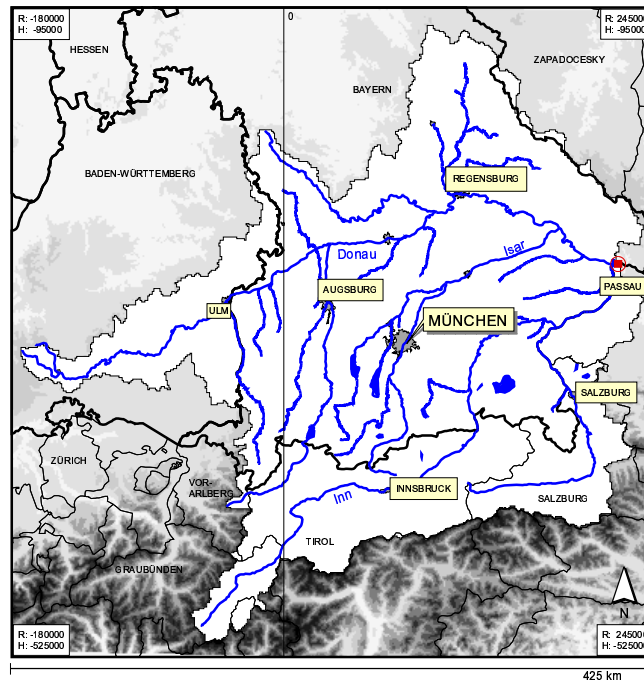


Abbildung 2.3: Das Einzugsgebiet „Obere Donau“ bis zum Pegel Achleiten bei Passau. Die Eckkoordinaten beziehen sich auf die im Projekt verwendete LAMBERT-Projektion.

die in der Regel niederschlagsärmeren und höher bevölkerten Vorländer kann weltweit verfolgt werden. Insbesondere bevölkerungsreiche Gebiete im Windschatten von Gebirgen sind auf die dortigen Ressourcen angewiesen (z.B. Peking, Athen usw.). Im Falle des untersuchten Einzugsgebietes ist es der Großraum München, der mit Wasser aus den Alpen, vor allem aus den ergiebigen glazialen Schottern des Loisach- und Mangfalltals, versorgt wird. Die Grenze zwischen dem Gebirge und dem Vorland ist dabei hydrologisch besonders interessant, da hier geomorphologisch und geologisch starke Gegensätze aufeinander stoßen. Auf der einen Seite hat man das Gebirge mit einem sehr ausgeprägten Relief und in der Regel kargen Böden und einem metamorphen Untergrund, die den hydrologischen Kreislauf weitestgehend oberirdisch ablaufen lassen. Dagegen stehen die typischen Gebirgsvorländer, die wenig reliefiert sind und deren Untergrund durch den Transport und die Ablagerung von Lockermaterial aus den Gebirgen vielerorts hohe Durchlässigkeiten zeigt. Aus dem hohen Relief (im Gesamteinzugsgebiet variieren die Geländehöhen zwischen 286 und 3.600 mNN) stellen sich auch hohe Gradienten in den meisten hydrologischen Größen ein: die jährliche Durchschnittstemperatur schwankt zwischen -4.8 und 9 °C, der Niederschlag zwischen 650 und mehr als 2.000 mm/a⁴. Damit zeigt der Wasserkreislauf des Gebietes eine hohe Dynamik und durch klimatische Veränderungen ausgelöste Veränderungen lassen sich vergleichsweise gut nachweisen.

GLOWA-Danube beschäftigt sich als Teil des Forschungsprogramms GLOWA unter

⁴Detailliertere Basisdaten zum Einzugsgebiet findet man auf <http://www.glowa-danube.de/atlas/atlas.htm>.

anderem mit der Integration einzelner Teilmodelle des hydrologischen Kreislaufs in ein hydrologisch-sozioökonomisches Gesamtmodell und der Evaluation der entwickelten Werkzeuge für ein nachhaltiges Einzugsgebietsmanagement. Alle Aspekte dieses Projektes zu erläutern, würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Stattdessen werden hier nur die relevanten Aspekte der Modellbildung in der Hydrologie besprochen. Weiterführende Informationen findet man auf der Homepage <http://www.glowa-danube.de>. Dort gibt es auch die Möglichkeit, Statusberichte und Veröffentlichungen der Teildisziplinen herunterzuladen.

Die Kompetenz für die Teilmodelle ist den entsprechenden Fachdisziplinen zugeordnet. Durch diesen Ansatz erreicht man eine deutliche Vereinfachung der Programmstruktur; die einzelnen Disziplinen können sich ihren Modellen widmen und erhalten ihre Randbedingungen von anderen Modellen. Das hat den Vorteil, dass Randbedingungen, die bei konventionellen Ansätzen sehr vereinfacht vorgegeben werden, bei diesem Ansatz das Ergebnis anderer physikalisch basierter Modelle sind. Beispielsweise wird die Grundwasserneubildung häufig nur sehr vereinfacht mittels Informationen zum Boden und zur Landnutzung aus dem Niederschlag gewonnen. In GLOWA-Danube ist sie das Ergebnis eines Bodenwasserhaushaltsmodells (s.u.).

Abbildung 2.4 zeigt die Anbindung des Grundwassermodells in den Modellkomplex des Projektes (im folgenden DANUBIA genannt) mit den direkt gekoppelten Teilmodellen des Flussnetzes und des Bodenwasserhaushaltsmodells. Für die Implementierung der Schnittstellen ist eine intensive Diskussion zwischen den Teildisziplinen bei der Definition der Übergabeparameter erforderlich. In diesem Kapitel sollen vor allem die Schnittstellen von Grundwasser mit dem Bodenwasserhaushaltsmodell und dem Oberflächengewässermodell thematisiert werden.

Zum Datenaustausch zwischen den gekoppelten und verteilt laufenden Einzelmodellen ist es notwendig, eine räumliche und zeitliche Struktur zu schaffen. Kern der räumlichen Struktur ist das Proxel⁵ (process pixel). Die Proxel in DANUBIA haben eine Ausdehnung von 1000 m × 1000 m und sind, wie bereits erwähnt, als Raster organisiert. Alle Teilmodelle müssen ihre Daten über dieses Raster austauschen. Für das Grundwassermodell müssen daraus resultierend Aggregationstechniken entwickelt werden, um dieser Übergabeskala gerecht werden zu können. Die Definition einer zeitlichen Struktur ist ebenso wichtig, muss doch sichergestellt werden, dass alle sektoralen Modelle in der richtigen Reihenfolge zusammenarbeiten (BARTH U. A., 2004). Auch die unterschiedliche Dynamik der verschiedenen Komponenten des Wasserkreislaufes muss berücksichtigt werden. Da diese Arbeit die Modellierung komplexer hydrologischer Systeme aus der Sicht der Grundwassermodellierung beleuchtet, sind Fragestellungen zur zeitlichen Skalierung dank der Trägheit des Grundwassersystems im Vergleich zu der Problematik der räumlichen Auflösung weniger bedeutend und werden im weiteren Verlauf nicht weiter berücksichtigt.⁶

Für das gewählte Einzugsgebiet „Obere Donau“ wird ein netzwerkbasiertes Entscheidungsunterstützungssystem entwickelt, dessen Ziel es ist, „unterschiedliche Zukunftsszenarien des Einzugsgebietsmanagements der Oberen Donau auf ihre Nachhaltigkeit

⁵In der objektorientierten Modellierung ist das Proxel ein geometrisches Objekt, d.h. die Rasterzelle, mit bestimmten ihm zugewiesenen Attributen.

⁶In GLOWA-Danube rechnen das Bodenwasserhaushaltsmodell und das Flusswassermodell auf stündlicher Basis, das Grundwassermodell akkumuliert die Daten und rechnet nur täglich, um Rechenzeit zu sparen.

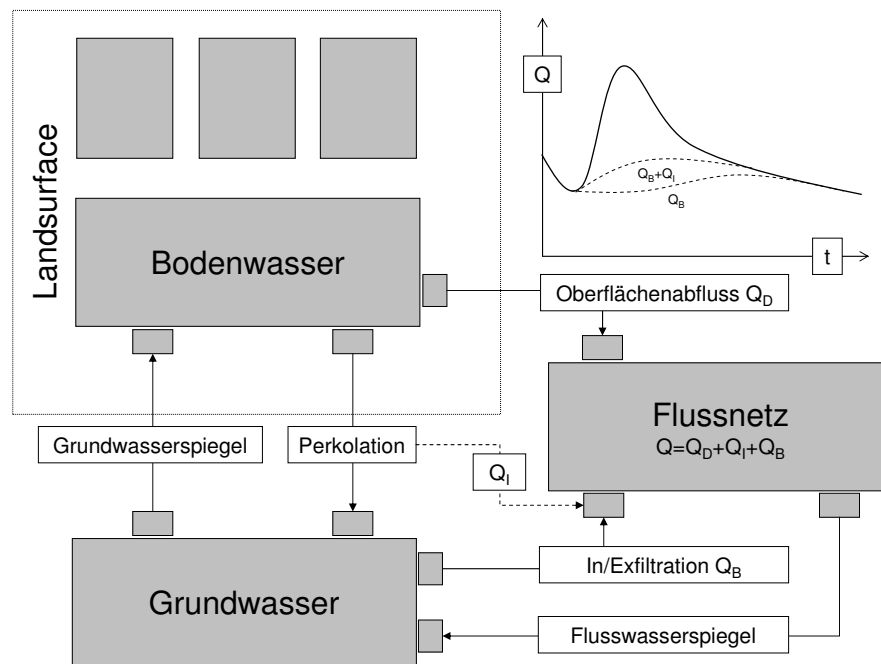


Abbildung 2.4: Die Kopplung der mit dem Grundwassermodell in Verbindung stehenden Komponenten des hydrologischen Kreislaufes und ihre Bedeutung für den Gesamtabfluss.

zu überprüfen“ (MAUSER, 2003). Bei dieser Entwicklung treten verstärkt sozioökonomische Fragestellungen in den Vordergrund. Die Schnittstelle zwischen Sozioökonomie und Naturwissenschaften, d.h. zwischen Ressource und Nachfrage, ist nach der Kopplung der hydrologischen Teilmodelle die zweite große Herausforderung des Projekts.

Ein Problem großskaliger Einzugsgebiete ist der durch deren Größe bedingte enorme Rechen- und Parameterbedarf bei physikalisch basierten, räumlich verteilten Modellen. Daher wurde mit dem Ammergebiet (Kapitel 4.3) ein kleineres Testgebiet am Übergang zwischen Alpen und Vorland gewählt, das sowohl durch seine Lage als auch durch seine geomorphologische und geologische Komplexität geeignet erscheint, sowohl entwickelte Algorithmen zu testen und zu validieren als auch Skalierungsprobleme zu untersuchen.

Wie bereits erwähnt können nicht alle Komponenten des Projektes vorgestellt werden: Diese Arbeit wird sich auf die Aspekte der Modellierung des hydrologischen Kreislaufs beschränken und hier insbesondere auf die Komponenten, die direkten Einfluss auf das Grundwasser nehmen, d.h. sie haben im Gesamtmodell eine Schnittstelle mit dem Grundwassermodell. Abbildung 2.1 zeigt die Komponenten des hydrologischen Kreislaufs. In GLOWA-Danube werden diese Komponenten durch folgende Modelle repräsentiert⁷ (Abbildung 2.4):

⁷Die Modellierung des Klimas bzw. der Niederschläge erfolgt in GLOWA-Danube mit dem Klimamodell MM5, bei Referenzläufen wahlweise auch mit interpolierten Niederschlagsdaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

Landoberfläche [Landsurface]

Kern des Landoberflächenmodells ist das Modell PROMET-V (SCHNEIDER, 1999), das wiederum auf dem SVAT-Modell PROMET (MAUSER, 1989) aufbaut. Es ist aus fünf untereinander gekoppelten Komponenten aufgebaut, die in der folgenden zeitlichen Abfolge ablaufen:

- Das *Strahlungsbilanzmodell* nimmt die Parameter der Meteorologie auf und berechnet die Strahlungsbilanz der Landoberfläche und liefert so ein vertikales Temperatur- und Luftfeuchteprofil.
- *Schneemodell und Landoberflächenmodell* modellieren, je nachdem ob eine entsprechende Schneebedeckung der Landoberfläche vorliegt oder nicht, die hydrologischen Prozesse auf der Landoberfläche in Abhängigkeit der Landnutzung. In diesem Teilmodell wird der effektive Niederschlag für das Bodenwasserhaushaltsmodell erzeugt.
- Das *Pflanzenwachstumsmodell* berechnet die Produktion der Biomasse und den damit verbundenen Einfluss auf die Transpiration der Ökosysteme.
- Im *Bodenwasserhaushaltsmodell* wird aus Effektivniederschlag, Infiltration und kapillarem Aufstieg der Bodenwassergehalt errechnet. Damit wird in diesem Teilmodell die Perkolation, d.h. das Wasser, das die Bodenzone endgültig verlässt, an das Grundwasser übergeben.

Entscheidend aus der Sicht des Grundwassers ist das **Bodenwasserhaushaltsmodell**. Es soll deshalb an dieser Stelle etwas detaillierter beleuchtet werden. Das Modell berechnet die Bodenfeuchte θ mittels einer von EAGLESON (1978) entwickelten Lösung der RICHARDS-Gleichung:

$$\frac{\delta\theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left[D(\theta) \frac{\delta\theta}{\delta z} \right] - \frac{\delta K(\theta)}{\delta z} - g_r(\theta, z) \quad (2.1)$$

$K(\theta)$ hydraulische Leitfähigkeit $\left[\frac{m}{s} \right]$

$D(\theta)$ Diffusivität $\left[\frac{m^2}{s} \right]$

inklusive einer Erweiterung um einen Entnahmeterm $g_r(\theta, z)$ für Transpiration und Evaporation, die von den anderen Modellen bereitgestellt werden.

Die vertikale Auflösung wird durch ein dreischichtiges Kaskadenmodell wiedergegeben, mit den vorgegebenen Schichtmächtigkeiten 20, 60 und 120 cm. Modelliert werden demnach die oberen zwei Meter der Bodenzone. Überschüssiges Wasser aus den oberen zwei Bodenschichten wird an die Fließgewässer abgegeben (in Analogie zu Oberflächenabfluss und Interflow, zusammen Q_D in Abbildung 2.4), die Perkolation wird aus der dritten Schicht unter Berücksichtigung des kapillaren Aufstiegs an das Grundwasser weitergegeben.

Die Lösung von EAGLESON (1978) benötigt einige vereinfachende Randbedingungen. Die für den Austausch zwischen Grund- und Bodenwasserhaushaltsmodell bedeutsamste ist die Annahme, dass der Grundwasserspiegel tiefer liegt als die Bodenzone, d.h. tiefer als 2 m unter GOK (LUDWIG, 2000).

Fließgewässer [Rivernetwork]

Das Modell für die Fließgewässer verwendet ein klassisches eindimensionales Routing-Verfahren und basiert auf den SAINT-VENANT-Gleichungen (siehe z.B. CHOW U. A. (1988), Seite 272ff):

$$\frac{\delta Q}{\delta x} + \frac{\delta A}{\delta t} - q = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{1}{A} \frac{\delta Q}{\delta t} + \frac{1}{A} \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\delta y}{\delta x} - g(I_e - I_s) = 0 \quad (2.3)$$

I_e Reibungsgefälle [-]

I_s Gerinnegefälle [-]

Gleichung (2.2) repräsentiert die Kontinuitätsgleichung (Massenbilanz) und Gleichung (2.3) die dynamische Grundgleichung (Energiebilanz). Werden die Trägheitsglieder in der Bewegungsgleichung vernachlässigt, dann ergibt sich der sogenannte Diffusionswellenansatz und die SAINT-VENANT-Gleichungen vereinfachen sich zu (DYCK UND PESCHKE, 1995):

$$\frac{\delta Q}{\delta t} = D \frac{\delta^2 Q}{\delta x^2} - u \frac{\delta Q}{\delta x} + u \cdot q \quad (2.4)$$

u Wellengeschwindigkeit [$\frac{m}{s}$]

D Diffusionskoeffizient [$\frac{m^2}{s}$]

Dieser Ansatz liefert bei Kenntnis der Gewässergeometrie die Wasserstände in den Flüssen. Für die Kopplung mit dem Grundwassermodell benötigt man für den Wasserstand allerdings einen geodätischen Bezugspunkt, z.B. die Höhe der Flusssohle (in mNN), um nach (5.5) den Austausch zwischen Fluss und Grundwasser zu berechnen. Kapitel 5.2.1 stellt einen Lösungsansatz für dieses Problem vor.

Probleme bei der Modellierung der Grundwasserströmung in einem hydrologischen Gesamtmodell

Die Schnittstelle zwischen Grundwasser- und dem Bodenwasserhaushaltsmodell ist schwierig nachzubilden, da die modellierten Bereiche beider Modelle den kompletten unterirdischen Bereich in der Regel nicht abdecken. Das Problem, dass die Perkolations nicht der Grundwasserneubildung, wie sie für MODFLOW definiert werden muss, entspricht, ist ein weiterer wissenschaftlicher Forschungsschwerpunkt in der Grundwassermodellierung auf Einzugsgebietebene. Die Schwierigkeit ist, den Interflow des Sickerraumes (Q_I in Abbildung 2.4), der nicht mit dem Interflow aus der Bodenzone verwechselt werden darf, zu bestimmen. Vor allem bei großen Flurabständen in geologisch komplexen Einzugsgebieten kann daraus ein sehr großer quantitativer Unterschied zwischen Perkolations und Neubildung entstehen. Auch die räumliche und zeitliche Verschiebung kann enorme Ausmaße annehmen. Diese Problematik kann allerdings in dieser Arbeit nicht weiter vertieft werden. Zur detaillierteren Beschreibung des Problems sei auf ROJANSCHI (2006) verwiesen.

Ein besonderer Aspekt hebt Grundwasser von den Teilmodellen des Landoberflächenmodells ab: während diese vertikale Wasser- und/oder Energiebilanzen nachbilden,

ist das Grundwassermodell im wesentlichen ein horizontales Wassertransportmodell. Man spricht bei den vertikalen Bilanzierungsmodellen (Abbildung 2.1) deshalb auch von *Abflussbildung* und bei den horizontalen Transportmodellen von *Abflusskonzentration*. Die horizontale Ausrichtung macht die Kopplung des Grundwassermodells mit den anderen Modellen und die Modellierung der Grundwasserströmung auf einer großen Skala schwierig, da eine Lösung des Grundwassermodells für alle Zellen für jeden Zeitschritt iterativ erfolgen muss. Diese Tatsache ist ein Hauptproblem bei der Implementierung des numerischen Grundwassermodells. Kapitel 5 stellt eine mögliche Lösung des Problems vor.

Zentrales Thema bei der Kopplung und der Modellierung der Prozesse des hydrologischen Kreislaufes ist die Skalierung der Prozesse. Diese Problematik wurde schon von vielen Autoren beschrieben (z.B. BLÖSCHL (1996) oder BIERKENS U. A. (2000)). Das nachfolgende Kapitel soll diese Problematik detaillierter beschreiben.

2.3 Das Skalenproblem in der Hydrologie

Jede Beobachtung und jede Beschreibung natürlicher Prozesse ist an eine bestimmte Skala, d.h. eine charakteristische räumliche (und zeitliche Ausdehnung), gebunden. Das DARCY-Gesetz ist beispielsweise erst gültig, wenn das untersuchte Gesteinsvolumen groß genug ist⁸. BEAR (1972) nennt dieses Volumen das repräsentative Elementarvolumen REV. Will man dagegen die Strömung einer Flüssigkeit in einer Matrix auf der mikroskopischen Ebene beschreiben, versagt das DARCY-Gesetz. Abbildung 2.5 zeigt das Problem an Hand der Porosität. Das REV muss eine bestimmte Anzahl von Poren bzw. Gesteinsmatrix enthalten, um einen sinnvollen statistischen Durchschnitt für das DARCY-Gesetz repräsentieren zu können. Im Extremfall ist die Porosität 0 oder 1. Bestimmt man Durchlässigkeiten eines Gesteins im Labor oder im Feld, haben die mit dem DARCY-Gesetz errechneten Geschwindigkeiten wenig mit den realen Geschwindigkeiten auf der mikroskopischen⁹ Skala zu tun. Man muss den Prozess auf die mikroskopische Skala transformieren, d.h. den Prozess skalieren. Abbildung 2.5 deutet an, dass dem DARCY-Gesetz auch zu größeren Skalen hin Grenzen gesetzt sind, vor allem wenn die Länge der Skala die Aquiferausdehnung übersteigt. Das Problem der Skalierung ist, diesen Übergang zwischen den Skalen zu erfassen. Dabei unterscheidet man zwischen Up- und Downscaling. *Downscaling* bedeutet der Übergang von der größeren zur kleineren Skala. Diese Art der Skalierung ist in der Regel sehr problematisch, da die benötigten Informationen nicht zur Verfügung stehen. Ohne neu gewonnene Informationen auf der kleineren Skala ist es kaum möglich, allein aus den großskaligen Daten ein Downscaling durchzuführen. Will man beispielsweise Ergebnisse von globalen Klimamodellen für Szenarienläufe von makroskaligen oder mesoskaligen Modellen einsetzen, erfordert dies ein Downscaling.

Anders verhält es sich mit dem Übergang von der kleineren auf die größere Skala: Beim *Upscaling* versucht man in der Regel aus einer höheren Informationsdichte neue Prozessparameter zu bestimmen, die den Prozess auf der größeren Skala beschreiben sollen (Informationsaggregation). Ziel einer guten Upscaling-Methode muss sein, den Informationsverlust so gering wie möglich zu halten. BUCHHOLZ (2001) nennt für

⁸Die Grenzen bezüglich der zeitlichen Skala werden in diesem Kapitel außer Acht gelassen.

⁹Mikroskopisch bedeutet in diesem Zusammenhang kleiner als das REV (siehe Abb. 2.5).

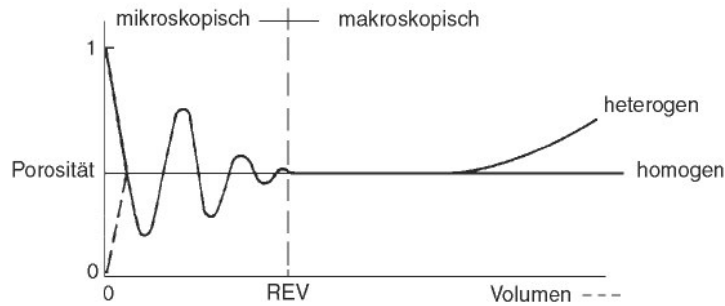


Abbildung 2.5: Skalenbereiche der Porositäten und Durchlässigkeiten poröser Medien nach BEAR (1972).

hydrologische Modelle drei mögliche Ansatzpunkte für Upscaling-Methoden:

- ① Skalierung von Zustandsgrößen: Die Skalierung von Modelleingangsgrößen, die den Modellraum beschreiben. Unter diesen Punkt fällt demnach die im Eingangskapitel erwähnte geometrische Ausbreitung der alluvialen Aquifere im Donaueinzugsgebiet. Kapitel 5 beschäftigt sich mit dem Problem, solche Größen für ein regionales Grundwassermodell bereitzustellen.
- ② Skalierung von Prozessparametern unter Beibehaltung der Prozessfunktion: Die Prozessfunktion, im Zusammenhang mit Grundwassermodellierung ist damit das DARCY-Gesetz gemeint, soll auf der gewählten Skala gültig sein. Daher müssen die Parameter des Modells angepasst werden, um zu sinnvollen Ergebnissen zu kommen. Diese Vorgehensweise wird auch als das Konzept der effektiven Parameter bezeichnet (WEN UND GOMEZ-HERNANDEZ, 1996). Eine Lösung dieses Problems beschreibt Kapitel 6.
- ③ Skalierung der Systemfunktion: Passt die Skala nicht mehr zu dem gewählten Modell und will man nicht die Inputgrößen und/oder Parameter verändern, muss man das zugrundeliegende Gleichungssystem angehen, um auf der neuen Skala aus den Eingangsdaten gültige Ergebnisse zu erhalten. Dies ist eigentlich ein Gegenentwurf zu dem Lösungsansatz des Upscaling-Problems mittels Punkt 1 und 2 und bedeutend schwieriger zu bewerkstelligen, in den meisten Fällen sogar unmöglich. Eine Alternative zum DARCY-Ansatz existiert derzeit nicht, so dass sich diese Arbeit auf die ersten beiden Punkte beschränkt.

Skalierungsmethoden müssen demnach immer angeben, was sie genau skalieren wollen. Die in dieser Arbeit behandelten Skalierungsmethoden beziehen sich entweder auf die Zustandsgrößen oder die Prozessparameter. Diese werden in der Regel durch Messungen in der Natur oder im Labor ermittelt. Man spricht hier von der *Beobachtungsskala*, auf der diese Daten gewonnen werden. Sie ist nicht identisch mit der *Prozessskala*, für die das zugrundeliegende Gleichungssystem für das Modell entwickelt wurde. Liegen in vielen Wissenschaften hohe Unsicherheiten im Unterschied dieser beiden Skalen, kommt in der Hydrologie erschwerend hinzu, dass die *Modellierungsskala* in großen Modellen zu Gunsten vertretbarer Rechenzeiten nochmals deutlich von diesen Skalen abweicht. Es sind immer die zwei grundsätzlichen Fragen

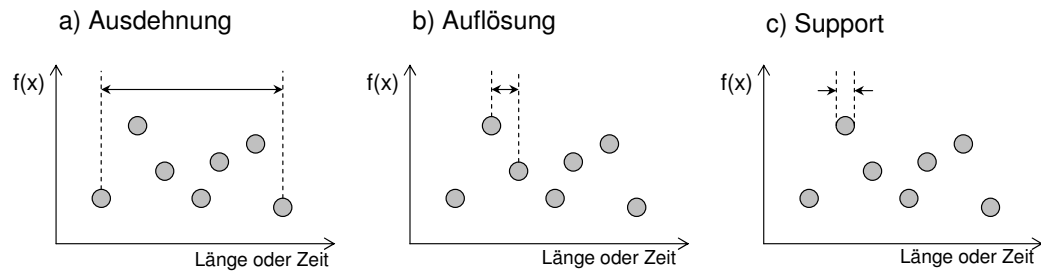


Abbildung 2.6: Charakteristische Längen bzw. Zeiten auf die sich Skalierungsmethoden beziehen können (nach BLÖSCHL (1996)).

zu beantworten: Ist das Gleichungssystem auf der Modellskala gültig? Wenn ja, wie bestimme ich die effektiven Parameter?

Durch die Diskussion ist eine Vielzahl von unterschiedlichen Definitionen und Begriffen entstanden, die nicht zur Übersichtlichkeit dieses Problemkreises beigetragen hat. Im Folgenden werden die hier verwendeten Begriffe zur Skalenproblematik definiert. Zunächst stützen sich alle folgenden Upscaling-Methoden auf die Skalierung von Zustandsgrößen und Prozessparametern. Für solche Daten definiert BLÖSCHL (1996) ein sogenanntes Skalentripel: (Gesamt-)Ausdehnung, Auflösung und Support (Abbildung 2.6).

Die *Ausdehnung* ist das Gesamtgebiet auf dem die Messungen durchgeführt worden sind. Skalierungsverfahren, die sich auf die Auflösung beziehen, spielen in dieser Arbeit keine Rolle.

Die *Auflösung* ist der Abstand zwischen den zur Verfügung stehenden Messwerten. Bei Daten, die im Feld aufgenommen werden (Durchlässigkeit, Humusgehalt eines Bodens usw.) ist die Auflösung in der Regel nicht einheitlich, da zu kostspielig. Bei Daten, die z.B. mit Hilfe von Satelliten erhoben werden (Geländehöhe, Landnutzung), ist die Auflösung einheitlich, nämlich die Auflösung des Bildes. BIERKENS U. A. (2000) weisen darauf hin, dass der Begriff der Auflösung bei Rasterdaten uneinheitlich verwendet wird, da bei diesen Daten Auflösung und Support oft nicht zu unterscheiden sind. Sie definieren statt Auflösung den Begriff Abdeckungsgrad (coverage), der das Verhältnis der Fläche der bekannten Messwerte (d.h. des Supports) zur Gesamtausdehnung angibt. Da dieser Begriff weniger anschaulich ist, wird er aber in dieser Arbeit nicht weiter verwendet. Stattdessen wird in Kapitel 4, in dem Rasterdaten skaliert werden, wenn nötig darauf hingewiesen, ob es sich um Skalierung der Auflösung oder des Supports handelt.

Skala	Upscaling	Downscaling
Ausdehnung	Extrapolation	(trivial)
Auflösung	(trivial)	Interpolation
Support	Aggregation	Disaggregation

Tabelle 2.1: Methoden für Upscaling und Downscaling für verschiedene Skalenbegriffe (BLÖSCHL, 1996).

Skala	Einzugsgebiet [km ²]	Anwendungen
Makroskala	> 100.000	Atmosphärenmodelle
Mesoskala- α	1.000-100.000	Flusseinzugsgebiete
Mesoskala- β	25-1.000	
Mesoskala- γ	1-25	
Mikroskala	< 1	Pedon, Bodensäule

Tabelle 2.2: Skalen hydrologischer Modelle nach BECKER (1995).

Mit *Support* ist der Träger einer Funktion gemeint, z.B. die Stützung einer regionalisierten Variablen. Dieser Begriff spielt eine große Rolle bei der Messung von Durchlässigkeiten: Bei einem Pumpversuch beträgt der Support in der Regel 10 bis 1000 m, das heißt, der gemessene Wert ist über diesen Bereich integriert worden. Bei einer Messung der Durchlässigkeit einer Gesteinsprobe im Labor ist der Integrationsbereich in der Größenordnung von Dezimetern anzusiedeln. Daten aus dem Feld und aus dem Labor sind schwer miteinander zu vergleichen und sollten nicht einfach zusammen interpoliert werden. Doch gerade bei Parametern im Untergrund ist die Datendichte in der Regel so gering, dass alle zur Verfügung stehenden Daten herangezogen werden, auch wenn viele archivierte Daten keinerlei Information über den Support beinhalten.

Mit den Begriffen Ausdehnung, Auflösung und Support ist es nun auch möglich, schon erwähnte Begriffe wie Interpolation oder Aggregation in den Kontext der Skalierungsproblematik zu stellen (Tabelle 2.1). Upscaling kann demnach eine Extrapolation sein, d.h. das Gesamtgebiet wird vergrößert und es wird versucht, neue Werte für den erweiterten Bereich aus den vorhandenen Daten abzuleiten. Es kann aber auch bedeuten, dass man Daten aggregiert, indem man z.B. die Rasterweite eines Datensatzes vergrößert und versucht einen Wert (z.B. den effektiven Parameter) aus den vorhanden Werten zu bestimmen. Im Rahmen dieser Arbeit ist mit Upscaling meistens diese Aggregation gemeint. Wie man aus Abbildung 2.6 ersehen kann, ist Interpolation ein Downscaling der Auflösung (Tabelle 2.1). Man versucht, aus vorhandenen Daten neue Werte in den Zwischenräumen zu gewinnen. Interpolation und Aggregation sind für die Konfiguration und Parametrisierung von Modellen sehr wichtig und sollen deshalb in den folgenden Kapiteln 2.3.1 und 2.3.2 detaillierter behandelt werden.

Zum Abschluss dieses Abschnitts sollen ebenfalls noch die Begriffe mikro-, meso- und makroskalig aus hydrologischer Sicht definiert werden. Auch hier gibt es keine einheitliche Definition, da sie sich auf unterschiedliche charakteristische Längen berufen können. In dieser Arbeit wird eine Definition von BECKER (1995) verwendet (siehe Tabelle 2.2).

2.3.1 Interpolation

Das Downscaling der Auflösung ist in allen Wissenschaften von solch hoher Bedeutung, dass in diesem einleitenden Kapitel nur ein ganz geringer Ausschnitt der vorhandenen Methoden vorgestellt werden kann. Schwerpunkt wird auf die räumliche Interpolation gelegt, das bedeutet, es werden Variablen interpoliert, denen das Feldkonzept (siehe Kapitel 3.1.1) zugrunde liegt. Da die hier behandelten Variablen

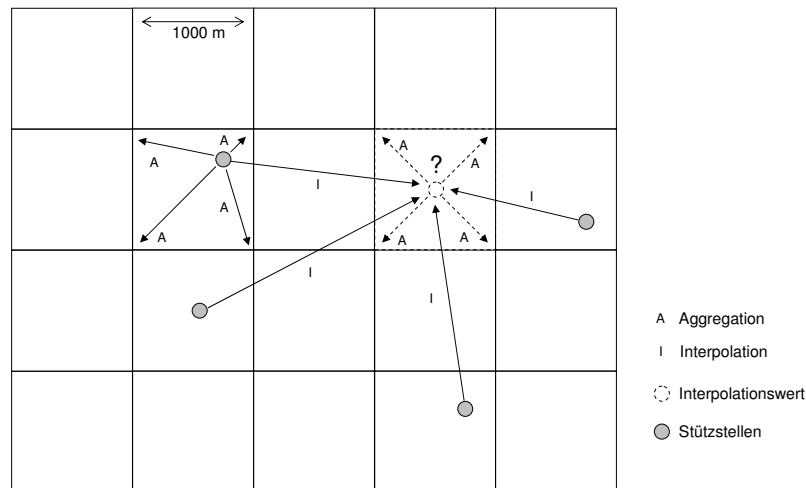


Abbildung 2.7: Das der Arbeit zugrundeliegende Skalierungsproblem zusammengesetzt aus Interpolation und Aggregation. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Höhen oder für einen bestimmten vertikalen Bereich gültige Parameter ($k_f \rightarrow T$, $S_0 \rightarrow S$) darstellen, ist die Interpolation zweidimensional.

Als allgemeines Interpolationsproblem wird die Ermittlung eines unbekannt Funktionswertes $\hat{z} = f(x_0, y_0)$ einer nicht bekannten Funktion $f(x, y)$ an einer Stelle (x_0, y_0) bezeichnet, die innerhalb anderer Stellen der Funktion mit bekannten Funktionswerten, den sogenannten Stützstellen, liegt (Abbildung 2.7). Aufgabe der Interpolation ist es, entweder die Funktion $f(x, y)$ aus den bekannten Werten abzuschätzen und \hat{z} zu berechnen oder aber \hat{z} direkt aus den Funktionswerten und deren Geometrie und Topologie zu bestimmen (KREYSZIG, 1999).

Im Folgenden sollen wichtige räumliche Interpolationsmethoden vorgestellt werden. Zuerst werden deterministische Methoden, bei denen der zu interpolierende Wert unbekannt, aber existent ist, präsentiert. Anschließend werden mit den geostatistischen Methoden die wichtigsten stochastischen Verfahren vorgestellt.

Die Methode des nächsten Nachbarn Der zu interpolierende Wert (x_0, y_0) wird gleich dem nächsten bekannten Funktionswert gesetzt. Diese Methode läßt sich nur dann sinnvoll einsetzen, wenn bereits viele Funktionswerte vorliegen. Sie wird zum Beispiel bei der Projektion von Rasterdaten angewandt, ansonsten ist sie für die räumliche Interpolation ungeeignet, auch wenn sie in Form der THIESSEN-Polygone manchmal zur Niederschlagsinterpolation eingesetzt wird.

Die Methode der inversen Abstandsquadrate Die interpolierten Werte werden als gewichtetes Mittel der (innerhalb eines gewissen Radius liegenden) bekannten Funktionswerte bestimmt. Das Gewicht w_i wird dabei umgekehrt proportional zum Quadrat der Abstände gewählt.

$$\hat{z} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i z_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad \text{mit} \quad w_i = \frac{1}{d_i^n} \quad (2.5)$$

Die Wichtung muss dabei nicht auf einen Exponenten von $n = 2$ beschränkt bleiben. Für $n \rightarrow 0$ errechnet sich für den interpolierten Wert das arithmetische Mittel, bei $n \rightarrow \infty$ erhält man die Methode des nächsten Nachbarn.

Polynom-Interpolation Bei dieser Methode wird eine Funktion $p(x)$ berechnet, die für alle bekannten Stützstellen (x_i, y_i) die richtigen Stützwerte z_i wiedergibt. Da in der Praxis nur selten Zusammenhänge auftreten, deren Verlauf Sprünge oder ähnliche Unregelmäßigkeiten aufweist, sollte die Funktion mindestens zweimal stetig differenzierbar sein, um keine Sprünge in der Steigung und Krümmung zuzulassen. Grundsätzlich kann man versuchen, jede Art von Funktion zur Interpolation einzusetzen, tatsächlich werden aber nur Polynomfunktionen verwendet, da sie vergleichsweise einfach handhabbar sind.

Polynomfunktionen $a_n x^n + a_{n-1} x^{n-1} + \dots + a_1 x + a_0$ erfüllen ab $n \geq 3$ die Forderung nach einer zweimalig stetigen differenzierbaren Funktion und die entsprechenden Ableitungen sind einfach durchführbar. Durch Einsetzen der Stützstellen mit ihren Stützwerten ergibt sich folgendes Gleichungssystem (zur besseren Darstellung mit nur einer Variablen):

$$\begin{aligned} a_n x_1^n + a_{n-1} x_1^{n-1} + \dots + a_1 x_1 + a_0 &= y_1 \\ a_n x_2^n + a_{n-1} x_2^{n-1} + \dots + a_1 x_2 + a_0 &= y_2 \\ &\vdots \\ a_n x_k^n + a_{n-1} x_k^{n-1} + \dots + a_1 x_k + a_0 &= y_k \end{aligned} \quad (2.6)$$

Da die Lösung dieses Gleichungssystems bei einer großen Zahl von Stützpunkten sehr rechenaufwendig wird, wurden verschiedene Verfahren entwickelt, die Polynominterpolation zu vereinfachen. Die bekanntesten Methoden sind die von LAGRANGE und NEWTON (Detaillierte Angaben und Beispiele zu den beiden Methoden findet man bei FAIRES UND BURDEN (1998)). Ein großer Nachteil der Polynom-Interpolation ist die Neigung zu Oszillationen bei Polygonen höheren Grades. Diese Polygone werden aber benötigt, um Interpolationsprobleme mit vielen Stützstellen und kompliziertem Verlauf zu lösen.

Kubische Spline-Interpolation In der Praxis hat sich daher die Polynom-Interpolation für gewisse Intervallabschnitte der Funktion $p(x)$ durchgesetzt. Um einen glatten Kurvenverlauf zu gewährleisten, werden sogenannte kubische Splines eingesetzt, d.h. Polynome dritten Grades. Ein kubischer Spline $s(x)$ ist für n verschiedene Stützpunkte x_j für $j = 0, 1, \dots, n - 1$ wie folgt definiert:

$$s_j(x) = a_j + b_j(x - x_j) + c_j(x - x_j)^2 + d_j(x - x_j)^3 \quad (2.7)$$

An den Stützstellen werden Glättungsbedingungen angesetzt, so dass die Polynome ohne Sprung und ohne Knick aneinanderpassen und an den Verbindungsstellen eine identische Krümmung aufweisen. Die Herleitung für die Lösung dieser Gleichungen zur Bestimmung von a_j, b_j, c_j und d_j ist wesentlich komplizierter und soll hier nicht dargestellt werden (zur Ableitung und zur Definition der Glättungsbedingungen siehe FAIRES UND BURDEN (1998)). Das impliziert natürlich auch einen wesentlich höheren Rechenaufwand als bei den

bis jetzt vorgestellten Methoden. Für viele Fragestellungen liefert die kubische Spline-Interpolation bei weitem bessere Ergebnisse als andere Interpolationsmethoden, vor allem wenn zwischen zwei Stützpunkten ein größerer Abstand herrscht (GRAYSON UND BLÖSCHL, 2001).

Geostatistik

Alternativ kann die Interpolation auch mit stochastischen Methoden durchgeführt werden. Dabei spielen die geostatistischen Verfahren eine überragende Rolle. Da sie neben interpolierten Werten auch noch eine Schätzung für den Fehler der Interpolation berechnen, werden sie in der Regel den deterministischen Verfahren vorgezogen. Die Grundprinzipien sollen hier daher etwas detaillierter beschrieben werden. Weiterführende Angaben findet man u.a. bei KITANIDIS (1997) und bei OLEA (1999). Das grundlegende Konzept der Geostatistik ist die Vorstellung, dass es sich bei dem zu untersuchenden Parameter um eine räumlich abhängige Zufallsvariable handelt (MATHERON, 1965)). Damit geht die Geostatistik einen Schritt weiter als die klassische Statistik, die alle Realisationen einer Zufallsvariablen als ortsunabhängig ansieht.

Ist eine Zufallsvariable räumlich abhängig, d.h. regionalisiert, so gibt es an jedem Punkt im Untersuchungsraum ω eine Zufallsvariable für jeden Parameter, also dementsprechend unendlich viele Variablen. Dieser Satz von Zufallsvariablen wird als Zufallsfunktion bezeichnet und ist definiert als die Menge $\{Z(x, \omega) : x \in R, \omega \in \Omega\}$. Das bedeutet, dass jeder Parameterwert $z(x_i)$ an der Stelle x_i eine Realisation einer Zufallsvariablen ist. Aus einer einzigen Realisation kann man aber keine Rückschlüsse auf die Eigenschaften einer Zufallsvariablen ziehen. Da man mit einer Zufallsfunktion arbeitet, kann man nicht mehr die bekannten Parameterwerte an verschiedenen Orten zur Beschreibung einer Zufallsvariablen heranziehen. Deshalb müssen die Annahmen über die Zufallsfunktion erweitert werden, um mit einer regionalisierten Variablen arbeiten zu können.

Die bedeutende Annahme, die man dabei als Eigenschaft der Zufallsfunktion formuliert, besagt, dass der räumliche Zusammenhang der Daten nicht von der geometrischen Lage des Ortes abhängt, sondern nur von der relativen räumlichen Lage der betrachteten Orte zueinander (Distanz, Richtung). Es gibt nun verschiedene Möglichkeiten, diesen Zusammenhang der raumbezogenen Daten innerhalb eines geostatistischen Modells zu beschreiben. Allgemein wird in der Geostatistik mit der Annahme gearbeitet, dass es sich bei der Zufallsfunktion $Z(x)$ um ein stationäres Feld zweiter Ordnung handelt. Diese Hypothese beinhaltet zwei Aussagen:

- Der Erwartungswert der Zufallsfunktion ist über den Untersuchungsraum konstant:

$$E[Z(x)] = m \quad (2.8)$$

- Die Kovarianz der Zufallsvariablen von zwei Punkten ist nur abhängig vom Entfernungsvektor h der beiden Punkte:

$$COV(x, x + h) = E[(Z(x) - m)(Z(x + h) - m)] = COV(h) \quad (2.9)$$

Varianz und Erwartungswert nennt man die ersten beiden Momente einer Zufallsvariablen. Deshalb wird die Voraussetzung, dass der Erwartungswert über den Untersuchungsraum konstant und die Kovarianz nur eine Funktion des Abstandes h ist, auch

Stationarität zweiter Ordnung genannt¹⁰. Die Problematik der Stationarität zweiter Ordnung besteht darin, dass die Funktion der Kovarianz in Abhängigkeit von h in der Regel nicht bekannt ist. Daher muss man die Annahme der Stationarität zweiter Ordnung weiter abschwächen, um eine Funktion zu erhalten, mit der man die räumliche Abhängigkeit des untersuchten Parameters beschreiben kann. Diese erweiterte Annahme wird als *intrinsische Hypothese* bezeichnet, die besagt, dass die Stationarität zweiter Ordnung nur für jedes gewählte Inkrement $Y_h(x) = Z(x+h) - Z(x)$ gültig ist. Dann ist $Z(x)$ eine intrinsische Zufallsfunktion¹¹, für die gilt:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var}[Z(x+h) - Z(x)] \Rightarrow \gamma(h) = \frac{1}{2} E[(Z(x+h) - Z(x))^2] \quad (2.10)$$

Mit dieser Hypothese lässt sich eine Funktion, das sogenannte Variogramm $\gamma(h)$, zur Beschreibung der räumlichen Variabilität herleiten. Das Variogramm lässt sich im Gegensatz zur Kovarianz universell einsetzen und ist deshalb das bei weitem wichtigste Hilfsmittel zur Beschreibung der räumlichen Abhängigkeit eines Parameters in der Geostatistik. Die Bestimmung des Variogramms ist somit ein wesentlicher Teil bei der Interpolation von Parametern. Diese erfolgt in zwei Schritten:

- Erstellung eines experimentellen Variogramms aus den gegebenen Daten, d.h. Ermittlung der räumlichen Struktur der Daten
- Anpassung einer Funktion an das experimentelle Variogramm für die Interpolation. Diese Funktion wird dann als Variogramm in den geostatistischen Ansätzen angewandt.

Genauso wie man den Erwartungswert und die Varianz aus einer genommenen Stichprobe abschätzen muss, gilt es auch, ein Variogramm aus einer Anzahl von Messungen zu bestimmen. Das sogenannte experimentelle Variogramm ist definiert als

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^N (z(x_i) - z(x_i+h))^2 \quad (2.11)$$

Dabei bedeutet $N(h)$ die Anzahl der Probenpaare im Abstand h . Die errechneten Variogrammwerte werden gegen den Abstand h aufgetragen und ergeben so eine Kurve, die die räumliche Variabilität beschreibt. Um einen möglichst repräsentativen Wert zu erhalten, wird der Abstand h auf einen gewissen Abstandsbereich (lag) ausgeweitet.¹²

An das experimentelle Variogramm muss im zweiten Schritt eine Funktion angepasst werden, die dann im eigentlichen Interpolationsvorgang eingesetzt wird. Häufig eingesetzt werden das exponentielle und das gaussische Variogrammmodell

$$\gamma(h) = C_0 + C(1 - e^{-\frac{3h}{a}}) \quad (2.12)$$

¹⁰second order stationary random funktion (SRF)

¹¹intrinsic random function (IRF)

¹²Oft muss man berücksichtigen, dass die Variogrammwerte nicht nur vom Abstand der Probenpunkte, sondern auch von der Richtung abhängen. Man spricht dann von einem anisotropen Verhalten. Ist dies der Fall, ist das Variogramm eine Funktion des Vektors \vec{h} und man muss auch einen Toleranzbereich für den Winkel angeben.

$$\gamma(h) = C_0 + C(1 - e^{-3\left(\frac{h^2}{a^2}\right)}) \quad (2.13)$$

Zwei Parameter werden für die Anpassung einer Funktion an das experimentelle Variogramm benötigt, die sogenannte Reichweite a (range) und die Schwelle C (sill). Man braucht diese Funktion, um ein Gleichungssystem wie bei den Kriging-Verfahren lösen zu können. Für eine exakte Interpolation an den Stützstellen ist $C_0 = 0$; soll ein Glättungseffekt oder ein Messfehler berücksichtigt werden, addiert man einen Wert C_0 zum Variogramm, den sogenannten Nuggeteffekt.

Das im folgenden beschriebene gewöhnliche Kriging¹³-Verfahren (Ordinary Kriging) wird dazu eingesetzt, Schätzwerte $\hat{z}(x_0)$ für das Interpolationsproblem zu erhalten. Dabei stellt der Schätzwert analog zu anderen gewichteten Interpolationsmethoden eine Linearkombination aus den benachbarten Messpunkten x_i dar:

$$\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (2.14)$$

Je nach Annahmen, die man für die Zufallsfunktion und die Gewichte λ_i trifft, ist dieses Gleichungssystem unterschiedlich zu lösen und darauf basierend unterscheidet man zwischen verschiedenen unterschiedlichen geostatistischen Verfahren. Beim Standardverfahren, dem Ordinary Kriging gilt die Bedingung:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (2.15)$$

Allen geostatistischen Verfahren zugrunde liegt die Bedingung, dass die Varianz, die sich aus der Stationarität zweiter Ordnung bzw. aus der intrinsischen Hypothese ergibt, minimiert werden muss. Für den Fall des Ordinary Kriging ergibt sich (Ableitung siehe OLEA (1999))

$$\sigma^2(x_0) = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) \quad (2.16)$$

Im Falle des Ordinary Kriging gilt es, diese Varianz unter der Bedingung (2.15) zu minimieren. Solche Optimierungprobleme lassen sich mit einer LAGRANGE-Funktion lösen (JOURNEL, 1989):¹⁴

$$\begin{aligned} L(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n, \nu) &= \sigma^2(x_0) + 2\nu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \\ &= 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + 2\nu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \end{aligned} \quad (2.17)$$

Für die partiellen Ableitungen der LAGRANGE-Funktion erhält man

$$\frac{\delta L}{\delta \lambda_i} = 2\gamma(x_i, x_0) - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_j) + 2\nu = 0 \quad (2.18)$$

¹³benannt nach dem südafrikanischen Bergbauingenieur KRIGE

¹⁴Die LAGRANGE-Funktion ist im zweidimensionalen Fall $y = f(x_1, x_2)$ mit einer Nebenbedingung $C = g(x_1, x_2)$ definiert als $L = f(x_1, x_2) + \nu[C - g(x_1, x_2)]$.

$$\text{und } \frac{\delta L}{\delta \nu} = \sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 = 0 \quad (2.19)$$

Mit dem entstandenen Gleichungssystem mit $n + 1$ Gleichungen lassen sich λ_1 bis λ_n und der LAGRANGE-Multiplikator ν bestimmen und die Schätzvarianz $\sigma_{OK}^2(x_0)$ und der Schätzwert $\hat{z}(x_0)$ an der Stelle x_0 berechnen. Im Falle des Ordinary Kriging kann man die Schätzvarianz ausdrücken als¹⁵

$$\sigma_{OK}^2(x_0) = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) - \nu \quad (2.20)$$

2.3.2 Aggregation

Das Problem der Aggregation läßt sich wie folgt beschreiben: Wie bestimmt man einen Parameter für einen größeren Bereich innerhalb des Modells, so dass das zugrunde liegende mathematisch-physikalische Modell auch auf dieser Skala noch anwendbar ist?

Für die regionale Grundwassermodellierung müssen aggregierte Parameter für Höhenangaben und für die Parameter des mathematischen bzw. numerischen Modells gefunden werden. Das Problem ist, dass der Support der gemessenen Daten nicht zu der Modellskala passt. Aus den vorhandenen Daten muss in irgendeiner Form ein repräsentativer Wert gefunden werden (Abbildung 2.7).

Analog der Bestimmung von Lagemaßen von Häufigkeitsverteilungen in der Statistik kommen vor allem Mittelwerte in Frage. Da Kapitel 6 im Detail auf diese Aggregationsmethoden eingeht, soll an dieser Stelle lediglich auf das Problem hingewiesen werden, einen geeigneten aggregierten Parameter zu finden, wenn die Grundgesamtheit eine sehr hohe Varianz aufzeigt. Bei Durchlässigkeiten ist das Problem hinlänglich bekannt, aber auch bei Höhenwerten ist das auf groben Rastern ein großes Problem. Am Beispiel des Ammergebietes soll gezeigt werden, wie groß die Varianz von Höhenwerten vor allem in Gebirgsregionen sein kann. Abbildung 2.8 vergleicht die Höhenwerte auf einem 100 m × 100 m-Raster mit den möglichen aggregierten Höhenwerten auf einem 1000 m × 1000 m-Raster. Nimmt man das arithmetische Mittel der Zellen auf der 100 m-Skala (x-Achse) und betrachtet die zugehörigen Maximal- und Minimalwerte (Punkte, linke y-Achse), verdeutlicht das eindrucksvoll die Spannweite der Geländehöhe vor allem in höheren Regionen. Es können Spannweiten von mehreren

¹⁵Wenn man das Gleichungssystem (2.18)

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) = \gamma(x_i, x_0) + \nu$$

mit λ_i erweitert, erhält man

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + \sum_{i=1}^n \lambda_i \nu$$

und mit der Bedingung, dass die Summe aller λ_i gleich eins ist (2.15), gilt (und damit (2.20), da (2.16))

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + \nu$$

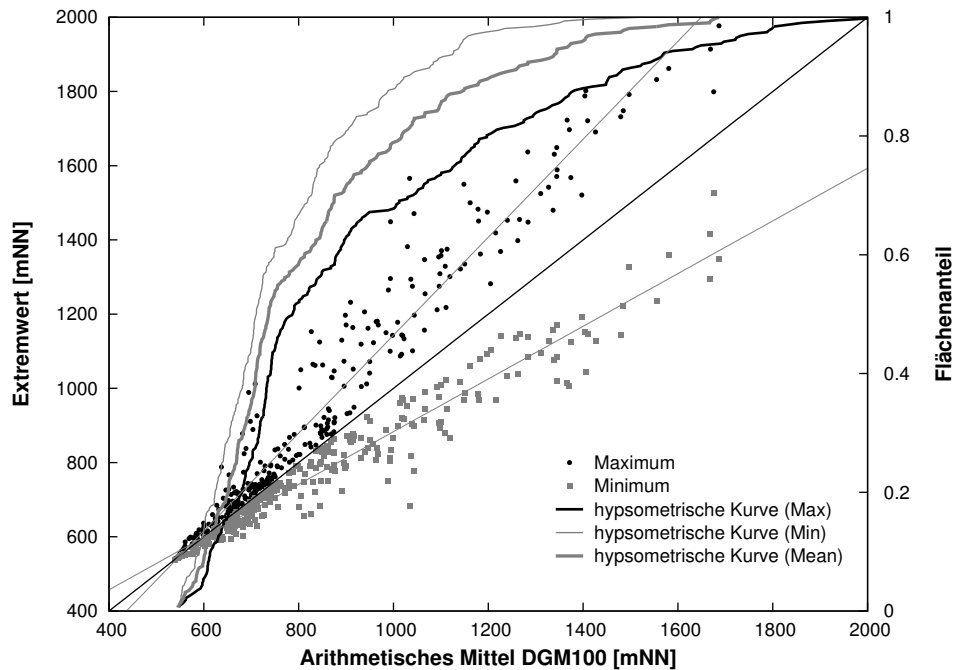


Abbildung 2.8: Die Variabilität der Höhenwerte auf einem Quadratkilometer im Einzugsgebiet der Ammer in Abhängigkeit der gemittelten Geländehöhe des DGM100.

hundert Metern in einer Quadratkilometerrasterzelle erreicht werden. Das Problem der Aggregation in diesem Beispiel ist, einen repräsentativen Wert für die Höhe auf dem 1000 m-Raster zu finden. Die arithmetische, minimale und maximale hypsometrische Kurve sind in Abbildung 2.8 ebenfalls eingetragen, um zu verdeutlichen, mit welchen unterschiedlichen Morphologien man auf dem groben Raster arbeiten kann. Besonders in der Grundwassermodellierung, in der die Potenziale zu einem Bezugsniveau, Normalnull (mNN), angegeben werden müssen, und Fehler im Meterbereich die Ergebnisse schon wenig aussagekräftig machen, führt dies zu äußerst großen Problemen.

2.3.3 Zusammenfassung und weitere Vorgehensweise

Interpolation und Aggregation bilden zusammen das Kernproblem der Grundwassermodellierung auf der Mesoskala, das es auch in dieser Arbeit zu lösen gilt (Abbildung 2.7) und wie es bereits in Kapitel (2.1.2) aus dem Blickwinkel der hydrologischen Modellierung beschrieben wurde. Dieses Problem ist nur im Zusammenhang beider Skalierungsmethoden zu verstehen, denn für die vorhandenen Daten gilt:

- die Auflösung ist zu groß
- der Support ist zu klein.

In dieser Arbeit wird dieses Problem

- für geometrische Daten (d.h. die zu entwickelnden hydrogeologischen Konzeptmodelle) und
- für die Parametrisierung der Aquifere

zu lösen sein. Dabei werden insbesondere die alluvialen Aquifere eine Rolle spielen. Für die geometrischen Daten wird für die alluvialen Aquifere ein neuartiger Lösungsansatz vorgeschlagen und getestet (Kapitel 5). Für die tieferen Aquifere werden existierende Interpolationsmethoden verwendet.

Die Aquiferparameter werden durch inverse Modellierung bestimmt. Dabei werden zugelassenen Parametergrenzen aus den gemessenen Daten bestimmt. Für die alluvialen Aquifere wird ein kleinskaliges Referenzmodell im Ammergebiet gebildet und mit einem Modell auf dem Quadratkilometer verglichen. Dadurch sollen neue Erkenntnisse zur Parametrisierung solcher Aquifere gewonnen werden. Für das weitere Vorgehen werden weitere Grundlagen benötigt, die im folgenden Kapitel dargelegt werden.

3 Rasterbasierte Modellierung

Wie im einführenden Kapitel bereits erwähnt benötigt die Umsetzung eines auf physikalischen Gesetzen beruhenden mathematischen Modells in ein numerisches Modell die Diskretisierung des Raumes (und der Zeit). Für die durch die Diskretisierung entstandenen Teilräume wird die entsprechende Gleichung individuell (Bilanzmodelle) oder kollektiv (Transportmodelle, Abbildung 2.1) gelöst. Diskretisierungen des Raumes werden häufig auf quadratischen Rastern durchgeführt. Das hat einige Vorteile: Operationen mit Rastern lassen sich leicht programmieren und berechnen schnell große Datenmengen. Zudem stehen für die Bearbeitung rasterbasierter räumlicher Information eine Vielzahl von Programmen frei zur Verfügung.

Kapitel 3.1 stellt die Grundlagen der numerischen Konzepte zur Bearbeitung von Rasterdaten vor. Dabei werden in Kapitel 3.1.1 Rasterdaten als Möglichkeit zur Verwaltung geographischer Information vorgestellt und mit Vektordaten verglichen (Kapitel 3.1.2). In Kapitel 3.1.3 werden die in dieser Arbeit verwendeten Algorithmen und Definitionen zur Bearbeitung von Rasterdaten vorgestellt. Nach einer kurzen Einführung in den wichtigsten geographischen Datensatz in der Hydrologie, das digitale Geländemodell (Kapitel 3.2), werden in Kapitel 3.3 weitere Algorithmen präsentiert, die es erlauben, wichtige Daten aus dem Geländemodell abzuleiten.

Abschließend wird in Kapitel 3.4 gezeigt, wie sich - im Kontext der Modellierung von mesoskaligen Einzugsgebieten - die Strömung des Grundwassers mittels der Methode der Finiten Differenzen auf einem Raster abbilden lässt, welche Bedingungen gegeben sind (Kapitel 3.4.1 und 3.4.2) und welche Probleme auftauchen (Kapitel 3.4.3).

3.1 Numerische Konzepte

3.1.1 Verwaltung geographischer Information

Die Verwaltung geographischer Information ist in den letzten Jahrzehnten stark an die Entwicklung Geographischer Informationssysteme (GIS) gekoppelt. Diese sind entwickelt worden, um Wissenschaft und Praxis ein Werkzeug bereitzustellen, mit dem man die Zusammenhänge geographischer Information, d.h. Phänomene und Ereignisse der Erdoberfläche, erfassen und darstellen kann. Vor dem Einzug des Computers in Wissenschaft und Gesellschaft wurden lediglich topographische und thematische Karten eingesetzt, um solche geographischen Informationen darzustellen. Sie sind auch heute noch ein unverzichtbares Werkzeug geographischer Bestandsaufnahmen, haben aber den Nachteil, nur einen begrenzten Umfang an Daten statisch darstellen zu können. Ein GIS geht darüber weit hinaus, die Darstellung thematischer Karten ist nur ein geringer Bestandteil solcher Systeme. Eine einheitliche Definition, was genau unter einem GIS zu verstehen ist, existiert nicht. Je nach wissenschaftlicher Herkunft des Autors sind unterschiedlich akzentuierte Definitionen zu finden. Eine häufig zitierte, allerdings auch sehr allgemein gehaltene Definition stammt

von RHIND (1988):

„A computer system for collecting, checking, integrating and analyzing information related to the surface of the earth“.

Ein solches System stellt demnach einerseits eine Datenbank und Visualisierungsebene für erhobene Daten dar, andererseits stehen dem Nutzer eine Vielzahl von Methoden zur Analyse und Weiterverarbeitung dieser Daten zur Verfügung. Ein GIS sollte in der Lage sein, folgende Aufgabenstellungen zu bearbeiten:

- ① Erfassung der Information/Daten
- ② Speicherung und Verwaltung der Daten
- ③ Darstellung und Präsentation der Daten
- ④ Analyse der Daten

Die zur Beschreibung geographischer Phänomene notwendigen Daten sind in der Regel so umfangreich, dass erst mit der Entwicklung leistungsfähiger Computer der Durchbruch der GIS außerhalb großer Firmen und Behörden erfolgte. Von Anfang an war die Speicherung und Verwaltung der Datenmengen ein kritischer Punkt bei der Programmierung von GIS. Die Art der Speicherung und Verwaltung der Daten hängt ganz entscheidend von der Vorstellung ab, wie man geographische Information beschreiben kann.

Grundsätzlich hat geographische Information zwei Fragen zu beantworten: was und wo? Es gilt ein Konzept zu entwickeln, mit dem diese Fragen so beantwortet werden können, dass sie auch numerisch zu bearbeiten sind. Dabei haben sich zwei Arten von Konzeptmodellen durchgesetzt, wie geographische Information umzusetzen ist:

Feldkonzept

Das Feldkonzept ist anwendbar, wenn eine physikalische Größe (z.B. die Durchlässigkeit eines Gesteins) im Raum als Funktion der Ortskoordinate angegeben werden kann. Voraussetzung ist, dass die Funktion zur Beschreibung der Größe stetig ist. Für ein Feld A gilt dann: $A = f(x, y, z, t)$. Ist eine Stetigkeit der Funktion f nicht gegeben, ist das Feldkonzept nicht das geeignete Beschreibungswerkzeug.

Objektkonzept

Diskontinuierliche Daten erfordern eine andere Vorstellung, geographische Information umzusetzen. Bei dem objektbasierten Ansatz wird die zu beschreibende Informationsmenge in homogene Objekte eingeteilt, die gewisse Attribute und Eigenschaften haben können (Beispiel: geologische Karte).

Rasterdaten repräsentieren das Feldkonzept und Vektordaten sollen den objektorientierten Ansatz darstellen. Rastermodelle sind demnach für die Beschreibung kontinuierlicher Sachverhalte weit besser geeignet als Vektormodelle, da sie den Raum gleichmäßig aufteilen und jedem Rasterelement einen Wert des Feldes A zuweisen. Man bezeichnet Rastermodelle auch als areale Modelle, im Gegensatz zu den linearen Vektormodellen (BARTHELME, 2000). Wurden am Anfang der GIS-Entwicklung

entweder Rastermodelle oder Vektormodelle verwendet, sind alle modernen GIS sogenannte hybride Systeme, d.h. sie können beide Datenformate lesen und bearbeiten. Wie im nächsten Kapitel gezeigt wird, haben beide Modelle ihre Vor- und Nachteile. Bei hybriden Systemen kann man beide Konzepte vereinen und die jeweiligen Vorteile nutzen. Der Lösung der Aufgabenstellung dieser Arbeit liegt allerdings das Feldkonzept zugrunde, so dass dem zugehörigen Datenmodell, dem Raster, mehr Bedeutung zugesprochen wird.

3.1.2 Rasterdaten und Vektordaten

„Yes raster is faster, but raster is vaster,
and vector just seems more correcter.“

Diese Bemerkung von TOMLIN (1990) sagt eigentlich schon alles Wesentliche über die Vor- und Nachteile von Raster- bzw. Vektormodellen. Wie bereits erwähnt werden Rastermodelle hauptsächlich eingesetzt, um Parameter zu repräsentieren, die sich kontinuierlich im Raum verändern (Feldkonzept), während vektorbasierte Modelle zur Organisation von Objekten herangezogen werden, die durch scharfe Grenzen voneinander getrennt werden. Eine thematische Karte z.B. mit Bodentypen oder einem Gewässernetz wird wesentlich besser mit Vektordaten repräsentiert. Für die Verarbeitung von Höhenwerten einer Oberfläche stellt das Rastermodell eine bessere Wahl dar. Die Vorteile der einfacheren Bearbeitung überwiegen den Nachteil der ungenaueren Darstellung. Bei gleichmäßig verlaufenden Geländestrukturen fällt der Nachteil der Rasterung kaum ins Gewicht. Bei abrupten Höhenänderungen kann ein Rasterformat jedoch deutliche Nachteile haben. Die in dieser Arbeit zu behandelnde Oberfläche der Aquiferbasis in den Gebirgsregionen weist teilweise solche Höhenänderungen auf (Kapitel 5.2).

Bei Rastermodellen werden die Daten in einem regelmäßig angeordneten Zellengitter abgespeichert. Dabei kann das Format ein dreieckiges, rechtwinkliges oder quadratisches Koordinatengitter sein¹. Die häufigste Datenstruktur ist das quadratische Raster. Die explizite Koordinatenangabe für jede Rasterzelle kann hier entfallen, da der Matrix mit den Werten für jede Zelle ein Dateikopf vorausgeht, in dem Rasterweite, Anzahl der Zeilen und Spalten und die Koordinaten beschrieben werden. In dem sehr häufig eingesetzten ESRI-Rasterdateiformat (*.asc) sieht der Dateikopf beispielsweise folgendermaßen aus:

```
ncols 425 'Anzahl der Spalten
nrows 430 'Anzahl der Zeilen
xllcorner -180000.000 'x-Wert der oberen rechten Ecke
yllcorner -525000.000 'y-Wert der oberen rechten Ecke
cellsize 1000.000 'Rasterweite
NODATA_value -9999.00000 'Flag für Rasterzellen ohne Wert
1.2 2.3 4.0 2.3 .... 'Im Raster gespeicherte Werte
```

Bildet man ein Rastermodell, so abstrahiert man die Eigenschaften eines Objektes derart, dass sie innerhalb der Zellen als homogen aufgefasst werden. Nicht ersichtlich

¹Auch andere den zweidimensionalen Raum ausfüllende geometrische Figuren sind denkbar, werden aber selten eingesetzt.

ist, was die Werte für die einzelne Zelle repräsentieren. Es können Mittelwerte aus einer Vielzahl von Messwerten pro Zelle sein, aber auch interpolierte Werte (wenn nur wenige Datenpunkte für das Gesamtraster zur Verfügung stehen). Gültig sind diese Werte auf jeden Fall für die Fläche der gesamten Zelle. Die Koordinaten beziehen sich auf den sogenannten Rasterpunkt. Dieser Rasterpunkt liegt in der Regel in der Mitte der Zelle, kann aber auch anders definiert sein². Diese Rasterpunkte beschreiben das Raster, wenn die exakte geometrische Lage für eine Berechnung erforderlich ist. Dies ist z.B. bei der Berechnung von Gradienten erforderlich.

Da Gitterzellen numerisch als zweidimensionale Arrays behandelt werden, können viele analytische Operationen leicht programmiert und schnell durchgeführt werden. Dies ist der bedeutendste Vorteil des Rastermodells gegenüber dem vektoriellen Ansatz. Ein großer Nachteil, der vergleichsweise große Speicherbedarf eines Rasters (oft mit einem großen Anteil redundanter Daten) fällt mit zunehmender Leistungsfähigkeit der Computer immer weniger ins Gewicht. Ein Nachteil bleibt aber die quadratische Struktur der Rasterdaten. Da geographische Merkmale in der Natur selten quadratisch sind, ist es oft schwierig sie mittels eines Rasters darzustellen.

Grundelemente der Vektormodelle sind Linien, Punkte und Polygone. Linien sind im Vektordatenmodell eine sequentielle Folge von Punkten. Das Polygon setzt sich aus einer geschlossenen Folge von Linien zusammen. Im Vektordatenmodell sind also nicht alleine die Koordinaten der Punkte gespeichert, sondern auch ihre Verbindung zueinander.

In vielen Bereichen haben heute vektorbasierte Datenmodelle die rasterbasierten verdrängt. Vor allem in der Kartographie sind Vektordaten wesentlich besser geeignet. Alle Daten, die klar umrissene Objekte darstellen, sind mit dem vektorbasierten Ansatz besser verarbeitbar und vor allem genauer darstellbar. So ist die Übertragung der geologischen Einheiten im Einzugsgebiet (siehe Kapitel 5.1.1) auf das Quadratkilometerraster mit einem hohen Informationsverlust verbunden.

Sehr bedeutsam ist das Rastermodell für die Fernerkundung. In dieser Disziplin werden Parameter der Landoberfläche aus Satellitendaten gewonnen. Diese Satellitendaten sind in der Regel Bilder, die ebenfalls in einem Rasterformat gespeichert werden. Das bedeutet, dass eine Konvertierung der Daten für eine Weiterverarbeitung entfällt. Für die in den nächsten Kapiteln zu erörternden Probleme, Oberflächen hydrogeologischer Einheiten auf einem Grobraster für ein Finite-Differenzen-Verfahren darzustellen, ist es offensichtlich, dass es sich um eine typische Anwendung eines statischen physikalischen Feldes handelt. Es handelt sich um ein zweidimensionales Feld mit der geodätischen Höhe als z-Wert. Im folgenden wird nur mit dem Rastermodell gearbeitet, da es wie gezeigt für die Bearbeitung solcher Daten entscheidende Vorteile hat.

3.1.3 Algebraische Operationen mit Rasterdaten

Der große Vorteil des rasterbasierten Ansatzes ist die einfache Berechnung neuer Datensätze aus verschiedenen vorhandenen Rastern. Algebraische Operationen verschiedener Raster werden einfach durchgeführt, indem diese Operationen auf jede einzelne Zelle angewandt werden, d.h. eine Addition zweier vorhandener Raster A

²Im Raster-Datenformat der ebenfalls häufig eingesetzten Software SURFER (Golden Software, Inc.) ist der Rasterpunkt die linke untere Ecke.

und B wäre durch $C(i, j) = A(i, j) + B(i, j)$ vollzogen. Es ist offensichtlich, dass solche Operationen leicht zu programmieren und schnell berechnet sind. Auch vergleichende (boolsche) Operatoren können eingesetzt werden, um aus vorhandenen Rastern neue Informationen zu gewinnen. Der Schwerpunkt liegt in diesem Kapitel auf den komplexeren Rasteroperationen. Sie werden nach TOMLIN (1990) in lokale, fokale, zonale und globale Methoden eingeteilt.

Lokale Rasterfunktionen (komplexe Punktoperatoren)

Ebenso wie die einfachen algebraischen Operatoren, können Funktionen lokal, d.h. nur für die aktuelle Zelle $G(i, j)$ der zu untersuchenden Raster, berechnet werden. Zu solchen Funktionen gehören trigonometrische und logarithmische Funktionen, aber auch lokale statistische Berechnungen verschiedener Rasterdatensätze. Sehr einfach aber in der Praxis sehr bedeutsam sind auch sogenannte Reklassifizierungen, bei denen die ursprüngliche Klassifizierung durch eine neue ersetzt wird.

Filtermethoden (Filteroperatoren)

Punktoperatoren berücksichtigen nur Informationen über die aktuelle Rasterzelle. Fokale oder zonale³ Operatoren geben auch Auskunft über ihre Nachbarschaft. Solche Operatoren werden in der Bildverarbeitung und Nachrichtentechnik häufig eingesetzt und dort als Filter bezeichnet. Die Nachbarschaft und die Gewichtung der Nachbarn wird bei diesen Methoden durch eine sogenannte Maske festgelegt. Die Maske ordnet jedem Punkt in der definierten Nachbarschaft einen Gewichtungsfaktor zu und berechnet daraus einen neuen Wert für die aktuelle Rasterzelle. Allgemein sind solche Filteroperationen für Funktionen f mit einer $m \times n$ -Maske W

$$W = \begin{pmatrix} w_{(-k,-l)} & w_{(-k,-l+1)} & \dots & w_{(-k,l)} \\ w_{(-k+1,-l)} & w_{(-k+1,-l+1)} & \dots & w_{(-k+1,l)} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ w_{(k,-l)} & w_{(k,-l+1)} & \dots & w_{(k,l)} \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

mit $k = \frac{m-1}{2}$, $l = \frac{n-1}{2}$ und $m, n \in \{3, 5, 7, \dots\}$ an der Stelle $p(i_0, j_0)$ für diskrete Räume definiert durch

$$(f * W)(p(i_0, j_0)) = \sum_{i=-k}^k \sum_{j=-l}^l f(p(i_0 + i, j_0 + j)) \cdot w(i, j) \quad (3.2)$$

$(f * W)$ lineare Faltung der Ausgangsfunktion f mit der Kernfunktion W

Die $m \times n$ -Maske gibt die Nachbarschaft des Punktes $p(i_0, j_0)$ an, so zeigt z.B. (3.3) das Ergebnis $G'(i, j)$ einer Faltung mit einer 3x3-Maske, die eine Mittelwertbildung aus der aktuellen Zelle und den vier Kantennachbarn des Ausgangsraster G durchführt.

$$W = \begin{bmatrix} 0 & 0.2 & 0 \\ 0.2 & 0.2 & 0.2 \\ 0 & 0.2 & 0 \end{bmatrix} \quad \text{und} \quad G = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 4 \\ 2 & 5 & 5 \\ 6 & 6 & 6 \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

³Zonal bezieht sich auf eine Zone, die durch Zellen mit einem bestimmten Wert charakterisiert wird. Diese Methode spielt im weiteren Verlauf keine Rolle, es werden nur fokale Rasterfunktionen eingesetzt.

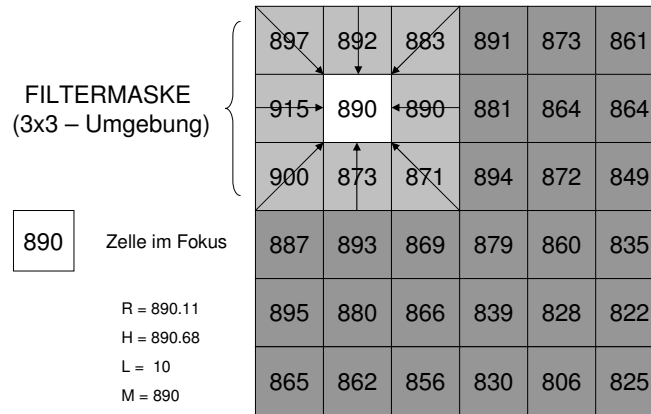


Abbildung 3.1: Filteroperatoren für Rasterdaten (Erläuterungen der Filter R, H, L und M siehe Text) nach DEMERS (2002).

$$\begin{aligned}
 G'(i, j) = (G * W)(p(i, j)) = & w_{(0,0)} \cdot G(i, j) + w_{(-1,0)} \cdot G(i - 1, j) \\
 & + w_{(1,0)} \cdot G(i + 1, j) + w_{(0,-1)} \cdot G(i, j - 1) + w_{(0,1)} \cdot G(i, j + 1) = 4
 \end{aligned}$$

Viele solcher Filter werden in der Bildbearbeitung eingesetzt, können aber ohne weiteres auch auf hydrologische Fragestellungen angewandt werden. Häufig eingesetzte Filter sind die Glättungsfilter (Tiefpassfilter), die den Mittelwert aus einer 3x3-Nachbarschaft berechnen, z.B. der Mittelwert-Filter R

$$R = \frac{1}{9} \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \tag{3.4}$$

oder der GAUSS-Filter oder Binomialfilter H

$$H = \frac{1}{16} \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 2 & 4 & 2 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix} \tag{3.5}$$

Ein Filter, der in dieser Arbeit zum Aggregieren von DGM verwendet wird (es handelt sich dabei um eine Kombination von Filterung und anschließender Aggregation) ist der Median-Filter M . Hierbei wird der aktuellen Zelle der Medianwert der Nachbarschaft zugewiesen. Vorteile sind die bessere Unterdrückung von Störimpulsen gegenüber den Mittelwert-Filtern. Dafür muss die Nachbarschaft jedesmal sortiert werden, was die Rechenzeit erhöht.

Werden für die Elemente der Maske auch negative Werte zugelassen, spricht man von Differenzenoperatoren. Sie sind sehr interessant für die Berechnung von partiellen Ableitungen (Gradienten) für diskrete Funktionen. Die lassen sich durch (3.12) approximieren und für Rasterdatensätze durch Differenzenoperatoren (Hochpassfilter) darstellen.

$$W = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \tag{3.6}$$

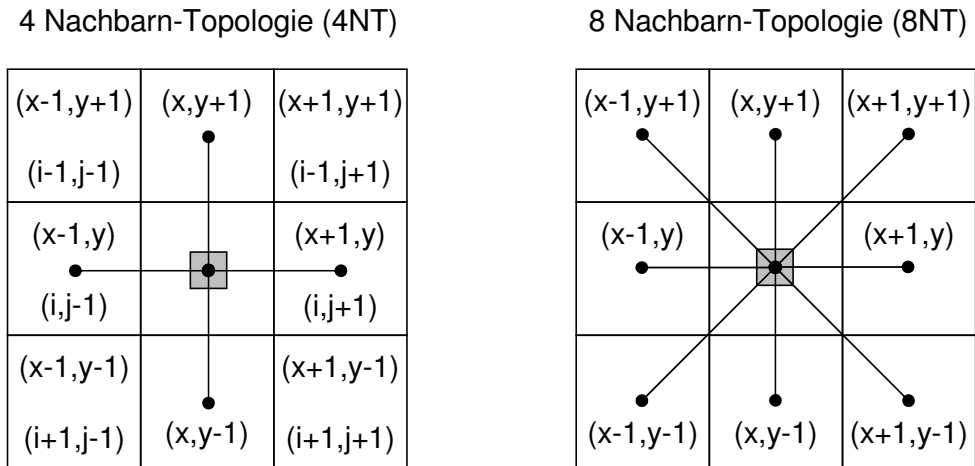


Abbildung 3.2: Punkt-Topologien für Rasterdatensätze in einem x - y -Koordinatensystem. Für die 4NT sind auch die MODFLOW-Notationen (i, j) im Raster angegeben.

Ein weiterer Vertreter der Differenzenoperatoren ist der LAPLACE-Operator L , der in Kapitel 5.4 verwendet wird, um DGM zu analysieren.

Ein sehr wichtiger Begriff, auf den an dieser Stelle detaillierter eingegangen werden soll, ist die Nachbarschaft. Die Nachbarschaft $N(p)$ eines Punktes p ist definiert als

$$N(p) = \{q : q \in R, (p, q) \in N\} \tag{3.7}$$

wenn als Nachbarschaftsstruktur (topologischer Raum) gilt $N \subset R \times R$, d.h.

- (1) $(p, p) \notin N \quad \forall p \in R$
- (2) $(p, q) \in N \Rightarrow (q, p) \in N \quad \forall p, q \in R$

Die Punkte $q \in N(p)$ werden als Nachbarn von p bezeichnet. Diese Definition stammt aus der Graphentheorie und wird in der DBV als Grundlage der Analyse von Nachbarschaftsbeziehungen eingesetzt (VOSS, 1993). Für einen $M \times N$ -Rasterdatensatz $R = \{(i, j) : i = 1, \dots, M \quad j = 1, \dots, N\}$ können nach KLETTE UND ZAMPERONI (1996) für einen Punkt $p = (i_0, j_0)$ zwei wichtige Nachbarschaften definiert werden (Abbildung 3.2):

4-Nachbarn-Topologie (4NT) $N_4 = \{(i, j) : |i - i_0| + |j - j_0| = 1\}$, d.h. die 4 Punkte, die sich in nur einer Koordinate um genau 1 unterscheiden⁴

8-Nachbarn-Topologie (8NT) $N_8 = \{(i, j) : \max(|i - i_0|, |j - j_0|) = 1\}$, d.h. die 8 Punkte, die sich in beiden Koordinaten um maximal 1 unterscheiden

Wird der Punkt $p = (i_0, j_0)$ miteinbezogen, spricht man per Definition nicht mehr von einer Nachbarschaft, sondern von einer Umgebung.

⁴In den Sozialwissenschaften wird die 4-Nachbarn-Topologie als von-Neumann-Nachbarschaft und die 8-Nachbarn-Topologie als Moore-Nachbarschaft bezeichnet.

Globale Rasterfunktionen (Makrooperatoren)

Neben den lokalen und fokalen Funktionen gibt es auch globale Operatoren, die das gesamte Raster bei der Berechnung neuer Datensätze für jede einzelne Zelle miteinbeziehen.

In der Hydrologie gibt es eine Reihe von Funktionen zur Behandlung des Wasserflusses auf einer Oberfläche, deren Prinzip in dieser Arbeit eingesetzt wird, um die Grundwassermodellierung auf einem groben Raster zu vereinfachen. Solche globalen Methoden, die das gesamte Raster einbeziehen, sind deutlich schwerer zu programmieren und erfordern mehr Rechenzeit. Im folgenden Kapitel werden die vorhandenen Methoden zur Bearbeitung von DGM vorgestellt, bevor im weiteren Verlauf darauf aufbauende neue und abgeänderte Methoden für die Grundwassermodellierung eingesetzt werden.

3.2 Digitale Geländemodelle

Der wichtigste Rasterdatensatz in der Hydrologie ist das digitale Geländemodell (DGM). Aus diesem Datensatz, der den Verlauf der Erdoberfläche beschreibt, lassen sich mit Hilfe von Rasterfunktionen sehr viele Parameter ableiten, die z.B. für die Charakterisierung eines Einzugsgebietes sehr hilfreich sind.

Im engeren Sinne bezeichnet man Datensätze, die Geländehöhen gespeichert haben, als digitale Höhenmodelle⁵ (DHM). Erst die Kombination aus DHM und der Abbildung bzw. Interpolation auf ein bestimmtes Netz (z.B. Raster) ergeben ein DGM⁶. Sowohl im englischen als auch im deutschen wird aber in der Regel Höhenmodell und Geländemodell synonym verwendet (BARTHELME, 2000).

Der Grund für die Bedeutung der Geländehöhe in der Hydrologie ist dadurch begründet, dass aus ihr die Fließrichtung des oberirdischen Abflusses bestimmt werden kann. Da sie heute flächendeckend aus Satellitendaten gewonnen werden kann, ist sie prädestiniert dafür, als Grundlage der hydrologischen Modellierung zu dienen. Der Geländehöhe wird allerdings bei vielen hydrologischen Fragestellungen zuviel Bedeutung beigemessen, da sie in der Regel als einzige Information in ausreichend detaillierter Form zur Verfügung steht (GRAYSON UND BLÖSCHL, 2001).

3.3 Ableitung hydrologischer Parameter aus Digitalen Geländemodellen

In der Hydrologie wird das DGM seit längerem als Datengrundlage benutzt, um hydrologische Fragestellungen zu beantworten. Insbesondere auf Einzugsgebietsebene wurden viele Methoden entwickelt, um hydrologisch bedeutsame Sachverhalte und Parameter aus einem DGM abzuleiten (DEMERS, 2002). Das folgende Kapitel soll die Grundlagen geben, in welcher Weise die Rasterdaten für hydrologische Fragestellungen eingesetzt werden. Dies ist wichtig für das Verständnis des weiteren Einsatzes numerischer Methoden zur Beschreibung von Aquifersystemen für große Einzugsgebiete.

⁵engl. digital elevation model

⁶engl. digital terrain model

Der bedeutendste hydrologische Parameter, den man aus einem DGM ableiten kann, ist die Fließrichtung des oberirdischen Abflusses, die ganz entscheidend von der Topographie der Erdoberfläche abhängt. BEVEN (2000) bemerkt, dass in Einzugsgebieten mit nahe der Erdoberfläche liegenden undurchlässigen Schichten, deren Topographie bedeutend mehr Einfluss auf das Abflussverhalten hat als die Geländeoberfläche. Auf größeren Skalen ist für die Berücksichtigung dieses Einflusses in der Regel keine Information vorhanden. Die Auswirkungen werden mit zunehmender Einzugsgebietsgröße auch immer unbedeutender.

Die automatisierte Analyse rasterbasierter Geländemodelle hat ihre Anfänge in den 70er Jahren (COLLINS, 1975; PEUCKER UND DOUGLAS, 1975). Bis dahin mussten hydrologische Parameter für Einzugsgebiete manuell abgeleitet werden. Topographische Information aus DGM direkt abzuleiten, ist dabei das interessanteste Einsatzgebiet (Einzugsgebietsabgrenzung, Bestimmung des Flussnetzes). Die automatische Auswertung ist eine sehr schnelle Methode, um ein Einzugsgebiet zu charakterisieren. Zwei Konzepte zur Behandlung DGM sind dabei im Laufe der Jahre Standard geworden:

Konzept I: D8-Methode [FAIRFIELD UND LEYMARIE (1991)]

Das erste fundamentale Konzept ist die Angabe einer eindeutig definierten Fließrichtung des Oberflächenabflusses. Dabei geht man davon aus, dass die Fließrichtung ausschließlich vom Gefälle der Landoberfläche abhängt. Untersucht man die Nachbarschaft jeder Zelle des DGM, kann man in Abhängigkeit des Gradienten der Oberfläche den Abfluss auf einen oder mehrere Nachbarn verteilen. Der Gradient zwischen einem Punkt p und seinem Nachbarn q wird in Rasterdatensätzen folgendermaßen bestimmt:

$$\frac{z(p) - z(q)}{d} \quad (3.8)$$

Dabei ist d der Abstand der Zellen und somit Δx bzw. Δy bei Kantennachbarn und $\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}$ bei Eckennachbarn im Raster.

Die ersten Methoden zur automatisierten Analyse (JENSON UND DOMINGUE, 1988; O'CALLAGHAN UND MARK, 1984) legten die acht Nachbarn (8NT) zugrunde und gingen davon aus, dass der komplette Oberflächenabfluss der Richtung mit dem steilsten Gradienten zukommt. Die Bestimmung des maximalen Gradienten erfolgt mit Hilfe einer 3×3 -Umgebung, das Ergebnis wird codiert in einem neuen Rasterdatensatz abgelegt (Abbildung 3.4). Da es in einem Raster nur acht Richtungen gibt, können sich - vor allem auf größeren Skalen - sehr künstliche Fließvektoren ergeben. FAIRFIELD UND LEYMARIE (1991) untersuchten als erste solche Probleme. Sie gaben der bereits verwendeten Methode den Namen D8 (deterministischer Ansatz mit acht Nachbarn) und stellten demgegenüber einen stochastischen Ansatz, der wesentlich realistischere Fließmuster ergibt und als *rho8* bezeichnet wird⁷. Inzwischen wurden noch weitere Algorithmen entwickelt, doch der erste Ansatz von JENSON UND DOMINGUE (1988) wird immer noch häufig eingesetzt, z.B. in den ESRI-Produkten. In der in dieser Arbeit eingesetzten Software TOPAZ (GARBRECHT UND MARTZ,

⁷Der wesentliche Unterschied zwischen D8 und *rho8* besteht darin, dass bei der D8-Methode Diagonalzellen mit $\frac{1}{\sqrt{2}}$ multipliziert werden (3.8) während bei der stochastischen Methode die Multiplikation durch eine Zufallsvariable mit einem Erwartungswert $\mu = \frac{1}{\sqrt{2}}$ durchgeführt wird (FAIRFIELD UND LEYMARIE, 1991).

1995) ist z.B. in einer neueren Version ein erweiterter Ansatz implementiert worden (MARTZ UND GARBRECHT, 1998), der in diesem Kapitel im Zusammenhang mit dem Breaching (s.u.) erklärt wird.

Die Bestimmung der Fließrichtung ist die Grundlage für alle weiteren Berechnungen, deshalb wird sie hier detailliert beschrieben:

1) Es darf keine Senken, d.h. keine Zellen, die nur von höherliegenden Nachbarn umgeben sind, im DGM geben. Die grundsätzliche Annahme ist, dass solche Senken auf Fehler bei der Aufnahme der Daten zurückzuführen sind. Alle Verfahren (auch das in Kapitel 5 vorgestellte) beseitigen die Senken, in dem diese Zellen auf das Niveau ihres niedrigsten Nachbarn gehoben werden:

$$z(p) = \min(z(q_i), i = 1, \dots, 8) \quad (3.9)$$

Auf diese Weise entstehen allerdings Regionen mit gleicher Höhe, für die keine Fließrichtung angegeben werden kann.

2) In den geschaffenen (oder eventuell vorhandenen) flachen Regionen innerhalb des DGM muss man ebenfalls die Fließrichtungen bestimmen. Dies kann nur durch iterative Verfahren geschehen, bis allen Zellen eine eindeutige Fließrichtung zugewiesen werden kann. Hier setzen jetzt sehr unterschiedliche Verfahren an, von denen zwei für diese Arbeit bedeutsame beschrieben werden.

2.1) Der **klassische Ansatz** geht ebenfalls auf JENSON UND DOMINGUE (1988) zurück: Hier werden die Fließrichtungen für eine Zelle (i, j) wie folgt codiert:

$$\begin{array}{ccc} 64 & 128 & 1 \\ 32 & (i, j) & 2 \\ 16 & 8 & 4 \end{array} \quad (3.10)$$

Der Code 1 bedeutet dabei Fließrichtung NE, 2 Fließrichtung E, usw. In Regionen, d.h. Zellen, bei denen der steilste Gradient mehrfach vorkommt, werden diese vorerst durch Werte belegt, die sich additiv aus den verschiedenen potenziellen Fließrichtungen zusammensetzen, z.B. $1+2+4 = 7$, wenn alle östlichen Nachbarn als Fließrichtung in Frage kommen. Anschließend wird diesen Zellen iterativ eine Fließrichtung zu einem Nachbarn zugewiesen, der eine eindeutig definierte Fließrichtung $(1, 2, 4, \dots, 128)$ hat, die allerdings nicht auf die entsprechende Zelle zurückweisen darf. Durch eine entsprechende Anzahl von Iterationsschritten wird auf diese Weise dem gesamten Einzugsgebiet eine eindeutige Fließrichtung zugewiesen.

2.2) Die oft etwas künstlich anmutenden Fließrichtungen des klassischen Verfahrens veranlassten MARTZ UND GARBRECHT (1998) dazu, einen etwas aufwendigeren Algorithmus zu entwickeln. Vor allem Schwellen oder Sattelpunkte am Auslass von Tälern oder Tiefebenen (Situation siehe Abbildung 3.3A) zwingen den klassischen Ansatz dazu, Gebiete über weite Strecken aufzufüllen. Bei DGM mit einer groben Auflösung kann das zu unrealistisch hohen Geländehöhen führen.

Grundidee von MARTZ UND GARBRECHT (1998) ist deshalb, ein Preprocessing vor der eigentlichen Bestimmung der Fließrichtung durchzuführen, das sogenannte **Breaching**⁸. Hierbei werden Zellen gesucht, die mindestens eine Zelle als Nachbarn haben,

⁸engl. durchbrechen, eine Bresche schlagen

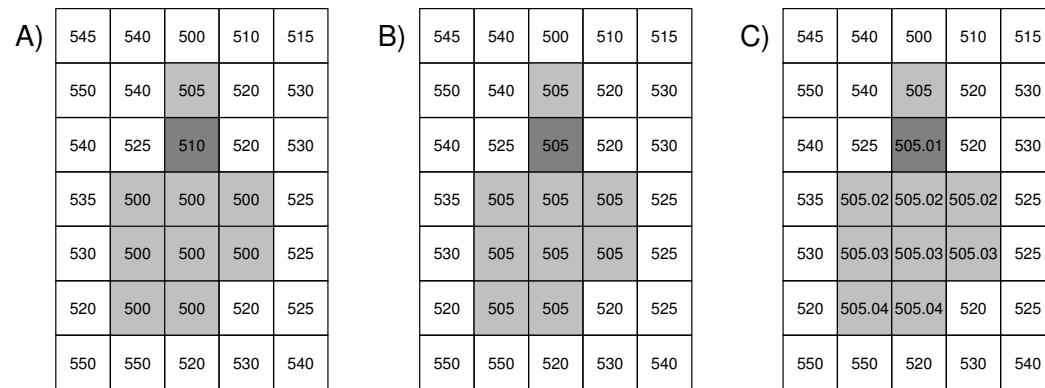


Abbildung 3.3: Der Breaching-Algorithmus von MARTZ UND GARBRECHT (1998) und die Behandlung von flachen Gebieten: A) ursprüngliches DGM, B) DGM nach dem Breaching, C) endgültiges DGM mit eindeutig definierten Fließrichtungen.

die höher liegt, aber auch mindestens einen Nachbarn mit gleicher Höhe. Damit werden die Ränder flacher Gebiete identifiziert (Abbildung 3.3A). Untersucht man die Zellen außerhalb des Randes dieser Gebiete und findet man eine Zelle, die nach außen einen negativen Gradienten aufweist, hat man eine Schwelle gefunden, die es auf das Niveau ausserhalb des Flachgebietes abzusenken gilt, anschließend wird der innere Bereich nach (3.9) angehoben (Abbildung 3.3B). Diese Schwellen werden in Kapitel 5.2 eine große Rolle spielen und dann als „**Bottlenecks**“ bezeichnet.

Nach diesem ersten Schritt schlagen MARTZ UND GARBRECHT (1998) für die Zuweisung von Fließrichtungen vor, die Zellen innerhalb der flachen Gebiete solange anzuheben bis sie einen niedrigeren Nachbarn haben (Abbildung 3.3C). Geschieht diese Anhebung in sehr kleinen Schritten, ist der Einfluss auf die Geländehöhe vernachlässigbar. Dafür erhält man wesentlich realistischere Fließrichtungen. Der Nachteil ist, dass das DGM anschließend nicht mehr als Integer-Raster gespeichert werden kann und deutlich mehr Speicherbedarf verlangt. Abbildung 3.3 zeigt die entscheidenden Schritte des Algorithmus, der hier sehr detailliert beschrieben wurde, da die Grundidee des Breaching A)→B) und der Addition kleiner Werte zum DGM zur Bestimmung eindeutiger Fließrichtungen B)→C) für den Algorithmus in Kapitel 5 übernommen wurde.

Mit Kenntnis der Fließrichtung läßt sich vergleichsweise einfach die Größe des Einzugsgebiets für jede Zelle berechnen. Man untersucht, wieviele Zellen aufgrund der berechneten Fließrichtung in die jeweilige Zelle ihr Oberflächenwasser abgeben. Diesen Wert nennt man die Akkumulation, der zweite wichtige aus dem DGM abgeleitete hydrologische Parameter.

Konzept II: Die kritische Einzugsgebietsgröße CSA⁹

[O'CALLAGHAN UND MARK (1984)]

Die Ableitung von Flussnetzen aus DGM ist eine der häufigsten Aufgaben, für die DGM eingesetzt werden. Es gibt eine Vielzahl von Verfahren zur Lösung dieses Pro-

⁹engl. critical source area (CSA)

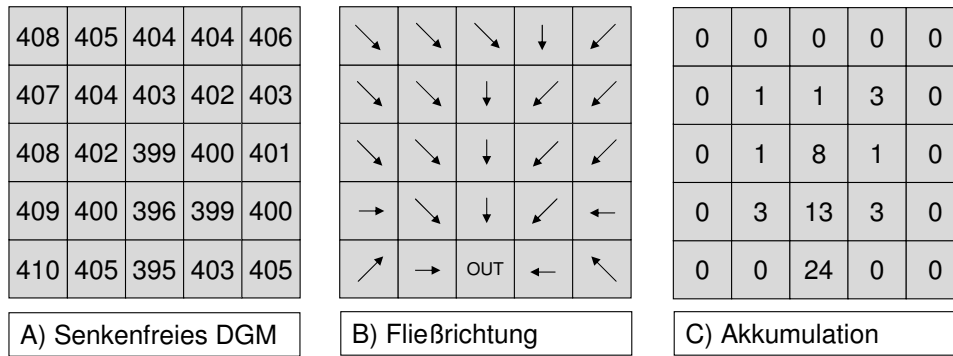


Abbildung 3.4: Ableitung der Akkumulation aus einem senkenfreien DGM, weitere Erläuterungen siehe Text.

blems (TRIBE, 1992), aber das Prinzip der kritischen Einzugsgebietsgröße hat sich in der Praxis durchgesetzt (JENSON UND DOMINGUE, 1988; GARBRECHT UND MARTZ, 1995).

Hat man eine eindeutige Fließrichtung für alle Zellen einer mittels Rasterdaten dargestellten Oberfläche definiert, ist eine Akkumulation eines Wasserflusses auf dieser Oberfläche problemlos durchzuführen. Man kennt mit dem Wert der Akkumulation für jede Zelle deren Einzugsgebietsgröße. Die Ableitung eines Flussnetzes aus einem DGM beruht jetzt darauf, einen Wert festzulegen, der besagt, ab welcher Einzugsgebietsgröße ein Fluss vorhanden ist. Dieser Wert muss in der Regel durch Vergleich mit dem realen Flussnetz oder anderen aus dem DGM abgeleiteten Größen gefunden werden. Eine ausführlichere Diskussion zu dem Problem der Bestimmung der kritischen Einzugsgebietsgröße geben z.B. RODRIGUEZ-ITURBE UND RINALDO (1997) und MONTGOMERY UND DIETRICH (1988). Für das Donaueinzugsgebiet und das Ammergebiet konnten allerdings schon mit konstanten CSA-Werten sehr gute Übereinstimmungen erzielt werden.

Abbildung 3.4 fasst noch einmal die beiden wesentlichen Parameter, Fließrichtung und Akkumulation, zusammen, die aus einem senkenfreiem DGM abgeleitet werden können. Mit der Bestimmung eines Grenzwertes der Akkumulation als Startwert des Flussnetzes ist gewährleistet, dass ein Flussnetz existiert, das an die Geländehöhe angepasst ist. (So würden in Abbildung 3.4C bei einem CSA von 5 die Zellen 8, 13 und 24 das Flussnetz definieren, bei einem CSA von 2 entsprechend die Zellen mit einem Akkumulationswert 3, 8, 13 und 24.)

Die vorgestellten Konzepte sollen im weiteren Verlauf dieser Arbeit auch auf den Grundwasserbereich erweitert werden. Bevor dieser Ansatz weiterentwickelt werden kann, soll dafür im nächsten Abschnitt noch Grundlegendes zur Grundwassermodellierung erläutert werden.

3.4 Rasterbasierte Grundwassermodelle

Der abschließende Teil dieses Kapitels soll klären, inwieweit sich der rasterbasierte Ansatz und seine Vorteile auch für die Grundwassermodellierung eignen. Die mathe-

matische Grundgleichung der Grundwassermodellierung (für ein isotropes, inhomogenes Medium) wird aus dem Gesetz der Massenerhaltung und dem DARCY-Gesetz abgeleitet (siehe z.B. BEAR (1972))

$$\frac{\delta}{\delta x} \left(T \frac{\delta h}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(T \frac{\delta h}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(T \frac{\delta h}{\delta z} \right) + Q = S \frac{\delta h}{\delta t} \quad (3.11)$$

Die Transmissivität T entspricht dem Produkt aus der wassererfüllten Mächtigkeit w und der hydraulischen Durchlässigkeit K und bleibt bei gespannten Aquiferen in jedem Punkt konstant. Bei ungespannten Aquiferen ist sie das Produkt aus der Differenz $(h - BOT)$ zwischen hydraulischem Potential h und der Aquiferbasis BOT mit der Durchlässigkeit K . Für den Speicherkoeffizienten S wird im ungespannten Fall die speicherwirksame Porosität n_{sp} verwendet. Gleichung (3.11) lässt sich numerisch auf vielfältige Weise umsetzen. Dabei muss die Differentialgleichung, also das kontinuierliche System, in ein System aus algebraischen Gleichungen überführt werden. Durchgesetzt haben sich in der Grundwassermodellierung zwei Methoden, numerische Modelle zu bilden:

- ① Finite Differenzen (im folgenden mit FD abgekürzt)
- ② Finite Elemente (FE)

Für jede dieser Methoden existieren zahlreiche Modifikationen. Einen ausführlichen Vergleich zwischen beiden Methoden findet man z.B. bei GRAY (1984). Für den Einsatz eines FD-Verfahrens spricht, dass der FD-Ansatz sehr gut zu räumlich differenzierten hydrologischen Modellen passt, die auf einem Raster basieren. Zudem ist er schnell und numerisch stabil. Zusätzlich ist mit MODFLOW ein international anerkanntes Modell frei verfügbar.

Die Umsetzung in einem FD-Verfahren basiert auf festgelegten räumlichen Differenzen $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ und setzt damit orthogonale Netze als Grundlage voraus, genauso wie Rasterdatensätze. Das soll aber nicht bedeuten, dass ein FE-Modell für einen Einsatz in einem komplexen hydrologischen Modell ungeeignet wäre. Vor allem mit den zu erwartenden höheren Rechnerleistungen ist der FE-Ansatz eine diskussionswürdige Alternative.

Bei einem FD-Modell werden Raum und Zeit in Gleichung (3.11) durch Differenzenquotienten ersetzt, die mittels einem Taylorreihenansatz angenähert werden

$$\frac{\delta h}{\delta x_i} = \frac{h_{i-1}^t - h_i^t}{\Delta x_i} \quad (3.12)$$

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x_i^2} = \frac{h_{i+1}^t - 2h_i^t + h_{i-1}^t}{\Delta x_i^2} \quad (3.13)$$

$$\frac{\delta h}{\delta t} = \frac{h_i^t - h_i^{t-1}}{\Delta t} \quad (3.14)$$

Dadurch lässt sich für jede Zelle (genau genommen den Zellmittelpunkt) eine Gleichung gemäß (3.11) aufstellen. Das daraus entstehende algebraische Gleichungssystem lässt sich mit entsprechenden Rand- und Anfangsbedingungen für den Punkt lösen. Da auf diese Weise nicht geprüft wird, ob die Massenerhaltung gewährleistet

ist, setzt man in der Regel ein integrales FD-Verfahren¹⁰ an, bei dem geprüft wird, wieviel über die Grenzflächen eines Kontrollvolumens (also der Zelle) herein und heraus fließt. Die Eulersche Form des Massenerhaltungsgesetzes kann durch die Anwendung des Gaußschen Divergenztheorems in eine integrale Form überführt werden. Neben dem Vorteil der Konservativität ist dieser Ansatz auch wesentlich anschaulicher. Das Ergebnis von Taylorreihenansatz nach (3.12) bis (3.14) und integralem Verfahren ist bei orthogonalen Rastern identisch.

Der Austausch über die jeweiligen Grenzflächen der Zelle wird mittels des DARCY-Gesetzes formuliert

$$\Sigma q_i + Q = \Sigma(-K\nabla h_i)A_i + Q = 0 \quad (3.15)$$

Eine Approximation gemäß (3.13) ist bei diesem Ansatz nicht erforderlich. Approximiert werden muss bei diesem Ansatz die erste Ableitung im DARCY-Gesetz, d.h. (3.12). Fasst man die Durchlässigkeiten und Zellgeometrien zu einem Faktor, dem Leakagekoeffizienten¹¹, zusammen, ergibt sich folgendes Gleichungssystem (für detaillierte Ausführungen siehe MCDONALD UND HARBAUGH (1988)):

$$\begin{aligned} CR^-(h_{i,j-1,k}^t - h_{i,j,k}^t) + CR^+(h_{i,j+1,k}^t - h_{i,j,k}^t) \\ + CC^-(h_{i-1,j,k}^t - h_{i,j,k}^t) + CC^+(h_{i+1,j,k}^t - h_{i,j,k}^t) \\ + CV^-(h_{i,j,k-1}^t - h_{i,j,k}^t) + CV^+(h_{i,j,k+1}^t - h_{i,j,k}^t) \\ + P_{i,j,k} \cdot h_{i,j,k}^t + Q_{i,j,k} = S_{i,j,k} \cdot \frac{h_{i,j,k}^t - h_{i,j,k}^{t-1}}{\Delta t} \end{aligned} \quad (3.16)$$

i, j, k Koordinaten im Modellgitter: i-Reihe, j-Spalte, k-Schicht

CR^- Conductance zur Zelle $j - 1$, $CR^- = \overline{K}_{j(1,-1)} \frac{\Delta y \cdot \Delta z}{\Delta x}$

CR^+ Conductance zur Zelle $j + 1$, $CR^+ = \overline{K}_{j(1,+1)} \frac{\Delta y \cdot \Delta z}{\Delta x}$

CC^- Conductance zur Zelle $i - 1$, $CC^- = \overline{K}_{i(1,-1)} \frac{\Delta x \cdot \Delta z}{\Delta y}$

CC^+ Conductance zur Zelle $i + 1$, $CC^+ = \overline{K}_{i(1,+1)} \frac{\Delta x \cdot \Delta z}{\Delta y}$

CV^- Conductance zur Zelle $k - 1$, $CV^- = \overline{K}_{k(1,-1)} \frac{\Delta x \cdot \Delta y}{\Delta z}$

CV^+ Conductance zur Zelle $k + 1$, $CV^+ = \overline{K}_{k(1,+1)} \frac{\Delta x \cdot \Delta y}{\Delta z}$

\overline{K} harmonisches Mittel der Durchlässigkeiten der beiden Zellen

$P_{i,j,k}$ externe Quellen bzw. Senken, abhängig von $h_{i,j,k}^t$

$Q_{i,j,k}$ externe Quellen bzw. Senken, unabhängig von $h_{i,j,k}^t$

$S_{i,j,k} = S_0 \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$

¹⁰Wird auch als Integrale Finite Differenzen Methode (IFDM) bezeichnet (NARASIMHAN UND WITHERSPOON, 1976). Diese Methode ist allerdings auch für unregelmäßig geformte Volumen anwendbar und wird dann häufig auch als Finite Volumen Methode bezeichnet.

¹¹MCDONALD UND HARBAUGH (1988) nennen diesen Faktor Conductance C .

Die Diskretisierung des Raumes erfolgt demnach durch orthogonale Netze im zweidimensionalen bzw. Quader im dreidimensionalen Fall und kann sehr einfach an vorgegebene Raster angepasst werden. Sehr wichtig sind die Weiten des Rasters bzw. der Zellen. Bei sehr steilen Gradienten muss die Zellweite möglichst klein gewählt werden, um eine gute Approximation zu gewährleisten. Dieser Ansatz ist bei komplexen hydrologischen Modellen auf der Mesoskala wegen fehlender Rechnerleistungen zur Zeit nicht anwendbar.

Das aus der Differentialgleichung entstandene Gleichungssystem ist linear und lässt sich so umstellen, dass gilt:

$$\underline{A} \vec{h} = \vec{q} \quad (3.17)$$

wobei \underline{A} eine Koeffizientenmatrix mit den hydraulischen Eigenschaften und den Zellgeometrien ist, \vec{h} enthält die abhängige Variable (d.h. die Piezometerhöhen) und \vec{q} enthält Informationen über Pumpraten und andere Randbedingungen. Bei der Lösung des Gleichungssystems kommen heute nur noch iterative Methoden zum Einsatz. Deren - verglichen mit den direkten Methoden - schnellere Performance bezahlt man mit der Notwendigkeit, auch im stationären Fall eine Anfangslösung vorgeben zu müssen, von der die Konvergenzrate des Lösungsmechanismus sehr stark abhängt.

In der Grundwassermodellierung treten drei zentrale Fragen immer wieder auf (REILLY UND HARBAUGH, 2004):

1. Ist die (zeitliche und räumliche) Diskretisierung richtig gewählt? Lassen sich die für die Beantwortung der Frage wichtigen Strukturen mit der gewählten Zellweite richtig darstellen?
2. Wie soll die Parametrisierung durchgeführt werden? Im transienten Fall: Wie wurde der Speicherkoeffizient gewählt?
3. Wie wird das Problem angegangen, dass Zellen trockenfallen, aber auch wieder Grundwasser aufnehmen können müssen?

Ein Thema dieser Arbeit ist es, eine angemessene Diskretisierung für großskalige Modelle zu finden. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der räumlichen Auflösung, damit beschäftigt sich Kapitel 5. Die zeitliche Diskretisierung ist deutlich unproblematischer: Ein zu großer Zeitschritt ist dann ein Problem, wenn innerhalb dieses Zeitschrittes Δt_i von einer Zelle mit höherem Grundwasserstand weiter Wasser in eine Nachbarzelle mit niedrigerem Potential fließt, obwohl volumenmäßig dieser Unterschied schon ausgeglichen ist. Das kann bei expliziten Lösungsverfahren zu Instabilitäten und bei impliziten Verfahren zu falschen Ergebnissen führen. Um das zu verhindern, muss für den einsetzbaren Zeitschritt Δt_c gelten (DE MARSILY, 1986):

$$\Delta t_c \leq \frac{S \Delta x^2}{4T} \quad (3.18)$$

Setzt man für die Transmissivität T einen Wert von $0.05 \text{ m}^2/\text{s}$, für den Speicherkoeffizienten $S = 0.2$ und $\Delta x = 1000 \text{ m}$, dann erhält man einen kritischen Zeitschritt von $t_c = 10^6 \text{ s}$, also beinahe zwölf Tage. Da der Zeitschritt der in dieser Arbeit eingesetzten Modelle einen Tag beträgt (Kapitel 7), sind hier keine Probleme zu erwarten. Mit dem Thema der Parametrisierung großskaliger Modelle beschäftigt sich Kapitel 6. Das Problem der trockenfallenden Zellen wird in Kapitel 3.4.3 aufgegriffen.

3.4.1 Randbedingungen

Um ein Gleichungssystem der Art von (3.16) lösen zu können, muss man am Rand Bedingungen vorgeben, da sonst das Gleichungssystem unterbestimmt ist. Es wird unterschieden zwischen:

Randbedingungen erster Art (Dirichlet-Bedingungen) geben die Piezometerhöhe $h = f(t)$ vor. Ist das Potential zeitlich unabhängig, spricht man von einem Festpotentialrand $h = const.$ Festpotentialränder werden häufig bei Oberflächengewässern mit vollem hydraulischen Kontakt zum Aquifer eingesetzt. Für großskalige Grundwassermodelle spielen diese Randbedingungen aber eine untergeordnete Rolle.

Randbedingungen zweiter Art (Neumann-Bedingungen) definieren den sogenannten Normalenfluss über den Rand, d.h. das Wasservolumen, das in einer bestimmten Zeit senkrecht über den definierten Gebietsrand fließt. In FD-Methoden wird dieser Rand so implementiert, dass eine zusätzliche fiktive Knotenreihe definiert wird und nach jeder Iteration mit dem vorgegebenen Durchfluss q_n das Potential dieses Knotens berechnet wird. Für Grundwassermodelle auf Einzugsgebietesebene sind Wasserscheiden¹² die häufigste Randbedingung. Aus $q_n = 0$ folgt $\frac{\Delta h}{\Delta x} = 0$ und damit $h_{fiktiv} = h_{Rand}$.

Randbedingungen dritter Art (Cauchy-Bedingungen) sind eine Kombination aus DIRICHLET- und NEUMANN-Randbedingungen. Es handelt sich um Leakage-Randbedingungen, bei denen z.B. die In- bzw. Exfiltration in linearer Abhängigkeit vom Potentialunterschied zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser steht

$$q = C_{RIV}(h_{RIV} - h_{GW}) \quad \text{mit} \quad C_{RIV} = \frac{K_d \cdot L \cdot W}{d} \quad (3.19)$$

K_d Durchlässigkeit der kolmatierten Schicht des Flussbettes

L Länge des Flusses (in der Zelle)

W Breite des Flusses (in der Zelle)

d Mächtigkeit der kolmatierten Schicht des Flussbettes

Für eine eindeutig definierte stationäre Lösung muss zumindest eine Randbedingung erster oder dritter Art vorgegeben werden. Entscheidend für großräumige Einzugsgebiete sind neben den NEUMANN-Bedingungen die CAUCHY-Bedingungen, die mittels des Flussnetzes die Eindeutigkeit der Lösung vorgeben. Sie zu bestimmen, ist von größter Bedeutung und wird in Kapitel 5.2.1 näher erläutert.

3.4.2 Anfangsbedingungen

Bei instationären Strömungsberechnungen muss eine Anfangsverteilung vorgegeben werden, um im ersten Zeitschritt eine Approximation nach (3.14) durchführen zu können. Da von dieser Anfangsverteilung die zeitliche Entwicklung startet, ist sie für Szenarienläufe äußerst bedeutend. Abbildung 3.5 verdeutlicht dieses Verhalten für eine Grundwassermessstelle in Langquaid-Niederleierndorf bei Regensburg. Für

¹²Oft mit der Annahme, dass unterirdisches und oberirdisches Einzugsgebiet kongruent sind.

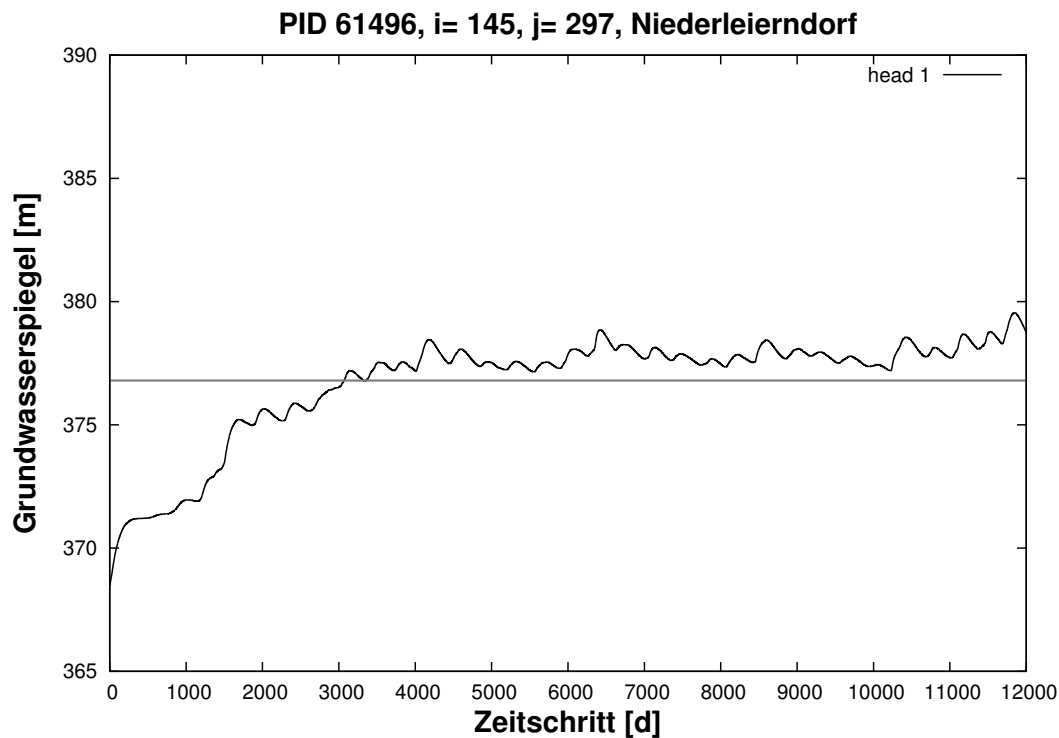


Abbildung 3.5: Verhalten des Grundwasserstandes in einer Zelle für einen Testlauf von DANUBIA (Zeitraum 1971-2000) bei veränderten Startbedingungen (siehe Text). Die horizontale Linie repräsentiert den Mittelwert (376.7 mNN bei einer Bandbreite zwischen 376.2 und 377.8 mNN) der gemessenen Daten.

einen Testlauf mit dem großskaligen Modell DANUBIA (für Details des Modells siehe Kapitel 7) für den Zeitraum 1971-2000 wurde eine stationäre Lösung des Modells als Startbedingung gewählt, die unter deutlich anderen Grundwasserneubildungsbedingungen erstellt wurde (die Grundwasserneubildung der Jahre 1995-2000). Für diese Messstelle dauert es gut acht Jahre bis das Modell an die horizontale Linie heranreicht, die den Mittelwert der gemessenen Grundwasserspiegel repräsentiert. Die stationäre Berechnung einer Höhenverteilung ist unabhängig von einer vorgegebenen Anfangsverteilung. Die eingesetzten iterativen Gleichungslöser verlangen allerdings wie bereits erwähnt Anfangshöhen, die theoretisch alle gleich null gesetzt werden könnten. Das allerdings kann zu ernststen Konvergenzproblemen führen, so dass auch für stationäre Lösungen gute Startbedingungen benötigt werden.

3.4.3 Nichtlineare Probleme

Die Gleichung der Grundwasserströmung lässt sich in der linearen Form recht einfach und stabil lösen. Ein echtes Problem für die Lösung des Gleichungssystems ist die Nichtlinearität der Gleichungen bei ungespannten Aquiferen. Bei ungespannten Aquiferen ist die Transmissivität eine Funktion der wassergesättigten Mächtigkeit des Aquifers und damit des hydraulischen Potentials. Prinzipiell lässt sich Gleichung (3.11) wieder linearisieren, indem man die Transmissivität vor jeder Iteration durch $h^{t-1} \cdot K$ annähert.

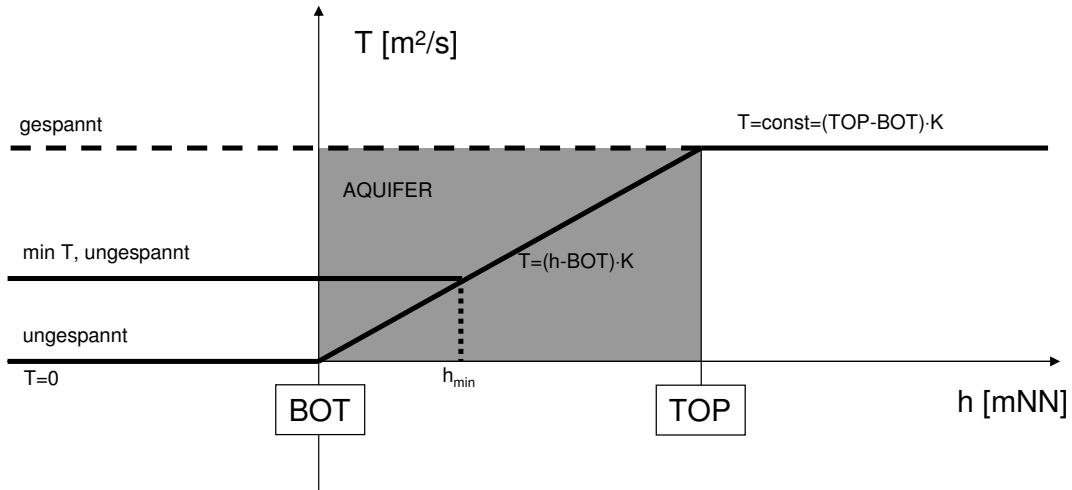


Abbildung 3.6: Möglichkeiten der Linearisierung eines FD-Grundwassermodells. Bei ungespanntem Aquifer wird bei $h < BOT$ die Transmissivität zu null und die Zelle hydraulisch inaktiv.

In MODFLOW gilt:

$$\begin{array}{ll}
 \text{wenn } h_{i,j,k}^t \geq TOP_{i,j,k} & \text{dann } T_{i,j,k} = (TOP_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}) \cdot K_{i,j,k} \\
 \text{wenn } TOP_{i,j,k} > h_{i,j,k}^t > BOT_{i,j,k} & \text{dann } T_{i,j,k} = (h_{i,j,k}^t - BOT_{i,j,k}) \cdot K_{i,j,k} \\
 \text{wenn } h_{i,j,k}^t \leq BOT_{i,j,k} & \text{dann } T_{i,j,k} = 0
 \end{array}$$

$TOP_{i,j,k}$ Aquiferoberkante in der Zelle i, j, k

$BOT_{i,j,k}$ Aquiferbasis in der Zelle i, j, k

Die Gleichungen besagen, dass es eine maximale Transmissivität (Aquifermächtigkeit multipliziert mit der Durchlässigkeit) gibt. Bei Grundwasserspiegeln unterhalb der Aquiferbasis ist die Transmissivität gleich Null. Dazwischen wird die Transmissivität durch $(h - BOT) \cdot K$ berechnet (Abbildung 3.6).

Dadurch, dass diese Abfrage vor jeder Iteration durchgeführt werden muss, wird der gesamte Lösungsprozess unter Umständen gestört und man erreicht keine Lösung. Dies erfordert eine aufwendige Anpassung der Parameter des Gleichungslösers. Schwerer wiegt aber die dritte Anpassung, die besagt, dass die Zelle inaktiv wird, sobald der Grundwasserspiegel unter die Aquiferbasis fällt. Das lässt sich am einfachsten und stabilsten dadurch verhindern, dass man eine minimale Transmissivität zuweist, die nicht unterschritten werden darf. Abbildung 3.6 zeigt die Unterschiede zwischen den verschiedenen Ansätzen. Bei einem Ansatz mit einem gespannten Grundwasserleiter mit $T = const$ kann der Fehler bei großen Mächtigkeiten ($TOP_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}$) je nach Grundwasserstand h sehr groß werden.

Die Bedingung einer minimalen Transmissivität ist in MODFLOW nicht implementiert und muss deshalb in der Subroutine SGWF1LPF1HCOND durch folgende Schleife im Modul gwfl1pfl hinzugefügt werden:

```
1  if (MINTHCK.GT.0) then
2    if ((K.eq.NLAY).and.(THCK.le.MINTHCK)) then
3      THCK=MINTHCK
4    end if
5  end if
```

Listing 3.1: Minimale Transmissivität in MODFLOW

MINTHCK wird durch einen zusätzlichen ASCII-Textfile eingelesen. Diese Lösung arbeitet äußerst stabil, hat aber den Nachteil, dass das Modell bei instationären Modellläufen künstlich Wasser erzeugen kann, wenn der Grundwasserspiegel unter die Aquiferbasis fällt. Dies muss bei entsprechenden Auswertungen immer berücksichtigt werden. Diese veränderte MODFLOW-Version wird in dieser Arbeit eingesetzt, um stabile und schnelle Läufe zu gewährleisten.

4 Die entwickelten hydrogeologischen Konzeptmodelle

„Hydrogeology is the science where hydraulics and geology are combined: finding the solution of the flow (and transport) equations in a complex, only partly identified, geologic system.“

DE MARSILY U. A. (2005) beschreibt mit diesem Zitat das wesentliche Merkmal hydrogeologischer Arbeit. Die nur sehr vage Vorstellung über den Untergrund zwingt den Hydrogeologen zu einer starken Konzeptionalisierung.

Aufgabe dieses Kapitels ist die Erarbeitung der in dieser Arbeit verwendeten Konzeptmodelle. Nach der Erstellung des hydrogeologischen Konzeptmodells für das gesamte Donaeinzugsgebiet (Kapitel 4.1) wird daraus die Bedeutung der alluvialen Aquifere für den hydrologischen Kreislauf erarbeitet (Kapitel 4.2). Um die Bedeutung der alluvialen Aquifere detaillierter untersuchen zu können, wird mit dem Einzugsgebiet der Ammer ein kleineres Testgebiet innerhalb des Donaeinzugsgebietes ausgewählt. Kapitel 4.3 stellt dieses Konzeptmodell vor. Die erstellten Konzeptmodelle bilden die Grundlage für das weitere Vorgehen dieser Arbeit und werden deshalb sowohl für das Donau- als auch für das Ammereinzugsgebiet detailliert beschrieben.

Unter der Erstellung eines hydrogeologischen Konzeptmodells werden fünf wesentliche Aufgaben verstanden (ANDERSON UND WOESSNER, 1992):

1. Bestimmung der äußeren Randbedingungen des Modells:
Die Erfassung der Randbedingungen gestaltet sich für beide Modelle als sehr einfach, da es sich um Einzugsgebiete der entsprechenden Pegel Passau-Achleiten bzw. Fischen handelt. Alle Randbedingungen an den Außengrenzen des Modells sind daher NEUMANN-Randbedingungen. Das erspart den in der Grundwassermodellierung oft üblichen Einsatz von Festpotentialen als Randbedingungen. Die Eindeutigkeit der Lösung wird in Einzugsgebieten durch das Flussnetz festgelegt (Kapitel 5.2.1).
2. Erfassung der wichtigen hydrogeologischen Einheiten im Modellgebiet:
Ziel ist es, alle Einheiten zu erfassen, die für die Beschreibung der Grundwasserströmung auf der gewählten Skala nötig sind. Ein gewisses Maß an Vereinfachung ist notwendig, damit das Modell hinsichtlich der Rechenzeit und für die Kalibrierung und Validierung anwendbar bleibt.
3. Festlegung der Aquiferkonfiguration:
Aus den ermittelten hydrogeologischen Einheiten werden im nächsten Schritt sogenannte hydrostratigraphische Einheiten gebildet, die nicht mehr zwangsläufig an geologische Einheiten gebunden sein müssen, sondern Schichten mit

ähnlichem hydraulischen Verhalten definieren (ANDERSON UND WOESSNER, 1992). Dieser Punkt ist hinsichtlich der Datenlage besonders problematisch. In der Regel liegen für Ober- und Untergrenzen der hydrostratigraphischen Einheiten nur wenige Daten vor; oft ist die Datenlage so lückenhaft, dass sie auch durch Interpolationen nicht ausreichend geschlossen werden kann. Dann bleibt nur der Ausweg einer subjektiven Interpretation der Daten durch den bearbeitenden Hydrogeologen.

4. Bestimmung des Systems der Grundwasserströmung:
Schon vor der Modellierung sollten Niederschlag, Grundwasserneubildung und Abflussdaten analysiert werden, um eine Vorstellung von der Größenordnung der Wasserflüsse im Einzugsgebiet zu bekommen und das hydraulische Verhalten der Aquifere einzuschätzen zu können.
5. Bestimmung der möglichen Wertebereiche für die benötigten Parameter:
Das hydraulische Verhalten wird auch von den Parametern bestimmt, daher gehört zu einem hydrogeologischen Modellkonzept ebenso eine Auswertung vorhandener Daten, um herauszufinden, in welchen Größenordnungen die Parameter anzusiedeln sind. Diese Werte sind sehr wichtig für die Kalibrierung des Modells.

4.1 Das hydrogeologische Konzeptmodell „Obere Donau“

Sind die Randbedingungen definiert, gilt es, die entscheidenden geologisch-hydrogeologischen Einheiten zu bestimmen. Für das Einzugsgebiet *Obere Donau* wurden zehn Basisklassen aus den geologischen Karten abgeleitet (siehe Tabelle 4.1 und Abbildung 4.1). Aus diesen Basisklassen konnten drei regional bedeutende Aquifere identifiziert werden, die für das Donaueinzugsgebiet modelliert werden müssen¹:

1. Quartäre alluviale Talaquifere (BK10): Sie bilden die bedeutendste hydrogeologische Einheit, findet doch in diesem Aquifer im Wesentlichen die kurz- und mittelfristige Grundwasserbewegung und der Austausch mit Atmosphäre, Biosphäre und Oberflächengewässern statt (→ Kapitel 4.1.3).
2. Tertiäre Molasse (BK7): Das Tertiär im Einzugsgebiet besteht hauptsächlich aus Molassesedimenten, die durch eine sehr starke horizontale und vertikale Heterogenität ausgezeichnet sind. In den oberen Schichten des Tertiärs findet eine auch regional nicht zu vernachlässigende Grundwasserströmung statt. Um diese berücksichtigen zu können, wurde das Tertiär in zwei Einheiten unterteilt (→ Kapitel 4.1.2):
 - a) Obere Süßwassermolasse (OSM): Diese Einheit repräsentiert den überregionalen tertiären Grundwasserleiter im oberen Donaueinzugsgebiet.
 - b) Obere Meeresmolasse bis Untere Meereswassermolasse (OMM-UMM): Grundwassergeringleiter, im Süden des Molassebeckens mehrere tausend Meter mächtig.

¹Basierend auf den Auswertungen von ANDRES UND WIRTH (1985).

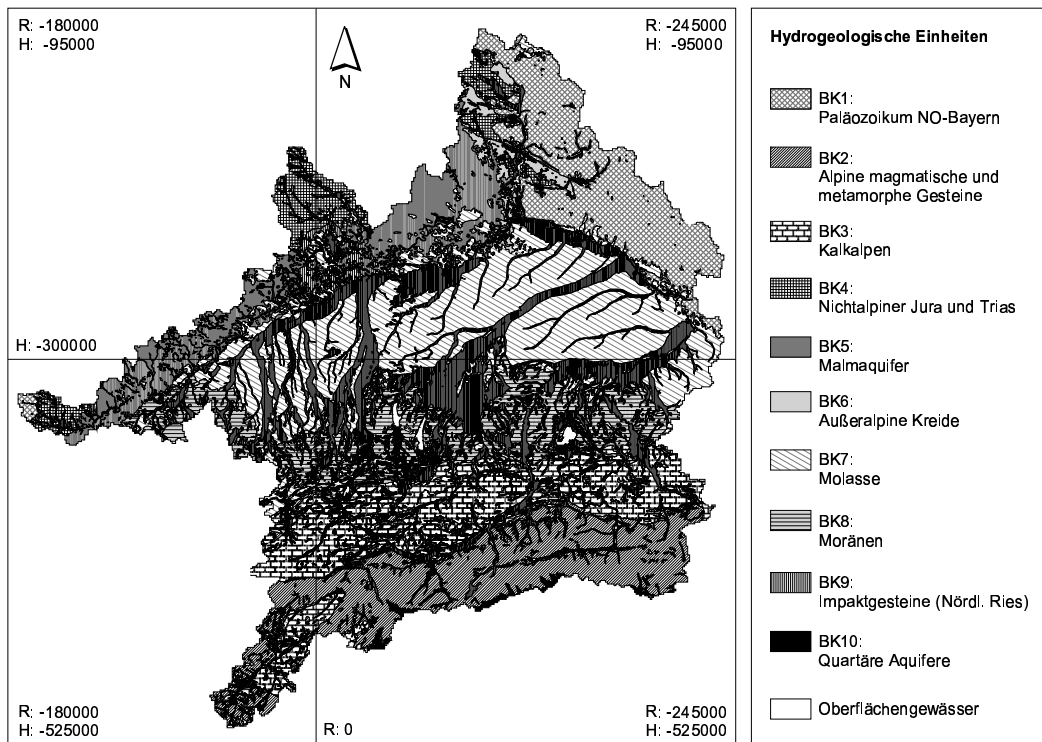


Abbildung 4.1: Geologisch-hydrogeologische Karte des Einzugsgebietes der Oberen Donau. Detaillierte Beschreibung der Basisklassen in Tabelle 4.1.

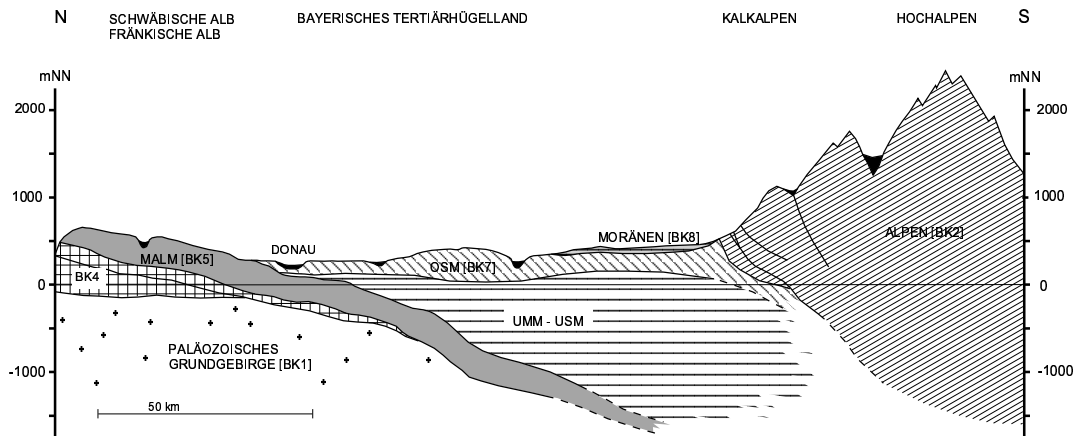


Abbildung 4.2: Schematisches geologisch-hydrogeologisches Profil durch das Einzugsgebiet der Oberen Donau. Schwarz dargestellt sind die quartären Aquifere [BK10] (erweitert nach ANDRES UND WIRTH (1985)).

BK1	Paläozoikum des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes im Osten und des Schwarzwaldes im Westen, größtenteils Gneise und Granite, z.T. oberflächennah verwittert und grundwasserführend, aber nur lokal bedeutende Grundwasserleiter
BK2	Alpine magmatische und metamorphe Gesteine (Vulkanite, Granitoide, Gneise und Schiefer des Mittelostalpins) aus Trias und Jura mit sehr niedriger Permeabilität
BK3	Kalkalpen i.w.S. (+Unterengadiner Fenster): alpine Sedimente aus Trias, Jura und Kreide, vornehmlich Kalke, Dolomite und Mergel, z.T. deutlich verkarstet mit einer mittleren bis hohen Permeabilität
BK4	Außeralpiner Jura (Lias und Dogger) und Trias, undurchlässige Ton- und Mergelsteine, die wasserführenden Bereiche im Buntsandstein und Muschelkalk spielen für das Donaueinzugsgebiet keine Rolle
BK5	Malm, bedeutender Karstaquifer aus Riff- und Bankkalken mit z.T. sehr hohen Durchlässigkeiten
BK6	Außeralpine Kreide (Cenoman bis Campan), sandige und tonige Sedimente, aber auch verkarstete Kalkablagerungen, meist in hydraulischem Kontakt zum Malm
BK7	Tertiär, überwiegend Molassesedimente, wegen starker Verzahnung sandiger bis toniger Lockergesteine nur gering durchlässig, des Weiteren altquartäre Deckenschotter (z.T. sehr ergiebig, aber regional nicht zusammenhängend) und Lösssedimente
BK8	Quartäre Moränensedimente, wegen schlechter Sortierung in der Regel sehr undurchlässig, und tonige Seesedimente
BK9	Impaktgesteine des Nördlinger Rieses
BK10	Quartäre Aquifere, alluviale Kies- und Sandablagerungen mit sehr hohen Durchlässigkeiten
BK0	Oberflächengewässer, Eis und Gletscher

Tabelle 4.1: Geologisch-hydrogeologische Basisklassen im Einzugsgebiet der Oberen Donau.

3. Malmaquifer (BK5): Dieser Karstaquifer bildet den untersten Aquifer des Modells. Wie das schematische Profil in Abbildung 4.2 zeigt, fallen die Schichten generell nach Süden ein (→ Kapitel 4.1.1).

Alle weiteren Einheiten sind nur lokal bedeutende Grundwasserleiter oder gänzlich als Grundwassernichtleiter anzusehen. Die Basisklassen 1 (Paläozoikum) und 2 (Alpen) werden nicht modelliert, da der Wasserumsatz hauptsächlich oberirdisch oder als Zwischenabfluss abläuft. Dieses Problem wird detaillierter in Kapitel 5.4 beschrieben.

Die letztendlich in das Modell implementierten Aquifere sollen in den folgenden Abschnitten detaillierter beschrieben werden. Beginnend mit dem Karstaquifer werden die entscheidenden Aquifere vom Liegenden zum Hangenden in den nächsten Kapiteln beschrieben. Den Abschluss bilden die in dieser Arbeit entscheidenden alluvialen Aquifere.

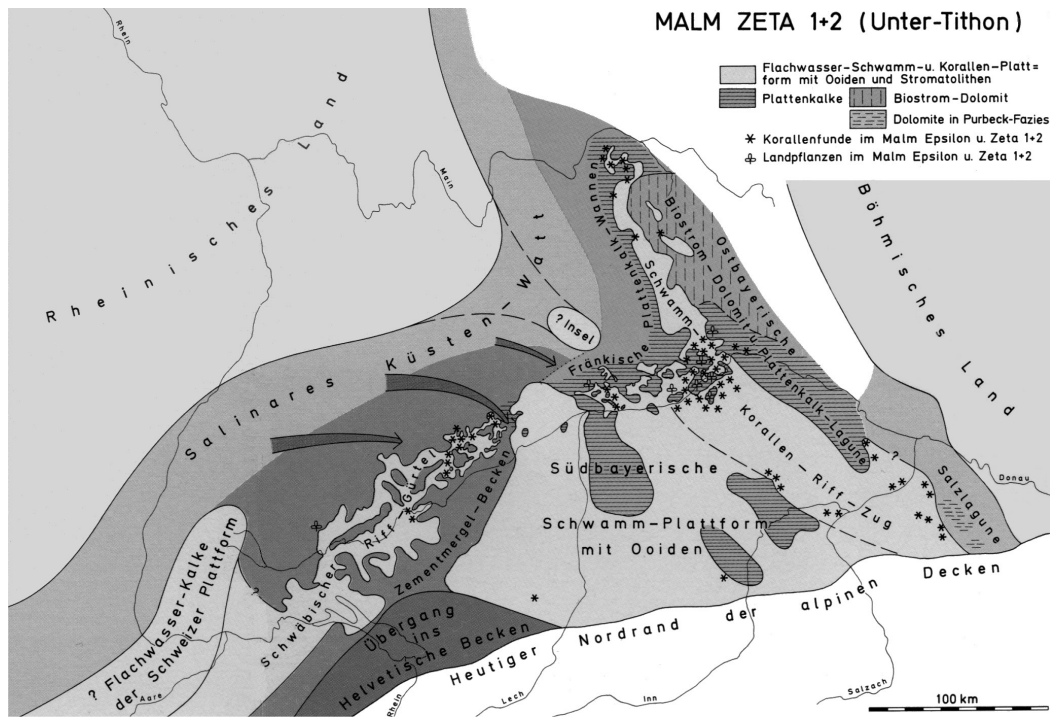


Abbildung 4.3: Die paläogeographische Situation im Einzugsgebiet der Oberen Donau im Malm (BGLA, 1996).

4.1.1 Der Malmkarst

Verkarstete Kalksteinhorizonte spielen weltweit eine bedeutende Rolle als Grundwasserleiter und Grundwasserspeicher. FORD UND WILLIAMS (1989) schätzen, dass gut ein Viertel der Erdbevölkerung ihr Trinkwasser aus Karstaquiferen bezieht. Bei dem Karstaquifer im Einzugsgebiet handelt es sich um Kalke und Mergel, die im damaligen schwäbischen und fränkischen Schelf während des Malm (Oberjura) abgelagert wurden. Abbildung 4.3 zeigt die paläogeographische Situation im Malm im Einzugsgebiet der Oberen Donau. Die Karstaquifere des Malms entwickelten sich aus diesen Schelfablagerungen. Damit es zur Entstehung von Karstaquiferen kommen kann, müssen die entsprechenden Kalkablagerungen dem hydrologischen Kreislauf ausgesetzt sein. Die zur Entstehung dieser Kalksteine notwendigen Ablagerungen finden hauptsächlich im warmen bis tropischen marinen Flachwassermilieu statt. Das Faziesmodell von Wilson (WILSON, 1974) beschreibt detailliert die verschiedenen Ausprägungen von Karbonaten in diesem Milieu. Diese Bildungsbedingungen sind sehr wichtige Grundvoraussetzungen bei der späteren Verkarstung von Kalksteinen. Im Schelfbereich des süddeutschen Malmmeeres haben sich drei überregional bedeutende Faziestypen herausgebildet (Abbildung 4.4).

Die schwäbische Fazies zeichnet sich vor allem im älteren Oberjura durch eine starke Verbreitung von tonig-mergeligen Gesteinsformationen aus, die sich im offen-marinen Schelf gebildet haben. Daneben sind vor allem geschichtete Kalksteine anzutreffen. Die erhaltene Mächtigkeit des Malm liegt zwischen 400 und 600 m. Die stark verkarsteten Schichten findet man hier vor allem im Kimme-

ridge (ki2-ki4), deren Mächtigkeit etwa 100 bis 250 m beträgt (STOIBER UND VILLINGER, 1997).

Die fränkische Fazies mit nach Süden stark zunehmenden Mächtigkeiten von 200 bis 600 m enthält neben einem geringeren Mergelanteil mehr Riffkalke als die Kalke des schwäbischen Schelfs. Riff- und Massenkalke verkarsten schneller als geschichtete Kalksteine und Mergel. Die Basis des Karstaquifers liegt hier in der Regel etwas tiefer, oft ist erst der Ornatenton des obersten Dogger (Mitteljura) der entscheidene StauhORIZONT in der fränkischen Fazies (STREIT, 1971).

Diese beiden Faziestypen bilden den Hauptteil des Malms im süddeutschen Molassebeckens und sind gekennzeichnet durch Schelfmeerablagerungen. Regionalgeologischer Hauptunterschied ist der geringere Mergelanteil in der fränkischen Fazies. Die Fazies-Grenze liegt ungefähr auf der Höhe des Nördlinger Rieses, eine scharfe Abgrenzung ist allerdings nicht möglich.

Die helvetische Fazies bildet vor allem den tieferen Beckenbereich, d.h. pelagische Sedimente herrschen vor, die naturgemäß nur eine sehr geringe wasserwegsame Porosität aufweisen. Die Mächtigkeit dieser Sedimente kann bis zu 400 m erreichen.

Aus dieser sehr einfachen Faziesanalyse der Malmablagerungen können sehr wertvolle Aussagen über die hydrogeologischen Eigenschaften des Karstaquifers gewonnen werden. Erstes Ergebnis ist die Nichtberücksichtigung der helvetischen Fazies in dem Modell, da hier mit einer sehr geringen Durchlässigkeit zu rechnen ist. Eine nennenswerte Verkarstung konnte in Bohrungen bis jetzt nicht nachgewiesen werden (BERTLEFF U. A., 1988). Des Weiteren ist mit deutlich höheren Transmissivitäten im östlichen Teil des süddeutschen Molassebeckens (Fränkische Fazies) zu rechnen, da die Verkarstung aufgrund des geringeren Anteils von geschichteten und tonhaltigen Kalken sehr viel tiefergründiger erfolgte.

Bei der Verkarstung eines Aquifers ist es bedeutsam zu unterscheiden, ob der verkarstete Horizont über dem Vorfluterniveau ausstreicht (Seichter Karst) oder ob sich die Aquiferbasis unter Vorfluterniveau befindet (Tiefer Karst). Der Seichte Karst zeichnet sich durch viele Schicht- und Überlaufquellen mit einem sehr dynamischen Schüttungsverhalten aus, die in der Regel sehr kleine Einzugsgebiete aufweisen. Die regional-hydrogeologisch interessantere Einheit bildet der Tiefe Karst. Er wird auf der Schwäbischen Alb in eine offene und eine überdeckte Zone unterteilt (VILLINGER, 1977). Die Grenze ist meist die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau. Auf der Fränkischen Alb gliedert man den Tiefen Karst an Hand der Mächtigkeit in eine äußere, innere und überdeckte Zone (APEL, 1971). Die Verkarstung nimmt in der Regel mit zunehmender Tiefe ab. In den besonders mächtigen Schichtpaketen sind die untersten Einheiten nicht verkarstet. Für die Fränkische Alb geben ANDRES UND CLAUS (1964) eine durchschnittliche Verkarstungstiefe von 200 m an.

Es stellt sich die Frage, ob Karstaquifere mit dem DARCY-Ansatz modelliert werden können. Die erste Annahme des DARCY-Gesetzes sieht das durchflossene Gestein als Kontinuum. Dies gilt streng genommen nicht für einen Karstaquifer, da ein heterogen aufgebautes Poren- und Kanalsystem zu einer seiner prägnantesten Eigenschaften zählt. Auf der regionalen Skala können allerdings mit zunehmender Zellweite immer

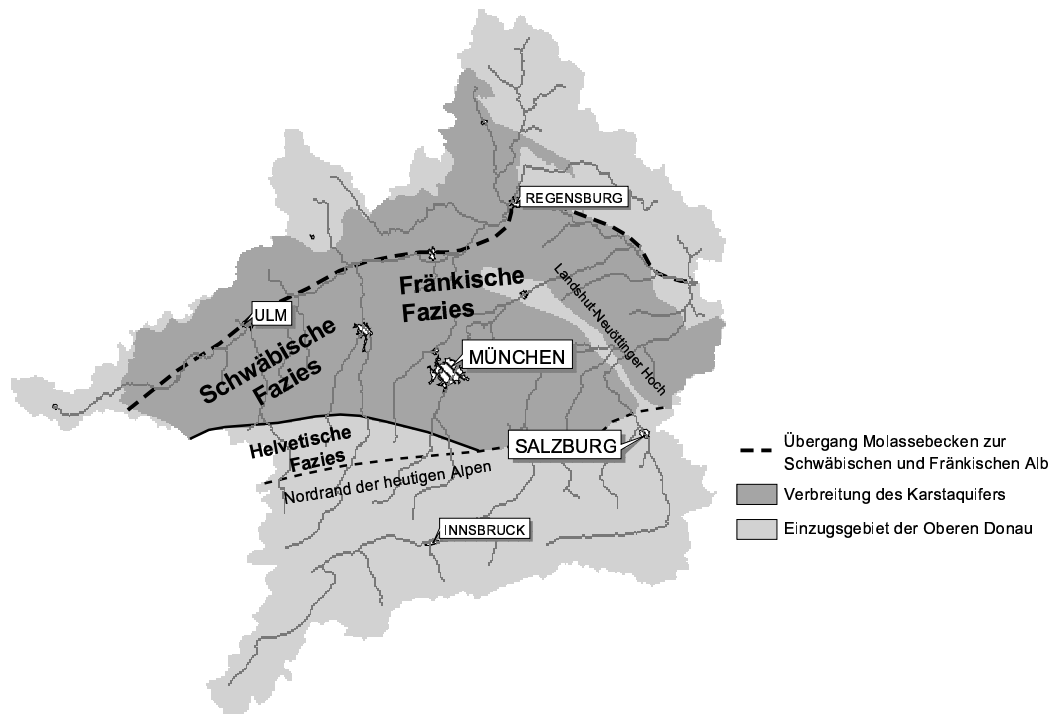


Abbildung 4.4: Regionale Faziestypen des Malm und die Verbreitung des verkarsteten Aquifers im Einzugsgebiet.

größere Heterogenitätsunterschiede herausgemittelt werden. LANG (1995) konnte zeigen, dass ein Kontinuumsansatz für großskalige Modelle auch im Karst gerechtfertigt ist. Problematischer ist, dass Karstaquifere gegenüber Porengrundwasserleitern eine deutlich unterschiedliche Durchlässigkeitsstruktur haben: Man unterscheidet zwischen zwei Porositäten:

Primäre Porosität (Matrixporosität)

Darunter versteht man die bei der Ablagerung entstandene Porosität. Sie dominiert demnach nur in jungen Ablagerungen oder in nicht verkarsteten Regionen wie z.B. der helvetischen Fazies.

Sekundäre Porosität (Kluftporosität)

Sie repräsentiert die eigentliche Verkarstung des Aquifers. Die sekundäre Porosität ist häufig durch ein hochdurchlässiges Kluftsystem gekennzeichnet. Die sekundäre Porosität der Riff- und Massenkalkfazies erreicht 6%, teilweise werden in der Fränkischen Alb bis 8% erreicht. Die gebankten Kalke haben dagegen einen Hohlraumanteil von knapp 2%. Zwar lässt sich daraus nicht direkt auf die Durchlässigkeit schließen, gibt aber wertvolle Hinweise darauf, wo mit hohen Durchlässigkeiten im Malmaquifer zu rechnen ist.

Man kann zusätzlich noch eine tertiäre Porosität definieren, d.h. die durch Lösungsprozesse entstandenen Hohlräume, um den Unterschied eines Karstaquifers zu nicht verkarsteten Kluftsystemen deutlich zu machen.

TEUTSCH (1988) untersuchte die Fragestellung, ob im Karst mit konventionellen

mathematischen Strömungsmodellen gearbeitet werden kann. Er wählte sowohl den Einkontinuumsansatz als auch den Doppelkontinuumsansatz, um für Einzugsgebiete auf der Schwäbischen Alb regionale Strömungssysteme zu beschreiben. Der Einkontinuumsansatz führte für den Tiefen Karst zu guten Simulationsergebnissen und „kann zur Bearbeitung mengenwirtschaftlicher Fragestellungen, beziehungsweise für Vorhersagen über zukünftige Grundwasserstände verwendet werden“. Für den Seichten Karst waren die Simulationsergebnisse mit einem Einkontinuumsansatz unbefriedigend. Da der Seichte Karst nur einen Bruchteil des Einzugsgebietes der Donau ausmacht, wird für das Grundwassermodell trotzdem ein Einkontinuumsansatz gewählt, gemäß der Prämisse des Gesamtmodells, das Modell so wenig rechenintensiv wie möglich zu gestalten.

Die zu erwartenden Durchlässigkeiten im Karst für einen Einkontinuumsansatz sind sehr schwer zu bestimmen. Da gerade auch im tieferliegenden, von der Molasse überdeckten Bereich wenig Aussagen über die tatsächlich verkarstete Mächtigkeit gemacht werden kann, werden im Karst in der Regel nur Transmissivitäten, meist mittels inverser Modellierung bestimmt. Aus der bisher zitierten Literatur kann man von einer Größenordnung der Durchlässigkeiten zwischen $5 \cdot 10^{-5}$ m/s bis $5 \cdot 10^{-4}$ m/s auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb ausgehen. Im Molassebecken sinkt die Durchlässigkeit mit zunehmender Tiefe auf bis zu 10^{-6} m/s ab.

4.1.2 Die Molasse im bayerischen Tertiärhügelland

Namensgebend für diese Grundwasserlandschaft, in der der zweite wichtige Aquifer des Untersuchungsgebietes liegt, ist vor allem der nördliche Teil des Molassebeckens. Im baden-württembergischen Teil und im Süden werden die Molassesedimente von quartären Moränensedimenten überlagert. Das Profil in Abbildung 5.4 auf Seite 78 verdeutlicht die typische Morphologie dieser Einheit: zahlreiche Bäche und Flüsse haben ein Rinnensystem durch die tertiären Ablagerungen gezogen und der Landschaft ihre charakteristische hügelige Form gegeben. Insgesamt steigt die Mächtigkeit der Molassesedimente gemäß der unterschiedlichen Subsidenz des Molassebeckens von wenigen Metern im Donauraum auf bis zu 5000 m am Südrand des Beckens an.

„Charakteristisch für die Molassesedimente ist eine starke vertikale wie horizontale fazielle Verzahnung von feinst-, fein- bis grobklastischen Sedimenten, die keine durchgehende Stratifizierung zuläßt“ (ANDRES UND WIRTH, 1985).

Hauptgrund für diese Heterogenität waren die wechselnden Ablagerungsbedingungen des Tertiärs im Voralpenraum. Durch das Zusammenspiel aus Sedimentation und Absenkung im Zuge der alpinen Gebirgsbildung wechselten marine und fluviatile Bedingungen sowohl zeitlich als auch räumlich. Folge dieser Entwicklung ist das heute bis zu 5000 m mächtige tertiäre Schichtpaket aus stark verzahnten tonig-schluffigen und sandigen Sedimenten; teilweise sind sogar kiesige Ablagerungen in das Paket eingelagert.

Ein Versuch, diese wechselnden Ablagerungen zu gliedern, ist die Einteilung in

- Untere Meeresmolasse (UMM, 35-30 Millionen Jahre [Ma])
- Untere Süßwassermolasse (USM, 30-20 Ma)
- Obere Meeresmolasse (OMM, 20-17.5 Ma)
- Obere Süßwassermolasse (OSM, 17.5-10 Ma).

Vor allem in den Schichten der UMM, USM, und OMM überwiegen feinkörnige Sedimente, so dass diese Formationen regional als Grundwassergeringleiter betrachtet werden können. In den jüngeren Tertiärschichten der OSM gehen die marinen, feinklastischen Einflüsse zurück und es bilden sich auch regional zusammenhängende Grundwasserleiter mit z.T. erheblichen Durchlässigkeiten aus. Zu nennen sind hier vor allem die sogenannte Mittlere und Obere Serie (Abbildung 4.5).

Diese Einteilung sollte allerdings nicht darüber hinweg täuschen, dass die Ablagerungen innerhalb dieser Abschnitte immer noch von einer starken horizontalen und vertikalen Verzahnung geprägt sind.

Gemessene Durchlässigkeiten liegen in diesen kiesig-sandigen Bereichen zwischen $9 \cdot 10^{-4}$ und $2 \cdot 10^{-6}$ m/s (Pumpversuchsauswertungen EGGER (1978)) bzw. zwischen $8 \cdot 10^{-5}$ und $1 \cdot 10^{-3}$ m/s (Labordaten ANDRES UND EGGER (1983)). SALAMEH (1974) ermittelte eine Durchlässigkeit von $1.8 \cdot 10^{-6}$ bis $1.2 \cdot 10^{-4}$ m/s für die Flnzsande des Bayerischen Tertiärhügellandes. 83% der Werte liegen zwischen $1 \cdot 10^{-5}$ und $3 \cdot 10^{-4}$ m/s. Diese Spanne bietet sich als zulässige Variationsbreite bei der Kalibrierung des Grundwassermodells an. Der durchflusswirksame Hohlraumanteil liegt zwischen 10 und 40%. Um eine instationäre Berechnung mit gespannten Verhältnissen zu ermöglichen (tatsächlich ist das der weitaus häufigere Fall) muss auch der Speicherkoeffizient angegeben werden. Aus der Formel für den spezifischen Speicherkoeffizienten

$$S_0 = \gamma_w(n \cdot \beta + m) \quad (4.1)$$

kann man unter Kenntnis der Porosität n (Sand $\approx 0,3$), der Kompressibilität für Wasser β und der Steifigkeit (z.B. für einen Sandboden) einen Wert von $3.3 \cdot 10^{-6}$ pro Meter ansetzen und erhält dann bei einer Mächtigkeit um 50 Meter einen Speicherkoeffizienten in der Größenordnung von $1 \cdot 10^{-4}$ bis $1 \cdot 10^{-5}$.

Für das regionale Grundwassermodell wird dieser oft als „Hauptgrundwasserleiter der OSM“ bezeichnete Aquifer vom übrigen Tertiär abgegrenzt, um den Grundwasserstrom im Jungtertiär nachbilden zu können. Daten zu der Basis dieses Hauptgrundwasserleiters werden aus der sehr detaillierten Untersuchung der OSM von EGGER (1978) entnommen.

4.1.3 Die quartären Talaquifere

Das alluvialen Talaquifere sind die obersten und wichtigsten Aquifere im hydrologischen Kreislauf des Voralpenlandes. Nahezu das gesamte Wasser des meteorischen Wasserkreislaufes eines Jahres wird in diesem Aquifer umgesetzt. Nur auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb übernimmt der Malmkarst diese Rolle (Abbildung 4.1 auf Seite 53). Der Großteil des Niederschlages bzw. der Grundwasserneubildung infiltriert in die obersten Aquifere, verweilt dort je nach Art der hydraulischen Bedingungen und wird dann dem entsprechenden Vorfluter zugeführt. Dem quartären Aquifer, der zugleich auch die höchsten Durchlässigkeiten im Einzugsgebiet der Donau aufweist, kommt somit die größte Bedeutung bei der Grundwassermodellierung zu.

Die quartären Aquifere sind Flusstalfüllungen, die aus der Sedimentfracht bestehen, die während des Quartärs aus den Alpen in das nördliche Vorland transportiert wurden. Durch den Wechsel von Eis- und Warmzeiten entstand ein Wechsel von Akkumulation und Erosion, der die heutige Morphologie des Alpenvorlandes erzeugte.

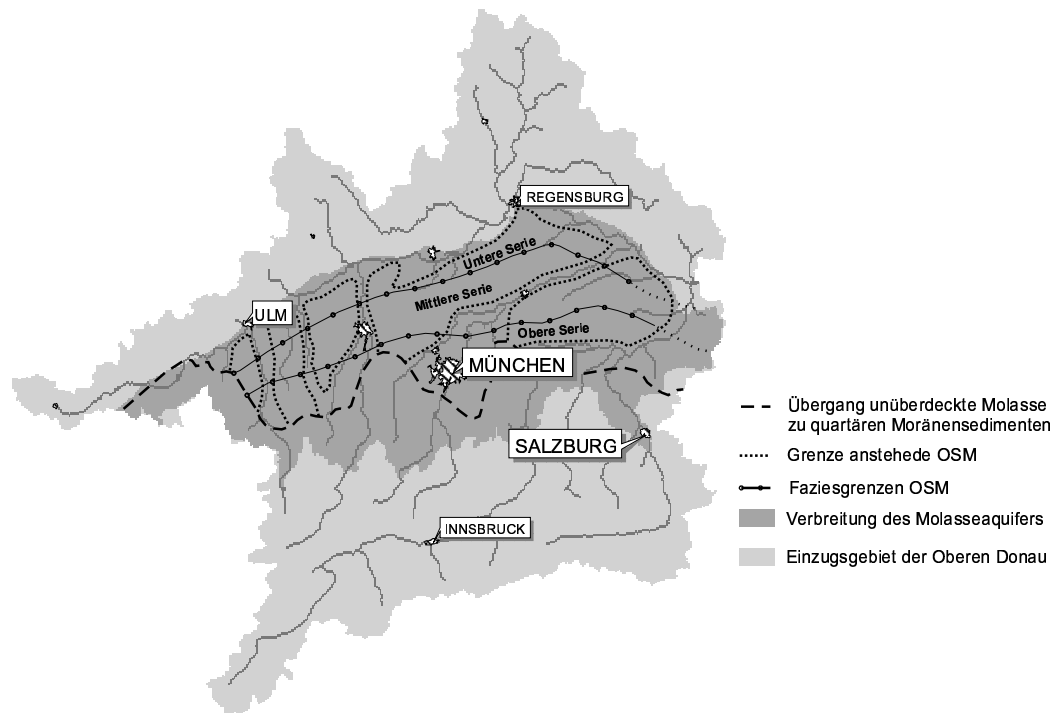


Abbildung 4.5: Verbreitung der Molasse im Einzugsgebiet (geändert nach ANDRES UND EGGER (1983)); Faziesgrenzen der OSM nach JERZ (1975).

Wegen der hohen Erosionskraft der Flüsse ist aber hauptsächlich die letzte Eiszeit für die heutige Form des quartären Aquifersystems verantwortlich. Überbleibsel älterer Eiszeiten, wie einige Hochterassenschotter im Bayerischen Tertiärhügelland, sind mittlerweile so geringmächtig, dass sie im regionalen Maßstab als Grundwasserleiter keine Rolle spielen. Häufig sind sie auch wegen ihrer Höhenlage grundwasserfrei. Wenn ältere Terrassenschotter mit den jüngeren Ablagerungen in Verbindung stehen, werden sie im Grundwassermodell berücksichtigt. Da nicht zu allen quartären Talaquifere Untersuchungen vorliegen, sollen in den nächsten drei Abschnitten gut untersuchte Talaquifere im Einzugsgebiet beispielhaft beleuchtet werden (Abbildung 4.8 auf Seite 65 zeigt die implementierte Verbreitung der alluvialen Aquifere im Einzugsgebiet Obere Donau).

Das Illertal

Die grossen Schotterfelder der Iller und ihrer zahlreichen Zuflüsse und kleineren Nebenflüsse (Aitrach, Roth) sind in der letzten Eiszeit von verschiedenen Gletschern aus geschüttet worden. Wie im gesamten Alpenvorraum nimmt die Mächtigkeit in Schüttungsrichtung also generell nach Norden hin ab. Die maximale Mächtigkeit liegt bei 50 m im Aitrachtal, im Norden der Illermündung trifft man auf Mächtigkeiten unter zehn Metern. Die Durchlässigkeiten bewegen sich zwischen $3 \cdot 10^{-3}$ und $1 \cdot 10^{-2}$ m/s (ANDRES UND WIRTH, 1985). Speicherkoeffizienten wurden aus Pumpversuchen bestimmt und liegen im Aitrachtal und im unteren Illertal bei 0.15. Die

hier ermittelten Durchlässigkeiten betragen $3 \cdot 10^{-3}$ und $1 \cdot 10^{-2}$ m/s (KUPSCH UND WILLIBALD (1982), KUPSCH U. A. (1989)).

Die Münchener Schotterebene und das Isartal

Die Münchener Schotterebene hat eine Ausdehnung von 1.800 km^2 und ist damit der größte zusammenhängende quartäre Grundwasserleiter im Einzugsgebiet der Oberen Donau. Die Schotterebene verengt sich in Richtung Nordosten, gleichzeitig nimmt die Mächtigkeit ab. Im Süden werden 90 m erreicht, im Norden und im Isartal reduzieren sich die Mächtigkeiten auf bis zu 10 m. Die Durchlässigkeiten liegen zwischen $5 \cdot 10^{-3}$ und $1 \cdot 10^{-2}$ m/s. SALAMEH (1974) ermittelte einen Durchlässigkeitsbeiwert von $1.6 \cdot 10^{-2}$ m/s, Auswertungen im Stadtgebiet von München (HÖLLEIN, 1983) ergaben einen durchschnittlichen Wert von $7 \cdot 10^{-3}$ m/s, allerdings bei einer sehr großen Variationsbreite. In der Dissertation von BLASY (1974) sind mehrere ältere Untersuchungen zitiert, die zeigen, dass der Durchlässigkeitswert von Südwest nach Nordost leicht abnimmt. Als Durchschnittswert wird hier $8 \cdot 10^{-3}$ m/s angegeben. Untersuchungen zeigen hier zudem, dass die Durchlässigkeiten in horizontaler Richtung genauso stark variieren können wie in vertikaler Richtung. Dies kann für das gesamte quartäre und tertiäre Grundwassersystem angenommen werden.

Das Loisach- und Mangfalltal

Die alluvialen Aquifere im Loisach- und im Mangfalltal sind besonders mächtige alluviale Aquifere und haben überregionale Bedeutung für die Trinkwassergewinnung im Donaauraum. Deshalb werden sie in diesem Abschnitt gemeinsam beschrieben.

Der Aquifer im Loisachtal ähnelt stark dem Tal der oberen Iller. Auch hier treten im südlichen Bereich vor den nördlichen Kalkalpen enorme Mächtigkeiten auf (bis zu 100 m Kies) und man findet sehr große Ergiebigkeiten und sehr hohe Durchlässigkeiten ($2 \cdot 10^{-2}$ m/s). Das veranlasste ULBRICH (1976) zu einem hydrogeologischen Vergleich dieser beiden Regionen.

Im Loisachtal steigt die Talsohle nach Norden hin an. Durch eingeschaltete Seetone im Aquifer ist das Grundwasser teilweise artesisch gespannt ist und kann ohne großen Energieaufwand gefördert werden.

Die guten hydro(geo)logischen Bedingungen im Loisachtal veranlassten auch die Stadtwerke München in den Fünfziger Jahren dazu, Planungen einzuleiten, die vorsahen, den zunehmenden Wasserbedarf mit Grundwasser aus dem Loisachaquifer zu decken. 1983 konnte in Oberau eine Gewinnungsanlage in Betrieb genommen werden, die in der Lage ist, 2.500 l/s zu fördern². Diese mögliche Förderung wird aber zur Zeit nicht ausgeschöpft.

Das Mangfalltal bietet mit seinem bis zu 100 m mächtigen Aquifer einen der ergiebigsten Grundwasserleiter im Einzugsgebiet der deutschen Donau. Auf dem nahezu undurchlässigen tertiären Untergrund liegen hier kiesig-sandige Ablagerungen, die bei den enormen Niederschlägen (langjähriger Durchschnitt 1.300 mm/a), eine beträchtliche Grundwasserneubildung (750 mm/a) ermöglichen. Zusätzlich strömen am westlichen Talrand nördlich des Tauernberges aus älteren Terrassenschottern erhebliche Wassermengen in das Tal der Mangfall (DROST, 1977). Wegen dieser günstigen hydrogeologischen Bedingungen wurde dieses Gebiet schon 1883 zur Versorgung der Stadt München herangezogen, indem man die Hangquellen fasste und das Wasser

²Detaillierte Angaben zur Förderung der Stadtwerke München siehe <http://www.swm.de>.

nach München leitete. Weil das Mangfalltal ungefähr 100 m höher liegt als München, kann das gewonnene Wasser in freiem Gefälle nach München geleitet werden. Neben zwei Hangquellfassungen bei Mühlthal und Gotzing, gibt es noch eine Gewinnungsanlage bei Reisach, in der das Wasser ebenfalls ohne Einsatz von Pumpen zu Tage tritt. Mit einer Förderung von 3.400 l/s liefert allein das Mangfalltal 80% der Grundlast des Münchener Wasserbedarfes und stellt neben dem Donauried das wichtigste Fördergebiet im Donaueinzugsgebiet dar.

Nach DROST (1977) wurden bei einer Forschungsbohrung Wallenberg 63.3 m Kies und Sand erbohrt und Durchlässigkeiten zwischen $1 \cdot 10^{-3}$ und $5 \cdot 10^{-3}$ m/s ermittelt. DROST (1977) gibt einen Durchschnittswert aus Feld- und Laborversuchen mit $3.5 \cdot 10^{-3}$ m/s an. Maximale Durchlässigkeiten in der Nähe von Gotzing liegen bei $1 \cdot 10^{-2}$ m/s. Auswertungen zum speichernutzbaren Porenvolumen ergaben die erwartete Abhängigkeit des Porenvolumens vom Kies-Sand-Verhältnis. Der Mittelwert liegt bei etwa 15%.

Durch großen Zustrom von Grund- und Oberflächenwasser aus den Alpen in die schmalen Aquifere am Südrand des Molassegebietes, spiegelt sich der durch die Schneeschmelze hochvariable jahreszeitliche Verlauf dieses Zustromes auch in den Ganglinien in den Grundwassermessstellen wieder: Schwankungen von 8 – 10 m sind der Regelfall. Ein Beispiel für eine typische Ganglinie in dieser Region ist die Messstelle *OBS10* in Abbildung 7.8 auf Seite 114.

Die statistische Auswertung aller zur Verfügung stehenden Messungen der Durchlässigkeit in den alluvialen Aquifere zeigt Abbildung 4.6. 239 Messungen konnten der Literatur entnommen und ausgewertet werden und ergeben die für die Durchlässigkeit typische Log-Normalverteilung. Der Support der Daten (Kapitel 2.3) wurde nicht berücksichtigt. Der Mittelwert dieser Verteilung liegt bei $1.15 \cdot 10^{-3}$ m/s. Für den Speicherkoeffizienten liegen zu wenige Messungen für eine statistische Auswertung vor. In nahezu allen Publikationen werden nur Schätzwerte für den Speicherkoeffizienten angegeben. Für den ungespannten alluvialen Aquifer muss man demnach 10 bis 20% für die Modellierung zugrunde legen. Mit dieser Problematik beschäftigt sich Kapitel 6.2.

4.2 Die Problematik der quartären Talaquifere

Der meteorologisch-hydrologische Wasserkreislauf in der humiden Klimazone³ durch Atmosphäre, Vegetation, Pedosphäre und Lithosphäre verläuft im Aquiferbereich größtenteils über die alluvialen Ablagerungen der quartären Flusssysteme. Diese Aquifere zeigen in Sedimentationsbecken wie dem Molassebecken im Voralpenland die größten Durchlässigkeiten und wirken wie Drainagen bei der Abführung des ober- und unterirdischen Abflusses aus den Alpen. Abbildung 4.1 oder 4.8 zeigen, dass sie wie Arterien das Einzugsgebiet durchziehen. Diese Aquifere bilden zudem die sehr wichtige Schnittstelle zwischen dem Flussnetz und dem unterirdischen Grundwassersystem. Hier findet die in Abbildung 2.4 auf Seite 17 dargestellte Kopplung des Grundwassers mit den anderen Teilmodellen des Gesamtmodells statt. Die akkurate Modellierung dieser Aquifere ist für die hydrologische Modellierung demnach noch

³D.h. es gilt $N - ET_p > 0$ mit einem ganzjährigen Abfluss.

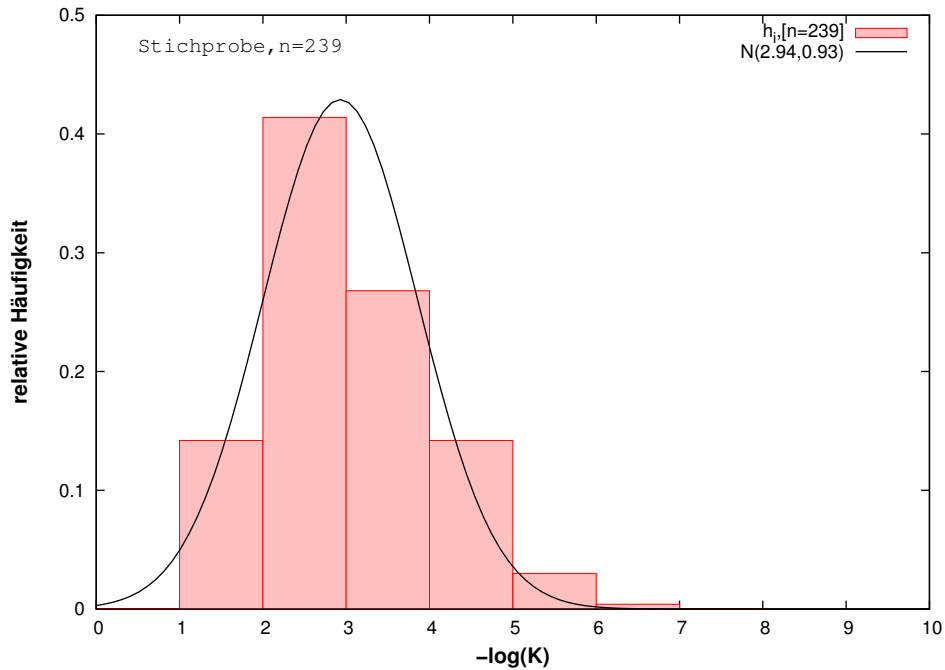


Abbildung 4.6: Histogramm der logarithmierten Durchlässigkeiten im Einzugsgebiet der Oberen Donau, Pegel Passau-Achleiten.

wichtiger als die detailgetreue Modellierung des Karstes oder der Molasseschichten. Bei der Modellierung der alluvialen Aquifere im Voralpenland taucht allerdings ein Problem auf, das bei den Schichten des Tertiärs und des Karstes keine Rolle spielt:

Die teilweise geringe horizontale (Abbildung 5.2 auf Seite 75) und vertikale Ausdehnung (Abbildung 5.4 auf Seite 78) dieses Aquifers ist sehr schwer auf dem Quadratkilometerraster wiederzugeben.

Wie in der Zielsetzung in Kapitel 1.2 bereits erwähnt soll der Fokus auf diesen Aquifertypus gesetzt werden, da er die entscheidende Rolle bei der Einbindung von Grundwassermodellen in integrative hydrologische Modelle spielt. Entscheidend ist es, die Geometrie dieses Aquifers sinnvoll wiederzugeben. Es gilt daher, sowohl die horizontale Verbreitung (aus geologischen Karten) auf das Raster abzubilden, als auch die vertikale Verbreitung aus Bohrprofilen und Schichtlagerungskarten abzuleiten. Letzteres ist das wesentlich größere Problem, da hier Daten nur sehr spärlich vorhanden sind und man daher interpolieren muss. Welche Probleme Interpolationsmethoden dabei haben, soll Abbildung 4.7 verdeutlichen. Bei der vorgegebenen Datenlage kann keine der eingesetzten Methoden⁴ die Aquifergeometrie richtig nachbilden. Würde man die Ergebnisse gar auf das Quadratkilometerraster abbilden (siehe 4.7A), wäre der Aquifer bei allen Methoden unterbrochen.

Man muss Zusatzinformationen heranziehen, um dieses Problem zu lösen. Es wäre

⁴Beschreibungen der Methoden finden sich in Kapitel 2.3.1.

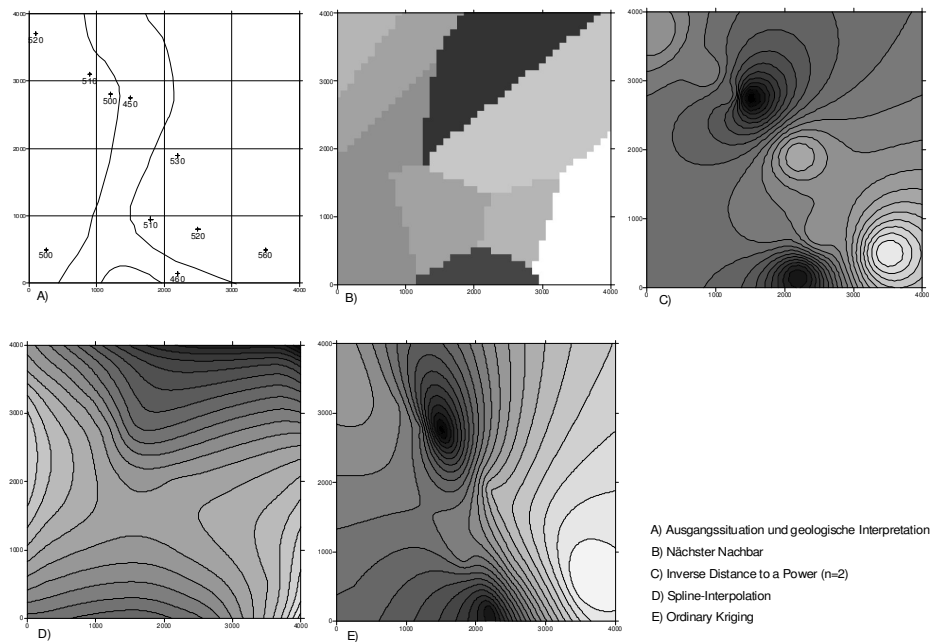


Abbildung 4.7: A) Datengrundlage und eingezeichnete Grenzen des Talaquifers. B)-E) Ergebnisse verschiedener Interpolationsmethoden ohne Zusatzinformation für die Basis des quartären Aquifers.

z.B. möglich, Trends bei der Interpolation vorzugeben⁵. Will man auf numerische Zusatzinformation verzichten, bietet es sich an, qualitative Daten zu benutzen und auf diese Weise z.B. nur innerhalb des alluvialen Aquifers zu interpolieren. Solche Lösungsansätze wurden z.B. für geochemische Daten in Baden-Württemberg erfolgreich angewandt (BÁRDOSSY U. A., 1997). Eine weitere häufig eingesetzte Methode ist die Definition von Breaklines (Begrenzungen mit vorgegebenen Werten für die Interpolation) oder Störungen (Begrenzungen, die die Interpolation unterbinden). Für die Konfiguration geologisch-hydrogeologischer Daten stellt sich aber auch für diese Methoden das Problem, dass in einem geologisch komplexen Einzugsgebiet eine Abgrenzung zwischen Aquifer und Nichtaquifer wie in Abbildung 4.7A sowohl horizontal als auch vertikal aufgrund der starken Heterogenität nur schwer in den Bohrdaten zu finden ist. Diese sind lokale Punktmessungen und passen oft nicht zu den großskaligen geologischen Karten, die digital verfügbar sind.

Konsequenz für das weitere Vorgehen

Da die quartären alluvialen Talaquifere den meteorologisch-hydrologischen Wasserkreislauf steuern, aber gleichzeitig eine problematische Geometrie aufweisen, wird der Schwerpunkt in dieser Arbeit auf diesen Aquifer gelegt. Das Hauptproblem bei der Modellierung ist, den quartären Aquifer nachzubilden. Für dieses Problem wird ein neuartiges Lösungskonzept vorgeschlagen und getestet (Kapitel 5.3). Abbildung 4.8 dokumentiert die Schwierigkeiten, die bei der Modellierung der alluvialen Aquifere auf dem Quadratkilometerraster mit einfachen Interpolationsmethoden aus den

⁵Wird zum Beispiel bei weiterführenden Kriging-Methoden wie External Drift-Kriging und Universal Kriging eingesetzt.

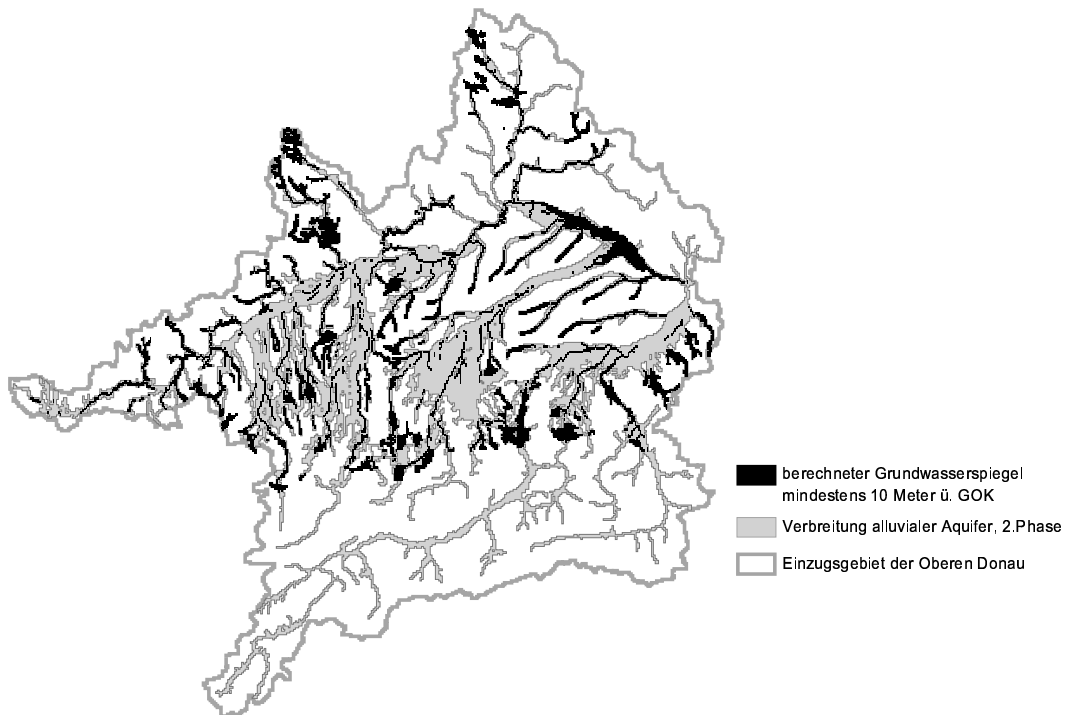


Abbildung 4.8: Ergebnisse des Grundwassermodells aus der Projektanfangsphase ohne Anpassung der Geometrie der alluvialen Aquifere (Alpenraum unberücksichtigt).

wenigen vorhandenen Bohrdaten auftreten können. Physikalisch nicht plausible Überflutungsbereiche (zehn Meter über Geländehöhe) findet man vor allem oberstromig sehr enger Aquiferstellen. Diese werden durch zahlreiche künstlich erzeugte Schwellenbereiche (Bottlenecks) in der Aquiferbasis hervorgerufen.

Da sich das Einzugsgebiet der Oberen Donau sowohl wegen seiner Größe als auch seiner in diesem Kapitel ausführlich beschriebenen geologischen Komplexität (Karst, heterogene Molassesedimente) nicht sehr gut eignet, das neue Verfahren zu testen, wurde mit dem Ammergebiet ein deutlich kleineres Testgebiet ausgewählt. Es eignet sich deshalb für eine solche Betrachtung, da es hydrogeologisch weniger komplex ist, d.h. hier spielen tiefere Aquifere keine Rolle. Gleichzeitig weisen die alluvialen Aquifere des Ammergebietes beispielhaft die für das gesamte Einzugsgebiet typische komplizierte geometrische Struktur auf.

4.3 Das hydrogeologische Konzeptmodell „Ammertal“

Das Ammertal wurde als Testgebiet ausgewählt, weil es an der Schnittstelle der Alpen und ihres Vorlandes liegt und damit beispielhaft für die Geomorphologie und die Geologie der alluvialen Aquifere im Einzugsgebiet der Oberen Donau ist. Herauszuheben sind die großen Reliefunterschiede und der Wechsel von glazial übertieften Tälern und Flusstalabschnitten ohne nennenswerte Aquifere. Einige Besonderheiten zeichnen auch den Flussverlauf der Ammer aus: Es gibt zwei beinahe 90°-Wendungen

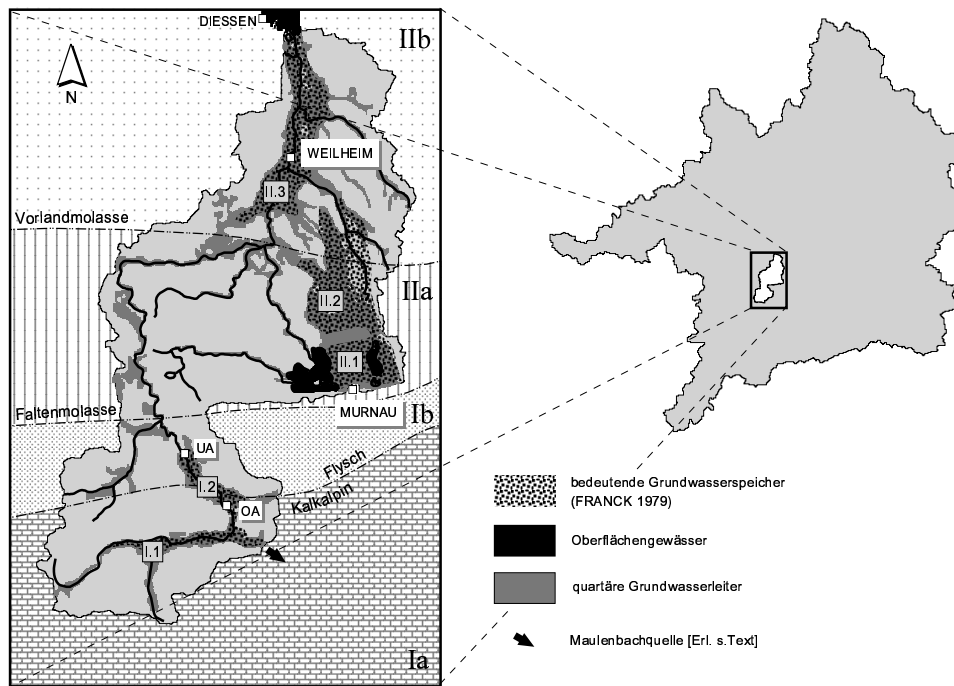


Abbildung 4.9: Das Einzugsgebiet „Ammertal“ [OA = Oberammerngau, UA = Unterammerngau; Erl. zur grauhinterlegten Numerierung im Text].

der Ammer auf ihrem Weg von den Ammerquellen (Abbildung 4.11) in den Ammersee⁶. Die erste befindet sich kurz nach den großen und kleinen Ammerquellen: Bis in die letzte Interglazialzeit mündete die Ammer in die Loisach. Noch heute sind Schotter aus dieser Zeit im Untergrund vorhanden, durch die Grundwasser aus dem Einzugsgebiet der Ammer in das Loisachtal verlorengelht. In den Maulenbachquellen (Abbildung 4.9) gelangt das Grundwasser im Loisachtal wieder an die Oberfläche, die Schüttung beträgt im langjährigen Durchschnitt $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Man nimmt an, dass Ablagerungen des Gletschers im Loisachtal die Ammer zu dieser Umlenkung gezwungen haben.

Die zweite Umlenkung findet man bei Peiting, das sogenannte Peitinger „Ammerknie“. (PIEHLER, 1974). Diesen komplizierten Flussverlauf und die damit verbundene komplizierte Struktur der alluvialen Aquifere auch auf höheren Skalen darstellen zu können, ist eine Herausforderung, die in dieser Arbeit angegangen wird. Wie unterschiedlich der Flussverlauf und das Fließverhalten des Gewässernetzes im Einzugsgebiet ist verdeutlichen Abbildung 4.12 und 4.15.

Geologisch-geomorphologisch lässt sich das Gebiet in vier Hauptzonen unterteilen (JERZ, 1993; DOBEN UND FRANK, 1983; LUDWIG, 2000):

Kalkalpine Zone [Ia]

Der südliche Bereich des Einzugsgebietes wird aus triassischen Kalksteinen des Ostalpins aufgebaut. An der Nordgrenze der adriatischen Platte lagerten sich vor der

⁶Die genaue räumliche Abgrenzung des Untersuchungsgebietes ist durch den Pegel Fischen (Abbildung 4.15) südlich des Ammersees gegeben (Abbildung 4.9).

alpidischen Gebirgsbildung Flachwasserkarbonatplattformen in Riff- und Lagunenfazies ab. Wichtigste Einheiten sind der Wettersteinkalk, der Plattenkalk und der Hauptdolomit⁷. Der Hauptdolomit dominiert dabei den Untergrund im Einzugsgebiet der Ammer. Die kalkalpine Zone weist sehr steile Bergflanken und starke Reliefunterschiede auf. Das Grundwassergefälle ist hier deutlich höher als in den nördlich anschließenden Zonen. Verkarstung spielt hier eine Rolle, doch nicht in dem Maße wie auf der Schwäbischen und Fränkischen Alb. Der hauptsächlich vorkommende Hauptdolomit zeigt nur eine geringe Verkarstung (DOBEN, 1976). SEILER (1977) errechnete eine Gebietsdurchlässigkeit von $1.8 \cdot 10^{-5}$ m/s für den anstehenden Bereich des Hauptdolomits. Dolomite in den Kalkalpen neigen weniger zur Verkarstung als die reinen Kalksteine (SEILER, 1977). Der Plattenkalk ist dagegen stark verkarstet, ist im Gebiet aber nur sehr selten anzutreffen. Aus hydrogeologischer Sicht ist diese Zone im Vergleich zu den hochdurchlässigen Talaquiferen als geringdurchlässig anzusehen.

Flyschzone [Ib]

Nördlich der Kalkalpinen Zone setzt die ebenfalls zum Ostalpin gehörende Flyschzone an. Es handelt sich um eine Wechselfolge von Grauwacken, Schiefertonen, Sandsteinen, Schiefermergeln und Kalksteinen, die häufig die typischen Sedimentstrukturen von Turbiditsequenzen aufweisen (HÖFLE UND KUNERT, 1969). Im Arbeitsgebiet sind vor allem die Zementmergel-Serie und die Hällritzer-Serie anzutreffen. Diese Flyschsedimente haben nur ein geringes Wasseraufnahme- und Speichervermögen (DOBEN UND FRANK, 1983). Nach SEILER (1977) ist mit einer Durchlässigkeit von $6.2 \cdot 10^{-5}$ m/s zu rechnen. Ebenso wie die Gesteinsserien aus der kalkalpinen Zone haben sie eine bis zu hundertmal geringere Durchlässigkeit als die quartären Talaquifere.

Faltenmolasse (subalpine Molasse) [IIa]

Der Südrand der Molassesedimente ist bei der alpiden Gebirgsbildung durch die tektonische Einengung von den Decken der Alpen überfahren worden. Dabei haben sich in den Sedimenten des Vorlandbeckens verschiedene Faltenstrukturen gebildet, die zur sogenannten Faltenmolasse zusammengefasst werden (Abbildung 4.14). Eine der bekanntesten Strukturen der Faltenmolasse, die Murnauer Mulde, liegt im Einzugsgebiet und hat bedeutenden Einfluss auf die Grundwasserführung. Aufgebaut wird die Faltenmolasse im Arbeitsgebiet aus Sedimenten der Unteren Süßwassermolasse (USM), insbesondere aus den Weissach- und Steigbachschichten und der Unteren Bunten Molasse, bei denen es sich um schwach geklüftete, harte Konglomerate⁸, Sand- oder Mergelsteine handelt. Diese Sedimente weisen auch im Ammergebiet keine nennenswerte Grundwasserführung auf.

Ungefaltete Molasse (Vorlandmolasse) und Moränen [IIb]

Nördlich von Hohenpeißenberg beginnt die ungefaltete Molasse. Der tektonische Alpenrand wird mit diesem Übergang überschritten. Oberste Schicht ist in der Regel die Obere Süßwassermolasse (wird in Bayern oft auch als „Flinz“ bezeichnet), die im Ammergebiet ein wichtiger Grundwasserstauer ist (PIEHLER, 1974). Sie besteht

⁷Detaillierte Dünnschliffbeschreibungen findet man bei HOFFERT (1971).

⁸Der Ammerdurchbruch führt durch Konglomeratbänke der USM (Weissachschichten, siehe Abbildung 4.13).

vorwiegend aus Tonmergeln, Schluff- und Feinsandmergeln. Weite Verbreitung finden im Einzugsgebiet Moränensedimente, insbesondere aus der letzten Würm-Eiszeit. Moränensedimente sind in der Regel sehr schlecht sortiert und weisen daher trotz eines hohen Kiesanteils sehr schlechte Durchlässigkeiten auf. Unterschieden werden müssen davon die würmeiszeitlichen fluviatil abgelagerten Schotterflächen, die sehr ergiebige Grundwasserleiter bilden können (s.u.).

Aus der Beschreibung der präquartären Schichten geht hervor, dass der präquartäre Untergrund des Ammergebietes größtenteils als Grundwassergeringleiter angesehen werden kann. So kommt den hochdurchlässigen quartären Schichten eine besondere Bedeutung bei der Grundwasserführung zu.

Alluviale Aquifere und glaziale Schotterflächen

Die bedeutenden Porengrundwasserleiter im Einzugsgebiet sind (RIEKEL, 1983; SEILER, 1977)(Abbildung 4.9):

- I Glazial übertiefte Täler in der Kalkalpinen Zone und der Flyschzone (Festgestein)
 - I.1 Das Graswang-Ettaler Becken (Ammerlängstal)
 - I.2 Das Oberammergauer-Unterammergauer Becken (Ammerquertal)
- II Schotterflächen im Alpenvorland (Lockergestein)
 - II.1 Staffelsee-Riegsee Becken
 - II.2 Spatzenhausen-Eberfinger Becken
 - II.3 Ammerseebecken

Alle Grundwasserspeicher sind durch Gletschererosion entstanden, doch der Wechsel in der Geologie von Festgestein zu Lockergestein lässt eine eindeutige Unterscheidung zwischen inneralpinen Talschottern und Schotterflächen zu: Die inneralpinen Talschotter sind durch die Festgesteine der Kalkalpinen Zone und der Flyschsedimente eindeutig begrenzt. Die Täler sind morphologisch eindeutig zu erkennen. Die Moränen- und Molassesedimente der Voralpen zeigen ein viel größeres Spektrum an Durchlässigkeiten, dadurch lassen sich die Aquiferbereiche viel schwerer abgrenzen, auch weil an vielen Stellen die Morphologie keine Hilfestellung liefert.

Die quartäre Füllung der inneralpinen Täler besteht im wesentlichen aus zwei Komponenten: fluviatile Schotter und Seetone. Hydraulisch verhalten sich beide Sedimente extrem unterschiedlich. Während die fluviatilen Talschotter in Alpennähe zu den durchlässigsten und ergiebigsten Porengrundwasserleitern in Deutschland zählen, sind die Seetone nahezu perfekte Grundwassernichtleiter. Die Durchlässigkeiten der Talschotter erreichen Werte von 0.01 m/s. Diese Werte wurden vor allem im Loisachtal (WROBEL, 1970) gemessen. Für das Graswang-Ettaler Becken wurde eine mittlere Durchlässigkeit von 0.0021 m/s (RIEKEL, 1983) ermittelt. Insgesamt stehen 17 Daten zu Transmissivitäten aus Pumpversuchen zur Verfügung, deren Histogramm in Abbildung 4.10 dargestellt ist.

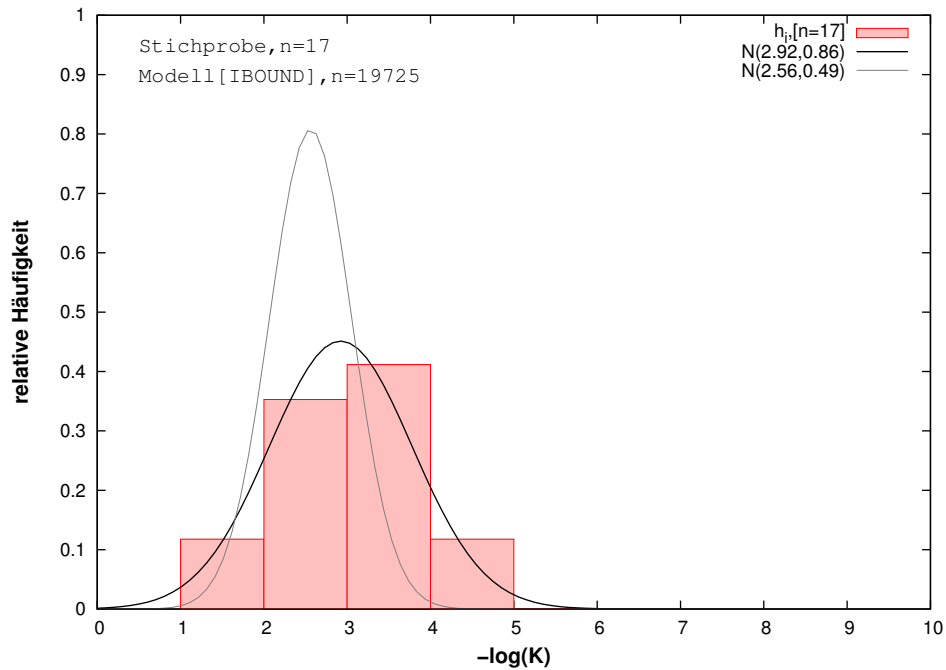


Abbildung 4.10: Histogramm der logarithmierten Durchlässigkeiten im Ammertal. Die graue Verteilungskurve $N(2.56, 0.49)$ entspricht der im numerischen Modell kalibrierten Durchlässigkeit (Kapitel 7).

4.4 Zusammenfassung

4.4.1 Die ermittelten Parameter

Die für das weitere Vorgehen wesentlichen Ergebnisse der hydrogeologischen Konzepte sind neben den Aquifergeometrien die Parameter der einzelnen in die Grundwassermodelle zu implementierenden Schichten. Tabelle 4.2 gibt einen Überblick über die aus den zitierten Literaturdaten zu erwartenden Parameter und deren zugelassenen Minimal- bzw. Maximalwerte. Dabei sind folgende Anmerkungen zu Tabelle 4.2 zu machen:

1. Die Durchlässigkeiten für die alluvialen Aquifere wurden aus den Verteilungen (Abbildungen 4.6 und 4.10) entnommen. Für die anderen Aquifere standen nicht genügend Messungen für die Erstellung einer Verteilung zur Verfügung. Daher wird für diese Aquifere ein plausibler Bereich aus den bereits zitierten Literaturangaben eingesetzt.
2. Das speicherwirksame Porenvolumen $\mu(n_{sp})$ der ungespannten Aquifere entstammt einigen wenigen Literaturangaben. Darüber hinaus wurden sie aus den Durchlässigkeiten ermittelt (Kapitel 6.2). Da für die Speicherkoeffizienten S bei gespannten Verhältnissen keine Messdaten (z.B. aus Pumpversuchen) vorhanden sind, wurden sie nach (4.1) abgeschätzt.

Modell	Obere Donau					Ammer
	Quartär [alluvial]	Tertiär-1 [OSM]	Tertiär-2 [OMM-UMM]	Malm [offen]	Malm [überdeckt]	Quartär [alluvial]
$\mu(K)$ [m/s]	$1.15 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1.15 \cdot 10^{-3}$
K_{min} [m/s]	$1.25 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$
K_{max} [m/s]	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$
$\mu(n_{sp})$	0.16	0.10	-	0.05	-	0.16
$n_{sp}(min)$	0.06	0.01	-	0.01	-	0.07
$n_{sp}(max)$	0.25	0.20	-	0.08	-	0.25
$\mu(S)$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$
S_{min}	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$
S_{max}	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$

Tabelle 4.2: Die aus Literaturdaten ermittelten Parameter für die Grundwassermodelle.

4.4.2 Die Exkursion ins Ammertal am 15.08.2005

Um einen Eindruck über die Geologie bzw. Hydrogeologie im Ammergebiet aber auch über das Fließverhalten der Ammer vor Ort zu gewinnen, wurde am 15.08.2005 eine Exkursion unter Leitung von Prof. Ludwig durchgeführt. Die folgenden Bilder sind Aufnahmen, die im Rahmen dieser Exkursion gemacht wurden.



Abbildung 4.11: Die Ammerquellen im Graswang-Ettaler Becken.



Abbildung 4.12: Die Halbammer kurz vor dem Zusammenschluss mit der Ammer am Pegel Unternogg.



Abbildung 4.13: Der Ammerdurchbruch (Scheibum) durch Konglomerate der USM nördlich des Pegels Unternogg.



Abbildung 4.14: Schichten der Faltenmolasse (USM) in der Ammerschlucht bei den Schleierfällen.



Abbildung 4.15: Die Ammer am Pegel Fischen, Abfluss $16.6 \text{ m}^3/\text{s}$ [Jahreszeitreihe 1941/1989].

5 Implementierung der alluvialen Aquifere in rasterbasierte Grundwassermodelle

Im vorangegangenen Kapitel wurde die Problematik der quartären Aquifere bereits aufgegriffen. Ihre horizontale und vertikale Abbildung auf einem 1 km²-Raster für ein FD-Grundwassermodell ist problematisch und bedarf einer Lösung. Eine Implementierung erfordert dabei nach Kapitel 4.2 zwei Schritte: die Abbildung der horizontalen und der vertikalen Verbreitung. Zuerst werden in den Kapiteln 5.1 und 5.2 die notwendigen Schritte einer solchen Implementierung erklärt, bevor in Kapitel 5.3 mit dem Programm GALA ein integrativer Ansatz zur Lösung des Problems vorgestellt wird.

Ziel dieses Ansatzes wird sein, eine zum DGM und dem aus diesem abgeleiteten Flussnetz konsistente Aquifergeometrie zu erhalten. Die diesem Ansatz zugrunde liegenden Annahmen sind:

- I. Der meteorische Wasserumsatz spielt sich im Wesentlichen in den alluvialen Aquiferen ab.
- II. Es existiert für alle Flusszellen ein alluvialer Aquifer.

Schon KING (1899) erörterte die Tatsache, dass der Grundwasserspiegel ungespannter Aquifere in der humiden Klimazone ein gedämpftes Abbild der Geländeoberfläche darstellt. Selbst ohne Messung des Grundwasserspiegels kann man daher in der Regel Aussagen über das Strömungsfeld des Grundwassers machen. Diese Tatsache macht es plausibel, das DGM, das zusätzlich einzugsgebietsweit zur Verfügung steht, bei der numerischen Konzeption hydrogeologischer Modelle alluvialer Aquifere nicht nur miteinzubeziehen, sondern als Ausgangspunkt einer solchen Modellierung zu betrachten.

In manchen Regionen sind die alluvialen Aquifere der einzige nennenswerte Aquifer in einem Einzugsgebiet (z.B. im Ammergebiet). Aber auch dort wird für alle Bereiche eine Perkolations des Bodenwasserhaushaltsmodells an das Grundwasser übergeben. Kapitel 5.4 beschreibt den entwickelten Ansatz, mit dem diese Übergabe zwischen Bodenwasserhaushalts- und Grundwassermodell durchgeführt wurde.

5.1 Implementierung der horizontalen Verbreitung

Die Abbildung der horizontalen Verbreitung ist aus Sicht der Daten die einfachere Aufgabe. Es ist ein reines Aggregationsproblem (Kapitel 2.3.2), da eine ausreichende Datengrundlage vorhanden ist. Geologische Karten mit hoher Detailtreue sind in Mitteleuropa heute in der Regel digital erhältlich. Sie liegen allerdings digital meist nur in vektoriiellen Formaten vor, so dass eine Konvertierung der Daten auf das Raster erfolgen muss.

5.1.1 Vektor-Raster-Konvertierung

Die Konvertierung der vektoriiellen Daten stellt technisch kein großes Problem dar, verfügen doch heute moderne GIS über entsprechende Werkzeuge. Allerdings sind die verfügbaren Vektor-Raster-Funktionen sehr einfach gehalten und erfordern deshalb eine Erweiterung, um den Anforderungen der Problemstellung dieser Arbeit gerecht zu werden. Moderne GIS verfügen zu diesem Zweck über Makrosprachen, die es dem Nutzer erlauben, die bestehenden Werkzeuge zu erweitern.

Bei der entsprechenden Erstellung eines solchen Werkzeugs zur Konvertierung auf ein Raster ist entscheidend, inwieweit die geologische Karte vereinfacht werden muss, bevor sie in einen Rasterdatensatz überführt werden soll. Abbildung 5.1 zeigt die unterschiedlichen Ergebnisse je nachdem wie man vorgeht. In der vorliegenden Arbeit wurde zuerst eine hydrogeologische Karte (Abbildung 4.1 auf Seite 53) mit zehn Basisklassen auf einem Maßstab von 1:500.000 entwickelt, die dann in einen Rasterdatensatz umgewandelt wurde. Wie Abbildung 5.1 dargestellt, kann man bei anderen Herangehensweisen zu deutlich unterschiedlichen Ergebnissen gelangen. Hier spielt die Fragestellung eine wichtige Rolle, um zu entscheiden, bei welcher Vereinfachung man eine Konvertierung durchführen will. Dabei ist zu berücksichtigen, dass mit jedem Vereinfachungsschritt in der Regel auch geologische Einheiten verschwinden oder bei Vereinigung zweier geologischer Einheiten eine neue entsteht, so dass die Ergebnisse solcher Ansätze schlecht vergleichbar sind.

Da die alluvialen Aquifere für die hydrologische Modellierung eine herausragende Rolle spielen, ist ihre horizontale Abbildung besonders wichtig. Nimmt man die erstellte Karte der Basisklassen und vergleicht sie mit dem Quadratkilometerraster (Abbildung 5.2) kann man erkennen, dass einige der alluvialen Aquifere (z.B. die der Mindel oder Paar) bei einer Konvertierung dieser Karte nicht zufriedenstellend abgebildet werden können (5.1.3). Es ist daher erforderlich, durch geeignete Zusatzinformation, die Abbildung der horizontalen Verbreitung im Sinne der hydrologischen Modellierung zu verbessern.

5.1.2 Einsatz zusätzlicher Information

Eine Vektor-Raster-Konvertierung der geologischen Karte wird keinen zusammenhängenden hochdurchlässigen Aquifer, der das gesamte Einzugsgebiet verbindet, erstellen. Das liegt hauptsächlich an der Auflösung, aber auch an der Tatsache, dass ein Aquifer nicht unbedingt in jeder Flusszelle existieren muss. Das Wasser kann theoretisch komplett in den Vorfluter exfiltrieren und zu einem späteren Zeitpunkt wieder in einen dann vorhandenen Aquifer infiltrieren. So zeigt Abbildung 4.13 auf Seite 71 den Ammerdurchbruch in dem der gesamte Abfluss des Einzugsgebietes diese Engstelle passieren muss. Ein alluvialer Aquifer existiert dort nicht.

Um die horizontale Verbreitung konsistent an ein hydrologisch definiertes DGM anzupassen, können zusätzlich zwei Informationen eingesetzt werden:

- ① das abgeleitete Flussnetz (siehe Kapitel 3.3)
- ② die Konvergenz der Topographie eines hochaufgelösten DGM

Punkt ① ist von größter Bedeutung für den hier vorgestellten Ansatz, um ein modellierbares Gesamtsystem Gelände - Fluss - Grundwasser und deren Geometrien

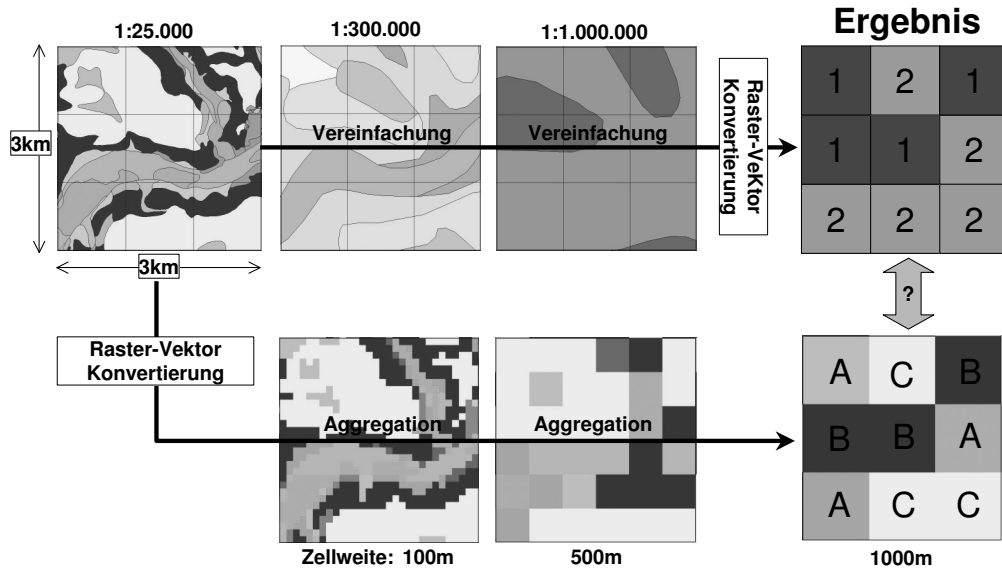


Abbildung 5.1: Die Konvertierung von vektoriiellen Daten zu Rasterdatensätzen durch Vereinfachung und Aggregation (zur Verfügung gestellt von Dr. Roland Barthel).



Abbildung 5.2: Ausschnitt aus der hydrogeologischen Karte (Abbildung 4.1) auf dem GLOWA-Quadratkilometerraster. Legende siehe Abbildung 4.1.

zu erhalten. Gegebenenfalls muss der Aquifer auf alle Flusszellen erweitert werden (Annahme II auf Seite 73). Entscheidend ist demnach bei der Entwicklung der horizontalen Verbreitung, das aus dem DGM abgeleitete Flussnetz in den Talaquifer einzubauen.

Die Konvergenz der Topographie kann wie folgt abgeleitet und eingesetzt werden (RODRIGUEZ-ITURBE UND RINALDO, 1997): Die topographische Oberfläche $z(x, y)$ ist eine stetige Funktion, deren Konvergenz mittels

$$\nabla^2 z(x, y) = \frac{\delta^2}{\delta x^2} z(x, y) + \frac{\delta^2}{\delta y^2} z(x, y) \quad (5.1)$$

berechnet werden kann. Ist die zweite Ableitung größer Null, spricht man von konvergenten Bereichen einer Oberfläche, wie man sie in Tälern erwarten würde. Ein divergentes Verhalten, d.h. $\nabla^2 z(x, y) \leq 0$, deutet auf reliefreiche Bereiche hin. Ebene Bereiche zeichnen sich durch wenig Konvergenz und Divergenz aus und werden dadurch ermittelt, dass man einen Grenzwert ϵ festsetzt, so dass planare Bereiche durch $|\nabla^2 z(x, y)| < \epsilon$ definiert werden können.

Approximiert werden kann (5.1) mittels eines durch den Tayloransatz angenäherten Differenzenquotienten (3.13) und man erhält

$$\begin{aligned} \nabla^2 \tilde{z}(x, y) = & \frac{z(x+1, y) - 2 \cdot z(x, y) + z(x-1, y)}{\Delta x^2} \\ & + \frac{z(x, y+1) - 2 \cdot z(x, y) + z(x, y-1)}{\Delta y^2} \end{aligned} \quad (5.2)$$

Bei quadratischen Rastern, $\Delta x = \Delta y$, erhält man den 5-Punkte-Stern

$$\nabla^2 \tilde{z}(x, y) = \frac{z(x+1, y) + z(x-1, y) + z(x, y+1) + z(x, y-1) - 4 \cdot z(x, y)}{\Delta x^2} \quad (5.3)$$

Solch eine Gleichung ist einfach umzusetzen und erfordert in der Rasteralgebra sehr wenig Rechenzeit. Nach Kapitel 3.1.3 handelt es sich dabei um eine Filteroperation, den sogenannten LAPLACE-Filter

$$L = \begin{bmatrix} 0 & +1 & 0 \\ +1 & -4 & +1 \\ 0 & +1 & 0 \end{bmatrix} \quad (5.4)$$

Der Übergang von deutlich positiven Konvergenzwerten zu sehr kleinen Absolutwerten der Konvergenz zeigt in Gebirgsregionen sehr deutlich Talaquifere an. Je höher die Auflösung des DGM ist, desto feiner lassen sich entsprechend diese Übergänge darstellen. In Flachgebieten ist dieser Übergang nicht überall zu verfolgen, da hier nicht überall gut ausgebildete Talaquifere vorhanden sind, sondern auch weitläufigere Schotterflächen dominieren können. Diese sind allerdings aus den geologischen Karten ersichtlich. So hilft diese Methode, fehlende Abgrenzungen in Gebirgsregionen zu visualisieren. Der LAPLACE-Operator macht den Übergang zusätzlich deutlich. Im Ammergebiet wurde diese Methode eingesetzt, um die Abgrenzungen der alluvialen Aquifere zu bestimmen.

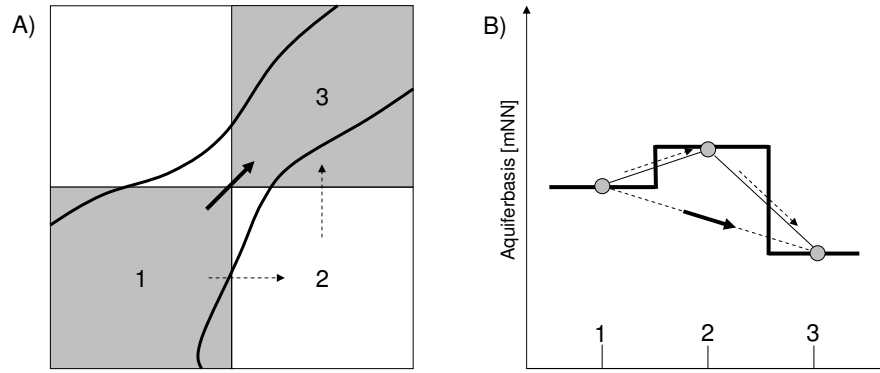


Abbildung 5.3: Die Abbildung eines Aquifers auf einem gröberen Raster in einem FD-Modell.

5.1.3 Berücksichtigung der Nachbarschaft in einem FD-Modell

Bei der Vektor-Raster-Konvertierung wird es auch unter Zuhilfenahme des Flussnetzes dazu kommen, dass der Aquifer nur bei einer 8NT (Nachbarschaft mit acht Zellen, siehe Abbildung 3.2 auf Seite 38) verknüpft ist. Auch mit einer Gewichtung der Quartärzellen bei der Konvertierung kann man das nicht ausschließen. Wie aus dem Ansatz einer integralen FD-Modellierung ersichtlich (Kapitel 3.4), kann der Austausch im Modell nur über seine vier Nachbarn (sechs, wenn es eine hangende und liegende Modellschicht gibt) erfolgen. Horizontal wird demnach ein FD-Modell durch eine 4NT beschrieben. Diese einfache Tatsache führt bei der Abbildung von Aquifergeometrien zu einigen zusätzlichen Komplikationen.

Abbildung 5.3A zeigt die Verbreitung eines alluvialen Talaquifers (schwarze Linie) und dessen entsprechende Repräsentation auf einem groben Raster (graue Zellen). Zellen 1 und 3 sind auch Zellen des Flussnetzes und die Fließrichtung des Flusses und des Grundwasserstroms verläuft $1 \rightarrow 3$. Ein FD-Ansatz kann aber nur Wasser über seine Kantennachbarn austauschen, z.B. $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3$, d.h. Zelle 2 muss zur horizontalen Verbreitung hinzugefügt werden. Das wiederum verursacht Probleme bei der Abbildung der vertikalen Geometrie des Aquifers, da die Aquiferbasis dafür angepasst werden muss (Abbildung 5.3B). Dies wird ausführlich im folgenden Kapitel behandelt.

5.2 Implementierung der vertikalen Geometrie

Bei der Implementierung der vertikalen Geometrie hat man deutlich mehr Schwierigkeiten zu bewältigen als im horizontalen Fall. Hier steht man vor dem Problem, das schon in Kapitel 2.3.1 und Abbildung 2.7 auf Seite 24 detailliert beschrieben wurde: Auf der einen Seite fehlen Daten, so dass man zur Interpolation gezwungen ist, auf der anderen Seite müssen für eine $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$ -Zelle

- eine repräsentative Geländehöhe (Kapitel 3.2),
- die Geometrie des Flusses (Sohle)
- die Höhe der Aquiferbasis

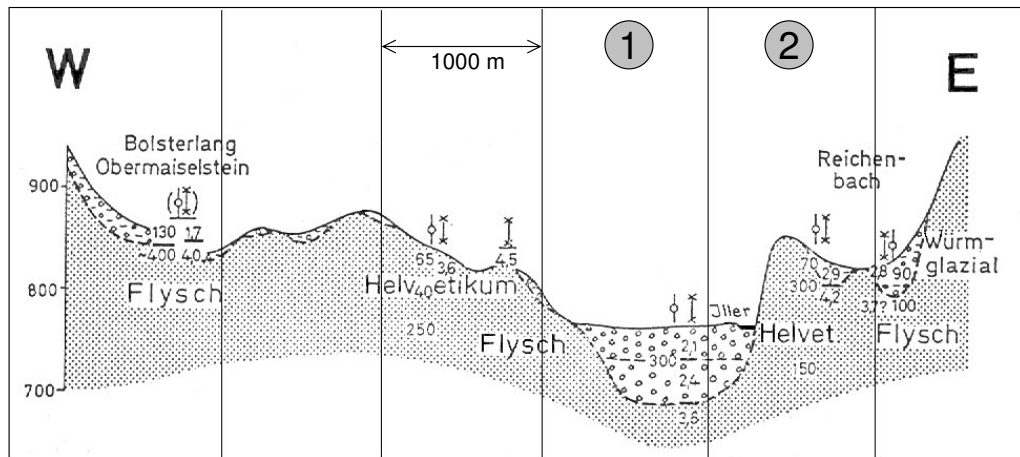


Abbildung 5.4: Das in GLOWA-Danube verwendete Raster auf einem Querschnitt durch das Tal der Iller (aus BADER UND JERZ (1978)).

definiert werden. Abbildung 5.4 zeigt, dass dieses Vorhaben in den alluvialen Aquifere n z.T. sehr schwierig werden kann. Die in Abbildung 5.4 dargestellten Zellen 1 und 2 sind ein reales Beispiel für die Zellen 1 und 2 aus Abbildung 5.3A. Die Anpassung der horizontalen Geometrie erfordert, dass Zelle 2 zum alluvialen Aquifer gehören muss, ansonsten gäbe es keinen zusammenhängenden Aquifer. Abbildung 5.4 zeigt aber, welche Schwierigkeiten man bekommt, für solche Randzellen die drei benötigten Höhen zu bestimmen, vor allem vor dem Hintergrund der geringen Datenverfügbarkeit. In den folgenden Kapiteln 5.2.1 und 5.2.2 werden die beiden benötigten Datensätze Flussgeometrie und Aquiferbasis detaillierter beschrieben (die topographische Oberfläche wurde schon in Kapitel 3.2 behandelt), bevor in Kapitel 5.3 der Ansatz vorgestellt wird, mit dem man die benötigten Datensätze integrativ für das Grobraster bestimmen kann.

5.2.1 Das Flussnetz

Die Kopplung eines Grundwassermodells mit einem hydraulischen Flussmodell (siehe z.B. JOBSON UND HARBAUGH (1999)) erfolgt über den Austausch Q der Wasserflüsse zwischen Grund- und Oberflächengewässer. Er berechnet sich nach dem DARCY-Gesetz zu

$$Q = \frac{K_d}{d} \cdot L_{RIV} \cdot W_{RIV} \cdot (h_{GW} - (y + BOT_{RIV})) \quad (5.5)$$

Das Flussmodell liefert den Wasserstand y im Fluss, zur Berechnung von Q sind allerdings noch die Werte für die Durchlässigkeit K_d und die Mächtigkeit d der kolmatierten Schicht des Flussbettes, die Geometrie (Länge und Breite pro Zelle) des Flusses sowie die Höhe des Flussbettes BOT_{RIV} in Bezug auf Normalnull notwendig. Das Problem ist, dass diese Größen nicht bekannt sind oder für große Einzugsgebiete nur mit großem Aufwand zur Verfügung gestellt werden können. In dieser Arbeit wurde bei der Bestimmung der benötigten Parameter wie folgt vorgegangen: Die Parameter K_d und d wurden als Konstanten festgelegt ($K_d = 10^{-5}$ m/s, $d = 1$ m). Kapitel 7.3 zeigt eine geringe Sensitivität der Grundwassermodelle gegenüber diesen

Parametern, so dass diese Festlegung gerechtfertigt ist.

Das Gewässernetz wurde aus dem DGM abgeleitet (siehe Kapitel 3.3). Aus der berechneten Fließrichtung können gute Annäherungen für die Flussbreite und Flusslänge abgeleitet werden. Die Länge wird bestimmt durch:

$$L_{RIV} = \begin{cases} \Delta x & \text{bei paralleler Fließrichtung} \\ \sqrt{2}\Delta x & \text{bei diagonaler Fließrichtung} \end{cases} \quad (5.6)$$

mit der Zellweite des FD-Modells Δx .

Dem Ansatz zur Berechnung der Flussbreite liegt die STRAHLER-Ordnung ω des Flussnetzes zugrunde. Ausgehend von Flüssen der 1. Ordnung, d.h. Flüsse, die an einer Quelle entspringen und demnach keine Nebenflüsse haben, wird ein Flussnetz folgendermaßen geordnet (STRAHLER, 1957):

$$\omega = \begin{cases} \omega + 1 & \text{bei Flüssen gleicher Ordnung } \omega \\ \max(\omega_1, \omega_2) & \text{bei Flüssen unterschiedlicher Ordnung } \omega_1, \omega_2 \end{cases} \quad (5.7)$$

Nach der Bestimmung der Flussbreite der maximalen STRAHLER-Ordnung ω_n , z.B. durch Messung in topographischen Karten oder Messungen am entsprechenden Pegel, können die Flussbreiten für jede untergeordnete Ordnung bestimmt werden durch

$$W_i = \frac{W_n \sum_{j=1}^i LC_j}{\sum_{j=1}^n LC_j} \quad (5.8)$$

W_n gemessene Flussbreite der maximalen STRAHLER-Ordnung ω_n

W_i abgeleitete Flussbreite der STRAHLER-Ordnung ω_i

LC_i kummulative Länge der Flussabschnitte bis zur STRAHLER-Ordnung ω_i

Bleibt als ein weiterer zu bestimmender Parameter die Höhe des Flussbettes BOT_{RIV} , die zusammen mit dem Wasserstand im Fluss die Höhe des Wasserstandes in Bezug auf Normalnull angibt und damit mit den berechneten Grundwasserständen zur Berechnung des Wasseraustausches herangezogen werden kann. Die Flussbetthöhe muss ebenfalls aus dem DGM abgeleitet werden, um sie in den Gesamtkontext miteinbeziehen zu können. Bei der Ableitung müssen zwei unterschiedliche Aspekte berücksichtigt werden:

alpines Einzugsgebiet Durch das starke Relief in den Alpen spiegelt das DGM auf einem 1000m-Raster nicht die Geländehöhe der Flusstäler wieder. Deshalb muss ein Korrekturfaktor $a \cdot DGM$ von der Geländehöhe subtrahiert werden, d.h. je höher das Einzugsgebiet, desto größer diese Korrektur.

Vorland / Molasse Hier ist das Relief deutlich geringer ausgeprägt, die Korrektur $a \cdot DGM$ kommt weniger zum Tragen. Dennoch ist der Abfluss und somit auch die Gewässertiefe hier wesentlich größer als in den Gebirgsregionen. Der Abfluss kann durch die Einzugsgebietsgröße aber auch durch die Flussbreite nach (5.8) repräsentiert werden (siehe z.B. RODRIGUEZ-ITURBE UND RINALDO (1997)). Mit einem zweiten Korrekturfaktor $b \cdot W_{RIV}$ wird dieser Aspekt in der Berechnung berücksichtigt.

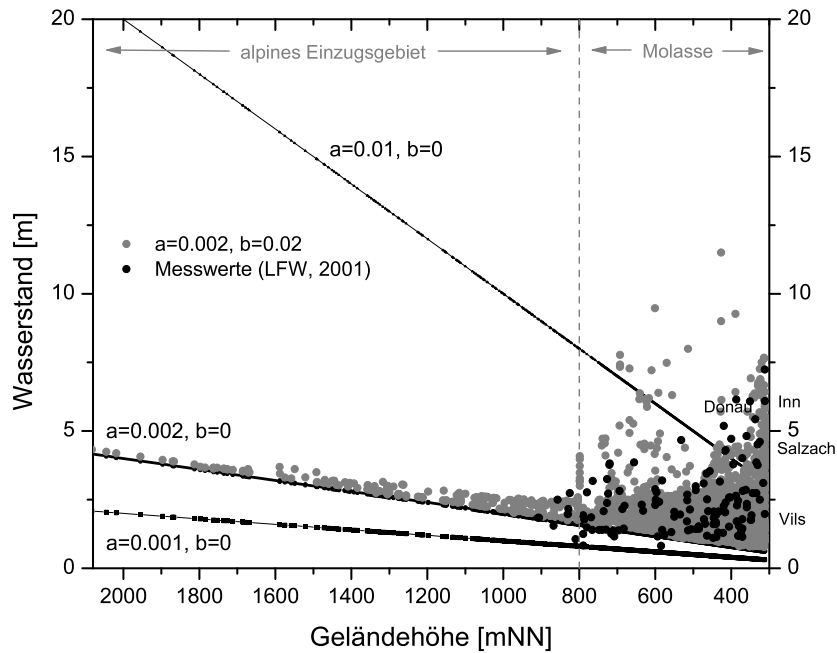


Abbildung 5.5: Verschiedene Ansätze zur Berechnung der Höhe des Flussbettes aus der Gelände- und der Flussbetteshöhe und die damit berechneten Wasserstände.

Letztendlich ergibt sich daraus folgender Ansatz

$$BOT_{RIV} = DGM - (a \cdot DGM + b \cdot W_{RIV}) \quad (5.9)$$

Abbildung 5.5 zeigt die Ergebnisse für verschiedene a und b -Koeffizienten in Gleichung (5.9). Die Messwerte sind aus LFW (2001) entnommen. Eine alleinige Abhängigkeit von der Gelände- und der Flussbetteshöhe mit dem Faktor a liefert keine befriedigenden Ergebnisse, mit dem zusätzlichen Faktor b ergibt sich eine Punktwolke, die sehr gut zu den gemessenen Werten passt. Als Beispiel für die Variationsbreite sind die Werte für Donau, Inn, Salzach und Vils für den Bereich des Zusammenflusses zwischen Donau und Inn (Pegel Passau) angegeben.

5.2.2 Die quartäre Aquiferbasis

Die Aquiferbasis ist deutlich schwerer zu beschreiben als die Geländeoberfläche. Das liegt daran, dass die Datenlage ungleich schlechter ist, da Aussagen über tiefere Schichten viel aufwendiger und teurer sind.

Die Bedingung des FD-Ansatzes, dass der Aquifer über Kantennachbarn verbunden sein muss, um Wasser austauschen zu können, schafft neue Probleme für die Abbildung der vertikalen Geometrie. Das wird verdeutlicht durch Abbildung 5.3B: Der Wert für die Aquiferbasis in der Zelle 2 liegt am Rande des Aquifers und somit häufig deutlich höher als die Werte für Zelle 1 und 3. Folge sind zahlreiche Engstellen im Aquifersystem (sogenannte Bottlenecks), an denen sich das Wasser im Modell aufstauen kann. Bei der Modellierung mit einer solchen Aquiferbasis werden oberstromig dieser Bottlenecks die Bereiche der alluvialen Aquifere „überflutet“, d.h. der modellierte Grundwasserstand ist höher als die Geländeoberkante (Abbildung 4.8).

Engpässe sind aber nicht nur Folge der Anpassung der Aquifergeometrie an das FD-Grid. Auch die Ergebnisse der eingesetzten Interpolationsmethode erzeugen Schwellen im Aquiferboden (Abbildung 4.7). Diese Schwellen sind also zum größten Teil künstlich erzeugt. Sie zu beseitigen muss ebenfalls Aufgabe einer Modellierung des Aquifersystems sein.

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln die Probleme der unterschiedlichen erforderlichen Datensätze (also Geländehöhe, Flussgeometrie und Aquiferbasis) und Ansätze zu deren Bestimmung dargestellt worden sind, soll nun im nächsten Kapitel ein Ansatz vorgestellt werden, wie diese Datensätze mit einem einzigen Ansatz ermittelt werden können, um zu gewährleisten, dass sie untereinander konsistent sind.

5.3 GALA: Ein integrativer Ansatz zur Implementierung alluvialer Aquifere in FD-Grundwassermodelle

Die im vorherigen Kapitel beschriebenen Schwierigkeiten bei der Umsetzung der quartären alluvialen Talaquifere lassen sich nur mit Hilfe von Vereinfachungen lösen. Ausgehend von den flächenhaft verfügbaren Kerndaten, dem DGM aus der Fernerkundung und der geologischen Karte können bei Gültigkeit der Annahmen I und II auf Seite 73 mit dem in diesem Kapitel entwickelten Algorithmus GALA (Generating Alluvial Aquifers) Datensätze erzeugt werden, die eine Grundwassermodellierung erlauben, die konsistent mit dem DGM ist. Das DGM ist die unveränderliche Basisgröße für diesen Modellansatz.

Als weitere Eingabedaten braucht man Informationen über den Verlauf der alluvialen Aquiferbasis. Diese sind in der Regel nicht in ausreichender Menge vorhanden und müssen deshalb interpoliert werden. Für diese Arbeit wurde die Aquiferbasis mit der Methode des nächsten Nachbarn, der Methode der inversen Abstandskvadrat, Splines und Ordinary Kriging interpoliert (Kapitel 2.3.1). Dabei wurde das Ergebnis des Ordinary Krigings für die weitere Vorgehensweise ausgewählt, da es in den Untersuchungen plausible Ergebnisse lieferte und zusätzlich die räumliche Verteilung der Varianz offenlegt. Für den entwickelten Algorithmus GALA spielt die verwendete Interpolationsmethode nur eine untergeordnete Rolle. Daher wird in diesem Ansatz die interpolierte (und damit fehlerhafte) Geometrie (horizontal und vertikal) des Grundwasserleiters der Genauigkeit des DGM untergeordnet und darf deshalb geändert werden.

Die in Kapitel 5.2 dargelegte Zustandsbeschreibung eines quartären Talaquifers verlangt, dass die für die Grundwassermodellierung wichtigen Eingabegrößen pro Zelle sowohl vertikal als auch horizontal zusammenpassen. Folgende Forderungen müssen dabei gelten:

1. Die Geländehöhe *TOP* ist nicht veränderbar, ist die Messung dieser Größe doch vergleichsweise einfach und somit weniger fehlerhaft als die Höhen tiefer liegender Schichten. Außerdem wird aus ihr das Flussnetz abgeleitet.
2. Alle Flusszellen liegen in der aktiven Zone der alluvialen Aquifere.
3. Die Aquiferbasis *BOT* muss unterhalb der Geländehöhe liegen.

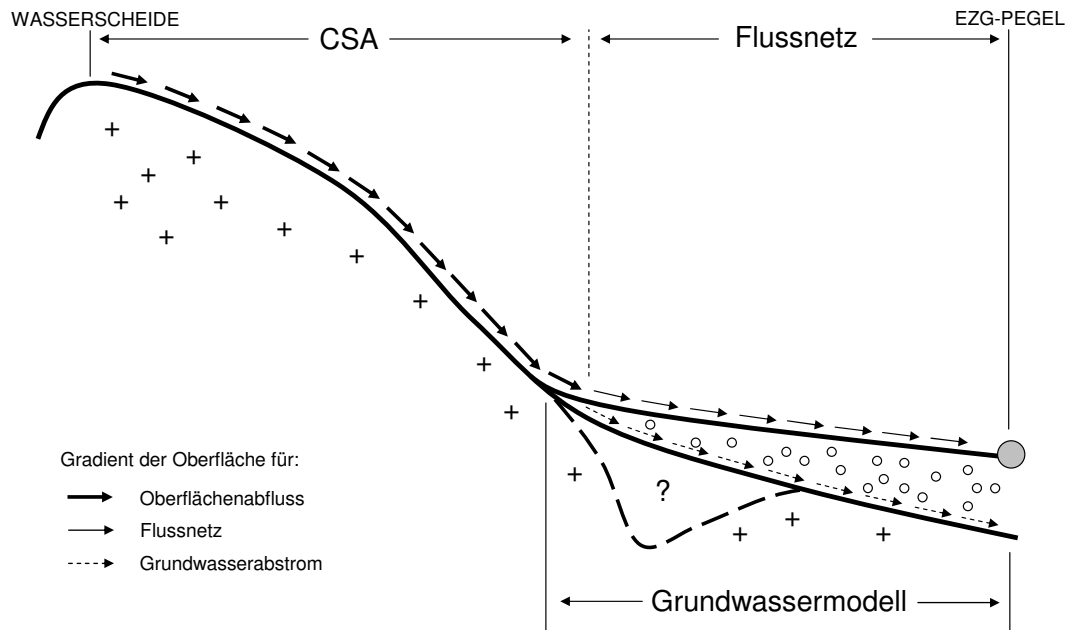


Abbildung 5.6: Das zugrundeliegende Prinzip des entwickelten Algorithmus zur Implementierung eines alluvialen Aquifersystems in ein hydrologisches Modell.

4. Die Flussbetthöhe RIV_{BOT} muss höher als die Aquiferbasis liegen, aber unterhalb der Geländehöhe.
5. Alle aktiven Zellen des alluvialen Aquifers müssen über einen Kantennachbarn miteinander verbunden sein (4NT), um einen Wasseraustausch zwischen den Zellen zu ermöglichen.
6. Dieser Wasseraustausch muss auch über die Aquiferbasis möglich sein, d.h. es darf keine großen Erhebungen in Fließrichtung des Grundwassers geben, wenn der Aquifer sehr schmal ist (d.h. ein bis zwei Zellen der Diskretisierung).

Sind die Einzelanforderungen scheinbar trivial, erfordert die Summe der Anforderungen sowie die Größe eines meso- oder makroskaligen Einzugsgebietes einen komplexen integrativen Ansatz, um sinnvolle Eingangsgrößen für das Grundwassermodell zu erstellen.

Abbildung 5.6 stellt die grundsätzliche Idee des integrativen Ansatzes vor:

Ausgehend von einer automatischen digitalen Analyse der Geländehöhe werden ein senkenfreies DGM und ein Flussnetz berechnet, mit dem der Oberflächenabfluss geroutet werden kann (siehe Kapitel 3.3). Dieser Modellansatz soll nun unter den Annahmen I und II (Seite 73) auf den Grundwasserbereich erweitert werden, d.h. es existiert nicht nur ein DGM auf dem das Oberflächengewässer eindeutig geroutet werden kann, sondern auch eine Basisfläche eines alluvialen Aquifers auf dem das Grundwasser akkumuliert wird. Dabei werden Fluss- und Aquifergeometrie derart in Verbindung gesetzt, dass ein Austausch zwischen beiden Systemen im gesamten Flussnetz möglich ist.

Bei der Erweiterung der hydrologischen automatischen digitalen Geländeanalyse auf

den Grundwasserbereich sind allerdings zwei Besonderheiten zu beachten:

- Der in der bisherigen Analyse des Oberflächenabflusses gebräuchliche Begriff der Fließrichtung wird nicht auf den Grundwasserbereich übertragen, da die Fließrichtung des Grundwassers von den Randbedingungen abhängt und nicht vom Gradienten der Aquiferbasis. Der Begriff Fließrichtung wäre in diesem Zusammenhang irreführend. Stattdessen wird der Begriff „steilster Gradient“ (der Aquiferbasis) verwendet.
- Werden Senken in einem Höhenmodell der Geländeoberkante als Messfehler angesehen, die beseitigt werden können, kann das für einen Aquifer nicht gelten, besonders wenn glaziale Erosion den Aquifer überprägt hat. Strukturen wie die in Abbildung 5.6 mit dem Fragezeichen markierte Senke, sind im Donaueinzugsgebiet keine Seltenheit. So ist das Quartär im Inntal in einigen Bereichen mehrere hundert Meter mächtig (PATZELT, 1986). Solche Strukturen beeinflussen das Speicherverhalten beträchtlich und müssen im hydrogeologischen Modell berücksichtigt werden. Für das Donaueinzugsgebiet gibt SEILER (1977) eine detaillierte Übersicht der glazial übertieften Täler.

Im Einzelnen setzt sich der notwendige Arbeitsablauf für die Generierung der alluvialen Aquifere aus folgenden Schritten zusammen:

1. Schritt: TOPAZ / GIS Mit dem Programm TOPAZ wird für den gewünschten Pegel aus dem ursprünglichen DGM ein hydrologisches Geländemodell abgeleitet mit einem Flussnetz, das an das DGM angepasst ist und dem zugehörigen Einzugsgebiet (DGM = Geländehöhe, NETWORK = Flussnetz, EZG = Einzugsgebiet).

In einem GIS wird eine Datenbank mit der benötigten geologischen Information aufgestellt. Benötigte Daten sind: Geologische Karten, die auf das Raster abgebildet werden, und Bohrungen (oder bereits ausgewertete Pläne) zur Beschreibung der Aquiferbasis. Aus diesen Daten werden Startbedingungen für den im Folgenden verwendeten Algorithmus erstellt (IBOUND = horizontale Verbreitung, BASIS = vertikale Verbreitung)

2. Schritt: Preprocessing Es wird überprüft, ob alle Zellen des Flussnetzes in der horizontalen Ausbreitung der alluvialen Aquifere liegen. Gegebenenfalls wird die horizontale Ausdehnung erweitert.

Die Bearbeitung der Bottlenecks (Kapitel 4.2) findet im Voraus statt, um die Bestimmung des steilsten Gradienten zu verbessern, vor allem die Auffüllung der Senken (siehe Schritt 3). Dabei werden Strukturen in einer 8NT gesucht, bei denen der Gradient der Oberfläche der Aquiferbasis nur zu einem Eckenachbarn positiv ist, dieser Nachbar aber durch inaktive Zellen blockiert ist (siehe Abbildung 5.8). Nach der Lokalisierung dieser Zellen wird der niedrigere Nachbar dieses Engpasses auf das Niveau der Aquiferbasis abgesenkt. Damit in Schritt 3 ein eindeutiger steilster Gradient berechnet werden kann, wird der Zelle ein Höheninkrement hinzugefügt (in Abbildung 5.8 von 298 auf 299 mNN). Zusätzlich wird im Preprocessing die Höhe der Flusssohle RIV_{BOT} nach (5.9) berechnet.

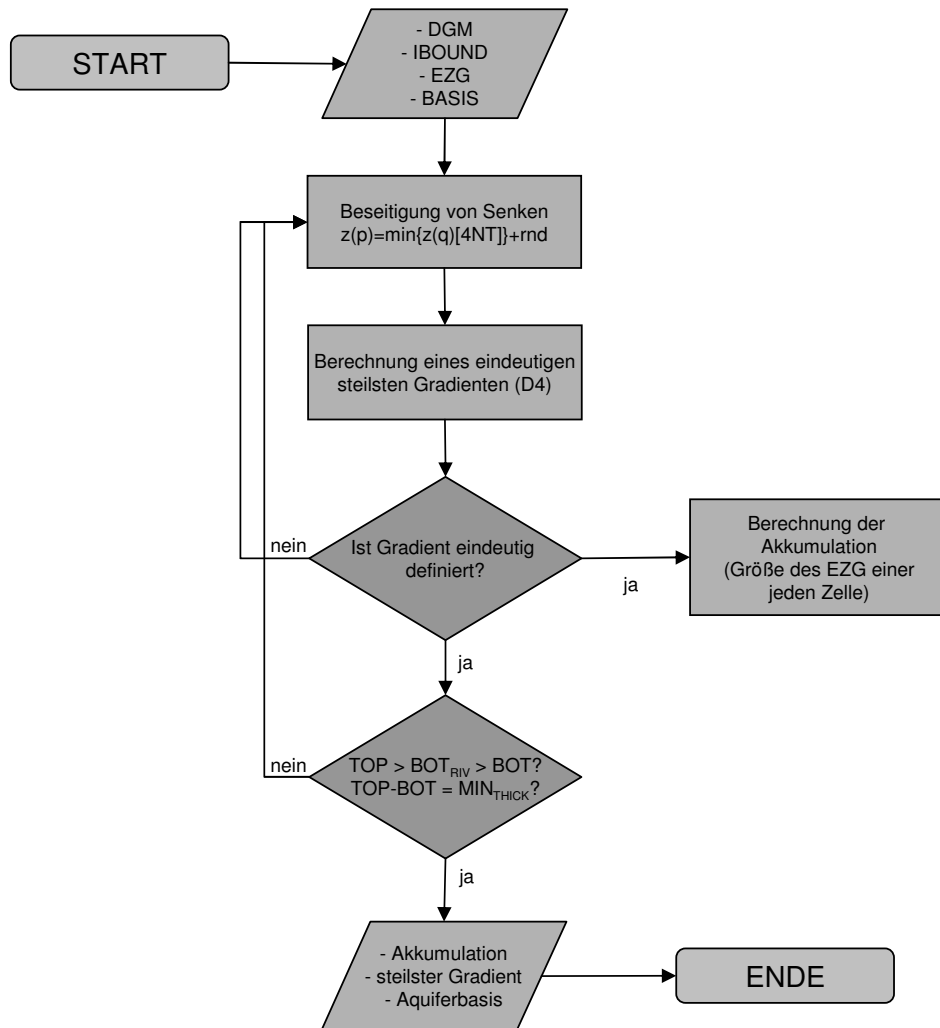


Abbildung 5.7: Fließdiagramm des eingesetzten Algorithmus GALA zur Implementierung der alluvialen Aquifere.

3. Schritt: GALA Nach dem Preprocessing beginnt das Programm GALA damit, das DGM, die Aquiferbasis und die horizontale Verbreitung einzulesen. Unter Berücksichtigung der Bedingungen

$$\begin{aligned}
 &TOP = \text{konstant} \\
 &TOP > BOT_{RIV} > BOT \\
 &TOP - BOT \geq \text{MINTHICK}
 \end{aligned}
 \tag{5.10}$$

werden auf der Fläche des Einzugsgebietes die Senken in der Aquiferbasis beseitigt (siehe (3.9) auf Seite 41) bis ein eindeutig definierter Gradient berechnet werden kann. Als weiterer Ausgabedatensatz wird die Akkumulation auf der Aquiferbasis berechnet. Dieser Datensatz dient als Kontrolle, ob das Grundwasser auch auf der Aquiferbasis akkumuliert werden kann.

Die Ausgabe der Aquiferbasis, des steilsten Gradienten und der Akkumulation erfolgt als ASCII-Raster im ESRI-Format (siehe Kapitel 3.1.2).

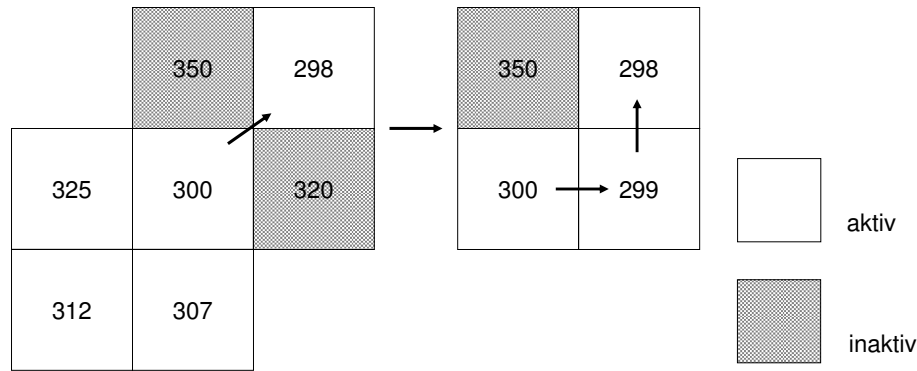


Abbildung 5.8: Beseitigung der Schwellenbereiche (Bottlenecks) im Preprocessing nach WOLF U. A. (2003).

4. Schritt: Postprocessing Bei entsprechender Datenlage können großräumige tief eingeschnittene Depressionen wieder in die Aquiferbasis eingefügt werden.

In Kapitel 7 wird gezeigt, dass sich mit diesem Algorithmus eine regionale Modellierung alluvialer Aquifere erfolgreich durchführen lässt. Für die Durchführung dieser Modellierung müssen vorher einige wichtige Überlegungen zur Parametrisierung (Kapitel 6) angestellt werden.

5.4 Verteilung der Perkolation in Regionen mit geringem Grundwasserumsatz

Die alluvialen Aquifere liegen oft in Regionen, die nicht mit einem Grundwassermodell nachzubilden sind. Hintergrund ist die Tatsache, dass es in diesen Regionen - mit Ausnahme der alluvialen Aquifere - keinen (regional) zusammenhängenden Aquifer gibt. In den Einzugsgebieten Obere Donau und Ammertal fallen darunter folgende Regionen (geologisch: Basisklassen (BK), siehe Abbildung 4.1):

- BK1: Das Paläozoikum des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes
- BK2 + (BK3): Alpen, metamorph und magmatisch, auch die nicht verkarsteten Bereiche der Kalkalpen
- BK7 + BK8: Die quartären Moränensedimente und große Teile des süddeutschen Molassebeckens

In Grundwassermodellen, die aus Gründen der Kontinuität das gesamte Einzugsgebiet abdecken müssen, muss die anfallende Perkolation aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell in diesen Zonen in das Grundwassermodell überführt werden. Das ist sowohl räumlich als auch zeitlich auf Grund der schwierigen Datenlage und des damit einhergehenden geringen Prozessverständnisses auf einer physikalisch orientierten Grundlage nicht möglich. Auch hier spielt wiederum die Aufteilung der Perkolation

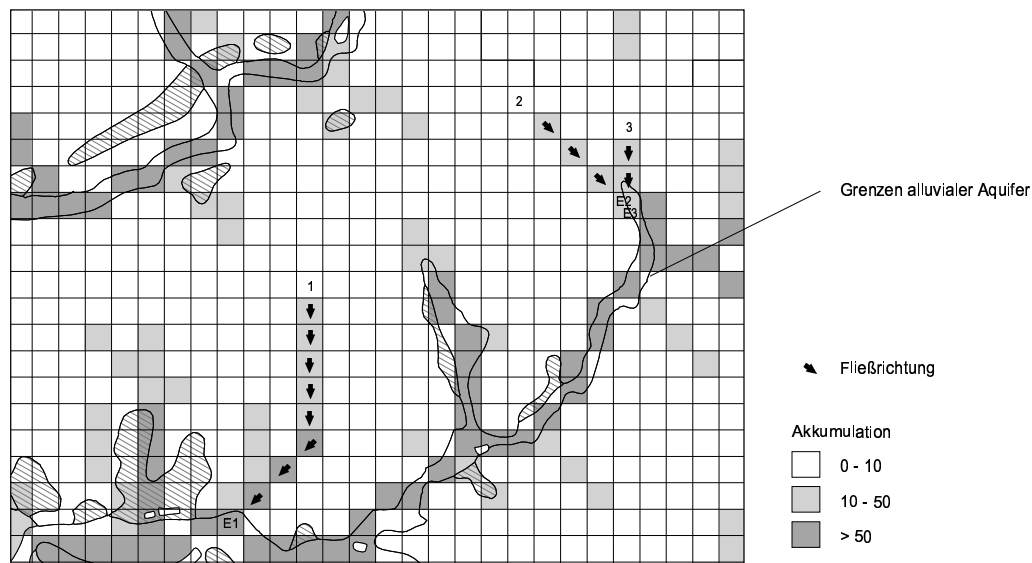


Abbildung 5.9: Die Verteilung der Perkolations auf die alluvialen Aquifere in Regionen mit geringem Grundwasserumsatz. Weitere Erläuterungen siehe Text.

in einen Interflow und die Grundwasserneubildung eine wichtige Rolle (Kapitel 2.2).

Zur Lösung dieses Problems wurde für die Modelle im Ammertal und im Donaueinzugsgebiet ein sehr effektiver Ansatz entwickelt, der im Folgenden vorgestellt wird: Ausgangsdatenlage ist die horizontale Verbreitung der quartären alluvialen Aquifere, die auch in diesen Regionen existieren, und die Fließrichtung aus dem hydrologischen DGM. Für jede Zelle in den Bereichen, in denen kein Grundwassermodell entwickelt wurde, wird anhand der Fließrichtung die nächste Zelle des quartären alluvialen Aquifersystems (BK10) ermittelt und in einem Array zwischengespeichert. Die Neubildung jeder Zelle in inaktiven Gebieten wird dann für jeden Zeitschritt an diese Zellen im Quartär weitergegeben.

Abbildung 5.9 zeigt ein Beispiel aus dem Oberpfälzer Wald: Dargestellt sind die Grenzen eines alluvialen Aquifers aus Abbildung 4.1 im Oberpfälzer Wald. Außerhalb dieser Grenzen befindet sich das - auf Einzugsgebietsebene betrachtet - nahezu grundwasserfreie Paläozoikum des Oberpfälzer Waldes, für das kein Grundwassermodell entwickelt wurde. Grau hinterlegt sind in dieser Abbildung die Zellen mit einer erhöhten Akkumulation, die hauptsächlich innerhalb der Grenzen der alluvialen Aquifere liegen. Für drei Zellen ohne Grundwassermodell (1, 2 und 3) ist beispielhaft der Pfad der Perkolations über die Fließrichtung zu den alluvialen Aquifere (Endzellen E1, E2 und E3) dargestellt.

Die Ergebnisse dieses Algorithmus führen zu einer verstärkten Akkumulation der Perkolations an den Kopfeinzugsgebieten der alluvialen Aquifere. Dies ist äußerst wünschenswert, da diese Regionen oft sehr schwer zu modellieren sind, da hier noch keine Flüsse modelliert werden und daher die stabilisierenden Randbedingungen fehlen.

Mit diesem Ansatz kann nun jedes Einzugsgebiet hydrologisch geschlossen modelliert werden. Eine zeitliche Verschiebung wurde dabei nicht berücksichtigt.

DGM Auflösung	100	200	500	1000
EZG [km ²]	729.2	734.7	721.2	751.0
Flusslänge [km] (CSA ₁)	151.3	153.6	132.5	121.0
Flusslänge [km] (CSA ₂)	178.9	181.5	142.9	136.7
IBOUND [km ²]	198.6	-	-	317.1
Neubildung [m ³ /s]	14.9	-	-	15.6

Tabelle 5.1: Unterschiedliche Eingangsgrößen für die Grundwassermodelle auf unterschiedlichen Skalen ($CSA_1 > CSA_2$).

5.5 Upscaling des Konzeptmodells „Ammertal“

Zum Testen der Aussagekraft eines mesoskaligen Grundwassermodells auf einem 1000 m-Raster wird das allgemeine hydrogeologische Konzept des Ammergebietes (Kapitel 4.3) auf zwei Skalen in ein numerisches Modell implementiert:

1. Als Referenzmodell auf einem 100 m-Raster: Mit detaillierter Auswertung hydrogeologischer Information werden horizontale und vertikale Verbreitung des alluvialen Aquifers auf das Modell übertragen, die Parametrisierung wird anhand von gemessenen Daten angepasst.
2. Wie für das GLOWA-Modell Obere Donau wird ein Modell auf einem 1000 m-Raster mit dem in diesem Kapitel vorgestellten Algorithmus GALA angefertigt.

Beiden Modellen liegt ein DGM50, d.h. ein Geländemodell mit einer Zellweite von 50 m, zugrunde. In diesem Kapitel sollen die Unterschiede in der Ausgangssituation der beiden Modelle dargelegt werden, die sich aus der Tatsache ergeben, dass das DGM auf unterschiedliche Zellweiten aggregiert wurde. Wie in Kapitel 3.3 beschrieben, wurden aus dem aggregierten DGM mit Hilfe von TOPAZ die entsprechenden Datensätze für ein 100 m-, 200 m-, 500 m- und 1000 m-Raster generiert.

Bei der Aggregation wurden verschiedene statistische Lagemaße eingesetzt und verglichen. Ziel war es, möglichst genau das reale Flussnetz im Einzugsgebiet mittels der TOPAZ-Ergebnisse nachzubilden. Eingesetzt wurden das arithmetische Mittel, der Median, der Modus und der Minimalwert der Höhenwerte des Ausgangsrasters. Die besten Ergebnisse lieferte der Medianwert, der daraufhin als Aggregationstechnik für die DGM eingesetzt wurde.

Tabelle 5.1 zeigt eine Zusammenstellung der Ergebnisse aus den TOPAZ-Modellläufen. Zusätzlich sind für die Modelle auf dem 100 m- und 1000 m-Raster die daraus resultierende horizontale Verbreitung des aktiven Aquifers in MODFLOW (IBOUND) und die Neubildung eingetragen.

Aus den Ergebnissen von TOPAZ lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- Mit zunehmender Rasterweite nimmt die Größe des resultierenden Einzugsgebietes *EZG* für einen bestimmten Pegel zu. Bei kleinen Skalensprüngen (200 m zu 500 m) ist dies nicht unbedingt der Fall, sehr deutlich aber beim Sprung vom 100 m- auf das 1000 m-Raster.
- Die resultierende Flusslänge des Einzugsgebietes nimmt bei konstantem CSA-Wert (Akkumulationswert von dem an ein Flusslauf definiert ist) ab. Auch diese Tatsache gilt erst für große Skalensprünge.

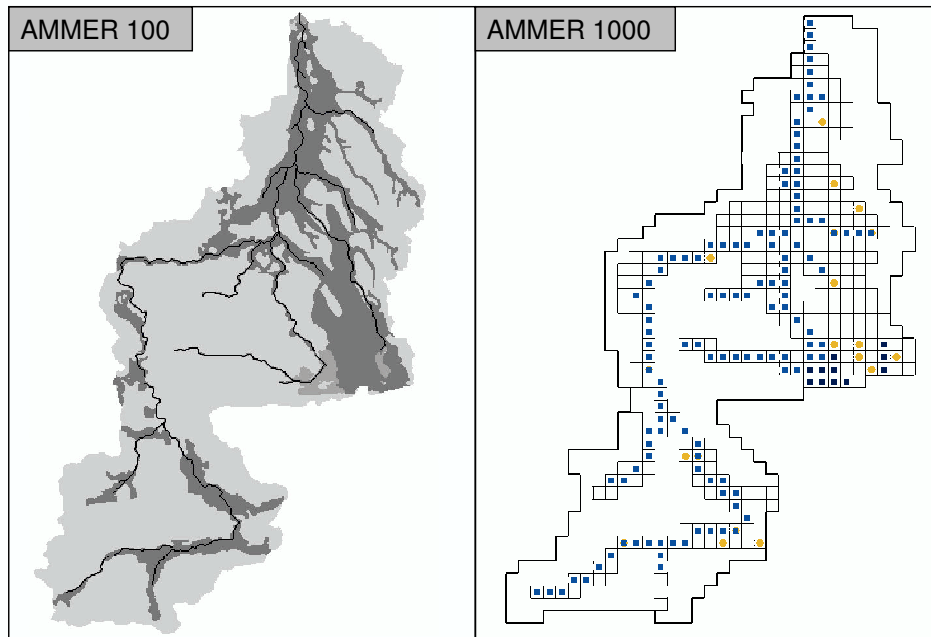


Abbildung 5.10: Vergleich der Ammermodelle auf dem 100 m-Raster und dem 1000 m-Raster. Die Quadrate repräsentieren das Flussnetz mit den Seen und die Kreise die Entnahmestellen auf dem 1000 m-Raster.

Für die Implementierung der TOPAZ-Datensätze (beim 1000 m-Raster inklusive der Anwendung von GALA) in ein Grundwassermodell hat das folgende Konsequenzen (Tabelle 5.1):

- Die horizontale Verbreitung der alluvialen Aquifere des 1000 m-Rastermodells ist 60% größer als bei dem feineren Modell. Das ist a) auf die größere Zellweite bei der Modellierung und b) die Anpassung der vertikalen Aquifergeometrie an das DGM über die horizontale Verbreitung durch den Algorithmus GALA zurückzuführen.
- Durch das vergrößerte Einzugsgebiet wird mehr Grundwasserneubildung an das Modell übergeben, diese ist aber im Falle des Ammereinzugsgebietes eher vernachlässigbar (+5%).
- Die Verkürzung der Flussnetzes bei der Aggregation hat zur Folge, dass der Zufluss des Modells zu den Flüssen über eine reduzierte Länge erfolgen muss.

Es ist davon auszugehen, dass entsprechende Aussagen nicht nur für das Ammereinzugsgebiet gültig sind, sondern für viele Einzugsgebiete, die auf diese Art modelliert werden. Ein Nachweis hierfür kann in dieser Arbeit nicht erfolgen. Abbildung 5.10 zeigt den Vergleich zwischen den in MODFLOW implementierten Modellen auf den beiden Rastern. Sie gibt eine gute Vorstellung davon, welcher Genauigkeitsverlust bei einem Upscaling von einem 100 m- auf ein 1000 m-Raster allein schon in der Konfiguration eines Modells steckt.

Die wesentliche Konsequenz aus dieser Untersuchung ist, dass die beiden vorgestellten Modelle durch die Aggregation und die zusätzliche Anwendung des Algorithmus

GALA von abweichenden Randbedingungen ausgehen und somit nicht einfach vergleichbar sind. Vor allem die deutlich vergrößerte horizontale Verbreitung der alluvialen Aquifere zeigt, dass die Parametrisierung der beiden Modelle nicht identisch sein kann. Das folgende Kapitel widmet sich dieser Thematik ausführlicher.

6 Parametrisierung der Grundwassermodelle

Nach der Erstellung der hydrogeologischen Konzeptmodelle und der Entwicklung eines Konzeptes zur Implementierung der Geometrie der im hydrogeologischen Konzeptmodell herausgearbeiteten Aquifere muss vor dem Beginn der numerischen Modellierung die Parametrisierung (Durchlässigkeit, Speicherkoeffizient) der Aquifere bewerkstelligt werden. Wie in Abbildung 1.3 dargestellt, werden dabei für die beiden Einzugsgebiete Obere Donau und Ammer zwei unterschiedliche Wege beschriftet:

- Für das Einzugsgebiet Ammer wird das Referenzmodell mit dem 100 m-Raster mittels inverser Modellierung parametrisiert. Dabei wurden die vorgegebenen Werte in Tabelle 4.2 eingehalten. Mit der erhaltenen Parametrisierung werden verschiedene in diesem Kapitel vorgestellte Upscaling-Methoden getestet, um das 1000 m-Modell zu parametrisieren.
- Für das Einzugsgebiet Obere Donau wurden alle Aquifere mittels inverser Modellierung parametrisiert.

Der Schwerpunkt der Parametrisierung wird in diesem Kapitel auf die alluvialen Aquifere auf dem 1000 m-Raster im Ammergebiet gelegt. Dabei sollen vor allem Upscaling-Methoden getestet werden. Da die inverse Modellierung als Methode in dieser Arbeit eingesetzt wird, soll sie in dieser Einführung behandelt werden. Für tiefere Details siehe z.B. SUN (1994).

Inverse Modellierung

Bei der inversen Modellierung werden Beobachtungen benutzt, um die Parameter der zugrunde liegenden Gleichung zu bestimmen. Der Ansatz für solche Probleme sieht folgendermaßen aus: Man erstellt eine Zielfunktion, die die Differenz zwischen beobachteten Daten und den berechneten Ergebnissen misst. Wie bei der Berechnung der Varianz nimmt man bevorzugt die quadratische Abweichung, um positive wie negative Abweichungen gleichwertig zu behandeln und um große Abweichungen stärker zu wichten. Die Zielfunktion

$$\Phi(p) = \sum_{i=1}^N [h_{cal}(p) - h_{obs}]^2 \quad (6.1)$$

p Parameter

N Anzahl der beobachteten Messwerte

$h_{cal}(p)$ modellierte Ergebnisse

h_{obs} gemessene Werte

gilt es zu minimieren, d.h. die Parameter p so zu wählen, dass $\Phi(p)$ ein (globales) Minimum erreicht. Damit wurde das inverse Problem in ein nichtlineares Optimierungsproblem umgewandelt, für dessen Lösung einige Algorithmen, in der Regel basierend auf dem GAUSS-NEWTON-Ansatz, zur Verfügung stehen (z.B. HILL U. A. (2000)). Das große Problem solcher Algorithmen ist, das globale Minimum zu finden und nicht in einem lokalen Minimum „hängenzubleiben“. Die Tatsache, dass es sich um ein nichtlineares Problem handelt, scheint auf den ersten Blick verwirrend, handelt es sich doch beim Grundwassermodell um ein lineares Gleichungssystem (3.16). Wie POETER UND HILL (1997) anmerken, besteht diese Linearität zwischen hydraulischem Potential und den räumlichen bzw. zeitlichen Variablen bei gegebenen Parametern. Eine Linearität zwischen den hydraulischen Parametern und dem hydraulischen Potential ist jedoch nicht gegeben, wie sich aus dem DARCY-Gesetz zeigen lässt. Aus

$$h_2 = h_1 - \frac{Q}{KA}x \quad (6.2)$$

ergibt sich für die partielle Ableitung

$$\frac{\delta h}{\delta K} = -\frac{Q}{K^2A}x \quad (6.3)$$

Somit ist $\frac{\delta h}{\delta K}$ abhängig von K und eine Linearität nicht gegeben.

Kapitel 7 wird die Ergebnisse der inversen Modellierung aufgreifen und beschreiben. In Kapitel 8 werden diese Ergebnisse diskutiert.

Upscaling = Aggregierung bekannter hydraulischer Parameter

Mit Hilfe geologischer und hydrogeologischer Karten lassen sich Auswertungen über Durchlässigkeiten auch auf feineren Rastern durchführen. Dies ist für große Einzugsgebiete sehr zeitaufwendig. Für das Gebiet der Ammer ist man durch das vorhandene Referenzmodell auf dem 100 m-Raster in der komfortablen Situation, die Durchlässigkeit auf kleinerer Skala „zu kennen“.

Im folgenden Kapitel werden erst einmal die theoretischen Grundlagen der Aggregierung von hydraulischen Durchlässigkeiten dargelegt (als Erweiterung zu Kapitel 2.3). Zu dieser Thematik existiert eine umfangreiche Literatur (z.B. RENARD UND DE MARSILY (1997)) und eine Vielzahl von Methoden, von denen hier diejenigen vorgestellt werden (Kapitel 6.1), die in diesem Kapitel zur Aggregierung der Ergebnisse des 100 m-Modells eingesetzt werden. In Kapitel 6.2 wird die wesentlich schwierigere Situation bei der Beurteilung von aggregierten Speicherkoeffizienten dargelegt. Dennoch sollen auch für diesen Parameter Methoden vorgestellt und getestet werden.

6.1 Bestimmung aggregierter hydraulischer Parameter

Die Begriffsdefinitionen für die Aggregierung von Parametern sind mannigfaltig und werden leider nicht einheitlich verwendet. Es ist daher absolut notwendig, zu Beginn dieses Kapitels die verwendeten Begriffe zu definieren. Oberbegriff ist der aggregierte Parameter, der jegliche Form des Upscalings des Supports eines Parameters beinhaltet (Tabelle 2.1 auf Seite 22). Zunächst gilt es darauf aufbauend systemtheore-

tisch zwischen äquivalenten und effektiven Parametern zu unterscheiden (BUCHHOLZ, 2001):

äquivalente Parameter entstehen durch konzeptionelle Abstraktion. Sie entsprechen den Methoden, die die Durchlässigkeit als intrinsische Eigenschaft des Aquifers sehen und einen skalaren Wert auf der höheren Skala suchen, um das Verhalten dort äquivalent zu beschreiben. Die äquivalente Durchlässigkeit wird im folgenden mit \overline{K} gekennzeichnet.

effektive Parameter entstehen durch Anwendung einer Prozessfunktion auf einer höheren Skala. Im Falle der Durchlässigkeit geht es um den Tensor, der den spezifischen Durchfluss mit dem Gradienten des Grundwassers in Beziehung setzt. Der Begriff des effektiven Parameters wird in der stochastischen Hydrologie allerdings abweichend definiert. Um Verwechslungen zu vermeiden, definieren WEN UND GOMEZ-HERNANDEZ (1996) die sogenannte Blockdurchlässigkeit

$$\frac{1}{V} \int_V q(x) dv = -\mathbf{K}_b \left(\frac{1}{V} \int_V \nabla h(x) dv \right) \quad (6.4)$$

In dieser Arbeit definiert (6.4) sowohl den Begriff effektiver Parameter als auch Blockdurchlässigkeit, die im folgenden mit \mathbf{K}_b abgekürzt werden.

6.1.1 Bestimmung äquivalenter Parameter

Äquivalente Durchlässigkeiten bewegen sich innerhalb klar definierter Grenzen. Es gibt zwei Extremsituationen für den Fluss durch ein Medium mit zwei unterschiedlichen Durchlässigkeiten: parallel und senkrecht zur Grenze der beiden Phasen. Parallel zur Schichtung (Abbildung 6.1, Fall I) gilt

$$Q_{ges} = Q_1 + Q_2 \quad \wedge \quad b = b_1 + b_2$$

Da der hydraulische Gradient für den Fall paralleler Strömung unabhängig von der Durchlässigkeit konstant ist, gilt für die Durchflüsse in den Teilzonen

$$Q_1 = K_1 \cdot \overline{m}_1 \cdot b_1 \cdot i \quad \wedge \quad Q_2 = K_2 \cdot \overline{m}_2 \cdot b_2 \cdot i$$

$\overline{m}_1, \overline{m}_2$ mittlere Grundwassermächtigkeiten

Aus

$$Q_{ges} = \overline{K} \cdot \overline{m} \cdot (b_1 + b_2) \cdot i \quad \text{und} \quad \overline{m} = \overline{m}_1 = \overline{m}_2$$

ergibt sich für die äquivalente Durchlässigkeit:

$$\overline{K} \cdot (b_1 + b_2) = K_1 \cdot b_1 + K_2 \cdot b_2$$

Damit entspricht sie für ein binäres Medium im Falle der Strömung parallel zur Schichtung dem gewichteten arithmetischen Mittel

$$\overline{K} = \frac{K_1 \cdot b_1 + K_2 \cdot b_2}{(b_1 + b_2)} = \mu_a \quad (6.5)$$

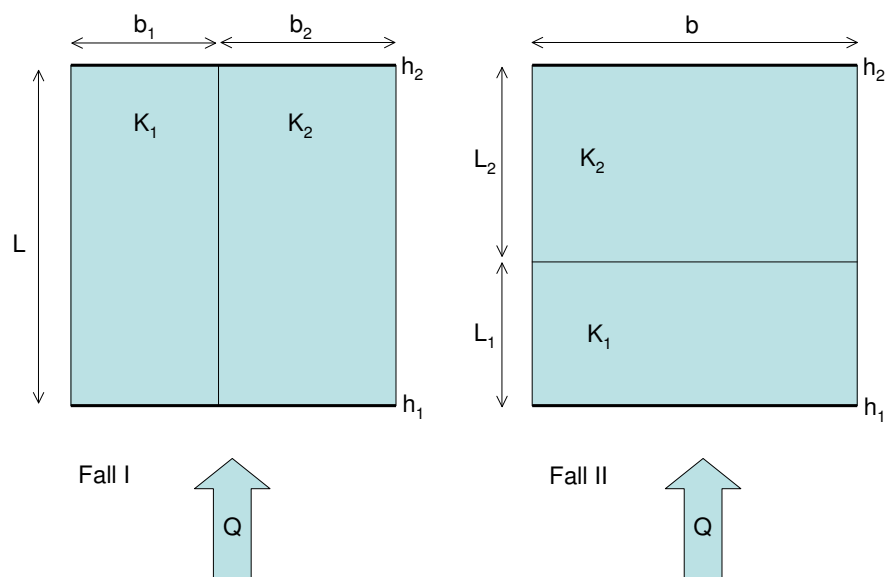


Abbildung 6.1: Schematische Darstellung zur Ableitung von Extremwerten resultierender Durchlässigkeiten.

Für den entgegengesetzten Fall, einer Strömung senkrecht zur Schichtung (Abbildung 6.1, Fall 2) gilt aus Gründen der Kontinuität

$$Q = Q_1 = Q_2 \quad \wedge \quad L = L_1 + L_2$$

Mit

$$Q = K_1 \cdot \bar{m}_1 \cdot b \cdot \frac{\Delta h_1}{L_1} = K_2 \cdot \bar{m}_2 \cdot b \cdot \frac{\Delta h_2}{L_2} = \bar{K} \cdot \bar{m} \cdot b \cdot \frac{\Delta h_{ges}}{L}$$

folgt mit $\Delta h_{ges} = \Delta h_1 + \Delta h_2$

$$\frac{L_1}{\bar{m}_1 \cdot K_1} + \frac{L_2}{\bar{m}_2 \cdot K_2} = \frac{L}{\bar{m} \cdot \bar{K}}$$

Die äquivalente Durchlässigkeit läßt sich somit als gewichtetes harmonisches Mittel der Einzeldurchlässigkeiten darstellen

$$\bar{K} = \frac{\left(\frac{L}{\bar{m}}\right)}{\frac{L_1}{\bar{m}_1 \cdot K_1} + \frac{L_2}{\bar{m}_2 \cdot K_2}} = \mu_h \quad (6.6)$$

Damit erhält man die Grenzen der fundamentalen Ungleichung für die äquivalente Durchlässigkeit

$$\mu_h \leq \bar{K} \leq \mu_a \quad (6.7)$$

Diese Ungleichung wurde zum ersten mal von WIENER (1912) aufgestellt. Des-

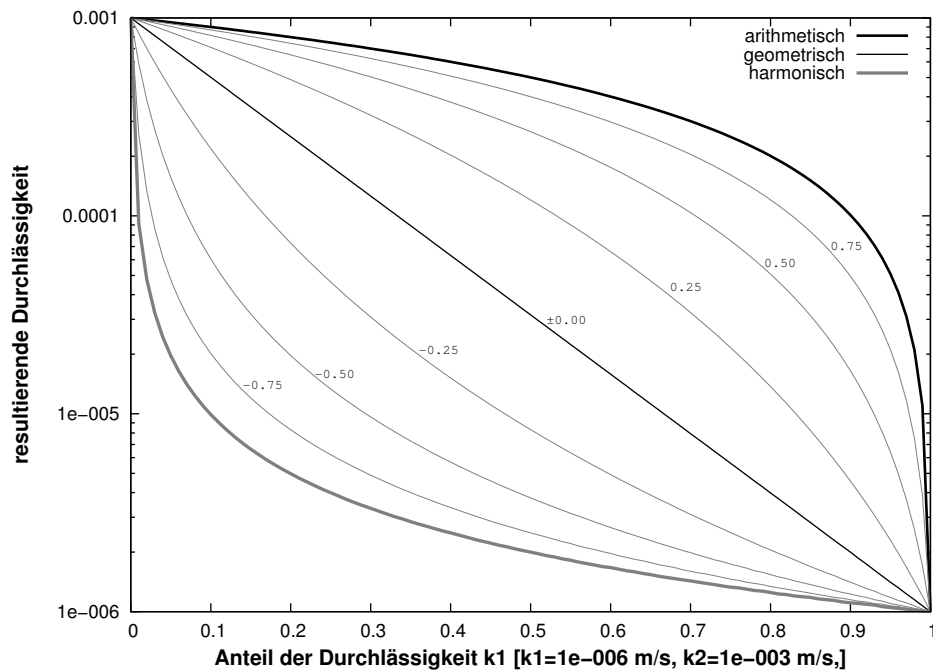


Abbildung 6.2: Verschiedene Arten der Mittelwertbildung in einem binären Aquifer mit dem Durchlässigkeitsverhältnis $k_2 : k_1 = 1000$. Weitere Erläuterungen siehe Text.

halb werden diese Bedingungen auch als WIENER Grenzen bezeichnet. Eine plausible äquivalente Durchlässigkeit sollte innerhalb dieser Grenzen liegen. Es gibt eine Vielzahl von Methoden, die einen Wert zwischen diesen Grenzwerten vorschlagen. Abbildung 6.2 bildet den Bereich zwischen diesen beiden Grenzen für ein binäres poröses Medium ($k_2 : k_1 = 1000$) auf halblogarithmischer Skala ab. Im folgenden werden Aggregationsmethoden für Durchlässigkeiten vorgestellt, die innerhalb dieser Grenzen liegen.

Mittelwerte

Die Mittelwerte, die die Randbedingungen für den Aggregationsprozess darstellen, werden auch in die Betrachtungen mit einbezogen. Das arithmetische Mittel μ_a als obere Grenze und das harmonische Mittel μ_h als untere Grenze gehören genauso dazu wie das geometrische Mittel μ_g , das von vielen Autoren für viele Fragestellungen als geeigneter Mittelwert angesehen wird (z.B. GOMEZ-HERNANDEZ UND WEN (1994)). Auf der halblogarithmischen Skala in Abbildung 6.2 teilt es den zulässigen Bereich in zwei gleichgroße Bereiche.

Vergleicht man die horizontale Verbreitung der alluvialen Aquifere (Abbildung 4.9 auf Seite 66) mit Abbildung 6.1, so ist ersichtlich, dass die auf dem 1000 m-Raster ermittelte Modellgeometrie deutlich mehr Fall I (arithmetisches Mittel) aus Abbildung 6.1 entspricht und Fall II (harmonisches Mittel) nicht auftreten kann, so dass die aggregierten Durchlässigkeiten deutlich oberhalb des geometrischen Mittels liegen müssen.

Power Averaging

Die Erkenntnis, dass die effektive Permeabilität zwischen harmonischem und arithmetischem Mittel liegen muss, hat JOURNAL U. A. (1986) dazu veranlasst, das sogenannte Power Averaging zu entwickeln:

$$\mu_p = \left(\frac{1}{V} \int_V K(x)^p dV \right)^{\frac{1}{p}} \quad (6.8)$$

Damit kann mit dem Parameter p für jede Fragestellung und für eine entsprechende Zielfunktion (z.B. (6.1)) die optimale Mittelwertbildung errechnet werden. Abbildung 6.2 zeigt einige Ergebnisse für verschiedene p für das binäre Beispiel ($k_2 : k_1 = 1000$). Für $p = -1$ entspricht Gleichung (6.8) dem harmonischen Mittel, bei $\lim_{p \rightarrow 0} \mu_p$ errechnet sich das geometrische Mittel und für $p = 1$ das arithmetische Mittel.

In einigen Untersuchungen wurde p für gewisse Aggregationsprobleme angepasst. ROJANSCHI (2002) ermittelte z.B. für das Aitrachtal, das Teil des Einzugsgebiets *Obere Donau* ist, einen Wert $p = 0.9$, also einem p -Wert nahe dem arithmetischen Mittel. WEN UND GOMEZ-HERNANDEZ (1996) haben weitere Untersuchungen ausgewertet und kommen zu folgenden Schlüssen:

- Der Parameter p ist neben der Heterogenität auch abhängig von der Geometrie und der Grundwasserströmung in der Zelle.
- Der Parameter p kann nicht aus analytischen Ableitungen ermittelt werden. Man benötigt numerische Modelle, aus denen p ermittelt werden kann.
- Dank der Einfachheit des Ansatzes und der physikalisch begründeten Beschränkung auf das Intervall $[-1,1]$ wird diese Methode häufig und erfolgreich zur Aggregation eingesetzt.

Vereinfachte Renormalisierung

Die Methode der Renormalisierung beruht auf LE LOC'H (1987) und wird detailliert erklärt bei RENARD UND DE MARSILY (1997). Abbildung 6.3 erklärt das Prinzip dieser Methode, die wiederum davon ausgeht, dass der aggregierte Wert zwischen den bereits definierten WIENER Grenzen liegt. Ausgehend von der Fließrichtung (die in der Regel nicht bekannt ist), werden die Durchlässigkeiten auf der kleinen Skala sukzessiv hochskaliert, dabei werden die einzelnen Zellen abwechselnd mit dem arithmetischen bzw. dem harmonischen Mittel aggregiert. Startet man dabei mit dem arithmetischen Mittel erhält man gemäß Kapitel 6.1 Maximalwerte ($c_{max}^{xx}, c_{max}^{yy}$), bei Beginn mit dem harmonischen Mittel Minimalwerte ($c_{min}^{xx}, c_{min}^{yy}$)¹. Mit den errechneten Maximal- bzw. Minimalwerten lässt sich für eine definierte Fließrichtung ii ein Mittelwert bestimmen

$$c_{eff}^{ii} = (c_{max}^{ii})^\alpha \cdot (c_{min}^{ii})^{1-\alpha} \quad (6.9)$$

Der Exponent α ist abhängig von der Zellgeometrie. Bei einem quadratischen Raster ist $\alpha = 0.5$ und entspricht somit dem geometrischen Mittel. Wie ROJANSCHI (2002) feststellte, ergeben sich deutliche Unterschiede, je nachdem welche Fließrichtung (in x- oder y-Richtung) man der Berechnung zugrunde legt.

¹Bei binären Medien gilt $c_{max}^{xx} = c_{max}^{yy}$ und $c_{min}^{xx} = c_{min}^{yy}$.

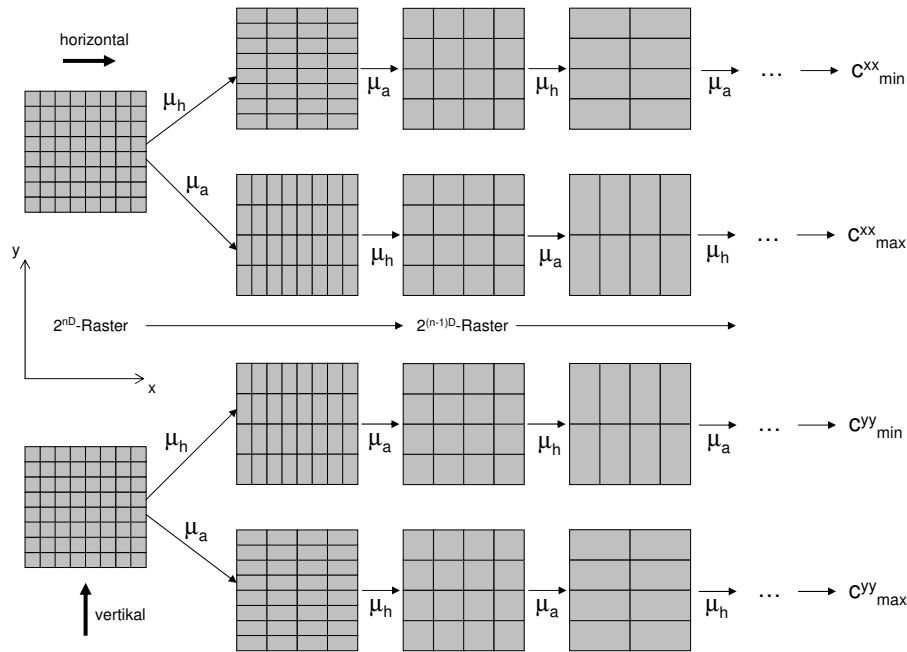


Abbildung 6.3: Die Methode der vereinfachten Renormalisierung nach RENARD U. A. (2000). Weitere Erläuterungen siehe Text.

MODFLOW-2000 (HARBAUGH U. A., 2000) ist in der Lage, anisotrope Durchlässigkeitsfelder zu verarbeiten, so dass man c_{eff}^{yy} und c_{eff}^{xx} verwenden kann, ohne die Fließrichtung vorher zu kennen. Zusätzlich zu der Implementierung in MODFLOW sollen in dieser Arbeit die bereits aus dem Programm GALA gewonnenen Ergebnisse eingesetzt werden. Nimmt man dort die ermittelten steilsten Gradienten in der Aquiferbasis als Fließrichtungen des Grundwassers an, was im Einzugsgebiet der Oberen Donau generell aufgrund der Morphologie möglich ist (Kapitel 5.3), kann man direkt c_{eff}^{xx} und c_{eff}^{yy} in Abhängigkeit dieser Richtung in das numerische Modell implementieren.

6.1.2 Effektive Parameter: Lösungen der Laplace-Gleichung

Die bisherigen Verfahren gehen davon aus, dass die Durchlässigkeit eine intrinsische Eigenschaft des Aquifers ist und nicht von den Randbedingungen abhängt. Im Falle der Renormalisierung wird zwar die Fließrichtung in x- und y-Richtung berücksichtigt, Änderungen der Randbedingungen werden jedoch nicht in Betracht gezogen. Da die Durchlässigkeit in Realität ein Tensor ist, ändert sie sich aber in Abhängigkeit von der Strömungsrichtung. Wenn man das Strömungsfeld kennt, kann man für die aggregierte Zelle nach dem DARCY-Gesetz die unter den gegebenen Randbedingungen maßgebliche Durchlässigkeit berechnen. Nimmt man an, dass die Hauptkomponenten des aggregierten Durchlässigkeitstensors parallel zum Koordinatensystem (also dem Raster) ausgerichtet sind, ergibt sich das vereinfachte Gleichungssystem

$$\begin{pmatrix} q_x \\ q_y \end{pmatrix} = - \begin{pmatrix} K_{xx} & 0 \\ 0 & K_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \nabla h_x \\ \nabla h_y \end{pmatrix} \quad (6.10)$$

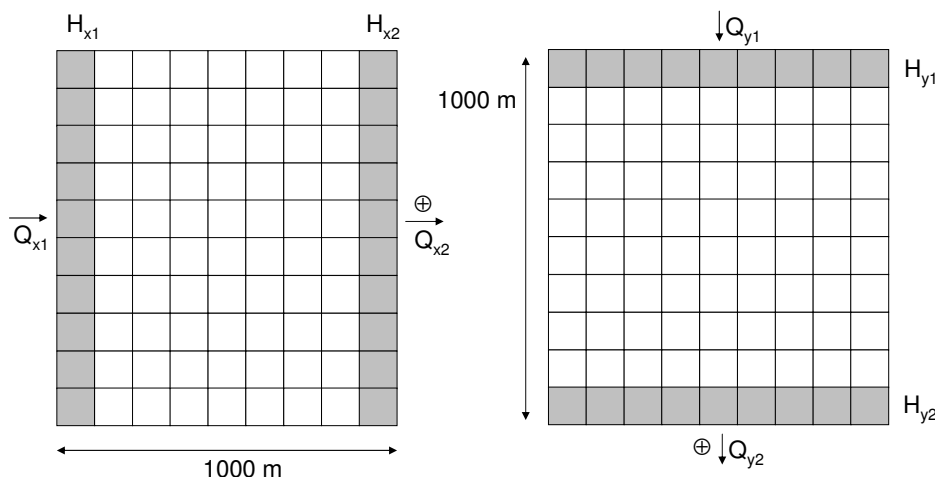


Abbildung 6.4: Schema zur vereinfachten Lösung der Grundwasserströmungsgleichung mittels der LAPLACE-Gleichung und dem DARCY-Gesetz. Die Pluszeichen repräsentieren die Konventionen in MODFLOW.

∇h_x und ∇h_y sind die Lösungen aus der LAPLACE-Gleichung $div(\nabla h) = 0$. Die Annahme, dass $K_{xy} = K_{yx} = 0$, d.h. die maximale und die minimale Durchlässigkeit fallen mit den Koordinatenachsen zusammen, entspricht in der Regel nicht der Realität. Eine Ermittlung aller Komponenten des Durchlässigkeitstensors liefert aber bereits im zweidimensionalen Fall zwei Gleichungen mit vier Unbekannten. WEN UND GOMEZ-HERNANDEZ (1996) zeigen einige Lösungsansätze auf, wie man diesem Problem begegnen kann. Diese erfordern allerdings sehr viel Rechenzeit und sind für große Modelle nicht geeignet.

Die Methode, für einfache Fälle die Durchlässigkeit aus der Grundwasserströmungsgleichung zu ermitteln, wird von manchen Autoren als LAPLACE-Ansatz, von anderen als DARCY-Ansatz bezeichnet. Beide Gleichungen sind für die Lösung notwendig. In dieser Arbeit wird im folgenden die häufiger benutzte Bezeichnung LAPLACE-Ansatz verwendet. Schon die vereinfachte Lösung der LAPLACE-Gleichung ist für mesoskalige Modelle wie das der Oberen Donau nicht einsetzbar, da man die Randbedingungen nicht kennt. Im Fall der Ammer ist man jedoch in der komfortablen Lage ein kleinskaliges Referenzmodell auf dem 100-m-Raster zu haben, aus dessen gut validierten Ergebnissen (Kapitel 7) sich die Randbedingungen für eine Bestimmung der Blockdurchlässigkeiten K_b^{xx}, K_b^{yy} extrahieren lassen.

Aus (6.10) folgt für ein $m \times n$ -Raster auf der kleinen Skala (im vorliegenden Fall 10×10 , siehe Abbildung 6.4):

$$K_b^{xx} = -\frac{Q_x}{A_{yz}} \cdot \frac{\Delta x}{\Delta H_x} \quad (6.11)$$

$$K_b^{yy} = -\frac{Q_y}{A_{xz}} \cdot \frac{\Delta y}{\Delta H_y} \quad (6.12)$$

$$\Delta H_x = (H_{x2} - BOT_{x2}) - (H_{x1} - BOT_{x1}), \quad \text{mit} \quad H_{x1} = \sum_{i=1}^m h_{i,1}, \quad H_{x2} = \sum_{i=1}^m h_{i,n},$$

$$BOT_{x1} = \sum_{i=1}^m bot_{i,1}, \quad BOT_{x2} = \sum_{i=1}^m bot_{i,n}$$

$$\Delta H_y = (H_{y2} - BOT_{y2}) - (H_{y1} - BOT_{y1}), \quad \text{mit} \quad H_{y1} = \sum_{j=1}^n h_{1,j}, \quad H_{y2} = \sum_{j=1}^n h_{m,j},$$

$$BOT_{y1} = \sum_{j=1}^n bot_{1,j}, \quad BOT_{y2} = \sum_{j=1}^n bot_{m,j}$$

$$Q_x = \frac{1}{2}(Q_{x2} + Q_{x1}), \quad \text{mit} \quad Q_{x1} = \sum_{i=1}^m q_{i,1}, \quad Q_{x2} = \sum_{i=1}^m q_{i,n}$$

$$Q_y = \frac{1}{2}(Q_{y2} + Q_{y1}), \quad \text{mit} \quad Q_{y1} = \sum_{j=1}^n q_{1,j}, \quad Q_{y2} = \sum_{j=1}^n q_{m,j}$$

$$\Delta A_{yz} = m_x \cdot \Delta x, \quad \Delta A_{xz} = m_y \cdot \Delta y$$

Für quadratische Raster $\Delta x = \Delta y$ ergibt sich

$$K_b^{xx} = -\frac{Q_x}{m_x \cdot \Delta H_x} \quad \text{und} \quad K_b^{yy} = -\frac{Q_y}{m_y \cdot \Delta H_y} \quad (6.13)$$

In diesem Ansatz wird m_x und m_y ermittelt durch

$$m_x = \frac{1}{2}((H_{x1} - BOT_{x1}) + (H_{x2} - BOT_{x2})) \quad (6.14)$$

$$m_y = \frac{1}{2}((H_{y1} - BOT_{y1}) + (H_{y2} - BOT_{y2})) \quad (6.15)$$

Mit $\tilde{H} = H - BOT$ vereinfachen sich die Blockdurchlässigkeiten zu

$$K_b^{xx} = \frac{Q_x}{\tilde{H}_{x2}^2 - \tilde{H}_{x1}^2} \quad (6.16)$$

$$K_b^{yy} = \frac{Q_y}{\tilde{H}_{y2}^2 - \tilde{H}_{y1}^2} \quad (6.17)$$

Wie im Fall der vereinfachten Renormalisierung erhält man auch hier zwei Durchlässigkeiten für eine x- und eine y-Richtung, die über den Anisotropiefaktor K_x/K_y in MODFLOW eingebunden werden. Genau wie im Fall der Renormalisierung wurde auch hier Zusatzinformation aus dem Programm GALA entnommen, um diesen Anisotropiefaktor zu vermeiden: Aus dem Gradienten der Aquiferbasis wird auf die Fließrichtung geschlossen und K_b^{xx} oder K_b^{yy} direkt als Blockdurchlässigkeit in das Grundwassermodell eingebaut.

6.1.3 Zusammenfassung

Insgesamt werden in dieser Arbeit folgende Aggregationsmethoden eingesetzt, um die Ergebnisse des 100 m-Modells im Ammereinzugsgebiet auf das 1000 m-Raster zu übertragen.

- Äquivalente Parameter

μ_a arithmetisches Mittel

μ_h harmonisches Mittel

- μ_g geometrisches Mittel
- $\tilde{\mu}_{0.5}$ Medianwert
- $\mu_{1/3}$ Power Averaging (p aus NOETINGER (1994)²)
- $\mu_{0.7}$ Power Averaging (p aus SCHEIBE UND YABUSAKI (1998))
- $\mu_{0.9}$ Power Averaging (p aus ROJANSCHI (2002))
- μ_{sr} Vereinfachte Renormalisierung
- μ_{sr+} Vereinfachte Renormalisierung mit Zusatzinformation

- Effektive Parameter (Blockdurchlässigkeit)

- μ_L LAPLACE-Ansatz
- μ_{L+} LAPLACE-Ansatz mit Zusatzinformation

Die Ergebnisse mit den aus diesen unterschiedlichen Methoden erzielten Durchlässigkeiten werden in Kapitel 7 beschrieben.

6.2 Zuweisung von Speicherkoeffizienten

Im Gegensatz zur Durchlässigkeit gibt es in der Literatur wenige Arbeiten, die sich mit dem Speicherkoeffizienten und möglichen Aggregationstechniken befassen. Bei den in dieser Arbeit zu behandelnden ungespannten Aquiferen hat man den Vorteil, dass der Speicherkoeffizient fast ausschließlich über das speichernutzbare Porenvolumen³ n_{sp} bestimmt wird, das sich im Labor wesentlich kostengünstiger bestimmen lässt als beispielsweise ein Speicherkoeffizient für einen gespannten Aquifer durch einen Pumpversuch.

Zum speichernutzbaren Porenvolumen existieren einige Arbeiten, die Kornverteilungskurven oder Durchlässigkeiten mit diesem Parameter in Verbindung setzen (JOHNSON (1967), MAROTZ (1968)). JOHNSON (1967) fasst zudem eine Vielzahl von Untersuchungen zusammen, in denen speichernutzbare Porenvolumen bestimmt wurden. Er kommt zu dem Schluss, dass keine exakten Werte für einen bestimmten Aquifertyp (z.B. Karstaquifer, alluvialer Aquifer usw.) angegeben werden können, da viele Faktoren diesen Wert beeinflussen, vor allem die zeitliche Skala der Entwässerung, die in Laborversuchen oft zu kurz gewählt wird und daher den Gleichgewichtszustand nicht erreicht. Trotzdem lassen sich relativ zur Durchlässigkeit recht enge Intervalle für die zu erwarteten Speicherkoeffizienten bestimmter Aquifertypen geben.

Ziel dieses Unterkapitels ist es, zuerst dieses zu erwartende Intervall aus Literaturdaten und Durchlässigkeits-Speicherkoeffizienten-Beziehungen abzuschätzen. Daran anschließend wird eine Methode entwickelt, mit der man Speicherkoeffizienten von einem feineren Raster auf ein gröberes übertragen kann. Diese Methode soll eingesetzt werden, um zu zeigen, was bei Kenntnis einer geeigneten Speicherkoeffizientenverteilung bei instationären Modellläufen möglich ist.

²Tatsächlich erfolgt eine Optimierung der Ergebnisse des Parameters p . Die hier zitierten Werte sind nur Anhaltspunkte für erfolgreich durchgeführte Optimierungen.

³engl. specific yield

Eine Auswertung der Untersuchungen von Kies-Sand-Aquifere in JOHNSON (1967) ergibt einen durchschnittlichen Speicherkoeffizienten $S = 0.2$. KAZMI (1961) ermittelte in einem Aquifer in Westpakistan Speicherkoeffizienten zwischen 0.11 und 0.35. In diesem Bereich sollten sich auch die eingesetzten Speicherkoeffizienten für die alluvialen Aquifere im Donaueinzugsgebiet befinden.

Als Beispiel für eine Durchlässigkeits-Speicherkoeffizienten-Beziehung soll hier die in der deutschsprachigen Literatur häufig zitierte Formel nach MAROTZ (1968) benutzt werden:

$$S = 0.045 \cdot \ln(K) + 0.462 \quad (6.18)$$

Legt man die ermittelte Log-Normalverteilung von K , $N(2.92, 0.86)$, im Ammergebiet zugrunde, ergeben sich für das Intervall $[\mu - \sigma, \mu + \sigma]$ für (6.18) Speicherkoeffizienten zwischen 0.07 und 0.25 mit einem Mittelwert von 0.16.

Für das Aggregieren der Speicherkoeffizienten von einem feinen auf ein grobes Raster sollen neben den bereits vorgestellten Aggregationstechniken μ_a , μ_h und μ_g auch noch ein weiterer Ansatz entwickelt werden, der auf dem Vergleich der gespeicherten Volumina pro Zeitschritt zwischen feinem und grobem Raster beruht:

$$\Delta V_{1000} = \Delta x_{1000}^2 \cdot \Delta h_{1000} \cdot S = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n v_{ij} \quad (6.19)$$

$$v_{ij} = \Delta x_{100}^2 \cdot \Delta h_{100} \cdot s_{ij}$$

Da $\Delta x_{1000}^2 = n \cdot m \cdot \Delta x_{100}^2$ gilt für den Speicherkoeffizienten

$$\bar{S} = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (\Delta h_{ij} \cdot s_{ij})}{n \cdot m \cdot \Delta h_{1000}} \quad (6.20)$$

Das Problem ist, Δh_{1000} zu bestimmen, da die Lösung auf dem 1000 m-Raster nicht bekannt ist. Näherungsweise kann Δh_{1000} aus der Lösung des 100 m-Rasters bestimmt werden, nämlich durch

$$\Delta h_{1000} \approx \Delta \bar{h}_{100} = \frac{1}{n \cdot m} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \Delta h_{ij} \quad (6.21)$$

Es handelt sich bei dieser Methode um ein gewichtetes arithmetisches Mittel der Speicherkoeffizienten auf dem feinen 100 m-Raster. Die Gewichte werden dabei definiert durch die Höhenänderung des Grundwasserspiegels pro Zeitschritt in der entsprechenden Zelle.

Die folgenden sieben Methoden (vier Aggregationsmethoden, drei konstante Speicherkoeffizienten) werden in dieser Arbeit benutzt, um Speicherkoeffizienten auf einem Grobraster zu erhalten:

μ_a arithmetisches Mittel

μ_h harmonisches Mittel

μ_g geometrisches Mittel

μ_V gewichtetes arithmetisches Mittel nach (6.20)

μ_μ konstanter Speicherkoeffizient μ aus der K-Verteilung

$\mu_{\sigma-}$ konstanter Speicherkoeffizient $\mu - \sigma$

$\mu_{\sigma+}$ konstanter Speicherkoeffizient $\mu + \sigma$

Die Ergebnisse mit den aus diesen unterschiedlichen Methoden erzielten Durchlässigkeiten werden in Kapitel 7.2 beschrieben.

7 Numerische Modellierung

Nachdem in Kapitel 5 eine neue Methode zur Implementierung der alluvialen Aquifere entwickelt wurde und in Kapitel 6 existierende und neu entwickelte Aggregationstechniken zur Parametrisierung dieser Aquifere vorgestellt wurden, sollen in diesem Kapitel die Ergebnisse aus den Modellläufen mit diesen Methoden vorgestellt werden:

- Kapitel 7.1: Zuerst werden die stationären Modellläufe ausgewertet. Angefangen mit den Ergebnissen des 100 m-Referenzmodells im Ammereinzugsgebiet werden, basierend auf diesen Ergebnissen, die in Kapitel 6.1 vorgestellten Aggregationstechniken für die Durchlässigkeit angewandt und auf dem 1000 m-Raster getestet (Kapitel 7.1.1). In Kapitel 7.1.2 werden die stationären Ergebnisse für das Modell im Donaueinzugsgebiet vorgestellt.
- Kapitel 7.2: Nach der stationären Modellierung beschäftigt sich dieses Kapitel mit den Ergebnissen der instationären Modellläufe. Die Ergebnisse der stationären Läufe werden dabei als Anfangsbedingungen für die instationären Läufe eingesetzt. Wieder beginnend mit dem 100 m-Referenzmodell im Ammereinzugsgebiet (Kapitel 7.2.1), wird anschließend der Einfluss der eingesetzten Aggregationstechniken für den Speicherkoeffizienten für das 1000 m-Modell untersucht. Abschluss dieses Abschnitts bilden Ergebnisse aus den DANUBIA-Referenzläufen (Kapitel 7.2.2).
- Kapitel 7.3: Die Aggregation der Parameter gibt erste Hinweise auf die Sensitivitäten des Modells gegenüber seinen Parametern. Kapitel 7.3 beschäftigt sich eingehender mit dieser Frage.
- Kapitel 7.4: Mit dem erstellten Grundwassermodell wurden im Projekt GLOWA-Danube erste Szenarienläufe durchgeführt. Kapitel 7.4 stellt die ersten Ergebnisse vor.

7.1 Stationäre Modellierung

Ziel der stationären Modellierung ist es, für einen bestimmten Zeitraum eine gute Anpassung zwischen gemittelten beobachteten und berechneten Grundwasserständen zu erzielen. Als Kalibrierungs- und Validierungszeitraum wurde die Dekade 1990-2000 gewählt. Im Ammergebiet konnten für diesen Zeitraum Daten von 81 Grundwassermessstellen, für das Donaueinzugsgebiet 1222¹ Beobachtungspunkte ausgewertet werden. Als Gütekriterium wurden der mittlere absolute Fehler MAE² und die Wurzel aus dem mittleren quadratischen Fehler RMS(E)³ zwischen den (gemittelten)

¹In den alluvialen Aquifere sind 1222 Messstellen vorhanden, insgesamt gibt es 1379 Messstellen im Einzugsgebiet Obere Donau.

²mean absolute error

³root mean square error

beobachteten und den berechneten Grundwasserspiegeln gewählt:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_i^n |(h_{obs}^i - h_{cal}^i)| \quad (7.1)$$

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i^n (h_{obs}^i - h_{cal}^i)^2} \quad (7.2)$$

Dabei wichtet Kriterium (7.2) größere Abweichungen stärker als Gleichung (7.1). Neben der Bewertung der Grundwasserhöhen ist für den Einsatz eines Grundwassermodells in einem hydrologischen Modell ebenso entscheidend, dass die modellierten Basisabflüsse zum Flussnetz möglichst gut nachgebildet werden. Dieser Nachweis geschieht in der Regel mittels instationärer Modellläufe und der Kopplung mit einem Routing-Modell für die Fließgewässer über den Vergleich zwischen gemessenem und berechnetem Abfluss an den Pegeln (Kapitel 7.2). Zusätzlich wurde in diesem Kapitel für das Modell Ammertal stationär ein langjähriges Mittel von Basisabflüssen an den Teileinzugsgebiets-Pegeln ermittelt und mit der Exfiltration von MODFLOW im entsprechenden Einzugsgebiet verglichen. Berechnet wurde dann der RMS zwischen ermitteltem Basisabfluss und berechneter Exfiltration. Dieser Vergleich ist möglich, da in diesem Einzugsgebiet nur ein Aquifer existiert und damit ein Austausch mit anderen Aquiferen nicht möglich ist. Wegen der hohen Unsicherheit in der Bestimmung des Basisabflusses (ROJANSCHI, 2006) kann dieser Vergleich dennoch nur zur Unterstützung der Plausibilität des Modells herangezogen werden und nicht als ein quantitatives Maß für den tatsächlichen Zustrom vom Aquifer zu den Flüssen.

7.1.1 Ergebnisse des Modells „Ammertal“

Ergebnisse auf einer Rasterweite von 100 m (Referenzmodell)

Als Ziel der Kalibrierung der Durchlässigkeiten wurde ein mittlerer absoluter Fehler von $MAE < 1$ m zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserhöhen gewählt. Das entspricht einem Fehler von 0.2% des absoluten Gradienten im Ammereinzugsgebiet, d.h. der Differenz zwischen höchstem und niedrigstem dort gemessenen Grundwasserspiegel⁴.

Abbildung 7.1 stellt die Ergebnisse der stationären Modellierung dar: Der Vergleich der 81 Messstellen liefert einen mittleren absoluten Fehler von $MAE = 0.91$. Die meisten Werte sind auf die niedrigeren Bereiche des Einzugsgebietes (Region Weilheim) konzentriert, nur zwei beobachtete Messstellen existieren in den alpinen Bereichen. Das schränkt die Bedeutung der guten Anpassung für diese Regionen deutlich ein.

Die durch die Kalibrierung ermittelten Durchlässigkeiten liegen zwischen $5 \cdot 10^{-4}$ und $1 \cdot 10^{-2}$ m/s und passen damit gut in das aus Literaturdaten ermittelte Spektrum (Kapitel 4.3). Einen Vergleich der gemessenen Verteilung der Durchlässigkeiten und der letztendlich im Modell eingesetzten Parameter zeigt Abbildung 4.10 auf Seite 69.

⁴Das ist eine äußerst konservative Schätzung, da der existierende maximale Gradient im Einzugsgebiet noch deutlich größer ist.

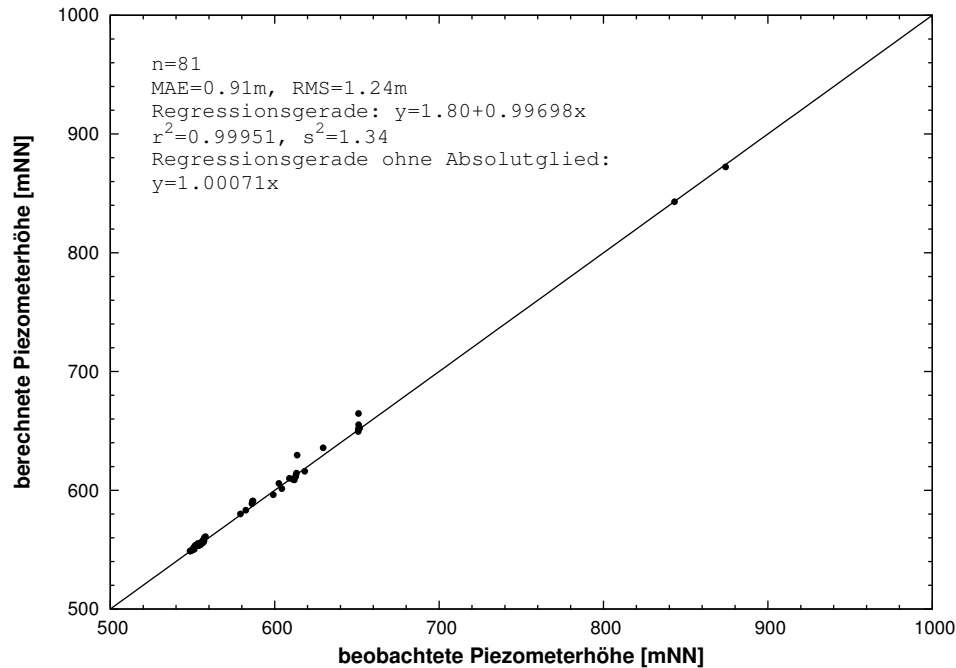


Abbildung 7.1: Vergleich der berechneten Grundwasserstände mit beobachteten Mittelwerten für den Zeitraum 1990-2000 im Einzugsgebiet der Ammer.

Die eingesetzte Verteilung weist dabei eine geringere Varianz auf, da für die Kalibrierung des Modells nur zwanzig Zonen für die alluvialen Aquifere verwendet wurden, um den Zeitaufwand der Kalibrierung in Grenzen zu halten. Die räumliche Verteilung der Durchlässigkeiten ist in Abbildung 7.2 dargestellt. Sie zeigt eine gute räumliche Übereinstimmung der Zonen mit hohen Durchlässigkeiten im Modell und den von FRANK U. A. (1980) identifizierten Regionen mit ergiebigen Grundwasserleitern.

IN		OUT	
Storage	0	Storage	0
Constant Head	2.0068	Constant Head	2.3945
Wells	0	Wells	1.1547
Drains	0	Drains	13.3806
Recharge	14.9230	Recharge	0
Total In	16.9298	Total Out	16.9298
Percent Discrepancy		0.00	

Tabelle 7.1: Wasserbilanz des stationären Modells im Ammereinzugsgebiet auf dem 100 m-Raster mit Seen. Alle Werte in m^3/s .

Die Wasserbilanz des Modells ist aus Tabelle 7.1 ersichtlich. Das Design der im folgenden verwendeten Tabellen (Tabelle 7.1 bis Tabelle 7.4) ähnelt den Ausgabe-dateien von MODFLOW. Auf der linken Seite der Tabelle stehen die Wasserflüsse, die dem Modell zufließen (*IN*): aus dem Speicher (*storage*), von DIRICHLET-Randbedingungen (*constant head*), den Brunnen (*wells*), dem Flussnetz (*drains*) und der

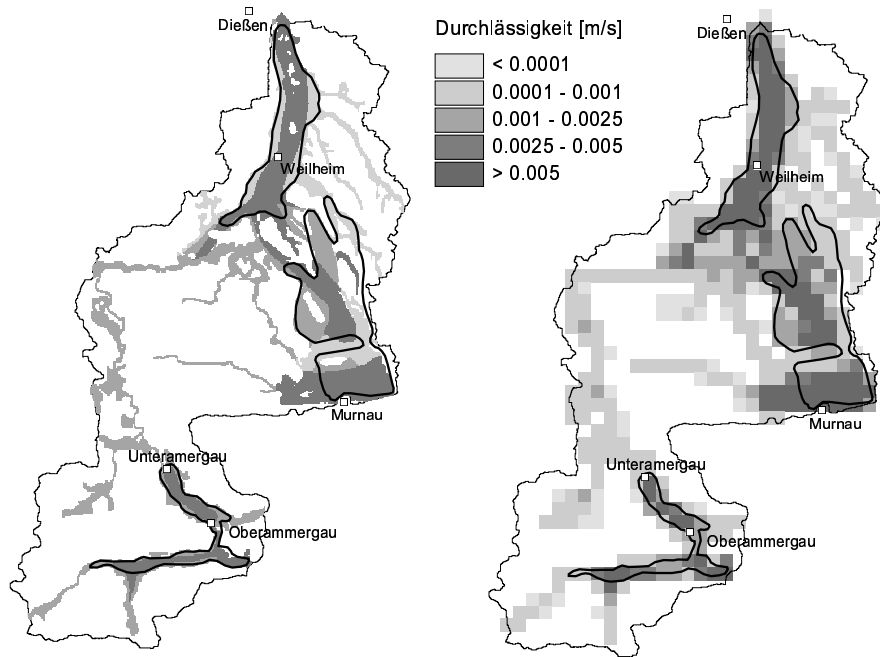


Abbildung 7.2: Die in den Grundwassermodellen eingesetzten Durchlässigkeiten für das 100 m-Raster (links) und das 1000 m-Raster (rechts) und die aus der Literatur ermittelten Regionen mit erhöhter Durchlässigkeit (schwarze Umrandung, nach FRANK U. A. (1980)).

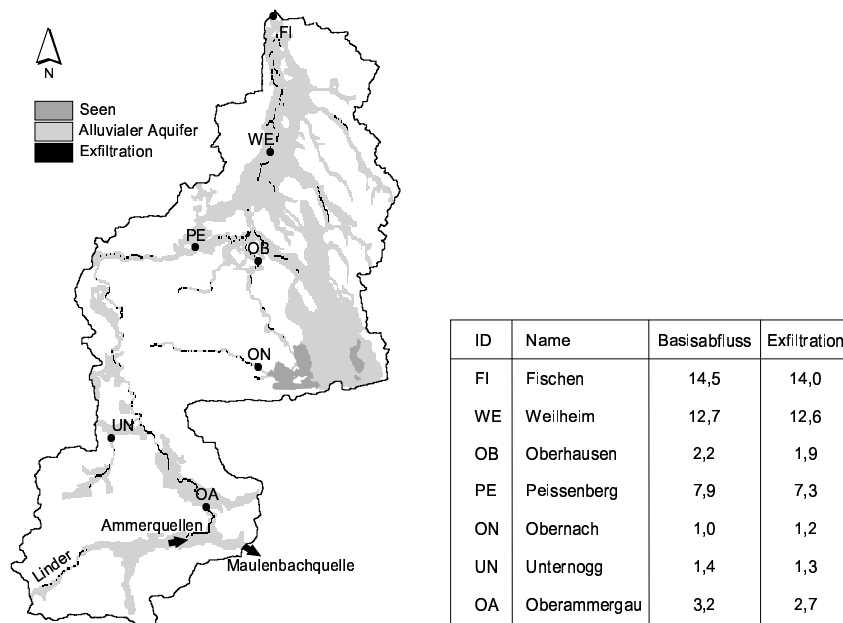


Abbildung 7.3: Vergleich zwischen langjährig gemittelten Basisabflüssen und der stationär berechneten Exfiltration an sieben Pegeln im Einzugsgebiet der Ammer.

IN		OUT	
Storage	0	Storage	0
Constant Head	0	Constant Head	0
Wells	0	Wells	1.1546
Drains	0	Drains	13.9485
Recharge	15.1012	Recharge	0
Total In	15.1012	Total Out	15.1013
Percent Discrepancy		-0.01	

Tabelle 7.2: Wasserbilanz des stationären Modells im Ammereinzugsgebiet auf dem 100 m-Raster ohne Seen. Alle Werte in m^3/s .

Grundwasserneubildung (*recharge*). Darunter wird die Gesamtsumme der Zuflüsse angegeben. Auf der rechten Seite stehen die entsprechenden abfließenden Terme des Modells (*OUT*). Abschließend werden alle diese Terme bilanziert und mittels einer Fehlerangabe ϵ [%] (*percent discrepancy*) validiert:

$$\epsilon = \frac{100 \cdot (IN - OUT)}{0.5 \cdot (IN + OUT)} \quad (7.3)$$

Wegen dieser sehr wichtigen Berechnung der Konsistenz des Modells, d.h. der widerspruchsfreien rechnerinternen Darstellung der Wasserflüsse in dem Modell, wurden auch die vier Nachkommastellen in den Tabellen angegeben. Diese haben für die weitere regionale Betrachtung der Grundwasserströmung keine Bedeutung.

Bei dem Ammermodell ist zu berücksichtigen, dass die Seen im Einzugsgebiet als DIRICHLET-Randbedingungen eingebaut wurden. Will man kein zusätzliches Wasser erzeugen, müssen die Flüsse zwischen diesen Randbedingungen und dem Modell möglichst identisch sein (In den Tabellen der Vergleich zwischen constant head [IN] zu constant head [OUT]). Zusätzlich wurde ein weiterer Modelllauf durchgeführt, bei dem die Seen nicht berücksichtigt wurden, um den Effekt dieser Randbedingungen zu untersuchen. Tabelle 7.2 zeigt, dass die Auswirkungen der Seen sehr gering sind. Auch die Auswirkungen auf die Güte der Modellergebnisse ($MAE = 0.96$, $RMS = 1.25$) ist gering. Da das Modell so einfach wie möglich sein soll, werden im folgenden die Seen nicht mehr berücksichtigt.

Die zur Validierung der Exfiltration von MODFLOW herangezogenen Basisabflüsse basieren auf der Arbeit von ROJANSCHI (2006). Er bestätigt in seiner Arbeit die große Spannweite und Unsicherheit bei der Ermittlung von Basisabflüssen durch Ganglinienseparation in Abhängigkeit der eingesetzten Methode. Er wendet eine Vielzahl von Methoden an, u.a. auch für das Einzugsgebiet der Ammer. Aus seinen Ergebnissen wurden für die sieben dort vorhandenen Pegel langjährige Basisabflüsse extrahiert und mit der berechneten Exfiltration (entspricht dem Wert *Drains* in den Wasserbilanzen) von MODFLOW verglichen (Abbildung 7.3). Die Basisabflüsse für die Teileinzugsgebiete mussten vorher entsprechend deakkumuliert werden. Die mittlere prozentuale Abweichung zwischen den Werten aus Abbildung 7.3 beträgt 10.6 %, so dass die Exfiltration als plausibel angesehen werden kann. Neben plausiblen Exfiltrationen bestätigt das Modell auch die Versickerung (teilweise völliges Trockenfallen, FRANK U. A. (1980)) der Linder im Südwesten des Ammerlängstales (Graswang-Ettaler Becken) und die Lage der Ammerquellen (Abbildung 4.11) im

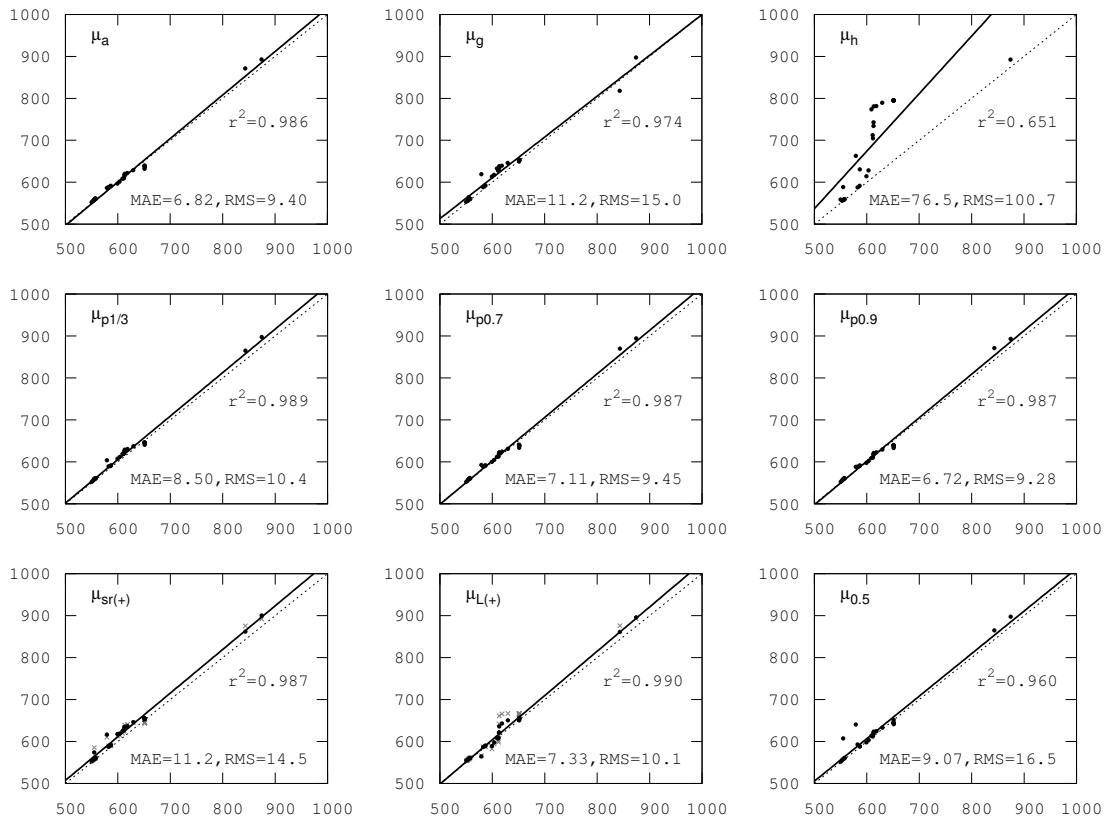


Abbildung 7.4: Vergleich zwischen berechneten (x-Achse) und beobachteten (y-Achse) Grundwasserspiegeln für verschiedene Aggregationsmethoden (Einheit: [mNN]). Die gestrichelte Linie repräsentiert $y = x$. Bei Renormalisierung und LAPLACE-Ansatz stellen die Kreuze die Methode ohne Zusatzinformation dar, die berechneten Gütemaße gelten für die Methoden mit Zusatzinformation (μ_{sr+} und μ_{L+}).

Südosten dieses Beckens.

Die sehr gute Anpassung der berechneten mit den beobachteten Daten bestätigt, dass das Modell auf dem 100 m-Raster als Referenzmodell angesehen werden kann. Das Referenzmodell soll im folgenden eingesetzt werden:

1. Als Referenzmodell für das 1000 m-Modell, das mit dem in Kapitel 5.3 vorgestellten Algorithmus entwickelt wurde. Damit existieren zwei Modelle auf unterschiedlichen Skalen, die es erlauben, Aussagen über den Einfluss der Diskretisierung machen zu können.
2. Als Vergleichsmodell für die bereits vorgestellten Upscaling-Techniken für die Durchlässigkeit (und im instationären Fall auch für den Speicherkoeffizienten).

Ergebnisse auf einer Rasterweite von 1000 m

Nach der Kalibrierung und Validierung des Referenzmodells ist der nächste Schritt die Parametrisierung des 1000 m-Modells. Die eingesetzten Techniken, die die auf dem 100 m-Raster ermittelte Durchlässigkeitsverteilung auf das 1000 m-Raster ag-

gregieren sollen, sind in Kapitel 6.1 auf Seite 98 vorgestellt worden. Die Geometrie des aggregierten Modells wurde mit dem in Kapitel 5.3 vorgestellten Algorithmus GALA entwickelt und in MODFLOW implementiert.

Abbildung 7.4 zeigt die Ergebnisse zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen (analog zu Abbildung 7.1). Dargestellt sind die in Kapitel 6.1 vorgestellten Methoden. Für die Renormalisierung und den LAPLACE-Ansatz wurden die beiden Methoden, bei denen Zusatzinformationen eingesetzt wurden, μ_{sr} und μ_{sr+} bzw. μ_L und μ_{L+} , in einer Graphik dargestellt ($\mu_{sr(+)}$ bzw. $\mu_{L(+)}$ in Abbildung 7.4), um sie besser miteinander vergleichen zu können.

Eine Anpassung des Parameters p für das Power Law Averaging (Gleichung (6.8) auf Seite 95) liefert die besten Ergebnisse ($\mu_{p0.9}$), deshalb wurde dieser Parameter genauer angepasst (Abbildung 7.5)⁵. Der Wert $p = 0.9$ liefert dabei für die Piezometerhöhen die besten Ergebnisse. Erwartungsgemäß (Kapitel 6.1.1) liegen die besten Ergebnisse nahe dem arithmetischen Mittel μ_a , das selbst gute Resultate liefert. Bei Werten $p < 0$, also unterhalb des geometrischen Mittels, liefert das Modell sehr schlechte Ergebnisse, das Modell konvergiert auch nur noch bei sehr großen Konvergenzkriterien. Für das harmonische Mittel beträgt der RMS letztendlich 100.7 m. Bei der Anpassung des Power Law Averaging wurde der gleiche p_{opt} ermittelt wie bei ROJANSCHI (2002) im Aitrachtal, in dem eine ähnliche geologische Situation anzutreffen ist.

Die aufwendigeren Methoden, die Renormalisierung und der LAPLACE(-DARCY)-Ansatz, bieten keine Resultatsverbesserungen. Besonders bei der LAPLACE-Methode, die auf der Strömungsgleichung aufbaut, sollte man bessere Resultate erwarten. Dass das nicht der Fall ist, spricht dafür, dass der einfache LAPLACE-Ansatz den vergleichsweise komplizierten Modellbedingungen nicht gerecht wird. Durch die Nichtberücksichtigung der Neubildung und von Flussrandbedingungen kann der LAPLACE-Ansatz in dieser Form die Wasserflüsse in den Zellen nicht genau genug nachbilden. Dass die Renormalisierung und der LAPLACE-Ansatz die aggregierte Durchlässigkeit nicht zufriedenstellend wiedergeben, liegt auch daran, dass der Durchlässigkeitstensor nur durch k_{xx} und k_{yy} dargestellt wird, die Fließrichtung aber nicht bekannt ist. Durch den Einsatz der Ergebnisse aus Kapitel 5.3 kann man diesen vereinfachenden Anisotropiefaktor umgehen, indem man annimmt, dass der mit GALA ermittelte steilste Gradient der regionalen Fließrichtung des Grundwassers entspricht und dementsprechend k_{xx} oder k_{yy} als Durchlässigkeit gewählt werden. Dieser Ansatz liefert deutlich verbesserte Resultate, aber auch diese Werte reichen nicht an den optimalen p -Wert heran.

Als Ergebnis des Tests verschiedener Aggregationsmethoden kann das Power Law Averaging empfohlen werden, da es sehr einfach zu implementieren ist, dadurch auch einfach optimiert werden kann und die besten Ergebnisse liefert. An dieser Stelle sei aber auch nochmal darauf hingewiesen, dass die Aussage des Vergleichs zwischen beobachteten und berechneten Piezometerhöhen auf dem 1000 m-Raster deutlich eingeschränkt ist, da die Geländehöhe innerhalb einer Zelle solch eines Raster eine starke Varianz aufweist (Abbildung 2.8 auf Seite 30).

Die Bewertung der Aggregationsmethoden hinsichtlich der Basisabflüsse Q_B für das Power Law Averaging zeigt Abbildung 7.5. Für die Renormalisierung beträgt der

⁵Es wurden auch Werte $p > 1$ zugelassen, auch wenn sie physikalisch keine Bedeutung haben.

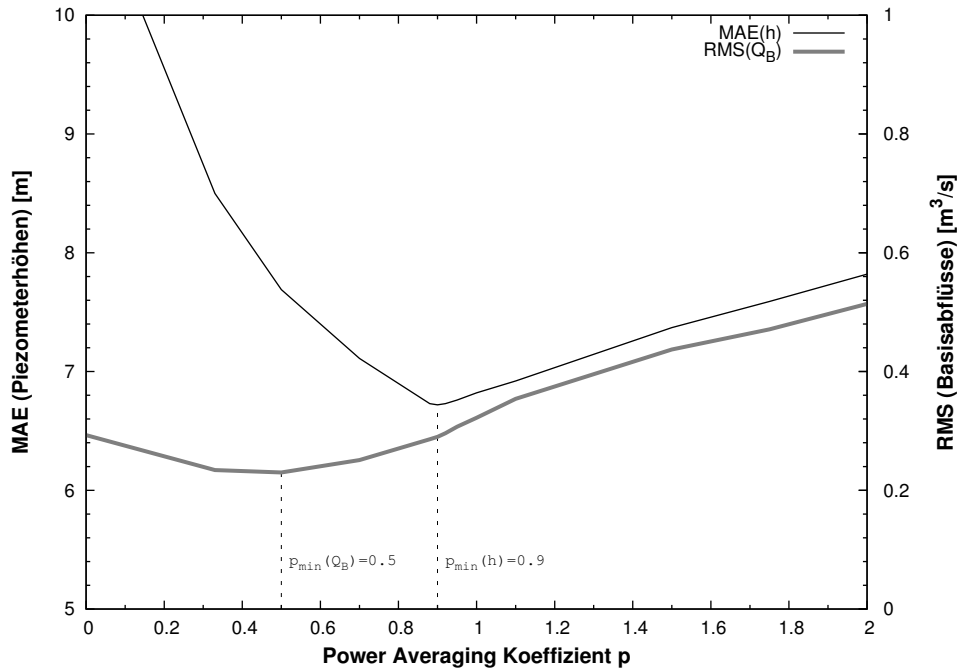


Abbildung 7.5: Ergebnisse der Optimierung der berechneten Basisabflüsse und Piezometerhöhen mittels p .

RMS $0.32 \text{ m}^3/\text{s}$ ($0.27 \text{ m}^3/\text{s}$ für μ_{sr+}), für den LAPLACE-Ansatz $0.27 \text{ m}^3/\text{s}$ ($0.37 \text{ m}^3/\text{s}$ für μ_{L+}). Der ermittelte optimale p -Wert ist 0.5. Wegen der großen Unsicherheit in der Bestimmung des Basisabflusses (ROJANSCHI, 2006) und den vergleichsweise ähnlichen Ergebnissen der Aggregationsmethoden, wird den Grundwasserspiegeln bei der p -Optimierung eine höhere Aussagekraft zugesprochen.

Zum Abschluss dieses Abschnittes zeigt Tabelle 7.3 die Wasserbilanz des 1000 m-Modells für den optimierten p -Wert. Wie schon in Kapitel 5.5 erwähnt, ist die leicht erhöhte Neubildung auf das größere Einzugsgebiet zurückzuführen.

Insgesamt kann man den Modellergebnissen auf dem 1000 m-Raster entnehmen, dass der Einsatz einer geeigneten Aggregationsmethode zu plausiblen und anwendbaren Ergebnissen für das stationäre Modell führt. Ein Fehler in der Größenordnung von 10 m ist unter der Berücksichtigung der Schwierigkeit bei der Bestimmung einer gemittelten Geländehöhe auf dem 1000 m-Raster akzeptabel.

7.1.2 Ergebnisse des Modells „Obere Donau“

Die Geometrie des Modells Obere Donau wurde für den Karst und die tertiären Schichten aus vorhandenen Daten interpoliert (Ordinary Kriging). Aufgrund des geologischen Konzeptmodells wurde eine Zonierung gewählt, auf deren Grundlage die Parameter durch inverse Modellierung ermittelt wurden. Die Zonierung wurde sehr grob gehalten, da ansonsten die Anzahl der Parameter zu groß geworden wäre. Für die alluvialen Aquifere wurde der Algorithmus GALA eingesetzt.

Die inverse Modellierung des gesamten Modells ist nicht Schwerpunkt dieser Arbeit, dennoch sollen hier einige Punkte erwähnt werden, die bei der Parameterschätzung der unteren Aquifere (Molasse und Karst) auftraten:

IN		OUT	
Storage	0	Storage	0
Constant Head	0	Constant Head	0
Wells	0	Wells	1.1844
Drains	0	Drains	14.4623
Recharge	15.6468	Recharge	0
Total In	15.6467	Total Out	15.6467
Percent Discrepancy		0.01	

Tabelle 7.3: Wasserbilanz des stationären Modells im Ammereinzugsgebiet auf dem 1000 m-Raster (ohne Seen, Power Averaging mit $p = 0.9$ als Aggregationstechnik für die Durchlässigkeit). Alle Werte in m^3/s .

- Für die Parametrisierung des Karstes konnten nur zwölf Zonen eingesetzt werden. Zusammen mit dem einfachen Kontinuumsmodell von MODFLOW sind die Ergebnisse nicht zufriedenstellend ($MAE = 22.94 \text{ m}$). Zumindest eine höher aufgelöste Zonierung wäre hier erforderlich.
- Für den Molasseaquifer sind die Ergebnisse nicht besser ($MAE = 31.94 \text{ m}$). Hier ergibt sich eine systematische Abweichung, da der regionale berechnete Grundwasserspiegel nicht mit den gemessenen (oft lokalen und schwebenden Grundwasserleitern) übereinstimmt. Er liegt in der Regel deutlich tiefer. Dies müsste durch eine höhere vertikale Auflösung verbessert werden.

Abbildung 7.6 zeigt die für diese Arbeit wesentlichen Ergebnisse aus dem stationären Grundwassermodell für die 1222 Messstellen im alluvialen Aquifer. Deutlich wird, dass mit zunehmender Geländehöhe die Abweichung immer größer wird. Mit einem mittleren absoluten Fehler von 12.2 m ist das Modell auch ungenauer als die 1000 m-Modelle im Ammergebiet. Der absolute Fehler beträgt dabei gut 1.5% des gemessenen Gesamtgradienten im Einzugsgebiet und ist damit größer als im Ammereinzugsgebiet (1.2%). Das liegt hauptsächlich in der deutlich komplexeren Geologie des Einzugsgebietes bzw. des Modells (Wasseraustausch mit zwei weiteren Aquiferen u.a. einem Karstaquifer).

Die Wasserbilanz des Modells ist in Tabelle 7.4 aufgelistet. Auch in diesem Modell wurde auf Randbedingungen erster Art verzichtet, um eine Erzeugung von Wasser im Grundwassermodell zu verhindern. Die berechnete stationäre Grundwasserspiegelverteilung der alluvialen Aquifere ist in Abbildung 7.7 dargestellt. Sie sind sehr ähnlich zu den bei ANDRES UND WIRTH (1985) vorgestellten Ergebnissen im Massstab 1:500.000. Im Vorwort zu dieser Arbeit wird darauf hingewiesen, „dass eine Übersichtskarte 1:500.000 selbstverständlich Detailerhebungen nicht ersetzen kann, für diese aber die Randbedingungen und den Gesamtzusammenhang liefert.“

Dieses Zitat unterstützt einige in dieser Arbeit schon gemachte Aussagen und soll als wesentliche Aussage der Zusammenfassung der stationären Ergebnisse dienen.

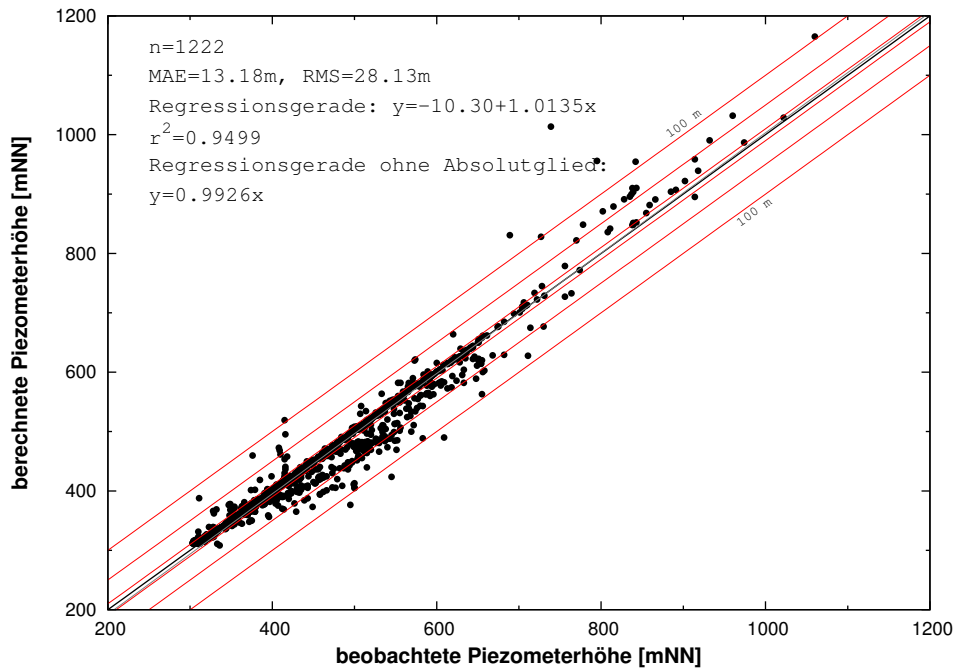


Abbildung 7.6: Vergleich zwischen beobachteten und berechneten Grundwasserspiegeln der alluvialen Aquifere im Einzugsgebiet Obere Donau. Zur besseren Darstellung des Fehlers wurden 10 m-, 50 m- und 100 m-Abweichungsintervalle hinzugefügt.

IN		OUT	
Storage	0	Storage	0
Constant Head	0	Constant Head	0
Wells	0	Wells	22.8167
Drains	0	Drains	1040.3436
Recharge	1058.6296	Recharge	5.3065
Total In	1058.6296	Total Out	1068.4668
Percent Discrepancy			-0.92

Tabelle 7.4: Wasserbilanz des stationären Modells im Donaueinzugsgebiet. Alle Werte in m^3/s .

7.2 Instationäre Modellierung

Bei der instationären Modellierung kommt es darauf an, die Dynamik des Grundwasserleiters möglichst gut zu erfassen. Diese Übereinstimmung ist sehr wichtig, vor allem wenn man die Modelle unter anderem dazu einsetzen möchte, Prognosen abzugeben. Für eine instationäre Modellierung müssen für jeden Zeitschritt Speicherterme und Grundwasserspiegel gespeichert werden sowie während des Modelllaufs veränderte Randbedingungen berücksichtigt werden. Daraus folgt eine hohe Anforderung hinsichtlich des Speicherbedarfs und des Datenmanagements solcher Model-

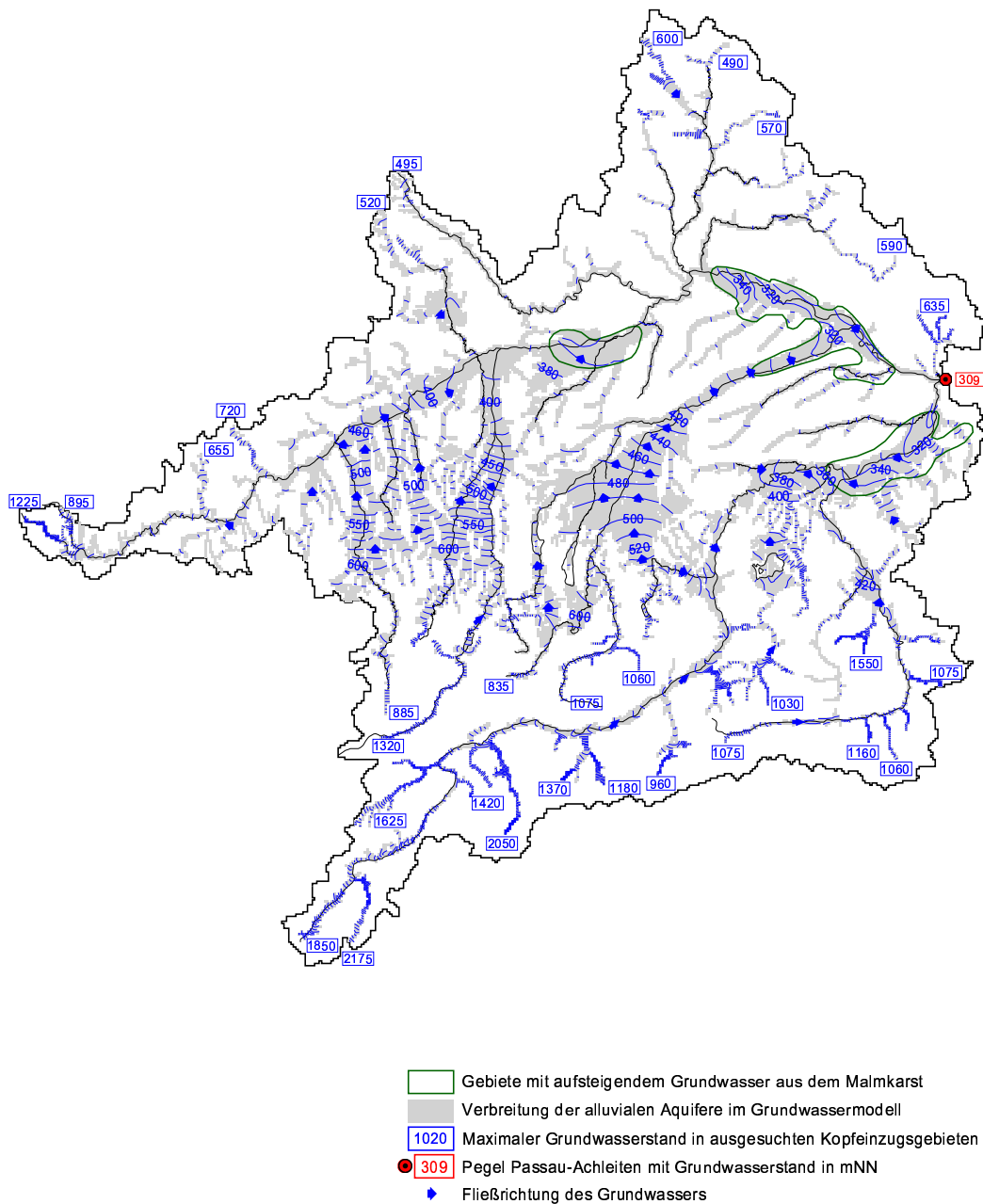


Abbildung 7.7: Die Grundwassergleichkarte der alluvialen Aquifere im Einzugsgebiet der Oberen Donau. Dargestellt sind neben den 10 m-Isolinien des Grundwasserspiegels auch die maximalen Grundwasserstände in einigen Seitenaquifere sowie der minimale Grundwasserstand am Pegel Passau-Achleiten. Alle Angaben beziehen sich auf Normalnull.

le⁶. Die Dynamik des Modells, d.h. die Wassermengen, die der Aquifer aufnehmen und abgeben kann, hängt vom Speicherkoeffizienten ab. Diesen anzupassen ist Aufgabe der instationären Kalibrierung. Neben Randbedingungen brauchen instationäre Modellläufe auch Anfangsbedingungen, für die in der Regel die Lösungen der entsprechenden stationären Modelle (Kapitel 7.1.1) übernommen werden. Als Zeitraum für die Modellläufe wurden 1000 Tage vom 1. Januar 1995 bis zum 26. September 1997 gewählt. Als Gütekriterium wurde, wie im stationären Fall, der absolute gemittelte Fehler (7.1) gewählt. Um die Dynamik zu bewerten, wurde zusätzlich die Korrelation $CORR$ als Gütekriterium berechnet:

$$CORR = \frac{\sum_{i=1}^n h_{cal}^i h_{obs}^i - n \bar{h}_{cal} \bar{h}_{obs}}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (h_{cal}^i)^2 - n \bar{h}_{cal}^2\right) \left(\sum_{i=1}^n (h_{obs}^i)^2 - n \bar{h}_{obs}^2\right)}} \quad (7.4)$$

Eine signifikante positive Korrelation ergibt sich bei einer zu verwerfenden Nullhypothese $H_0 : CORR \leq 0$ gegenüber $H_1 : CORR > 0$. Zum Testen dieser Hypothese für n Messwerte wird in der Regel eine t -Verteilung gewählt mit (HARTUNG, 2002):

$$t = \frac{\sqrt{n-2} \cdot CORR}{\sqrt{1-CORR^2}} > t_{n-2,\gamma} \quad (7.5)$$

Für eine Annahme von H_1 zu einem Niveau $\gamma = 0.99$ für 1000 Zeitschritte braucht man ein $t > 2.33$ (HARTUNG, 2002). Dieser Wert ist bei einer Korrelation $CORR = 0.074$ erreicht. Dies ist die minimale akzeptable Korrelation für den Vergleich zwischen berechneten und beobachteten Grundwasserspiegeln. Ziel sind allerdings möglichst hohe Korrelationen nahe dem Maximalwert $CORR = 1$ (perfekte Übereinstimmung).

Um die Ergebnisse zwischen gemessenen Abflüssen mit den berechneten Abflüssen (MODFLOW-Ergebnisse + geroutete Anteile) zu beurteilen, wurde das hydrologische Jahr 1999 herangezogen. 1999 hat als besonderes hydrologisches Ereignis das Pfingsthochwasser Ende Mai, bei dem die Donau und ihre Nebenflüsse - inklusive der Ammer - 40.000 ha überfluteten (mit einer deutlichen Überschreitung der 100-jährlichen Hochwässer HQ_{100}). Solche extremen Hochwasserereignisse sind ein guter Test für die Güte eines Modells.

Verwendetes Gütemaß für den Abfluss ist das NASH-SUTCLIFFE-Effizienzkriterium NS (NASH UND SUTCLIFFE, 1970):

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (h_{cal}^i - h_{obs}^i)^2}{\sum_{i=1}^n (h_{obs}^i - \bar{h}_{obs})^2} \quad (7.6)$$

Um zu lange Rechenzeiten zu vermeiden, wurde dieser Vergleich nur für die Modelle auf dem groben 1000 m-Raster durchgeführt.

⁶So beträgt beispielsweise der Speicherbedarf der Grundwasserneubildungsdatei für 1000 Zeitschritte für das 100 m-Referenzmodell (350 × 550 Zellen) mehr als zwei Gigabyte.

7.2.1 Ergebnisse des Modells „Ammertal“

Ergebnisse auf einer Rasterweite von 100 m

Der Vergleich zwischen beobachteten und berechneten Grundwasserspiegeln für den Zeitraum von Januar 1995 bis September 1997 bestätigt eine sehr gute Korrelation bei den neun mit gemessenen Daten vorhandenen Grundwassermessstellen (Abbildung 7.8). Die neun Messstellen lassen sich geographisch in drei Gruppen zusammenfassen:

- *OBS1* bis *OBS5*: Messstellen im Großraum Weilheim, also in der Zone IIb gelegen.
- *OBS6* bis *OBS9*: Messstellen im Bereich des Staffelsees [Zone IIa]
- *OBS10*: Einzige Messstele in der Kalkalpinen Zone [Ia]

Die durchschnittliche Korrelation der Messstellen beträgt 0.56. Die für eine einfache Zonierung ermittelten Speicherkoeffizienten liegen in dem Wertebereich $[(0.01), (0.21)]$ mit einem Mittelwert von 0.13 und damit am unteren Ende der Spannweite für Speicherkoeffizienten ungespannter Sand-Kies-Aquifere (Kapitel 6.2). Herauszuheben aus

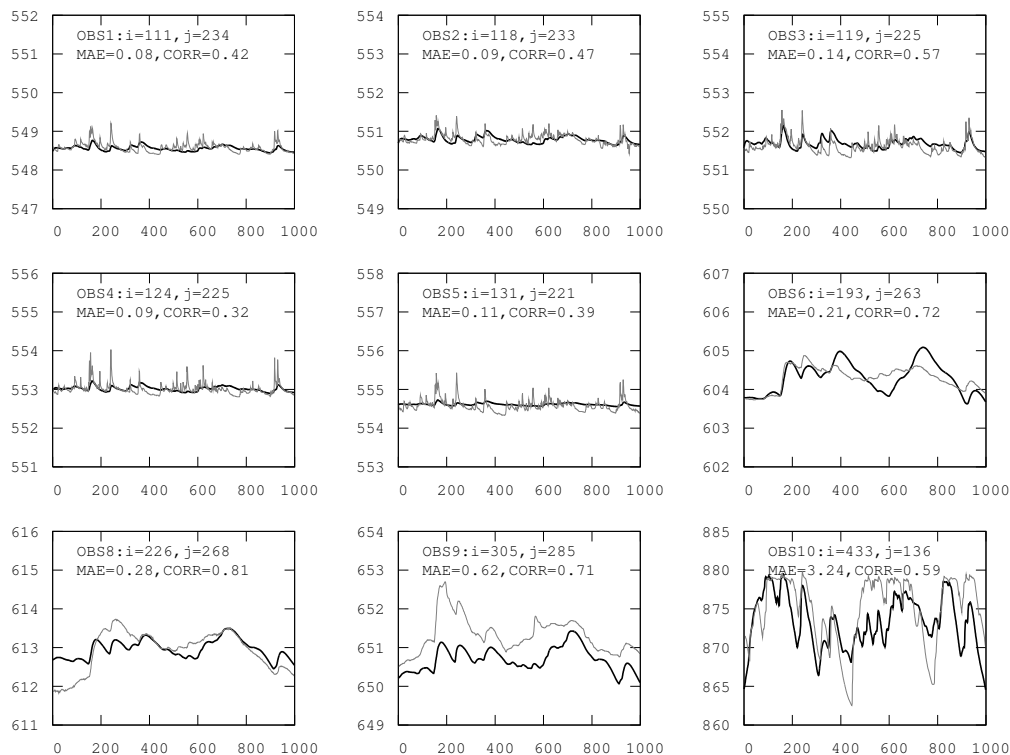


Abbildung 7.8: Berechnete gegen beobachtete Grundwasserspiegel [in mNN] über einen Referenzzeitraum von 1000 Tagen (01.01.1995-26.09.1997) auf dem 100m-Raster. Weitere Erläuterungen siehe Text.

den Ergebnissen ist die Grundwassermessstelle *OBS10*, die als einzige in den glazial übertieften Tälern der Kalkalpinen Zone liegt. Das in dieser Region höhere Relief und die damit verbundene höhere Dynamik des Wasserkreislaufs zeichnet sich auch in der gemessenen Ganglinie nach. Obwohl diese Dynamik sehr gut modelliert wird

($CORR = 0.59$), ist der mittlere absolute Fehler deutlich höher als bei den Messstellen im Alpenvorland. Eine Modellierung solcher Grundwasserspiegelschwankungen ist deutlich schwieriger als die Modellierung der vergleichsweise trägen Ganglinien in flacheren Gebieten.

Ergebnisse auf einer Rasterweite von 1000 m

Aufgabe dieses Kapitels ist es, a) eine gute aggregierte Anpassung der Speicherkoeffizienten des Referenzmodells vorzustellen und b) diese mit den Lösungen für konstante Speicherkoeffizienten zu vergleichen. Im Normalfall wird nur b) als Möglichkeit für großskalige Modelle zur Verfügung stehen. In dieser Arbeit ist man in der glücklichen Situation, ein kalibriertes Modell auf einer kleineren Skala zu haben.

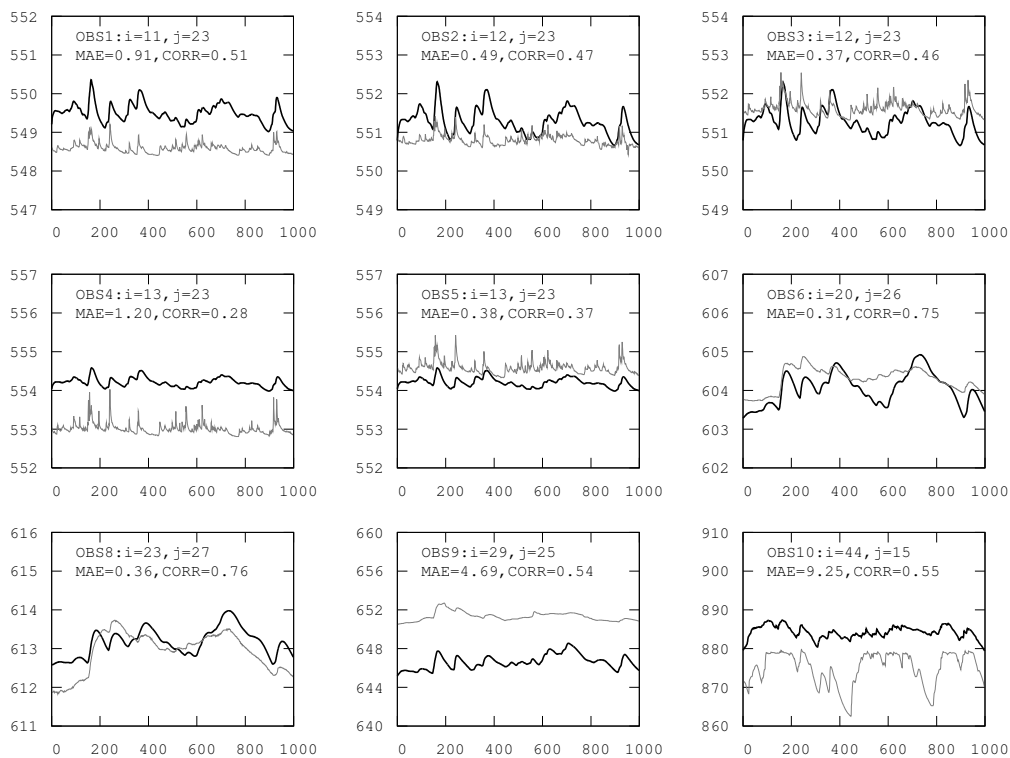


Abbildung 7.9: Berechnete gegen beobachtete Grundwasserspiegel [in mNN] über einen Referenzzeitraum von 1000 Tagen (01.01.1995-26.09.1997) auf dem 1000 m-Raster, Aggregation mit dem arithmetischen Mittel μ_a . Weitere Erläuterungen siehe Text.

Tabelle 7.5 zeigt die Ergebnisse der sieben eingesetzten Speicherkoeffizienten (Methodenüberblick siehe Kapitel 6.2) für das Ammermodell. Die Modelle mit einem konstanten Speicherkoeffizienten ($\mu_\mu, \mu_{\sigma-}, \mu_{\sigma+}$) zeigen, dass die Dynamik deutlich schlechter wiedergegeben wird als bei einer aggregierten angepassten Zonierung. Will man in mesoskaligen Modellen eine bessere Modellgüte als die hier vorgestellte, kommt man um eine Anpassung des Modells mittels inverser Modellierung nicht umhin.

Die äußerst geringen Änderungen beim absoluten Fehler des Modells zeigen, wie wenig sensitiv die Grundwasserhöhen auf den Speicherkoeffizienten reagieren. Kapitel

S bzw. n_{sp}	μ_h	μ_g	μ_a	μ_V	μ_μ	$\mu_{\sigma-}$	$\mu_{\sigma+}$
\overline{MAE}	2.00	1.99	1.99	2.04	1.94	1.96	1.95
\overline{CORR}	0.50	0.51	0.52	0.48	0.29	0.39	0.22

Tabelle 7.5: Die über die neun vorhandenen Grundwassermessstellen gemittelten absoluten Fehler und Korrelationskoeffizienten für die sieben eingesetzten Methoden zur Aggregation des Speicherkoefizienten für das 1000 m-Ammermodell.

7.3 wird sich mit dieser Thematik eingehender befassen.

Setzt man das arithmetische Mittel als Aggregationsmethode für den Speicherkoefizienten ein, erhält man eine gute Anpassung zwischen den gemessenen und berechneten neun Grundwassermessstellen (Abbildung 7.9). Erwartungsgemäß sind die Ergebnisse etwas schlechter als beim Referenzmodell. Die Messstelle *OBS10* weist mit einem $MAE = 9.25$ m einen durchschnittlichen Fehler auf, der in der Größenordnung des durchschnittlichen Fehlers im Donaueinzugsgebiet ist. Wie problematisch ein Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Daten auf dem 1000 m-Raster ist, zeigt folgendes Beispiel: Die beiden Messstellen *OBS4* und *OBS5* liegen auf dem 1000 m-Raster in der gleichen Zelle ($i = 13, j = 23$). Deren Ganglinie und die modellierte Ganglinie für diese Zelle zeigt Abbildung 7.10. Die Unterschiede zwischen den beiden gemessenen Ganglinien betragen im Schnitt 1.50 m. Die berechnete Zeitreihe liegt zwischen den beiden Ganglinien, was sie als Mittelwert sehr plausibel macht, aber zu einem unvermeidlichen Fehler im Vergleich zu diesen Zeitreihen führt. Wie groß dieser Fehler werden kann, wurde in Abbildung 2.8 auf Seite 30 bereits verdeutlicht.

Die Dynamik der modellierten Zeitreihe folgt dem Verlauf der beobachteten Zeitreihen ohne die Spitzenwerte zu erreichen. Dieses Verhalten ist bei fast allen Zeitreihen im Donaueinzugsgebiet auf dem 1000 m-Raster festzustellen. Dafür können folgende Gründe angeführt werden:

- Im Ammergebiet wird mit gemittelten konstanten Flussrandbedingungen gearbeitet. Dadurch werden die Schwankungen im Flusswasserspiegel nicht berücksichtigt, die aber einen deutlichen Einfluss auf die Dynamik des Grundwasserspiegels haben, wie es z.B. bei Hochwasserereignissen festzustellen ist. Aber auch im Modell DANUBIA, in dem ein variabler Flusswasserstand an das Grundwassermodell übergeben wird, ist die Dynamik gedämpft, da hier aus Rechenzeitgründen das Grundwassermodell nur einmal pro 24 Stunden mitläuft und somit die zeitliche Auflösung des Modells die natürliche Dynamik nicht erfasst.
- Die räumliche Aggregation sowohl im Grundwassermodell als auch im Bodenwasserhaushaltsmodell mittelt räumlich heterogene Prozesse auf das 1000 m-Raster. Darunter fallen auch Randbedingungen wie die Perkolation.
- Mit einem Grundwassermodell, das auf Gleichung (3.11) beruht, werden nicht alle Prozesse berücksichtigt, die für die hochfrequente Dynamik verantwortlich sind (z.B. Luftdruckschwankungen).

Abbildung 7.10 stellt damit sehr deutlich die Möglichkeiten aber auch die Grenzen großskaliger Modelle dar:

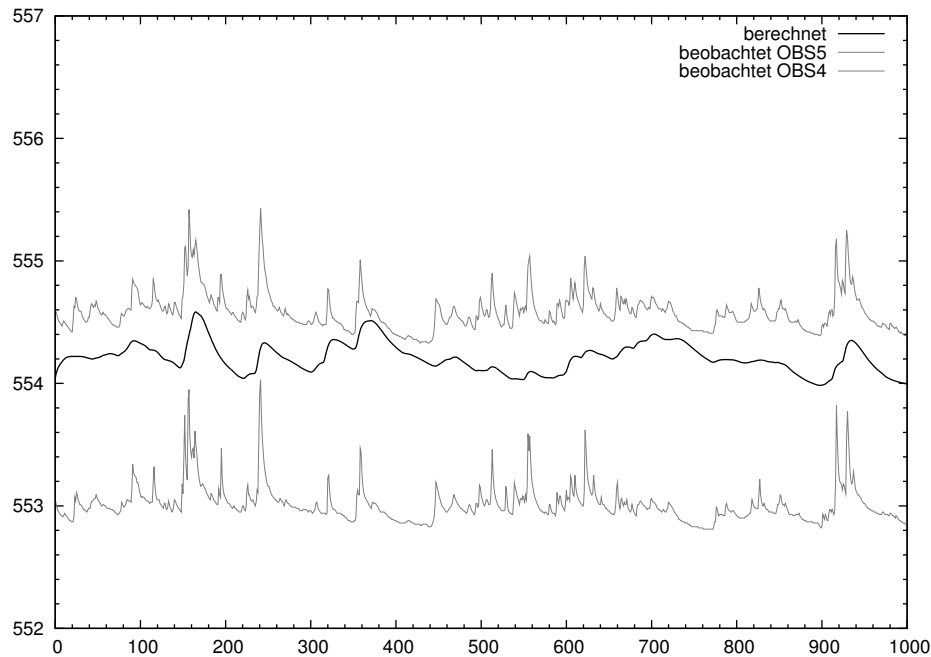


Abbildung 7.10: Vergleich von zwei beobachteten und der berechneten Grundwasserspiegelganglinien innerhalb einer Zelle ($i=13, j=23$) auf dem 1000 m-Raster für den Zeitraum 01.01.1995-26.09.1997.

Möglichkeiten: Mit den entsprechenden Methoden ist eine plausible Modellierung der Grundwasserströmung auf der regionalen Skala erreichbar. Der errechnete Grundwasserspiegel stellt einen sinnvollen repräsentativen Wert für eine Quadratkilometerrasterzelle dar.

Grenzen: Auf Grund der fehlenden exakten Vergleichsmöglichkeiten zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserspiegeln ist das Modell für Fragestellungen, die eine höhere Auflösung erfordern (z.B. Brunnenabsenkungen) nicht validierbar.

Der Vergleich mit gemessenen Abflussdaten konnte im Ammergebiet nicht direkt durchgeführt werden, da hier kein Routing der Abflüsse (oberirdischer- und unterirdischer Abfluss) implementiert wurde. Allerdings verwendet ROJANSCHI (2006) das hier vorgestellte Grundwassermodell in einem hydrologischen Modellkomplex. Abbildung 7.11 zeigt die gute Übereinstimmung von berechneten und gemessenen Daten in seinem Modell ($NS = 0.88$). Auch das Pfingsthochwasser wird von dem Modell sehr gut nachgebildet.

7.2.2 Ergebnisse des Modells „Obere Donau“

Im Gesamtmodell DANUBIA ist der gesamte hydrologische Kreislauf komplett berücksichtigt, d.h. es gibt ein Flussmodell, das die Ergebnisse aus Bodenwasserhaushalts- und Grundwassermodell aufnimmt und durch das Gewässernetz routet. Als Beispiel für die Güte des Modells wird am Pegel Achleiten der gemessene mit dem berechneten Abfluss verglichen (Abbildung 7.12).

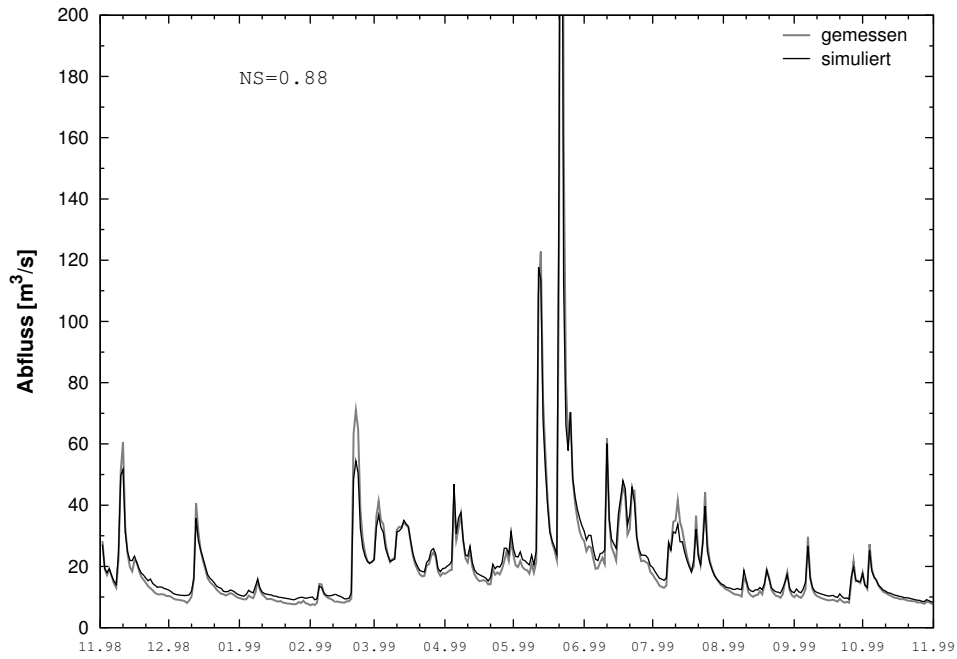


Abbildung 7.11: Vergleich von gemessenen und simulierten Abfluss am Pegel Weilheim nach ROJANSCHI (2006) mit dem Pfingsthochwasser Ende Mai 1999.

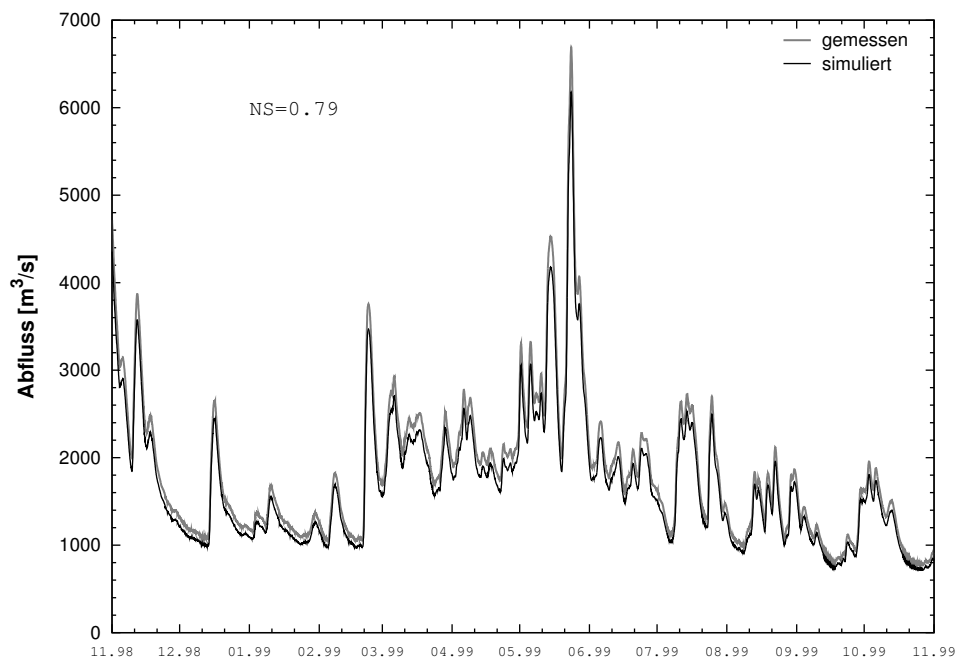


Abbildung 7.12: Vergleich von gemessenen und simulierten Abfluss für einen Referenzlauf von DANUBIA im April 2005 mit dem Pfingsthochwasser Ende Mai 1999.

Abbildung 7.12 zeigt den Vergleich zwischen gemessenen und mit DANUBIA simulierten Abfluss für einen Referenzlauf. Für den Gesamtzeitraum 1995-2000 ist $NS = 0.64$, für den dargestellten Bereich, das hydrologische Jahr 1999 ist $NS = 0.79$. Obwohl das Gesamtmodell zu diesem Zeitpunkt noch nicht endgültig kalibriert und validiert war, sind die Ergebnisse bereits sehr gut. Wie im Falle des Ammermodells wird auch hier das Pfingsthochwasser gut wiedergegeben. Dies gilt allerdings nicht für alle Teileinzugsgebiete innerhalb des GLOWA-Einzugsgebietes.

Die Ergebnisse des DANUBIA-Modells können erst als vorläufige Ergebnisse gesehen werden, dennoch sind sie gut genug, dass sich Schlussfolgerungen aus ihnen ziehen lassen (Kapitel 8). Für die folgende Sensitivitätsanalyse sollen aber nur die Ammermodelle herangezogen werden.

7.3 Sensitivitätsanalyse

Unter Sensitivitätsanalyse versteht man die Untersuchung des Einflusses der Modellparameter auf die Ergebnisse des Modells, d.h. die Beziehung zwischen In- und Output eines Modells. Die Sensitivität einer berechneten Größe h oder Q bezüglich eines Parameters p ist dementsprechend definiert als das Verhältnis der relativen Änderung der berechneten Größe pro relativer Änderung des Parameters, d.h. $\frac{\delta h}{\delta p}$ bzw. $\frac{\delta Q}{\delta p}$.

Ein deterministisches Modell liefert bei festgelegten Eingabewerten und eindeutig bestimmten Parametern ein eindeutiges Ergebnis. Dieses „eindeutige“ Ergebnis basiert allerdings auf drei bedeutenden Unsicherheiten (BAALOUSHA, 2004):

natürliche Unsicherheit Unsicherheiten in den Eingangsdaten und Zustandsgrößen:
Für alle Modelle müssen Randbedingungen definiert werden. In gekoppelten Modellen ist der Output der anderen Modelle die Unsicherheit der Eingangsdaten.

Modellunsicherheit Unsicherheiten im mathematischen und numerischen Modell.
Im Vergleich zu den Unsicherheiten in den Daten und Parametern unbedeutend.

Parameterunsicherheit Unsicherheiten in den Parametern des Modells.

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der Unsicherheit in den Parametern. Die natürliche Unsicherheit wird im Rahmen dieser Arbeit nicht behandelt.

Bei den Werten, die als Parameter in das Modell eingesetzt werden, handelt es sich im stochastischen Sinne um nicht eindeutig bestimmbare (kalibrierte) Erwartungswerte einer Verteilungsfunktion, die bei Grundwassermodellen in der Regel auf einer sehr kleinen Stichprobe beruht. Um über die Determiniertheit des Modells Aussagen machen zu können, wird deshalb in einer Sensitivitätsanalyse die Ergebnisänderung in Relation zur Änderung der Parameter ermittelt. Aufgeschlüsselt nach Eingabewerten kann so z.B. der sensitivste und damit der in der näheren Umgebung des betrachteten Ergebnisses entscheidendste Eingabewert ermittelt werden und letztendlich können auch Unsicherheiten hinsichtlich der Parameter quantifiziert werden.

Folgende Untersuchungen zu den wichtigsten Modellparametern Durchlässigkeit K , Speicherkoefizient S und Conductance C_{RIV} werden in diesem Kapitel durchgeführt:

- Stationäre Modelle
 - 100 m-Raster: kalibrierte K-Verteilung multipliziert mit einem konstanten Faktor a_1 , mit $a_1 = \{0,5; 0,8; 1,2; 2\}$
 - 1000 m-Raster: aggregierte K-Verteilung (Power Law Averaging mit $p = 0.9$) multipliziert mit einem konstanten Faktor a_1 , mit $a_1 = \{0.5; 0.8; 1.2; 2\}$
 - Änderung der Durchlässigkeit zwischen Aquifer und Flussnetz (Conductance) mit einem konstantem Faktor b , mit $b = \{0.1; 0.5; 1.5; 10\}$
- Instationäre Modelle
 - 100 m-Raster: K-Verteilung wie im stationären Fall, dazu kalibrierte Verteilung der Speicherkoeffizienten multipliziert mit einem konstanten Faktor a_2 , mit $a_2 = \{0.1; 0.5; 1.5; 10\}$
 - 1000 m-Raster: K-Verteilung wie im stationären Fall, dazu aggregierte Verteilung der Speicherkoeffizienten (μ_a) multipliziert mit einem konstanten Faktor a_2 , mit $a_2 = \{0.1; 0.5; 1.5; 10\}$

Insgesamt wurden demzufolge 32 Modellläufe gestartet und ausgewertet, um die Parametersensitivität zu bestimmen. Wie bei der klassischen Sensitivitätsanalyse üblich (ANDERSON UND WOESSNER, 1992) wird in dieser Arbeit nur ein Parameter pro Lauf geändert.

Folgende Kriterien sollen für die Bewertung der Sensitivität eingesetzt werden:

- stationär: Verteilung der absoluten Residuen, d.h. der Differenz zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserspiegeln mit den dargestellten Quantilen $x_{10}, x_{25}, x_{50}, x_{75}, x_{90}$ sowie dem Minimum und dem Maximum (Abbildungen 7.13 und 7.14).
- instationär: Beurteilung der Dynamik mittels der Verteilung der Korrelation für die vorhandenen neun Messstellen. Aufgrund der limitierten Stichprobe werden nur die Quantile x_{10}, x_{50}, x_{90} und das Minimum und das Maximum dargestellt (Abbildungen 7.15 und 7.16).

Für die Bewertung der Anpassung der Höhe wurde der mittlere absolute Fehler MAE über die 1000 Zeitschritte der neun Messstellen berechnet:

$$\overline{MAE} = \sum_{I=1}^N \frac{1}{n} \sum_i^n |h_{obs}^i - h_{cal}^i| \quad (7.7)$$

Auswertung

Die Auswertungen der stationären Läufe (Abbildungen 7.13 und 7.14) zeigen die Verteilung der MAE der 81 Messstellen mit Hilfe von Boxplots. Aufgetragen sind auf der linken Seite die fünf Läufe mit den veränderten Durchlässigkeiten (Faktor a_1). Sie zeigen die starke Sensitivität der stationären Modelle gegenüber diesem Parameter. Zu beachten ist der Maßstab der y-Achse, der zeigt, wieviel ungenauer das 1000 m-Modell ist. Beim 100 m-Modell sind die besten Ergebnisse bei $a_1 = 1$ festzustellen, ein weiterer Beleg für die Güte des Modells und der eingesetzten Durchlässigkeiten.

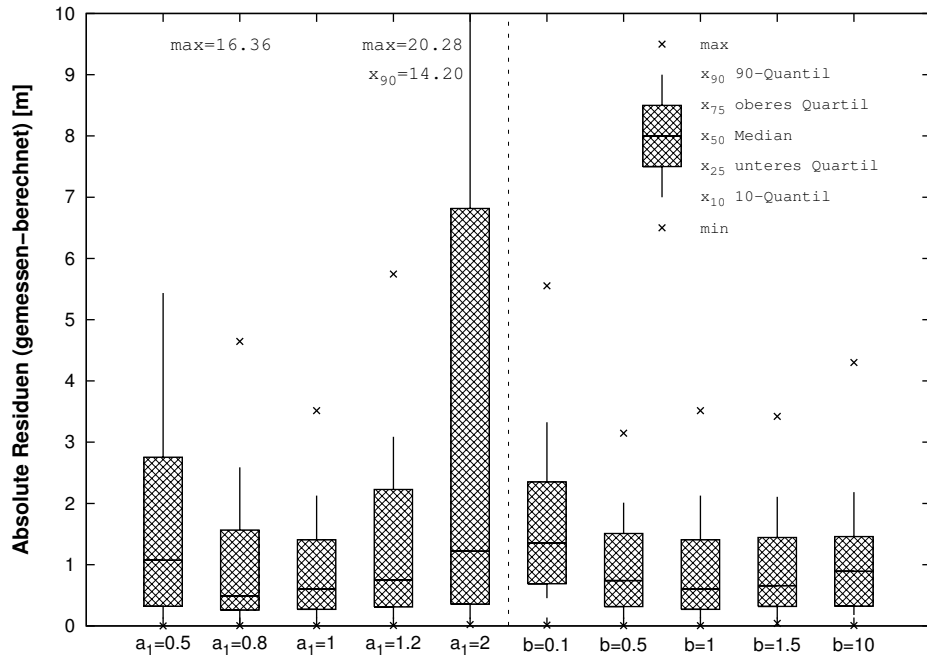


Abbildung 7.13: Sensitivitäten des stationären 100 m-Referenzmodells gegenüber Durchlässigkeiten von Aquifer (Faktor a_2) und Schnittstelle zu den Oberflächengewässern (Faktor b).

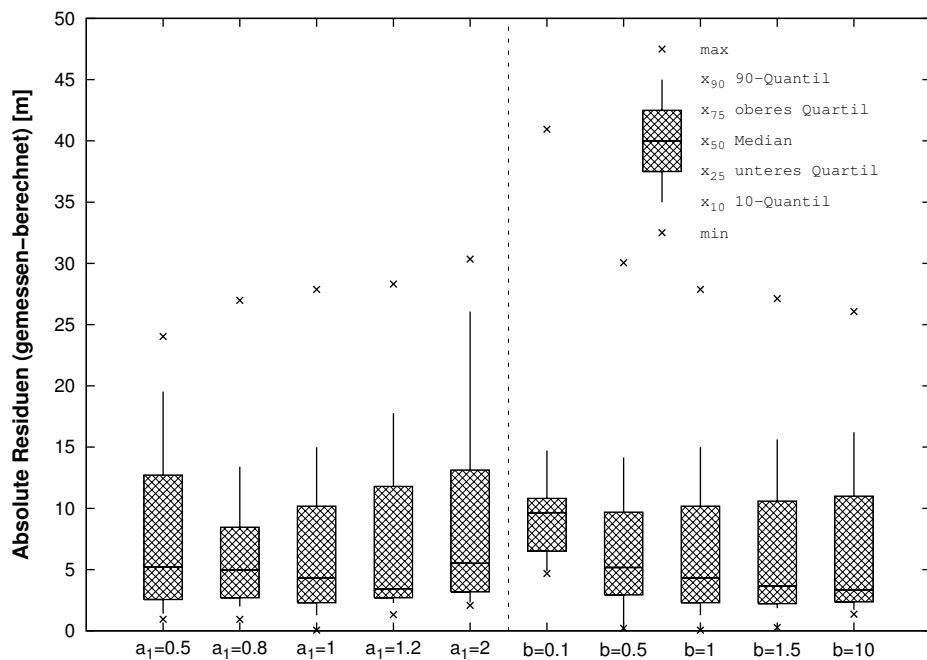


Abbildung 7.14: Sensitivitäten des stationären 1000 m-Modells (mit $p = 0.9$) gegenüber Durchlässigkeiten von Aquifer (Faktor a_1) und Schnittstelle zu den Oberflächengewässern (Faktor b).

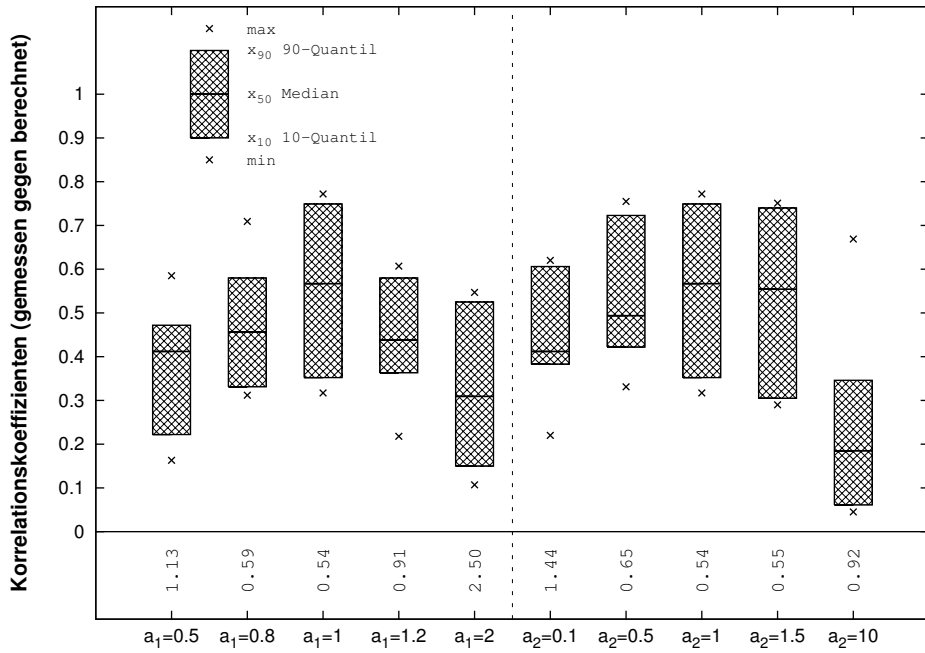


Abbildung 7.15: Sensitivitäten des instationären 100 m-Referenzmodells gegenüber Durchlässigkeit (Faktor a_1) und Speicherkoeffizient (Faktor a_2) des Aquifers.

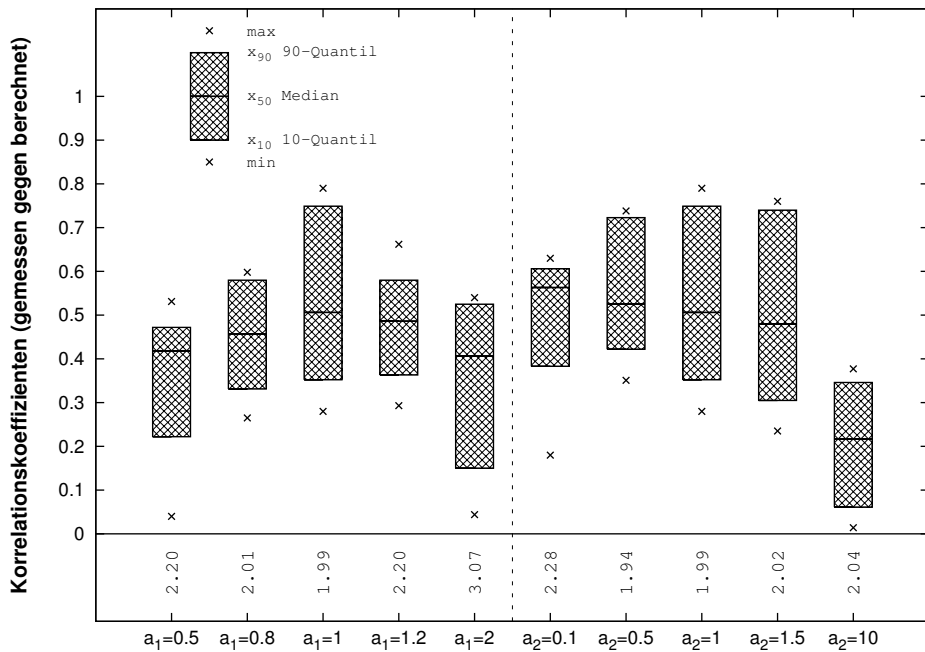


Abbildung 7.16: Sensitivitäten des instationären 1000 m-Modells (mit $p = 0.9$) gegenüber Durchlässigkeit (Faktor a_1) und Speicherkoeffizient (Faktor a_2) des Aquifers.

Beim 1000 m-Modell ist die Sensitivität weniger stark ausgeprägt, aber auch hier liegen die im Modell eingesetzten Durchlässigkeiten in dem Bereich, der die besten Ergebnisse liefert.

Auf der rechten Seite der Abbildungen 7.13 und 7.14 sind die Sensitivitäten des Modells gegenüber der Schnittstelle zwischen Grundwasser und Oberflächengewässer dargestellt (Faktor b). Bei beiden Modellen zeigt sich nur bei sehr gering werdenden Durchlässigkeiten ($b = 0.1$) eine Sensitivität des Modells hin zu schlechteren Ergebnissen.

Für die instationären Läufe (Abbildungen 7.15 und 7.16) sind die verschiedenen Läufe gegenüber der Korrelation der neun Messstellen aufgetragen. D.h. hohe Werte (Maximalwert ist 1) bedeuten in diesem Fall eine gute Anpassung. Auf der linken Seite sind die fünf Läufe mit veränderten Durchlässigkeiten dargestellt: Für beide Modelle ergibt sich eine sehr deutliche Sensitivität mit den besten Korrelationen für die Läufe mit den auch in den bisherigen Modellläufen eingesetzten Durchlässigkeiten. Auch bei den mittleren absoluten Fehlern \overline{MAE} ergibt sich für $a_1 = 1$ ein Optimum. Sie sind in den Abbildungen unter den jeweiligen Modellläufen angegeben, z.B. ergibt sich ein mittlerer absoluter Fehler von $\overline{MAE} = 2.01$ für alle neun Grundwassermessstellen bei einer Multiplikation der Durchlässigkeiten im Modell mit $a_1 = 0.8$.

Weniger eindeutig reagiert das Modell auf eine Änderung der Speicherkoeffizienten (Faktor a_2). Hier zeigt sich, dass die Modelle bei Verkleinerung des Speicherkoeffizienten nahezu unsensitiv reagieren - bis hin zu einem Bereich, der außerhalb des Intervalls aus den Überlegungen von Kapitel 6.2 liegt. Dies bestätigt das Problem der Modelle (Kapitel 7.2), die Dynamik des Grundwassersystems korrekt wiederzugeben.

Fazit: Das Modell zeigt insgesamt die auch in vielen anderen Untersuchungen (z.B. DELIMA UND OLIMPIO (1989)) festgestellte hohe Sensitivität gegenüber der Durchlässigkeit, die bei instationären Modellläufen auch bedeutender ist als die Sensitivität gegenüber den Speicherkoeffizienten. Die Sensitivität gegenüber den Durchlässigkeiten des Flussbettes an der Schnittstelle des Grundwassers zu den Flüssen ist in den Modellen ebenfalls sehr gering.

7.4 Klimaszenarien mit GLOWA-Danube

Die Bewertung der erstellten Modelle soll nicht allein auf die sektoral üblichen Vergleiche zwischen beobachteten und berechneten Messdaten, auf die Plausibilitätsprüfung und Interpretation von Bilanztermen sowie auf die Sensitivitätsanalyse der Parameter beschränkt bleiben. Vielmehr war die ursprüngliche Motivation zur Erstellung mesoskaliger Grundwassermodelle die Global Change Forschung und die dafür benötigten hydrologischen Prognosemodelle auf regionaler Ebene. In diesem Kapitel soll deshalb der Ausgangspunkt dieser Arbeit wieder aufgegriffen werden und Ergebnisse aus Szenarielläufen mit dem hydrologischen Modell des Projekts GLOWA-Danube vorgestellt werden.

Für die Szenarielläufe in GLOWA-Danube wurden die Modelle *Landsurface*, *Groundwater* und *Rivernetwork* miteinander gekoppelt (Kapitel 2.2). Den Klimaszenarien wurden Emissions-Szenarien des IPCC zugrundegelegt und daraus die Trends für die klimatischen Eingangsdaten für das Gesamtmodell abgeleitet (Kapitel 7.4.1). Folgende Emissions-Szenarien werden in IPCC (2001) beschrieben:

- A1** → Das A1-Szenario beschreibt die Emissionen einer zukünftigen Welt mit schnellem wirtschaftlichen Wachstum und einer Bevölkerung, die noch in der Mitte des Jahrhunderts langsam abnimmt. Viele neue effiziente Technologien werden entwickelt, das Pro-Kopf-Einkommen der einzelnen Länder gleicht sich an. Je nach Art der zugrundeliegenden Energieressource unterscheidet man zwischen a) fossile Brennstoffe (Szenario A1FI), b) keine fossilen Brennstoffe (A1T) und c) beide Quellen (A1B). Für das Jahr 2100 wird je nach Energieszenario und eingesetztem Klimamodell ein Temperaturanstieg von 3.2 bis 5.8 °C (A1FI), 2.1 bis 3.8 °C (A1B) bzw. 1.7 bis 3.3 °C (A1T) prognostiziert.
- A2** → Die Welt des A2-Szenarios ist deutlich heterogener aufgebaut als im A1-Szenario. Das wirtschaftliche Wachstum ist regional stark abweichend, das Bevölkerungswachstum nimmt während des gesamten 21. Jahrhunderts weiter zu. Der zu erwartende Temperaturanstieg bewegt sich in diesem Szenario zwischen 2.8 und 4.7 °C.
- B1** → Im B1-Szenario entwickeln sich Wirtschaft und Bevölkerung ähnlich wie im A1-Szenario, aber mit einer schnelleren Entwicklung zu einer Dienstleistungs- und Informationsgesellschaft. Nachhaltige Entwicklung wird ein Eckpfeiler der globalen politischen und wirtschaftlichen Entscheidungen. Bei dieser klimatisch gesehen günstigsten Prognose liegt der prognostizierte Anstieg im Jahr 2100 bei 1.4 bis 2.5 °C.
- B2** → Im Gegensatz zum B1-Szenario werden bei diesem Szenario nachhaltige Lösungen nur lokal begrenzt entwickelt. Das wirtschaftliche Wachstum und die Bevölkerungsentwicklung entspricht in etwa dem A2-Szenario. Der Temperaturanstieg liegt daher zwischen 1.8 und 3.4 °C.

Um ein Verhalten des Modells ohne jegliche Klimaänderung zu simulieren, wurde zusätzlich zu den IPCC-Szenarien noch ein Null-Szenario modelliert:

- N0** → Das Klima ändert sich im Vergleich zu dem Validierungszeitraum 1971-2000 statistisch gesehen nicht. Dies entspricht keinem realistischen Zukunftsszenario, soll aber untersuchen, ob Veränderungen des hydrologischen Wasserkreislaufs im Modell auch ohne ein Emissionsszenario eintreten.

7.4.1 Generierung der Klimadaten

Aus den Trends der Temperatur aus den IPCC-Klimaszenarien wurden vom Teilprojekt *Landsurface*⁷ Klimadaten für die Szenarien in GLOWA generiert. Dabei wurde eine statistische Analyse der gemessenen Werte für Niederschlag und Temperatur aus den dreißig Jahren 1971-2000 durchgeführt. Als Ergebnis bekommt man für jedes Jahr dieser Zeitreihe zwölf Monatsmittelwerte für die Temperatur und den Niederschlag und deren Kovarianz. Aus der Normalverteilung der Temperatur jedes Monats wird eine Temperatur gezogen und der entsprechende Temperaturtrend des gewählten IPCC-Szenarios addiert. Mit Hilfe der Kovarianz zwischen der Temperatur und

⁷Beim Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität in München unter Leitung von Prof. W. Mauser.

dem Niederschlag wird der zugehörige Niederschlag für den zu simulierenden Monat gewählt. Mit diesem (T^*, P^*) -Paar geht man zurück zur statistischen Analyse und wählt letztendlich den Monat aus dem gemessenen (T, P) -Raum aus, der dem statistisch bestimmten Monat (T^*, P^*) am nächsten ist.

Diese Prozedur wird für alle Monate der zu generierenden 100-jährigen Zeitreihe durchgeführt. Als Ergebnis erhält man eine meteorologische Zeitreihe mit dem vorgegebenen IPCC-Temperaturtrend und einem abgeleiteten Niederschlagstrend. Vorteil dieser Methode ist, dass die simulierten Daten physikalisch sinnvoll sind, da sie realen Messdaten entsprechen. Allerdings ist eine signifikante Autokorrelation, wie sie bei gemessenen Temperatur- und Niederschlagszeitreihen in der Regel zu beobachten ist, für die simulierte Zeitreihe nicht gegeben. Bei zu stark ansteigendem Temperaturszenario wird nach einigen Jahren zudem nur noch eine kleine Anzahl der vorhandenen Monate ausgewählt, so dass hier die Varianz der Zeitreihe zu stark reduziert wird. Dies ist zum Beispiel bei den A-Szenarios nach etwa 60 bis 70 Jahren der Fall.

7.4.2 Ergebnisse des Grundwassermodells aus den Szenarienläufen

An dieser Stelle sollen nur die sektoralen Ergebnisse aus dem Grundwassermodell vorgestellt werden. Das heißt, nur die Entwicklung der Grundwasserspiegel (und damit indirekt der Basisabflüsse) sind im Blickpunkt. Die Auswertungen aller Teilmodelle und die Bewertung des generierten Klimaszenarios sind noch nicht abgeschlossen. Dennoch lassen sich aus den Ergebnissen bereits jetzt wertvolle Schlüsse ziehen.

Die Abbildungen 7.17 und 7.18 zeigen beispielhaft das Verhalten der Grundwasserspiegel (in jeweils einer Zelle) von zwei Aquiferen mit bedeutenden Trinkwasserressourcen, die obere Iller und die Mangfall. In beiden Abbildungen sind die Zeitreihen der Grundwasserspiegel des A2-, des B2- und des N0-Szenarios dargestellt. Um nicht die komplette Zeitreihe darstellen zu müssen, umfasst der dargestellte Zeitraum lediglich die Jahre 2020 bis 2060: spätere Simulationsergebnisse wurden weggelassen, da ab 2060 das Klimaszenario nicht mehr genügend Varianz aufweist (siehe Kapitel 7.4.1). Der N0-Lauf musste im Jahr 2050 aus technischen Gründen gestoppt werden. Die folgenden Aussagen aus den beiden Abbildungen können stellvertretend für alle untersuchten Grundwassermessstellen in den alluvialen Aquiferen gemacht werden: Das Nullszenario zeigt wie erwartet keinen Trend (z.B. im Illertal) oder nur einen sehr schwachen Trend (z.B. im Mangfalltal). Dies weist darauf hin, dass dem Modell kein systematischer Trend zugrunde liegt. So könnten z.B. schlechte Anfangsbedingungen den Klimatrend überlagern (Kapitel 3.4.2). Dagegen haben die beiden realistischeren Szenarien - stellvertretend für die anderen A- und B-Szenarien wurden das A2- und B2-Szenario ausgewählt - einen deutlich sinkenden Trend. Dabei zeigt das für die Klimaentwicklung günstigere B2-Szenario ein signifikant geringeres Absinken als das A2-Szenario: Für das B2-Szenario können für das Jahr 2060 0.2 m erwartet werden, für das A2-Szenario gut 0.5 m. Dieses Absinken ist kleiner als der absolute Fehler der Modellierung, der durchschnittliche Grundwasserspiegel für die Messstelle Illertissen von 1990-2000 beträgt z.B. 501.8 m. Doch wie in Kapitel 7 gezeigt werden konnte, können die entwickelten Modelle sehr gut die langfristige Dynamik des entsprechenden Grundwassersystems nachbilden, so dass diese Trends durchaus aussagekräftig sind.

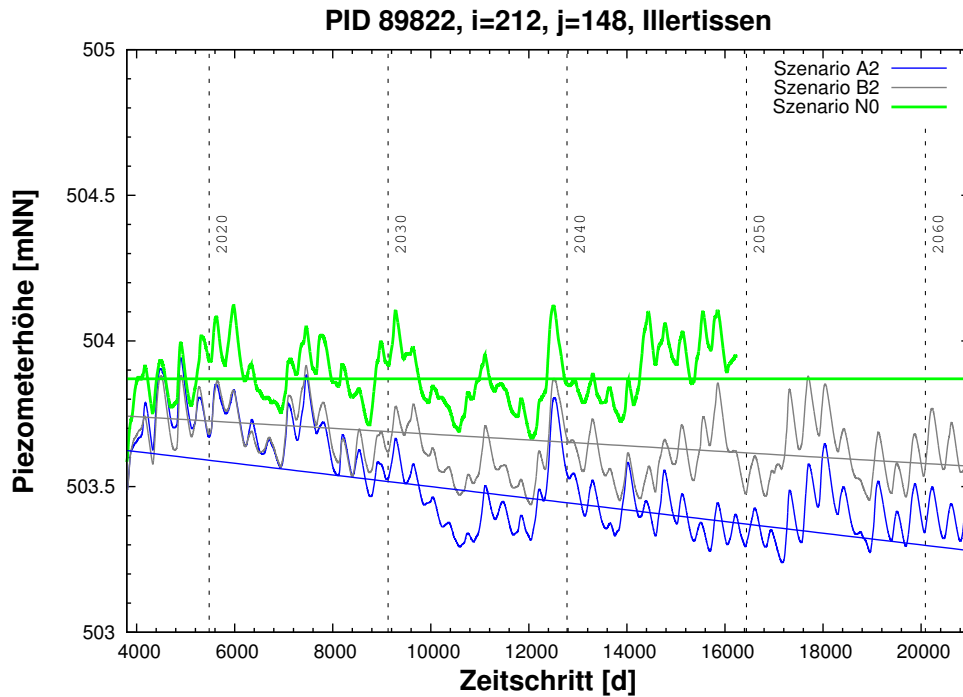


Abbildung 7.17: Entwicklung des Grundwasserspiegels im Illertal für verschiedene Szenarien. Ausschnitt aus dem 100-jährigen Szenariolauf in GLOWA-Danube.

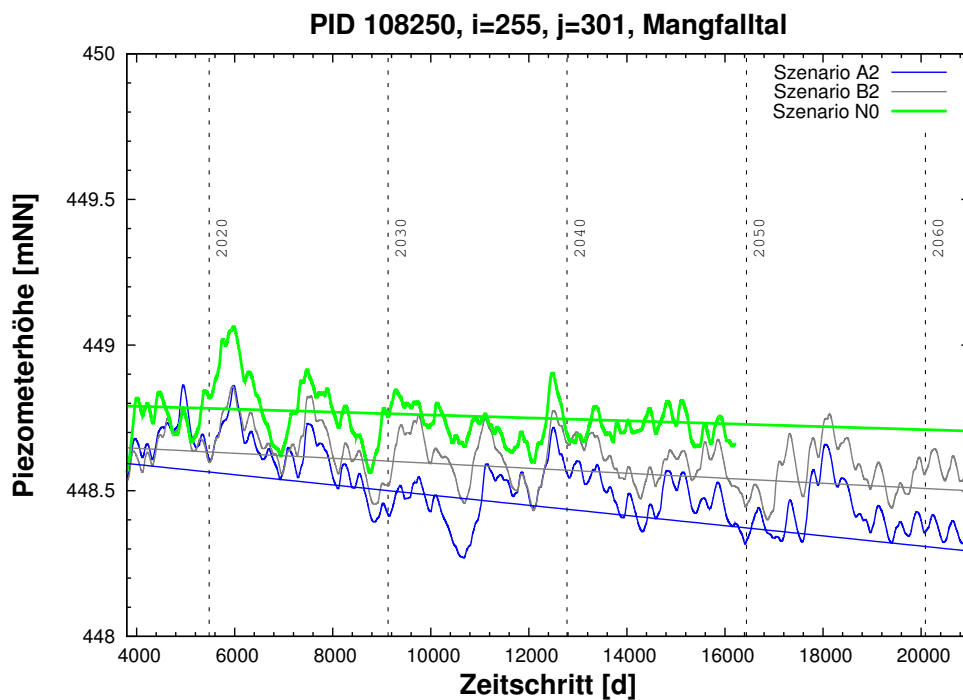


Abbildung 7.18: Entwicklung des Grundwasserspiegels im Mangfalltal für verschiedene Szenarien. Ausschnitt aus dem 100-jährigen Szenariolauf in GLOWA-Danube.

8 Bewertung der Ergebnisse

8.1 Was sollte erreicht werden?

- Wesentliche Aufgabe dieser Arbeit ist es zu zeigen, inwieweit explizite Grundwasserströmungsmodelle in der hydrologischen Modellierung mesoskaliger Einzugsgebiete eingesetzt werden können. Die Motivation des Einsatzes von Grundwassermodellen, die auf physikalischen Grundgleichungen beruhen, kommt dabei aus der Global Change Forschung, die Modelle benötigt, die gegenüber konzeptionellen Modellen mehr Aussagekraft (z.B. durch interne Ergebnisse des Grundwassermodells) besitzen und die auch unter geänderten Randbedingungen prognosefähig sind und eine belastbare Szenarienanalyse ermöglichen.
- Gewählt wurde ein Finite-Differenzen-Ansatz für die numerische Umsetzung der physikalischen Grundgleichungen, da dieser schnell und effizient ist und gut an die in der Regel gerasterte Diskretisierung ($1000\text{ m} \times 1000\text{ m}$) gekoppelter, räumlich verteilter hydrologischer Modelle passt. Zusätzlich existiert mit dem Softwarepaket MODFLOW ein internationaler Standard, dessen Tauglichkeit auch in wissenschaftlichen Kreisen außer Frage steht.

Untersuchungsgebiet ist das Einzugsgebiet der Oberen Donau bis zum Pegel Passau-Achleiten. Es ist das Untersuchungsgebiet des BMBF-Forschungsprojektes GLOWA-Danube und wurde ausgewählt, da es den hydrologisch sehr interessanten und wasserwirtschaftlich bedeutenden Übergang der Alpen zu ihrem Vorland beinhaltet.

8.2 Welche Probleme traten dabei auf?

- In der hydrogeologischen Analyse wurden für das gewählte Einzugsgebiet Obere Donau die alluvialen Aquifere als wesentliche hydrogeologische Einheiten identifiziert. Sie bilden die Schnittstelle zu den Oberflächengewässern und steuern damit den kurz- und mittelfristigen Umsatz des Wassers im hydrologischen Kreislauf. Die Konfiguration und Parametrisierung dieser Aquifere muss deshalb wesentliches Ziel der Grundwassermodellierung für hydrologische Modelle sein. Ihre Ausbreitung ist allerdings verglichen mit der Größe des Gesamteinzugsgebietes und der Diskretisierung sehr gering. Das führt zu Problemen bei ihrer Implementierung in ein numerisches Grundwassermodell mit einer groben Auflösung.

Ein FD-Ansatz bringt bei der Abbildung von Randbedingungen einige Restriktionen mit, vor allem die Abbildung unregelmäßig geformter Randbedingungen und Geometrien ist auf Grund des benötigten Wasseraustausches mit den Kantennachbarn der Nachbarrasterzellen schwierig. Diese Tatsache erschwert die Abbildung der alluvialen Aquifere zusätzlich.

- Die Parametrisierung auf einem groben Raster erfordert ein Upscaling der Parameter. Dabei gilt es, innerhalb der Zellen (z.T. über Aquifergrenzen hinweg) das Problem der Heterogenität zu lösen:
Wie lassen sich die Parameter der diskretisierten Zellen mit den heterogenen Eigenschaften des Untergrundes in Verbindung setzen? Sind äquivalente Mittelwerte oder effektive Parameter einsetzbar?
- Das Donaueinzugsgebiet weist neben den alluvialen Aquiferen weitere komplizierte Strukturen auf, die die Modellierung auf der Mesoskala erschweren:
 - Hohe Grundwasserflurabstände im Bayerischen Tertiärhügelland
 - Karstgebiete der Fränkischen und Schwäbischen Alb sowie der nördlichen Kalkalpen
 - Die Heterogenität der Molasseschichten

Es wurde deshalb zusätzlich zu dem Einzugsgebiet Obere Donau noch ein kleineres und hydrogeologisch weniger komplexes Einzugsgebiet innerhalb des Gesamteinzugsgebietes gesucht. Gewählt wurde das Einzugsgebiet der Ammer bis zum Pegel Fischen, da es sich direkt am Übergang der Alpen zum Alpenvorland befindet und in diesem Gebiet neben den alluvialen Aquiferen keine weiteren bedeutenden Aquifere vorhanden sind.

- Die Schnittstellen zwischen den einzelnen Teilmodellen des gekoppelten hydrologischen Gesamtmodells werfen zusätzlich einige Probleme auf: Während die Schnittstelle mit dem Oberflächengewässermodell ein Parametrisierungsproblem ist, das in dieser Arbeit mit dem vorgestellten Ansatz GALA angegangen werden kann, ist bei der Schnittstelle zwischen Grundwasser- und Bodenwasserhaushaltsmodell die Abbildung des Sickerraumes, der von beiden Modellen nicht abgedeckt wird, sehr problematisch.

Schwerpunkt der Arbeit ist die Lösung der ersten beiden genannten Probleme (Konfiguration und Parametrisierung der alluvialen Aquifere). Eine Lösung für die Parametrisierung der Karstgebiete und der Molasse im Bayerischen Tertiärhügelland wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht angestrebt. Für eine detaillierte Beschreibung des Problems mit dem Sickerraum wird auf die Dissertation von ROJANSCHI (2006) verwiesen.

8.3 Was konnte erreicht werden?

- Es konnten für die Einzugsgebiete Obere Donau und Ammer hydrogeologische Konzeptmodelle erstellt und daraus lauffähige Grundwassermodelle entwickelt werden.
Die alluvialen Aquifere lassen sich auf einem notwendigerweise grob diskretisierten Einzugsgebiet schwer abbilden, mit dem Einsatz subskaliger Information, geeigneter Aggregationsmethoden und dem hier entwickelten Ansatz GALA aber sinnvoll in ein FD-Modell integrieren.
Dabei lässt sich integrativ die gesamte Geometrie des hydrologischen Kreislaufes, die für die Akkumulation des Wassers auf der Erdoberfläche verantwortlich ist, sukzessiv ableiten:

Geländegeometrie (DGM) → Flussnetzgeometrie → Aquifergeometrie

Das Prinzip dieser hydrologischen Modellierung ist in Abbildung 5.6 auf Seite 82 dargestellt. Mit diesem innovativen Ansatz, der die am meteorologisch-hydrologischen Kreislauf entscheidenden alluvialen Aquifere einbindet und der im Wesentlichen auf der Idee einer klar definierten Akkumulation des Grundwassers auf der Aquiferbasis beruht, lassen sich wie im Beispiel des Ammereinzugsgebietes sehr gute Ergebnisse erzielen. Der Vergleich zwischen dem 100 m-Modell (Referenz) und dem 1000 m-Modell im Ammergebiet, das mit dem Ansatz GALA erstellt wurde, zeigt dies sehr eindrucksvoll.

- Ziel des 100 m-Referenzmodells war aber nicht nur, die Ergebnisse des entwickelten Ansatzes mit einem feineren Modell zu validieren, sondern auch Erkenntnisse über diverse Upscaling-Techniken zu gewinnen.

Die Parameterverteilungen aus dem 100 m-Modell wurden mit verschiedenen Upscaling-Methoden auf das 1000 m-Modell übertragen und die Ergebnisse der Modelle verglichen.

Die geologische Situation, die es dabei zu aggregieren gilt, sind die hochdurchlässigen aber schmalen Aquifere, die durch bis zu 1000fach geringer durchlässige Schichten fließen. Die hydraulischen und hydrogeologischen Gegebenheiten für die alluvialen Aquifere sind ähnlich der Situation der Strömung parallel zu den Schichtgrenzen (Fall 1 in Abbildung 6.1 auf Seite 93), so dass aggregierte Durchlässigkeiten nahe dem arithmetischen Mittel zu erwarten sind. Die Ergebnisse dieser Arbeit bestätigen diese geologische Vorinterpretation: Innerhalb der physikalisch vernünftigen Spannweite $[\mu_h, \mu_a]$ erhält man für das Power Law Averaging (Kapitel 6.1) einen optimalen Parameter $p = 0.9$, der nahe am arithmetischen Mittel liegt. Von allen Methoden, die äquivalente Parameter berechnen, liefert $p_{opt} = 0.9$ die besten Ergebnisse.

Neben der Bestimmung äquivalenter Parameter wurde auch eine Methode eingesetzt, um effektive Parameter zu bestimmen. Der in dieser Arbeit getestete LAPLACE-Ansatz liefert schlechtere Ergebnisse als das Power Law Averaging, da der mit vereinfachten Randbedingungen (ohne Flussnetz) gerechnete Ansatz den komplexen existierenden Randbedingungen nicht gerecht wird.

- Der mit GALA berechnete steilste Gradient der Aquiferbasis kann auf der Mesoskala, d.h. in Einzugsgebieten der Größenordnung 1.000 bis 100.000 km² (siehe Tabelle 2.2 auf Seite 23), als Fließrichtung des Grundwassers angesehen werden und führt bei den Upscaling-Ansätzen, die auf der Fließrichtung aufbauen (LAPLACE und Renormalisierung), zu verbesserten Ergebnissen. Ein Einsatz dieser Information für andere hydrologische oder hydrogeologische Fragestellungen ist möglich.

8.4 Was können diese entwickelten Modelle nicht leisten?

- Mit steigender hydrogeologischer Komplexität, d.h. bei Existenz weiterer regional bedeutender Aquifere, die im Kontakt mit den alluvialen Aquiferen stehen, aber auch bei großen Flurabständen mit heterogen aufgebauten Sickerräumen, ist die Annahme, dass die alluvialen Aquifere allein den unterirdischen Wasser-

kreislauf steuern, nicht korrekt. Je wichtiger diese zusätzlichen Aquifere sind, desto weniger kann man sich nur auf die alluvialen Aquifere allein konzentrieren, ansonsten nimmt die Güte der Modellergebnisse deutlich ab (z.B. im Karst auf der Schwäbischen Alb).

- Vor allem die räumliche Variabilität des Gesamtabflusses lässt sich in komplexen Einzugsgebieten schlechter nachbilden. Während im kleineren Ammergebiet auch die Abflüsse von Teileinzugsgebietspegeln vernünftig nachgebildet werden, gilt das nicht für einige Teilbereiche im Donaueinzugsgebiet. Der Grund hierfür ist ebenfalls in der deutlich komplizierteren hydrogeologischen bzw. hydraulischen Situation zu sehen. Durch den Einsatz eines Grundwassermodells mit mehreren Schichten wird ein unterirdischer Wasseraustausch zwischen den Aquiferen über Teileinzugsgebietsgrenzen ermöglicht. Dieser ist zwar auch in Wirklichkeit vorhanden, die Datenlage lässt aber eine zuverlässige Modellierung der Ausmaße eines solchen Austausches in der Regel nicht zu.
- Des Weiteren ist in Gebieten mit hohen Flurabständen die Perkolation nicht mit der Grundwasserneubildung gleichzusetzen. Das in Kapitel 5.4 entwickelte Verfahren liefert für die Zielsetzungen dieser Arbeit ausreichend gute Ergebnisse. Es wird aber der Komplexität der Schnittstelle zwischen Boden- bzw. Sickerwasser und Grundwasser nicht gerecht.
- Neben der komplizierten Geometrie der alluvialen Aquifere ist auch die Nachbildung der hohen Gradienten der Grundwasserströmung in den Alpen ein Problem für die numerische Stabilität der eingesetzten Modelle, wenn man die alluvialen Aquifere als ungespannten Grundwasserleiter ansieht. Man kann die numerischen Probleme umgehen, indem man den Grundwasserleiter als gespannt annimmt oder ihm zumindest eine Mindesttransmissivität zuweist (Kapitel 3.4.3).
- Die Validierung der Modelle mit gemessenen Daten zeigt, dass die Grundwasserspiegel und die Austauschraten mit den Flüssen sehr gut wiedergegeben werden können. Allerdings ist die Aussagekraft eines solchen Vergleichs von gemessenen und berechneten Daten durch das Quadratkilometerraster deutlich eingeschränkt, da die den Messdaten zugrunde liegende Geländehöhe innerhalb eines Quadratkilometers sehr stark variieren kann (Abbildung 2.8 auf Seite 30). Damit sind auch die Modelle nur im begrenzten Maße validierbar.
- Die kurzfristige Dynamik des Systems ist wegen der auf dem Quadratkilometer nur unzureichend wiederzugebenen Heterogenität (in allen Teilmodellen des hydrologischen Modells) nur eingeschränkt darstellbar. Die Modelle sollten deshalb nur für langfristige Prognoserechnungen eingesetzt werden.

8.5 Was können die entwickelten Modelle leisten?

- Die Ergebnisse der Modelle auf dem 1000 m-Raster und deren Validierung zeigen auf Einzugsgebietsebene - unter Berücksichtigung der eingeschränkten Aussagekraft eines solchen Vergleichs (Kapitel 8.4) - gute bis sehr gute Übereinstim-

mungen mit beobachteten Daten. Sie bieten damit die Möglichkeit, Grundwasserspiegel verschiedener Aquifere, den Wasseraustausch zwischen verschiedenen Aquiferen und die In- bzw. Exfiltration zwischen Grund- und Oberflächen-gewässern in die Bewertung von Wasserressourcen zu integrieren.

Die aus den stationären validierten Ergebnissen erstellten Grundwassergleichungen liefern z.B. einen guten Überblick über die Hydraulik des Grundwassersystems (z.B. aufsteigende Grundwässer). Durch den Vergleich von Basisabflüssen kann man u.a. auf Grundwasserverluste in Teileinzugsgebieten schließen wie beispielsweise beim Pegel Oberammergau, bei dem ohne die Berücksichtigung der Schüttung der Maulenbachquelle von etwa $1.0 \text{ m}^3/\text{s}$ im langjährigen Durchschnitt ein zu hoher Basisabfluss berechnet werden würde (Abbildung 7.3 auf Seite 105).

- Kapitel 7.4 zeigt, dass die erstellten Modelle (in diesem Fall das Modell DANUBIA für das gesamte Einzugsgebiet der Oberen Donau) ihr eigentliches Ziel, die Auswirkungen von Klimaveränderungen auf den unterirdischen Wasserkreislauf bewerten zu können, erfüllen. Es handelt sich bei den gezeigten Ergebnissen allerdings um erste Testläufe mit sehr einfachen Szenarien, deren Validierung noch nicht abgeschlossen ist. Somit ist auch die Validierung des Grundwassermodells noch nicht abgeschlossen.

Naturgemäß sind solche Vorhersagen mit sehr großen Unsicherheiten behaftet und lassen nur qualitative Aussagen zu. Das gilt insbesondere für Prognosemodelle, deren Randbedingungen schon auf Prognosen, den Klimaszenarien, beruhen. Schon die Klimamodelle unterliegen solchen Unsicherheiten, dass nur qualitative Aussagen (Risikoabschätzungen eines klimatischen Effekts) abgeleitet werden dürfen. Das gleiche gilt natürlich auch für die Aussagen, die mit hydrologischen Modellen getroffen werden sollen, die zusätzlich zur Unsicherheit des Szenarios eigene Unsicherheiten beinhalten.

Es soll an dieser Stelle daher noch einmal betont werden, dass mesoskalige Grundwassermodelle einen unverzichtbaren Beitrag zu einem integrativen Flusseinzugsgebietsmanagement leisten, aber nicht dazu konzipiert werden, lokale Fragen z.B. zur Bewirtschaftung einzelner Brunnen zu beantworten. Dies kann nur Ziel lokaler kleinskaliger Modelle mit einer entsprechenden Auflösung sein. Lokale Modelle haben oft den Nachteil auf nicht eindeutig definierten Randbedingungen aufzubauen. Solche Randbedingungen können leicht aus mesoskaligen Modellen extrahiert werden. Ein Test einer solchen Kopplung wäre eine interessante Anwendung der vorgestellten Modelle (Kapitel 8.7).

8.6 Sind solche Modelle physikalisch basiert?

Legt man die Definition eines physikalisch basierten Modells zugrunde, wie sie in dieser Arbeit oder von JENSEN UND MANTOGLOU (1992) formuliert wurde, kann man nicht von einem physikalisch basierten Modell sprechen, da es nicht möglich ist, eine Durchlässigkeit für eine $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ - oder $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$ -Zelle zu messen. Solche Messmethoden zu entwickeln wäre für die Hydrologie ein größerer Fortschritt, als immer weiter zu versuchen, aus ein paar Punktmessungen Informationen für ganze

Einzugsgebiete abzuleiten wie KLEMES (1986) treffend formuliert. Ein physikalisch basiertes Modell im engeren Sinne muss aber durch die Messung seiner Parameter validierbar sein. Diese Forderung erfüllen die Modelle für Einzugsgebiete in der Hydrologie nicht.

Schwächt man den Begriff etwas ab und definiert als ein Mindestmaß an physikalischer Begründung die Tatsache, dass sich die im Modell eingesetzten Parameter in einem vorher bestimmten, physikalisch sinnvollen Spektrum bewegen müssen, kann man zumindest von einem physikalischen Hintergrund des Modells sprechen. Das hebt solche Modelle deutlich von konzeptionellen und empirischen Modellen ab. Die Sensitivitätsanalyse (Kapitel 7.3) der Modelle belegt, dass die Ergebnisse deutlich schlechter werden, wenn die Parameter den Bereich verlassen, der aus den gemessenen Daten als physikalisch vernünftig bestimmt wurde.

Das Problem nicht verfügbarer Daten zur Beschreibung einer äußerst komplexen Heterogenität bleibt aber nicht auf die Parameter der Modellgleichung beschränkt. Ein wesentlicher Teil dieser Arbeit war die Erstellung eines Algorithmus, der die komplizierte Geometrie der alluvialen Aquifere und deren Verbindung zu den Fließgewässern mit Hilfe der zur Verfügung stehenden Daten (DGM, geologische Karten, Bohrungen) auf einem groben Raster abbildet. In der Ableitung dieser Daten aus der gegebenen Information steckt gezwungenermaßen ein hoher Grad an Konzeptionalisierung, ansonsten wäre das vorgegebene Modellierungsziel nicht erreichbar gewesen. Die Ergebnisse sprechen dafür, dass die zugrunde liegenden Konzepte ihre Berechtigung haben, von einer physikalisch basierten Modellierung sollte man in diesem Zusammenhang aber nicht sprechen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass man nach Meinung des Autors auch beim Einsatz von Grundwassermodellen, die auf physikalischen Grundgleichungen beruhen, auf Einzugsgebietsebene in der hydrologischen Modellierung nicht von physikalisch basierten Modellen sprechen sollte, da dies der fehlenden Datenverfügbarkeit und der daraus resultierenden Notwendigkeit der Konzeptionalisierung widerspricht. Durch den Einsatz solcher Modelle gewinnt man aber wichtige zusätzliche Validierungsmöglichkeiten (vor allem den Vergleich von Grundwasserspiegeln und Basisabflüssen), die Prognosen dieser Modelle unter veränderten Bedingungen zumindest glaubwürdiger machen als bei den meisten konzeptionellen Ansätzen und die deshalb ihren Einsatz rechtfertigen.

8.7 Was kann man noch tun?

- Für hydrogeologisch komplexere Gebiete, vor allem bei Karstgebieten, sind zusätzliche Anstrengungen bei der Parametrisierung erforderlich, da die Ergebnisse für diese Regionen z.T. nicht den Erwartungen entsprochen haben. Es wäre auch interessant, inwieweit der Einsatz eines Doppelporositätsansatzes die Ergebnisse verbessern würde.
- Ein wichtiger Aspekt der Grundwassermodellierung in großen Einzugsgebieten, der in dieser Arbeit nicht behandelt wurde, ist die Kopplung von einem Grundwassermodell und einem Bodenwasserhaushaltsmodell. Ist der Abstand zwischen Bodenzone und Grundwasser gering, ist die Gleichsetzung von Perko-

lation und Grundwasserneubildung gerechtfertigt, wie die Ammermodelle zeigen. Im Gesamteinzugsgebiet der oberen Donau existieren aber Bereiche mit Flurabständen, die 100 m erreichen können. Hier ist die Annahme Perkolation gleich Grundwasserneubildung nicht gerechtfertigt, da durch den heterogenen Aufbau des Sickerraums ein Großteil der Perkolation nicht im Grundwasser ankommt. Das führt zu einer Überschätzung des Basisabflusses und damit zu einer zu starken Dämpfung der Abflussdynamik in den Gerinnen. Hier besteht ein hoher Forschungsbedarf.

- Eine interessante Anwendung der Ergebnisse wäre die Kopplung kleinskaliger Modelle mit einer feinen Auflösung mit dem regionalen Modell. So wäre es eventuell möglich, lokale Fragestellungen in ein mesoskaliges Grundwassermodell miteinzubeziehen.
- Weltweit gibt es eine Vielzahl von Einzugsgebieten dieser Größe, bei denen alluvial und glazial geprägte Aquifere zwar nur einen geringen Teil des Einzugsgebiets abdecken, dabei aber den Hauptteil des unterirdischen Wasserumsatzes steuern, so dass der entwickelte Ansatz GALA auch auf andere Einzugsgebiete übertragbar ist. Eine Studie darüber, ob eine Übertragung Anpassungen erfordert und welchen Aufwand diese Anpassungen erfordern, steht noch aus.

Literaturverzeichnis

- [Abbott u. a. 1986] ABBOTT, M.B. ; BATHURST, J.C. ; CUNGE, J.A. ; O'CONNELL, P.E. ; RASMUSSEN, J.: An Introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, 'SHE', 2: Structure of a physically-based, distributed modelling System. In: *Journal of Hydrology* 87 (1986), S. 61–77
- [Anderson und Burt 1985] ANDERSON, M.G. ; BURT, T.P.: *Hydrological Forecasting*. Kap. 1: Modelling Strategies (Hrsg. Anderson, M.G. und Burt, T.P.), S. 1–14, John Wiley & Sons Ltd., New York, 1985
- [Anderson und Woessner 1992] ANDERSON, M.P. ; WOESSNER, W.W.: *Applied Groundwater Modelling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, Inc., London, 1992
- [Andres und Claus 1964] ANDRES, G. ; CLAUS, G.: Das Karstwasser in der Südlichen und Mittleren Frankenalb. In: *Geologica Bavarica* 53 (1964), S. 194–208
- [Andres und Egger 1983] ANDRES, G. ; EGGER, R.: *Untersuchung zum Grundwasserhaushalt des Tiefenwassers der Oberen Süßwassermolasse durch Grundwasseraltersbestimmung*. Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft 8/83, München. 1983
- [Andres und Wirth 1985] ANDRES, G. ; WIRTH, H.: *Grundwassergleichenkarte von Bayern 1:500.000*. Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, Band 21, München. 1985
- [Apel 1971] APEL, R.: Hydrogeologische Untersuchungen im Malmkarst der Südlichen und Mittleren Frankenalb. In: *Geologica Bavarica* 64 (1971), S. 268–355
- [Baalousha 2004] BAALOUSHA, H.M.: *Risk Assessment and Uncertainty Analysis in Groundwater Modelling*. Mitteilungen des Lehrstuhls und Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen, Bd. 133, 2004
- [Bader und Jerz 1978] BADER, K. ; JERZ, H.: Die glaziale Übertiefung im Iller- und Alpseetal (Oberes Allgäu). In: *Geol. Jb., Reihe A, Heft* 46 (1978), S. 25–45
- [Bárdossy u. a. 1997] BÁRDOSSY, A. ; HABERLAND, U. ; GRIMM-STRELE, J.: Interpolation of Groundwater Quality Parameters Using Additional Information. In: SOARES, A. (Hrsg.): *geoENV I - Geostatistics for Environmental Applications*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1997, S. 189–200
- [Barth u. a. 2004] BARTH, M. ; HENNICKER, R. ; KRAUS, A. ; LUDWIG, M.: DANUBIA: An Integrative Simulation System for Global Change Research in the Upper Danube Basin. In: *Cybernetics and Systems* 35 (2004), S. 639–666

- [Barthelme 2000] BARTHELME, N.: *Geoinformatik. Modelle, Strukturen, Funktionen*. Springer-Verlag, Berlin, 2000
- [Bear 1972] BEAR, J.: *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Dover Publications, Inc., New York, 1972
- [Becker 1995] BECKER, A.: Problems and progress in macroscale hydrological modelling. In: FEDDES, R.A. (Hrsg.): *Space and Time Scale Variability and Interdependencies in Hydrological Processes*. Cambridge University Press, Cambridge, 1995, S. 135–143
- [Bertleff u. a. 1988] BERTLEFF, B. ; JOACHIM, H. ; KOZIOROWSKI, G. ; LEIBER, W. ; RESTEL, R. ; STOBBER, I. ; STRAYLE, G. ; VILLINGER, E. ; WERNER, J.: Ergebnisse der Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. In: *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* 30 (1988), S. 27–110
- [Beven 1985] BEVEN, K.J.: *Hydrological Forecasting*. Kap. 13: Distributed Models (Hrsg. Anderson, M.G. und Burt, T.P.), S. 405–435, John Wiley & Sons Ltd., New York, 1985
- [Beven 2000] BEVEN, K.J.: *Rainfall-Runoff-Modelling: The Primer*. John Wiley & Sons Ltd., West Sussex, 2000
- [BGLA 1996] BGLA (Hrsg.): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000*. Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 1996
- [Bierkens u. a. 2000] BIERKENS, M.F.P. ; FINKE, P.A. ; DEWILLIGEN, P.: *Upscaling and Downscaling Methods for Environmental Research*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands, 2000
- [Blasy 1974] BLASY, L.: *Die Grundwasserverhältnisse in der Münchener Schotterebene westlich der Isar*, Fakultät für Allgemeine Wissenschaften der TU München, Dissertation, 1974
- [Blöschl 1996] BLÖSCHL, G.: *Scale and Scaling in Hydrology*. Wiener Mitteilungen Wasser, Abwasser, Gewässer, Band 132, Wien. 1996
- [Brundlandt 1987] BRUNDLANDT, G. (Hrsg.): *Our common future: The World Commission on Environment and Development*. Oxford University Press, Oxford, 1987
- [Buchholz 2001] BUCHHOLZ, O.: *Hydrologische Modelle. Theorie der Modellbildung und Beschreibungssystematik*. Mitteilungen des Lehrstuhls und Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen, Bd. 122, 2001
- [Chow u. a. 1988] CHOW, V.T. ; MAIDMENT, D.R. ; MAYS, L.W.: *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, Inc., Singapore, 1988
- [Collins 1975] COLLINS, S.H.: Terrain parameters directly from digital terrain models. In: *Canadian Surveyor* 29 (1975), S. 507–518

- [DeLima und Olimpio 1989] DELIMA, V. ; OLIMPIO, J.C.: Hydrogeology and simulation of groundwater flow at superfund-site wells G and H, Woburn, Massachusetts / US Geological Survey Investigation Report 89-4059. 1989. – Forschungsbericht
- [DeMers 2002] DEMERS, M.N.: *GIS Modeling in Raster*. John Wiley & Sons Ltd., New York, 2002
- [Diamond 2005] DIAMOND, J.: *Collapse: How societies choose to fail or survive*. Penguin Books Ltd., London, 2005
- [Doben 1976] DOBEN, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8433 Eschenlohe / Bayerisches Geologisches Landesamt. München, 1976. – GK8433
- [Doben und Frank 1983] DOBEN, K. ; FRANK, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8333 Murnau / Bayerisches Geologisches Landesamt. München, 1983. – GK8333
- [Drost 1977] DROST, H.: *Hydrogeologische Untersuchungen im Trinkwassergewinnungsgebiet der Landeshauptstadt München im Mangfall- und Schlierachtal*, Geowissenschaftliche Fakultät der Ludwigs-Maximilians-Universität München, Dissertation, 1977
- [Dyck und Peschke 1995] DYCK, S. ; PESCHKE, G.: *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen GmbH, Berlin, 1995
- [Eagleson 1978] EAGLESON, P.S.: Climate, Soil and Vegetation, 3, A simplified model of Soil Moisture Movement in the Liquid Phase. In: *Water Resources Research* 14(5) (1978), S. 722–730
- [Egger 1978] EGGER, R.: *Das Grundwasser in der Oberen Süßwassermolasse im Raum München und Augsburg*, Geowissenschaftliche Fakultät der Ludwigs-Maximilians-Universität München, Dissertation, 1978
- [Faires und Burden 1998] FAIRES, J.D. ; BURDEN, R.L.: *Numerische Methoden*. Spektrum-Akademischer Verlag, Heidelberg, 1998
- [Fairfield und Leymarie 1991] FAIRFIELD, J. ; LEYMARIE, P.: Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models. In: *Water Resources Research* 27(3) (1991), S. 709–717
- [Ford und Williams 1989] FORD, D.C. ; WILLIAMS, P.W.: *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman Ltd., London, 1989
- [Frank u. a. 1980] FRANK, H. ; BADER, K. ; BROST, E. ; HOMILIUS, J.: Der Nachweis glazial übertiefer Alpentäler durch geophysikalische Untersuchungen am Beispiel des Oberen Ammertales und des Oberen Leitzachtales. In: *Geol. Jb., Reihe E, Heft 19* (1980), S. 69–83
- [Freeze und Harlan 1969] FREEZE, R.A. ; HARLAN, R.L.: Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. In: *Journal of Hydrology* 9 (1969), S. 237–258

- [Garbrecht und Martz 1995] GARBRECHT, J. ; MARTZ, L.W.: *TOPAZ: An automated digital landscape analysis tool for topographic evaluation, drainage identification, watershed segmentation and subcatchment parametrization*. TOPAZ User Manual, USDA-ARS Publication No. NAWQL 95-3, USDA-ARS, Durant, Oklahoma, 1995
- [Gomez-Hernandez und Wen 1994] GOMEZ-HERNANDEZ, J.J. ; WEN, X.H.: Probabilistic assessment of travel times in groundwater modeling. In: *J. Stochastic Hydrology and Hydraulics* 8 (1994), S. 19–55
- [Gray 1984] GRAY, W.G.: Comparison of finite difference and finite element methods. In: *Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media (Hrsg. J. Bear und M.Y. Corapcioglu)*, NATO ASI Series, Series F, No. 82 (1984), S. 899–952
- [Grayson und Blöschl 2001] GRAYSON, R. ; BLÖSCHL, G.: *Spatial Patterns in Catchment Hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, 2001
- [Haase 1997] HAASE, M.: *Raumbezogene Datenstrukturen für die hydrologische Modellierung*. Bd. 107. Mitteilungen des Lehrstuhls und Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der RWTH Aachen, 1997
- [Harbaugh u. a. 2000] HARBAUGH, A.W. ; BANTA, E.R. ; HILL, M.C. ; McDONALD, M.G.: *MODFLOW-2000, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model - User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-92, 2000
- [Hartung 2002] HARTUNG, J.: *Statistik: Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik*. Oldenbourg Wissenschaftsverlag GmbH, 2002
- [Hill u. a. 2000] HILL, M.C. ; BANTA, E.R. ; HARBAUGH, A.W. ; ANDERMAN, E.R.: *MODFLOW-2000, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model - User Guide to the Observation, Sensitivity, and Parameter-Estimation Processes and three Postprocessing Programs*. U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-184, 2000
- [Hoffert 1971] HOFFERT, K.: *Zur Geologie der Bayerischen Berge zwischen Ammer und Murnauer Moos*, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, Dissertation, 1971
- [Hubbert 1940] HUBBERT, M.K.: The theory of ground-water motion. In: *Journal of Geology* 48 (1940), S. 785–944
- [Höfle und Kunert 1969] HÖFLE, H.-C. ; KUNERT, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8331 Bayersoien / Bayerisches Geologisches Landesamt. München, 1969. – GK8331
- [Höllein 1983] HÖLLEIN, K.: *Grundwassertemperaturen München*. Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft 6/83, München. 1983
- [IPCC 2001] IPCC (Hrsg.): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 2001

- [Jensen und Mantoglou 1992] JENSEN, K.H. ; MANTOGLU, A.: *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*. Kap. 12: Future of Distributed Modelling, S. 203–212, John Wiley & Sons Ltd., New York, 1992
- [Jenson und Domingue 1988] JENSEN, S.K. ; DOMINGUE, J.O.: Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. In: *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54, No. 11 (1988), S. 1593–1600
- [Jerz 1975] JERZ, H.: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1:100.000 / Bayerisches Geologisches Landesamt. München, 1975. – Forschungsbericht
- [Jerz 1993] JERZ, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8132 Weilheim i. OB. / Bayerisches Geologisches Landesamt. München, 1993. – GK8132
- [Jobson und Harbaugh 1999] JOBSON, H.E. ; HARBAUGH, A.W.: *Modifications to the Diffusion Analogy Surface-Water Flow Model (DAFLOW) for Coupling to the Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model (MODFLOW)*. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-217, 1999
- [Johnson 1967] JOHNSON, A.: Specific Yield - Compilation of Specific Yields for Various Materials / US Geological Survey Water Supply Paper 1662-D. 1967. – Forschungsbericht
- [Journal 1989] JOURNAL, A.G.: *Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons*. Short Course in Geology: Volume 8. 1989
- [Journal u. a. 1986] JOURNAL, A.G. ; DEUTSCH, C.V. ; DESBARATS, A.J.: Power averaging for block effective permeability. In: *SPE paper No. 15128, 56th California SPE meeting, Oakland* (1986)
- [Kazmi 1961] KAZMI, A.H.: Laboratory tests on test drilling samples from Rechna Doab, West Pakistan, and their application to water resources evaluation studies. In: *Internat. Assoc. Sci. Hydrology* 57 (1961), S. 496–500
- [King 1899] KING, F.H.: Principles and conditions of the movements of ground-water. In: *U.S. Geological Survey, 19th Annual Report* (1899), S. 59–294
- [Kitanidis 1997] KITANIDIS, P.K.: *Introduction to Geostatistics: Applications to Hydrogeology*. Cambridge University Press, Cambridge, 1997
- [Kleeberg und Overland 1992] KLEEBERG, H.B. ; OVERLAND, H.: *Zielgebiete und Daten*. 1992. – DFG-Schwerpunktprogramm „Regionalisierung in der Hydrologie“, Institut für Wasserwesen, Universität der Bundeswehr München
- [Klemes 1986] KLEMES, V.: Dilletantism in hydrology: Transition or destiny? In: *Water Resources Research* 22 (1986), S. 177–188
- [Klette und Zamperoni 1996] KLETTE, R. ; ZAMPERONI, P.: *Handbook of Image Processing*. John Wiley & Sons Ltd., New York, 1996

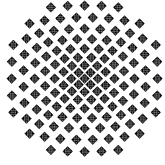
- [Kreyszig 1999] KREYSZIG, E.: *Advanced Engineering Mathematics*. John Wiley & Sons Ltd., New York, 1999
- [Kupsch u. a. 1989] KUPSCH, F. ; KATZENBERGER, B. ; WILLIBALD, D. ; GUDERA, T.: Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg Oberschwaben: Leutkircher Heide und Aitrachtal / Geologisches Landesamt und Landesanstalt für Umweltschutz Baden Württemberg. Freiburg, Karlsruhe, 1989. – Forschungsbericht
- [Kupsch und Willibald 1982] KUPSCH, F. ; WILLIBALD, D.: Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg Oberschwaben: Erolzheimer Feld/Illertal / Geologisches Landesamt und Landesanstalt für Umweltschutz Baden Württemberg. Freiburg, Karlsruhe, 1982. – Forschungsbericht
- [Lang 1995] LANG, U.: *Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karst-Aquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuumansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation*. Mitteilungen des Institutes für Wasserbau Heft 85, Universität Stuttgart. 1995
- [Le Loc'h 1987] LE LOC'H, G.: *Etude de la composition des permeabilites par des methodes variationnelles*, Paris School of Mines, Dissertation, 1987
- [LFW 2001] LFW: *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch - Donauegbeit 1997*. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München. 2001
- [Ludwig 2000] LUDWIG, R.: *Die flächenverteilte Modellierung von Wasserhaushalt und Abflussbildung im Einzugsgebiet der Ammer*. Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B 32, München. 2000
- [Marotz 1968] MAROTZ, G.: *Technische Grundlagen einer Wasserspeicherung im natürlichen Untergrund*, Habilitationsschrift, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, Dissertation, 1968
- [de Marsily 1986] MARSILY, G. de: *Quantitative Hydrogeology*. Academic Press, Inc., London, 1986
- [de Marsily u. a. 2005] MARSILY, G. de ; DELAY, F. ; GONCALVES, J. ; RENARD, P. ; TELES, V. ; VIOLETTE, S.: Dealing with spatial heterogeneity. In: *Hydrogeology Journal* 13 (2005), S. 161–183
- [Martz und Garbrecht 1998] MARTZ, L.W. ; GARBRECHT, J.: The Treatment of Flat Areas and Depressions in Automated Drainage Analysis of Raster Digital Elevation Models. In: *Hydrological Processes - An International Journal* 12 (1998), S. 843–856
- [Matheron 1965] MATHERON, G.: *Les variables régionalisées et leur estimation*, Editions Masson et Cie, Paris, Dissertation, 1965
- [Mauser 1989] MAUSER, W.: *Die Verwendung hochauflösender Satellitendaten in einem Geographischen Informationssystem zur Modellierung von Flächenverdunstung und Bodenfeuchte.*, Habilitationsschrift, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i. Br., Dissertation, 1989

- [Mauser 2003] MAUSER, W.: GLOWA-Danube: Integrative hydrologische Modellentwicklung zur Entscheidungsunterstützung beim Einzugsgebietsmanagement. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 147 (2003), S. 68–75
- [McDonald und Harbaugh 1988] McDONALD, M.G. ; HARBAUGH, A.W.: *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model - User guide to modularization concepts and the ground-water flow process*. U.S. Geological Survey Open-File Report 83-875, 1988
- [Montgomery und Dietrich 1988] MONTGOMERY, D.R. ; DIETRICH, W.E.: Where do channels begin? In: *Nature* 336 (1988), S. 232–234
- [Narasimhan und Witherspoon 1976] NARASIMHAN, T.N. ; WITHERSPOON, P.A.: An integrated finite difference method for analyzing fluid flow in porous media. In: *Water resources research* 12(1) (1976), S. 57–64
- [Nash und Sutcliffe 1970] NASH, J.E. ; SUTCLIFFE, J.V.: River flow forecasting through conceptual models. Part Ia - Discussion of principles. In: *Journal of Hydrology* 10 (1970), S. 282–290
- [Noetinger 1994] NOETINGER, B.: The effective permeability of a heterogeneous porous medium. In: *Transp. Porous Media* 15 (1994), S. 99–127
- [O’Callaghan und Mark 1984] O’CALLAGHAN, J.F. ; MARK, D.M.: The extraction of drainage networks from digital elevation data. In: *Comp. Vis. Graph. Image Proc.* 28 (1984), S. 323–344
- [Olea 1999] OLEA, R.A.: *Geostatistics for Engineers and Earth Scientists*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1999
- [Patzelt 1986] PATZELT, W.: Quartärgeologie des mittleren Tiroler Inntales zwischen Innsbruck und Baumkirchen. In: *Jber. Mitt. oberrhein. Ver.* 68 (1986), S. 43–66
- [Peucker und Douglas 1975] PEUCKER, T.K. ; DOUGLAS, D.H.: Detection of Surface-Specific Points by Local Parallel Processing of Discrete Terrain Elevation Data. In: *Computer Graphics and Image Processing* 28 (1975), S. 323–344
- [Piehler 1974] PIEHLER, H.: *Die Entwicklung der Nahtstelle von Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hoch- bis zum Spätglazial der letzten Vereisung*. Münchener Geographische Abhandlungen, Heft 13, München. 1974
- [Poeter und Hill 1997] POETER, E.P. ; HILL, M.C.: Inverse Models: A Necessary Next Step in Ground-Water Modeling. In: *Ground Water* 35(2) (1997), S. 250–260
- [Refsgaard 1996] REFSGAARD, J.C.: *Distributed Hydrological Modelling*. Kap. 2: Terminology, Modelling Protocol and Classification of Hydrological Model Codes (Hrsg. Refsgaard, J.C. und Abbott, M.B.), S. 17–39, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1996

- [Reilly und Harbaugh 2004] REILLY, T.E. ; HARBAUGH, A.W.: Guidelines for Evaluating Ground-Water Flow Models / U.S. Geological Survey. 2004. – Science Investigations Report 2004-5038
- [Renard u. a. 2000] RENARD, P. ; LÉLOC'H, G. ; LEDOUX, E. ; MARSILY, G. de ; MACKAY, R.: A fast algorithm for the estimation of the equivalent hydraulic conductivity of heterogeneous media. In: *Water Resources Research* 36 (2000), Nr. 12, S. 3567–3580
- [Renard und de Marsily 1997] RENARD, P. ; MARSILY, G. de: Calculating equivalent permeability: a review. In: *Advances in Water Resources* 20 (1997), Nr. 5-6, S. 253–278
- [Rhind 1988] RHIND, D.: Personality as a factor in the development of a discipline: The example of computer-assisted cartography. In: *The American Cartographer* 15(3) (1988), S. 277–289
- [Riekkel 1983] RIEKEL, T.: *Hydrogeologische und hydrogeochemische Untersuchungen im Flußgebiet der Ammer*, Lehrstuhl für Hydrogeologie und Hydrochemie der TU München, Dissertation, 1983
- [Rodriguez-Iturbe und Rinaldo 1997] RODRIGUEZ-ITURBE, I. ; RINALDO, A.: *Fractal River Basins: Chance and Self-Organization*. Cambridge University Press, Cambridge, 1997
- [Rojanschi 2002] ROJANSCHI, V.: *Effects of Upscaling for a Finite-Difference Flow Modell*, Diplomarbeit, Januar 2002. – Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart
- [Rojanschi 2006] ROJANSCHI, V.: *Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes*, Mitteilungen Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart, Heft 146, Dissertation, 2006
- [Salameh 1974] SALAMEH, E.: *Hydrogeologie und Hydrogeochemie des nordwestlichen Bereiches der Münchener Schotterebene und des angrenzenden Tertiärs zwischen Isar und Paar*, Fakultät für Allgemeine Wissenschaften der TU München, Dissertation, 1974
- [Scheibe und Yabusaki 1998] SCHEIBE, T. ; YABUSAKI, S.: Scaling of flow and transport behaviour in heterogeneous groundwater systems. In: *Advances in Water Resources* 22 (1998), S. 223–238
- [Schneider 1999] SCHNEIDER, K.: *Gekoppelte, flächenverteilte Modellierung von Pflanzenwachstum und Verdunstung im Ammereinzugsgebiet mit dem prozeßorientierten Evapotranspirations- und Vegetationsmodell PROMET-V*, Geowissenschaftliche Fakultät der Ludwigs-Maximilians-Universität München, Dissertation, 1999
- [Seiler 1977] SEILER, K.-P.: Hydrogeologie glazial übertiefer Täler der Bayerischen Alpen zwischen Lech und Wössner Tal. In: *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie* 29 (1977), S. 5–118

- [Sherman 1932] SHERMAN, L.K.: Streamflow from rainfall by unit-hydrograph-method. In: *Eng. News-Rec.* 108 (1932), S. 501–505
- [Stoiber und Villinger 1997] STOIBER, I. ; VILLINGER, E.: Hydraulisches Potential und Durchlässigkeit des höheren Oberjuras und des Oberen Muschelkalkes unter dem baden-württembergischen Molassebecken. In: *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* 37 (1997), S. 77–96
- [Strahler 1957] STRAHLER, A.N.: Quantitative Analysis of watershed geomorphology. In: *Transactions of the American Geophysical Union* 38 (1957), S. 912–920
- [Streit 1971] STREIT, R.: Karstwasservorräte in der Fränkischen Alb. In: *Geologica Bavaria* 64 (1971), S. 254–267
- [Sun 1994] SUN, Ne-Zheng: *Inverse Problems in Groundwater Modeling*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1994
- [Teutsch 1988] TEUTSCH, G.: *Grundwassermodelle im Karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und im Seichten Malmkarst der Schwäbischen Alb*, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Tübingen, Dissertation, 1988
- [Tomlin 1990] TOMLIN, C.D.: *Geographic Information Systems and Cartographic Modelling*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1990
- [Tóth 1963] TÓTH, J.A.: A theoretical analysis of ground-water flow in small drainage basins. In: *Journal of Geophysical Research* 68 (1963), S. 4795–4811
- [Tribe 1992] TRIBE, A.: Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. In: *Journal of Hydrology* 139 (1992), S. 263–293
- [Ulbrich 1976] ULBRICH, R.: Grundwasservorkommen im oberen Illertal und im oberen Loisachtal - ein hydrogeologischer Vergleich. In: *gwf-wasser/abwasser* 117 4 (1976), S. 161–162
- [Villinger 1977] VILLINGER, E.: Über Potentialverteilungen und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb. In: *Geol. Jb. C* 18 (1977), S. 3–93
- [Voss 1993] VOSS, K.: *Discrete Images, Objects and Functions in Z^n* . Springer-Verlag, Berlin, 1993
- [Weber u. a. 1997] WEBER, L. ; EBNER, F. ; HAUSBERGER, G.: Die Metallogenetische Karte der Republik Österreich 1:500.000. In: *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt* 19 (1997)
- [Wen und Gomez-Hernandez 1996] WEN, X.H. ; GOMEZ-HERNANDEZ, J.J.: Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous media: An overview. In: *Journal of Hydrology* 183 (1996), S. 9–32
- [Wiener 1912] WIENER, O.: Die Theorie des Mischkörpers für das Feld der Stationären Strömung. In: *Abhandlungen der mathematisch-physischen Klasse der königl. sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften* 32 (1912), S. 509–604

- [Wilson 1974] WILSON, J.L.: Characteristics of carbonate platform margins. In: *Am. Assoc. Petrol. Bull.* 58 (1974), S. 810–824
- [Wolf u. a. 2003] WOLF, J. ; ROJANSCHI, V. ; BARTHEL, R. ; BRAUN, J.: Konzeption eines regionalen Grundwassermodells für das Einzugsgebiet der Oberen Donau im Rahmen des Forschungsprojektes GLOWA-Danube. In: *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 2 (2003), Nr. 04.03, S. 159–162
- [Wrobel 1970] WROBEL, J.-P.: *Hydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Loisach zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe/Obb.* Bayer. Akad. Wiss., Math-naturwiss. Kl., Abh. N.F. 146, München. 1970



Institut für Wasserbau Universität Stuttgart

Pfaffenwaldring 61
70569 Stuttgart (Vaihingen)
Telefon (0711) 685 - 64717/64741/64752/64679
Telefax (0711) 685 - 67020 o. 64746 o. 64681
E-Mail: iws@iws.uni-stuttgart.de
<http://www.iws.uni-stuttgart.de>

Direktoren

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy
Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig
Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht

Vorstand (Stand 31.01.2006)

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. A. Bárdossy
Prof. Dr.-Ing. R. Helmig
Prof. Dr.-Ing. S. Wieprecht
Prof. Dr.-Ing. habil. B. Westrich
Jürgen Braun, PhD
Dr.-Ing. H. Class
Dr.-Ing. A. Färber
Dr.-Ing. H.-P. Koschitzky
PD Dr.-Ing. W. Marx

Emeriti

Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. Jürgen Giesecke
Prof. Dr.h.c. Dr.-Ing. E.h. Helmut Kobus, Ph.D.

Lehrstuhl für Wasserbau und Wassermengenwirtschaft

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht
Stellv.: PD Dr.-Ing. Walter Marx, AOR

Lehrstuhl für Hydrologie und Geohydrologie

Leiter: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy
Stellv.: Dr.-Ing. Arne Färber

Lehrstuhl für Hydromechanik und Hydrosystemmodellierung

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig
Stellv.: Dr.-Ing. Holger Class, AOR

VEGAS, Versuchseinrichtung zur Grundwasser-
und Altlastensanierung

Leitung: Jürgen Braun, PhD
Dr.-Ing. Hans-Peter Koschitzky, AD

Versuchsanstalt

Leiter: apl. Prof. Dr.-Ing. Bernhard Westrich

Verzeichnis der Mitteilungshefte

- 1 Röhnisch, Arthur: *Die Bemühungen um eine Wasserbauliche Versuchsanstalt an der Technischen Hochschule Stuttgart,*
und
Fattah Abouleid, Abdel: *Beitrag zur Berechnung einer in lockeren Sand gerammten, zweifach verankerten Spundwand,* 1963
- 2 Marotz, Günter: *Beitrag zur Frage der Standfestigkeit von dichten Asphaltbelägen im Großwasserbau,* 1964
- 3 Gurr, Siegfried: *Beitrag zur Berechnung zusammengesetzter ebener Flächentragwerke unter besonderer Berücksichtigung ebener Stauwände, mit Hilfe von Randwert- und Lastwertmatrizen,* 1965
- 4 Plica, Peter: *Ein Beitrag zur Anwendung von Schalenkonstruktionen im Stahlwasserbau,*
und Petrikat, Kurt: *Möglichkeiten und Grenzen des wasserbaulichen Versuchswesens,* 1966

- 5 Plate, Erich: *Beitrag zur Bestimmung der Windgeschwindigkeitsverteilung in der durch eine Wand gestörten bodennahen Luftschicht, und*
Röhnisch, Arthur; Marotz, Günter: *Neue Baustoffe und Bauausführungen für den Schutz der Böschungen und der Sohle von Kanälen, Flüssen und Häfen; Gestehungskosten und jeweilige Vorteile, sowie Unny, T.E.: Schwingungsuntersuchungen am Kegelstrahlschieber, 1967*
- 6 Seiler, Erich: *Die Ermittlung des Anlagenwertes der bundeseigenen Binnenschiffahrtsstraßen und Talsperren und des Anteils der Binnenschiffahrt an diesem Wert, 1967*
- 7 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Arthur Röhnisch mit Beiträgen von*
Benk, Dieter; Breitling, J.; Gurr, Siegfried; Haberhauer, Robert; Honekamp, Hermann; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg; Miller, Rudolf; Plate, Erich J.; Radomski, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1967
- 8 Jumikis, Alfred: *Beitrag zur experimentellen Untersuchung des Wassernachschubs in einem gefrierenden Boden und die Beurteilung der Ergebnisse, 1968*
- 9 Marotz, Günter: *Technische Grundlagen einer Wasserspeicherung im natürlichen Untergrund, 1968*
- 10 Radomski, Helge: *Untersuchungen über den Einfluß der Querschnittsform wellenförmiger Spundwände auf die statischen und rammtechnischen Eigenschaften, 1968*
- 11 Schwarz, Helmut: *Die Grenztragfähigkeit des Baugrundes bei Einwirkung vertikal gezogener Ankerplatten als zweidimensionales Bruchproblem, 1969*
- 12 Erbel, Klaus: *Ein Beitrag zur Untersuchung der Metamorphose von Mittelgebirgsschneedecken unter besonderer Berücksichtigung eines Verfahrens zur Bestimmung der thermischen Schneequalität, 1969*
- 13 Westhaus, Karl-Heinz: *Der Strukturwandel in der Binnenschiffahrt und sein Einfluß auf den Ausbau der Binnenschiffskanäle, 1969*
- 14 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Ein Beitrag zur Berechnung des Erdwiderstandes unter Ansatz der logarithmischen Spirale als Gleitflächenfunktion, 1970*
- 15 Schulz, Manfred: *Berechnung des räumlichen Erddruckes auf die Wandung kreiszylindrischer Körper, 1970*
- 16 Mobasseri, Manoutschehr: *Die Rippenstützmauer. Konstruktion und Grenzen ihrer Standsicherheit, 1970*
- 17 Benk, Dieter: *Ein Beitrag zum Betrieb und zur Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken, 1970*

- 18 Gál, Attila: *Bestimmung der mitschwingenden Wassermasse bei überströmten Fischbauchklappen mit kreiszylindrischem Staublech*, 1971, vergriffen
- 19 Kuz, Klaus Dieter: *Ein Beitrag zur Frage des Einsetzens von Kavitationserscheinungen in einer Düsenströmung bei Berücksichtigung der im Wasser gelösten Gase*, 1971, vergriffen
- 20 Schaak, Hartmut: *Verteilleitungen von Wasserkraftanlagen*, 1971
- 21 *Sonderheft zur Eröffnung der neuen Versuchsanstalt des Instituts für Wasserbau der Universität Stuttgart mit Beiträgen von*
Brombach, Hansjörg; Dirksen, Wolfram; Gál, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Holthoff, Franz-Josef; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Minor, Hans-Erwin; Petrikat, Kurt; Röhnisch, Arthur; Rueff, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1972
- 22 Wang, Chung-su: *Ein Beitrag zur Berechnung der Schwingungen an Kegelstrahlschiebern*, 1972
- 23 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Erdwiderstandsbeiwerte nach dem Ohde-Variationsverfahren*, 1972
- 24 Minor, Hans-Erwin: *Beitrag zur Bestimmung der Schwingungsanfachungsfunktionen überströmter Stauklappen*, 1972, vergriffen
- 25 Brombach, Hansjörg: *Untersuchung strömungsmechanischer Elemente (Fluidik) und die Möglichkeit der Anwendung von Wirbelkammerelementen im Wasserbau*, 1972, vergriffen
- 26 Wildenhahn, Eberhard: *Beitrag zur Berechnung von Horizontalfilterbrunnen*, 1972
- 27 Steinlein, Helmut: *Die Eliminierung der Schwebstoffe aus Flußwasser zum Zweck der unterirdischen Wasserspeicherung, gezeigt am Beispiel der Iller*, 1972
- 28 Holthoff, Franz Josef: *Die Überwindung großer Hubhöhen in der Binnenschifffahrt durch Schwimmerhebewerke*, 1973
- 29 Röder, Karl: *Einwirkungen aus Baugrundbewegungen auf trog- und kastenförmige Konstruktionen des Wasser- und Tunnelbaues*, 1973
- 30 Kretschmer, Heinz: *Die Bemessung von Bogenstaumauern in Abhängigkeit von der Talform*, 1973
- 31 Honekamp, Hermann: *Beitrag zur Berechnung der Montage von Unterwasserpipelines*, 1973
- 32 Giesecke, Jürgen: *Die Wirbelkammertriode als neuartiges Steuerorgan im Wasserbau*, und Brombach, Hansjörg: *Entwicklung, Bauformen, Wirkungsweise und Steuereigenschaften von Wirbelkammerverstärkern*, 1974

- 33 Rueff, Helge: *Untersuchung der schwingungserregenden Kräfte an zwei hintereinander angeordneten Tiefschützen unter besonderer Berücksichtigung von Kavitation*, 1974
- 34 Röhnisch, Arthur: *Einpreßversuche mit Zementmörtel für Spannbeton - Vergleich der Ergebnisse von Modellversuchen mit Ausführungen in Hüllwellrohren*, 1975
- 35 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Dr.-Ing. Kurt Petrikat mit Beiträgen von:* Brombach, Hansjörg; Erbel, Klaus; Flinspach, Dieter; Fischer jr., Richard; Gál, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Haberhauer, Robert; Hafner Edzard; Hausenblas, Bernhard; Horlacher, Hans-Burkhard; Hutarew, Andreas; Knoll, Manfred; Krummet, Ralph; Marotz, Günter; Merkle, Theodor; Miller, Christoph; Minor, Hans-Erwin; Neumayer, Hans; Rao, Syamala; Rath, Paul; Rueff, Helge; Ruppert, Jürgen; Schwarz, Wolfgang; Topal-Gökceli, Mehmet; Vollmer, Ernst; Wang, Chung-su; Weber, Hans-Georg; 1975
- 36 Berger, Jochum: *Beitrag zur Berechnung des Spannungszustandes in rotationssymmetrisch belasteten Kugelschalen veränderlicher Wandstärke unter Gas- und Flüssigkeitsdruck durch Integration schwach singulärer Differentialgleichungen*, 1975
- 37 Dirksen, Wolfram: *Berechnung instationärer Abflußvorgänge in gestauten Gerinnen mittels Differenzenverfahren und die Anwendung auf Hochwasserrückhaltebecken*, 1976
- 38 Horlacher, Hans-Burkhard: *Berechnung instationärer Temperatur- und Wärmespannungsfelder in langen mehrschichtigen Hohlzylindern*, 1976
- 39 Hafner, Edzard: *Untersuchung der hydrodynamischen Kräfte auf Baukörper im Tiefwasserbereich des Meeres*, 1977, ISBN 3-921694-39-6
- 40 Ruppert, Jürgen: *Über den Axialwirbelkammerverstärker für den Einsatz im Wasserbau*, 1977, ISBN 3-921694-40-X
- 41 Hutarew, Andreas: *Beitrag zur Beeinflußbarkeit des Sauerstoffgehalts in Fließgewässern an Abstürzen und Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-41-8, vergriffen
- 42 Miller, Christoph: *Ein Beitrag zur Bestimmung der schwingungserregenden Kräfte an unterströmten Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-42-6
- 43 Schwarz, Wolfgang: *Druckstoßberechnung unter Berücksichtigung der Radial- und Längsverschiebungen der Rohrwandung*, 1978, ISBN 3-921694-43-4
- 44 Kinzelbach, Wolfgang: *Numerische Untersuchungen über den optimalen Einsatz variabler Kühlsysteme einer Kraftwerkskette am Beispiel Oberrhein*, 1978, ISBN 3-921694-44-2
- 45 Barczewski, Baldur: *Neue Meßmethoden für Wasser-Luftgemische und deren Anwendung auf zweiphasige Auftriebsstrahlen*, 1979, ISBN 3-921694-45-0

- 46 Neumayer, Hans: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in radialen Wirbelkammerverstärkern*, 1979, ISBN 3-921694-46-9
- 47 Elalfy, Youssef-Elhassan: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in Wirbelkammerdiolen und -drosseln*, 1979, ISBN 3-921694-47-7
- 48 Brombach, Hansjörg: *Automatisierung der Bewirtschaftung von Wasserspeichern*, 1981, ISBN 3-921694-48-5
- 49 Geldner, Peter: *Deterministische und stochastische Methoden zur Bestimmung der Selbstdichtung von Gewässern*, 1981, ISBN 3-921694-49-3, vergriffen
- 50 Mehlhorn, Hans: *Temperaturveränderungen im Grundwasser durch Brauchwassereinleitungen*, 1982, ISBN 3-921694-50-7, vergriffen
- 51 Hafner, Edzard: *Rohrleitungen und Behälter im Meer*, 1983, ISBN 3-921694-51-5
- 52 Rinnert, Bernd: *Hydrodynamische Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Dichteunterschieden auf die Vertikalvermischung in horizontaler Strömung*, 1983, ISBN 3-921694-52-3, vergriffen
- 53 Lindner, Wulf: *Steuerung von Grundwasserentnahmen unter Einhaltung ökologischer Kriterien*, 1983, ISBN 3-921694-53-1, vergriffen
- 54 Herr, Michael; Herzer, Jörg; Kinzelbach, Wolfgang; Kobus, Helmut; Rinnert, Bernd: *Methoden zur rechnerischen Erfassung und hydraulischen Sanierung von Grundwasserkontaminationen*, 1983, ISBN 3-921694-54-X
- 55 Schmitt, Paul: *Wege zur Automatisierung der Niederschlagsermittlung*, 1984, ISBN 3-921694-55-8, vergriffen
- 56 Müller, Peter: *Transport und selektive Sedimentation von Schwebstoffen bei gestau tem Abfluß*, 1985, ISBN 3-921694-56-6
- 57 El-Qawasmeh, Fuad: *Möglichkeiten und Grenzen der Tropfbewässerung unter besonderer Berücksichtigung der Verstopfungsanfälligkeit der Tropfelemente*, 1985, ISBN 3-921694-57-4, vergriffen
- 58 Kirchenbaur, Klaus: *Mikroprozessorgesteuerte Erfassung instationärer Druckfelder am Beispiel seegangbelasteter Baukörper*, 1985, ISBN 3-921694-58-2
- 59 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1984/85 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart), 1985, ISBN 3-921694-59-0, vergriffen
- 60 Spitz, Karlheinz: *Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Inhomogenitäten und Dichteunterschieden*, 1985, ISBN 3-921694-60-4, vergriffen

- 61 Kobus, Helmut: *An Introduction to Air-Water Flows in Hydraulics*, 1985, ISBN 3-921694-61-2
- 62 Kaleris, Vassilios: *Erfassung des Austausches von Oberflächen- und Grundwasser in horizontalebenen Grundwassermodellen*, 1986, ISBN 3-921694-62-0
- 63 Herr, Michael: *Grundlagen der hydraulischen Sanierung verunreinigter Porengrundwasserleiter*, 1987, ISBN 3-921694-63-9
- 64 Marx, Walter: *Berechnung von Temperatur und Spannung in Massenbeton infolge Hydratation*, 1987, ISBN 3-921694-64-7
- 65 Koschitzky, Hans-Peter: *Dimensionierungskonzept für Sohlbelüfter in Schußrinnen zur Vermeidung von Kavitationsschäden*, 1987, ISBN 3-921694-65-5
- 66 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1986/87 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart) 1987, ISBN 3-921694-66-3
- 67 Söll, Thomas: *Berechnungsverfahren zur Abschätzung anthropogener Temperaturanomalien im Grundwasser*, 1988, ISBN 3-921694-67-1
- 68 Dittrich, Andreas; Westrich, Bernd: *Bodenseeufererosion, Bestandsaufnahme und Bewertung*, 1988, ISBN 3-921694-68-X, vergriffen
- 69 Huwe, Bernd; van der Ploeg, Rienk R.: *Modelle zur Simulation des Stickstoffhaushaltes von Standorten mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung*, 1988, ISBN 3-921694-69-8, vergriffen
- 70 Stephan, Karl: *Integration elliptischer Funktionen*, 1988, ISBN 3-921694-70-1
- 71 Kobus, Helmut; Zilliox, Lothaire (Hrsg.): *Nitratbelastung des Grundwassers, Auswirkungen der Landwirtschaft auf die Grundwasser- und Rohwasserbeschaffenheit und Maßnahmen zum Schutz des Grundwassers*. Vorträge des deutsch-französischen Kolloquiums am 6. Oktober 1988, Universitäten Stuttgart und Louis Pasteur Strasbourg (Vorträge in deutsch oder französisch, Kurzfassungen zweisprachig), 1988, ISBN 3-921694-71-X
- 72 Soyeaux, Renald: *Unterströmung von Stauanlagen auf klüftigem Untergrund unter Berücksichtigung laminarer und turbulenter Fließzustände*, 1991, ISBN 3-921694-72-8
- 73 Kohane, Roberto: *Berechnungsmethoden für Hochwasserabfluß in Fließgewässern mit überströmten Vorländern*, 1991, ISBN 3-921694-73-6
- 74 Hassinger, Reinhard: *Beitrag zur Hydraulik und Bemessung von Blocksteinrampen in flexibler Bauweise*, 1991, ISBN 3-921694-74-4, vergriffen
- 75 Schäfer, Gerhard: *Einfluß von Schichtenstrukturen und lokalen Einlagerungen auf die Längsdispersion in Porengrundwasserleitern*, 1991, ISBN 3-921694-75-2

- 76 Giesecke, Jürgen: *Vorträge, Wasserwirtschaft in stark besiedelten Regionen; Umweltforschung mit Schwerpunkt Wasserwirtschaft*, 1991, ISBN 3-921694-76-0
- 77 Huwe, Bernd: *Deterministische und stochastische Ansätze zur Modellierung des Stickstoffhaushalts landwirtschaftlich genutzter Flächen auf unterschiedlichem Skalenniveau*, 1992, ISBN 3-921694-77-9, vergriffen
- 78 Rommel, Michael: *Verwendung von Kluftdaten zur realitätsnahen Generierung von Kluftnetzen mit anschließender laminar-turbulenter Strömungsberechnung*, 1993, ISBN 3-92 1694-78-7
- 79 Marschall, Paul: *Die Ermittlung lokaler Stofffrachten im Grundwasser mit Hilfe von Einbohrloch-Meßverfahren*, 1993, ISBN 3-921694-79-5, vergriffen
- 80 Ptak, Thomas: *Stofftransport in heterogenen Porenaquiferen: Felduntersuchungen und stochastische Modellierung*, 1993, ISBN 3-921694-80-9, vergriffen
- 81 Haakh, Frieder: *Transientes Strömungsverhalten in Wirbelkammern*, 1993, ISBN 3-921694-81-7
- 82 Kobus, Helmut; Cirpka, Olaf; Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter: *Versuchseinrichtung zur Grundwasser und Altlastensanierung VEGAS, Konzeption und Programmrahmen*, 1993, ISBN 3-921694-82-5
- 83 Zang, Weidong: *Optimaler Echtzeit-Betrieb eines Speichers mit aktueller Abflußregenerierung*, 1994, ISBN 3-921694-83-3, vergriffen
- 84 Franke, Hans-Jörg: *Stochastische Modellierung eines flächenhaften Stoffeintrages und Transports in Grundwasser am Beispiel der Pflanzenschutzmittelproblematik*, 1995, ISBN 3-921694-84-1
- 85 Lang, Ulrich: *Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karstaquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation*, 1995, ISBN 3-921694-85-X, vergriffen
- 86 Helmig, Rainer: *Einführung in die Numerischen Methoden der Hydromechanik*, 1996, ISBN 3-921694-86-8, vergriffen
- 87 Cirpka, Olaf: *CONTRACT: A Numerical Tool for Contaminant Transport and Chemical Transformations - Theory and Program Documentation -*, 1996, ISBN 3-921694-87-6
- 88 Haberlandt, Uwe: *Stochastische Synthese und Regionalisierung des Niederschlages für Schmutzfrachtberechnungen*, 1996, ISBN 3-921694-88-4
- 89 Croisé, Jean: *Extraktion von flüchtigen Chemikalien aus natürlichen Lockergesteinen mittels erzwungener Luftströmung*, 1996, ISBN 3-921694-89-2, vergriffen

- 90 Jorde, Klaus: *Ökologisch begründete, dynamische Mindestwasserregelungen bei Ausleitungskraftwerken*, 1997, ISBN 3-921694-90-6, vergriffen
- 91 Helmig, Rainer: *Gekoppelte Strömungs- und Transportprozesse im Untergrund - Ein Beitrag zur Hydrosystemmodellierung*-, 1998, ISBN 3-921694-91-4
- 92 Emmert, Martin: *Numerische Modellierung nichtisothermer Gas-Wasser Systeme in porösen Medien*, 1997, ISBN 3-921694-92-2
- 93 Kern, Ulrich: *Transport von Schweb- und Schadstoffen in staugeregelten Fließgewässern am Beispiel des Neckars*, 1997, ISBN 3-921694-93-0, vergriffen
- 94 Förster, Georg: *Druckstoßdämpfung durch große Luftblasen in Hochpunkten von Rohrleitungen* 1997, ISBN 3-921694-94-9
- 95 Cirpka, Olaf: *Numerische Methoden zur Simulation des reaktiven Mehrkomponententransports im Grundwasser*, 1997, ISBN 3-921694-95-7, vergriffen
- 96 Färber, Arne: *Wärmetransport in der ungesättigten Bodenzone: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1997, ISBN 3-921694-96-5
- 97 Betz, Christoph: *Wasserdampfdestillation von Schadstoffen im porösen Medium: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1998, ISBN 3-921694-97-3
- 98 Xu, Yichun: *Numerical Modeling of Suspended Sediment Transport in Rivers*, 1998, ISBN 3-921694-98-1, vergriffen
- 99 Wüst, Wolfgang: *Geochemische Untersuchungen zur Sanierung CKW-kontaminierter Aquifere mit Fe(0)-Reaktionswänden*, 2000, ISBN 3-933761-02-2
- 100 Sheta, Hussam: *Simulation von Mehrphasenvorgängen in porösen Medien unter Einbeziehung von Hysterese-Effekten*, 2000, ISBN 3-933761-03-4
- 101 Ayros, Edwin: *Regionalisierung extremer Abflüsse auf der Grundlage statistischer Verfahren*, 2000, ISBN 3-933761-04-2, vergriffen
- 102 Huber, Ralf: *Compositional Multiphase Flow and Transport in Heterogeneous Porous Media*, 2000, ISBN 3-933761-05-0
- 103 Braun, Christopherus: *Ein Upscaling-Verfahren für Mehrphasenströmungen in porösen Medien*, 2000, ISBN 3-933761-06-9
- 104 Hofmann, Bernd: *Entwicklung eines rechnergestützten Managementsystems zur Beurteilung von Grundwasserschadensfällen*, 2000, ISBN 3-933761-07-7
- 105 Class, Holger: *Theorie und numerische Modellierung nichtisothermer Mehrphasenprozesse in NAPL-kontaminierten porösen Medien*, 2001, ISBN 3-933761-08-5

- 106 Schmidt, Reinhard: *Wasserdampf- und Heißluftinjektion zur thermischen Sanierung kontaminierter Standorte*, 2001, ISBN 3-933761-09-3
- 107 Reinhold Josef.: *Schadstoffextraktion mit hydraulischen Sanierungsverfahren unter Anwendung von grenzflächenaktiven Stoffen*, 2001, ISBN 3-933761-10-7
- 108 Schneider, Matthias: *Habitat- und Abflussmodellierung für Fließgewässer mit unscharfen Berechnungsansätzen*, 2001, ISBN 3-933761-11-5
- 109 Rathgeb, Andreas: *Hydrodynamische Bemessungsgrundlagen für Lockerdeckwerke an überströmbareren Erddämmen*, 2001, ISBN 3-933761-12-3
- 110 Lang, Stefan: *Parallele numerische Simulation instationärer Probleme mit adaptiven Methoden auf unstrukturierten Gittern*, 2001, ISBN 3-933761-13-1
- 111 Appt, Jochen; Stumpp Simone: *Die Bodensee-Messkampagne 2001, IWS/CWR Lake Constance Measurement Program 2001*, 2002, ISBN 3-933761-14-X
- 112 Heimerl, Stephan: *Systematische Beurteilung von Wasserkraftprojekten*, 2002, ISBN 3-933761-15-8
- 113 Iqbal, Amin: *On the Management and Salinity Control of Drip Irrigation*, 2002, ISBN 3-933761-16-6
- 114 Silberhorn-Hemminger, Annette: *Modellierung von Kluftaquifersystemen: Geostatistische Analyse und deterministisch-stochastische Kluftgenerierung*, 2002, ISBN 3-933761-17-4
- 115 Winkler, Angela: *Prozesse des Wärme- und Stofftransports bei der In-situ-Sanierung mit festen Wärmequellen*, 2003, ISBN 3-933761-18-2
- 116 Marx, Walter: *Wasserkraft, Bewässerung, Umwelt - Planungs- und Bewertungsschwerpunkte der Wasserbewirtschaftung*, 2003, ISBN 3-933761-19-0
- 117 Hinkelmann, Reinhard: *Efficient Numerical Methods and Information-Processing Techniques in Environment Water*, 2003, ISBN 3-933761-20-4
- 118 Samaniego-Eguiguren, Luis Eduardo: *Hydrological Consequences of Land Use / Land Cover and Climatic Changes in Mesoscale Catchments*, 2003, ISBN 3-933761-21-2
- 119 Neunhäuserer, Lina: *Diskretisierungsansätze zur Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen in geklüftet-porösen Medien*, 2003, ISBN 3-933761-22-0
- 120 Paul, Maren: *Simulation of Two-Phase Flow in Heterogeneous Poros Media with Adaptive Methods*, 2003, ISBN 3-933761-23-9
- 121 Ehret, Uwe: *Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar*, 2003, ISBN 3-933761-24-7

- 122 Haag, Ingo: *Der Sauerstoffhaushalt staugeregelter Flüsse am Beispiel des Neckars - Analysen, Experimente, Simulationen* -, 2003, ISBN 3-933761-25-5
- 123 Appt, Jochen: *Analysis of Basin-Scale Internal Waves in Upper Lake Constance*, 2003, ISBN 3-933761-26-3
- 124 Hrsg.: Schrenk, Volker; Batereau, Katrin; Barczewski, Baldur; Weber, Karolin und Koschitzky, Hans-Peter: *Symposium Ressource Fläche und VEGAS - Statuskolloquium 2003, 30. September und 1. Oktober 2003*, 2003, ISBN 3-933761-27-1
- 125 Omar Khalil Ouda: *Optimisation of Agricultural Water Use: A Decision Support System for the Gaza Strip*, 2003, ISBN 3-933761-28-0
- 126 Batereau, Katrin: *Sensorbasierte Bodenluftmessung zur Vor-Ort-Erkundung von Schadensherden im Untergrund*, 2004, ISBN 3-933761-29-8
- 127 Witt, Oliver: *Erosionsstabilität von Gewässersedimenten mit Auswirkung auf den Stofftransport bei Hochwasser am Beispiel ausgewählter Stauhaltungen des Oberrheins*, 2004, ISBN 3-933761-30-1
- 128 Jakobs, Hartmut: *Simulation nicht-isothermer Gas-Wasser-Prozesse in komplexen Kluft-Matrix-Systemen*, 2004, ISBN 3-933761-31-X
- 129 Li, Chen-Chien: *Deterministisch-stochastisches Berechnungskonzept zur Beurteilung der Auswirkungen erosiver Hochwasserereignisse in Flusstauhaltungen*, 2004, ISBN 3-933761-32-8
- 130 Reichenberger, Volker; Helmig, Rainer; Jakobs, Hartmut; Bastian, Peter; Niessner, Jennifer: *Complex Gas-Water Processes in Discrete Fracture-Matrix Systems: Upscaling, Mass-Conservative Discretization and Efficient Multilevel Solution*, 2004, ISBN 3-933761-33-6
- 131 Hrsg.: Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter; Weber, Karolin; Wege, Ralf: *VEGAS - Statuskolloquium 2004, 5. Oktober 2004*, 2004, ISBN 3-933761-34-4
- 132 Asie, Kemal Jabir: *Finite Volume Models for Multiphase Multicomponent Flow through Porous Media*. 2005, ISBN 3-933761-35-2
- 133 Jacoub, George: *Development of a 2-D Numerical Module for Particulate Contaminant Transport in Flood Retention Reservoirs and Impounded Rivers*, 2004, ISBN 3-933761-36-0
- 134 Nowak, Wolfgang: *Geostatistical Methods for the Identification of Flow and Transport Parameters in the Subsurface*, 2005, ISBN 3-933761-37-9
- 135 Süß, Mia: *Analysis of the influence of structures and boundaries on flow and transport processes in fractured porous media*, 2005, ISBN 3-933761-38-7

- 136 Jose, Surabhin Chackiath: *Experimental Investigations on Longitudinal Dispersive Mixing in Heterogeneous Aquifers*, 2005, ISBN: 3-933761-39-5
- 137 Filiz, Fulya: *Linking Large-Scale Meteorological Conditions to Floods in Mesoscale Catchments*, 2005, ISBN 3-933761-40-9
- 138 Qin, Minghao: *Wirklichkeitsnahe und recheneffiziente Ermittlung von Temperatur und Spannungen bei großen RCC-Staumauern*, 2005, ISBN 3-933761-41-7
- 139 Kobayashi, Kenichiro: *Optimization Methods for Multiphase Systems in the Subsurface - Application to Methane Migration in Coal Mining Areas*, 2005, ISBN 3-933761-42-5
- 140 Rahman, Md. Arifur: *Experimental Investigations on Transverse Dispersive Mixing in Heterogeneous Porous Media*, 2005, ISBN 3-933761-43-3
- 141 Schrenk, Volker: *Ökobilanzen zur Bewertung von Altlastensanierungsmaßnahmen*, 2005, ISBN 3-933761-44-1
- 142 Hundecha, Hirpa Yeshewatesfa: *Regionalization of Parameters of a Conceptual Rainfall-Runoff Model*, 2005, ISBN: 3-933761-45-X
- 143 Wege, Ralf: *Untersuchungs- und Überwachungsmethoden für die Beurteilung natürlicher Selbstreinigungsprozesse im Grundwasser*, 2005, ISBN 3-933761-46-8
- 144 Breiting, Thomas: *Techniken und Methoden der Hydroinformatik - Modellierung von komplexen Hydrosystemen im Untergrund*, 2006, 3-933761-47-6
- 145 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Müller, Martin: *Ressource Untergrund: 10 Jahre VEGAS: Forschung und Technologieentwicklung zum Schutz von Grundwasser und Boden*, Tagungsband zur Veranstaltung am 28. und 29. September 2005 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2005, ISBN 3-933761-48-4
- 146 Rojanschi, Vlad: *Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes*, 2006, ISBN 3-933761-49-2
- 147 Winkler, Nina Simone: *Optimierung der Steuerung von Hochwasserrückhaltebeckensystemen*, 2006, ISBN 3-933761-50-6
- 148 Wolf, Jens: *Räumlich differenzierte Modellierung der Grundwasserströmung alluvialer Aquifere für mesoskalige Einzugsgebiete*, 2006, ISBN: 3-933761-51-4

Die Mitteilungshefte ab dem Jahr 2005 stehen auch als pdf-Datei über die Homepage des Instituts: www.iws.uni-stuttgart.de zur Verfügung.