

**Institut für
Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
Universität Karlsruhe (TH)**

**Langfristige, hydrologische Betrachtung
der Grundwasserdynamik
am Beispiel der Mittleren Elbe**

Peter-Andreas Burek

Heft 220

Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik
der Universität Karlsruhe (TH)
mit "Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium"
Herausgeber: Prof. Dr.-Ing. Dr. h. c. Franz Nestmann, Ordinarius

2003

Langfristige, hydrologische Betrachtung der Grundwasserdynamik am Beispiel der Mittleren Elbe

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

DOKTOR-INGENIEURS

der Fakultät für
Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften
der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Geograph Peter-Andreas Burek

aus Kempten, Allgäu

Tag der mündlichen Prüfung: 11. Februar 2003

Hauptreferent:	Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. mult. Franz Nestmann
1. Korreferent:	Prof. em. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. Erich J. Plate
2. Korreferent:	Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. habil. András Bárdossy

Karlsruhe 2003

Vorwort

Die Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie (23. Oktober 2000) stellt die Wasserwirtschaft vor große Herausforderungen. Die Bewertung des mengenmäßigen Grundwasserzustandes und der langfristige Schutz der Grundwasserressourcen durch eine nachhaltige Nutzung ist einer der Aspekte der Wasserrahmenrichtlinie .

Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist die Schaffung eines Werkzeugs zur Beschreibung der langfristigen Grundwasserdynamik in Auengebieten über mesoskalige Raumbereiche, wobei die statistische Repräsentativität der Aussagen im Vordergrund steht. Hierzu wurde ein Grundwassermodell entwickelt, das mittels vereinfachter physikalischer Ansätze die Prozesse des Wasseraustausches zwischen Fluss und Aquifer beschreibt.

Die Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs „Ökologische Wasserwirtschaft“ (Leitung: Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing E.h. E.J. Plate) in Kooperation mit den Verbundvorhaben „Morphodynamik der Elbe“ (Leitung und Koordination: Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. mult. F. Nestmann, Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe) und „Rückgewinnung von Retentionsflächen und Altauenreaktivierung an der Mittleren Elbe in Sachsen-Anhalt“ (Leitung und Koordination: Dr. J. Haferkorn, Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt Halle) im BMBF-Forschungsprogramm Elbe-Ökologie erstellt.

Mit Erfolg kann die Methodik auf die Fragestellung der langfristigen Auswirkungen von Deichrückverlegungsmaßnahmen angewendet werden. Die Arbeit von Herrn Dr. Burek eröffnet neue Möglichkeiten der flächendifferenzierten und langfristigen Bewertung der Grundwasserdynamik.

Karlsruhe, im März 2003

F. Nestmann

Danksagung

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. mult. F. Nestmann für die Übernahme des Hauptreferates. Ebenfalls möchte ich den Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. E.J. Plate und Herrn Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. habil. A. Bárdossy für die Übernahme der Korreferate danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr.-Ing. J. Ihringer, der mich in vielen konstruktiven Gesprächen an die ingenieurmäßige Vorgehensweise herangeführt hat.

Den Kolleginnen und Kollegen der Abteilung Hydrologie möchte ich vor allem für die inspirierende und motivierende Arbeitsatmosphäre danken. Besonders den Herrn Dipl.-Phys. Rolf Becker, Herrn Dipl.-Ing. Bruno Büchele, Herrn Dr.-Ing. Markus Casper und Herrn Dipl.-Hydrol. Martin Helms danke ich für die zahlreichen Anregungen, Diskussionen und für ihre Unterstützung.

Letztendlich haben viele andere zu dieser Arbeit mit beigetragen, ihnen sei hiermit gedankt.

Kurzfassung

Ziel der Arbeit ist es, die Kenngrößen der *räumlichen und zeitlichen Dynamik des Grundwassers* durch Langzeitsimulationen zu erfassen und Aussagen über die *langfristige Veränderung der Grundwasserdynamik aufgrund von veränderten Randbedingungen*, wie z.B. infolge von Deichrückverlegungen, zu treffen. Um statistisch fundierte Aussagen über das Auftreten verschiedener Systemzustände zu erhalten, z.B. Kennwerte der Grundwasserstände in Analogie zu den gewässerkundlichen Haupt- und Dauerwerten der Oberflächengewässer, ist es notwendig, geeignete (längere) Zeiträume zu betrachten. Für die Simulation bedeutet dies, dass deterministische, physikalische Ansätze mit stochastischen Komponenten (Wahrscheinlichkeitsaussagen) zu verknüpfen sind, wobei letztere nur durch Langzeitsimulationen ermittelt werden können. Aufgrund des angestrebten langen Betrachtungszeitraumes und des mesoskaligen, räumlichen Größenbereichs verwendet das Modell einfach zu erhebbende Parameter und vereinfachte physikalische Modellkonzeptionen.

Für die Beschreibung der Wasserhaushaltsdynamik in Flussauen lassen sich drei Prozessgruppen ausmachen:

- Direkter Wasseraustausch zwischen Fließgewässer und Aquifer
- Infiltration bei Überflutung der Aue
- Infiltration und kapillarer Aufstieg infolge Niederschlag und Verdunstung

Die Verwendung eines vereinfachten physikalisch basierten Berechnungsansatzes als analytisches Grundwassermodell entlang von Senkrechten zum Vorfluter (WALD ET AL. 1986) oder als Bodenspeichermodell (DISSE 1995) ermöglicht es, diese wesentlichen Prozesse soweit nachzubilden, dass die Dynamik des Systems (d.h. die Grundwasserschwankung) abgeleitet werden kann. Der Vorteil dieses vereinfachten Ansatzes liegt in der hohen Ausführungsgeschwindigkeit für langfristige Modellierungen. Unter der Voraussetzung, dass die modellierten Prozesse auch unter veränderten Bedingungen die Dynamik des Systems erklären, können mit Hilfe dieser Modellkonzeption Szenarien untersucht werden.

Aufgrund der besonderen Situation in Niederungsgebieten mit geringem Anteil von Oberflächenabfluss und den genannten drei wichtigsten Prozessgruppen wird eine Modellstruktur aus zwei unabhängigen Modellteilen verwendet, die über die Grundwasserhöhe miteinander gekoppelt sind:

- Ein Grundwassermodell, das den horizontalen Wassertransport beschreibt und vor allem den Einfluss des Vorfluters quantifiziert.
- Ein Bodenwassermodell, um den direkten Wasseraustausch zwischen der ungesättigten und der gesättigten Bodenzone zu erfassen.

Das Grundwassermodell wird eindimensional entlang einzelner Transekten analytisch berechnet. Grundlage hierfür sind Untersuchungen von WALD (1986) und WORKMAN ET AL. (1997), die ihre mittels analytischer Lösung berechneten Grundwasserpegelstände mit Naturmessungen vergleichen.

Die veränderliche Wasserstände und Ausuferungen des Vorfluters werden über Kopplung an die Ergebnisse einer zweidimensionalen stationären Modellierung der Elbewasserspiegellagen (SCHWANENBERG ET AL. 2001) miteinbezogen.

Das Bodenwassermodell ist vertikal als eindimensionales Speichermodell der durchwurzelten Zone realisiert. Grundlage hierfür sind Modelle von HENNIG ET AL. (1992) und DISSE (1995).

Im zweiten Teil (Kapitel 5 bis 7) wird das neu entwickelte Grundwassermodell in den Untersuchungsgebieten „Ohremündung“ und „Sandau“ an der Mittleren Elbe angewendet. Hierzu wird das Modell in beiden Untersuchungsgebieten kalibriert und mit Grundwasserzeitreihen und den Ergebnissen eines numerischen Finite-Elemente Grundwassermodell (im Gebiet Ohremündung) validiert.

Für das Untersuchungsgebiet Sandau werden die Verfahren der hydrologischen Zeitreihenanalyse auf die Ergebnisse der Grundwassermodellierung angewendet und hierfür Anwendungsmöglichkeiten aufgezeigt, wie z.B. die langfristige Beschreibung der Grundwasserdynamik mittels statistischer Maßzahlen und die Beurteilung von Deichrückverlegungsmaßnahmen hinsichtlich ihres Einflusses auf die langfristige Grundwasserdynamik .

Der in dieser Untersuchung verwendete (hydrologisch orientierte) Modellansatz soll als zusätzliches Verfahren verstanden werden, um im Vergleich zu numerisch Modellen, mit geringerem Aufwand Langfristsimulationen durchführen zu können. Um die Prozesse auch unter veränderten Bedingungen simulieren zu können, wurde der physikalisch basierte Ansatz gewählt. Die Notwendigkeit mehrdimensionaler numerischer Grundwassermodelle zur (räumlich) verfeinerten Untersuchung und zur Prognose von Grundwasserständen steht außer Frage.

Abstract

The goal of this work is to record the characteristic parameters of the spatial and temporal dynamics of the groundwater by means of long-term simulations and to arrive at conclusions about the long-term changes in the dynamics of the groundwater due to changes in boundary conditions, such as results of dike displacements. In order to be able to make statistically founded statements about the occurrence of different system states, e.g. parameters of the groundwater levels in analogy to the basic statistical flow parameters and the duration curves of the surface water, it is necessary to look at suitable (longer) periods of time. For the simulation, this means that deterministic, physical approaches are to be combined with stochastic components (probability statements), in which the latter can only be acquired through long-term simulations. Due to the long period which it is being attempted to study and the mesoscale, spatial size range, the model uses parameters which are simple to survey and simplified physical model concepts.

Three process groups can be made out for the description of the dynamics of the hydrologic budget in floodplain areas:

- Direct exchange of water between river and aquifer
- Infiltration upon overflowing of the meadow
- Infiltration and capillary rising as a result of precipitation and evapotranspiration

The use of a simplified physically-based calculation approach as an analytical groundwater model along from verticals to the receiving water (WALD ET AL. 1986) or as soil water model (DISSE 1995) makes it possible to reproduce these essential processes to the extent that the dynamics of the system (i.e. the fluctuation in the groundwater) can be derived from it. The advantage of this simplified approach lies in the high speed at which long-term modelling can be carried out. Provided that the modelled processes also explain the dynamics of the system under changed conditions, scenarios can be investigated with the aid of this model conception.

Due to the special situation in floodplain areas with a low proportion of surface runoff and the above named three most important process groups, a model structure made of two independent model parts is used, the two parts being coupled with one another via the height of the groundwater:

- A groundwater model which describes the horizontal transporting of water and above all quantifies the influence of the receiving water
- A soil water model for recording the direct water exchange between the unsaturated and saturated areas of soil

The groundwater model is calculated analytically one-dimensionally along individual transects. The basis for this is formed by the investigations of WALD (1986) and WORKMAN ET AL. (1997), which compare groundwater levels calculated using an analytical solution with measurements from nature.

The changeable water levels and flooding by surface water are incorporated via coupling with the results of a two-dimensional stationary modelling of the water levels of the Elbe (SCHWANENBERG ET AL. 2001).

The soil water model is realised vertically as an one dimensional storage model of the root-penetrated zone. The basis for this is formed by the investigations of HENNING ET AL. (1992) and DISSE (1995).

In the second part (Chapter 5 to 7), the newly developed groundwater model is applied to the Middle Elbe in the investigation areas “Ohremündung” and “Sandau”. For this purpose, the model is calibrated in both investigation areas and validated with groundwater time series and the results of a groundwater model with numerically finite-elements (at the area “Ohremündung”).

For the investigation area “Sandau”, the processes of hydrological time series analysis are applied to the results of groundwater modelling and application options for this shown, such as e.g. the long-term description of the groundwater dynamics using statistic parameters and the assessment of dike displacement measures regarding their influence on the long-term groundwater dynamics.

The model approach used in this investigation (hydrologically oriented) should be regarded as an additional process for carrying out long-period simulations with little cost or effort compared to that required by numerical models. In order to also be able to simulate the processes under altered conditions, the physically based approach was chosen. There is no doubt as to the necessity of multi-dimensional numerical groundwater models for the (spatially) refined investigation and prediction of groundwater levels.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	IX
Symbolverzeichnis	XI
1. Einleitung	1
1.1. Der Begriff der Flussaue	1
1.2. Zielstellung und Gliederung der Arbeit	3
2. Konzeption des Grundwassermodells	5
2.1. Hydrologische Eigenschaften der Flussaue	5
2.1.1. Geländeoberfläche	5
2.1.2. Grundwasserstand	5
2.1.3. Oberflächengewässer	6
2.2. Konzept der langfristige Modellierung	6
2.3. Methodische Ansätze	9
2.3.1. Statistische Modellierung	9
2.3.2. Vereinfachte physikalische Modellierung	9
2.3.3. Modellierung mit mathematisch-numerischen Grundwassermodellen	10
2.3.4. Ausgewählter Ansatz	10
2.4. Modellaufbau	10
3. Untersuchungsgebiete und Datenlage	14
3.1. Geographie der Untersuchungsgebiete	14
3.1.1. Geographische Lage	14
3.1.2. Hydrologie und Klimatologie	15
3.1.3. Geologie	16
3.1.4. Hydrogeologie	18
3.2. Datengrundlage für das Untersuchungsgebiet Ohremündung	20
3.2.1. Räumliche Daten	20
3.2.1.1. Digitales Geländemodell	20
3.2.1.2. Aquiferbasis	21
3.2.1.3. Landnutzung	22
3.2.1.4. Weitere räumliche Daten	22
3.2.2. Zeitreihen	22
3.2.2.1. Wasserstände der Elbe	23
3.2.2.2. Wasserstände der Ohre	23
3.2.2.3. Grundwasserstände	23
3.2.2.4. Niederschläge	24
3.2.2.5. Temperatur und Luftfeuchte	25
3.3. Datengrundlage für das Untersuchungsgebiet Sandau	26
3.3.1. Räumliche Daten	26

3.3.1.1. Digitales Höhenmodell	26
3.3.1.2. Aquiferbasis	27
3.3.1.3. Landnutzung	27
3.3.1.4. Überflutungsbereiche	28
3.3.1.5. Weitere räumliche Daten	28
3.3.2. Zeitreihen	29
3.3.2.1. Wasserstände der Elbe	29
3.3.2.2. Wasserstände der Havel	29
3.3.2.3. Grundwasserstände	30
3.3.2.4. Niederschläge	30
3.3.2.5. Temperatur und Luftfeuchte	31
4. Modellsystem und Prozessmodellierung	32
4.1. Räumliche Diskretisierung	32
4.1.1. Aufteilung des Raumes im Untersuchungsgebiet Ohremündung	32
4.1.2. Aufteilung des Raumes im Untersuchungsgebiet Sandau	35
4.1.3. Parameterermittlung aus den Transekten	36
4.2. Interpolationsverfahren	37
4.2.1. Niederschlag, Temperatur und Luftfeuchte	37
4.2.1.1. Thiessen-Polygon Methode	37
4.2.1.2. Inverse Distanz Methode	38
4.2.1.3. Quadranten Methode	38
4.2.1.4. Ordinary Kriging	38
4.2.1.5. Verwendete Verfahren	40
4.2.2. Grundwasserstände	40
4.2.3. Wasserstände der Fliessgewässer	41
4.2.3.1. Wasserstände der Elbe an der Ohremündung	41
4.2.3.2. Wasserstände der Ohre	43
4.2.3.3. Wasserstände der Havel und der Elbe im Gebiet Sandau	45
4.3. Verschneidung Wasserstände mit Höheninformation	45
4.3.1. Untersuchungsgebiet Ohremündung	45
4.3.2. Untersuchungsgebiet Sandau	46
4.4. Modellsteuerung	50
4.4.1. Programmstruktur	50
4.4.2. Datenstruktur	52
4.5. Grundwassermodell	55
4.5.1. Hydraulische Grundlage	55
4.5.2. Anfangs- und Randbedingungen	57
4.5.3. Analytische Lösung	58
4.5.3.1. Vorgehensweise	58
4.5.3.2. Lösungsverfahren	58
4.5.3.3. Stationärer Anteil	59
4.5.3.4. Instationärer Anteil	60
4.5.4. Anwendung der analytischen Lösung	61
4.5.5. Programmstruktur des Grundwassermoduls	63

4.6. Bodenwassermodell auf ebenen Standorten	64
4.6.1. Bodenwasserhaushaltsgleichung	65
4.6.2. Prozesse	65
4.6.2.1. Niederschlag	65
4.6.2.2. Interzeption	66
4.6.2.3. Verdunstung	68
4.6.2.4. Kapillarer Aufstieg	72
4.6.3. Bodenmodell zur Berechnung des Sickerwassers	73
4.6.4. Berechnung der Bodenspeicher- und der Bodenfeuchteänderung	74
4.6.5. Transformation der Sickerwasserrate in die Grundwasserneubildungsrate	75
4.6.6. Klimatische Bodenwasserbilanz Hydrologisches Jahr 1995	76
4.6.7. Programmstruktur des Bodenwassermodul	78
5. Modellanpassung im Untersuchungsgebiet Ohremündung	79
5.1. Festlegung der Parameter	79
5.2. Ergebnisse der Modellierung	81
5.2.1. Modellierung von acht Zeitreihen im Zeitraum 1997 bis 1999	81
5.2.2. Modellierung der Zeitreihe STAU 28 im Zeitraum 1970 bis 1999	86
5.2.3. Einfluss von Überflutung und Grundwasserneubildung	89
5.3. Model-, Daten- und Parameterunsicherheit	90
5.3.1. Parameterschätzung	92
5.3.2. Sensitivitätsanalyse	92
5.4. Räumliche Modellierung	98
5.5. Vergleich mit einem numerischen Grundwassermodell	99
5.6. Flächenhafte Ausprägung von Über- bzw. Unterschreitungsauern	106
6. Modellanpassung im Untersuchungsgebiet Sandau	110
6.1. Bestimmung der Randbedingungen	110
6.2. Festlegung der Parameter	111
6.3. Ergebnisse der ersten Modellierung	112
6.4. Kalibrierung	118
6.4.1. Einfaches iteratives Kalibrierungsverfahren	118
6.4.2. Multiobjektives und generatives Kalibrierungsverfahren	120
6.4.3. Ausgewählter Parametersatz	123
6.5. Ergebnisse der Modellierung nach Kalibrierung	125
6.6. Modellierung von drei Grundwasserzeitreihen im Zeitraum 1970 bis 1999	131
6.7. Räumliche Modellierung	135
6.8. Flächenhafte Ausprägung von Über- bzw. Unterschreitungsauern	137
7. Anwendungen im Untersuchungsgebiet Sandau	141
7.1. Beschreibung der Grundwasserdynamik des Ist-Zustandes	141
7.1.1. Mittelwert	141

7.1.2. Streuungsmaße	142
7.1.3. Hauptwerte	143
7.1.4. Unterschreitungsdauern	144
7.1.5. Extremwertanalyse	144
7.1.5.1. Berechnung der Grundwasserjährlichkeiten	144
7.1.5.2. Fehlerbetrachtung nach der Monte-Carlo Methode	147
7.1.5.3. Räumliche Darstellung der Grundwasser Extremwerte	152
7.1.6. Darstellung der Ergebnisse als Überflutungsflächen bzw. Flurabstandsflächen	153
7.2. Grundwasserbilanzierung	154
7.2.1. Volumenbetrachtung eines Hochwassers entlang eines Profils quer zur Elbe	154
7.2.2. Volumenbetrachtung eines Hochwassers im Gesamtgebiet	157
7.3. Modellierung der Grundwasserdynamik bei geplanter Deichrückverlegung	158
7.3.1. Räumliche Betrachtung	160
7.3.2. Betrachtung von drei Querschnitten	161
7.3.3. Volumenbetrachtung	166
7.3.3.1. Veränderung der Abflussganglinie	167
7.3.3.2. Bilanzierung der Zu- und Abflüsse unter Berücksichtigung der Speicherwirkung	168
8. Zusammenfassung	171
Literatur	177
Anhang	189
A: Mathematische Herleitung des instationären Anteils	
B: Vergleich zwischen gemessenen Grundwasserständen und kalibrierten Grundwassermodellergebnissen für die Untersuchungsgebiet Ohremündung und Sandau	
C: Beispiel für Steuer- und Datendateien des Grundwassermodells	

Abbildungsverzeichnis

1.1	Wirkungsgefüge in der Aue (DISTER 1991)	2
2.1	Einfluss des Vorfluterwasserstandes auf den Grundwasserspiegel	6
2.2	Zeitreihe der Grundwassermessstelle GW2906 im Untersuchungsgebiet Sandau mit Hauptwerten und Bandbreite der Hauptwerte aus 25 Zeitabschnitten zu je 5 Jahren	8
2.3	Beispiel für Berechnungspunkte und Transekten des Modells	11
3.1	Lage der Untersuchungsgebiete im deutschen Elbe Einzugsgebiet	14
3.2	Eisrandlagen, Sander und Urstromtäler Ostdeutschlands (JORDAN UND WEDER 1995)	17
3.3	Geologischer Querschnitt Heinrichsberg Elbe-km 345,07 (nach ROMMEL 1998)	18
3.4	Alte Elbeläufe zwischen Magdeburg und Havelberg ohne Zeitangabe (KALL 1957, in: SCHMIDT 2000)	19
3.5	Faziesschema für Gerinne- und Auensedimentation (ROMMEL 1998)	19
3.6	Digitales Höhenmodell Ohremündung	20
3.7	Aquiferbasis Ohremündung (nach PFISTERER 1998)	21
3.8	Bodenbedeckung Ohremündung	22
3.9	Messstationen im Untersuchungsgebiet Ohremündung	22
3.10	Digitales Höhenmodell Sandau	26
3.11	Aquiferbasis Sandau	27
3.12	Bodenbedeckung Sandau	27
3.13	Überflutungsbereiche Sandau	28
3.14	Messstationen im Untersuchungsgebiet Sandau	29
4.1	Anordnung des Knotennetzes	32
4.2	Verschiedene Methoden der Transektenbestimmung	33
4.3	Bestimmung des Transektenbezugspunktes auf dem zweiten Rand	34
4.4	Punktraster mit Transekten im Untersuchungsgebiet Ohremündung	35
4.5	Anordnung der Knotenpunkte im Untersuchungsgebiet Sandau und Aufteilung der Transekten in zwei Abschnitte	36
4.6	Thiessen-Polygon Methode	37
4.7	Quadranten Methode	38
4.8	Semivariogramm anhand eines fiktiven Beispiels	39
4.9	Wasserstandsganglinien der Elbe Pegel	42

4.10	Abflusskurve am Pegel Niegripp 1984-1999	43
4.11	Wasserspiegellage am 11.10.93 (Q=249 m ³ /s Tangermünde) und 12.5.69 (Q=1284 m ³ /s)	43
4.12	Wasserstandsganglinien der Elbe, Ohre und Grundwasserstand GWMKA1	44
4.13	Verschneidung von digitalem Höhenmodell mit Wasserspiegellage	48
4.14	Ermittlung von Parametern aus Überflutungsflächen im Untersuchungsgebiet Sandau	49
4.15	Programmablaufplan des Hauptprogramms	51
4.16	Modell der Datenstruktur	54
4.17	Schematischer Schnitt durch den Aquifer	62
4.18	Vergleich des Finite Elemente Modells mit dem analytischem Modell	62
4.19	Programmstruktur Grundwassermodul	63
4.20	Prozesse in der ungesättigten Bodenzone	64
4.21	Transformation einer konstanten Sickerwasserrate in Grundwasserneubildung	76
4.22	Klimatische Bodenwasserbilanz 1995	77
4.23	Programmstruktur Bodenwassermodul	78
5.1	Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet Ohremündung	79
5.2	Ergebnisse der Grundwassermodellierung: Vergleich gemessener Ganglinien mit modellierten Ganglinien	82
5.3	Ergebnisse der Grundwassersimulation: Vergleich gemessener Ganglinien mit modellierten Ganglinien mit veränderten Parametern	85
5.4	Ergebnisse der Grundwassersimulation STAU 28 von 1969 bis 1999	87
5.5	Dauerlinie mit Hüllkurven und Jahresgang 1970-1999 (ohne 1983)	88
5.6	Grundwasserganglinie STAU 28 der Jahre 1987 und 1994	90
5.7	Variation der Parameter - mittleres Niedrig-, Mittel- und Hochwasser (1969-98) Messstelle STAU 28	97
5.8	Aquiferbasis vor und nach der Kalibrierung	98
5.9	Grundwasseroberfläche bei Hoch-, Mittel- und Niedrigwasser der Elbe	99
5.10	Vergleich analytisches Grundwassermodell mit numerischen Grundwassermodell im Kalibrierungszeitraum 1.11.97 bis 31.10.99	101
5.11	Vergleich analytisches Grundwassermodell mit numerischen Grundwassermodell - räumliche statistische Größen aus langfristiger Betrachtung vom 1.11.85 bis 31.10.99	103
5.12	Vergleich analytisches Grundwassermodell mit numerischen Grundwassermodell im Querprofil E-O	105

5.13	Flächenhafte Ausprägung der Grundwasserüberschreitungsdauern	106
5.15	Dezentilen der Grundwasserunterschreitungsdauern	109
6.1	Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet Sandau	110
6.2	Ergebnisse der ersten Modellierung	117
6.3	Gütemaße für Kombinationen von Durchlässigkeitsbeiwert und Speicherkoeffizient	119
6.4	Ergebnisse der iterativen Kalibrierung für zwei Grundwassermessstellen	120
6.5	Parameterraum für zwei Parameter und Güterraum für Startaufstellung und 5000. Durchlauf	121
6.6	Ganglinienspannweite aufgrund der Pareto-Lösung für zwei Grundwassermessstellen	122
6.7	Ganglinienspannweite aufgrund der Pareto-Lösung und Modell mit den ausgewählten Parametern	123
6.8	Veränderte Transekten nach der Kalibrierung	124
6.9	Ergebnisse nach der Kalibrierung	129
6.10	Maximaler Fehler bei GW2906	131
6.11	Ganglinien der Elbe und dreier Grundwasserpegel vom 1.11.70 bis 31.10.99	133
6.12	Dauerlinie und Jahresgang der Elbe und dreier Grundwasserpegel	134
6.13	Alte und neue Aquiferbasis	136
6.14	Grundwasseroberfläche an Stichtagen bei Hoch-, Mittel- und Niedrigwasser der Elbe	137
6.15	Dezentilen der Grundwasserunterschreitungsdauern	140
7.1	Berechnung des mittleren Flurabstandes aus digitalem Höhenmodell und mittlerer Grundwasseroberfläche	141
7.2	Mittlerer Flurabstand	142
7.3	Streuungsmaße der Grundwasserhöhen	143
7.4	Räumliche Darstellung der Grundwasserhauptwerte	143
7.5	Hauptwerte der Grundwasserstände in zwei Querschnitten	144
7.6	Unterschreitungsdauern der Flurabstände	144
7.7	Extremwertverteilungen und Plotting positions für Wasserstand Havelberg und drei modellierter Grundwasserstände	146
7.8	Monte Carlo Simulation von drei Grundwasserganglinien	150
7.9	Dauerlinien- und Extremwertspannweiten bei Monte-Carlo Simulation	151
7.10	Flurabstände mit den Jährlichkeiten $T=20$, minimaler Flurabstand 1964-95 und $T=50$	152

7.11	Überflutungsflächen bzw. Grundwasserflurabstandflächen	153
7.12	Grundwasserprofil	155
7.13	Wasserstandsganglinien und Grundwasservorratsänderung	155
7.14	Veränderung der Grundwasseroberfläche im Querschnitt	157
7.15	Unterschied der Grundwasserhöhen (Hochwasser Winter 1988/89)	158
7.16	Untersuchungsgebiet Sandau mit minimaler und maximaler Deichrückverlegungsvariante	159
7.17	Median der Grundwasserpotenziale und Differenzen zum Ist-Zustand für die Minimal- und die Maximalvariante	162
7.18	MHW der Grundwasserpotenziale und Differenzen zum Ist-Zustand für die Minimal- und die Maximalvariante.	163
7.19	Minimale Flurabstände im Zeitraum 1964-95 und Differenzen zum Ist-Zustand für die Minimal- und die Maximalvariante.	164
7.20	Hauptwerte der Piezometerhöhen in drei Querschnitten im Ist-Zustand und in zwei Deichrückverlegungsvarianten..	165
7.21	Verringerung des Abflussscheitelwerts und erforderliches Rückhaltevolumen	166
7.22	Veränderung des Abflusses durch die maximale Deichrückverlegungsvariante	168
7.24	Veränderung des gespeicherten Volumens beim Durchgang einer Hochwasserwelle	170
7.25	Unterschied Wasserstand max. Variante zu Ist-Zustand beim Frühjahrshochwasser 1988 (nach SCHWANENBERG ET AL. 2001)	170

Tabellenverzeichnis

3.1	Einzugsgebietsgröße und Abfluss an den Gebietsauslässen der Untersuchungsgebiete aus dem hydrologischen Längsschnitt der Elbe 1964-1995 (HELMS ET AL. 1999)	15
3.2	Wasserstände der Elbe	23
3.3	Wasserstände der Ohre	23
3.4	Grundwasserstände Ohremündung	23
3.5	Niederschlagsstationen Ohremündung	24
3.6	Temperatur- und Luftfeuchtestationen Ohremündung	25
3.7	Wasserstände der Elbe	29
3.8	Wasserstände der Havel	29
3.9	Grundwasserstände Sandau	30
3.10	Niederschlagsstationen Sandau	30
3.11	Temperatur- und Luftfeuchtestationen Sandau	31
4.1	Berechnete Überflutungsflächen (nach SCHWANENBERG ET AL. 2000)	47
4.2	Haude- α für Gras (MANIAK, 1997)	70
4.3	normierte r-Werte für verschiedene Vegetationsklassen (nach DISSE 1995)	71
4.4	Klimatische Bodenwasserbilanz	77
5.1	Parameter Grundwassermodul	80
5.2	Parameter Bodenwassermodul	80
5.3	Gütekriterien nach der ersten Simulation 1997 bis 1999 (ohne Parameteroptimierung)	83
5.4	Parameter Grundwassermodul nach Kalibrierung	85
5.5	Gütekriterien nach der Kalibrierung	85
5.6	Parameter Modellierung STAU 28	86
5.7	Gütekriterien STAU 28 1970 bis 1999	97
5.8	Parameter und Eingangsgrößen der Sensitivitätsanalyse	93
5.9	Sensitivitätsanalyse an der Grundwassermessstelle STAU 28	95
6.1	Parameter Grundwassermodul	111
6.2	Parameter Bodenwassermodul	112
6.3	Gütekriterien der ersten Modellierung (ohne Parameteroptimierung)	113
6.4	Parameter k_f und n_e -Bereiche für das einfache iterative Verfahren	119

6.5	Parameterbereiche für das generatives Kalibrierungsverfahren	121
6.6	Kalibrierte Parameter Grundwassermodul	123
6.7	Kalibrierte Parameter Bodenwassermodul	124
6.8	Gütekriterien nach Kalibrierung	125
6.9	Gütemaße von drei Grundwassermessstellen im Zeitraum 1970-1999	132
6.10	Regressionsbeziehungen zur Generierung fehlender Daten	135
7.1	Jährlichkeiten von Abflüssen und Wasserständen	146
7.2	Parameterbereich der Monte-Carlo Simulation	148
7.3	Extremwertstatistik Messdaten und Monte-Carlo Simulation Grundwassermessstelle GW2906	149
7.4	Extremwertstatistik Messdaten und Monte-Carlo Simulation Grundwassermessstelle GW2850	149
7.5	Extremwertstatistik Messdaten und Monte-Carlo Simulation Grundwassermessstelle GW2852	149
7.6	Abflüsse und Wasserstände der Elbe (nach SCHWANENBERG 2001)	166
8.1	Vergleich der Rechenzeiten von Finiten Differenzen/Elementen Modellen mit dem analytischen Ansatz	173

Symbolverzeichnis

Für die Einheiten finden folgende physikalische Größen Verwendung:

L: Länge, T: Zeit, M: Masse, °K: Temperatur

Symbol	Einheit	Bedeutung
A	[L ²]	Einzugsgebietsfläche
a _r	[-]	Reflexionskoeffizient
BG	[-]	Bodenbedeckungsgrad
BFI	[-]	Blattflächenindex
C _{veg}	[L]	Interzeptionsspeicherinhalt
C _p	[L ² T ⁻² °K ⁻¹]	Spezifische Wärme der Luft
D _{GW}	[L]	Grundwasserflurabstand
e _s	[M L ⁻¹ T ⁻²]	Sättigungsdampfdruck (Tagesmittelwert)
e _a	[M L ⁻¹ T ⁻²]	Aktueller Dampfdruck (Tagesmittelwert)
e _{s,14}	[M L ⁻¹ T ⁻²]	Sättigungsdampfdruck um 14 ⁰⁰ Uhr MEZ
e _{a,14}	[M L ⁻¹ T ⁻²]	Aktueller Dampfdruck um 14 ⁰⁰ Uhr MEZ
ET _a	[L T ⁻¹]	aktuelle Evapotranspiration pro Tag
ET _{pot}	[L T ⁻¹]	potentielle Evapotranspiration pro Tag
FK	[L]	Feldkapazität
GW	[L T ⁻¹]	Grundwasserneubildung
g	[L T ⁻²]	Erdbeschleunigung = 9.81 m/s ²
h	[L]	Grundwasserpotential
I _N	[L]	Intensität des Freilandniederschlags
I	[L]	Interzeptionsverlust
IV	[L]	Interzeptionsverdunstung
kA	[L T ⁻¹]	Kapillarer Aufstieg
K _{x,y,z}	[L T ⁻¹]	Durchlässigkeitsbeiwert in x,y,z Richtung
k _f	[L T ⁻¹]	Hydraulische Leitfähigkeit, Wasserleitfähigkeit
k _c	[-]	crop-Faktor
L _{WRZ}	[L]	Wurzeltiefe
L _v	[L ² T ⁻²]	Spezifische Verdunstungswärme von Wasser
N	[L]	Niederschlag
N _B	[L]	Bestandsniederschlag
n _e	[-]	effektiver Porenraum, Speicherkoeffizient
nFK	[L]	nutzbare Feldkapazität (1,8 < pF < 4,2)
p _a	[M L ⁻³]	Dichte der Luft
PWP	[L]	permanenter Welkepunkt (pF = 4,2)
Q	[L ³ T ⁻¹]	Abfluss
R	[L T ⁻¹]	Zufluss zum Grundwasser aus dem Niederschlag
RH	[-]	relative Luftfeuchte (e _a / e _s)

R_a	$[L T^{-1}]$	Extraterrestrische Sonneneinstrahlung
r_a	$[T L^{-1}]$	Funktion der Windgeschwindigkeit in 2m Höhe
r_s	$[T L^{-1}]$	Pflanzenwiderstandsbeiwert
R_n	$[M T^{-3}]$	Nettostrahlung (lang- und kurzwellig)
S	$[-]$	Speicherkoeffizient (im ungespannten Aquifer effektive
s_n	$[T]$	aktuelle Sonnenscheindauer
S_{TAG}	$[T]$	tägliche astronomisch mögliche Sonnenscheindauer
S_{JAHR}	$[T]$	Summe der jährlichen Tagesstunden
S_{akt}	$[L]$	aktuelle BodenSpeicherinhalt
S_{max}	$[L]$	Maximaler Bodenspeicherinhalt
t	$[T]$	Zeit
T	$[L^2 T^{-1}]$	Transmissivität
T_{max}	$[^{\circ}K]$	maximale Tagestemperatur
T_{min}	$[^{\circ}K]$	minimale Tagestemperatur
u_2	$[L T^{-1}]$	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe (Tagesmittelwert)
v	$[L T^{-1}]$	Fließgeschwindigkeit
v_f	$[L T^{-1}]$	Filtergeschwindigkeit
W	$[L]$	Wasserstand
α	$[T^{-1}]$	Monatskoeffizient Haude
ΔS	$[L T^{-1}]$	Änderung des gespeicherten Bodenwasservorrates
γ	$[M L^{-1} T^{-2}]$	psychrometrische Konstante = 0.667
∂	$[M L^{-1} T^{-2}]$	Gradient der Wasserdampfsättigungskurve
θ	$[-]$	Bodenfeuchte, Wassergehalt
θ_{akt}	$[-]$	aktuelle Bodenfeuchte
Ψ	$[L]$	Wasserspannung

1 Einleitung

1.1 Der Begriff der Flussaue

Flussaunen sind flussparallel verlaufende Niederungen, die innerhalb des Einflussbereiches von Hochwasser liegen und vom Wechsel zwischen Überflutung und Trockenfallen geprägt sind (GEPP 1986; GERKEN 1988). Der Begriff *Aue* stammt aus dem germanischen: „*auwia*“. „*ouwa*“ und bedeutet: Land am Wasser, nasse Wiese, Insel (DISTER 1985; SOMMER 2000).

Im strengen Sinn endet die Aue dort, wo flächenhafte Überflutung nicht mehr auftritt. Qualmwasserbereiche aufgrund von Grundwasseranschluss und durch Deichbau abgegrenzte Flächen zählen demgemäss nicht mehr zum Ökosystem Aue. Im weiteren wird der Begriff Aue jedoch für die aus holozänen fluvialen Sedimenten aufgebauten Talsohlen verwendet, die von Hochwasser bzw. Qualmwasser (ohne Berücksichtigung von Deichen) überschwemmt werden könnten (MIEHLICH 2000).

Eine natürliche, intakte Aue zeichnet sich als besonderes Ökosystem durch eine Vielzahl von Funktionen aus:

- Artenreichtum: mit 12000 Tier- und Pflanzenarten als regelmäßige Auenbewohner stellen naturgemäße Auen der Unterlaufregion die artenreichsten Ökosysteme Europas dar (FOECKLER 1991; GEPP 1986)
- Laich-, Brut-, Rückzugs-, Nahrungs-, Rast- und Schlafplätze für Fische, Amphibien, Wasserinsekten und Vögel (GEPP 1986)
- Klimaregulierung (GEPP 1986; GERKEN 1988)
- Grundwasseranreicherung und natürliche Filterwirkung, Hochwasserretention (DISTER 1985; GERKEN 1988)
- Rückzugsgebiet und Artenreservoir (GEPP 1986)
- Strukturbelebendes Landschaftselement und Erlebnis- und Erholungsgebiet für den Menschen (GEPP 1986)

Seit Jahrhunderten nimmt der Mensch Einfluss auf die Gestalt der Mittleren Elbe und ihre Auen, z.B. durch Deichbau und Flussbegradigungen zum Hochwasserschutz und durch Anlage von Leitwerken und Buhnen zur Schiffbarmachung. Das Ergebnis sind anthropogen überprägte Gewässer und Auen, die in ihrer zeitlichen und räumlichen Dynamik eingeschränkt sind und eine abnehmende Biotop- und Artenvielfalt aufweisen. Als Folgen von Meliorationen, Flussbegradigungen, Flussvertiefungen und Sohlenerosion treten Grundwasserabsenkungen und damit Austrocknung der Böden auf. Durch Einengung der natürlicher Retentionsräume kommt es zu einer Verschärfung der Hochwassergefahr (BMBF 1995). Als ehemals natürliche Vegetation blieben die großflächigen Hart- und Weichholzaunenwälder fragmentarisch erhalten. Der Elbe

stehen heute nur noch 13,6% ihres ehemaligen Überflutungsgebietes als Retentionsflächen bei Hochwasser zur Verfügung (SIMON 1996). Diese Flächen zeichnen sich an der Elbe im Vergleich zu anderen mitteleuropäischen Flüssen jedoch durch eine relativ große Naturnähe aus (HAFERKORN 2000).

Um dem weiteren Verlust an Auefläche zu begegnen und Erhaltung, Schutz und Renaturierung von Auenflächen gegenüber den sonstigen Interessen der Landnutzung wirkungsvoll durchzusetzen, bedarf es detaillierter Kenntnisse der Ökologie dieser Ökosysteme (FOECKLER 1991). Die Darstellung in Abb. 1.1 verdeutlicht dabei das Zusammenspiel verschiedener Standortfaktoren in einer Aue, ausgehend von der Dynamik der Abflüsse.

Die Dynamik der Grundwasserstände ist hierbei ein Aspekt, der vorwiegend von der Dynamik der Wasserstände der Vorfluter geprägt wird und der wiederum die Dynamik der Vegetation der rezenten und fossilen Aue steuert. Die Beschreibung der Dynamik dieses Standortfaktors und ihrer Veränderung im Zuge von wasserbaulichen Maßnahmen (z.B. Deichrückverlegung) ist daher von großer Bedeutung um die Wechselbeziehungen zwischen Grundwasser und Biozonose einschätzen zu können (FOECKLER 1991, DISTER 1991).

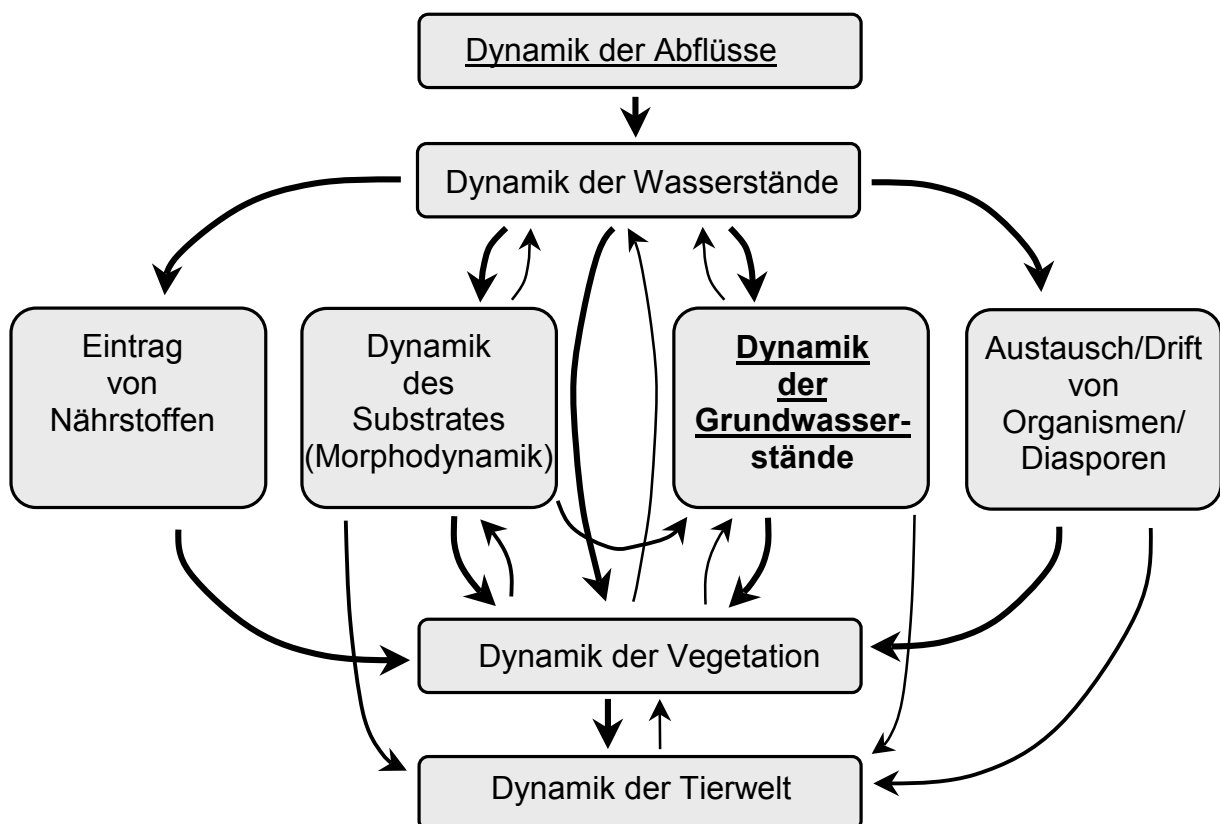


Abb. 1.1 Wirkungsgefüge in der Aue (DISTER 1991)

1.2 Zielstellung und Gliederung der Arbeit

In dieser Arbeit wird ein neuartiges konzeptionelles Grundwassermodell vorgestellt, das im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs „Ökologische Wasserwirtschaft“ an der Universität Karlsruhe (TH) entwickelt wurde. Konzeptionel bedeutet in diesem Zusammenhang, dass die hydraulischen und hydrologischen physikalisch basierten Grundlagen vereinfacht modelliert werden. Kernziel dieses Modells ist die Simulation der langfristigen Dynamik des Grundwasserhaushalts in Auengebieten (BUREK 1999). Anwendung findet das Modell im Rahmen des BMBF-Forschungsverbundes „Elbe-Ökologie“ im Verbundprojekt „Morphodynamik der Elbe“ im Bereich der Ohremündung (Elbe-km 340-350) und im Verbundprojekt „Rückgewinnung von Retentionsflächen und Altauenreaktivierung an der Mittleren Elbe in Sachsen-Anhalt“ im Bereich „Sandau“ (Elbe-km 416-425).

Ziel der Untersuchung ist es, die Kenngrößen der räumlichen und zeitlichen Dynamik des Grundwassers zu erfassen und Aussagen über die Veränderung der Grundwasserdynamik aufgrund von veränderten Randbedingungen wie z.B. Deichrückverlegungen oder Abfluss- bzw. Klimaszenarien zu treffen.

Der Grundwasserhaushalt wird meist mit deterministischen, physikalischen Modellen beschrieben. Um Aussagen über Häufigkeiten verschiedener Systemzustände in Analogie zur Hydrologie der Oberflächengewässer, wie z.B. gewässerkundliche Hauptwerte, zu erhalten, ist es notwendig, deterministische Komponenten mit stochastischen Komponenten zu verknüpfen. Die stochastischen Komponenten können nur durch Langzeitsimulationen abgeschätzt werden.

Hier wird ein Grundwassermodell vorgestellt, das aufgrund seines langen Betrachtungszeitraumes (ca. 30 Jahre) und des mesoskaligen räumlichen Größenbereichs einfach zu erhebende Parameter und vereinfachte physikalische Modellkonzeptionen verwendet, wie sie schon in den Arbeiten von WALD ET AL. (1986) und DISSE (1995) eingesetzt wurden. Die Maßgabe zur vereinfachten Betrachtung, als eindimensionales Grundwassermodell oder als Bodenwasserspeichermodell, bedeutet aber keinen Verzicht auf physikalisch begründete Teilmodelle.

Für eine Beschreibung der Grundwasserdynamik mit veränderbaren Randbedingungen ist es notwendig, dass ein Modell auf physikalisch begründeten Ansätzen basiert um die Wechselbeziehungen verschiedener Teilprozesse nachvollziehen zu können.

Der Arbeit steht deshalb als Hypothese voran, dass die Wasserhaushaltsdynamik, d.h. die zeitliche Varianz der Wasserhaushaltsgrößen, in Auengebieten maßgeblich durch die folgenden drei Prozesse dominiert wird:

- Direkter Wasseraustausch zwischen Fließgewässer und Aquifer
- Infiltration infolge Überflutung der Aue
- Infiltration und kapillarer Aufstieg infolge Niederschlag und Verdunstung

Zur Überprüfung dieser Hypothese werden die Ganglinien der Modellierung mit den Grundwassermessungen verglichen. Hauptaugenmerk wird auf den Vergleich der statistischen Kenngrößen gelegt statt auf den Vergleich von Einzelwerten, da die gemessene Datenreihe nur *eine* Realisation hydrologischer Prozesse darstellt (KRON 1996) und sich in dieser Form *niemals* wiederholt.

In **Kapitel 2** wird zunächst die Konzeption des Grundwassermodells als langfristiges konzeptionelles Modell mit physikalisch interpretierbaren Parameter begründet und der generelle methodische Ansatz des Grundwassermodells dargestellt.

in **Kapitel 3** wird auf die Geographie der beiden Untersuchungsgebieten „Ohremündung“ und „Sandau“ eingegangen. Weiterhin wird die Datenlage in beiden Untersuchungsgebieten erläutert. Da die Entwicklung des Modellsystems im Kontext mit der räumlichen Gestalt und der Datenlage der Untersuchungsgebiete steht und im folgenden Kapitel die Entwicklung des Modellsystems anhand der Untersuchungsgebiete erläutert wird, steht ein Überblick der Untersuchungsgebiete den folgenden Kapiteln voran.

In **Kapitel 4** ist die räumliche Diskretisierung beschrieben, um Daten für die Modellierung vorzubereiten und Ergebnisse aus der Modellierung aufzubereiten. Darauf basierend werden die beiden Modellkomponenten Grundwassermodell und Bodenwassermodell mit ihren einzelnen Teilprozessen erläutert.

Die Modellkalibrierung und die Ergebnisse für das Untersuchungsgebiet „Ohremündung“ werden in **Kapitel 5** und für das Untersuchungsgebiet „Sandau“ in **Kapitel 6** diskutiert.

Anwendungsbeispiele zur Beschreibung der Grundwasserdynamik, zur Grundwasserbilanzierung und zur Beurteilung von Deichrückverlegungsmaßnahmen hinsichtlich ihres Einflusses auf die Grundwasserdynamik werden in **Kapitel 7** vorgestellt.

2 Konzeption des Grundwassermodells

2.1 Hydrologische Eigenschaften der Flussaue

Um die Prozesse zu identifizieren, die den Wasserhaushalt in Auengebieten im wesentlichen bestimmen, ist es notwendig auf die besonderen hydrologischen Verhältnissen in Auengebieten einzugehen.

2.1.1 Geländeoberfläche

Die Flussaue bezeichnet, im Gegensatz zum Flusseinzugsgebiet, den ebenen Tiefenbereich. Das Oberflächengefälle ist zumeist kleiner als 1%. Nach ZUIDEMA (1985) ist bei dieser geringen Neigung der Oberflächenabfluss zu vernachlässigen. Es kommt zwar im Mikorelief zur Wasserspeicherung in Mulden und Furchen, aber ein Abfließen ist nur möglich, wenn der Grundwasserspiegel über Geländehöhe ansteigt und sich das Qualmwasser eine andere Vorflut sucht.

Auf versiegelten Flächen entsteht auch bei geringer Neigung Oberflächenabfluss, jedoch sind diese Flächen meistens über Kanalisationssysteme direkt an die Oberflächengewässer angeschlossen.

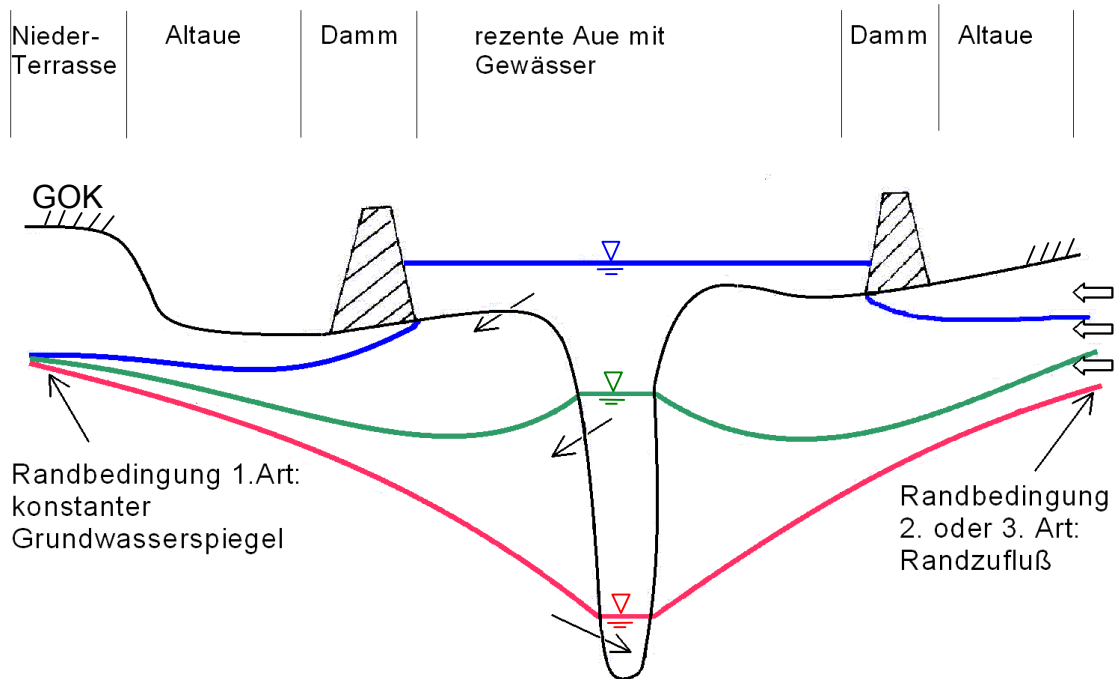
Hangparalleler unterirdischer Abfluss (Interflow) ist auf flachen Gelände ebenfalls zu vernachlässigen.

Der Einfluss von Höhenunterschieden, Hangneigung und Exposition ist bei flachem Gelände nur gering. Für die Interpolation von meteorologischen (z.B. Temperatur, Luftfeuchte, Niederschlag) oder wasserhaushaltlichen Größen (z.B. Bodenfeuchte, Grundwasserhöhe) mittels geostatistischer Verfahren sind diese Faktoren deshalb von untergeordneter Bedeutung.

2.1.2 Grundwasserstand

Niederungsgebiete weisen in der Regel einen geringen Flurabstand des Grundwassers auf. Daher stehen Niederschlagsgeschehen, ungesättigter Bodenspeicher und Grundwasser in sehr enger Wechselwirkung zueinander. Je nach Zustand des Bodenspeichers reagiert der Grundwasserspiegel relativ schnell auf ein Niederschlagsereignis. So kommt es bei hohen Verdunstungsraten zur Auffüllung des ungesättigten Bodenspeichers durch kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser.

Besondere Bedeutung hat die Wechselwirkung von Grundwasserstand mit dem Vorfluterwasserstand. Je nach Wasserstand ergeben sich entweder influente Verhältnisse, d.h. Wasser strömt vom Vorfluter in den Aquifer, oder effluente Verhältnisse, d.h. Grundwasser fließt in den Vorfluter ab (siehe Abb. 2.1).



Darstellung stark überhöht

- Hochwasser: Gewässerquerschnitt verbreitert sich
Überflutungsflächen entstehen
- Mittelwasser: Infiltration oder Exfiltration vom Vorfluter in das Grundwasser
- Niedrigwasser: Exfiltration von Grundwasser in das Gewässer

Abb. 2.1 Einfluss des Vorfluterwasserstandes auf den Grundwasserspiegel

2.1.3 Oberflächengewässer

In einer Aue ist meist ein stark vermaschtes Netz von natürlichen und künstlichen Gewässern, (Altarmen und Entwässerungsgräben) vorhanden, die je nach Abfluss verschieden reagieren (z.B. durch gesteuerte Abflussaufspaltung im Hochwasserfall).

Aufgrund von Überflutung, Qualmwasser, Wasser im Mikrorelief und der mit dem Wasserstand veränderlichen Vorfluterquerschnitte sind in Auen neben den permanenten Gewässern auch episodische Gewässer vorhanden.

2.2 Konzept der langfristige Modellierung

Abflüsse, Wasserstände und Grundwasserstände liegen als zeitliche Abfolge variabler Werte vor. Diese Zeitreihen können in vier Komponenten unterteilt werden: Trend, Intermittenz, Periode und stochastischer Anteil (YEVJEVICH 1984). Die ersten drei Komponenten können durch mathematische Funktionen beschrieben werden, der stochastische Anteil ist jedoch schwieriger zu erfassen (z.B. durch fractional

autoregressive moving average (FARIMA) Modelle) . Alle Komponenten können additiv überlagert werden (PLATE 1993).

Bei hydrologischen Daten lassen sich aufgrund von ungewöhnlich langen Zeitabschnitten von trockener oder feuchter Witterung oder außergewöhnlich hohe Extremwerten, noch weitere Komponenten ausgliedern (KRON 1996). MANDELBROT UND WALLIS (1968) bezeichnen diese Effekte nach biblischen Gestalten als „*Joseph-Effekt*“ (sieben regenreiche Jahre folgen auf sieben Jahre Dürre) und „*Noah-Effekt*“ (z.B. die Sintflut als außergewöhnliches Extremereignis mit Ausreißercharakter). Nach HELMS ET AL. (2002) lässt sich der „*Joseph-Effekt*“ auch für die Abflüsse der Elbe am Pegel Barby mittels Periodogramm- und Spektralanalyse nachweisen.

Daher ist es notwendig lange Zeiträume (mindestens 30 Jahre) zu betrachten, um alle Komponenten einer Grundwasserzeitreihe zu erfassen. Erst dann kann von einer stationären Reihe gesprochen werden, die keine systematischen Veränderungen im Gesamtbild aufweist und deren Kenngrößen, die aus verschiedenen Teilreihen berechnet werden können, nicht zu stark voneinander abweichen (SCHLITGEN UND STREITBERGER 1989).

Um die Dynamik von Grundwasserzeitreihen zu erfassen, bietet sich die deskriptive Analyse und, in Analogie zur Analyse der Oberflächengewässer, die Beschreibung mittels Haupt-, Dauerzahlen und Jährlichkeiten an.

Anhand einer Analyse der Zeitreihe Grundwassermessstelle GW2906 (Untersuchungsgebiet Sandau) wird die Notwendigkeit zur Betrachtung langer Zeitreihen veranschaulicht. In Abb. 2.2 ist die Ganglinie und die aus 29 Jahren berechneten Hauptwerte höchster Grundwasserstand (HHW), mittlerer jährlicher höchster Grundwasserstand (MHW), mittlerer Grundwasserstand (MW), mittlerer jährlicher niedrigster Grundwasserstand (MNW) und niedrigster Grundwasserstand (NNW) dargestellt. Demgegenüber wird die Spannweite an Ergebnissen für die Hauptwerte (MHW, MW und MNW) gestellt, die aus 25 fortschreitenden 5-jährigen Teilreihen ermittelt werden.

Die Ergebnisse der Teilreihen unterscheiden sich dabei je nach Startzeitpunkt stark voneinander und von den Hauptwerten der Gesamtzeitreihe. Selbst eine perfekte Modellierung des Zeitraums 1.11.88 bis 31.10.93 würde die Hauptwerte der Gesamtzeitreihe unterschätzen, während die Modellierung des Zeitraums 1.11.78 bis 31.10.83 die Hauptwerte der Gesamtzeitreihe überschätzen würde.

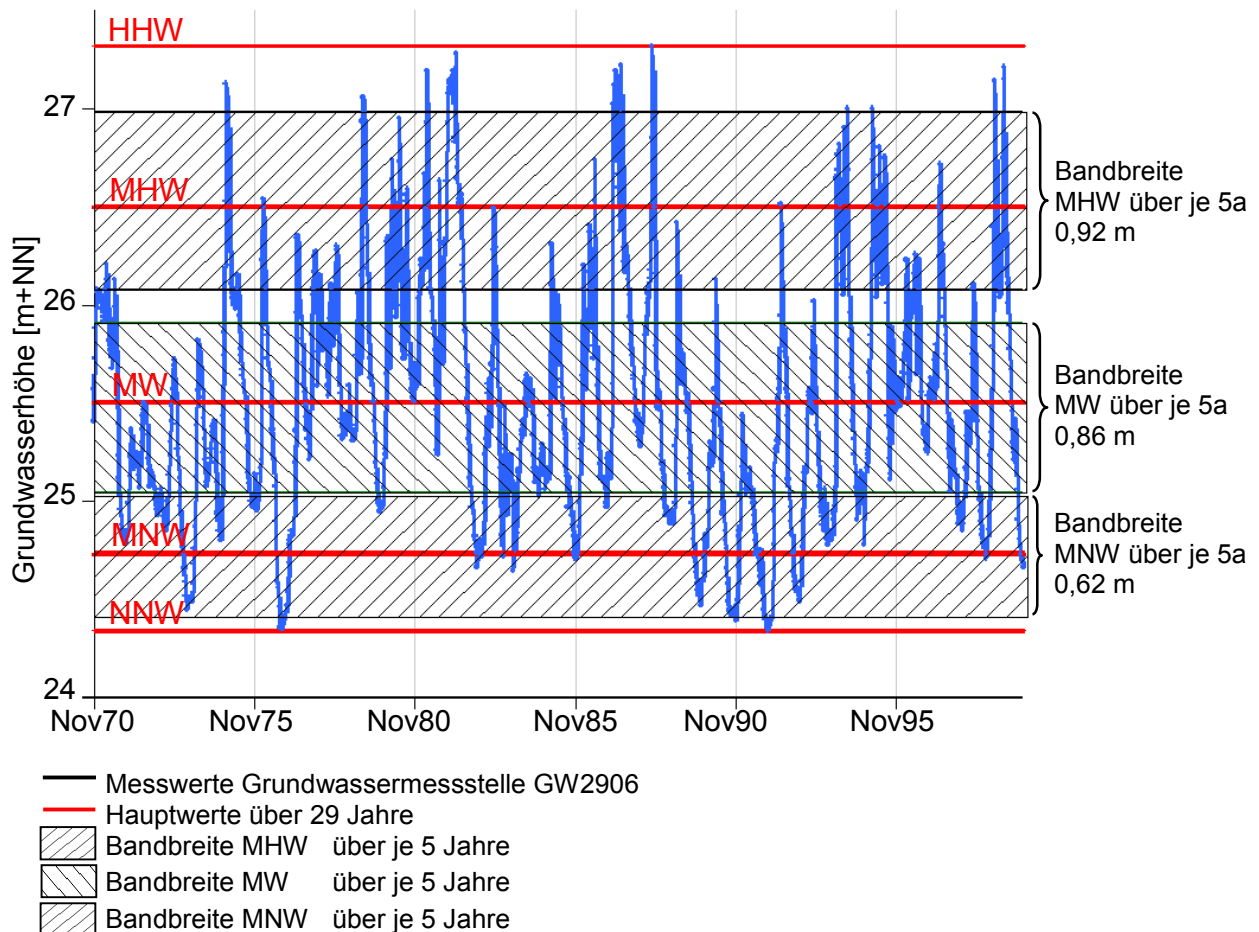


Abb. 2.2 Zeitreihe der Grundwassermessstelle GW2906 im Untersuchungsgebiet Sandau mit Hauptwerten und Bandbreite der Hauptwerte aus 25 Zeitabschnitten zu je 5 Jahren

Dieses Problem kann zum einen durch die Auswahl eines repräsentativen Zeitraumes oder Ereignissen innerhalb des Gesamtzeitraumes gelöst werden. Die Ergebnisse aus den Berechnungen werden dann auf den Gesamtzeitraum übertragen. Der Vorteil dieses Verfahrens resultiert in der Verwendung von zeitlich und räumlich hochauflösenden Modellverfahren, die gute Simulationsergebnisse für diesen kürzeren Zeitraum erbringen. Der Nachteil besteht in der Unsicherheit ob der gewählte Zeitraum auch in allen Belangen den gesamten Zeitraum repräsentiert.

Zum anderen kann ein Modellansatz gewählt werden, der den gesamten Zeitraum erfasst. Hier liegt der Vorteil darin, dass der gesamte Zeitraum im Modellergebnis mit einbezogen ist. Der Nachteil ergibt sich aus der langen Berechnungszeit, die ein hochauflösendes Modell benötigen würde. Daher wird in dieser Arbeit eine vereinfachte physikalische Grundwassermodellierung vorgestellt, die den gesamten Zeitraum in kurzer Berechnungsdauer darstellt.

2.3 Methodische Ansätze

Ergebnis dieser Arbeit soll eine statistische Beschreibung der langfristigen Dynamik des Grundwassers sein. Hierfür kommen verschiedene Modellkonzeptionen in Betracht von denen drei Konzeptionen näher erläutert werden.

2.3.1 Statistische Modellierung

Mittels eines multiplen nichtlinearen Regressionsansatz werden Kenngrößen der Grundwasserdynamik aus den Gebietskenngrößen (z.B. Wasserstands-, Niederschlagskennwerte, Abstand vom Vorfluter und Kennwerte des Aquifers) abgeleitet. Ein ähnlicher Ansatz wurde von LUTZ (1984) verwendet, um mit Einzugsgebietenkenngrößen die Kenngrößen von Hochwasserabflüssen zu regionalisieren.

Die Vorteile des statistischen Ansatzes liegen in der direkten Übertragung der Dynamik der Abflüsse bzw. Niederschläge auf das Grundwasser ohne den Umweg über die Berechnung der Grundwasserganglinien und in der daraus resultierenden hohen Berechnungsgeschwindigkeit.

Mit diesem konzeptionellen Ansatz kann jedoch nur die Dynamik des Ist-Zustandes erfasst werden, da bei veränderten Bedingungen ein rein konzeptionelles Modell nicht in der Lage ist, die veränderte Wechselbeziehung verschiedener Prozesse nachzuvollziehen.

2.3.2 Vereinfachte physikalische Modellierung

Die Verwendung einer vereinfachten physikalischen Modellierung als Bodenspeichermodell (DISSE 1995) oder als analytisches Grundwassermodell entlang von Senkrechten zum Vorfluter (WALD ET AL. 1986) macht es möglich, die wesentlichen Prozesse soweit nachzubilden, so dass die Dynamik des Systems abgeleitet werden kann. Der Vorteil dieses vereinfachten Ansatzes liegt in der hohen Ausführungsgeschwindigkeit, selbst für langfristige Modellierungen über 30 Jahre. Unter der Voraussetzung, dass die modellierten Prozesse auch unter veränderten Bedingungen die Dynamik des Systems erklären, können mit Hilfe dieser Modellkonzeption Szenarien untersucht werden.

Mit der vereinfachten physikalischen Modellierung können keine Prognosen der Ganglinie erstellt werden, aber die in der Hydrologie verwendeten statistischen Verfahren der Zeitreihenanalyse lassen sich auf die Grundwasserstände bzw. Flurabstände übertragen. Somit ist es nicht notwendig repräsentative Ereignisse auszuwählen und ggf. auf den Bemessungswert hochzuskalieren, sondern der in der Hydrologie verwendete Zeitrahmen, als Bemessungsgrundlage der Abflüsse, wird für die Beschreibung der Dynamik des Grundwassers verwendet.

2.3.3 Modellierung mit mathematisch-numerischen Grundwassermodellen

Die mathematisch-numerischen Grundwassermodelle basieren auf der Kombination der Kontinuitätsgleichung mit dem Gesetz von *DARCY*. Sie bieten den Vorteil eines physikalisch begründeten Modellansatzes. Als numerische Lösungsmethoden werden die Finite Elemente, -Volumen und -Differenzen Methode verwendet. Für eine möglichst realitätsnahe Modellierung kann eine sehr feine räumliche (je nach Problemstellung auch dreidimensional) und eine hohe zeitliche Auflösung der Ein- und Ausgabedaten verwendet werden. Nachteilig ist die lange Berechnungszeit für numerische Grundwassermodelle. Um die Dynamik des Grundwassers zu beschreiben, wird deshalb meist ein kürzerer Zeitraum oder repräsentative Ereignisse ausgewählt um die Berechnungszeit in Grenzen zu halten.

2.3.4 Ausgewählter Ansatz

Aufgrund der Zielsetzung, die langfristige Dynamik des Grundwassers im Ist-Zustand, sowie unter veränderten Bedingungen zu beschreiben, wird als Modellkonzept die vereinfachte physikalische Modellierung gewählt.

Die statistische Modellierung ist in der Lage den Ist-Zustand zu erfassen und kommt ohne größeren Kalibrierungsaufwand aus. Zudem besitzt sie schnellste Ausführungsgeschwindigkeit. Für eine weitergehende Betrachtung mit veränderten Randbedingung ist es jedoch notwendig, dass das verwendete Verfahren auf physikalisch begründeten Ansätzen basiert um die Wechselbeziehungen verschiedener Teilprozesse nachvollziehen zu können.

Mathematisch-numerischen Verfahren sind die gebräuchlichste Art Grundwasser zu modellieren, da die physikalischen Prozesse mit diesen Verfahren am besten erfasst werden.

2.4 Modellaufbau

Für die Beschreibung des Wasserhaushaltsdynamik in Niederungsgebieten lassen sich drei Prozessgruppen ausmachen:

1. Direkter Wasseraustausch zwischen Fließgewässer und Aquifer
2. Infiltration bei Überflutung der Aue
3. Infiltration und kapillarer Aufstieg infolge Niederschlag und Verdunstung

Aufgrund der besonderen Situation in Niederungsgebieten mit geringem Anteil von Oberflächenabfluss und den genannten drei wichtigsten Prozessgruppen wird eine Modellstruktur aus zwei unabhängigen Modellteilen verwendet, die über die Grundwasserhöhe miteinander gekoppelt sind:

- Ein Grundwassermodell, das den horizontalen Wassertransport beschreibt und vor allem den Einfluss des Vorfluters quantifiziert (Modellierung von Punkt 1 und 2 der Prozessgruppen).
- Ein Bodenwassermodell, um den direkten Wasseraustausch zwischen der ungesättigten und der gesättigten Bodenzone zu erfassen (Modellierung von Punkt 3 der Prozessgruppen).

Das Grundwassermodell wird eindimensional entlang einzelner Transekten analytisch berechnet (siehe Abb. 2.3 Aufsicht) Dabei werden veränderliche Wasserstände und veränderliche Ausuferung des Vorfluters miteinbezogen.

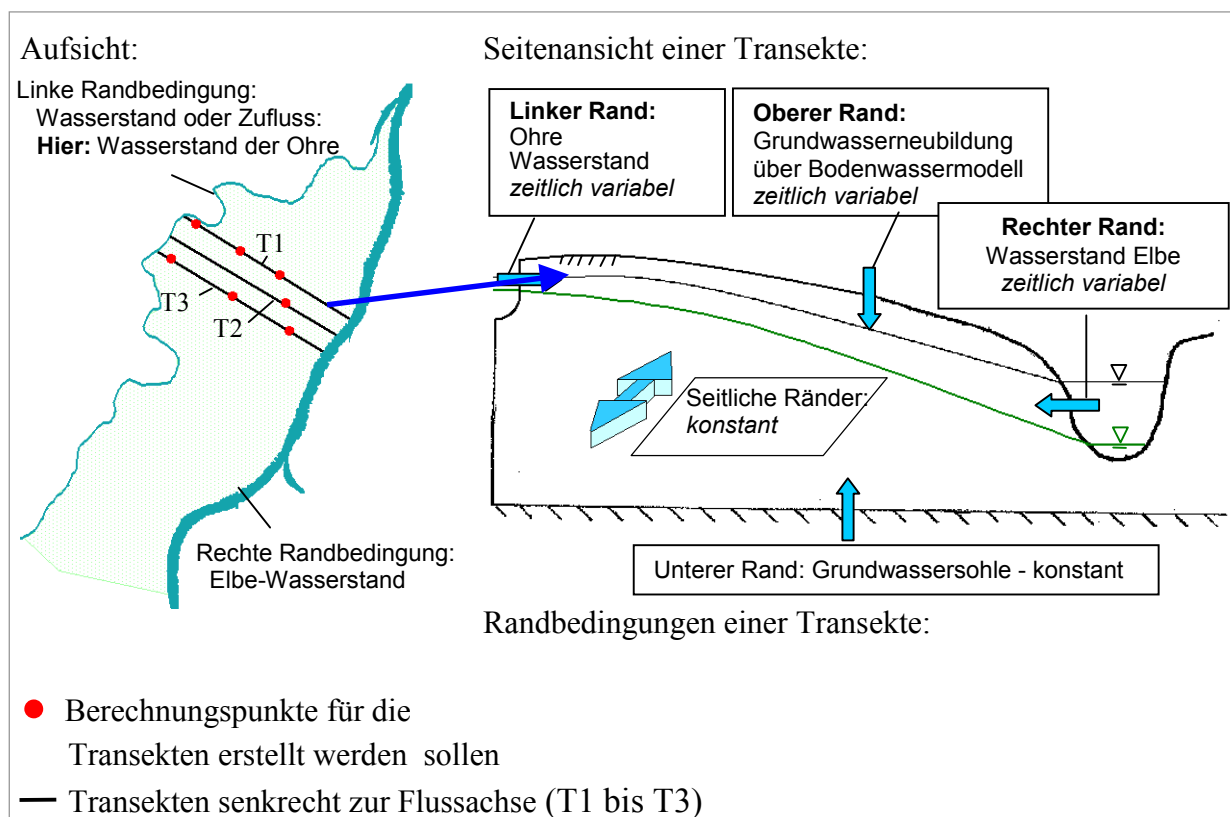


Abb. 2.3 Beispiel für Berechnungspunkte und Transekten des Modells

Die Strömung parallel zum Vorfluter, seitlicher Zustrom, Unterströmung des Vorfluters oder weitere Grundwasserstockwerke werden nicht berücksichtigt. Es wird davon ausgegangen, dass es zwar zu einem Zu- und Abstrom über den unteren Rand und die seitlichen Ränder (siehe Abb. 2.3 Seitenansicht) kommt, dieser Zu- und Abstrom jedoch keinen wesentlichen Beitrag zur vertikalen Dynamik des Grundwassers bewirkt. Der „Grundgedanke“ ist, dass jede Transekte einzeln, ohne Wechselwirkung mit anderen Transekten berechnet wird und dadurch weniger Rechenzeit notwendig ist, im Gegensatz zur üblichen numerischen Vorgehensweise, bei der sämtliche Knotenpunkte miteinander in Interaktion stehen. Für jede Transekte werden ein linker und ein rechter Rand als vorzuzugende, zeitliche veränderliche Randbedingung benötigt (siehe Abb. 2.3 Rechte Seite). Im Untersuchungsgebiet Ohremündung ist der rechte Rand durch

den Wasserstand der Elbe gegeben und der linke Rand durch den Wasserstand der Ohre bestimmt. Im Untersuchungsgebiet Sandau, das östlich von der Elbe liegt, ist der linke (westliche) Rand durch die Elbe gegeben und der rechte Rand durch die Havel bestimmt. Der obere Rand wird als Zufluss durch Grundwasserneubildung gesteuert. Grundlage hierfür sind Untersuchungen von HALL ET AL. (1972), SERRANO ET AL. (1985), WALD ET AL. (1986) und WORKMAN ET AL. (1997), die ihre mittels analytischen Lösung berechneten Grundwasserpegelstände mit Naturmessungen vergleichen. Der Arbeit von WALD ET AL. (1986) wird der Aufbau des Gebiets mittels Gliederung in Transekten entnommen. Das zu modellierende Gebiet wird mit einem Knotennetz belegt und für jeden dieser Knotenpunkte wird eine eigene Transekte erstellt. (siehe Abb. 2.3 Linke Seite) als Beispiel mit sieben Berechnungspunkten und drei Transekten). Die Berechnung mit dem Grundwasser- und Bodenwassermodell wird einzeln für jede Transekte über den gesamten Zeitraum durchgeführt. Als Ergebnis wird für jeden Knotenpunkt die Zeitreihe der Grundwasserpotentialhöhe ausgegeben.

Da für jede der Transekten nur ein Parametersatz vorgehalten wird, kann das zu modellierende Gebiet nur sehr einfach strukturiert sein (siehe Seitenansicht in Abb. 2.3 mit ebener Grundwassersohle).

Ein natürliches Niederungsgebiet ist jedoch komplexer aufgebaut als dieser konstruierte Aquifer. Daher wird dieser einfache Modellansatz modifiziert, um wechselnden Grundwassersohlhöhen und Landnutzung innerhalb der Transekte und den mäandrierenden Vorflutern Rechnung zu tragen.

Das zu modellierende Gebiet wird mit einem Knotennetz belegt und für jeden dieser Knotenpunkte wird eine eigene Transekte erstellt. Dieses Verfahren hat den Vorteil, dass für jeden Knotenpunkt ein eigener Parametersatz verwendet werden kann.

Das Bodenwassermodell wird vertikal als eindimensionales Speichermodell der durchwurzelten Zone entwickelt, da die Infiltrationsgeschwindigkeit bei fehlendem Oberflächenabfluss aufgrund der geringen Oberflächenneigung zu vernachlässigen ist. Grundlage hierfür sind Modelle von HENNIG ET AL. (1992), DISSE (1995) und das WASIM Modell von SCHULLA (1998).

Für jeden Knotenpunkt setzt sich die resultierende Grundwasserneubildung aus dem Mittelwert mehrerer Bodenwasserknotenpunkte entlang der Transekte zusammen.

Die Kopplung beider Modellteile erfolgt mittels des Grundwasserspiegels, der eine variable Randbedingung des Bodenwassermodells darstellt und dem durch Grundwasserneubildung Wasser zugeführt und durch kapillaren Aufstieg Wasser entnommen wird. Ähnliche Konzepte der Kopplung von ungesättigter mit gesättigter Bodenzone werden auch von WALD (1994) (Lineares Bodenspeichermodell und Grundwassermodell MODFLOW) und von HE (1994) (Bodenwasserhaushaltsmodell SWACRO und Grundwassermodell FEWA) verwendet.

Der Beitrag dieser Arbeit ist ein Modellaufbau, welcher die Überlegungen von WALD ET AL. (1986) mit den mathematischen Lösungsformeln von SERRANO ET AL. (1985) und WORKMAN ET AL. (1997) zusammenführt und die Kopplung mit einem Bodenwasserhaushaltmodell (DISSE 1995, HENNIG ET AL. 1992) bzw. die Kopplung an die Ergebnisse der zweidimensionalen stationären Modellierung der Wasserspiegellagen (SCHWANENBERG ET AL. 2001) ermöglicht macht.

Die Konzeption der Transekten nach WALD ET AL. (1986) wurde dabei verändert:

1. Für jeden Berechnungsknoten wird eine einzelne Transekte erstellt. Dies ermöglicht eine größere Parametervariation für den jeweiligen Berechnungsknoten.
2. Die Transekten verbinden die Berechnungsknoten mit den jeweiligen Bezugspunkten auf den Rändern, die den größten Einfluss auf den Grundwasserstand an den Berechnungsknoten haben.
3. Die Transekten verändern ihre Lage bei unterschiedlichen Ausuferungszuständen der Vorfluter.

3 Untersuchungsgebiete und Datenlage

3.1 Geographie der Untersuchungsgebiete

3.1.1 Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet Ohremündung liegt ca. 20 km nördlich von Magdeburg. Das Relief ist eben bis flachwellig und weist nur Höhenunterschiede im Meterbereich von 33 m+NN bis 43 m+NN auf. Das Gelände fällt von Süden nach Norden ab.

Abb. 3.1 zeigt das Einzugsgebiet der Elbe und das 25,7 km² große Untersuchungsgebiet Ohremündung.

Der westliche Rand des Untersuchungsgebiets Ohremündung ist durch das Fließgewässer Ohre gegeben, im Norden endet das Gebiet mit der Einmündung der Ohre in die Elbe bei der Ortschaft Rogätz. Die Ostgrenze bildet die Elbe von Elbe-Km 340,2 bis Elbe-Km 350,4 und die Südgrenze wurde bei der Ortschaft Hohenwarthe entsprechend der südlichen Grenze beim numerischen Vergleichsmodell (MOHRLOK UND JIRKA 1997) gewählt. Das Gebiet hat in Ostwest-Richtung eine Ausdehnung von 7,4 km, in Nordsüd-Richtung von 8,6 km.

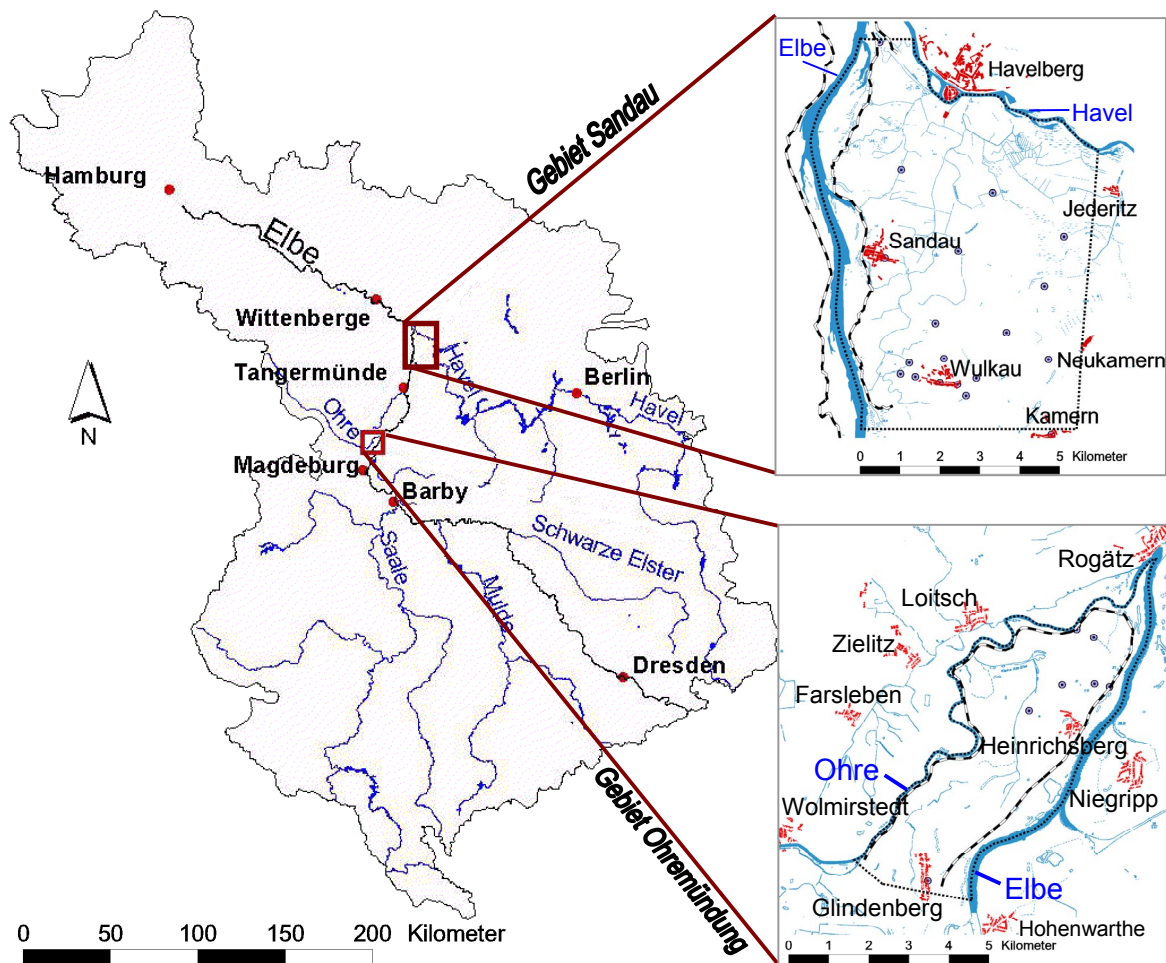


Abb. 3.1 Lage der Untersuchungsgebiete im deutschen Elbe Einzugsgebiet

Das Untersuchungsgebiet Sandau liegt südlich der Stadt Havelberg. Das Relief ist eben mit einem Höhenbereich von 23-37 m ü. NN. Es fällt Richtung Havel nach Nordosten hin ab.

Abb. 3.1 zeigt das 55,6 km² Untersuchungsgebiet Sandau und seine Lage im Einzugsgebiet der Elbe. Der östliche und der nördliche Rand sind durch die Elbe von Elbe-km 411,4 bis Elbe-km 422,4 und durch die Havel gegeben. Der westliche und südliche Rand wurde so gesetzt, dass Grundwassermessstellen mit Zeitreihen mindestens ab 1964 als Randbedingungen gewählt werden können. Das Gebiet hat in Ostwest-Richtung eine Ausdehnung von 6,8 km, in Nordsüd-Richtung von 10,6 km. Der Landschaftsbereich des Elbe-Havel Winkels ist ein Gebiet, dessen Entwicklung hauptsächlich durch die Folgen der letzten Weichsel-Kaltzeit bestimmt wurde. Hier erreichten die Gletscher im Brandenburger Stadium vor ca. 20'000 Jahren ihre maximale Ausdehnung. Die Elbe markiert die in Nord-Südrichtung verlaufende Grenze zwischen Alt- und Jungmoränenlandschaft. Seine Ausformung erfuhr das Elb-Havelgebiet während des letzten Abschnittes des Weichsel-Hochglazials durch Schmelzwässer. In den Niederungen wurden spätglazial geschüttete Talsande und Auensedimente als Hochflutbildungen abgelagert. Auf diesen Ablagerungen setzte die Bodenbildung ein, die in der Folge immer wieder durch Hochflutereignisse überprägt und beeinflusst wurde und im rezenten Überflutungsbereich noch weiter überprägt wird (ALTERMANN ET AL. 1999).

3.1.2 Hydrologie und Klimatologie

Die Elbe ist der wichtigste Vorfluter in beiden Untersuchungsgebieten. Sie zählt mit einer Länge von 1091 km und einem Einzugsgebiet von 148'268 km² zu den größten Flüssen Mitteleuropas. Das Abflussverhalten wird vorwiegend durch Winter- und Frühjahrshochwasser geprägt. Für die hydrologischen Verhältnisse sind folgende Werte charakteristisch:

Tab. 3.1 Einzugsgebietsgröße und Abfluss an den Gebietsauslässen der Untersuchungsgebiete aus dem hydrologischen Längsschnitt der Elbe 1964-1995 (HELMS ET AL. 1999)

Untersuchungsgebiet Ohremündung Elbe-km 350,5

A _{E0} [km ²]	MQ [m ³ /s]	MHQ [m ³ /s]	HQ5 [m ³ /s]	HQ10 [m ³ /s]	HQ20 [m ³ /s]	HQ100 [m ³ /s]
96040	580	1790	2385	2804	3163	3870

Untersuchungsgebiet Sandau Elbe-km 422,6

A _{E0} [km ²]	MQ [m ³ /s]	MHQ [m ³ /s]	HQ5 [m ³ /s]	HQ10 [m ³ /s]	HQ20 [m ³ /s]	HQ100 [m ³ /s]
98322	583	1722	2275	2718	3114	3918

Im Untersuchungsgebiet Ohremündung und in seiner näheren Umgebung liegen drei Elbepegel (Rothensee Elbe-km 333,2 , Niegripp Elbe-km 343,6 und Rögatz Elbe-km 350,2) sowie der Ohrepegel Wolmirstedt.

Im Umland des Untersuchungsgebietes Sandau liegen zwei Elbepegel (Havelberg EP Elbe-km 422,5 und Sandau Elbe-km 416,6) sowie zwei Havelpegel (Havelberg Havel-km 145,2 und Rathenow Havel-km 103,5) .

Die klimatischen Verhältnisse sind den Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) entnommen. Als charakteristische Werte für das Untersuchungsgebiet werden hier die Werte der Station Glindenberg für das Untersuchungsgebiet Ohremündung und der Station Havelberg für das Untersuchungsgebiet Sandau für den Zeitraum 1964-1995 angegeben.

Für das Gebiet Ohremündung: Station Glindenberg:

Mittlerer Jahresniederschlag: 470 mm

Mittlere Jahrestemperatur: 8.8°C

Für das Gebiet Sandau: Station Havelberg:

Mittlerer Jahresniederschlag: 532 mm

Mittlere Jahrestemperatur: 8.8°C

3.1.3 Geologie

Die beiden Untersuchungsgebiete liegen in der Norddeutschen Tiefebene, die von den Hauptkaltzeiten des Pleistozäns geformt wurde. Man unterscheidet die Elster-, Saale-, und Weichselkaltzeiten, die sich jeweils noch in zwei bzw. drei Zwischenkaltzeiten untergliedern.

Jede Vereisung verursachte eine ähnliche Sedimentationsfolge von Vorschütt-, Moränen- und Nachschüttbildung, welche zur Bildung von Grundwasserstockwerken führte. Die verschiedenen Grundwasserstockwerke können durch das bindige Substrat der Moränenablagerung voneinander getrennt sein. Die Untersuchungsräume wurden vom Inlandeis mehrfach überfahren, wobei die älteren Vereisungen weiter nach Süden vordrangen. Im Zuge dieser Vereisungen entstanden Sander und Urstromtäler, die als Abflussbahnen des Schmelzwassers parallel zu den Eisrandlagen verliefen (siehe Abb. 3.2).

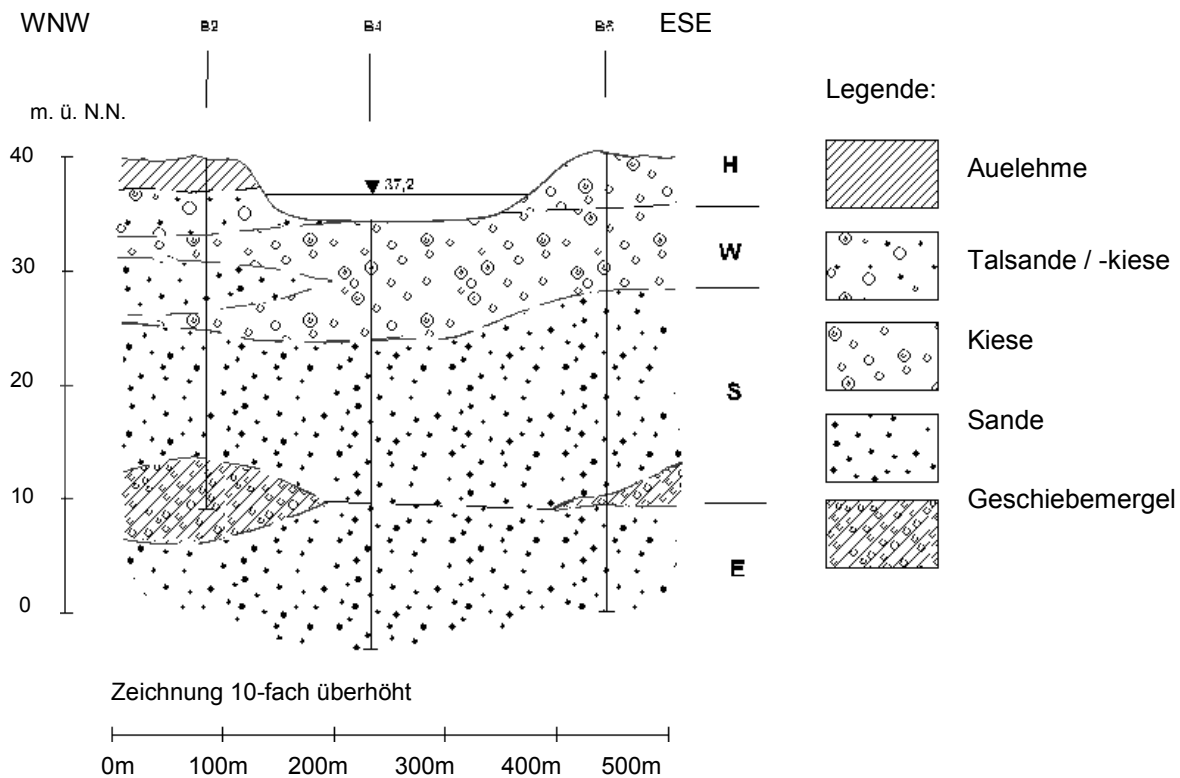


Abb. 3.3 Geologischer Querschnitt Heinrichsberg Elbe-km 345,07 (nach ROMMEL 1998)

3.1.4 Hydrogeologie

Hydrogeologisch ist das Untersuchungsgebiet Sandau geprägt durch den guten hydraulischen Kontakt zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser aufgrund der gut durchlässigen Sande der Flusssohlen von Elbe und Havel. Diese gute hydraulische Anbindung bedingt einen Wechsel von influenten und effluenten Zuständen je nach Flusswasserstand. Um die Gefahr des Rückstaus in das Untere Havelgebiet bei Elbehochwasser zu verringern, wurde ein Trenndeich zwischen Elbe und Havel errichtet und die Havelmündung von 1772 bis 1956 um über 10 km nach unterstrom verlegt (ROMMEL 2000). Dadurch erzielte man eine Verringerung der Rückstauhöhe in der Havelaue um 2,8 m (SIMON 1996) und einen Mittelwasserstand der Havel beim Pegel Havelberg, der 1,3 m unterhalb des Mittelwasserstandes am Elbepegel Havelberg liegt. Die Havel stellt somit den eigentlichen Vorfluter des Gebietes dar.

Für die Flußauen ist ein stark inhomogener heterogener und anisotroper Untergrundaufbau charakteristisch, der aufgrund von zeitlich und räumlichen Änderungen der fluviatilen Erosions-, Transport- und Sedimentationsvorgänge entstanden ist. Die Elbaue setzt sich dabei aus einem Mosaik von Sedimentationskörpern zusammen (siehe Abb. 3.5), die zu verschiedenen alten Elbeläufen des zwischen seinen Talrändern pendelnden Flusses gehören (ROMMEL 1998).

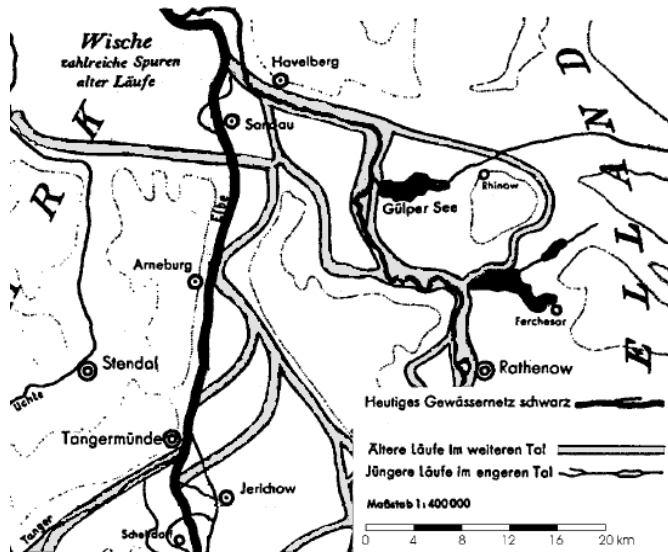


Abb. 3.4 Alte Elbeläufe zwischen Magdeburg und Havelberg ohne Zeitangabe (KALL 1957 in: SCHMIDT 2000)

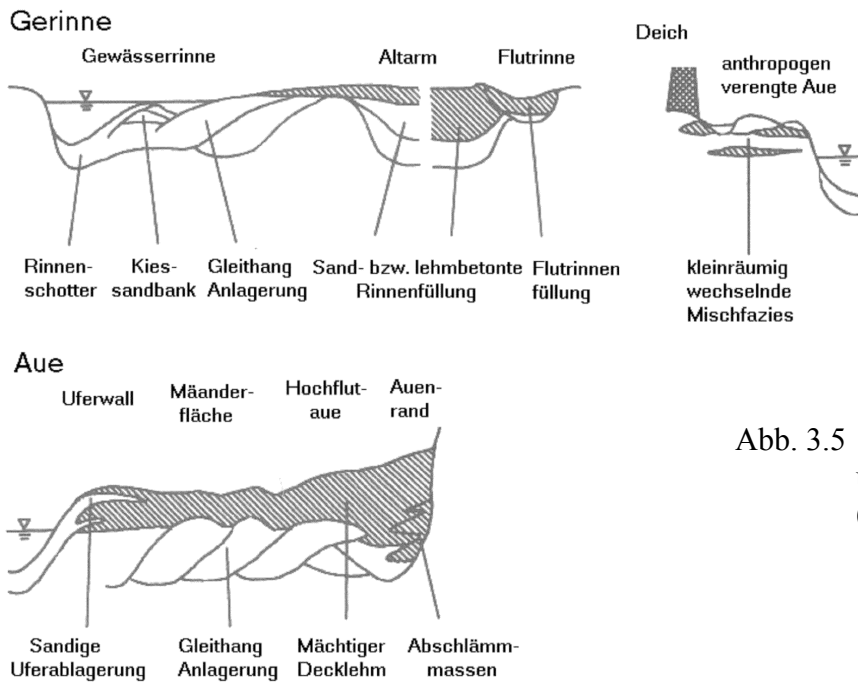


Abb. 3.5 Faziesschema für Gerinne- und Auensedimentation (ROMMEL 1998)

Aufgrund von flussgeologische Prozessen im Holozän und der daraus folgenden Laufverlegungsdynamik (siehe Abb. 3.4) für den Bereich Sandau) entstand eine komplexe Abfolge von Auensedimenten verschiedener Mächtigkeit und Struktur mit unterschiedlichen Durchlässigkeiten. Im Grundwasser kommt es daher je nach Auendeckenstruktur und Grundwasserstand zu ungespannten, teilgespannten oder gespannten Verhältnissen. Im Bereich der Ohremündung (Elbe-km 340,2 bis 350,4) wurde die holozäne Sedimentation kartiert und im Grundwassermodell von MOHRLOK UND JIRKA (1999) weiter verarbeitet. Für das Untersuchungsgebiet Sandau liegen solche umfangreichen Arbeiten nicht vor.

3.2 Datengrundlage für das Untersuchungsgebiet Ohremündung

3.2.1 Räumliche Daten

3.2.1.1 Digitales Geländemodell

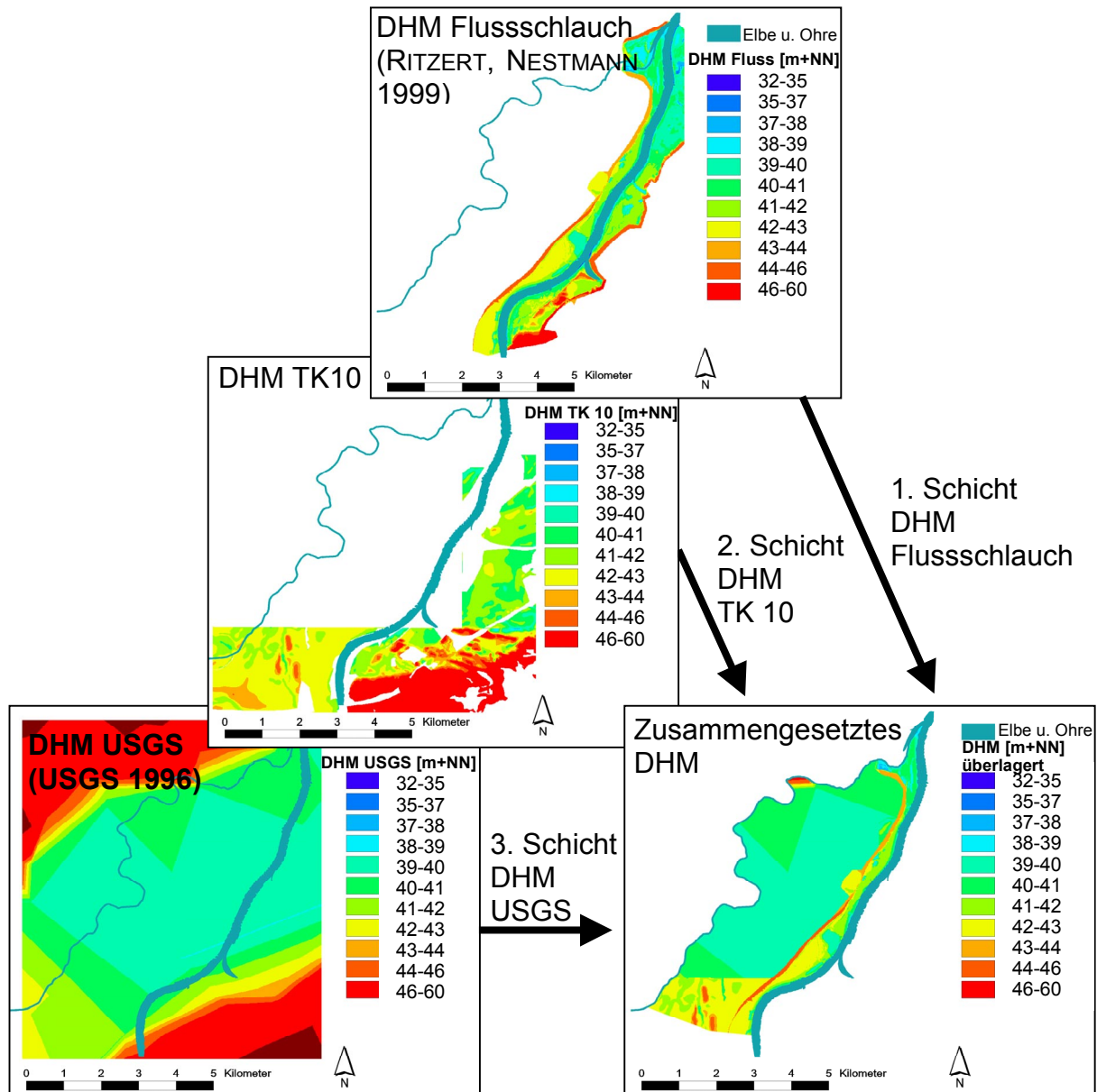


Abb. 3.6 Digitales Höhenmodell Ohremündung

Das entgeltige digitale Höhenmodell (DHM) des gesamten Untersuchungsgebietes setzt sich aus mehreren DHM mit unterschiedlicher Qualität zusammen:

1. Digitales Geländemodell des Flusshauptschlauches, sowie die daran angrenzenden Vorländer bis zu den Hauptdeichverläufen. Grundlage sind Querprofilaufnahmen der Wasser- und Schifffahrtsämter in Abständen von 100 bis 500 m (RITZERT UND NESTMANN 1999). Diese Profile werden mit dem Programm GEKO interpoliert und auf eine Gitterweite von 6 m gerastert (RITZERT 1998).

2. Digitalisierte Karten TK 10 (Maßstab 1:10000) der Landesvermessungsämter mit einer Rasterweite von 10 m.

In einem Vergleich verschiedener Verfahren für die Entwicklung eines digitalen Geländemodells von HAPE ET AL. 2001 wurde festgestellt, dass mittels der Digitalisierung der TK10 die Flutrinnen und Kleinstrukturen nicht erfasst werden können und sich Ungenauigkeiten von ca. $\pm 3-10$ m in der Lage und $\pm 1,0$ m in der Höhe ergeben können. Für hydraulisch-morphologische Untersuchungen im Vorplanungsstadium ist die Nutzung von DGM aus Topographischen Karten aufgrund der leichten Zugänglichkeit und der geringen Kosten gerechtfertigt.

3. Höhenmodell GTOPO30 des USGS (US GEOLOGICAL SURVEY) mit einer Rastergröße von $\frac{1}{2}^\circ$ (entspricht ca. 600 x 900 m Rastergröße). Das GTOPO30 ist ein weltweites digitales Höhenmodell, dass aus 8 verschiedenen Quellen zusammengestellt ist. Für Europa wurde das GTOPO30 hauptsächlich aus dem rasterbasierten Digital Terrain Elevation Data (DTED) erstellt (Auflösung: 3 Winkelsekunden ca. 90 m). Die Ungenauigkeiten belaufen sich nach US GEOLOGICAL SURVEY (2001) auf max. ± 30 m in der Lage und max. ± 18 m in der Höhe. Für Flächen im Flachland ist die Höhenungenauigkeit geringer als in gebirgigen Regionen. Der Vorteil dieses Höhenmodells liegt in der kostenlosen und einfachen Verfügbarkeit.

Zur Herstellung eines Höhenmodells, welches das komplette Untersuchungsgebiet abdeckt, wurden die drei verschiedenen Höhenmodelle miteinander verschnitten. Dabei überdeckt das jeweilige Modell mit der höheren Qualität die Modelle mit geringerer Qualität (siehe Abb. 3.6).

3.2.1.2 Aquiferbasis

Der Aufbau des Untergrundes ist aufgrund der zahlreichen Sedimentationsfolgen während der Kaltzeiten und der fluviatilen Umlagerungen im Holozän sehr komplex (siehe Abb. 3.3). Die Grundlage zur Erstellung eines digitalen Modells der Grundwassersohle bilden die Arbeiten für das numerische Grundwassermodell (FRIST 1999 und PFISTERER 1998), die auf Grundlage der Hydrologischen Karte HK 50, Blatt Rogätz und aufgrund der geologischen Untersuchungen von ROMMEL (1998) die Aquiferbasis bestimmten.

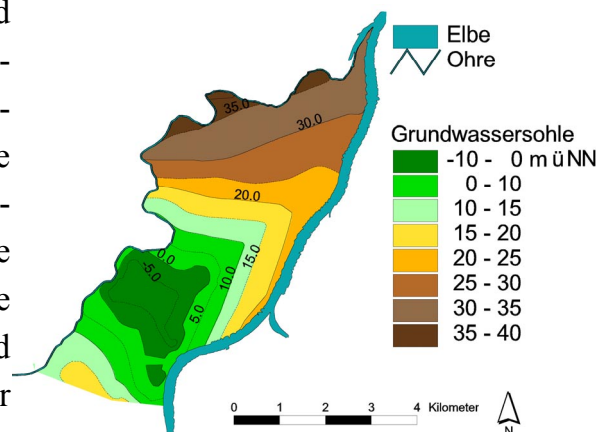


Abb. 3.7 Aquiferbasis Ohremündung (nach PFISTERER 1998)

Bei der Kalibrierung des Grundwassermodells wird die Aquiferbasis verändert.

3.2.1.3 Landnutzung

Die digitale Karte der Landnutzung beruht auf den Daten zur Bodenbedeckung (CORINE) des STATISTISCHEN BUNDESAMTES (1997), wobei die verschiedenen Attribute aggregiert werden (z.B. Laubwald, Mischwald und Nadelwald zu Wald).

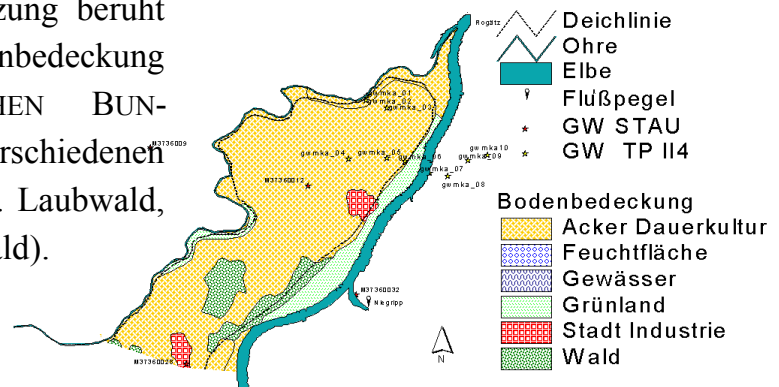


Abb. 3.8 Bodenbedeckung Ohremündung

3.2.1.4 Weitere räumliche Daten

Für das gesamte Untersuchungsgebiet wird zunächst ein Durchlässigkeitskoeffizient ($k_f = 1,5 \cdot 10^{-3}$ m/s) und ein Speicherkoeffizient ($n_e = 0,10$) angenommen. Diese Werte entsprechen den Werten aus dem kalibrierten, stationären, numerischen Grundwassermodell (FRIST 1999). Der Durchlässigkeitskoeffizient k_f ergibt, multipliziert mit der Grundwassermächtigkeit, die Transmissivität, die im Grundwassermodell als Parameter eingeht. Die Variation des Durchlässigkeitskoeffizienten um den Wert $1,5 \cdot 10^{-3}$ m/s wird in der Kalibrierung durch die Variation der Aquiferbasis ausgedrückt.

3.2.2 Zeitreihen

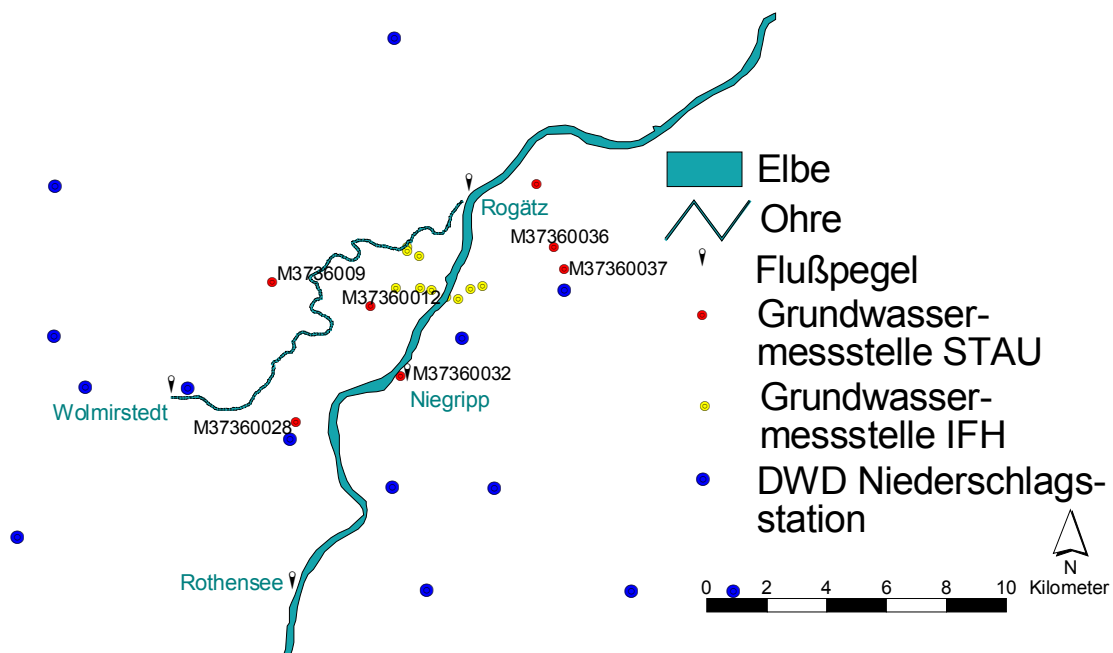


Abb. 3.9 Messstationen im Untersuchungsgebiet Ohremündung

In Abb. 3.9 ist die Lage der Abfluss-, Wasserstandsmessstellen der Elbe bzw. Ohre, der Grundwassermessstellen, sowie der Klimastationen des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES (DWD) eingezeichnet.

3.2.2.1 Wasserstände der Elbe

In der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes liegen drei Elbepegel. Außerdem der Elbepegel Barby bei Elbe-km 295,5 mit Zeitreihen des Abflusses und Wasserstände seit November 1899 zur Verlängerung der Zeitreihen Rothensee, Niegripp und Rogätz.

Tab. 3.2 Wasserstände der Elbe

Pegelname	Rechtswert	Elbe-km	von:	bis:	Pegelnullpunkt	
Rothensee	4478425	5783650	333,2	1.11.84	dato	37.23 m+NN
Niegripp	4482300	5791350	343,6	1.11.84	dato	34.44 m+NN
Rogätz	4484350	5798425	350,2	1.11.97	dato	35.24 m+NN

3.2.2.2 Wasserstände der Ohre

Hier liegt die Wasserstandsreihe des Pegels Wolmirstedt seit 1.11.1958 vor.

Tab. 3.3 Wasserstände der Ohre

Pegelname	Rechtswert	Hochwert	Entfernung v. der Elbe	von:	bis:	Pegelnullpunkt
Wolmirstedt	4474380	5790330	17,5 km	1.11.58	dato	40,24 m+NN

3.2.2.3 Grundwasserstände

Im Gebiet befinden sich zwei Messstellen des Staatlichen Umweltamtes Magdeburg (STAU) und sechs Messstellen des Instituts für Hydromechanik (IfH) der Universität Karlsruhe (grau markiert in der Tab. 3.4). Von diesen Messstellen reicht nur die Zeitreihe der Messstelle M37360028 über 30 Jahre. In unmittelbarer Nähe zum Untersuchungsgebiet befinden sich weitere vier Messstellen des STAUs und vier Messstellen des IfH.

Tab. 3.4 Grundwasserstände Ohremündung

Name	Quelle	Rechtswert	Hochwert	Von:	Bis:
M36360047	STAU	4486590	5798220	01.11.85	22.01.98
M37360009	STAU	4477770	5794620	01.11.70	22.02.99
M37360012	STAU	4481060	5793708	01.11.97	22.02.99
M37360028	STAU	4478530	5789420	01.03.62	22.02.99
M37360032	STAU	4482050	5791090	01.11.58	22.02.99

M37360036	STAU	4487170	5795880	01.11.85	22.02.98
Gwmka 1	lfH	4482264	5795875	25.11.97	22.01.99
Gwmka 2	lfH	4482248	5795770	25.11.97	22.01.99
Gwmka 3	lfH	4482678	5795569	25.11.97	22.01.99
Gwmka 4	lfH	4481887	5794354	25.11.97	22.01.99
Gwmka 5	lfH	4482697	5794380	25.11.97	22.01.99
Gwmka 6	lfH	4483069	5794306	25.11.97	22.01.99
Gwmka 7	lfH	4483577	5794009	25.11.97	22.01.99
Gwmka 8	lfH	4483956	5793941	25.11.97	22.01.99
Gwmka 9	lfH	4484374	5794312	25.11.97	22.01.99
Gwmka 10	lfH	4484773	5794437	25.11.97	22.01.99

3.2.2.4 Niederschläge

Aus dem Kollektiv der Niederschlag-Messstationen des DWD des Elbe-Einzugsgebiets wurden 18 Niederschlagsstationen ausgewählt, deren Abstand zum Untersuchungsgebiet kleiner als 15 km ist. Von diesen 18 Stationen besitzen sechs Stationen Zeitreihen bis Ende August 1998.

Tab. 3.5 Niederschlagsstationen Ohremündung

	STATIONSNAME	STATIONS -NUMMER	GEOGR.- LÄNGE	GEOGR.- BREITE	Von:	Bis:	Höhe +NN	Anzahl Fehlwerte
1	DAHLENWARS- LEBEN	45051	1133	5212	01.01.69	31.08.98	65	0
2	SAMSWEGEN	45305	1134	5216	01.01.69	31.12.90	49	0
3	COLBITZ	45215	1134	5219	01.01.69	31.12.90	64	31
4	MAGDEBURG (WST)	45060	1135	5207	01.01.61	31.08.98	79	0
5	JERSLEBEN	45310	1135	5215	01.01.86	31.12.90	41	0
6	DOLLE	45315	1137	5225	01.01.61	31.12.90	60	152
7	WOLMIRSTEDT	47226	1138	5215	01.01.69	31.08.98	45	456
8	GLINDENBERG	47224	1141	5214	01.01.61	31.08.98	43	0
9	LOSTAU	47238	1144	5213	01.01.69	31.08.98	45	151
10	ANGERN	45320	1144	5222	01.01.69	31.12.90	50	183
11	GERWISCH	45054	1145	5211	01.01.69	31.12.90	45	31
12	KOENIGSBORN	45042	1146	5208	01.01.69	31.12.90	50	453
13	NIEGRIPP	47228	1146	5216	01.01.69	31.12.90	41	30
14	MOESER	47230	1147	5213	01.01.69	28.02.90	64	60
15	TANGERHUETTE	45325	1148	5226	01.01.69	31.12.90	38	0
16	BURG b.MAGDEBURG	47244	1149	5217	01.01.69	31.08.98	40	790
17	WOERMLITZ	45039	1151	5211	01.01.74	31.12.90	70	182
18	WEISSEWARTE	47457	1152	5228	01.01.69	31.12.90	35	212

3.2.2.5 Temperatur und Luftfeuchte

Da die Temperatur und Luftfeuchte weniger räumlich variabel ist als der Niederschlag, ist die Messstationsdichte geringer. Aus diesem Grund werden die Werte der drei nahe gelegene Klimastationen verwendet.

Tab. 3.6 Temperatur- und Luftfeuchtestationen Ohremündung

STATIONSNAME	STATIONS- NUMMER	GEOGR. LÄNGE	GEOGR. BREITE	Von:	Bis:	Anzahl Fehlwerte
Gardelegen	3169	1124	5231	01.01.61	30.09.98	761
Magdeburg	3177	1135	5207	01.01.61	30.09.98	0
Brandenburg- Goerden	3338	1230	5226	01.01.67	30.09.98	3652

3.3 Datengrundlage für das Untersuchungsgebiet Sandau

Für das Untersuchungsgebiet Sandau werden Daten der RWTH Aachen Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft zur Verfügung gestellt.

3.3.1 Räumliche Daten

3.3.1.1 Digitales Höhenmodell

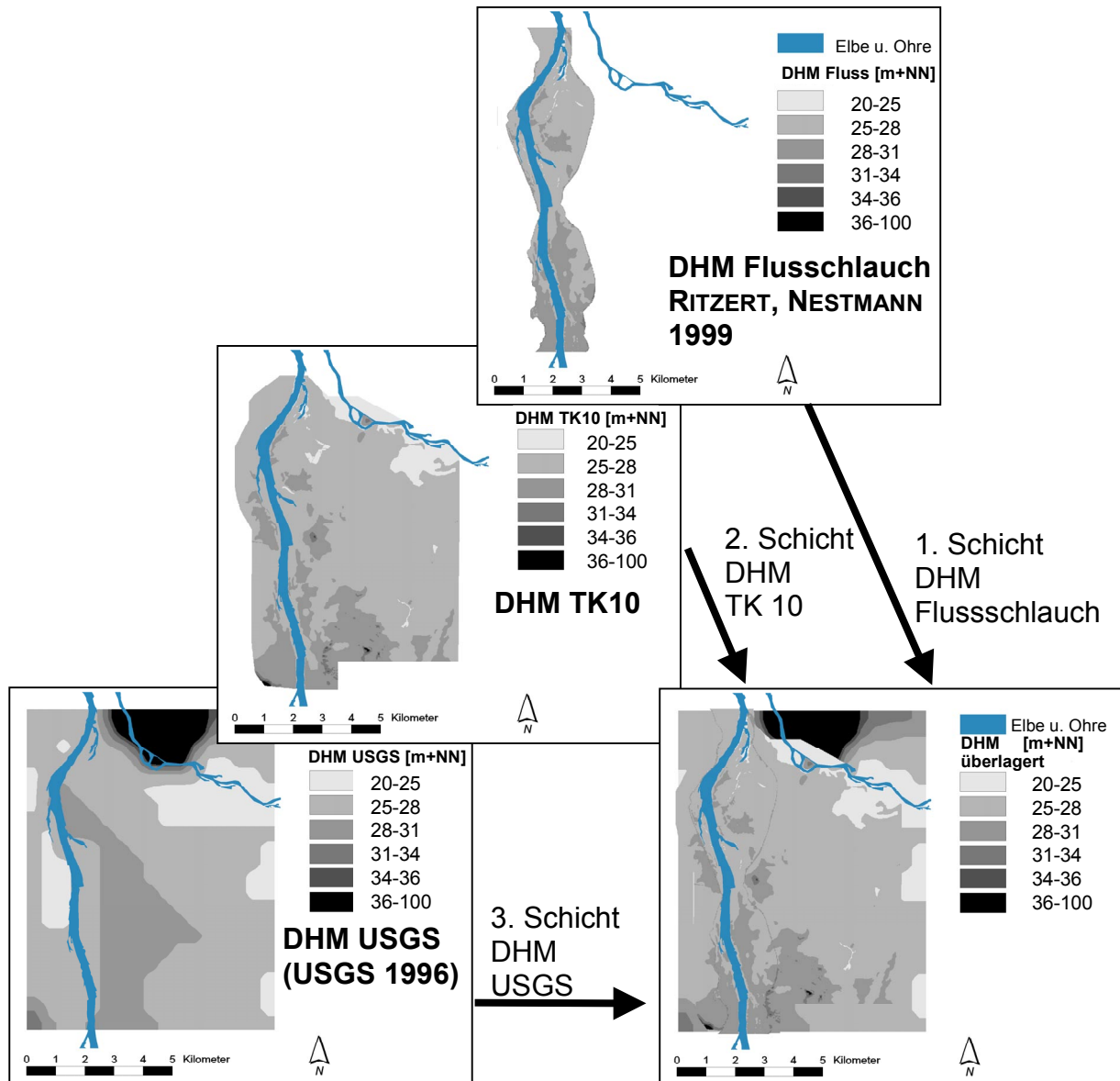


Abb. 3.10 Digitales Höhenmodell Sandau

Das digitale Höhenmodell (DHM) setzt sich aus drei DHM unterschiedlicher Qualität (siehe Kapitel 3.2.1.1) zusammen:

1. Digitales Geländemodell des Flusshauptschlauches, sowie die daran angrenzenden Vorländer bis zu den Hauptdeichverläufen (RITZERT UND NESTMANN 1999).

2. Digitalisierte Karten TK 10 (Maßstab 1:10000) der Landesvermessungsämter mit einer Rasterweite von 10 m.
3. Höhenmodell des USGS (US Geological Survey) mit einer Rastergröße von $\frac{1}{2}^\circ$ (entspricht ca. 600 x 900 m Rastergröße).

3.3.1.2 Aquiferbasis

Die Grundlage zur Erstellung eines digitalen Modells der Grundwassersohle bilden die Hydrogeologischen Karte HK 50, Blatt Havelberg und das Digitale Höhenmodell (DHM). Die Aquiferbasis in Abb. 3.11 resultiert aus dem DHM abzüglich der Information aus der Hydrologischen Karte HK 50.

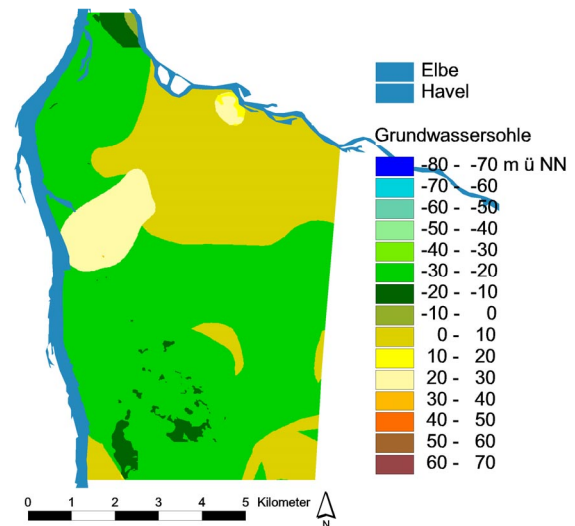


Abb. 3.11 Aquiferbasis Sandau

3.3.1.3 Landnutzung

Die digitale Karte der Landnutzung beruht auf den Daten zur Bodenbedeckung CORINE des Statistisches Bundesamt (1997). Dabei wurden verschiedene Attribute aggregiert (z.B. Laubwald, Mischwald, Nadelwald zu Wald).

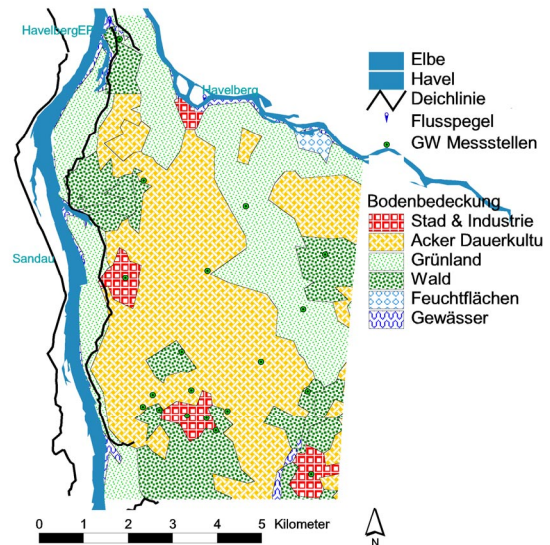


Abb. 3.12 Bodenbedeckung Sandau

3.3.1.4 Überflutungsbereiche

Für das Untersuchungsgebiet Sandau wurde von der RWTH Aachen Institut für Wasserbau und Wasserbau ein 2D-Hydraulisches Modell von Elbe-km 412,0 bis 422,4 angepasst. Für 18 Abflüsse von $Q=250 \text{ m}^3/\text{s}$ bis $Q=3918 \text{ m}^3/\text{s}$ sind die Wasserstände und Überflutungsbereiche berechnet (SCHWANENBERG ET AL. 2000).

In Abb. 3.13 sind die Bereiche dargestellt die bei einem bestimmten Abfluss überflutet werden.

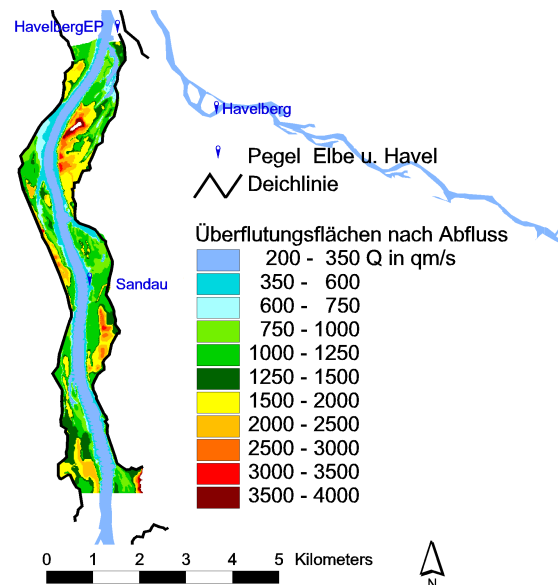


Abb. 3.13 Überflutungsbereiche Sandau

3.3.1.5 Weitere räumliche Daten

Auf der Grundlage der Hydrogeologischen Karte HK 50, Blatt Havelberg wurden zunächst die Parameter Durchlässigkeitskoeffizient und Speicherkoeffizient abgeschätzt und während der Kalibrierung optimiert.

Für das gesamte Untersuchungsgebiet wird ein Durchlässigkeitskoeffizient ($k_f = 3,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$) und ein Speicherkoeffizient ($n_e = 0,22$) angenommen. Der Durchlässigkeitskoeffizient k_f ergibt multipliziert mit der Grundwassermächtigkeit die Transmissivität, die im Grundwassermodul als Parameter eingeht. Die Variation des Durchlässigkeitskoeffizienten um den Wert $3,4 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ wird in der Kalibrierung durch die Variation der Aquiferbasis ausgedrückt.

3.3.2 Zeitreihen

In Abb. 3.14 ist die Lage der Abfluss-, Wasserstandsmessstellen der Elbe bzw. Havel, der Grundwassermessstellen, sowie der Klimastationen des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES (DWD) eingezeichnet.

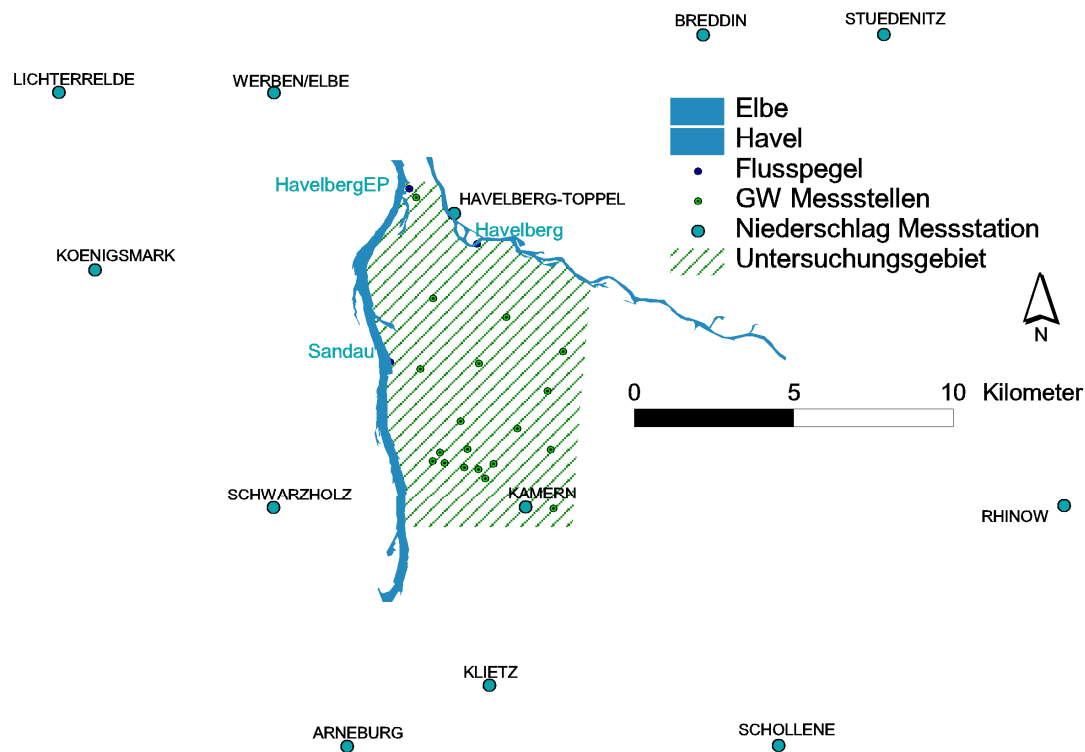


Abb. 3.14 Messstationen im Untersuchungsgebiet Sandau

3.3.2.1 Wasserstände der Elbe

Tab. 3.7 Wasserstände der Elbe

Pegelname	Rechtswert	Hochwert	Elbe-km	von:	bis:	Pegelnullpunkt
Havelberg Elbe	4503100	5856220	422,5	01.01.64	31.12.99	21,57 m+NN
Sandau	4502500	5850780	416,6	01.11.84	31.12.99	22,30 m+NN

3.3.2.2 Wasserstände der Havel

Tab. 3.8 Wasserstände der Havel

Pegelname	Rechtswert	Hochwert	Havel-km	von:	bis:	Pegelnullpunkt
Havelberg	4505230	5854480	145,2	01.01.64	31.12.99	21,57 m+NN
Rathenow	4521570	5830250	103,5	01.01.64	31.12.99	24,53 m+NN

3.3.2.3 Grundwasserstände

Im Untersuchungsgebiet liegen 21 Messstellen des Staatlichen Umweltamtes Magdeburg (STAU). Von diesen werden drei Messstationen zur Festlegung der Randbedingung genutzt (grau markiert in der Tab. 3.9).

Tab. 3.9 Grundwasserstände Sandau

Name	Quelle	Rechtswert	Hochwert	Von:	Bis:
M31380006	STAU	4503856	5852767	01.11.76	22.10.99
M31382918	STAU	4506150	5852190	01.11.72	22.10.82
M31382921	STAU	4508720	5852350	01.11.70	22.10.99
M31382941	STAU	4503320	5855940	01.11.67	22.10.99
M32382810	STAU	4508220	5845600	01.11.70	22.10.99
M32382811	STAU	4507620	5846160	01.11.77	22.10.99
M32382849	STAU	4505480	5847140	01.11.75	22.10.82
M32382850	STAU	4505270	5847420	01.11.67	22.10.99
M32382851	STAU	4505740	5847590	01.11.67	22.10.99
M32382852	STAU	4507540	5848040	01.11.67	22.10.99
M32382853	STAU	4508390	5848360	01.11.83	22.10.90
M32382880	STAU	4507440	5849870	01.11.63	22.10.94
M32382900	STAU	4504830	5847480	01.11.67	22.10.87
M32382902	STAU	4504210	5847620	01.11.67	22.10.88
M32382903	STAU	4503840	5847690	01.11.67	22.10.82
M32382906	STAU	4503450	5850570	01.11.63	22.10.90
M32382908	STAU	4505288	5850739	01.11.72	22.10.99
M32382910	STAU	4506490	5848700	01.11.70	22.10.83
M32382915	STAU	4504715	5848925	01.11.82	22.10.90
M32382920	STAU	4507930	5851110	01.11.67	22.10.99
M32382930	STAU	4504060	5847960	01.11.82	22.10.98
M32382932	STAU	4504925	5848060	01.11.82	22.10.90

3.3.2.4 Niederschläge

Aus dem Kollektiv der 1425 Niederschlag-Messstationen des Elbe-Einzugsgebiets wurden 13 Niederschlagsstationen ausgewählt.

Tab. 3.10 Niederschlagsstationen Sandau

	STATIONSNAME	STATIONS- NUMMER	GEOGR.- LÄNGE	GEOGR.- BREITE	Von:	Bis:	Höhe ü.NN	Anzahl Fehl- werte
1	ARNEBURG	45340	1201	5241	01.01.69	31.12.90	55	305
2	BREDDIN	47454	1211	5253	01.01.69	31.12.90	43	86
3	GROSS SCHWECHTEN	48148	1149	5241	01.01.69	31.12.90	39	30
4	HAVELBERG- TOPPEL	47406	1204	5250	01.01.61	30.09.90	42	512

5	KAMERN	47463	1206	5245	01.01.69	31.12.90	30	0
6	KLIETZ	47460	1205	5242	01.01.61	31.12.90	30	61
7	KOENIGSMARK	48160	1154	5249	01.01.69	31.12.90	23	153
8	LICHTERRELDE	48163	1153	5252	01.01.69	31.12.90	25	210
9	RHINOW	47403	1221	5245	01.01.69	31.12.90	24	366
10	SCHOLLENE	47315	1213	5241	01.01.69	31.12.90	35	269
11	SCHWARZHOLZ	48157	1159	5245	01.01.69	31.12.90	30	184
12	STUEDENITZ	47451	1216	5253	01.01.69	31.12.90	48	31
13	WERBEN/ELBE	45345	1159	5252	01.01.61	31.12.90	24	0

3.3.2.5 Temperatur und Luftfeuchte

Da die Temperatur und Luftfeuchte weniger räumlich variabel ist als der Niederschlag, ist die Messstationsdichte geringer. Aus diesem Grund werden die Werte der drei nahe gelegene Klimastationen verwendet.

Tab. 3.11 Temperatur- und Luftfeuchtestationen Sandau

STATIONSNAME	STATIONS- NUMMER	GEOGR. LÄNGE	GEOGR. BREITE	Von:	Bis:	Anzahl Fehlwerte
GARDELEGEN	3169	1124	5231	01.01.61	30.09.98	761
NEURUPPIN	3330	1249	5254	01.01.61	31.12.97	0
LUECHOW	3901	1108	5258	01.01.67	31.12.97	0

4 Modellsystem und Prozessmodellierung

4.1 Räumliche Diskretisierung

Das Gebiet wird im Preprocessing mit einem Knotennetz belegt und für jeden Knoten wird eine Transekte festgelegt, der ein eigener Parametersatz zugeordnet wird. Im Modelldurchlauf wird jede Transekte einzeln modelliert.

4.1.1 Aufteilung des Raumes im Untersuchungsgebiet Ohremündung

Die Anordnung dieses Knotennetzes erfolgt im Preprocessing unter Berücksichtigung von mehreren Aspekten:

- Das Knotennetz wird entlang dem Hauptvorfluter Elbe, als östliche Randbedingung, in diskreten Abständen ausgerichtet.
- Die Entwicklung der Knoten entlang einer Linie erfolgt senkrecht zur Achse des Hauptvorfluters.
- Aufgrund der Abnahme der Dynamik des Grundwassers mit größerem Abstand vom Vorfluter, werden die Abstände der Knoten einer Linie mit der Entfernung vom Vorfluter größer.
- Die Abstände der Knoten werden mit Annäherung an die zweiten Randbedingung (Ohre) kleiner.

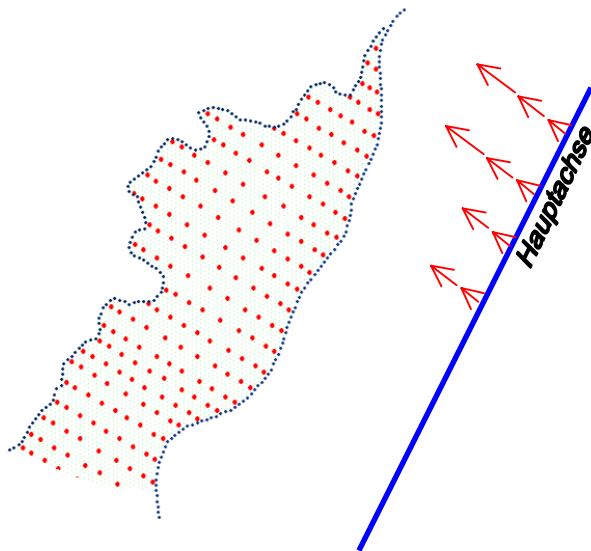


Abb. 4.1 Anordnung des Knotennetzes

Die Berechnung der Grundwasserpiezometerhöhe erfolgt für jeden Berechnungsknoten über die jeweilige gesamte Transekte (siehe Kapitel 4.5). Zur Ermittlung und zur übersichtlicheren Darstellung der optimalen Lage der Transekten, werden die Transekten jedoch in zwei Abschnitte aufgeteilt:

1. Von der Elbe (1. Rand) zum Berechnungsknoten.
2. Vom Berechnungsknoten zum 2. Rand

Bei der anschließenden Parameterermittlung aus den Transekten (siehe Kapitel 4.1.3) werden beide Transektenanteile wieder zusammengefasst.

Für die Ermittlung von Transekten bestehen mehrere Methoden.

1. Methode

Die einfachste Methode ist es, eine Senkrechte zur Hauptachse des Vorfluters zu bilden (siehe Methode 1 Abb. 4.2). Nachteil dieser Methode ist, dass bei gewundenen Lauf des Vorfluters, die Entfernung Vorfluter zu Knoten nicht minimal ist und es deshalb zu möglicherweise kleineren Amplituden und größeren Verzögerungen der Grundwasserstandsdynamik kommt.

2. Methode

Mit der zweiten Methode wird der minimale Abstand vom Vorfluter zum betrachteten Knoten, sowie vom Knoten zum 2. Rand gesucht (siehe Abb. 4.2 Methode 2). Die Transekten sind zwar nun nicht mehr gerade, jedoch stehen sie nun in Beziehung mit den nächstliegenden Knoten der Ränder und geben deshalb den Einfluss der Randbedingungen besser wieder.

3. Methode

Im Falle einer stark mäandrierenden 2. Randbedingung ergibt sich häufig der Fall, dass die minimalste Distanz vom betrachteten Knoten zum 2. Rand nur geringfügig kürzer ist als zu einem Knoten auf dem 2. Rand der weiter im Oberlauf liegt (siehe Abb. 4.2 Veränderung der Transekten an Knoten 2, 3 und 4 in Methode 2 und 3). Der Schnittpunkt im Oberlauf hat aber einen größeren Einfluss auf die Ganglinie des Grundwassers am Knoten als der Schnittpunkt im Unterlauf.

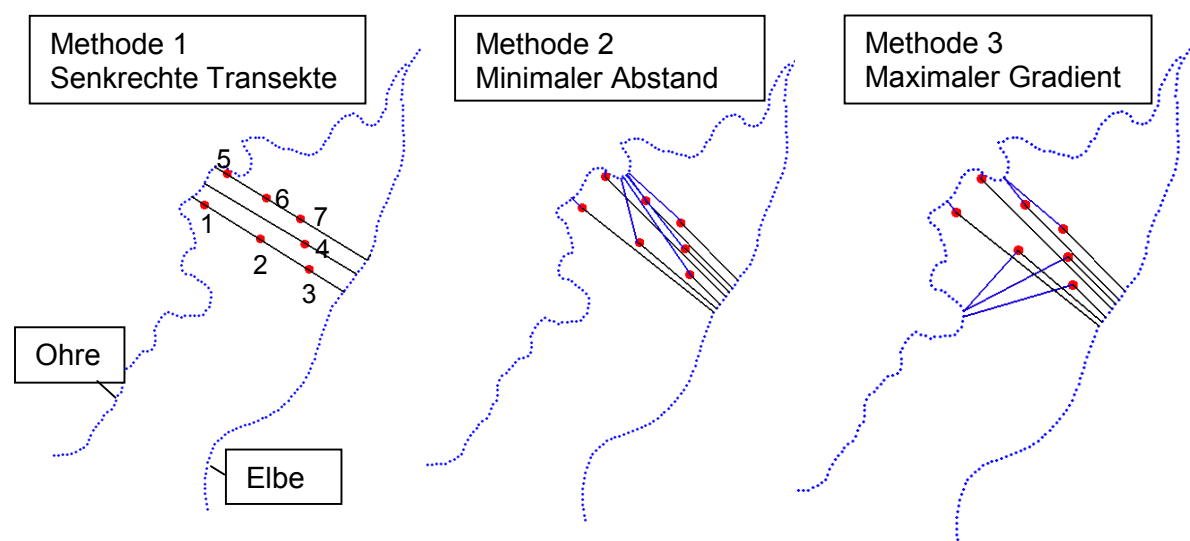


Abb. 4.2 Verschiedene Methoden der Transektenbestimmung

Hierfür wird eine Methode entwickelt, der den Gradienten zwischen 2. Rand und betrachteten Knoten miteinbezogen wird (Gradient = Steigung vom betrachteten Knoten zum 2. Rand).

Es wird davon ausgegangen, dass sich nach einer längeren Auslaufperiode, z.B. von Mai 1994 bis Nov. 1994, eine ebene Grundwasseroberfläche zwischen den beiden Rändern einstellt. Zu einen bestimmten Zeitpunkt (am 15.08.1994) werden für jeden Knoten auf den Rändern (über die Wasserstandzeitreihen der Fließgewässer) und für sämtliche Knoten des Knotennetzes (angenähert durch eine Grundwassermodellierung nach räumlicher Diskretisierung nach Methode 2) die Wasserstände ermittelt und in Relation zur Entfernung zum jeweilig betrachteten Knoten gebracht (siehe Abb. 4.3). Unter Annahme eines ebenen Grundwasserspiegels, sollte sich der Gradient vom 1. Rand zum betrachteten Knoten auch bis zum 2. Rand fortsetzen und sich so ein geeigneter Knoten auf dem 2. Rand bestimmen lassen.

Es wird dabei folgendermaßen vorgegangen:

Es wird der Gradient berechnet, d.h. der absolute Unterschied im Wasserspiegel vom betrachteten Knoten zum jeweiligen Bezugspunkt auf dem 2. Rand dividiert durch die Entfernung von Knoten zum Bezugspunkt. Es wird dann derjenige Bezugspunkt auf dem 2. Rand als Transektenendpunkt ausgewählt, dessen Gradient maximal ist und dessen Entfernung zum betrachteten Knoten nicht mehr als das 1,5 fache der minimalen Entfernung beträgt (siehe durchgezogene Linien in Abb. 4.3).

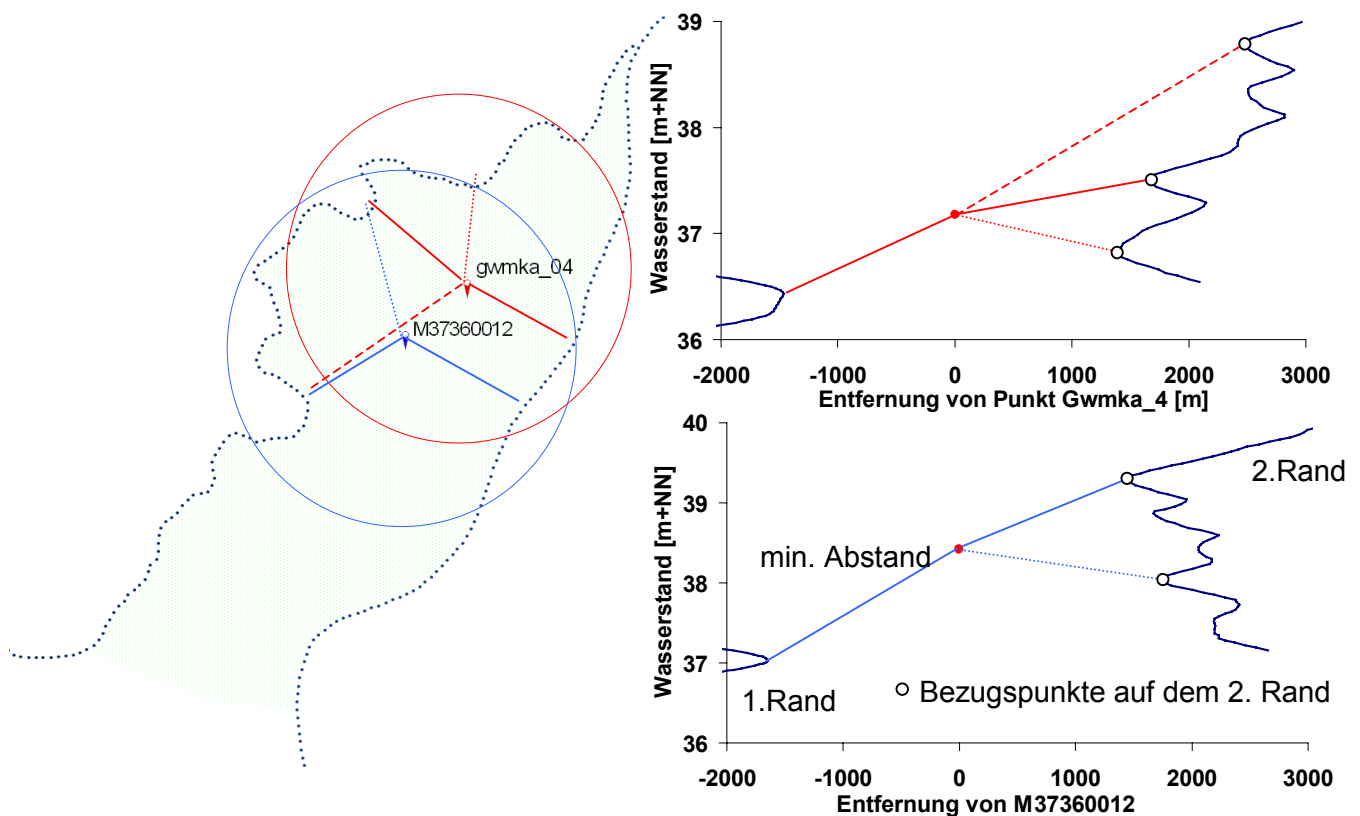


Abb. 4.3 Bestimmung des Transektenbezugspunktes auf dem zweiten Rand

Als Resultat der drei verschiedenen Methoden ergeben sich für sämtliche Knoten des Knotennetzes die dazugehörigen Transekte (siehe Abb. 4.4 für Methode 3).

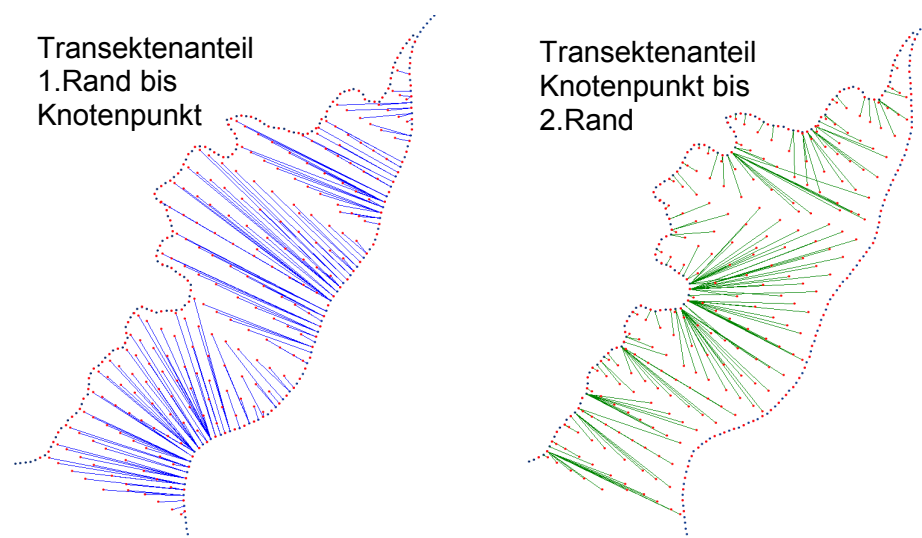


Abb. 4.4 Punktraster mit Transekten im Untersuchungsgebiet Ohremündung

4.1.2 Aufteilung des Raumes im Untersuchungsgebiet Sandau

Im Untersuchungsgebiet Sandau erfolgt die Anordnung eines Knotennetzes unter Berücksichtigung von drei Aspekten:

- Die Ausrichtung des Knotennetzes erfolgt entlang des Hauptvorfluters Elbe als westliche Randbedingung in diskreten Abständen.
- Die Entwicklung der Knoten entlang einer Linie erfolgt senkrecht zur Achse des Hauptvorfluters.
- Aufgrund der Abnahme der Grundwasserdynamik mit zunehmendem Abstand vom Vorfluter, werden die Abstände der Knoten einer Linie mit der Entfernung vom Vorfluter größer.

Die Transekte werden so gelegt, dass der Einfluss der Randbedingungen maximiert wird. Dies kann bedeuten, dass die Transekte nicht immer gerade verlaufen, sondern am Knotenpunkt abknicken.

Zur Ermittlung der Lage der Transekte für die Berechnungsknoten wird jede Transekte in zwei Abschnitte unterteilt:

1. Abschnitt vom westlichen Rand Elbe (1. Rand) zum Knotenpunkt (siehe
2. Abb. 4.5 linke Seite). Der Ansatzpunkt am westlichen Rand ergibt sich aus der minimalen Distanz zwischen Elbe und Knotenpunkt, wobei sich der Ort des westlichen Randes je nach Überflutungszustand verändern kann.
3. Abschnitt vom Knotenpunkt zum östlichen Rand (siehe
4. Abb. 4.5 rechte Seite). Der Ansatzpunkt am östlichen Rand (2. Rand) ergibt sich zunächst wieder aus der minimalen Distanz. Während der Kalibrierung kann der Ansatzpunkt jedoch verändert werden.

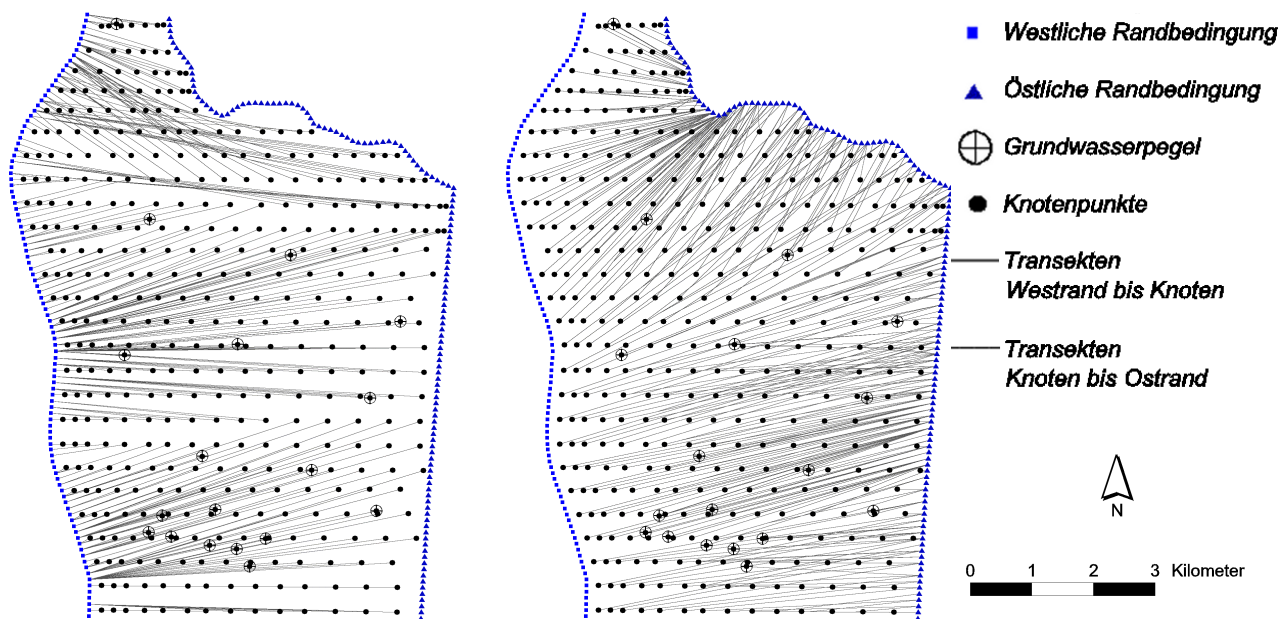


Abb. 4.5 Anordnung der Knotenpunkte im Untersuchungsgebiet Sandau und Aufteilung der Transekten in zwei Abschnitte

4.1.3 Parameterermittlung aus den Transekten

Aus den Transekten werden nun die räumlichen Parameter abgeleitet, die für die Simulation notwendig sind.

Für das Grundwassermodul sind dies folgende:

- Punkt an dem die Transekte den Hauptvorfluter Elbe schneidet. Dies ist wichtig für die Bestimmung des Ortes, an dem der Elbewasserstand zu ermitteln ist.
- Entfernung von der Elbe (erster Randbedingung) zum Knoten.
- Punkt an dem die Transekte die zweiten Randbedingung schneidet.
- Entfernung vom Knoten zum zweiten Rand.
- Höhe der Geländeoberkante am Knoten.
- Höhe der Grundwassersohle als Mittelung aus der Grundwassersohle entlang der Transekte.
- Piezometerhöhe am Knoten zum Startzeitpunkt der Modellierung.

Für das Bodenwassermodul werden entlang einer Transekte entsprechend ihrer Länge Standorte mit einem Mindestabstand von 200 m gewählt. An diesen Standorten werden von einander unabhängig die Grundwasserneubildung berechnet und der Mittelwert gebildet.

Die räumlichen Parameter für das Bodenwassermodul sind jeweils zehn Standorte mit:

- Entfernung des Standortes vom Vorfluter (1. Rand)
- Geländehöhe des Standortes
- Indize zur Zuordnung zu einer Landnutzung und zu einem Bodenparametersatz

Um den Einfluss von unterschiedlich durchflossenen Vorfluterquerschnitten und Überflutungen des Vorlandes quantifizieren zu können, wird die Geländehöhe mit dem Wasserstand des Fließgewässers verschnitten. Die Information über die Geländehöhe erhält man aus digitalen Höhenmodellen (DHM), die Information über den Wasserstand aus 2-D hydraulischen Modellierungen oder aus Interpolation zwischen Wasserstandsmessungen.

Um im Programmablauf nicht ein komplettes DHM vorhalten zu müssen, wird im Preprocessing aus dem DHM für jede Transekte die Höheninformation in Form einer Reihe ausgelesen:

- Höheninformation entlang der Transekte in diskreten Abständen

4.2 Interpolationsverfahren

4.2.1 Niederschlag, Temperatur und Luftfeuchte

Aus den gemessenen Punktwerten des Niederschlags wird der Gebietsniederschlag als Flächenmittel ermittelt. Da die räumliche Struktur des Niederschlags nicht bekannt ist werden die Punktmessungen über Näherungsverfahren auf die Fläche übertragen.

4.2.1.1 Thiessen-Polygon Methoden

Die lineare Interpolationsmethode nach THIESSEN (1911) wird häufig zur Ermittlung von Gebietsniederschlägen angewendet.

Die Thiessen-Polygone ergeben sich durch Verschneiden der Mittelsenkrechten der Verbindungslinien aller Messpunkte. Jedem Polygon wird der Wert des beinhalteten Messpunktes zugeordnet.

$$z(x) = z(x_i) \text{ für } |d(x, x_i)| \leq \min(|x_i - x|) \quad z(x): \text{ zu interpolierender Wert am Ort } x \quad (4.1)$$

$z(x_i)$: Wert am Ort der Station i
 $d(x, x_i)$: Distanz zwischen x und x_i

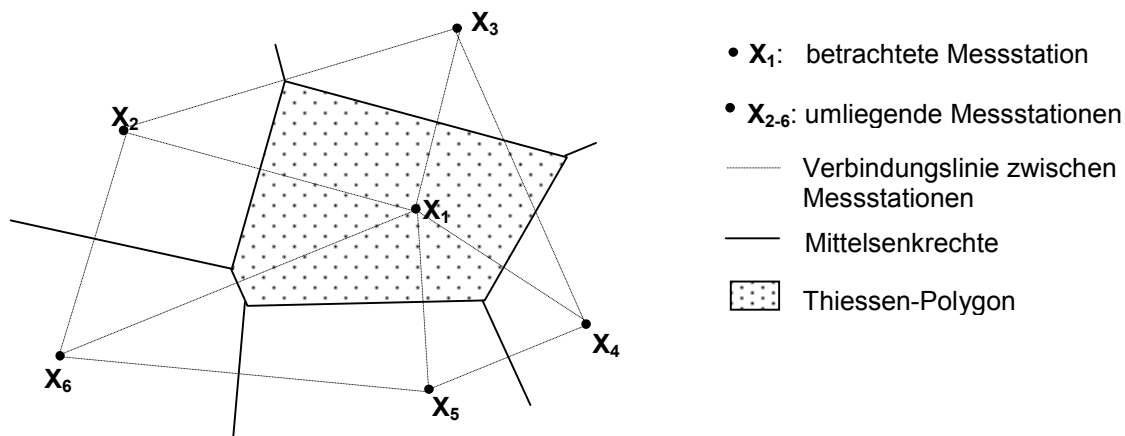


Abb. 4.6 Thiessen-Polygon Methode

4.2.1.2 Inverse Distanz Methode

Hier geht man davon aus, dass der Wert der Messgröße von der Entfernung zu den verschiedenen Stützstellen (Niederschlagsstationen) beeinflusst wird und die Abhängigkeit des Interpolationswertes von der Entfernung der Stützstelle umgekehrt proportional ist, d.h. mit größerer Entfernung wird der Einfluss kleiner. Die Gewichtung der Entfernung lässt sich durch die Gewichtungspotenz steuern.

$$z(x) = \sum_{i=1}^n w_i \cdot z(x_i)$$

$$\text{mit: } w_i = \frac{1}{d(x, x_i)^P} \cdot \frac{1}{C} \quad \text{und:}$$

$$C = \sum_{i=1}^n \frac{1}{d(x, x_i)^P}$$

$z(x)$: zu interpolierender Wert am Ort x (4.2)

$z(x_i)$: Wert am Ort der Station i

w_i : Gewichtungsfaktor

$d(x, x_i)$: Distanz zwischen x und x_i

P : Gewichtungspotenz

4.2.1.3 Quadranten Methode

Bei der Quadranten Methode wird das Verfahren der Inversen Distanz Methode verwendet. Jedoch werden nicht sämtliche Messstationen zur Interpolation verwendet, sondern das Gebiet wird ausgehend vom betrachteten Punkt in vier Quadranten aufgeteilt und nur die jeweils nächste Station pro Quadrant wird als Stützstelle verwendet.

Bei ungleicher räumlicher Verteilung der Messstationen wird dadurch eine zu starke Gewichtung von Gebieten mit dichterem Messstationsverteilung vermieden.

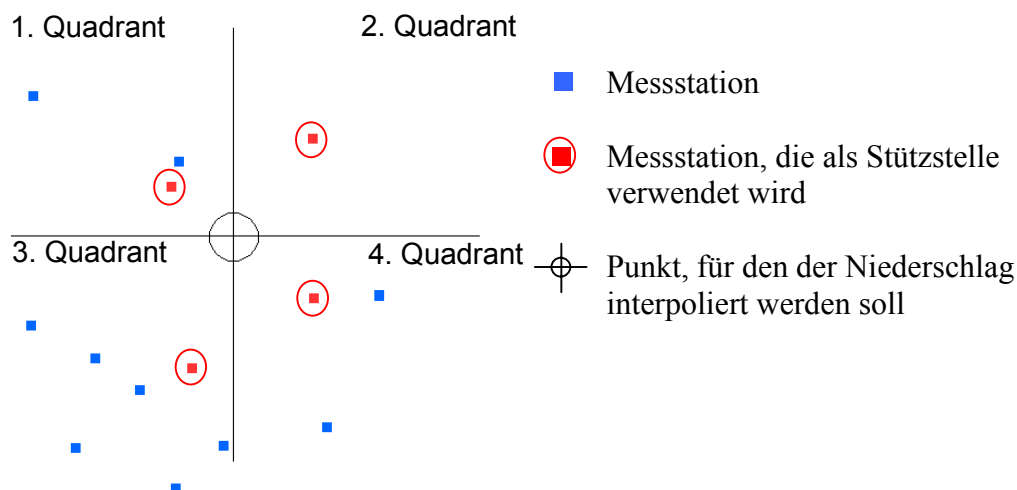


Abb. 4.7 Quadranten Methode

4.2.1.4 Ordinary Kriging

Die Niederschlagsverteilung werden in einem Gebiet als Zufallsfunktion $Z(x)$ betrachtet. Alle regionalisierten Variablen $z(x)$ an allen Punkten x werden als Realisierung der gleichen Zufallsfunktion $Z(x)$ aufgefasst, wenn sie den gleichen Erwartungswert besitzen:

$$E[z(x)] = m \quad (4.3)$$

und der "intrinischen Hypothese" entsprechen (JOURNEL UND HUIJBREGTS 1981), d.h. der Wert des Variogramms ist lediglich abhängig von der Entfernung zweier Punkte voneinander und der Erwartungswert des Semivariogramms ist bei gleicher Entfernung zwischen Punkten immer derselbe.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var}[z(x+h) - z(x)] = \frac{1}{2} E[(z(x+h) - z(x))^2] \quad (4.4)$$

Die experimentellen Semivariogramme müssen nun an eine theoretische Funktion angepasst werden, um das Kriging-Verfahren durchführen zu können. Neben der sphärischen Semivariogrammfunktion, werden auch exponentielle und lineare Semivariogrammfunktionen als Schätzfunktionen eingesetzt. Zur Bestimmung der besten Funktion benötigt man daher ein großes Datenkollektiv (BÁRDOSSY 1993).

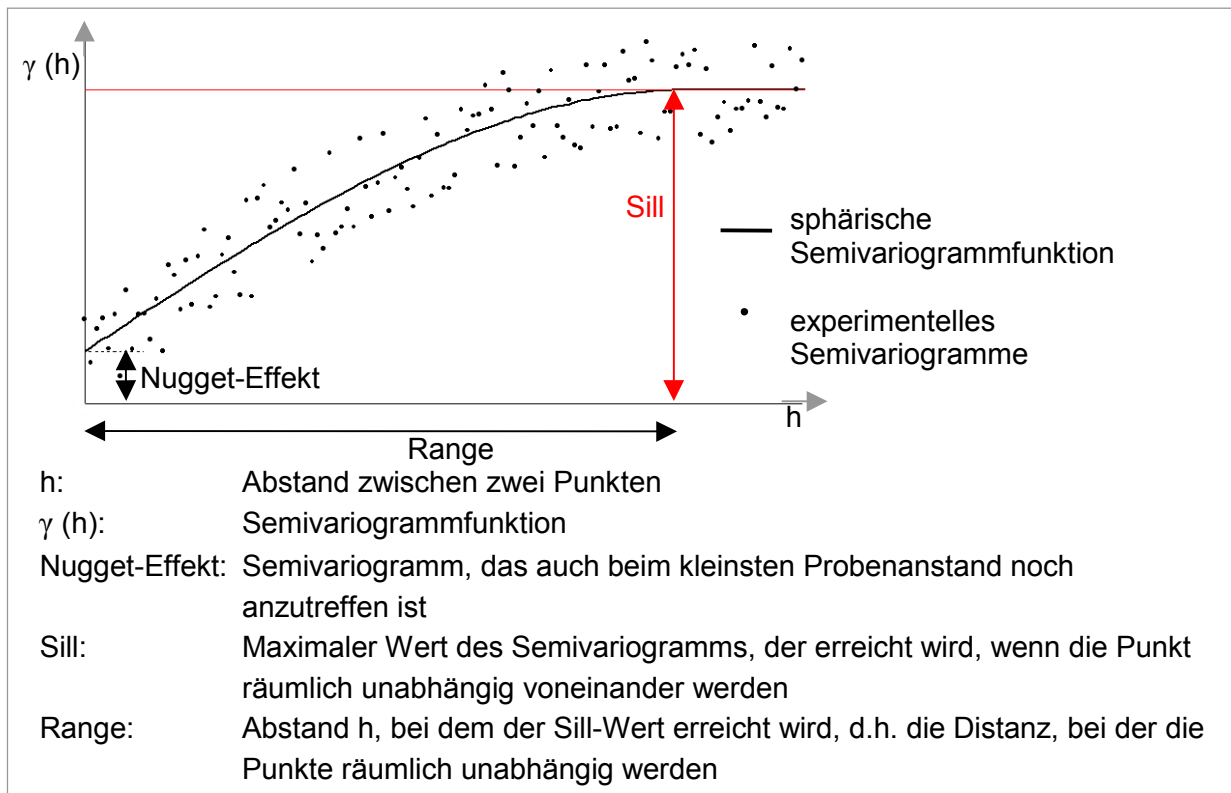


Abb. 4.8 Semivariogramm anhand eines fiktiven Beispiels

Wie bei der Inversen Distanz Methode werden nun zur Bestimmung des zu interpolierenden Wertes die Stationsmesswerte linear gewichtet.

Die Schätzvarianz ist eine Funktion der Gewichte w_i und der Semivariogrammfunktion γ , die mit Hilfe des Lagrange-Multiplikators μ minimiert werden kann (LEHMANN 1995).

$$z^*(x) = \sum_{i=1}^n w_i \cdot z(x_i)$$

$$\sigma^2(x) = \text{Var}[z(x) - z^*(x)] = -\sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^n w_j w_i \gamma(x_i - x_j) + 2 \sum_{i=1}^n w_i \gamma(x_i - x)$$

mit:

$$\sum_{j=1}^n w_j \gamma(x_i - x_j) + \mu = \gamma(x_i - x) \quad \text{und} : \sum_{j=1}^n w_j = 1 \quad i = 1, 2, \dots, n$$

$z^*(x)$: zu interpolierender Wert am Ort x
 $z(x_i)$: Wert am Ort der Station
 w_{ij} : Gewichtungsfaktor
 γ : Semivariogramm fkt
 μ : Lagrange Multiplikator (4.5)

4.2.1.5 Verwendete Verfahren

Für die Niederschlagsermittlung im Bodenwassermodell wird das Quadranten Verfahren mit der Inversen Distanz Methode gewählt.

Mit dem Thiessen-Polygon Verfahren lassen sich Gebietsniederschläge bestimmen. Im Bodenwassermodell werden jedoch punktförmige Eingangsdaten weiterverarbeitet.

Weiterhin nimmt die Anzahl der verfügbaren Messstationen ab, je weiter die verwendeten Zeitreihen in die Vergangenheit reichen. Von 18 Messstationen, die für das Gebiet Ohremündung im Jahre 1999 verwendet werden können, besitzen gerade mal 4 Stationen durchgehende Zeitreihen ab 1960. Für das Kriging Verfahren benötigt man jedoch eine größere Anzahl von experimentellen Semivariogrammen zur Bestimmung der Gewichtungen.

Für die Niederschlagsreihen wird eine Gewichtungspotenz von 2 und für die Temperatur und Luftfeuchtereihen eine Gewichtungspotenz von 1 gewählt. Diese Gewichtungspotenzen ergaben sich aus der Überprüfung mittels Kreuzvalidierung.

4.2.2 Grundwasserstände

Als Ergebnis des Programmdurchlaufes liegen Zeitreihen für das gesamte nicht äquidistante Punktraster vor. Die weitere Bearbeitung hängt nun von dem verfolgten Ziel ab:

- Zeitaspekt - genauere Analyse und Vergleich einer oder mehrerer modellierten Zeitreihen mit den gemessenen Zeitreihen am betrachteten Punkt.
- Raumaspekt - räumliche Darstellung der Zeitreihenwerte eines bestimmten Zeitpunktes oder aggregierter Werte, wie z.B. über die Zeit gemittelte Grundwasseroberfläche

Für den Zeitaspekt ist nur wichtig, dass beim Preprocessing die räumliche Zuordnung von Messpunkten zu modellierten Punkten vorgenommen wird. Für die Modellgebiete wurden hierzu die Grundwassermesspunkte erfasst und den zu modellierenden Punkten hinzugefügt.

Für den Raumaspekt ist es dagegen erforderlich, dass zwischen den modellierten Punkten räumlich interpoliert wird. Hierzu können wiederum die vier Interpolationsverfahren verwendet werden:

- Thiessen-Polygon
- Inverses Distanz –Verfahren
- Quadranten Methode des Inversen Distanz Verfahrens
- Ordinary Kriging

Da im Gegensatz zur Anzahl der Niederschlags- bzw. Temperatur- und Luftfeucht-Messstationen die Anzahl der verwendeten Knotenpunkte für die Grundwasserberechnung sehr groß ist, kann hier das Verfahren des Ordinary Kriging verwendet werden. Die Interpolation kann mit der ARC/INFO Routine TOPOGRID oder mit dem ARCVIEW-Avenue Befehl KRIGING durchgeführt werden. Aus den Punktinformati-onen wird somit ein Raster mit frei wählbarer Rastergröße (z.B. 10 m) interpoliert.

4.2.3 Wasserstände der Fließgewässer

Für die Modellierung des Untersuchungsgebietes Ohremündung werden die Wasserstände aus Interpolation zwischen den Elbepegeln verwendet. Das numerische Grundwassermodell für dieses Gebiet greift ebenfalls auf interpolierten Wasserstände zurück (FRIST 1999), daher ist ein Vergleich beider Ansätze besser möglich. Die Datenlage im Untersuchungsgebietes Ohremündung (Elbe-Kilometrierung 340-350 km) ist aufgrund von drei Elbe-Pegel (Rothensee Km 333,2 von 1.11.1984 – 31.10.1999, Niegripp Km 343,6 von 1.11.1984 – 31.10.1999 Rogätz Km 350,2 von 1.11. 1997 – 31.10.1999), mit geringen Abständen zueinander, gut und lässt daher ein einfaches Interpolationsverfahren zur Bestimmung der Wasserstände zu.

Für das Gebiet Sandau wurde von der Universität Aachen Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft ein 2-D Modell zur Wasserspiegellagenberechnung angepasst (SCHWANENBERG ET AL. 2000). D.h., die Wasserstände liegen räumlich verteilt als Punktgitter vor.

4.2.3.1 Wasserstände der Elbe an der Ohremündung

Der Pegel Rogätz, dessen Wasserstandsreihe nur bis Nov. 1997 zurückreicht, wird aus dem Pegel Rothensee mittels einer nichtlinearen Regressionfunktion bestimmt:

$$W_{Rogätz} = W_{Rothensee} + (W_{Rothensee} - 40)/40 - (W_{Rothensee})^2 / 547,942 \quad (4.6)$$

Aus dem Vergleich Näherungswasserstand - Wasserstand Pegel Rogätz für den Zeitraum 1.11.97- 31.10.99 ergibt sich ein mittlerer Fehler von –0,02 m und ein maximaler Fehler von 0,22 m am 17.9.98. Das Bestimmtheitsmaß ist 0,998. In Abb. 4.9 ist der

Unterschied zwischen interpolierter und gemessener Ganglinie am Pegel Rogätz nur im Zeitraum 1.4.99 bis 1.6.99 zu erkennen.

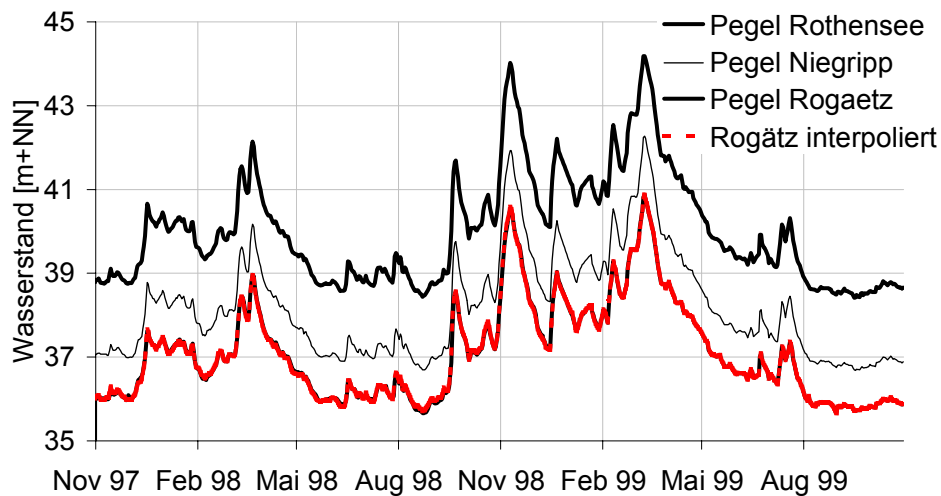


Abb. 4.9 Wasserstandsganglinien der Elbe Pegel

Um für die Pegel Niegripp, Rothensee und Rogätz Wasserstandsreihen über einen Zeitraum ca. 30 Jahren zur Verfügung zu halten, um eine langzeitliche Modellierung der Grundwasserdynamik durchzuführen, werden die Abflüsse des Pegels Barby (Elbe Km 295,5) mit dem Wasserlaufmodell ELBA jeweils zu den Pegeln Rothensee, Niegripp und Rogätz geroutet.

Das Modell ELBA (GÜTLEIN ET AL. 1980) ist als ‚Zentralmodell der Elbe‘ entwickelt und als abschnittsweises lineares Translations-Diffusionsmodell konzipiert worden. Maximal drei Abflussstufen (Flussbett, Ausuferungsbereich und Hochwasserbereich) werden mit der jeweiligen Systemfunktion gefaltet und durch Superposition überlagert. Die benötigten Parameter werden von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) zur Verfügung gestellt.

Aus den Zeitreihen der Wasserstände und der gerouteten Abflüsse im Zeitraum 1984 bis 1999 wird eine Abflusskurve abgeleitet, die in fünf Abschnitten (je 100 cm Wasserstand) ein Polynom 2. Grades zuteilt. Für Wasserstände oberhalb 700 cm wird eine Logarithmusfunktion angepasst. Aus der jeweiligen Abflusskurve kann nun für jeden Pegel der Wasserstand vor 1984 in einer Zeitreihe gespeichert werden.

Da die historischen Abflüsse mit der Abflusskurve von 1984 bis 1999 in Wasserstände transformiert werden, handelt es sich hier nicht um die historischen Wasserstände, sondern um Wasserstände welche die flussmorphologische Situation von 1984 bis 1999 widerspiegeln.

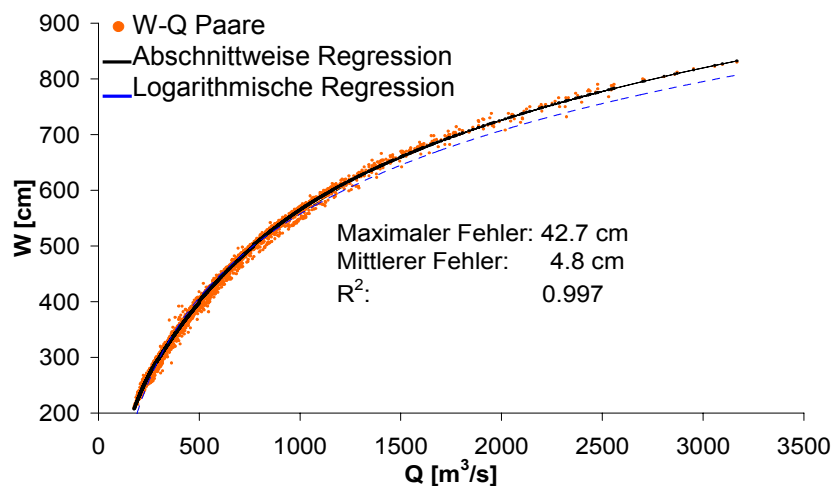
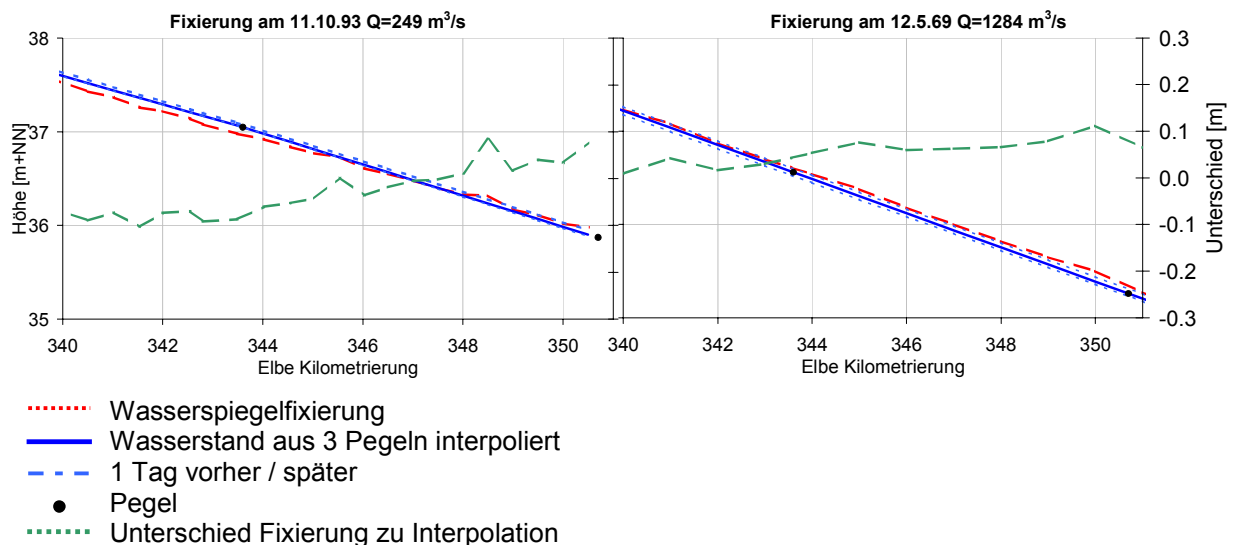


Abb. 4.10 Abflusskurve am Pegel Niegripp 1984-99

Die Wasserstände zwischen Pegel Rothensee (Elbe-Km 333,2) und Pegel Niegripp (Elbe-km 343,6), sowie zwischen Pegel Niegripp und Pegel Rogätz (Elbe-Km 350,2) werden durch lineare Interpolation bestimmt. Der Unterschied zur Wasserspiegelfixierung (ADAM 1999) liegt im Bereich von +/- 0,10 m (siehe Abb. 4.11) für Niedrigwasser $Q=249 \text{ m}^3/\text{s}$ und Hochwasser $Q=1284 \text{ m}^3/\text{s}$. Dieser Unterschied ist für die Grundwassermodellierung jedoch tolerierbar.

Abb. 4.11 Wasserspiegellage am 11.10.93 ($Q=249 \text{ m}^3/\text{s}$ Tangermünde) und 12.5.69 ($Q=1284 \text{ m}^3/\text{s}$)

4.2.3.2 Wasserstände der Ohre

Für die Ohre liegt eine Wasserstandszeitreihe von November 1969 bis November 1999 am Pegel Wolmirstedt vor. Die Ohre legt zwischen diesem Pegel und der Mündung in die Elbe einen mäandrierende Strecke von 17,4 km zurück. Das Sohlgefälle auf dieser Strecke ist ca. 0,35 ‰. Im Gegensatz hierzu beträgt das Sohlgefälle der Elbe im gleichen Abschnitt nur 0,17 ‰.

Die Ohre besitzt eine wesentlich kleinere Schwankungsbreite der Wasserstände als die Elbe. Bei Hochwasser wird die Ohre bis hinter Wolmirstedt zurückgestaut, bei Niedrigwasser stellt sich Normalabfluss ein. 14,4 km unterhalb des Pegels Wolmirstedt ist im Abstand von 25 m von der Ohre ein Grundwasserpegel installiert, der von diesem Rückstauereffekt stark beeinflusst wird (siehe Abb. 4.12).

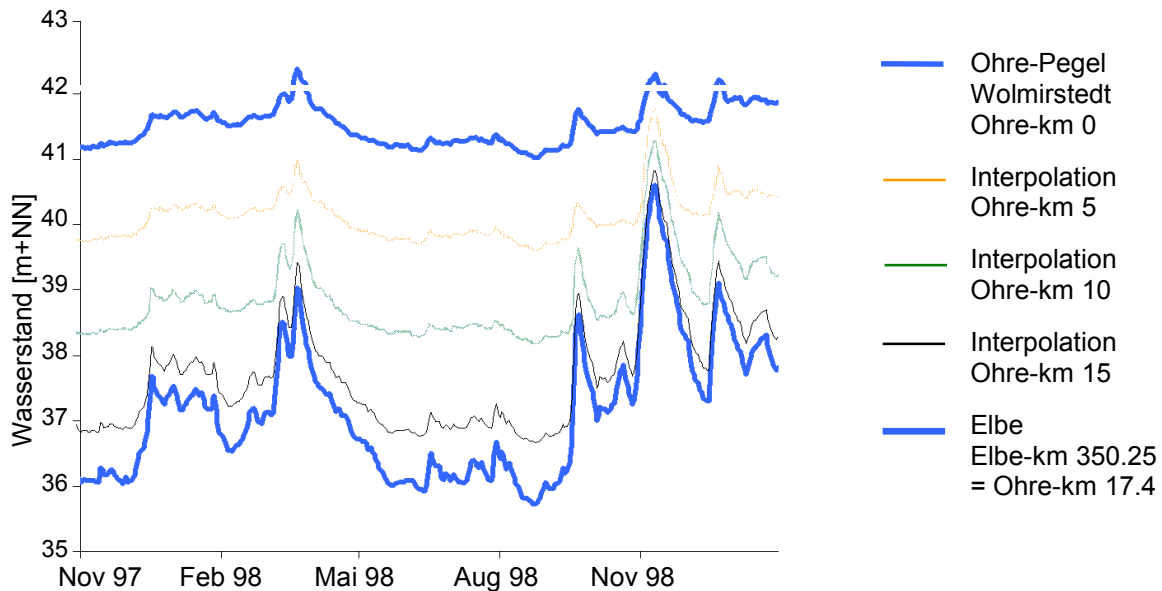


Abb. 4.12 Wasserstandsganglinien der Elbe, Ohre und Interpolationen

Um den Rückstau der Elbe zu ermitteln wird zunächst ein Rückstauereffekt festgelegt, bis zu dem der Rückstauereffekt der Elbe reicht. Dieser Ansatz entspricht dem Ansatz für die instationäre numerische Grundwassermodellierung (FRIST 1999), wird aber hier modifiziert. Der Rückstauereffekt wird ermittelt aus der Überlagerung vom Wasserstand der Elbe mit der Sohlhöhe der Ohre:

Entfernung $X = [\text{Sohlhöhe (Pegel Wolmirstedt)} - \text{Sohlhöhe (Punkt X der Ohre)}] / \text{Sohlneigung}$
 da aber die Sohlhöhe (Punkt X) dem Wasserstand der Elbe entsprechen soll:

$$\begin{aligned} \text{Rückstauereffekt } X &= [\text{Sohlhöhe (Pegel Wolmirstedt)} - \text{Wasserstand (Elbe-Km 350,25)}] / \\ &\quad \text{Sohlneigung} \\ &= (40,28\text{m} - W(\text{Elbe-Km 350,25})) / 0,35 \text{ ‰} \quad \text{aber minimal: } X=0 \end{aligned}$$

Der Wasserstand am Rückstauereffekt wird angenommen mit:

$$\text{Wasserspiegel (X)} = \text{Wasserstand (Pegel Wolmirstedt)} - X \cdot \text{Wasserspiegellagenneigung}$$

Die Wasserspiegellagenneigung der Ohre bei Normalabfluss wird mit 0,285 ‰ angenommen, d.h.:

$$W(X) = W(\text{Pegel Wolmirstedt}) - 0,285 \text{ ‰} \cdot X$$

Dadurch ist, neben den beiden Wasserständen am Ohrepegel Wolmirstedt und bei Elbe-Km 350,25 ein weiterer Wasserstand am Rückstauereffekt festgelegt. Zwischen dem Ohrepegel Wolmirstedt und dem Rückstauereffekt sowie zwischen dem Rückstauereffekt und dem Wasserstand der Elbe bei Elbe-Km 350,25 wird linear interpoliert, um

die Wasserstände entlang der Ohre zu erhalten. Für die Entfernungen 5 km, 10 km und 15 km von Wolmirstedt ist in Abb. 4.12 die Wasserstandsganglinie vom Nov. 1998 bis Feb. 1999 dargestellt.

4.2.3.3 Wasserstände der Havel und der Elbe im Bereich Havelmündung

Für die Wasserstände der Havel und der Elbe im Bereich der Havelmündung werden die Modellergebnisse des stationären zweidimensionalen hydraulischen Modells des Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft RWTH Aachen zugrunde gelegt.

Die hydrodynamische Modellierung (2D-HN-Modell) der beiden Elbeabschnitte erfolgt zweidimensional auf Grundlage der Flachwassergleichungen. Zur Lösung dieser Gleichungen wird das am Lehrstuhl und Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft entwickelte Programm DGFlow eingesetzt (SCHWANENBERG, KÖNGETER, 1999). Es berechnet die Strömung zeitlich explizit und basiert auf einer räumlichen Diskretisierung mittels an den Elementrändern diskontinuierlicher finiter Elemente.

Für 18 Abflüsse von $Q=250 \text{ m}^3/\text{s}$ bis $Q=3918 \text{ m}^3/\text{s}$ (entspricht HQ 100 am Pegel Tangermünde) liegen von Elbe-km 412,0 bis 424,4 die Wasserstände und Überflutungsflächen vor. Zwischen diesen 18 Abflüssen werden Wasserstand und Überflutungsbereich linear interpoliert (SCHWANENBERG ET AL. 2000).

Für die Havel liegen keine hydraulischen Berechnungen vor. Da dieses Gewässer nur eine geringe mittlere Wasserspiegelneigung mit 0.06‰ besitzt wird zwischen dem Havelpegel Rathenow (Havel-km 103,5) und dem Pegel Havelberg (Havel-km 145,2) linear interpoliert.

4.3 Verschneidung Wasserstände mit Höheninformation

Für das Grundwassermodul ist die Lage der ersten Randbedingung, der Hauptvorfluterwasserstand eine wichtige Eingangsgröße. Je weiter der Vorfluter bei Hochwasser ausfert, desto weiter wird die erste Randbedingung in Richtung zweite Randbedingung verschoben und desto kürzer wird die zu berechnende Transekte.

Nach Laboruntersuchungen von MOHRLOK UND JIRKA (1998) mit Bodensubstrat aus dem Ohremündungsbereich ist der Boden bei einem Überstau von 20 cm innerhalb von 10 Stunden wassergesättigt, daher wird für das Bodenwassermodul angenommen, dass überflutete Flächen innerhalb des gewählten Zeitschritts von einem Tag durchgehend wassergesättigt sind.

4.3.1 Untersuchungsgebiet Ohremündung

Im Preprocessing wurde aus dem digitalen Höhenmodell (DHM) für jede Transekte die Höheninformation in Form einer Reihe ausgelesen, um nicht das komplette raster-

basierte und damit speicherbeanspruchende DHM vorhalten zu müssen (siehe Abb. 4.13 oberer Teil).

Im Programmdurchlauf wird jeder Transekte der, dem Schnittpunkt Transekte–Vorfluter, entsprechende Tageswasserstand zugeordnet (siehe Abb. 4.13 Mitte).

Um die Ausuferung zu bestimmen werden nun die Wasserstände mit den Geländehöhen verschnitten. Dabei ist es noch möglich eine Mindestwassertiefe anzugeben, ab wann ein Bereich als überflutet gilt.

An das Grundwassermodul wird der Abstand der Ausuferung von der Vorflutermittellinie und der Wasserstand übergeben.

An das Bodenwassermodul wird nur die Information übergeben, welche Berechnungsstandorte überflutet sind.

4.3.2 Untersuchungsgebiet Sandau

Im Preprocessing kann zunächst vorgegeben werden, ab welcher Wasserhöhe ein Gebiet als überflutet gilt. Für sämtliche Knotenpunkte werden die Bezugspunkte auf den 18 Wasserhöhen-Überflutungsflächen zwischen $Q=250 \text{ m}^3/\text{s}$ und $Q=3918 \text{ m}^3/\text{s}$ bestimmt (siehe Tab. 4.1), die den Voraussetzungen entsprechen:

1. Die in der Überflutungsfläche ausgelesene Wasserhöhe entspricht der vorgegebenen Wasserhöhe
2. Die Entfernung zum Knotenpunkt ist minimal gegenüber anderen Punkten, welche die erste Voraussetzung erfüllen.

Entsprechend den Bezugspunkten an der Elbe wird die Entfernung zwischen den Bezugspunkten und dem Knotenpunkt bestimmt und aus den dazugehörigen Wasserstands-Überflutungsflächen der Wasserstand für die jeweiligen Bezugspunkte ermittelt (siehe Abb. 4.14 für die Überflutungsflächen Dauer 50% mit $Q=456 \text{ m}^3/\text{s}$ und HQ2 mit $Q=1650 \text{ m}^3/\text{s}$).

Als Ergebnis erhält man eine Matrix der Knotenpunkte mit 18 Wasserständen und Entfernungen für alle berechneten Überflutungsabflüsse.

Im Modelldurchlauf werden aus der Wasserstandszeitreihe am Pegel Havelberg und der Abflusskurve in Tab. 4.1 die beiden Abflüsse am Pegel Tangermünde bestimmt, die um den entsprechenden Wasserstand gelegen sind. Mit diesen Abflüssen können in der Knotenpunktmatrix die Entfernungen und Wasserstände für den Knotenpunkt bestimmt werden. Die zu ermittelnde Entfernung und Wasserstand ergibt sich aus der linearen Interpolation zwischen den Werten.

Dem Grundwassermodul wird die täglich neu berechnete Entfernung zwischen Elbe und Knotenpunkt und der entsprechende Wasserstand übergeben und dem Bodenwassermodul wird mitgeteilt welche Berechnungsstandorte überflutet sind.

Tab. 4.1 Berechnete Überflutungsflächen (SCHWANENBERG ET AL. 2000)

	Bezeichnung	Abfluss Tangermünde [m³/s]	Abfluss Havelberg Elbepegel [m³/s]	Wasserstand Havelberg Elbepegel [m+NN]
1	Dauer 20%	294	298	23,71
2	Dauer 30%	338	342	23,94
3	Dauer 40%	391	394	24,17
4	Dauer 50%	456	458	24,41
5	Dauer 60%	535	536	24,68
6	Dauer 70%	630	648	24,95
7	Dauer 80%	796	811	25,44
8	Dauer 90%	1060	1069	25,97
9	Q=1200	1200	1197	26,23
10	Q=1400	1400	1377	26,54
11	HQ2	1650	1603	26,88
12	MHQ	1741	1704	26,98
13	HQ3	1981	1951	27,25
14	HQ5	2332	2290	27,56
15	HQ10	2748	2706	27,85
16	HQ20	3121	3096	28,09
17	HQ50	3574	3573	28,38
18	HQ100	3895	3895	28,58

Für die Havel liegen keine Hydraulikberechnungen vor, daher wird ein linearer Regressionsansatz zwischen der Havelmündung, Havelpegel Havelberg und Havelpegel Rathenow verwendet.

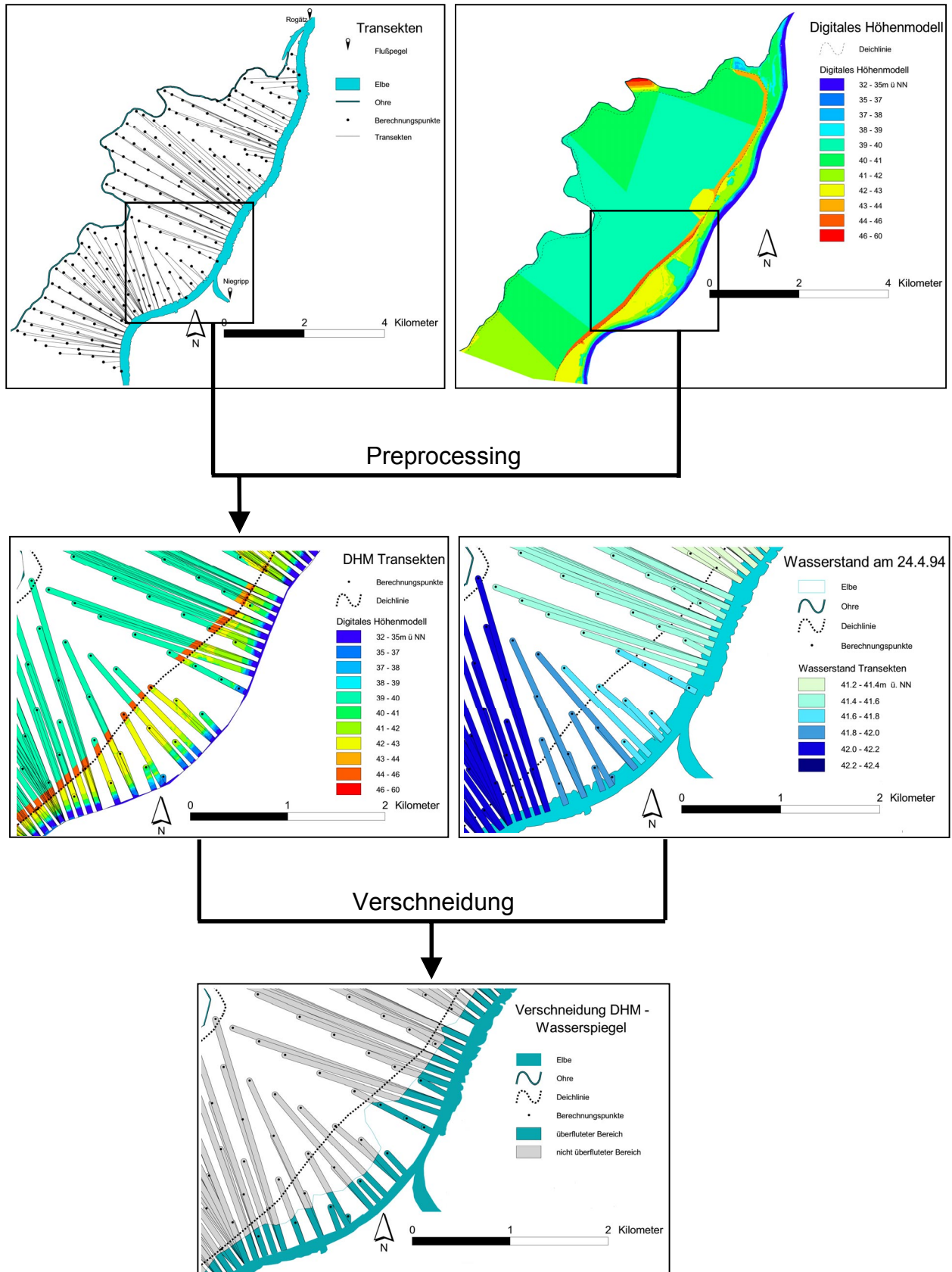


Abb. 4.13 Verschneidung von digitalem Höhenmodell mit Wasserspiegellage

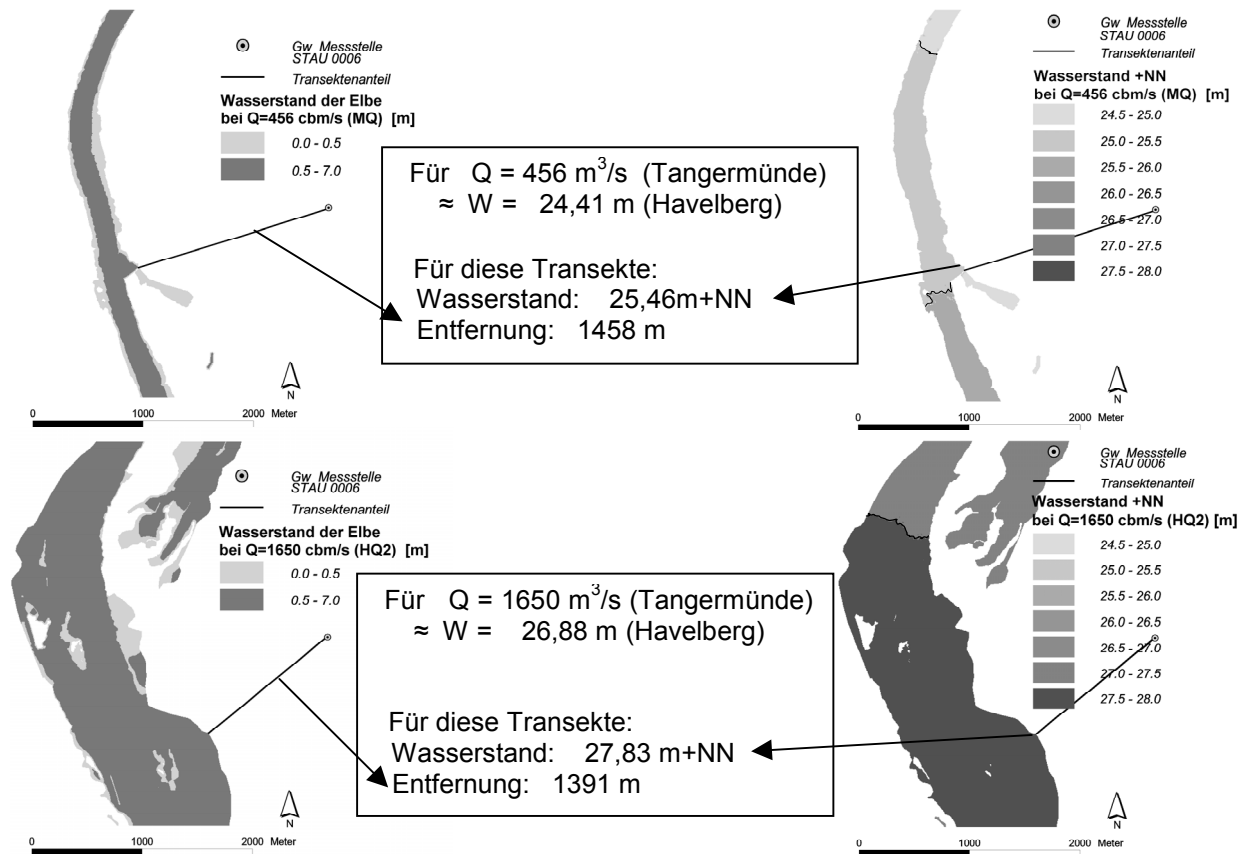


Abb. 4.14 Ermittlung von Parametern aus Überflutungsflächen im Untersuchungsgebiet Havelmündung

4.4 Modellsteuerung

4.4.1 Programmstruktur

Das Wasserhaushaltsmodell enthält ein Hauptprogramm zur Initialisierung, Zeitschritt- und Transektensteuerung und Aufruf der vier Unterprogramme.

Der Zeitschritt im Programm ist auf einen Tag festgelegt, da sämtliche Zeitreihen als Tageswerte vorliegen. Schnellere hydrologische Prozesse, wie Oberflächenabfluss werden aufgrund des ebenen Geländes nicht betrachtet und eine genauere zeitliche Diskretisierung der Infiltrationsvorgänge ist mit dem gewählten Modellansatz (z.B. Modellkonzeption für die ungesättigten Bodenzone als Speicheransatz) nicht möglich. Für die langsam reagierende Prozesse wie Grundwasserneubildung oder Grundwasserreaktion reichen Tagesschritte aus, wobei durchaus auch längerer Zeitschritte hierfür gewählt werden können. Bei größeren Untersuchungsgebieten mit einer höheren Anzahl von Berechnungsknoten ist es sinnvoll längere Zeitschritte als einen Tag zu verwenden, da größere Gebietsanteile weiter vom Vorfluter entfernt liegen und somit die Reaktion auf den Wasserspiegel des Vorfluters weiter verzögert wird.

In Abb. 4.15 wird der Programmablauf beschrieben. Im Initialisierungsteil des Hauptprogramms wird zunächst die Steuerdatei eingelesen, welche die wichtigsten globalen Randbedingungen parametrisiert und Pfade für weitere Ein- und Ausgabedateien setzt. Weiterhin werden die Dateien mit Knoteninformationen, Geländehöhen der Transekten, Bodeninformationen und Bodenzuordnung aufgenommen.

In der Zeitschrittschleife werden zunächst die täglichen Zeitreihen der Pegelraten und Klimadaten eingelesen. Falls keine Daten aus der hydraulischen Modellierung des Fließgewässers vorhanden sind, werden im ersten Unterprogramm die Wasserstände an den Schnittpunkten Transekte- Vorfluter über Regionalisierung der Pegelwerte berechnet und durch Verschneidung des jeweiligen Wasserstandes mit den Höheninformationen der Transekte die Ausuferung bestimmt.

Im ersten Durchlauf der Zeitschleife werden außerdem die Stützpunkte der Transekten zur Berechnung der Grundwasserhöhen festgelegt (im Grundwassermodul wird jede Transekte mit Stützpunkten mit frei wählbaren, in der Steuerdatei festgelegtem, Abstand zueinander gerechnet).

In der Transekten-Schleife wird jede Transekte einzeln modelliert:

Zunächst werden die Klimadaten verschiedener Klimastationen zur Interpolation eines Niederschlag-, Temperatur- und Luftfeuchtedatensatzes für die Transekte verwendet.

Je nach Länge der Transekte wird an bis zu neun Standorten entlang der Transekte der Bodenwasserhaushalt modelliert und anschließend gemittelt. Der gemittelte Wert der Grundwasserneubildung bzw. des kapillaren Aufstiegs wird schließlich als obere Randbedingung im Grundwassermodul verwendet.

Die Ausgabe erfolgt als Zeitreihen der Bodenfeuchte je Bodenwasserstandort und als Zeitreihe der Grundwasserhöhe je Transektenknoten.

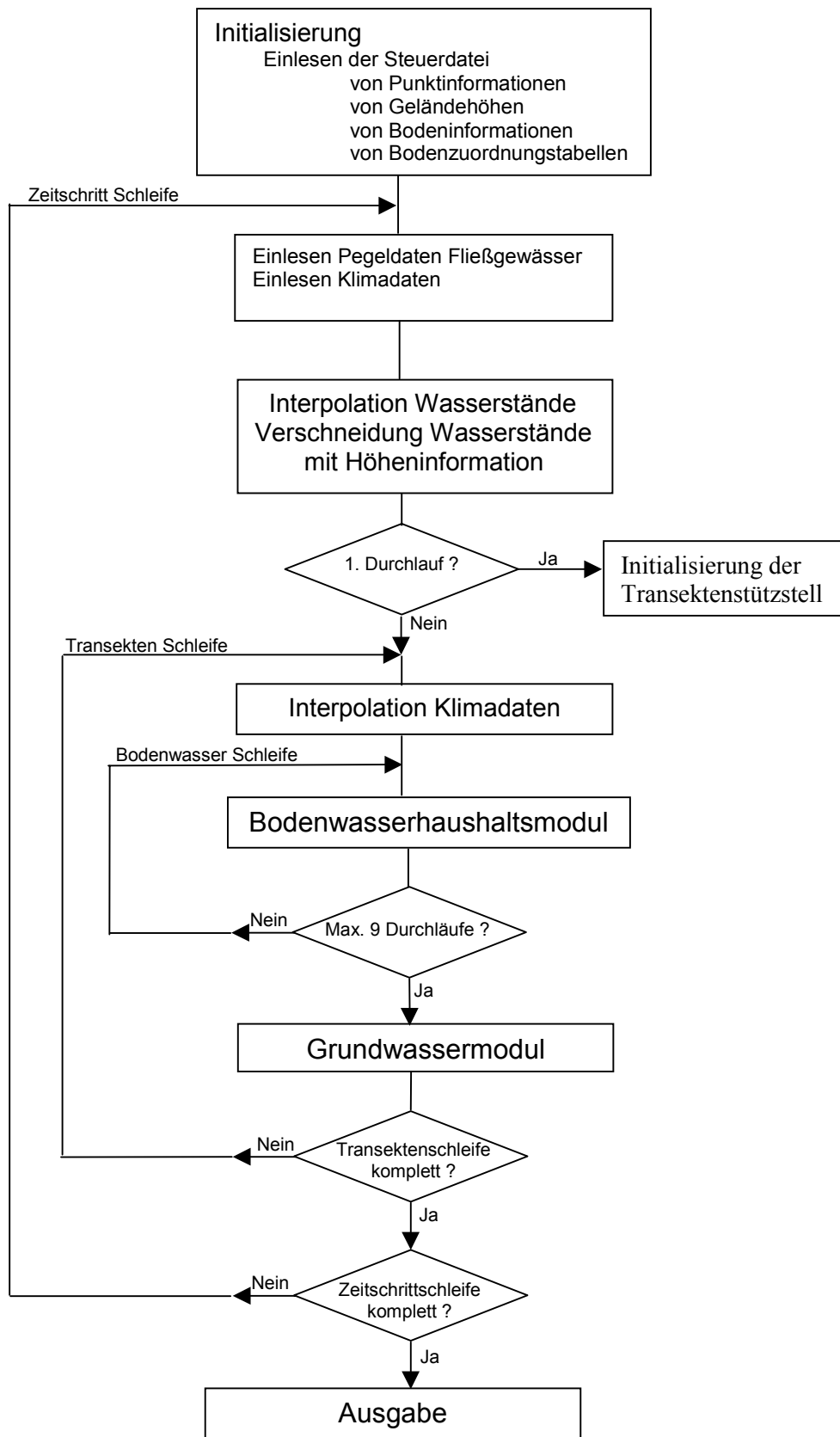


Abb. 4.15 Programmablaufplan des Hauptprogramms

4.4.2 Datenstruktur

Das Datenmanagement muss verschiedene Arten von Daten während des Programmdurchlaufs verwalten. Dies sind Zeitreihen von Klimastationen und Wasserstandpegeln, sowie Zeitreihen von Ergebnisparametern (Grundwasserhöhe, Bodenfeuchte) und internen Parametern, räumliche Daten (z.B. Grundwassersohlhöhe, Landnutzung), globale Parameter (z.B. Durchlässigkeitsbeiwert k_f) und Parameter der einzelnen Transekte (z.B. Transektenlänge, Schnittpunkt mit dem 1. Rand). Dabei kann die räumliche- und zeitliche Auflösung der Ein-, Intern- und Ausgabeparameter sehr unterschiedlich sein.

Beispiele für effiziente Datenstrukturen geben GNAUCK (1995) und MAURER (1997), die sich dadurch auszeichnen, dass über verschachtelte Verweissysteme (relationale Datenstruktur) Parameter ihre Wertzuordnung erhalten und damit Redundanzen vermieden werden.

Die Steuerungsdatei enthält drei Arten von Steuerungseinheiten:

- Schalter um Submodule, wie z.B. kapillaren Aufstieg oder Überflutung, mit in die Simulation zu integrieren. Diese Schalter können auf „ein“ oder „aus“ stehen um das jeweilige Submodul zu aktivieren oder zu deaktivieren.
- Globale Parameter, wie der Durchlässigkeitswert k_f , der im Grundwassermodul mit der transektenspezifischen Mächtigkeit multipliziert wird um eine transektenspezifische Transmissivität zu erhalten, oder die Schrittweite der Stützpunkte innerhalb der Transekten. Dies sind Parameter, die für das gesamte zu modellierende Gebiet gelten.
- Dateinamen, die globale Datensätze enthalten oder im Rahmen des Preprocessings erstellt wurden.

Um Redundanzen zu vermeiden werden Parameter einer Datei über Indizes mit Parametern anderer Dateien verknüpft. So werden z.B. der Blattflächenindex verschiedener Landnutzungsarten, kapillare Aufstiegsraten und Bodenkennwerte verschiedener Bodenarten nur einmal zu Anfang eingelesen und über Indizes mit den jeweiligen Landnutzungen und Bodenarten der einzelnen Transekten verknüpft.

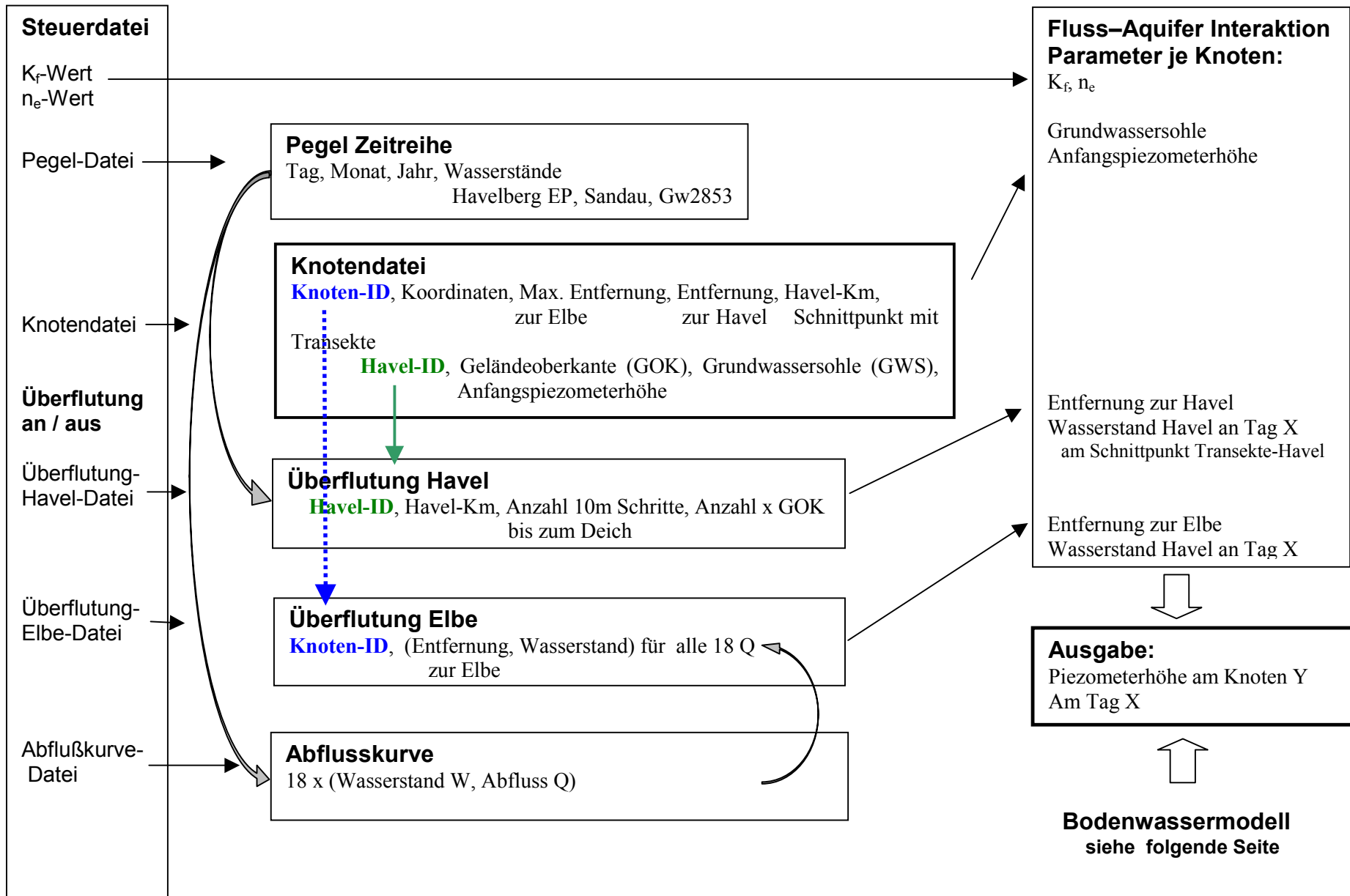
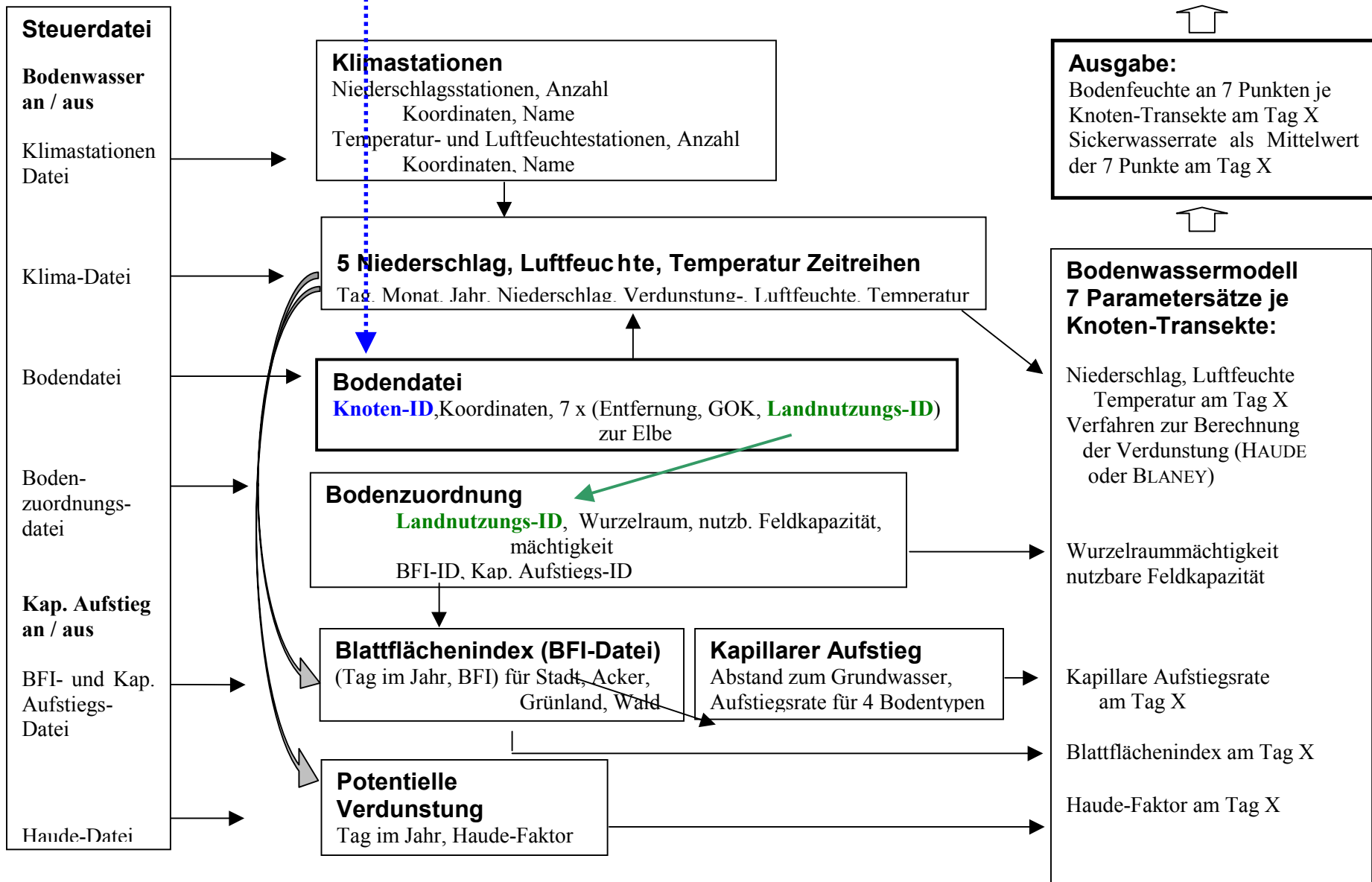


Abb. 4.17 Modell der Datenstruktur



4.5 Grundwassermodell

4.5.1 Hydraulische Grundlage

Die Grundgleichung der Grundwasserbewegung setzt sich zusammen aus der Kontinuitätsgleichung für ideale Flüssigkeiten:

Sie besagt, dass pro Volumenelement die Summe aus Aus- und Einstrom, zeitlicher Masseninhaltsänderung und Entnahme oder Zugabe durch einen Quellen- oder Senkenterm gleich null sein muss.

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad \begin{array}{l} v: \text{ Fließgeschwindigkeit} \\ x,y,z: \text{ Richtungen im Koordinatensystem} \end{array} \quad (4.7)$$

Die Fließgeschwindigkeit (auch Filtergeschwindigkeit) ergibt sich aus dem Verhältnis des Abflusses (Q) zu dem durchflossenen Querschnitt (F). Dagegen ist die Bahngeschwindigkeit der Wasserteilchen abhängig vom wahren, gekrümmten Weg der Teilchen.

Darcy konnte experimentell folgende Beziehung ermitteln:

$$v_{x,y,z} = -K_{x,y,z} \frac{\partial h}{\partial x,y,z} \quad \begin{array}{l} K_{x,y,z}: \text{ Durchlässigkeitsbeiwert in } x,y,z \text{ Richtung} \\ h: \text{ Grundwasserpotential} \end{array} \quad (4.8)$$

Verknüpft man die Kontinuitätsgleichung und das Gesetz von DARCY ergibt sich daraus die *LAPLACE*-Gleichung für den dreidimensionalen Abfluss:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (4.9)$$

Mit der Annahme, dass die Durchlässigkeit K in alle Richtungen gleich ist:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (4.10)$$

Da zur Lösung dieser Gleichung Kenntnisse über Zu- und Abflüsse, sowie Potentiale und Form der Grundwasseroberfläche über den gesamten Zeitraum bekannt sein müssen, wurden Methoden entwickelt, die eine Näherungslösung mit weniger Unbekannten zulassen.

Nach *DUPUIT* trifft man folgende Annahmen:

- Bei geringen Gefälle der Grundwasseroberfläche verlaufen die Stromlinien horizontal in einem Horizontalschnitt.
- Die Fließgeschwindigkeit ist unabhängig von der Tiefe und nur abhängig vom Gefälle der Grundwasseroberfläche.
- Die Dichte des Grundwassers ist im gesamten Aquifer gleich groß.

Damit wird die Betrachtung des Abflusses um die Dimension z verringert. Interessiert nur die Abflussänderung in einer Dimension, um die Dynamik des Grundwassers zu erfassen, entsteht daraus die *DUPUIT-FORCHHEIMER*-Gleichung für eine Dimension:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0 \quad (4.11)$$

Diese Gleichung hat gegenüber der *LAPLACE*-Gleichung folgende Eigenschaften:

- Es erfolgt kein Zufluss von unten oder oben
- Es gibt nur eine abhängige Variable, Die Höhe der Grundwasseroberfläche h
- Die dreidimensionalen Wasser- und Grundwassergrenzflächen werden ersetzt durch senkrechte Ebenen mit nur der gekrümmten Grundwasseroberfläche
- Die Fließgeschwindigkeit ist nun proportional dh/dx statt nichtlinear zu dh/ds . Damit wird das Gesamtproblem linear.

Die obige Gleichung gilt nur für stationäre Strömung. Für die instationäre Betrachtung muss berücksichtigt werden, dass die Summe aller Abflussänderungen nicht gleich Null ist, sondern Wasser gespeichert wird.

Außerdem ist zu berücksichtigen, dass die Transmissivität sich im ungespannten Aquifer durch $T = Kh$ ausdrücken lässt und h von Zeit und Ort abhängt. Damit ist die Gleichung nichtlinear.

Außerdem wird nun noch die Grundwasserneubildung mit einbezogen.

Es ergibt sich die *BOUSSINESQ*-Gleichung

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kh \frac{\partial h}{\partial x} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (4.12)$$

K: Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]
 h: Grundwasserspiegelhöhe
 (im ungespannten Aquifer) [m]
 x: Strömungsrichtung normal zum Vorfluter [m]
 t: Zeit [s]
 S: Speicherkoeffizient
 (im ungespannten Aquifer effektive Porösität) [-]
 R: Zufluss zum Grundwasser aus dem Niederschlag
 [m/s]

Wenn die Änderungen von h zur gesamten Mächtigkeit h des Aquifers als gering angesehen werden können (schon eine der Bedingungen von *DUPUIT*), dann wird die *BOUSSINESQ*-Gleichung dadurch linearisiert, dass eine mittlere konstante Transmissivität des ungespannten Aquifers angenommen wird ($T = K \cdot \bar{h}$).

Es ergibt sich die linearisierte *BOUSSINESQ*-Gleichung:

$$T \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = S \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad (4.13)$$

Die Bedingungen sind hier zusammengefasst:

- Isotropie, d.h. die Durchlässigkeit ist in alle Richtungen gleich groß (Annahme nur bei Porengrundwasser näherungsweise richtig).
- Die Dichte des Grundwassers ist im gesamten Aquifer gleich groß.
- Die Mächtigkeit des Aquifers ist groß im Verhältnis zur Änderung des Grundwasserspiegels mit der Zeit und dem Ort. Damit kann der Stromlinienverlauf als horizontal angenommen werden und die Linearisierung stellt eine angemessene Näherung darstellt.

- Es wird nur die Strömungsrichtung senkrecht zum Vorfluter betrachtet, da für die Dynamik des Grundwassers der Vorfluter, der Niederschlag und der Einfluss von überstauten Flächen ausschlaggebend ist.

4.5.2 Anfangs- und Randbedingungen

Die Strömungsgleichungen sind partielle Differentialgleichungen zweiter Ordnung für die unbekannte Piezometerhöhe als Funktion der Zeit und des Ortes. Mathematisch ist das Problem nur bestimmbar, wenn die Randbedingungen gegeben sind. Für den instationären Fall benötigt man außerdem noch die Anfangsbedingungen.

Die Anfangsbedingungen bestehen aus einer gegebenen Piezometerhöhenverteilung zum Zeitpunkt t_0 . Meist wird hier der berechnete stationäre Zustand als Ausgangslage genommen.

Die Randbedingungen werden für die zu bestimmende Variable (Piezometerhöhe) im ungespannten Aquifer angegeben. Es werden im wesentlichen drei Arten von Randbedingungen unterschieden.

Randbedingungen der ersten Art (Dirichlet-Bedingungen)

Die Piezometerhöhe h ist eine Funktion der Zeit. Beispiele hierfür sind Seen oder Flüsse mit direktem hydraulischen Anschluss zum Aquifer. Ein Spezialfall ist der Festpotentialrand mit zeitlich unabhängiger Piezometerhöhe.

Randbedingungen der zweiten Art (Neumann-Bedingungen)

Der Zufluss oder Abfluss ist eine Funktion der Zeit. Im isotropen Aquifer ist dies der Gradient der Piezometerhöhe senkrecht zum Rand in Normalenrichtung n ($\partial h / \partial n$). Ein Spezialfall ist der undurchlässige Rand ($\partial h / \partial n = 0$). So können z.B. Einzugsgebietsgrenzen als undurchlässiger Rand behandelt werden.

Randbedingungen der dritten Art (Cauchy-Bedingungen)

Diese Bedingungen sind eine Kombination aus Randbedingungen der ersten und zweiten Art. Sie geben eine Linearkombination ($\alpha h + \beta \partial h / \partial n$) als Funktion der Zeit vor. Hiermit liegt eine allgemeine Form der Randbedingungen vor, von der Dirichlet- oder Neumann-Typ lediglich Spezialfälle darstellen.

Der Cauchy-Typ wird verwendet um halbdurchlässige Ränder zu beschreiben. Der Abfluss über diese Ränder ist abhängig vom Höhenunterschied zwischen Grundwasserhöhe oder Sohlhöhe und Wasserspiegelhöhe des Gewässers.

4.5.3 Analytische Lösung

4.5.3.1 Vorgehensweise

Am Beispiel einer Transekte mit Randbedingungen des Dirichlet-Typs wird die Vorgehensweise der analytischen Lösung beschrieben.

Die Dynamik des Grundwassers wird vorwiegend durch den Einfluss der Schwankungen des Vorfluterwasserstandes und der Perkolation des Niederschlagswassers bzw. der überstauten Flächen bestimmt.

Es werden, zu den für die linearisierte Boussinesq-Gleichung nötigen Bedingungen, noch weitere Annahmen gemacht:

- Es handelt sich um einen ungespannten Aquifer.
- Der Vorfluter steht im direkten hydraulischen Kontakt mit dem Grundwasser.
- Die Randbedingung am linken Rand (Vorfluter) ist der Wasserstand des Vorfluters = Piezometerhöhe bei $h(x=0,t)$.
- Die Randbedingung am rechten Rand ist entweder feste Piezometerhöhe (Dirichlet-Typ) oder fester gegebener Zufluss (Neumann-Typ).

Zur Bestimmung der Anfangsbedingungen werden die Piezometerhöhen $h(x,t)$ als stationären Anteil bei einem bestimmten Vorfluterwasserstand $h(x=0)$ und bei einer bestimmten Grundwasserneubildungsrate R berechnet.

Für frei wählbare Zeitabschnitte (z.B. 1 Tag oder 10 Tage) wird dann $h(x=0)$ und R verändert und dann die instationäre Veränderung der $h(x,t)$ berechnet. Für den nächsten Durchlauf gelten die berechneten $h(x,t)$ als Anfangsbedingungen und zusätzlich können die Randbedingungen verändert werden (z.B. statt konstante Piezometerhöhe am rechten Rand konstanter Zufluss).

Ein systematische Fehler entsteht aus den, für die analytischen Berechnungen notwendigen, Vereinfachungen der Laplace-Gleichung, aus der Annahme des vollständigen direkten Kontaktes zum Vorfluter und aus der abrupten Änderung der Wasserstände und Grundwasserneubildungsraten.

4.5.3.2 Lösungsverfahren

Die partielle Differentialgleichung und die Randbedingungen sind:

$$T \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = S \frac{\partial h}{\partial t} - R \quad \begin{array}{l} T: \text{ Transmissivität [m}^2\text{/s]} \\ S: \text{ Speicherkoeffizient (effektive Porosität) [-]} \\ R: \text{ Zufluss zum Grundwasser aus dem Niederschlag [m/s]} \end{array} \quad (4.14)$$

$$\begin{array}{ll} h(0, t) = h_1(t) & h(x,t): \text{ Piezometerhöhe zum Ort } x \text{ und zur Zeit } t \\ h(L_x, t) = h_2(t) & h_1(t): \text{ Linke zeitabhängige Randbedingung} \\ h(x, 0) = h_0(x) & h_2(t): \text{ Rechte zeitabhängige Randbedingung} \\ & h_0(x): \text{ Piezometerverteilung über } x \text{ zum Zeitpunkt } t_0 \\ & \quad \text{(Anfangsbedingung)} \\ L_x: & \text{ Horizontale Dimension des Aquifers [m]} \end{array} \quad (4.15)$$

Aufgrund der Linearität der Gleichung (4.14) kann die Lösung in zwei verschiedene Komponenten aufgeteilt werden. In einen stationären Anteil $V(x)$ und einen instationären Anteil $u(x,t)$. Die Lösung von Gleichung (4.14) kann als Summe der beiden Komponenten ausgedrückt werden (POWERS 1979 und BRAUN 1994).

$$h(x,t) = V(x) + u(x,t) \quad (4.16)$$

Der stationäre Anteil $V(x)$ entspricht offensichtlich der stationären Lösung, jedoch im allgemeinen Fall der zeitlich veränderlichen Randbedingungen ist auch $V(x)$ eine zeitabhängige Funktion (SERRANO ET AL. 1987).

4.5.3.3 Stationärer Anteil

Nimmt man einen konstanten Zufluss zum Grundwasser an, ergibt sich die Gleichung:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = -\frac{R}{T} \quad (4.17)$$

$V(0) = h_1(0)$ Linke Randbedingung entspricht dem Vorfluterwasserstand bei $t = 0$

$$V(L_x) = h_2(0) \quad \text{Randbedingung 1. Art} \quad (4.18)$$

Die Lösung für diese Differenzialgleichung 2. Ordnung kann einfach berechnet werden (POWERS 1979 und WORKMAN ET AL. 1997).

$$V(x) = -\frac{R}{2T}x^2 + \frac{RL_x}{2T}x + \frac{(h_2 - h_1)}{L_x}x + h_1 \quad (4.19)$$

Für das Randwertproblem $\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = -\frac{R}{T}$ (4.17) mit den Randbedingungen (2. Art)

$$h(0,t) = h_1(t) \quad \text{und} \quad (4.20)$$

$$\frac{\partial h}{\partial x}(L_x, t) = c \quad c: \text{ Randzufluss [m}^3/\text{s] pro m Rand}$$

ergibt sich für den stationären Term folgende Lösungen mit c als Zuflussparameter: (SERRANO ET AL., 1985 und 1987)

$$V(x) = -\frac{R}{2T}x^2 + \frac{RL_x}{T}x + \frac{c}{T}x + h_1 \quad (4.21)$$

Für das Randwertproblem $\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = -\frac{R}{T}$ (4.17) mit den Randbedingungen

$$h(0,t) = h_1(t) \quad \text{und} \quad (4.22)$$

$$\alpha 1 \cdot h(L_x, t) + \alpha 2 \cdot \frac{\partial h}{\partial x}(L_x, t) = c$$

ergibt sich für den stationären Term folgende Lösung:

$$V(x) = -\frac{R}{2T}x^2 + \frac{\alpha 1}{(\alpha 1 L_x + \alpha 2)} \cdot x \cdot \left(\frac{RL_x}{2T} - h_1\right) + \frac{\alpha 2}{(\alpha 1 L_x + \alpha 2)} \cdot \frac{RL_x}{T}x + \frac{c}{(\alpha 1 L_x + \alpha 2)T}x + h_1 \quad (4.23)$$

Dies ist die allgemeinste Formulierung des stationären Problems. Beim Einsetzen von $\alpha_1 = 1$ und $\alpha_2 = 0$ ergibt sich (4.21). Beim Einsetzen von $\alpha_1 = 0$ und $\alpha_2 = 1$ ergibt sich (4.23).

4.5.3.4 Instationärer Anteil

Der instationäre Anteil $u(x,t)$ erfüllt die folgenden Bedingungen:

$$T \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = -S \frac{\partial u}{\partial t} \quad (4.24)$$

und die Rand- und Anfangsbedingungen entsprechen den allgemeinen Bedingungen nach (4.18)

$$u(0,t) = h_1(t) - h_1(0) \quad (4.25)$$

$$u(L_x,t) = h_2(t) - h_2(0)$$

$$u(x,0) = h_0(x) - V(x)$$

Dieses Gleichungssystem wird dadurch gelöst, dass man das Problem auf die Lösung einer oder mehrerer gewöhnlicher Differenzialgleichungen zurückführt. Dazu wird mit dem Ansatz "Separation der Variablen" die Gleichung in ein Produkt überführt.

Danach bildet man eine Linearkombination (Superposition) der Funktionen $u_n(x,t)$ und bestimmt damit die Lösung für $u(x,t)$ (POWERS 1979 und BRAUN 1984)

$$u(x,t) = \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(\lambda_n x) \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad \text{mit } \lambda_n = n\pi/L_x \quad n = 1,2,3,\dots \quad (4.26)$$

b_n wird als Fourierreihe entwickelt und man kommt zu Lösung:

$$u(x,t) = \frac{2}{L_x} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\int_0^{L_x} (h_0(x') - V(x')) \sin(\lambda_n x') dx' \right) \cdot \sin(\lambda_n x) \cdot \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (4.27)$$

$$\text{mit } \lambda_n = n\pi/L_x \quad n = 1,2,3,\dots$$

Die Lösung für $h(x,t) = V(x) + u(x,t)$ mit den Randbedingungen $h(0,t) = h_1(t)$ und $h(L_x,t) = h_2(t)$ (siehe 4.18) ist damit gegeben:

$$h(x,t) = -\frac{R}{2T} x^2 + \frac{R L_x}{2T} x + \frac{(h_2 - h_1)}{L_x} x + h_1 + \frac{2}{L_x} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\int_0^{L_x} (h_0(x') - V(x')) \sin(\lambda_n x') dx' \right) \cdot \sin(\lambda_n x) \cdot \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (4.28)$$

$$\text{mit } \lambda_n = n\pi/L_x \quad n = 1,2,3,\dots$$

Für das Randwertproblem (4.17) mit den Randbedingungen (4.20) ergibt sich folgende Lösungen mit c als Zuflussparameter (nach SERRANO ET AL. 1985)

Für den instationären Term:

$$u(x,t) = \frac{2}{L_x} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\int_0^{L_x} (h_0(x') - V(x')) \sin(\lambda_n x') dx' \right] \cdot \sin(\lambda_n x) \cdot \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (4.29)$$

$$\text{mit } \lambda_n = \frac{(2n-1)\pi}{2L_x} \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

Hier wird der Eigenwert λ_n jedoch anders als in (4.28) und (4.29) berechnet, damit für die Randbedingung nach (4.20) die trivialen Lösungen ausgeschlossen werden.

Die Lösung für $h(x,t) = V(x) + u(x,t)$ mit den Randbedingungen $h(0,t) = h_1(t)$

und $\frac{\partial h}{\partial x}(L_x, t) = c$ (4.20) ist damit gegeben:

$$h(x,t) = -\frac{R}{2T} x^2 + \frac{RL_x}{2T} x + \frac{c}{T} x + h_1 + \frac{2}{L_x} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\int_0^{L_x} (h_0(x') - V(x')) \sin(\lambda_n x') dx' \right) \cdot \sin(\lambda_n x) \cdot \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (4.30)$$

$$\text{mit } \lambda_n = \frac{(2n-1)\pi}{2L_x} \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

4.5.4 Anwendung der analytischen Lösung

In ersten Modellrechnungen wird ein einfacher Aquifer, mit den in Abb. 4.17 angegebenen Parametern, konstruiert und die Ergebnisse des Finite-Differenzen Modells (ASM von KINZELBACH UND RAUSCH 1995) mit der analytischen Lösung verglichen. Beim Grundwassermodell ASM handelt es sich um ein 2-D Finite-Differenzen-Modell mit Dupuit- Annahmen.

Bei der quasi-instationären Simulation werden die zeitlich variablen Randbedingungen pro Zeitschritt sprunghaft verändert und für diesen Parametersatz der Zustand ermittelt, den das System in unendlicher Zeit anstreben würde (stationärer Zustand). Danach wird der Zustand berechnet, der innerhalb des gewählten Zeitschrittes erreicht wird.

In diesem Beispiel ist die Grundwasserneubildung konstant. Für den rechten Rand kann sowohl eine feste Piezometerhöhe (Randbedingung 1.Art) als auch konstanter Zufluss (Randbedingung 2.Art) gewählt werden (hier: konstanter Zufluss). Am linken Rand wird sprunghaft der Wasserspiegel von 19 m auf 18 m abgesenkt (siehe Abb. 4.18).

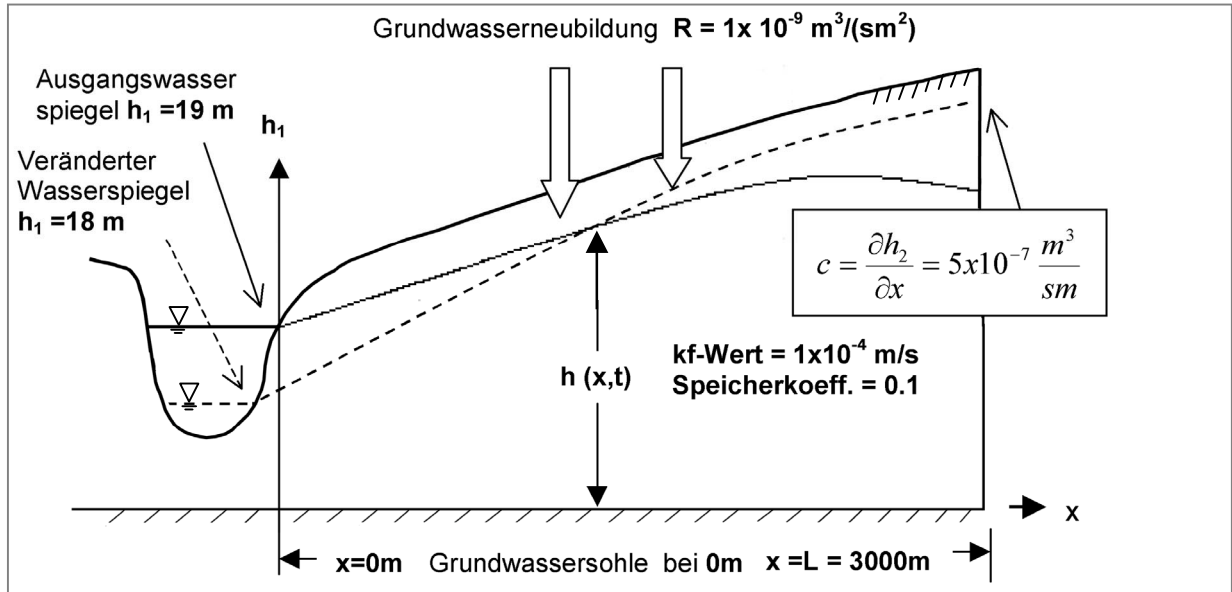


Abb. 4.17 Schematischer Schnitt durch den Aquifer

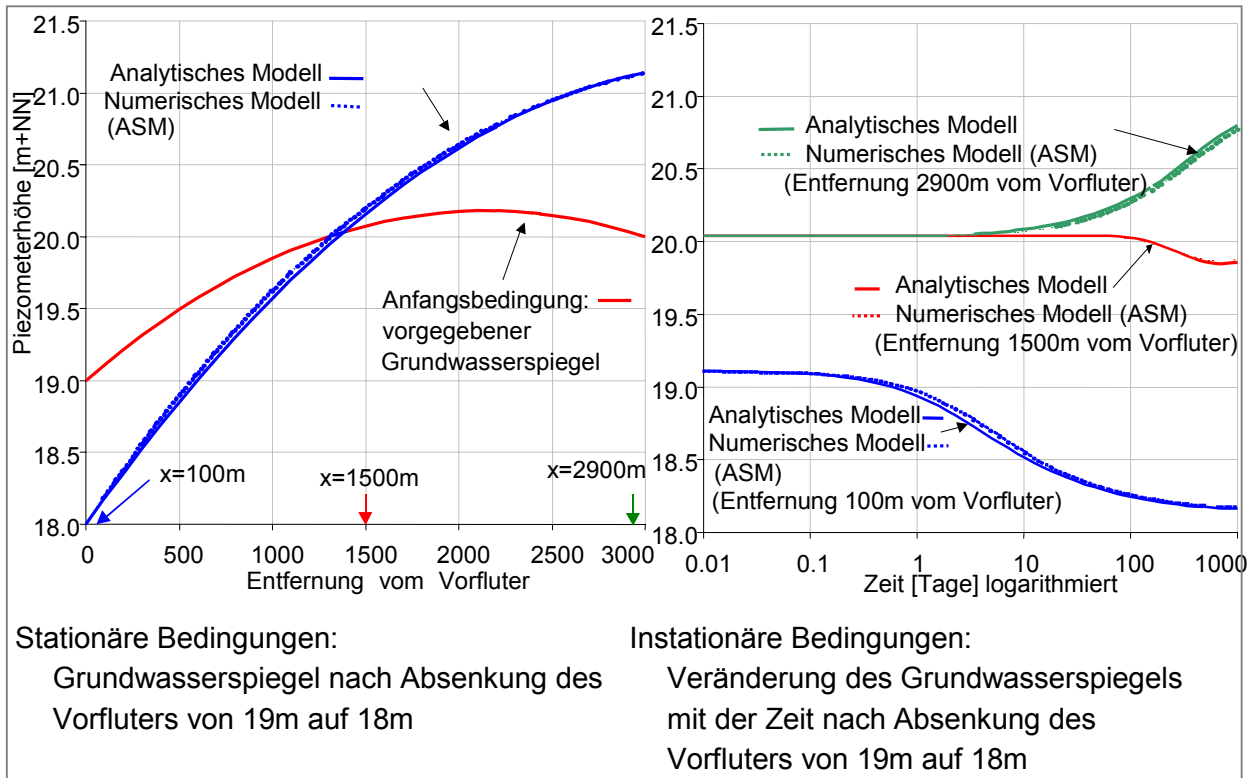


Abb. 4.18 Vergleich numerisches mit analytischem Modell

Bei stationären Bedingungen stellt sich ein neuer Grundwasserspiegel aus dem vorgegebenen Anfangsgrundwasserspiegel ein (Abb. 4.18). Für drei Entfernungen vom Vorfluter (100 m , 1500 m und 2900 m) wird die zeitliche Entwicklung des Grundwasserstandes angegeben.

Vergleicht man das Ergebnis beider Ansätze, ergibt sich eine maximale Differenz zwischen den Modellen bei stationären Bedingungen von 5 cm (bei 900 m Entfernung vom Vorfluter) und ebenfalls 5 cm bei instationären Bedingungen (nach 3 Tagen bei 100 m Entfernung vom Vorfluter).

Die analytische Bestimmung des stationären Verhältnisses für den einfachen konstruierten Aquifer genügt der einfachen Formel:

$$V(x) = -\frac{R}{2T}x^2 + \frac{RL_x}{T}x + \frac{c}{T}x + h_1 \quad (\text{siehe (4.21)})$$

daher muss der geringe Unterschied bei stationären Verhältnissen in der Fehlerfortpflanzung durch das iterative Verfahren im numerischen Modell und in der Bestimmung der Transmissivität T begründet sein. Der Unterschied bei instationären Verhältnissen liegt an der unterschiedlichen stationären Lösung und ebenfalls am iterativen Verfahren im numerischen Modell.

Es lässt sich hier zeigen, dass für einfache Verhältnisse (ebene undurchlässige Sohle, klar definierte Randbedingungen), die analytische Lösung eine verwendbare Methode darstellt. Für die komplexere Situation realer Niederungsgebiete muss die Analyse der Simulationsergebnisse (Kapitel 5 und 6) zeigen, ob das Verfahren nutzbar ist.

4.5.5 Programmstruktur des Grundwassermoduls

In Abb. 4.19 wird der Programmablauf für das Grundwassermodul beschrieben. Nach der Wertzuweisung von Transmissivität, Länge der Transekte und anderen Parameterzuordnungen, wird in einer Schleife über alle Transekten Stützpunkte der stationäre Anteil ermittelt. Die Berechnung des instationären Anteils erfolgt aus Rechengeschwindigkeitsgründen in zwei Teilen. Im ersten Teil wird das Integral über alle Iterationen berechnet und zwischengespeichert. Im zweiten Schritt wird dann der instationäre Anteil über alle Stützpunkte berechnet. Es erfolgt die Berechnung der stationären und instationären Lösung für den betrachteten Knoten in einem Schritt.

Zum Abschluss werden die Ergebnisse an den Stützstellen als Startwerte für den nächsten Zeitschritt abgelegt.

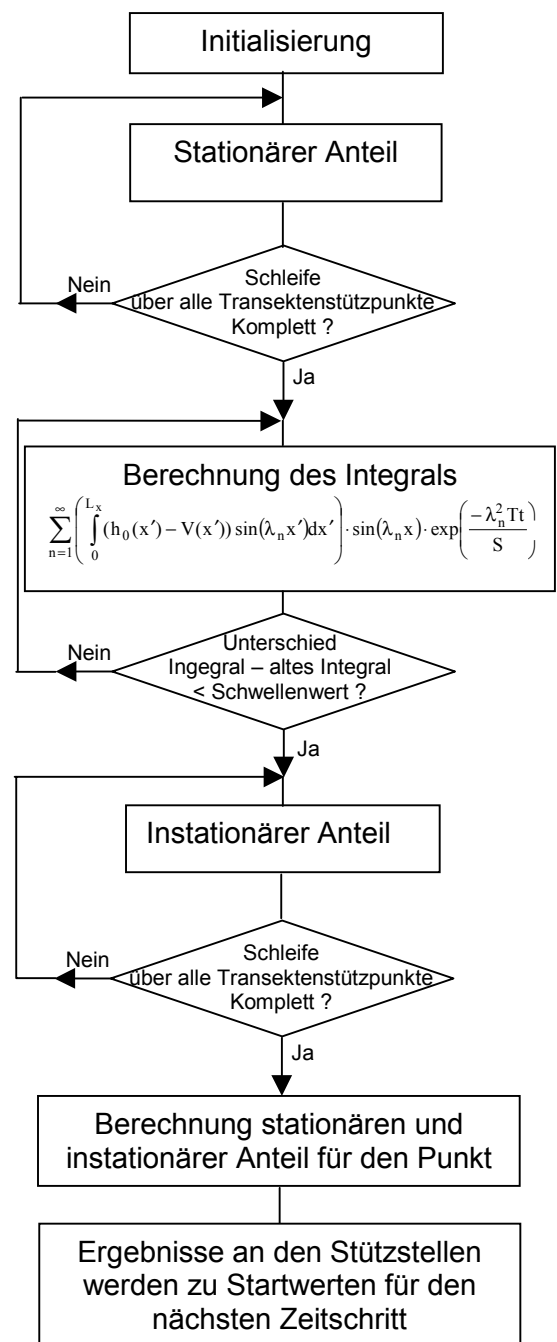


Abb. 4.19 Programmstruktur Grundwassermodul

4.6 Bodenwassermodell auf ebenen Standorten

Modelle für den Wasserhaushalt in der ungesättigten Zone simulieren die Wasserabgabe durch Evapotranspiration und Perkolation in das Grundwasser, sowie den Wassereintrag durch Infiltration und kapillaren Aufstieg (siehe Abb. 4.20). Die Wasserbewegung wird üblicherweise über numerische Ansätze gelöst, wobei die partielle nicht-lineare Differentialgleichung der Bodenwasserbewegung zeitlich und räumlich diskretisiert wird (BELMANS 1983, BRONSTERT 1994, MAURER 1997).

Ein Nachteil derartiger Ansätze liegt darin, dass die bodenphysikalischen Kennwertfunktionen zwischen Wassergehalt und Wasserspannung, sowie die Leitfähigkeitsfunktion bekannt sein müssen. Die Ermittlung solcher Funktion in situ oder im Labor ist jedoch sehr zeit- und arbeitsaufwendig und die Übertragung auf ein mesoskaliges Gebiet ist schwierig.

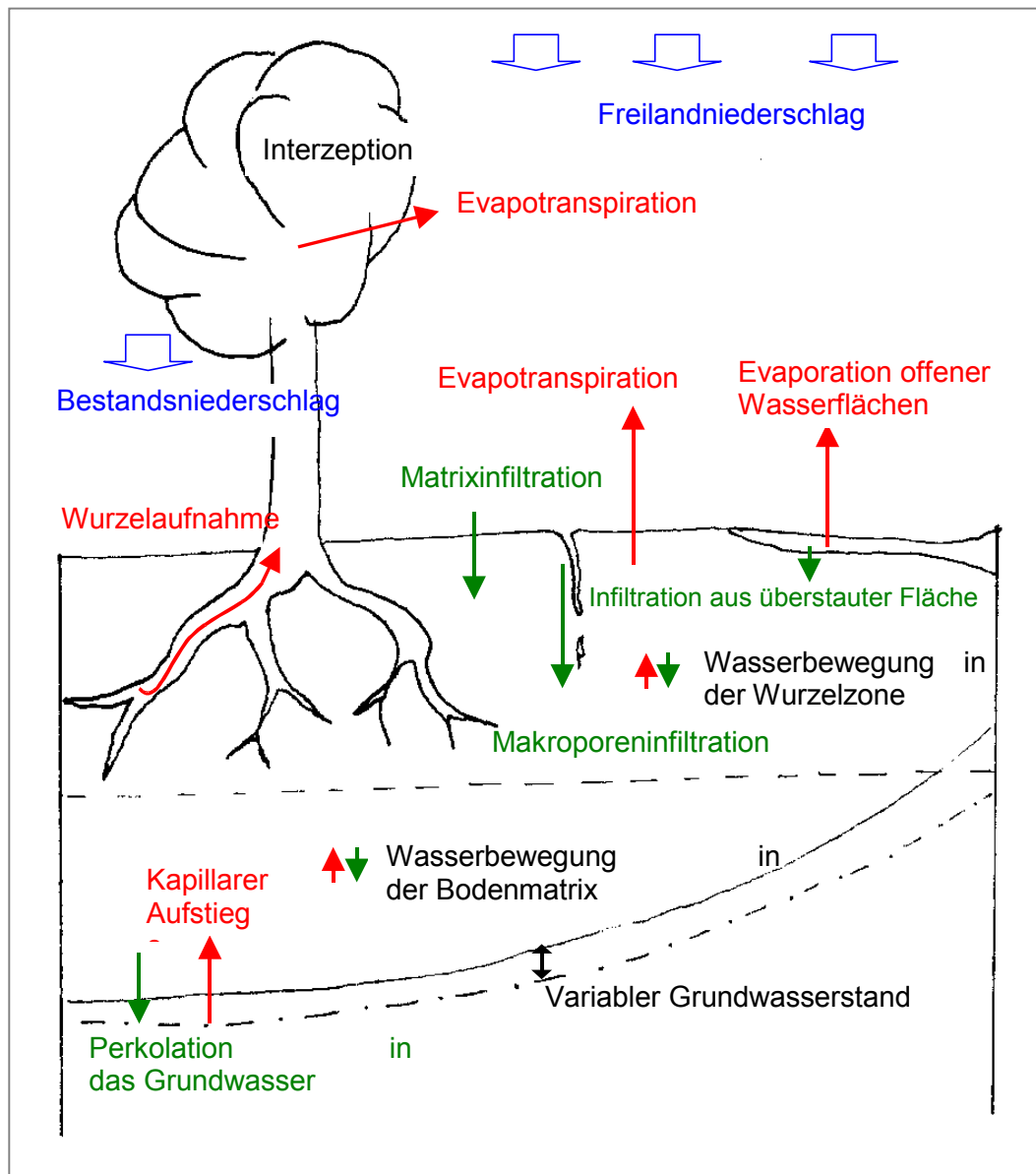


Abb. 4.20 Prozesse in der ungesättigten Bodenzone

Ein anderer Ansatz ist die Verwendung von Speichermodellen, die eine Auffüllung des Bodens bis zur Feldkapazität zulassen und darüber hinaus infiltrierenden Niederschlag als Perkolationswasser in das Grundwasser abgeben (HENNIG ET AL. 1992, DISSE 1995, SCHULLA 1998).

Der Vorteil dieser Modelle liegt in der Verwendung einfacher Kennwerte des Bodenwasserhaushaltes und dem geringen Rechenbedarf. Sie lassen aber keine genaue zeitliche oder vertikal räumliche Differenzierung zu.

4.6.1 Bodenwasserhaushaltsgleichung

Für vegetationsbedeckte Standorte lässt sich der Wasserhaushalt durch diese Gleichung beschreiben:

$$N = I + ET_a + kA + \Delta S + GW \quad \text{in mm/d} \quad (4.31)$$

Im einzelnen stellen N den Niederschlag, I den Interzeptionsverlust, ET_a die aktuelle Evapotranspiration, kA den kapillaren Aufstieg, GW die vertikale Versickerung (Grundwasserneubildung) und ΔS die Änderung des gespeicherten Bodenwasservorrates dar.

Für einen ebenen Standort spielen der Oberflächen- und der oberflächennahe Abfluss eine untergeordnete Rolle.

4.6.2 Prozesse

4.6.2.1 Niederschlag

In der Wasserhaushaltsgleichung (siehe Gleichung 4.31) ist der Niederschlag die einzige Größe, die direkt gemessen werden kann.

Niederschlag fällt in der Form von Regen, Tau, Nebelniederschlag, Schnee, Hagel oder Graupel, wobei die häufigste und am sichersten zu erfassende Niederschlagsart der Regen ist.

Bei der Niederschlagsmessung sind geräte- und aufstellungsbedingte systematische Messfehler zu beachten. Dieser Fehler ist im wesentlichen auf die folgenden Ursachen zurückzuführen (RICHTER 1995):

- Windfehler: je nach Windgeschwindigkeit und Art des Niederschlags wird der Niederschlag bis zu 100% unterschätzt (bei Schnee und exponierte Lage).
- Benetzungs- und Verdunstungsfehler (bis zu 5% bei Sommerregen).

RICHTER (1995) schlägt eine Korrekturfunktion $\Delta N = bN^\epsilon$ vor, mit b abhängig von der Horizontalabschirmung und ϵ abhängig von der Niederschlagsart (Regen, Schnee, Mischniederschlag).

Die folgenden Berechnungen finden jedoch mit den ursprünglichen Niederschlagsdaten statt, da vom Deutschen Wetterdienst noch keine Informationen über die Horizontalabschirmung der Niederschlagsstationen vorliegen.

Niederschlagsmessungen werden zumeist aus punktförmigen Messungen gewonnen. Ein weiteres Problem ist deshalb die Generierung von Gebietsniederschlägen aus Punktmessungen mittels räumlicher Interpolation. Da dieses Problem nicht nur die Gebietsniederschläge betrifft, sondern sämtliche Zeitreihen (Temperatur, Luftfeuchte, Wasserstand des Grundwassers und der Fließgewässer), wird darauf in Kapitel 4.2 eingegangen.

4.6.2.2 Interzeption

Die Interzeption stellt einen Speicher- und Verdunstungsprozess dar. Dabei wird ein Teil des Niederschlags an der Vegetationsoberfläche zurückgehalten und erreicht entweder verzögert über den Stammabfluss oder als abtropfender Niederschlag die Bodenoberfläche, oder wird als Interzeptionsverdunstung an die Atmosphäre zurückgegeben.

Bei dichten und ganzjährigen Pflanzenbeständen kann der Interzeptionsverlust 20-40% (Nadelwald) und 10-20% (Laubwald) der jährlichen Niederschlagssumme ausmachen (HOFFMANN 1992) und (BRECHTEL 1990).

Es ist notwendig die Interzeption als gesonderten Prozess zu modellieren, da die Interzeptionsverdunstung nicht mit der gleichen Rate und Zeit erfolgt wie die Transpiration, sondern unter gleichen Umgebungsbedingungen in Waldbeständen diese um ein Vielfaches übertreffen kann (CALDER 1983).

- Speichermodell

Als Modellierungsansatz für die Interzeption liegt es nahe einen Wasserspeicher zugrunde zulegen, der durch den Niederschlag gefüllt und durch die Verdunstung geleert wird.

Der Verwendung solcher Speichermodelle steht aber entgegen, dass die Modelleingänge (z.B. Niederschlag) möglichst stündlich, wenigstens aber 3 stündlich erfolgen sollten, um die fortlaufende Wasserbilanz zu gewährleisten (HERRMAN 1992).

Als einfachster Ansatz dieser Speichermodelle wird das Überlauf-Modell vorgestellt. Weitere komplexere Ansätze z.B. nach RUTTER (1975) entsprechen dem gleichen Prinzip.

Der Interzeptionsprozess wird als Füllung eines Speichers mit konstanter Aufnahmekapazität aufgefasst. Falls der Inhalt des Interzeptionsspeichers C_{veg} die Speicherkapazität der Vegetationsdecke S_{veg} erreicht, läuft der Speicher über und zusätzlicher Niederschlag fällt direkt auf die Bodenoberfläche (BRONSTERT 1994).

$$\frac{\partial C_{veg}}{\partial t} = I_N - Q_{INT} - IV \quad \partial C_{veg} / \partial t: \text{ zeitliche Veränderung des Interzeptions-} \quad (4.32)$$

speicherinhalt

I_N: Intensität des Freilandniederschlags
 Q_{INT}: Abfluss aus dem Interzeptionsspeicher
 IV: Interzeptionsverdunstung

mit: $Q_{INT} = \begin{cases} 0 & \text{für } C_{veg} < S_{veg} \\ I_N & \text{für } C_{veg} = S_{veg} \end{cases}$

und: $IV = \begin{cases} 0 & \text{für } C_{veg} = 0 \\ ET_{Pot} & \text{für } C_{veg} > 0 \end{cases}$

Als Vegetationsparameter wird nur die Speicherkapazität der Vegetationsdecke S_{veg} benötigt. Messwerte liegen hierfür nach MITSCHERLICH (1971), HOYNINGEN-HUENE (1983), MANIAK (1992) und BRECHTEL (1990) vor.

- Statistisches Modell

Der Vorgang der Interzeption wird durch Strahlung, relative Feuchte, Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Speicherkapazität der Vegetation bestimmt, jedoch wirken sich diese, für die Verdunstung wichtigen Parameter hauptsächlich auf die Geschwindigkeit der Interzeptionsverdunstung aus. Die Summe des Interzeptionsverlustes ändert sich nach HOYNINGEN-HUENE (1983) kaum. Deshalb wird in dem statistischen Modell nach HOYNINGEN-HUENE der Interzeptionsverlust über eine Regressionsbeziehung mit zwei Eingangsparametern, dem Blattflächenindex (BFI) und dem Freilandniederschlag (N) bestimmt.

Der Interzeptionsspeicher wird auch hier durch einen Maximalwert S_{veg} begrenzt. Weiterhin wird eine Grenzniederschlagsmenge N_{GR} festgelegt, ab der ein maximaler Interzeptionsverlust stattfindet.

$$N_{Gr} = 11.05 + 1.223 \text{ BFI} \quad (4.33)$$

$$C_{veg} = -0.42 + 0.2245 \cdot N + 0.2 \cdot \text{BFI} - 0.0111 \cdot N^2 + 0.0271 \cdot N \cdot \text{BFI} - 0.0109 \cdot \text{BFI}^2 \quad \text{für } N < N_{GR}$$

$$C_{veg} = 0.935 + 0.498 \cdot \text{BFI} - 0.00575 \cdot \text{BFI}^2 \quad \text{für } N \geq N_{GR}$$

Dieses Modell eignet sich nicht zur zeitlichen Auflösung des Interzeptionsprozesses während eines Ereignisses, sondern nur zur Ermittlung des Interzeptionsverlustes über das gesamte Ereignis.

Diese Regressionsgleichungen wurden für landwirtschaftliche Kulturen entwickelt. Für Wälder wird die gleiche Gleichung benutzt, jedoch ist hier der BFI sehr viel schwieriger zu bestimmen als bei anuellen Pflanzengesellschaften, da hier das Baumalter, die Baumdichte und der Streubewuchs mitbestimmend sind.

DISSE (1995) verwendet einen fiktiven Blattflächenindex, der die Bodenstreu- und Kroneninterzeption am besten an eine plausible Grundwasserneubildungsrate annähert.

- **Verwendetes Modell**

Im Bodenwasserhaushaltsmodell wird das statistische Modell verwendet, da für ein Speichermodell die zeitliche notwendige Auflösung der Niederschlagsdaten von wenigen Stunden nicht gegeben ist. Dies betrifft vor allem weiter zurückreichende Zeitreihen, für die Niederschläge nur als tägliche Werte zu erhalten sind.

Da jedoch Niederschlagsereignisse häufig nur über Stunden stattfinden, ist dieses Modell eher geeignet bei der bestehenden Datendichte eine Abschätzung des Interzeptionsverlustes abzugeben.

4.6.2.3 Verdunstung

Potentielle Verdunstung

- **Modell nach PENMAN-MONTEITH**

Der am häufigsten verwendete Ansatz von PENMAN-MONTEITH zur Berechnung der Gesamtverdunstung lässt sich direkt aus der Energiebilanz der Erdoberfläche ableiten.

$$ET_{Pot} = \frac{\partial \cdot R_n + c_p \cdot p_a \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\left(\partial + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right) \cdot L_v} \quad \partial: \partial e_s / \partial T = \text{Gradient der Wasserdampfsättigungskurve} \quad (4.34)$$

R_n : Nettostrahlung
 c_p : spezifische Wärme der Luft
 p_a : Dichte der Luft
 r_a : Funktion der Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe
 r_s : Pflanzenwiderstandsbeiwert
 e_s : Sättigungsdampfdruck
 e_a : aktueller Dampfdruck
 γ : psychrometrische Konstante = 0,667
 L_v : spezifische Verdunstungswärme von Wasser

Für diesen Ansatz ist jedoch ein hoher Datenbedarf notwendig:

- Nettostrahlung
- Windgeschwindigkeit in 2m Höhe
- Lufttemperatur (als Tagesmittelwert)
- Luftfeuchte (als Tagesmittelwert)
- extraterrestrische Strahlung
- aktuelle Sonnenscheindauer

Für die Verdunstung einer Referenzpflanze (kurzgeschnittenes Gras) können für r_s und r_a diese Werte verwendet werden:

$$r_s^{rc} = 69 \text{ [s/m]} \quad \text{und} \quad r_a^{rc} = \frac{208}{u_2} \text{ [s/m]} \quad \text{mit } u_2 = \text{Windgeschwindigkeit in 2m Höhe}$$

Als Konstanten können folgende Werte eingesetzt werden

$$c_p = 1,013 \quad [\text{MJ}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})]$$

$$p_a = 1,2 \quad [\text{kg}/\text{m}^3] \quad \text{bei } 20^\circ\text{C} \text{ und } 1013 \text{ hPa}$$

$$L_v = 2,454 \quad [\text{MJ}/\text{kg}] \quad \text{bei } 20^\circ\text{C}$$

Daraus folgt:

$$ET_{Pot} = \frac{\partial}{\partial + \gamma \cdot (1 + 0,33u_2)} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\partial + \gamma \cdot (1 + 0,33u_2)} \cdot \frac{900u_2 \cdot (e_s - e_a)}{T + 275} \quad (4.35)$$

$$\gamma = 0,0667 \quad [\text{kPa}/^\circ\text{C}] \quad \text{bei } 20^\circ\text{C}$$

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5T}{237,3+T}}$$

$$\partial = e_s \frac{4284}{(243,12 + T)^2}$$

$$R_n = (1 - a_r) \cdot \left(0,25 + 0,5 \frac{s_n}{S_{TAG}} \right) \cdot R_a$$

a_r : Reflexionskoeffizient = 0.25 für
pflanzenbestandene Oberflächen

s_n : aktuelle Sonnenscheindauer

S_{Tag} : Gesamtstunden mit Tageslicht

R_a : extraterristische Strahlung [mm/d]

$$G = f(T) \cdot f(e_a) \cdot f\left(\frac{s_n}{S_{TAG}}\right)$$

$$f(T) = \sigma T^4 = 1,98 \cdot 10^{-9} (273+T)^4$$

$$f(e_a) = 0,34 - 0,044 \cdot e_a^{0,5}$$

$$f(s_n/S_N) = 0,1 + 0,9 (s_n/S_N)$$

Quellen: BRONSTERT 1994, DISSE 1995, MANIAK 1997, DYCK 1995

• Modell nach HAUDE

Für die Bestimmung der Verdunstung nach HAUDE sind nur die Lufttemperatur und die relative Luftfeuchte um 14 Uhr zu bestimmen. Der Faktor α ist ein monatsweise variabler Faktor, der empirisch bestimmt wird.

Die HAUDE-Verdunstung kommt bei Jahres- oder Monatssummen zu guten Ergebnissen, bei Tageswerten kommt es jedoch zu starken Schwankungen, so dass für eine sinnvolle Anwendung mehrere Tage zusammengefasst werden sollten (siehe DISSE 1995).

$$ET_P = \alpha \cdot e_{s,14} \cdot \left(1 - \frac{e_{a,14}}{e_{s,14}} \right) \quad e_{a,14}: \text{aktueller Dampfdruck um 14 Uhr} \quad (4.36)$$

(relative Luftfeuchte)

$$e_{s,14}: \text{Sättigungsdampfdruck um 14 Uhr} = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5T}{237,3+T}}$$

(MAGNUS-Formel)

T: Temperatur

α : Monats- und kulturspezifischer HAUDE-Faktor

Tab. 4.2 Haude- α für Gras (MANIAK 1997)

Jan., Feb., Nov.; Dez.	$\alpha = 0,20$	Juli	$\alpha = 0,26$
März	$\alpha = 0,21$	August	$\alpha = 0,25$
April	$\alpha = 0,29$	September	$\alpha = 0,22$
Juni	$\alpha = 0,28$	Oktober	$\alpha = 0,22$

Nach BRAHMER (1990) wird für bewaldete Flächen der Haude-Faktor mit 1.2 multipliziert. Der HAUDE-Ansatz wird in vielen Abschätzungen zu Grundwasserneubildung benutzt (WENDLING 1995, WENDLAND 1997).

- Modell nach BLANEY UND CRIDDLE

Dieses Modell benötigt lediglich den Längengrad der Station zur Berechnung der potentiellen täglichen Sonnenscheindauer und die mittlere Tagestemperatur. Damit wird zwar die Verdunstung noch weiter vereinfacht als im Modell von HAUDE, jedoch lässt sich dadurch eine Abschätzung der potentiellen Evapotranspiration bei nicht vorhandenen Luftfeuchtedaten vornehmen.

Die Formel ist nach SCHRÖDTER (1985) für mitteleuropäische Verhältnisse gültig.

$$ET_{Pot} = -1,55 + 0,96 \cdot \frac{S_{TAG} \cdot 100}{S_{JAHR}} \cdot (0,457 \cdot T + 8,128) \quad (4.37)$$

S_{TAG} : tägliche astronomisch mögliche Sonnenscheindauer
 S_{JAHR} : Summe der jährlichen Sonnenscheindauer
 T : Temperatur

- Verwendetes Modell

Der Datenlage entsprechend wird für zeitlich weiter zurückliegende Zeitreihen (z.B. von 1964 bis 1975) auf das sehr stark vereinfachende Modell von BLANEY UND CRIDDLE (1950) zurückgegriffen, da hier nur die täglichen Mittelwerte der Temperatur benötigt werden.

Falls Angaben über die Luftfeuchte vorhanden sind, wird statt dem Modell von BLANEY UND CRIDDLE das Modell von HAUDE verwendet.

Für die Parametrisierung des Ansatzes nach PENMAN-MONTEITH liegen nicht ausreichend Daten über einen Zeitraum von 30 Jahren vor.

Aktuelle Evapotranspiration

Die unter den gegebenen meteorologischen Randbedingungen maximal mögliche Verdunstung ET_p wird nicht erreicht, wenn die Wassernachlieferung im Boden den Bedarf nicht decken kann. Die aktuelle Evapotranspiration wird dabei meist als Funktion der verfügbaren Bodenfeuchte und der potentiellen Evapotranspiration betrachtet.

$$ET_a = f(\bar{\Theta}) \cdot ET_{pot} \quad \text{mit } \bar{\Theta} : \text{aktuelle Bodenfeuchte} \quad (4.38)$$

- Berechnung nach RENGER (1974)

$$ET_a = \left(0,2 + 2 \cdot \frac{\bar{\Theta} - PWP}{nFK} - \left(1,2 \cdot \frac{\bar{\Theta} - PWP}{nFK} \right)^2 \right) \cdot ET_{pot} \quad \text{für} \quad \frac{\bar{\Theta} - PWP}{nFK} \leq 0,7 \quad (4.39)$$

$$ET_a = ET_{pot} \quad \text{für} \quad \frac{\bar{\Theta} - PWP}{nFK} > 0,7$$

mit:

$\bar{\Theta}$: aktuelle Bodenfeuchte [-]

PWP: mittlerer permanenter Welkepunkt in der durchwurzelten Bodenschicht [mm]

FK: mittlere Feldkapazität [mm]

nFK: FK-PWP [mm]

- Berechnung nach MINHAS (verändert nach DISSE 1995)

$$ET_a = \frac{1 - e^{-r \cdot \frac{\bar{\Theta} - PWP}{nFK}}}{1 - 2 \cdot e^{-r \cdot \frac{\bar{\Theta} - PWP}{nFK}}} \cdot ET_p \quad (4.40)$$

Tab. 4.3 normierte r-Werte für verschiedene Vegetationsklassen (nach DISSE 1995)

Vegetation	Nadelwald	Laubwald	Wiese	Getreide	Mais	Sonnenblume
r-Wert	6	6	4	6	3	3

Feldkapazität (FK) und nutzbare Feldkapazität (nFK) des effektiven Wurzelraumes sind abhängig von der Bodenart, der effektiven Lagerungsdichte und dem Anteil an organischer Substanz. Für die Berechnung können Tabellenwerte herangezogen werden (AG BODENKUNDE 1994).

Die Wurzeltiefe ist von der Vegetationsart und dem Jahresgang geprägt. Abschätzungen der durchwurzelten Tiefe werden in DISSE (1995) gegeben.

In Böden mit tiefliegendem Grundwasserspiegel kann die Menge an pflanzenverfügbarem Wasser nFK im Wurzelraum folgendermaßen berechnet werden:

$$nFK (mm) = (FK (VOL\%) - PWP (VOL\%)) \cdot \text{Durchwurzelungstiefe (mm)}$$

- Verwendetes Modell

Es wird das Modell von RENGER verwendet, da für den MINHAS Ansatz zusätzlich noch r-Werte für die Vegetationsklassen definiert werden müssen. Die kalibrierten Werte für das Flößgraben Einzugsgebiet (Rhein) von DISSE (1995) lassen sich jedoch nicht unbedingt auf das Elbe Einzugsgebiet übertragen.

4.6.2.4 Kapillarer Aufstieg

In Böden mit flach anstehendem Grundwasser (<2m unter Geländeoberkante *GOK*) ist für die Bestimmung des nFK auch der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser zu berücksichtigen.

Für den stationären Zustand kann er aus der DARCY Gleichung hergeleitet werden:

$$v_f = -kf \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \quad \begin{array}{ll} V_f: & \text{Filtergeschwindigkeit} \quad [\text{cm/d}] \\ K_f: & \text{Wasserleitfähigkeit} \quad [\text{cm/d}] \\ \Psi: & \text{Wasserspannung} \quad [\text{cm}] \\ Z: & \text{Höhe über dem Grundwasser} \quad [\text{cm}] \end{array} \quad \text{aus RENGER 1974} \quad (4.41)$$

Im Modell werden zwei Fälle unterschieden:

1. Der Grundwasserspiegel liegt unter der durchwurzelter Tiefe

Nach RENGER (1974) muss am unteren Rand der durchwurzelten Schicht eine Wasserspannung zwischen 100 cm und 700 cm herrschen, damit ein Darcyfluss induziert wird. Dieser Wert wird erreicht wenn die nutzbare Feldkapazität im Wurzelraum ca. 70% und weniger beträgt.

Zunächst wird der aktuelle Speicherinhalt (S_{akt}) ermittelt:

Ist $S_{akt} > 0,7 \cdot S_{max}$, findet kein kapillarer Aufstieg statt.

Ist $S_{akt} \leq 0,7 \cdot S_{max}$, wird der kapillare Aufstieg wie folgend berechnet:

Abhängig von Bodenart, Aufstiegshöhe (unterer Rand des Wurzelraumes - Grundwasserspiegelhöhe) und Wasserspannung lässt sich aus Diagrammen oder Tabellen (RENGER 1974, AG BODENKUNDE 1994, DISSE 1995) die tägliche Aufstiegsrate ermitteln und zur nFK addieren. Dabei wird jedoch die nFK niemals größer als 70% des möglichen Speichervolumens. Falls der Grundwasserspiegel 220 cm unterhalb der Wurzelzone liegt findet kein kapillarer Aufstieg statt.

$$kA = f(\text{Bodenart}) \cdot f(\text{Mächtigkeit nichtdurchwurzelter Boden}) \quad [\text{mm}]$$

2. Die durchwurzelte Tiefe ist gleich oder tiefer als der Grundwasserspiegel

Aufgrund der kapillaren Nachlieferung ist die aktuelle Verdunstung gleich der potentiellen Verdunstung (RENGER 1974, WEINZIERL 1992).

Der durchwurzelte Bodenspeicher wird nach DISSE (1995) und RAVEN (1988) aufgefüllt.

$$S_i = \frac{S_i \cdot D_{GW} + FK \cdot (L_{WRZ} - D_{GW})}{L_{WRZ}} \quad \begin{array}{ll} S_i: & \text{Zustand aktueller Bodenspeicher} \\ D_{GW}: & \text{Grundwasserflurabstand} \\ L_{WRZ}: & \text{Wurzellänge} \\ FK: & \text{Sättigungswassergehalt} \end{array} \quad (4.42)$$

4.6.3 Bodenmodell zur Berechnung des Sickerwassers

Im Mittelpunkt des Bodenmodells steht der pflanzenverfügbare d.h. durchwurzelte Bodenspeicher. Nach KALMA ET AL. (1995) findet hier die hauptsächliche Bodenwaserdynamik statt.

Oberhalb des Bodenspeichers liegt der Interzeptionsspeicher, der nur als Interzeptionsverlust modelliert wird. Unterhalb liegt der ungesättigte, nicht durchwurzelte Boden.

Es gibt keinen Kapillarsaum über dem Grundwasserspiegel. Ob Sickerwasser gebildet wird, hängt allein vom Sättigungsdefizit ab.

Folgende Prozessgruppen müssen modelliert werden:

1. Der pflanzenverfügbare Bodenspeicher wird durch Niederschlag - Interzeptionsverlust gefüllt.
2. Die potentielle Evapotranspiration wird durch den Interzeptionsverlust gemindert.
3. Der pflanzenverfügbare Bodenspeicher wird durch kapillaren Aufstieg gefüllt, als Ausgleich für die Verdunstungsverluste.
4. Der pflanzenverfügbare Bodenspeicher wird durch Evapotranspiration gelehrt. Dabei erfolgt die Entnahme gleichverteilt aus dem gesamten durchwurzelten Boden.
5. Das Wasser im Boden oberhalb der nutzbaren Feldkapazität läuft als Sickerwasser in den nicht durchwurzelten Boden.
6. Sickerwasser wird durch Translation und Diffusion im Boden zu Grundwasserneubildung.

Der maximale Speicherinhalt des durchwurzelten Bodens ergibt sich aus der nutzbaren Feldkapazität multipliziert mit der aktuellen Wurzellänge.

$$nFk = Fk - PWP \quad nFK: \text{ Nutzbare Feldkapazität} \quad (4.43)$$

FK: Feldkapazität
PWP: permanenter Welkepunkt

$$S_{max} = nFK \cdot L_{WRZ} \quad S_{max}: \text{ maximaler Speicherinhalt}$$

L_{WRZ}: aktuelle Wurzellänge

Der aktuelle Speicherinhalt wird durch die aktuelle Bodenfeuchte und Wurzellänge bestimmt:

$$S_i = (\Theta - PWP) \cdot L_{WRZ} \quad \Theta: \text{ aktuelle Bodenfeuchte} \quad (4.44)$$

S_i: Speicherinhalt am Tag i

Als Anfangsbedingung ist für den Tag i=1 der aktuelle Speicherinhalt am 1. April gleich dem maximalen Speicherinhalt zu setzen (WEINZIERL 1992).

4.6.4 Berechnung der Bodenspeicher- und der Bodenfeuchteänderung

Die Berechnung der Bodenfeuchteänderung erfolgt über eine Bilanzierung in Tages-schritten.

Der Freilandniederschlag wird durch Abzug des Interzeptionsverlustes C_{veg} zum Bestandsniederschlag:

$$N_B = N_{frei} - C_{veg} \quad (4.45)$$

$$ET_{pot} = ET_{pot} - C_{veg} \quad \text{falls } ET_{pot} < 0 \text{ dann } ET_{pot} = 0 \text{ und } ET_a = 0$$

Dies bedeutet, dass auch bei geringer oder keiner Verdunstung auf jeden Fall der Interzeptionsverlust subtrahiert wird.

- Die aktuelle Evapotranspiration wird mit dem Modell nach RENGER (1977) berechnet. Hierfür ist die aktuelle Bodenfeuchte und die potentielle Evapotranspiration nach HAUDE oder BLANEY UND CRIDDLE zu ermitteln:

$$\Theta = \frac{S_i}{L_{WRZ}} + PWP \quad (4.46)$$

Der kapillare Aufstieg wird mittels Tabellenwerk (RENGER 1974, AG BODENKUNDE 1994, DISSE 1995) ermittelt. Dabei wird unterschieden, ob der durchwurzelte Bereich über oder unter dem Grundwasserspiegel liegt.

1. Der Grundwasserspiegel liegt unter dem durchwurzelte Bereich

Kapillarer Aufstieg findet statt wenn $S_i \leq 0,7 \cdot S_{max}$ (RENGER, 1974)

$$\Delta S_i = N_B - ET_a + kA \quad \begin{array}{l} i: \text{ Zeitindex} \\ i-1: \text{ Vortag} \end{array} \quad (4.47)$$

ΔS_i : Speicheränderung

$S_i = S_{i-1} + \Delta S_i$ S_i : Bodenspeicherinhalt

N_B : Bestandsniederschlag

ET_a : aktuelle Evapotranspiration

kA : kapillarer Aufstieg

2. Der Grundwasserspiegel liegt im durchwurzelten Bereich
Berechnung wie unter 1., da das Grundwasser in den Wurzelbereich eindringt, muss S_i korrigiert werden.

$$S_i = \frac{S_i \cdot D_{GW} + S_{max} \cdot (L_{WRZ} - D_{GW})}{L_{WRZ}} \quad \begin{array}{l} D_{GW}: \text{ Grundwasserflurabstand} \\ L_{WRZ}: \text{ Wurzellänge} \end{array} \quad (4.48)$$

FK: Sättigungswassergehalt

$$\Delta S_i = S_i - S_{i-1}$$

Eine Sickerwasserbildung findet statt, wenn der maximale Speicherinhalt überschritten wird ($S_i > S_{max}$). Analysen von Grundwasserganglinien (BLAU ET AL. 1983) ergaben, dass der Grundwasserspiegel infolge einzelner Niederschlagsereignisse ansteigen kann, obwohl die Niederschlagsmenge den oberen Bodenspeicher nicht bis zur nutzba- ren Feldkapazität aufgefüllt hat. Dies liegt u.a. daran, dass Makroporensysteme

Niederschlagswasser direkt in tiefere Bodenschichten abfließen lassen und diese Systeme schon vor Sättigung des Bodens anspringen.

Nach BLAU ET AL. (1983) wird schon ab $0,7 \cdot S_{\max}$ ein Teil des infiltrierten Niederschlags dem Sickerwasser zugeschlagen.

$$GN = \begin{cases} 0 & \text{für } S_i < 0,7 \cdot S_{\max} & S_i = S_i \\ 0,1 \cdot (N_B - ET_a) & \text{für } 0,7 \cdot S_{\max} \leq S_i \leq S_{\max} & S_i = S_i - 0,1 \cdot (N_B - ET_a) \\ S_i - S_{\max} & \text{für } S_i > S_{\max} & S_i = S_{\max} \end{cases} \quad (4.49)$$

4.6.5 Transformation der Sickerwasserrate in die Grundwasserneubildungsrate

Die Wasserbewegung in der ungesättigten Bodenmatrix wird üblicherweise durch das Potentialkonzept beschrieben. Hierzu wird die partielle Differentialgleichung (Richards-Gleichung) numerisch gelöst. Diese Lösung erfordert, dass die räumliche und zeitliche Leitfähigkeits-Wassergehaltsbeziehung und Saugspannungs-Wassergehaltsfunktion (pF-Kurve) bekannt sein muss. Jedoch sind die dafür notwendigen bodenphysikalischen Parameter schwierig zu bestimmen und Wasserspannungs- und Wassergehaltsmessung in Tiefen von mehr als einem Meter nicht flächendeckend durchführbar.

Aus diesem Grund wird anstatt des Potentialkonzeptes ein konzeptionelles Speichermodell entwickelt, das die Neubildungsrate in Abhängigkeit von Flurabstand und Speicherinhalt berechnet (BLAU ET AL. 1983, HENNING UND ZEPP 1992, BEVEN 1984).

Die Reaktion des Grundwasserspiegels auf ein Niederschlagsereignis erfolgt bei einem größeren Flurabstand langgezogener und gedämpfter als bei einem kleinen Flurabstand. Außerdem ist der Anstiegsbeginn bei einem größerem Flurabstand verzögert.

Nach BLAU ET AL. 1983 wird diese Verzögerung in lineare Abhängigkeit zum Flurabstand errechnet. Dabei wird die Zeitverzögerung Δt_1 zwischen Niederschlagsbeginn und Grundwasserneubildungsmaximum als Regressionsgleichung beschrieben:

$$\Delta t_1 = 6,5 \cdot \text{Flurabstand} + 12 \quad \Delta t_1: \quad \begin{array}{l} \text{Maximum GW-Neubildung -} \\ \text{Niederschlagsbeginn [h]} \end{array} \quad (4.50)$$

Flurabstand: [m]

Die Grundwasserneubildungsrate wird mittels eines Einzellinearspeichermodells bestimmt. Im ersten Schritt füllt die Sickerwassermenge eines Niederschlagsereignisses den Speicher. Im zweiten Schritt beginnt der Speicher zu entwässern (siehe Abb. 4.21)

Die Niederschlagsereignisse werden unabhängig voneinander betrachtet, so dass sich die Grundwasserneubildungsrate aus der Superposition einzelner Entwässerungskurven ergibt.

Der Einzellinearspeicher wird beschrieben durch:

$$Q_{GWneu}(t) = k_i \cdot s_i(t) \quad (4.51)$$

$$Q_{GWneu}(t) = Q_{GWneu}(t_0) \cdot \exp[-\alpha \cdot (t-t_0)]$$

Für den ersten Zeitabschnitt: $t \leq t_1$

$$Q_{GWneu}(t) = Q_{Sicker} \cdot (1 - \exp[-\alpha \cdot (t-t_0)]) \quad (4.52)$$

Für den zweiten Zeitabschnitt: $t > t_1$

$$Q_{GWneu}(t) = Q_{GWmax} \cdot \exp[-\alpha \cdot (t-t_1)] \quad (4.53)$$

$$\text{mit: } Q_{GWmax} = Q_{Sicker} \cdot (1 - \exp[-\alpha \cdot (t_1-t_0)])$$

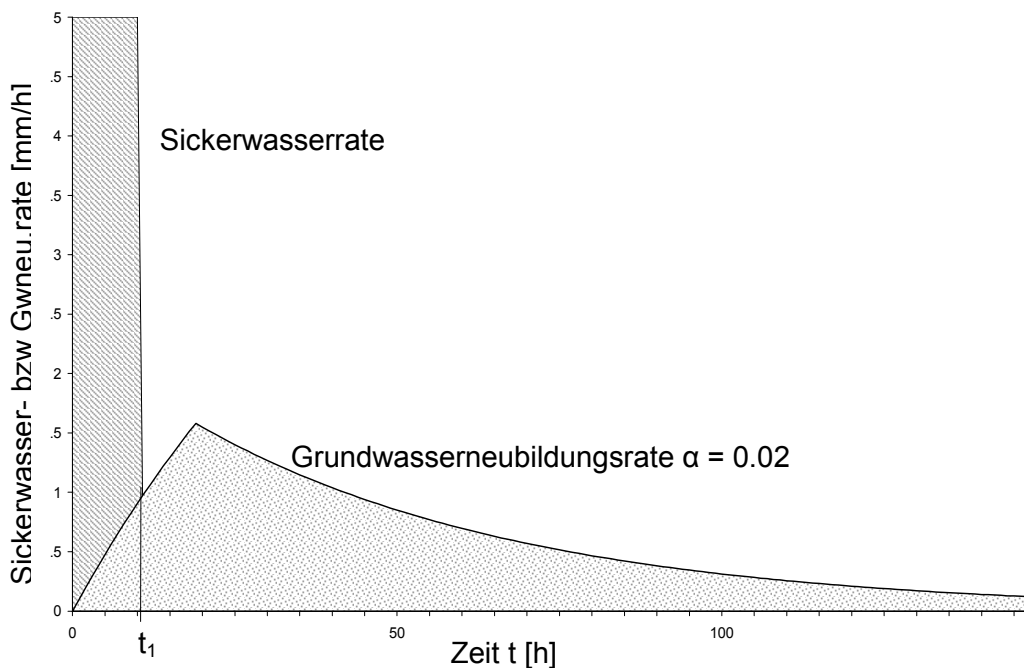


Abb. 4.21 Transformation einer konstanten Sickerwasserrate in Grundwasserneubildung

4.6.6 Klimatische Bodenwasserbilanz Hydrologisches Jahr 1995

Für das hydrologische Jahr 1995 ist hier eine Beispielberechnung der Bodenwasserbilanz für einen Punkt innerhalb des Untersuchungsgebietes Ohremündung aufgezeigt.

Gebiet: Ohre – Elbe Zwickel
 Rechtswert: 4482678 Hochwert: 5794355
 Berechnung mit Interzeption (auf Grünland) und kapillarem Aufstieg

Tab. 4.4 Klimatische Bodenwasserbilanz

Durchwurzelte Tiefe: 5 dm
 Bodenart: Lu über
 5 dm
 Nutzbare Feldkapazität
 Permanent: 19 %
 Welkepunkt
 Nutzbare Feldkapazität
 des effektiven
 Wurzelraums: 95mm

Jahresbilanz:
Hydrologisches Jahr
1995

Durchschnitt: 469 mm
 Niederschlag 1969-1997
 Niederschlag: 501 mm
 pot. Evapotranspiration: 688 mm
 akt. Evapotranspiration
 u. Interzeption: 529 mm
 Sickerwasser: 83 mm
 Bodenspeicheränderung: -26 mm
 Kapillarer Aufstieg: 84 mm

Interzeption nach HOYNINGEN-
 HUENE
 Potentielle Evapotranspiration
 nach HAUDE
 Aktuelle Evapotranspiration nach
 RENGER
 Kapillarer Aufstieg nach RENGER
 und AG BODENKUNDE
 Transformation Sickerwasser zu
 Grundwasser nach BLAU ET AL.
 und HENNIG ET AL.

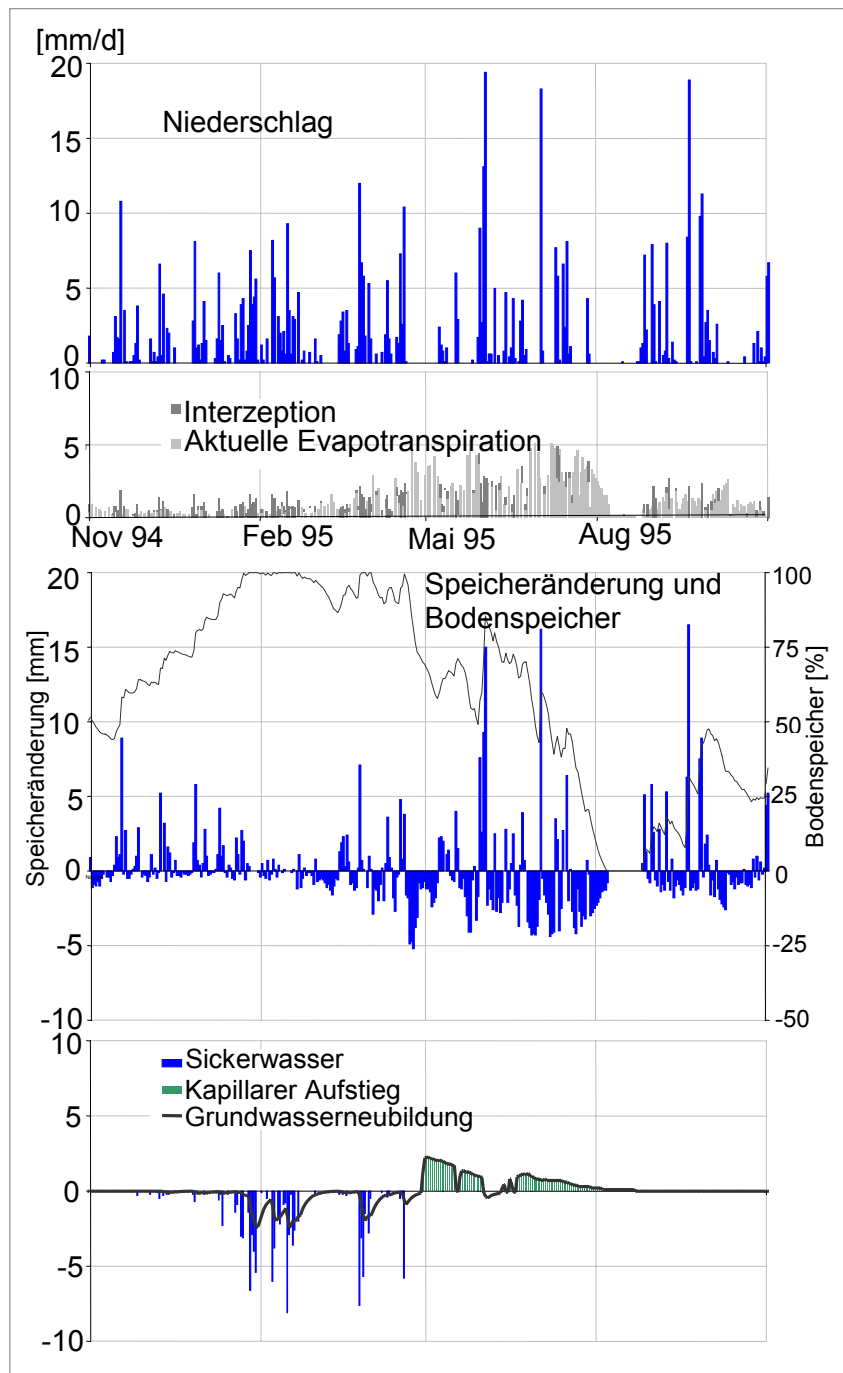


Abb. 4.22 Klimatische Bodenwasserbilanz 1995

4.6.7 Programmstruktur des Bodenwassermodul

In Abb. 4.23 ist der Programmablauf für das Bodenwassermodul beschrieben.

Zunächst wird aus der Blattflächenindexdatei mit jeweils 12 Werten pro Jahr, der Wert für den betrachteten Tag interpoliert. Aus Niederschlag und Blattflächenindex wird die Interzeption berechnet und je nach Datenlage entweder das Modell von HAUDE oder von BLANEY & CRIDDLE zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration verwendet.

Nach Abzug der Interzeption vom Niederschlag und der Korrektur der potentiellen Evapotranspiration wird die aktuelle Evapotranspiration errechnet.

Falls Grundwasser bis in den pflanzenverfügbaren Bodenspeicher reicht, muss der Bodenspeicherinhalt korrigiert werden. Aufgrund der Bodenart und des Flurabstandes wird dann der kapillare Aufstieg ermittelt.

Durch Einsetzen in die Bodenwasserhaushaltsgleichung erhält man die Sickerwasserrate, die in die Grundwasserneubildungsrate transformiert wird.

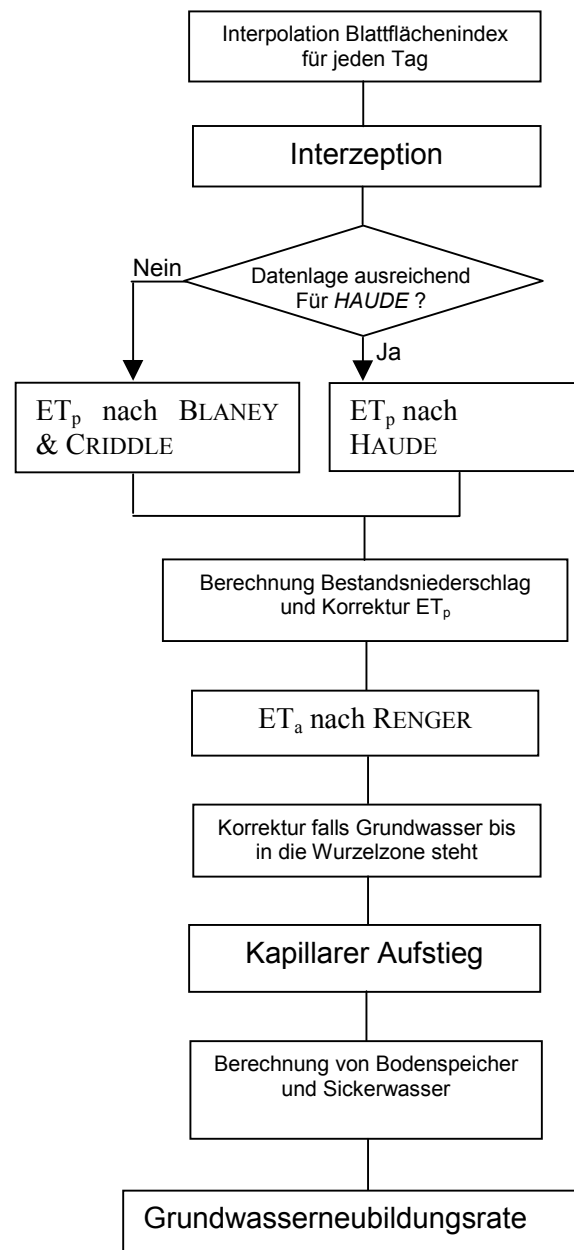


Abb. 4.23 Programmstruktur
Bodenwassermodul

5 Modellanpassung im Untersuchungsgebiet Ohremündung

Im Untersuchungsgebiet Ohremündung befinden sich acht Grundwassermessstellen, davon sechs Messstellen (GWM 1-6) des Instituts für Hydromechanik (IfH) der Universität Karlsruhe und zwei Messstellen des Staatlichen Amtes für Umwelt (STAU) Magdeburg (siehe Abb. 5.1). Die Messreihen vom IfH erstrecken sich über den Zeitraum 25.11.1997 bis 29.10.1999. Die Zeitreihe M37360028 umfasst den Zeitraum 1.11.1958 – 1.10.1999 und die Zeitreihe M37360012 den Zeitraum vom 1.11.1997 bis 31.10.1999. Zunächst werden die Zeitreihen dieser acht Grundwassermessstellen von 1.6.1997 bis 31.10.1999 modelliert und mit den gemessenen Zeitreihen verglichen.

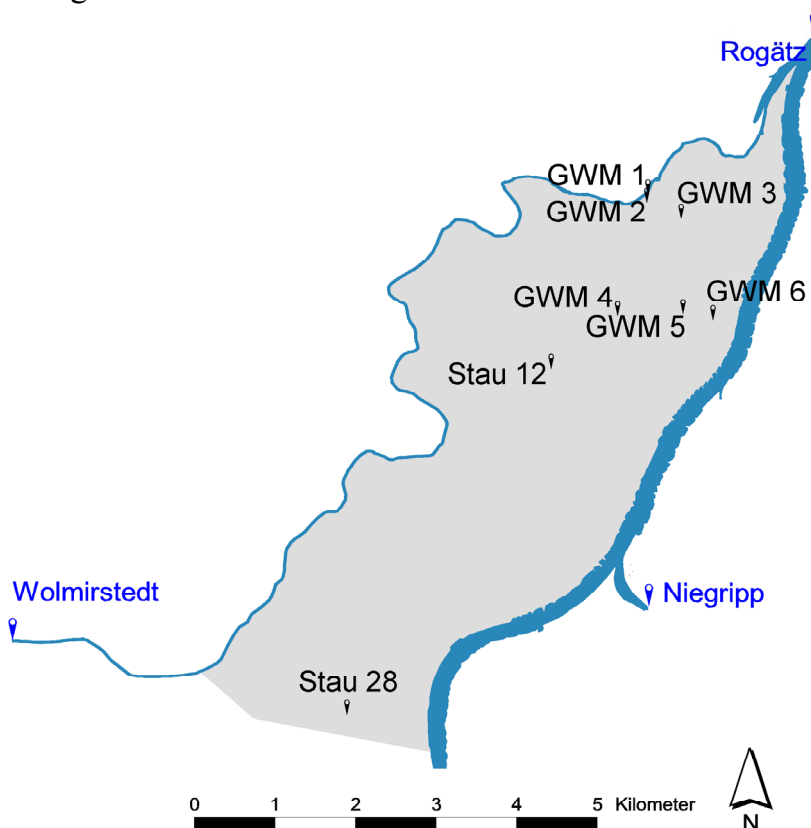


Abb. 5.1 Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet Ohremündung

5.1 Festlegung der Parameter

Für die ersten Simulationen werden die Parameterwerte weitestgehend aus dem für dieses Gebiet angepassten stationären Grundwassermodell (siehe MOHRLOK UND JIRKA 1997, PFISTERER 1998) und aus Literaturwerten übernommen.

Für das Grundwassermodul sind dies fünf Parameter:

1. Durchlässigkeitsbeiwert k_f für das gesamte Gebiet (aus PFISTERER 1998)
2. Speicherkoeffizient n_e für das gesamte Gebiet (aus PFISTERER 1998)

3. Aquifersohle aus Aquiferbasiskarte (PFISTERER 1998) für jede der acht Messstellen, wird aus dem arithmetischen Mittel über die Transekte berechnet
4. Konstanter Wert der vom Elbe Wasserstand abgezogen wird
5. Konstanter Wert der vom Ohre Wasserstand abgezogen wird

Tab. 5.1 Parameter Grundwassermodul

	GWM 1	GWM 2	GWM 3	GWM 4	GWM 5	GWM 6	STAU 12	STAU 28
k_f -Wert [m/s]	$1,5 \cdot 10^{-3}$			wie	GWM 1			
n_e -Wert [-]	0,10			wie	GWM 1			
Aquifersohle [m]	30,85	30,53	30,52	27,61	28,82	28,96	16,71	12,80
K_{Elbe} [m]	0,20			wie	GWM 1			
K_{Ohre} [m]	0,20			wie	GWM 1			

Weiterhin ein konstanter Wert K_{wasser} im Überflutungsmodul, der angibt ab welcher Wasserstandshöhe ein Gebiet als überflutet gilt:

$$\text{Wasserstand [m ü NN]} - K_{wasser}[\text{m}] - \text{Geländehöhe [m ü NN]} \leq 0 \rightarrow \text{nicht überflutet}$$

$$> 0 \rightarrow \text{überflutet}$$

Für die erste Simulation ist: $K_{wasser} = 0$ m

Das Bodenwassermodell besitzt jeweils vier Parameter für jede der vier Landnutzungsformen:

1. Nutzbare Feldkapazität nFK (aus Bodenübersichtskarte 1:1 Mio)
2. Wurzeltiefe L_{WRZ} nFK (aus Bodenübersichtskarte 1:1 Mio)
3. Blattflächenindex BFI (nach MAURER 1997) Zuordnung zu einer Jahreszeitreihe
4. Zuordnung zu einer kapillare Aufstiegsrate in Abhängigkeit vom Flurabstand (nach AG BODENKUNDE 1994)

Tab. 5.2 Parameter Bodenwassermodul

	Grünland	Acker	Wald	Stadt
nFK [Vol %]	19	19	19	0
L_{WRZ} [cm]	50	70	100	0
BFI	1	2	3	0
Kap. Aufstieg	1	2	3	0

Auf Stadt- oder Industrieflächen wird die Grundwasserneubildung gleich null gesetzt, da hier angenommen wird, dass der Niederschlag über das Kanalnetz direkt dem Vorfluter zugeführt wird.

Die nutzbare Feldkapazität mit 19 Vol. % wurde der Bodenübersichtskarte 1:1 Mio. als Wert für Auenböden entnommen.

In der Simulation wurde der kapillare Aufstieg nicht berücksichtigt, da die Geländehöheninformationen zum einen nicht vollständig für das Gebiet vorliegen und mit einem Fehler bis zu 50 cm behaftet sind (siehe Kapitel 3.2.1.1). Die Unsicherheiten in der Bestimmung der Geländehöhe, der Aufstiegsrate und der geringe Einfluss des kapillaren Aufstiegs auf die Grundwasserstandsentwicklung rechtfertigen die Vernachlässigung dieses Prozesses.

5.2 Ergebnisse der Modellierung

5.2.1 Modellierung von acht Zeitreihen im Zeitraum 1997 bis 1999

Mit den oben angegebenen Parameterwerten wurden die acht Grundwassermessstellen im Zeitraum 1.6.1997 bis 31.10.1999 simuliert.

Der Zeitraum vom 1.6.1997 bis zum 1.11. bzw. 25.11.97 dient als Einschwingphase, in der sich die Grundwasserstände aus fiktiven Anfangsbedingungen entwickeln können. Ab 1.11.1997 (STAU 12 und STAU 28) bzw. ab dem 25.11.1997 (GWM 1-6) werden die modellierten Werte den gemessenen Werten gegenübergestellt. Die gemessenen Werte werden am 1., 8., 15. und 22. jeden Monats erhoben, sie sind zeitlich nicht äquidistant.

Es werden zwei Varianten modelliert:

Variante 1: Grundwasserstände ohne Bodenwasser- und Überflutungsmodul

Variante 2: Grundwasserstände mit Bodenwasser- und Überflutungsmodul aber ohne kapillaren Aufstieg

Die beiden Varianten weisen außer bei STAU 28, GWM 5 und GWM 6 geringe Unterschiede auf (siehe Abb. 5.2). Bei diesen drei Messstellen lässt sich der Unterschied zwischen Variante 1 und Variante 2 durch die Überflutungsbereiche der Elbe an diesen Messstellen erklären.

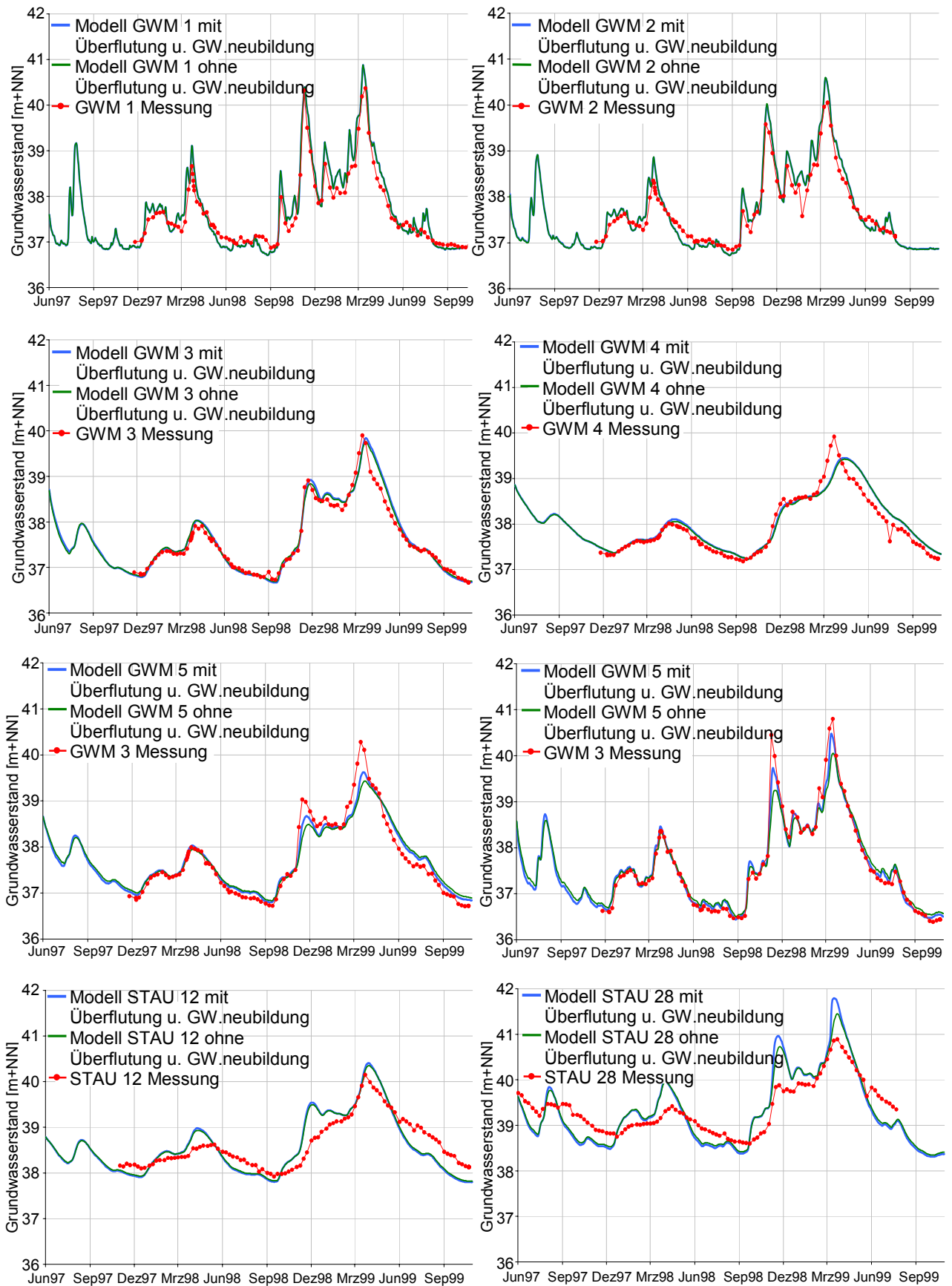


Abb. 5.2 Ergebnisse der Grundwassermodellierung:
Vergleich gemessene Ganglinien mit modellierten Ganglinien

Anhand Abb. 5.2 lässt sich sehen, dass für die Grundwassermessstellen GWM 1-6 die Modellierungsergebnisse gut mit den Messungen korrelieren. An den Grundwassermessstellen STAU 12 und STAU 28 wird die Dynamik durch die Modellierung überschätzt. Um den visuellen Eindruck zu untermauern werden verschiedene Kriterien eingeführt mit denen die Güte der Modellierung überprüft werden soll:

$$\text{Mittlerer absoluter Fehler: } \frac{1}{n} \sum |GW_{Mes} - GW_{Sim}| \quad (5.1)$$

$$\text{Mittlerer quadratischer Fehler: } \sqrt{\frac{1}{n} \sum (GW_{Mes} - GW_{Sim})^2} \quad (5.2)$$

n: Anzahl der Wertepaare
 GW_{Mes} : Grundwasserstand gemessen
 GW_{Sim} : Grundwasserstand simuliert
 $\overline{GW_{Mes}}$: Mittelwert Grundwasserstand gemessen
 $\overline{GW_{Sim}}$: Mittelwert Grundwasserstand simuliert

$$\text{Nash-Sutcliff (NS): } 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum (GW_{Mes} - GW_{Sim})^2}{\frac{1}{n} \sum (GW_{Mes} - \overline{GW_{Mes}})^2} \quad (5.3)$$

$$\text{Logarithmisches NS: } 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum (\ln(GW_{Mes} - 36) - \ln(GW_{Sim} - 36))^2}{\frac{1}{n} \sum (\ln(GW_{Mes} - 36) - \ln(\overline{GW_{Mes}} - 36))^2} \quad (5.4)$$

(Hier wird der Wertebereich von 37.0 bis 42.0 auf 1.0 bis 6.0 transformiert)

$$\text{Bestimmtheitsmaß: } \frac{\left(\sum (GW_{Mes} - \overline{GW_{Mes}}) \cdot (GW_{Sim} - \overline{GW_{Sim}}) \right)^2}{\sum (GW_{Mes} - \overline{GW_{Mes}})^2 \sum (GW_{Sim} - \overline{GW_{Sim}})^2} \quad (5.5)$$

Tab. 5.3 Gütekriterien nach der ersten Simulation 1997 bis 1999
(ohne Parameteroptimierung)

[m]	GWM 1	GWM 2	GWM 3	GWM 4	GWM 5	GWM 6	STAU12	STAU28
Mittelwert Messung	37,62	37,75	37,61	37,94	37,72	37,65	38,62	39,38
Mittelwert Modell	37,76	37,86	37,66	38,01	37,74	37,66	38,61	39,46
Standardabw Mes.	0,79	0,74	0,75	0,64	0,84	1,05	0,54	0,61
Standardabw. Sim.	0,94	0,88	0,82	0,60	0,71	0,93	0,68	0,85
Spannweite Mes.	3,50	3,20	3,23	2,74	3,57	4,41	2,23	2,29
Spannweite Mod.	3,84	3,68	3,17	2,22	2,82	3,92	2,59	3,41
Maximaler Fehler ($GW_{Mes} - GW_{Sim}$)	-0,55 08.02.99	-0,92 22.01.99	-0,56 08.04.99	0,74 22.03.99	0,76 15.03.99	1,10 08.11.98	-0,89 22.11.98	-1,07 22.11.98

[-]	GWM 1	GWM 2	GWM 3	GWM 4	GWM 5	GWM 6	STAU12	STAU28
Mittl. Abs. Fehler	0,201	0,201	0,108	0,145	0,139	0,116	0,267	0,340
Mittl. Quad. Fehler	0,245	0,251	0,158	0,205	0,197	0,182	0,322	0,404
Nash-Sutcliff	0,902	0,883	0,955	0,896	0,944	0,970	0,646	0,557
Log Nash-Sutcliff	0,886	0,878	0,972	0,920	0,955	0,973	0,590	0,570
Bestimmtheitsmass R^2	0,962	0,954	0,969	0,908	0,961	0,979	0,783	0,808

Bei der ersten Simulation mit nicht optimierten Parametern kann für die Messstellen GWM 1-6 eine gute Übereinstimmung der gemessenen Reihe mit der simulierten Reihe festgestellt werden.

Wichtige Kriterien, die einen Vergleich der Güte der Simulation mit den Messreihen zulassen, sind das Nash-Sutcliff Maß (NASH UND SUTCLIFF 1970) und das logarithmierte Nash-Sutcliff Maß, da hier der quadratische Fehler durch die Varianz der Messreihe standardisiert wird. Beim logarithmierten Nash-Sutcliff Maß werden aufgrund der Logarithmierung die Höchstwerte weniger berücksichtigt. Es ist jedoch darauf zu achten, dass der Wertebereich vor dem Logarithmieren auf einen kleineren Wertebereich transformiert wird.

Das Nash-Sutcliff Maß liegt bei diesen sechs Messstellen bei mindestens 0,883. Das logarithmierte Nash-Sutcliff Maß liegt bei mindestens 0,878.

An den Messstellen STAU 12 und STAU 28 wird die Dynamik überschätzt ($\text{Standardabweichung}_{\text{Simulation}} > \text{Standardabweichung}_{\text{Messung}}$ und $\text{Spannweite}_{\text{Simulation}} > \text{Spannweite}_{\text{Messung}}$). Die modellierten Zeitreihen geben die gemessenen Zeitreihen nur schlecht wieder, da mit den angenommenen Aquifersohlen von 16,71 m+NN und 12,80 m+NN die Aquifermächtigkeiten zu groß sind.

Für eine erneute Modellierung wird der k_f -Wert und n_e -Wert dem numerischen Modell von MORLOCK UND JIRKA (1999) nach FRIST (1999) angepasst: $k_f = 1,3 \cdot 10^{-3}$ m/s und $n_e = 0,14$. Die Aquifersohle an den Messstellen STAU 12 Und STAU 28 wird auf 20,50 m+NN und 28,50 m+NN angehoben und die Aquifersohlen an GWM 1-6 werden geringfügig korrigiert (siehe Tab. 5.4). Weiterhin wird eine Überschwemmung erst ab 50 cm Wasserstand angenommen.

Die Modellierung mit diesen veränderten Ausgangsbedingungen führt zu guter Übereinstimmung mit den gemessenen Zeitreihen. Für die Grundwassermessstellen GWM 1-6 ergeben sich nur geringfügige Veränderungen.

Tab. 5.4 Parameter Grundwassermodul nach Kalibrierung

	GWM 1	GWM 2	GWM 3	GWM 4	GWM 5	GWM 6	STAU12	STAU28
k_f -Wert [m/s]	$1,3 \cdot 10^{-3}$			Wie	GWM 1			
n_e -Wert [-]	0,14			Wie	GWM 1			
Aquifersohle [m]	28,3	27,90	27,90	21,70	22,80	23,00	20,50	28,50
K_{Elbe} [m]	0,20			Wie	GWM 1			
K_{Ohre} [m]	0,20			Wie	GWM 1			

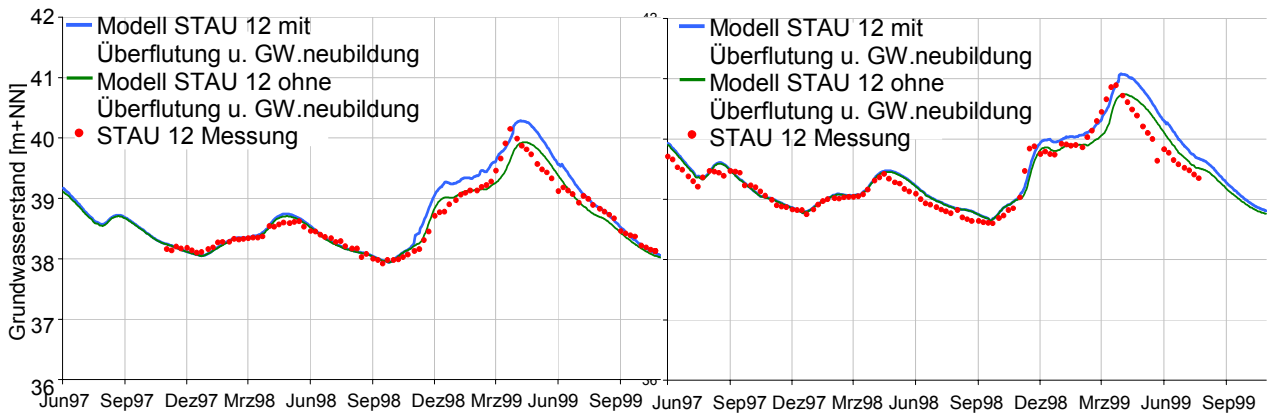


Abb. 5.3 Ergebnisse der Grundwassersimulation: Vergleich gemessene Ganglinien mit modellierten Ganglinien mit veränderten Parametern

Tab. 5.5 Gütekriterien nach der Kalibrierung

[m]	GWM 1	GWM 2	GWM 3	GWM 4	GWM 5	GWM 6	STAU 12	STAU 28
Mittelwert Messung	37,66	37,75	37,61	37,94	37,72	37,65	38,62	39,38
Mittelwert Modell	37,76	37,86	37,64	38,00	37,73	37,65	38,73	39,52
Standardabw Mes.	0,79	0,74	0,75	0,64	0,84	1,05	0,54	0,61
Standardabw. Sim.	0,93	0,87	0,78	0,60	0,71	0,93	0,65	0,69
Spannweite Mes.	3,50	3,20	3,23	2,74	3,57	4,41	2,23	2,29
Spannweite Mod.	3,82	3,64	2,95	2,18	2,80	3,87	2,33	2,39
Maximaler Fehler (GW_{Mes} - GW_{Sim})	-0,55 08.02.99	-0,91 22.01.99	-0,51 08.04.99	0,80 22.03.99	0,82 15.03.99	1,20 08.11.98	-0,51 01.05.99	-0,82 22.05.99

[-]	GWM 1	GWM 2	GWM 3	GWM 4	GWM 5	GWM 6	STAU12	STAU28
Mittl. Abs. Fehler	0,199	0,194	0,104	0,149	0,135	0,119	0,136	0,172
Mittl. Quad. Fehler	0,243	0,243	0,171	0,212	0,201	0,194	0,199	0,242
Nash-Sutcliff	0,905	0,890	0,948	0,889	0,942	0,965	0,864	0,841
Log Nash-Sutcliff	0,889	0,884	0,973	0,915	0,960	0,973	0,897	0,875
Bestimmtheitsmass R^2	0,962	0,954	0,953	0,899	0,958	0,975	0,957	0,922

5.2.2 Modellierung der Zeitreihe STAU 28 im Zeitraum 1970 bis 1999

Das Modell wurde für die langzeitliche Betrachtung konzipiert, deshalb ist es erforderlich einen Vergleich der Zeitreihen über einen Zeitraum von mehr als zwei Jahren anzustellen. Im Modellgebiet Ohremündung befindet sich nur eine Grundwassermessstellen (STAU 28) mit einen Zeitrahmen von 1970-1999. Für die Modellierung wurden folgende Parameterwerte verwendet:

Tab. 5.6 Parameter Modellierung STAU 28

	k_f -Wert [m/s]	n_e -Wert [-]	Aquifersohle [m]	K_{Elbe} [m]	K_{Ohre} [m]	K_{wasser} [m]
STAU28	$1,3 \cdot 10^{-3}$	0,14	28,50	0,20	0,20	0,50

In Abb. 5.4 werden die Zeitreihe der Grundwassermessstelle STAU 28 und die drei Zeitreihen der Modellierung dargestellt.

Für diese Modellierung wurden folgende Gütekriterien sowie Unterschreitungsauern und Hauptwerte ermittelt:

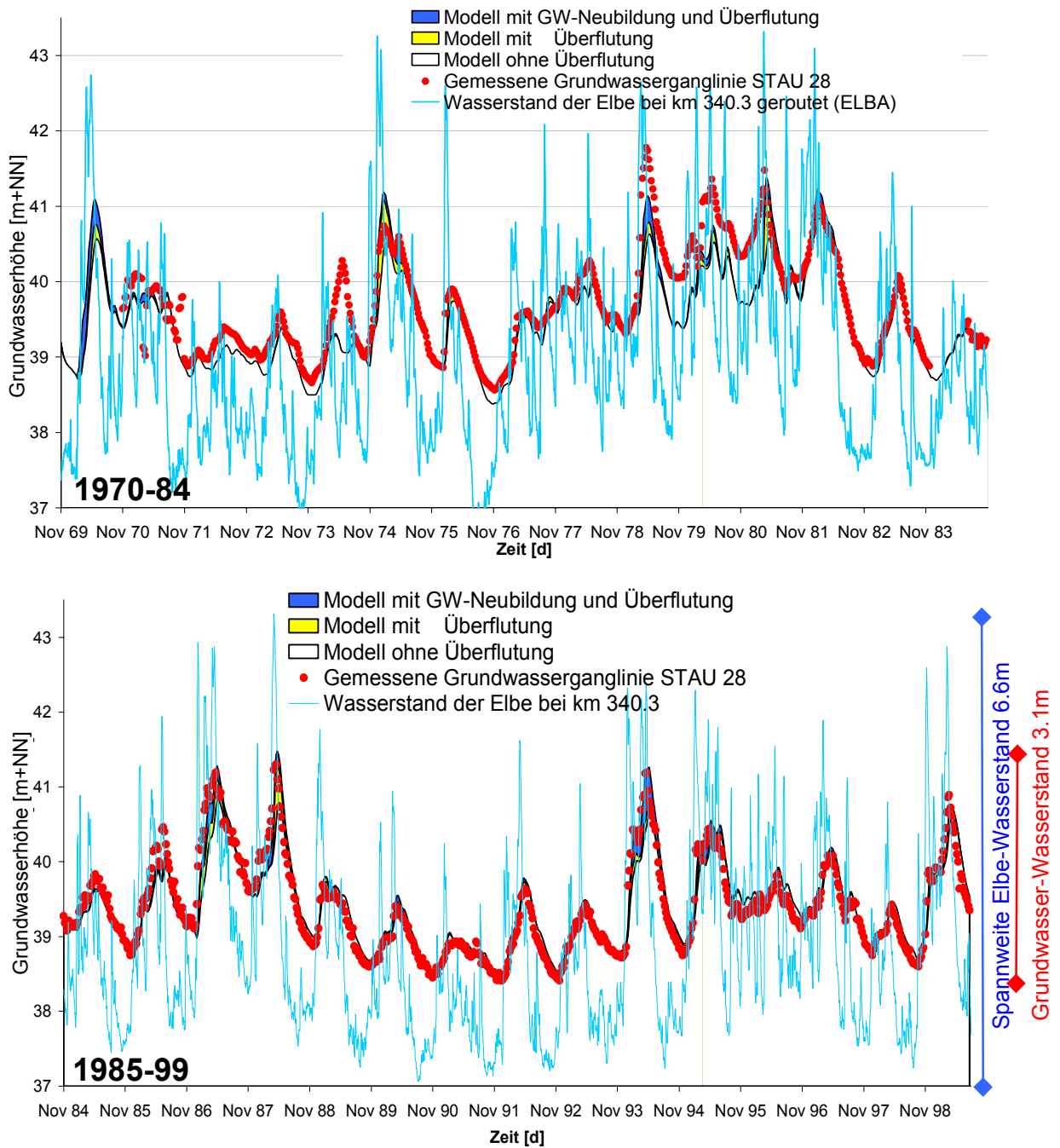


Abb. 5.4 Ergebnisse der Grundwassersimulation STA 28 von 1969 bis 1999

Tab. 5.7 Gütekriterien STA 28 1970 bis 1999

[m+NN]	STA 28
Mittelwert Messung	39,53
Mittelwert Modell	39,47
Standardabw Mes.	0,66
Standardabw. Sim.	0,63
Spannweite Mes.	3,37
Spannweite Mod.	3,12
Maximaler Fehler ($GW_{Mes} - GW_{Sim}$)	1,22 22.05.74

	STA 28
Mittl. Abs. Fehler [m]	0,82
Mittl. Quad. Fehler [m]	0,260
Nash-Sutcliff [-]	0,846
Log Nash-Sutcliff [-]	0,857
Bestimmtheitsmaß R^2 [-]	0,857

Unter-schreitungs-dauern	STAU 28 Messreihe [m+NN]	STAU 28 Modell [m+NN]	Unter-schied [m]
0%	38,41	38,35	0,06
10%	38,78	38,75	0,03
20%	38,94	38,92	0,02
30%	39,10	39,06	0,04
40%	39,26	39,21	0,05
50%	39,41	39,38	0,03
60%	39,57	39,55	0,02
70%	39,83	39,73	0,10
80%	40,10	39,91	0,19
90%	40,48	40,37	0,11
100%	41,78	41,47	0,31

Haupt-werte	STAU 28 Messung [m+NN]	STAU 28 Modell [m+NN]	Unter-schied [m]
MNW	38,91	38,83	0,08
MW	39,54	39,48	0,07
MHW	40,24	40,17	0,07

In den Jahren 1982 bis 1999 ist die Anpassung der modellierten Zeitreihe an die gemessene Reihe gut, von 1970 bis 1981 weicht sie teilweise ab (maximal 1,22 m Unterschied am 22.5.74).

Der Fehler bei den Kennwerten der Dynamik der Grundwasserstandsschwankungen wie z.B. Schwankungsbreite, Standardabweichung, Hauptwerte und Unterschreitungs-dauern, liegt bei maximal 0,31 m (HHW-Wert).

Für diesen Grundwassermesspunkt lässt sich also durch das Modell die Dynamik über den gesamten Zeitraum von 1970 bis 1999 gut erfassen (siehe Dauerlinie und Jahres-gang in Abb. 5.5), wenn auch die Messzeitreihe nicht exakt wiedergegeben wird.

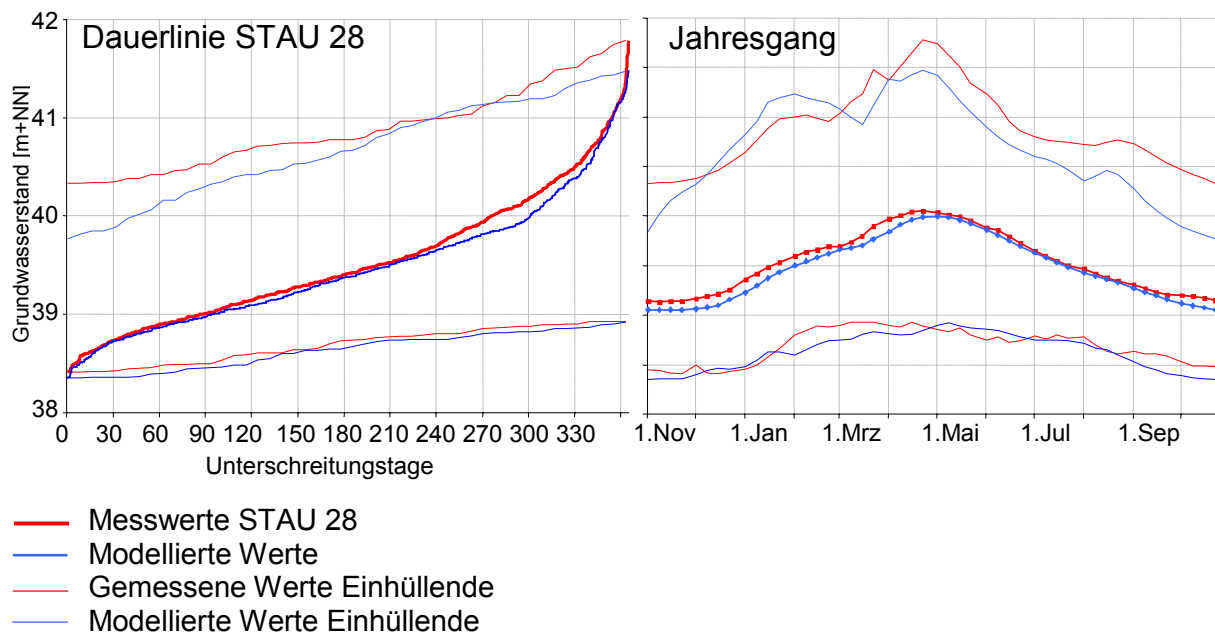


Abb. 5.5 Dauerlinie mit Hüllkurven und Jahresgang 1970-1999 (ohne 1983)

5.2.3 Einfluss von Überflutung und Grundwasserneubildung

Im Modell werden drei Varianten berechnet:

1. Modell ohne Einfluss von Überflutung des Vorlandes und ohne Grundwasserneubildung
2. Modell mit Einfluss von Überflutung aber ohne Grundwasserneubildung
3. Modell mit Überflutung und mit Grundwasserneubildungsrate aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell

Um den Einfluss der Komponenten „Überflutung des Vorlandes“ und „Grundwasserneubildung“ deutlich zu machen, werden die Jahre 1987 und 1994 (siehe Abb. 5.6) näher betrachtet.

In beiden Jahren ist der Scheitelwert der Grundwassermessstelle auf gleich hohem Niveau. Die Scheitelwerte der Hochwasser der Elbe sind im Februar, März und Mai jedoch 1987 um über 0,50 m höher als 1994. Das Modell ohne Überflutung und Grundwasserneubildung unterschätzt in beiden Fällen den gemessenen Grundwasserstand.

Wird die Überflutung des Vorlandes mit in die Berechnung einbezogen, ergibt sich ein stärkerer Einfluss 1987 als 1994, d.h. ein breiterer hell getönter Bereich in Abb. 5.6.

Das lokale Niederschlagsgeschehen wird mit dem Bodenwassermodul einbezogen. Daraus ergibt sich, dass im Zeitraum 1.1.87 bis 30.4.87 von 145mm Niederschlag 57mm dem Grundwasser zugeführt wurden. Im Zeitraum 15.12.93 bis 15.4.95 wurden von 276mm Niederschlag 122mm dem Grundwasser zugeführt. Daher ist in Abb. 5-6 der dunkle Bereich im Jahre 1994 stärker ausgeprägt als 1987.

Es lässt sich feststellen, dass in beiden Jahren die Grundwasserzeitreihe und insbesondere die Scheitelwerte gut durch die Modellierung getroffen werden, dabei setzt sich die Grundwasserganglinie dieser beiden Jahre aus unterschiedlichen Quantitäten der Komponenten Vorflutereinfluss, Überflutung und Grundwasserneubildung zusammen.

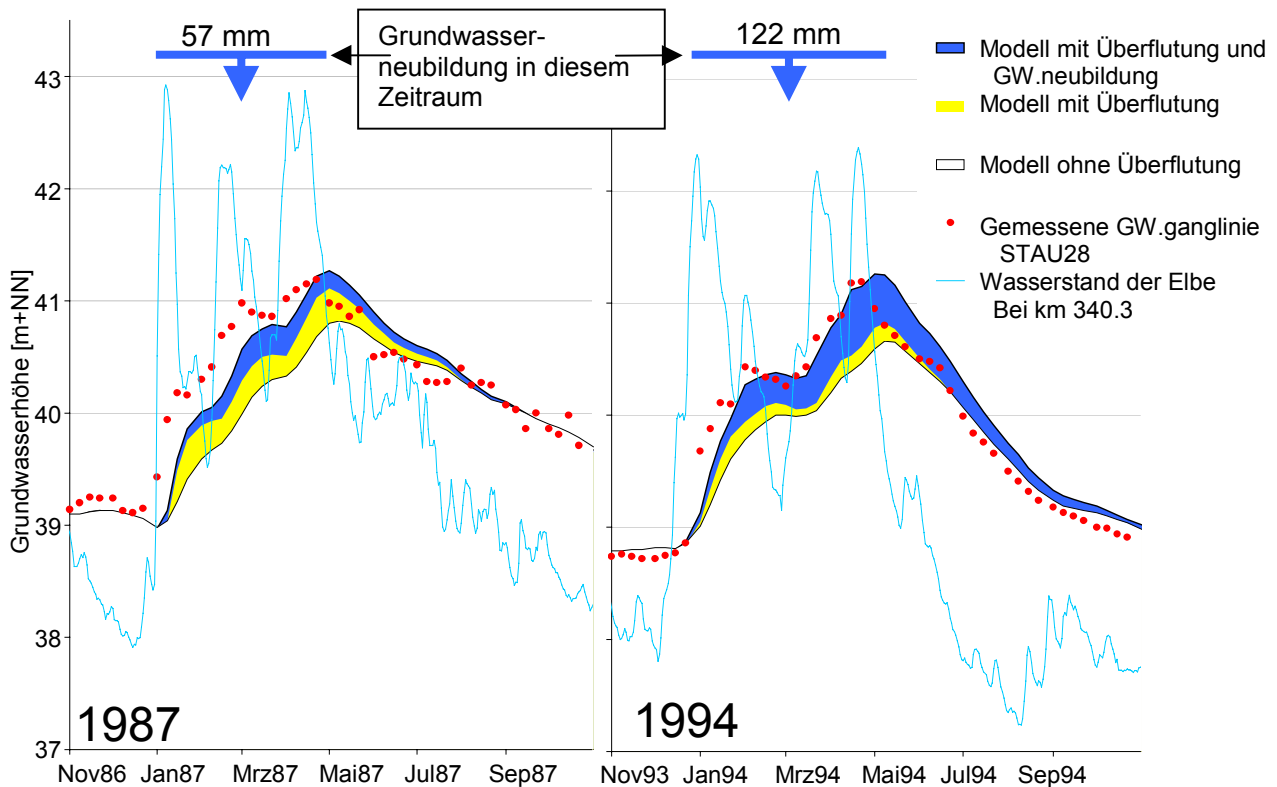


Abb. 5.6 Grundwasserganglinie STA U 28 der Jahre 1987 und 1994

5.3 Modell-, Daten- und Parameterunsicherheit

Die Modellparameter für das Untersuchungsgebiet sind nicht im Vorhinein bekannt. Allenfalls ein Parameterraum, d.h. eine untere und obere Grenze für einen Parameter ist z.B. durch hydrogeologische Karten, Bodenkennwerte oder Literaturwerte gegeben. Daher ist eine Kalibrierung des Modells unvermeidlich um die „wahren“ Werte der Parameter zu schätzen.

Die Parameterschätzung erfolgt im Untersuchungsgebiet Ohremündung durch den visuellen Vergleich von einem Modelldurchlauf eines bestimmten Parametersatzes mit den gemessenen Grundwasserständen und durch die Überprüfung mittels eines Optimierungskriterium. Als Kriterium wird die kleinste Quadratsumme verwendet. Infolge der Kompliziertheit von Naturvorgängen weist das Modellergebnis in der Regel Unsicherheiten gegenüber den Messwerten auf. Nach HAAN (1989) und PLATE ET AL. (1990) resultieren diese Unsicherheiten bei der hydrologischen Modellierung aus folgenden Quellen:

- Stochastizität aufgrund der natürlichen Variabilität;
- Datenunsicherheit;
- Modellunsicherheit;
- Parameterunsicherheit.

Stochastizität aufgrund der natürlichen Variabilität

Die natürliche Unsicherheit resultiert aus der stochastischen Eigenschaft (zeitliche und räumliche Variabilität) der meteorologischen und hydrologischen Größen wie z.B. Niederschlag, Abfluss, Temperatur, Grundwasserstand. Sie ist eine inhärente Unsicherheit der Naturereignisse und weder deterministisch zu quantifizieren, noch zu eliminieren. Ihre Auswirkungen können jedoch stochastisch erfasst und quantifiziert werden (HE 1994).

Datenunsicherheit

Um die Randbedingungen und die Güte eines Modells festzulegen, müssen Daten durch Messungen erhoben werden. Jedoch ist es unmöglich den genauen Wert einzelner Messpunkte zu bestimmen. Diese Art von Fehler wird Beobachtungsrauschen oder Messfehler genannt. Neben zufälligen Messfehlern können auch systematische Fehler, aufgrund von Geräte- oder Ablesefehler auftreten.

Zwei weitere Arten der Datenunsicherheit sind:

- Das Datenkollektiv ist zu klein um die Variabilität der natürlichen Prozesse wiederzuspiegeln.
- Die zeitliche und räumliche Auflösung der Daten ist zu gering, da nur an diskreten Messpunkten gemessen wird.

Modellunsicherheit

Die Modellunsicherheit entsteht dadurch, das man einen hydrologischen Prozess nie vollständig modellieren kann. Ein Modell ist nur eine Näherungslösung der Wirklichkeit.

Bei diesem Grundwassermodell wird die Boussinesq-Gleichung entlang einer Transekte verwendet um die Grundwasserstände zu bestimmen. Modellunsicherheiten entstehen, da z.B. die Laplace-Gleichung vereinfacht wird, keine weiteren Grundwasserstockwerke betrachtet werden, keine Unterströmung der Vorfluters und keine seitliche Zuströmung miteinbezogen wird.

Weiterhin kann auch nicht davon ausgegangen werden, dass ein Modell, welches unter „Normalbedingungen“ kalibriert wurde, auch Aussagen im extrapolierten, extremen Bereich zulässt, da für den extremen Bereich wichtige Prozesse im Kalibrierungsbereich völlig verdeckt sind (SOROOSHIAN ET AL. 1983).

Parameterunsicherheit

Die Parameterunsicherheit wird dadurch verursacht, das bei der Parameterschätzung nur eine Stichprobe aller Daten benutzt wird. Die so geschätzten Parameter weichen von den Parametern anderer Stichproben oder der Grundgesamtheit ab. Dabei sollten

die Parameter jedoch um den „wahren“ Wert liegen und als Zufallsvariable mit unbekannter Verteilungsfunktion angesehen werden (HAAN 1989).

5.3.1 Parameterschätzung

Vor der Parameterschätzung muss das Beurteilungskriterium festgelegt werden. Nach HAAN (1989) kann man hier folgende Kriterien unterscheiden:

- Subjektive Beurteilung der Anpassung durch Vergleich der gemessenen Werte mit den modellierten Werten;
- Direkte Messung der physikalischen Eigenschaften im Feld oder Labor;
- Indirekte Messung der physikalischen Eigenschaften über andere hydrologische Eigenschaften;
- Optimierung von objektiven Funktionen (z.B. kleinste Quadrate) mittels Versuch-und-Irrtum-Methode oder mittels iterativer Verfahren;
- Bestimmung aus Literaturwerten und Karten.

Die zu ermittelnden Modellparameter sollten folgende zwei Eigenschaften haben:

- Relevanz der Parameter: eine Variation eines Parameters sollte auch zu einer signifikanten Veränderung des Modellergebnisses führen. Ansonsten ist der Parameter unwichtig und kann als Konstante aufgefasst werden.
- Unabhängige Parameter: Parameter die stark mit anderen Parameter korrelieren, lassen keine eindeutige Bestimmung zu, da der Fehler der durch einen Parameter erzeugt wird mit einem korrelierenden Parameter kompensiert werden kann. Im Grundwassermodell sind dies z.B. die Parameter Durchlässigkeitsbeiwert (k_f), nutzbares Speichervolumen (n_e) und Grundwassersohllhöhe. Diese drei Parameter korrelieren stark miteinander und lassen sich deshalb nicht eindeutig bestimmen, jedoch haben alle drei Parameter eine gute physikalische Grundlage und ihre Parameterspannweite kann aus Karten und Literatur entnommen werden.

5.3.2 Sensitivitätsanalyse

In der Sensitivitätsanalyse wird der Einfluss einzelner Parameter auf das Modellergebnis untersucht. Um die Sensitivität einzelner Parameter auf das Modellergebnis zu testen, wurde die Grundwassermessstation STAU M37360028 (STAU 28) zunächst mit den Ausgangswerten in Tab. 5.8 modelliert. Danach wurden die jeweiligen Parameter und Eingangsgrößen um einen bestimmten Betrag variiert. Als Vergleichswert werden die Extremwerte niedrigstes Niedrigwasser (NNW) und höchstes Hochwasser (HHW), das arithmetrische Mittel, das mittlere Hoch- und Niedrigwasser über 30 Jahre, sowie als Streuungsmaße, Spannweite und Varianz herangezogen.

Die Variation erfolgt für 14 Eingangsgrößen mit Werten um den Ausgangswert. Dabei verändern die ersten sieben Eingangsgrößen die Ganglinie des Grundwassers im allgemeinen und die restlichen sieben Größen die Reaktion auf Hochwasserereignisse.

Die Variation der Parameter bzw. ihre Sensitivität lässt sich qualitativ wie folgt zusammenfassen (die zugehörigen quantitativen Angaben lassen sich aus Tab. 5.8 und Abb. 5.7 entnehmen):

Tab. 5.8 Parameter und Eingangsgrößen der Sensitivitätsanalyse

Nr.	Parameter und Eingangsgröße	Ausgangswert	Variation
1	Durchlässigkeitsbeiwert k_f	$1,3 \cdot 10^{-3}$ m/s	$\pm 0,6 \cdot 10^{-3}$ m/s
2	Speicherkoeffizient n_e	14 %	± 6 %
3	Grundwassersohle Gws	28 m+NN	- 6m; + 3m
4	Entfernung von der Elbe	1100 m	± 100 m
5	Ausgangspunkt Elbe	340,3 Elbe-km	$\pm 0,4$ km
6	Ausgangspunkt Ohre	2,8 Ohre-km	$\pm 0,4$ km
7	Einfluss Überflutung	Ab 0,5m gilt ein Gebiet als überflutet	Ohne Überflutung und von 0,0m bis 0,75m
8	Einfluss Grundwasserneubildung	Gemischte Landnutzung	Ohne Neubildung und mit jeweils einheitliche Landnutzung
9	Niederschlag	DWD-Daten	± 20 %
10	Temperatur	DWD-Daten	± 20 %
11	Luftfeuchte	DWD-Daten	± 20 %
12	Nutzbare Feldkapazität	19%	
13	Durchwurzelte Bodenmächtigkeit	Je nach Landnutzung	$\pm 0,2$ m
14	Blattflächenindex BFI	Je nach Landnutzung	Einheitlich über das ganze Gebiet

1. Mit zunehmendem k_f -Wert wird die Amplitude der Ganglinie größer, d.h. höhere Hochwasser und niedrigere Niedrigwasser. Zusätzlich ergibt sich mit zunehmendem k_f -Wert ein Trend zu insgesamt niedrigeren Werten, dies führt zu einer Verringerung des Mittelwasserstandes bei zunehmendem k_f -Wert.
2. Mit zunehmendem n_e -Wert wird die Amplitude der Ganglinie kleiner. n_e -Wert und k_f -Wert sind negativ korreliert. Der Mittelwasserstand wird jedoch vom veränderten n_e -Wert kaum beeinflusst.
3. Mit zunehmender Höhe+NN der Grundwassersohlhöhe verringert sich die Amplitude der Ganglinie. Grundwassersohlhöhe und k_f -Wert sind negativ korreliert und stehen in direkter mathematischer Abhängigkeit zueinander, da in das Grundwassermodul die Transmissivität T eingeht: $T = (\text{Grundwasserhöhe} - \text{Grundwassersohle}) \cdot k_f$ -Wert. Diese zwei Parameter lassen sich jedoch nicht zu einem Parameter reduzieren, da der k_f -Wert ein globaler Parameter ist, d.h. für das gesamte Gebiet gültig, während die Grundwassersohle vom jeweiligen Knotenpunkt abhängt.

4. Mit zunehmender Entfernung vom Hauptvorfluter Elbe nimmt die Amplitude der Ganglinie ab. Die Erhöhung des Mittelwassers mit zunehmender Entfernung liegt am höheren Wasserstand ü. NN des zweiten Vorfluters Ohre.
5. und 6. Werden die Transektenausgangspunkte an den Vorflutern weiter in den Unterlauf verlegt, verringern sich generell Extrem- und Mittelwerte, da auch der Wasserstand der Flussläufe im Unterlauf geringer ist als im Oberlauf. Die geringfügige Veränderung der Streuungsmaße ist darauf zurückzuführen, dass sich bei einer Veränderung der Transekten, sich die Länge der Transekten und damit die Entfernung zum Hauptvorfluter (siehe 4.) verändert.
7. Der Einfluss des Überflutungsmoduls beschränkt sich auf die Hochwasservergleichswerte HHW und MHW. Je höher der Wasserstand, ab der ein Gebiet als überflutet gilt, desto geringer ist der Einfluss des Überflutungsmoduls.
8. Der Einfluss des Bodenwassermoduls beschränkt sich ebenfalls auf den Hochwasserbereich. Mit Verringerung des gesamten Speichervolumen des Bodens ($S = \text{durchwurzelte Mächtigkeit} \cdot \text{nutzbare Feldkapazität}$) von Grünland, Acker und Wald verringert sich auch der Einfluss des Bodenwassermoduls.
9. Je höher der Niederschlag, desto höher die Hochwasservergleichswerte.
10. Je höher der Temperatur, desto niedriger die Hochwasservergleichswerte, wobei die Temperatur einen geringeren Einfluss hat als der Niederschlag.
11. Die Luftfeuchte hat nur einen geringen Einfluss auf die Vergleichswerte. Es gilt aber je höher die Luftfeuchte, desto höher die Hochwasservergleichswerte.
12. und 13. Nutzbare Feldkapazität und durchwurzelte Bodenmächtigkeit ergeben das potentielle Speichervolumen des Bodens. Je größer das Speichervolumen, desto geringer die Hochwasservergleichswerte.
14. Je höher der Blattflächenindex, desto mehr Niederschlag wird durch die Interzeption zurückgehalten und desto geringer sind die Hochwasservergleichswerte.

Tab. 5.9 Sensitivitätsanalyse an der Grundwassermessstelle STAU 28

	Standard	Kf-Wert [m/s·10 ⁻⁴]				Speicherkoeffizient [%]				Grundwassersohle [m+NN]		
		Kf 7	Kf 10	Kf 16	Kf 19	Nf 8	Nf 11	Nf 17	Nf 20	Gws22	Gws25	Gws31
HHW	41,47	41,25	41,36	41,58	41,67	41,87	41,64	41,35	41,26	41,68	41,58	41,35
MHW	40,15	39,98	40,07	40,22	40,28	40,40	40,25	40,07	40,01	40,30	40,23	40,06
MW	39,46	39,52	39,48	39,44	39,43	39,44	39,45	39,46	39,47	39,42	39,44	39,49
MNW	38,81	39,02	38,89	38,75	38,70	38,65	38,74	38,87	38,92	38,68	38,73	38,92
NNW	38,35	38,53	38,44	38,27	38,22	38,17	38,26	38,42	38,47	38,20	38,26	38,47
Varianz	0,401	0,337	0,370	0,429	0,453	0,511	0,447	0,366	0,340	0,463	0,435	0,361
Spannweite	3,12	2,72	2,92	3,31	3,45	3,70	3,38	2,93	2,79	3,48	3,32	2,88

	Standard	Entfernung von der Elbe Km340.3 [m]				Transektenpunkt an Elbe Km				Transektenpunkt an Ohre Km	
		Entf. 900	Entf. 1000	Entf. 1200	Entf. 1300	Elbe km 339,9	Elbe km 340,1	Elbe km 340,5	Elbe km 340,7	Ohre-km 2,4	Ohre-km 3,2
HHW	41,47	41,79	41,58	41,38	41,32	41,57	41,53	41,41	41,30	41,50	41,44
MHW	40,15	40,19	40,16	40,15	40,16	40,20	40,18	40,11	40,08	40,19	40,11
MW	39,46	39,32	39,39	39,52	39,58	39,50	39,48	39,43	39,41	39,49	39,42
MNW	38,81	38,60	38,70	38,92	39,02	38,85	38,83	38,79	38,77	38,85	38,77
NNW	38,35	38,09	38,22	38,47	38,59	38,39	38,37	38,33	38,31	38,39	38,31
Varianz	0,401	0,494	0,444	0,362	0,327	0,408	0,404	0,391	0,385	0,398	0,403
Spannweite	3,12	3,70	3,36	2,91	2,73	3,18	3,16	3,08	2,99	3,11	3,13

	Standard	Landnutzung				Mit Überflu- tung kein Boden	keine Überflu- tung kein Boden	Stadt	Wald	Acker	Grünland
		0	25	75	aus						
HHW	41,47	41,67	41,62	41,28	41,15	41,28	40,85	41,28	41,34	41,54	41,56
MHW	40,15	40,22	40,18	40,11	40,04	40,06	39,94	40,06	40,09	40,18	40,21
MW	39,46	39,47	39,46	39,45	39,44	39,41	39,40	39,41	39,43	39,47	39,49
MNW	38,81	38,80	38,80	38,81	38,84	38,80	38,83	38,80	38,80	38,81	38,82
NNW	38,35	38,36	38,35	38,35	38,38	38,35	38,38	38,35	38,35	38,35	38,36
Varianz	0,401	0,451	0,425	0,377	0,340	0,348	0,283	0,348	0,365	0,422	0,428
Spannweite	3,12	3,31	3,27	2,93	2,77	2,93	2,47	2,93	2,99	3,19	3,20

	Standard	Niederschlag [% Unterschied zu DWD-Daten]				Temperatur [% Unterschied zu DWD-Daten]				Luftfeuchte [% Unter.]	
		-20	-10	+10	+20	-20	-10	+10	+20	-20	+20
HHW	41,47	41,33	41,40	41,57	41,66	41,54	41,51	41,44	41,43	41,47	41,47
MHW	40,15	40,09	40,11	40,20	40,26	40,18	40,16	40,14	40,13	40,13	40,17
MW	39,46	39,42	39,44	39,48	39,52	39,47	39,46	39,45	39,44	39,45	39,47
MNW	38,81	38,80	38,81	38,82	38,82	38,82	38,81	38,81	38,81	38,81	38,81
NNW	38,35	38,35	38,35	38,35	38,36	38,35	38,35	38,35	38,35	38,35	38,35
Varianz	0,401	0,362	0,378	0,428	0,455	0,417	0,408	0,394	0,389	0,392	0,412
Spannweite	3,12	2,98	3,05	3,22	3,30	3,19	3,16	3,09	3,08	3,12	3,12

	Standard	Nutzbare Feldkapazität [%]				Durchwurzelte Mächtigkeit [cm]		Blattflächenindex BFI			
		nfk= 15	nfk= 17	nfk= 21	nfk= 23	-20	+20	Kein	Wald	Acker	Grünland
HHW	41,47	41,54	41,51	41,44	41,42	41,55	41,41	41,55	41,44	41,50	41,43
MHW	40,15	40,19	40,17	40,13	40,12	40,21	40,11	40,19	40,12	40,16	40,12
MW	39,46	39,48	39,47	39,45	39,44	39,49	39,44	39,48	39,44	39,46	39,44
MNW	38,81	38,82	38,81	38,81	38,81	38,82	38,81	38,81	38,81	38,81	38,81
NNW	38,35	38,36	38,35	38,35	38,35	38,36	38,35	38,35	38,35	38,35	38,35
Varianz	0,401	0,421	0,410	0,391	0,384	0,423	0,380	0,425	0,388	0,408	0,388
Spannweite	3,12	3,18	3,16	3,09	3,07	3,19	3,06	3,20	3,09	3,15	3,08

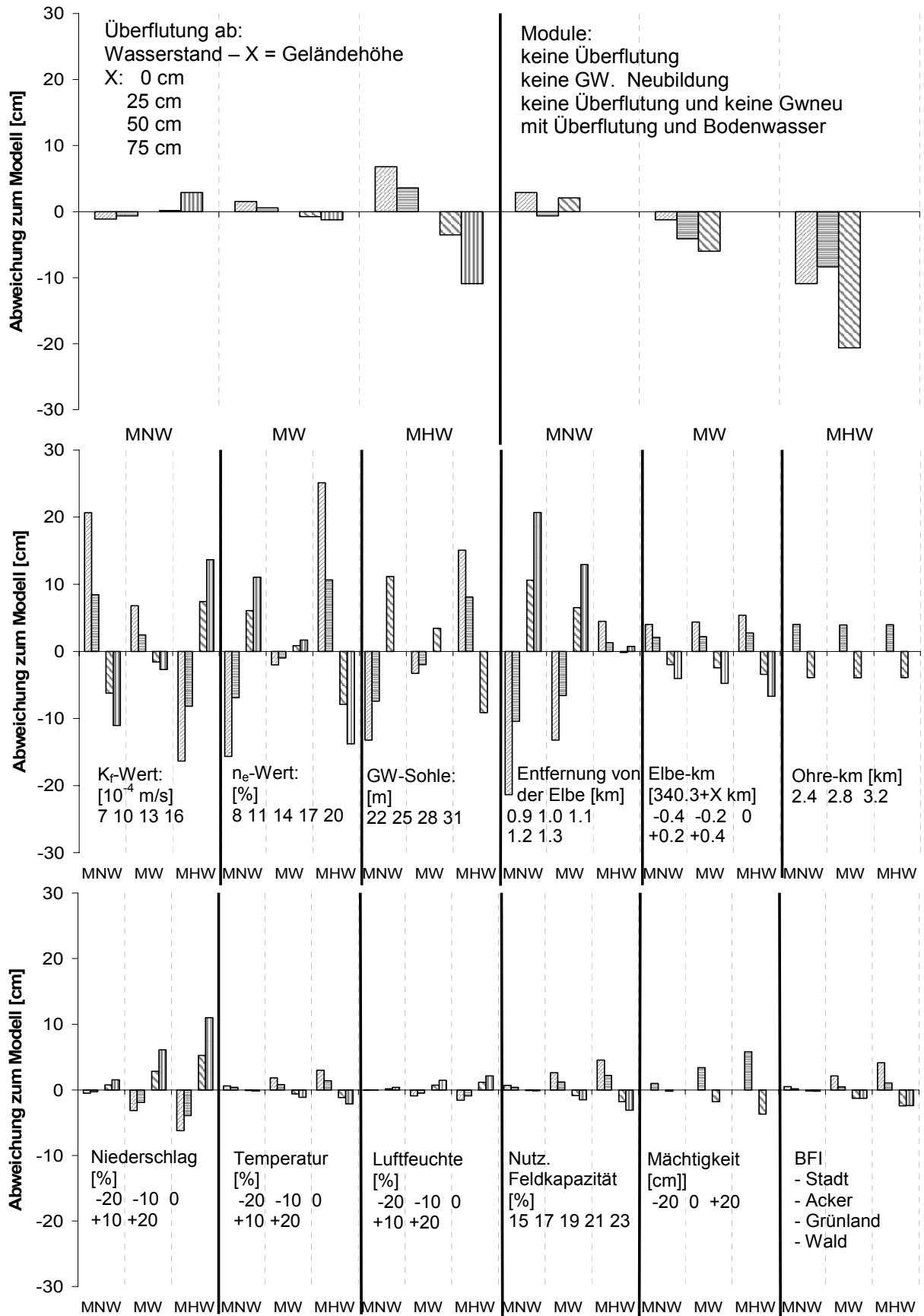


Abb. 5.7 Variation der Parameter - mittleres Niedrig-, Mittel- und Hochwasser (1969-98)
Messstelle STAU 28

5.4 Räumliche Modellierung

Nachdem für die acht Grundwassermesspunkte das Modell angepasst wurde, können für weitere 215 Knotenpunkte (siehe Abb. 4.1) die Grundwasserstandszeitreihen modelliert werden. Aus den insgesamt 223 Ergebniszeitreihen der Knotenpunkten wird mit Interpolationsverfahren (siehe Kapitel 4.2.) ein räumliches Bild erstellt.

Um das Verfahren zu vereinfachen werden aus der Ausgabedatei die gewünschten Ergebnisse für jeden Knotenpunkt ermittelt, so kann z.B. der Tageswert übernommen werden oder Mittelwert oder Überschreitungshäufigkeitswert berechnet werden. In ArcView werden die Ergebnistabellen als Table eingelesen und ein Avenue-Script (ArcView Programmiersprache) verwendet, dass nach Eingabe der darzustellenden Spalte (z.B. Tageswert), ein 10 m x 10 m Raster und Isolinien mittels eines ordinary Kriging-Verfahrens aus den 223 Knoten interpoliert.

Um den neuen, durch die Kalibrierung gewonnenen Parametersatz für alle 223 Knoten zu verwenden, muss die Aquiferbasis aus PFISTERER (1998) (siehe Kap. 2.2.1.2.) der neuen Kalibrierung angepasst werden. Hierzu werden die Grundwassersohlunterschiede der Parameter vor und nach der Kalibrierung den acht Messpunkttransekten zugeordnet und mittels der ArcInfo Routine TOPOGRID ein 10 x 10m Raster interpoliert. Diese Raster gibt die Veränderung der Grundwassersohle an und wird in einem weiteren Schritt von der bisher verwendeten Grundwassersohlhöhe abgezogen. Als Ergebnis erhält man eine neue Grundwassersohlhöhe (siehe Abb. 5.8) von der nun die Grundwassersohle sämtlicher Knotenpunkte bestimmt werden kann.

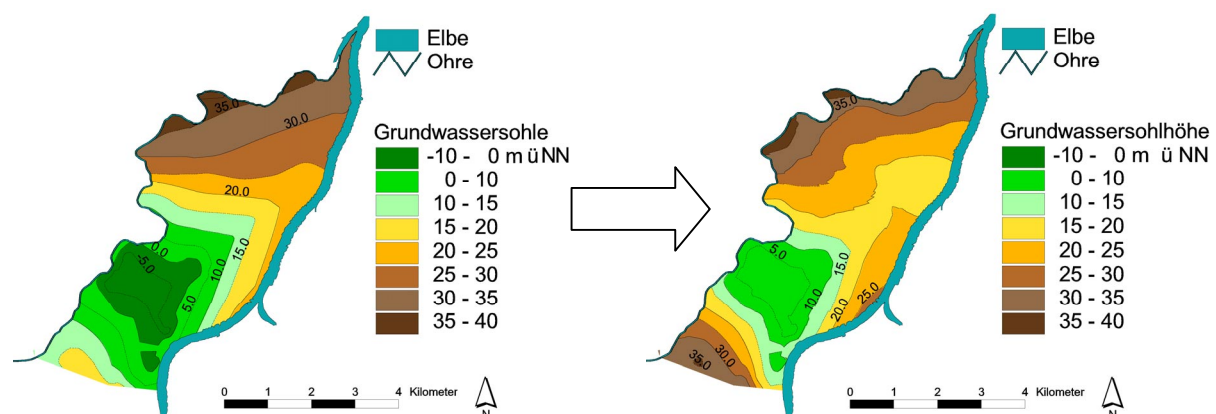


Abb. 5.8 Aquiferbasis vor und nach der Kalibrierung

Mit diesen Grundwassersohlhöhen und den Parametern aus Tab. 5.2 und Tab. 5.1 lassen sich nun tägliche Grundwasserstände der 223 Knotenpunkte über den gesamten Zeitraum von 1969 bis 1999 modellieren. Mittels Interpolation kann eine räumliche Darstellung der Grundwasseroberfläche für bestimmte Tage erzeugt werden. In Abb. 5.9 werden die Grundwasseroberflächen für drei charakteristische Wasserstände der

Elbe aufgezeigt, Niedrigwasser am 7.11.91 (Wasserstand Pegel Rothensee 38,65 m+NN), Mittelwasser am 7.1.98 (Wasserstand Pegel Rothensee 40,05 m+NN) und Hochwasser am 7.4.88 (Wasserstand Pegel Rothensee 44,27 m+NN entspricht ca. HQ20).

Bei Niedrigwasser stellen sich influente Verhältnisse ein, mit Isohypsen fast parallel zum Vorfluter Elbe. Aufgrund des Mäandrierens und aufgrund des starken Gradienten der Ohre (Wasserspiegelgefälle = 0,35‰ im Gegensatz zum Wasserspiegelgefälle der Elbe = 0,17‰) sind die Isohypsen nur annähernd parallel zum Vorfluter Ohre.

Bei Mittelwasser liegen die Isohypsen im Oberlauf der Modellgebietes weiterhin parallel zu den Vorflutern. Weiter im Unterlauf bilden sich Isohypsen senkrecht zum Vorfluter Elbe aus.

Bei Hochwasser kommt es zu effluenten Verhältnisse. Aufgrund der zeitlichen Verzögerung stellt sich erst nach dem Scheitel des Elbehochwassers ein maximaler Grundwasserstand in der Mitte des Untersuchungsgebietes ein.

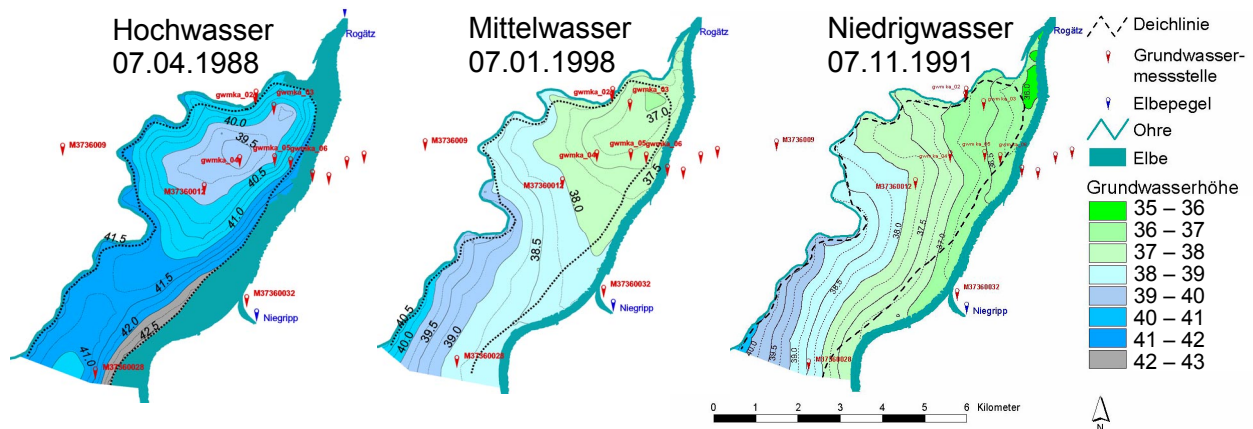


Abb. 5.9 Grundwasseroberfläche bei Hoch-, Mittel- und Niedrigwasser der Elbe

5.5 Vergleich mit einem numerischen Grundwassermodell

Um die Güte der räumlichen Modellierung abzuschätzen, werden die Ergebnisse mit einem numerischen Grundwassermodell verglichen. Für das Gebiet der Ohremündung wurde im Rahmen des BMBF-Verbundprojektes „Morphodynamik der Elbe“ Teilprojekt II.4 Grundwasserdynamik (MOHRLOK UND JIRKA, 1999) ein instationäres numerisches Grundwassermodell angepasst. Dieses Modell berechnet die instationäre Grundwasserströmung basiert auf dem Finite-Elemente Programm HFLOW_HT, das eine Weiterentwicklung einer am Institut für Hydromechanik Universität Karlsruhe entwickelten Programmfamilie darstellt (HERRLING 1982). Das Modellgebiet wird dabei in 15402 Dreieckselemente und 7772 Knoten unterteilt. An den Knotenpunkten sind die Größen Aquiferbasis, Aquiferoberkante und hydraulisches Potenzial definiert. Im Gegensatz zum analytischen Modell erstreckt sich das Modellgebiet des FE-Modells weiter in Ost- und Westrichtung.

Die instationäre Kalibrierung erfolgte von PFISTERER (1999) und MOHRLOK UND JIRKA (1999, 2001) für den Zeitraum 1.11.97 bis 31.10.99 an den Messstellen GWM 1 bis GWM 10 und an der Landesmessstelle M37360012.

An den sechs Grundwassermessstellen GWM 1 bis GWM 6 werden die Modellierungen des analytischen Grundwassermodells mit dem numerischen Grundwassermodell verglichen. Das analytische Modell hat dabei nicht den Anspruch, die Tagesgrundwasserstände exakt wiederzugegeben, sondern die Dynamik der Grundwasserstände zu erfassen. Der Vergleich mit einem numerischen Modell (MOHRLOK UND JIRKA 2001) und die Diskussion der Ergebnisunterschiede soll jedoch zeigen, dass die Ergebnisse des analytischen Modells im Bereich des numerischen Modells liegen. Für das vereinfachte physikalische Modell wurde eine Vorlaufzeit von fünf Monaten (vom 1.6.1997 bis 1.11.97) als Einschwingphase gewählt in der sich die Grundwasserstände von einem frei gewählten Eingangswert auf die Messwerte einzupendeln. Messungen der Grundwasserstände und vergleichbare Ergebnisse der FE-Modellierung liegen vom 1.11.97 bis zum 31.10.99 vor.

Die Grundwasserpegel GWM 1 und GWM 2 liegen nahe an der Ohre (siehe Abb. 5.1 mit Entfernungen von 40m und 100m). Daher sind die geringen Unterschiede (siehe Abb. 5.10 oben) zwischen FE-Modellierung und analytischen Modell auf die unterschiedliche Formulierung der Randbedingung Ohre zurückzuführen.

Die Grundwassermessstellen GWM 3, GWM 4 und GWM 5 liegen im Gebietsinneren. Hier ist eine Verringerung der Amplitude und eine zeitliche Verzögerung des Hochwasserscheitels deutlich zerkennen. Im Niedrig- bis Mittelwasserbereich unterscheiden sich Messwerte, FE-Modellierung und analytisches Modell kaum. Im Hochwasserbereich liegt das FE-Modell näher an den Messwerten. Beide Modelle unterschätzen jedoch die Geschwindigkeit des Anstiegs und überschätzen das Abklingen der Hochwasserwelle an den Grundwassermesspegeln.

Der Grundwasserpegel GWM 6 liegt wiederum nahe an der Elbe (Entfernung 400 m). Hier sind die Ganglinien im Niedrig- bis Mittelwasserbereich der beiden Modelle und der Messungen nahezu identisch. Im Hochwasserfall kommt es zu einer Überschätzung der Hochwasserwerte durch das FE-Modell und zu einer Unterschätzung durch das analytische Modell.

In Abb. 5.11 sind die Ergebnisse einer räumlichen statistischen Auswertung im Zeitraum 1.11.85 bis 31.10.99 beider Modelle gegenübergestellt. Die generelle Richtung und Lage der Isohypsen und damit der Strömungsrichtung stimmt in allen fünf Einzelabbildungen vom minimalen bis zum maximalen Grundwasserpotenzial weitestgehend überein. Bei minimalen Grundwasserpotenzial und bei der 10% Unterschreitungsdauer kommt es zu Unterschieden im Bereich der Brauchwasserentnahme-

stelle eines Kalibetriebes im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Im numerischen Modell wird die Pumprate auf 40 l/s geschätzt, während im analytischen Modell keine Zu- oder Abflüsse außer an den Rändern definiert werden können. Zu den größten Abweichungen zwischen den beiden Modellen kommt es bei maximalem Grundwasserpotenzial, die vor allem durch die unterschiedliche Beschreibung der Randbedingungen Elbe und Ohre bedingt sind.

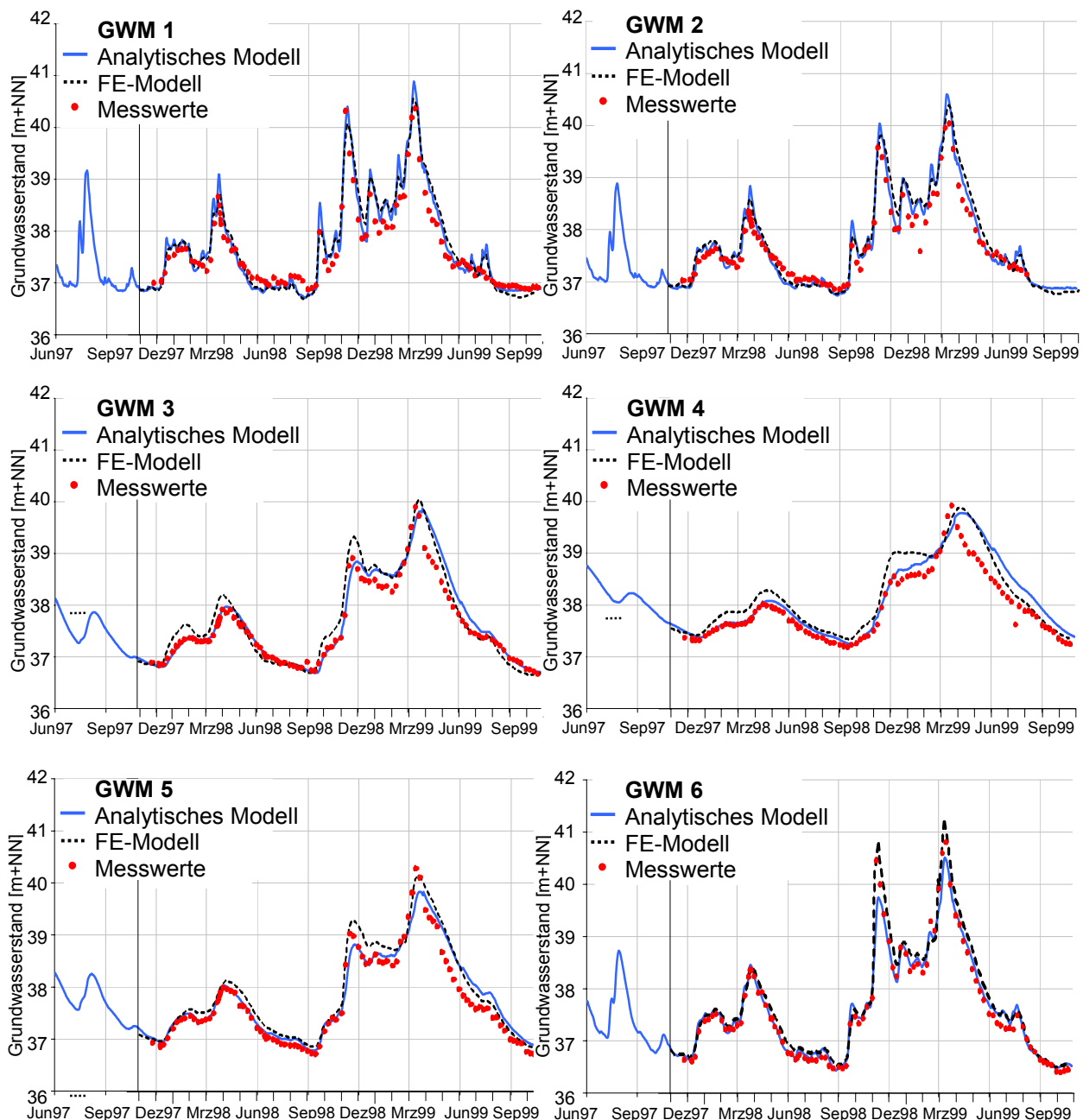


Abb. 5.10 Vergleich analytisches Grundwassermodell mit numerischen Grundwassermodell im Kalibrierungszeitraum 1.11.97 bis 31.10.99 (verändert nach Mohrlök, Jirka 2002)

In Abb. 5.12 sind die Ganglinien und die Hauptwerte des Zeitraums 1.11.85 bis 31.10.99 für ein Querprofil von Punkt E bis Punkt O (Lage des Querprofils siehe Abb. 5.11) dargestellt. An den Standorten E bis C fallen hier vor allem die Unterschiede der Modellergebnisse im Bereich um das mittlere jährliche Hochwasser (MHW) auf, welches zu Unterschieden bei den Hauptwerten MHW von bis zu 0,4 m führt. Das höchste Hochwasser wird durch die Jahre 1987 und 1988 bestimmt. Hier liegt das FE-Modell um etwa 0,45 m über dem analytischen Modell (Standort C). Für die elbnahen Standorte B bis O verringern sich die Unterschiede in den Modellergebnissen, jedoch wird die Tendenz des FE-Modell zu höheren Hochwasserwerten beibehalten.

Vergleich der Unterschreitungsdauern zwischen Finite Elemente Modell (Mohrlok, Jirka 2002) und Analytischem Modell (Burek)
 Berechnungszeitraum (1986 bis 1999)

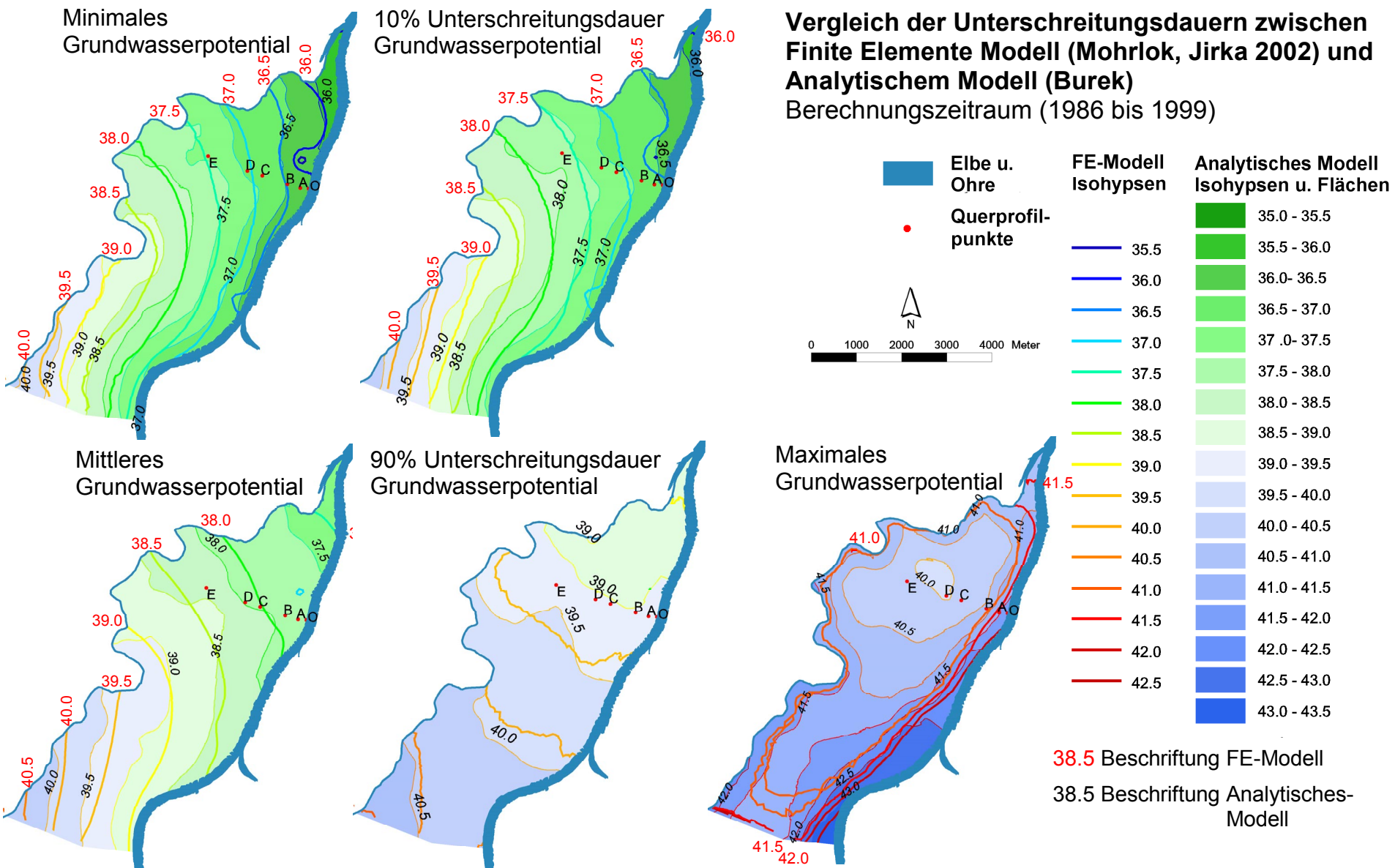
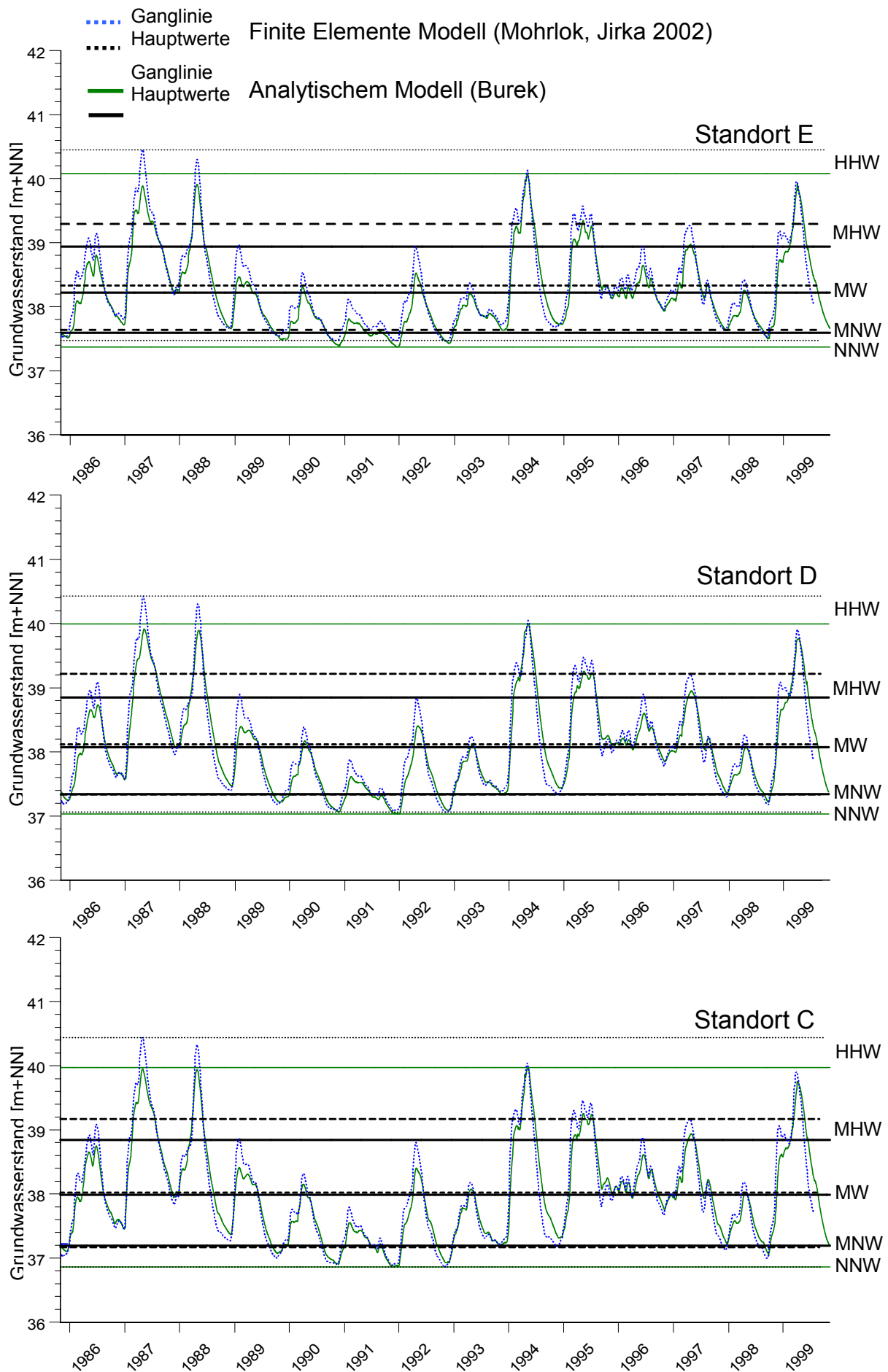


Abb. 5.11 Vergleich analytisches Grundwassermodell mit numerischen Grundwassermodell - räumliche statistische Größen aus langfristiger Betrachtung vom 1.11.85 bis 31.10.99

Vergleich der Ganglinien und Hauptwerte im Querprofil E-O



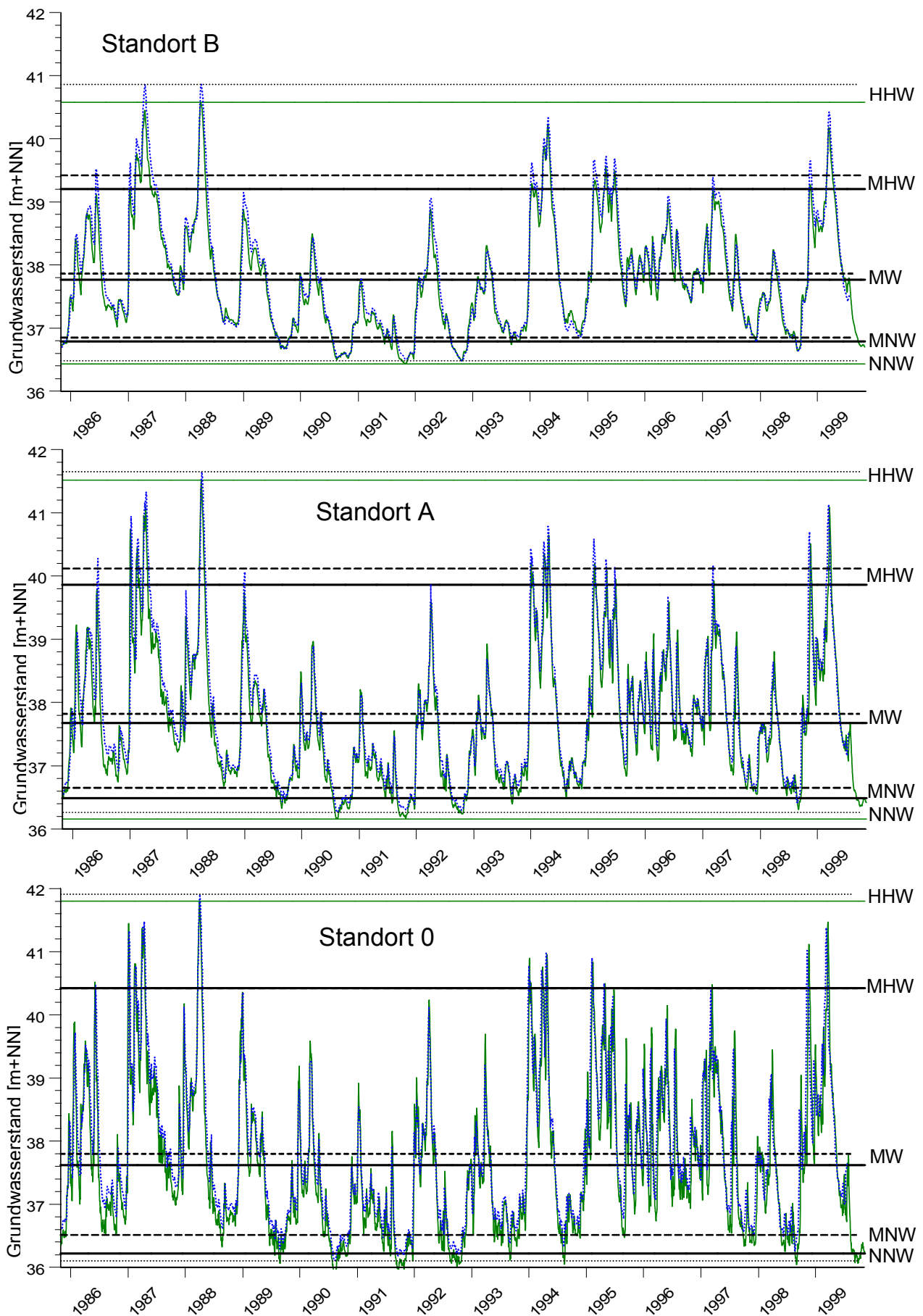


Abb. 5.12 Vergleich analytisches Grundwassermodell mit numerischen Grundwassermodell im Querprofil E-O - Ganglinien und Hauptwerte aus langfristiger Betrachtung vom 1.11.85 bis 31.10.99

5.6 Flächenhafte Ausprägung von Über- bzw. Unterschreitungsdauern

Dauerlinien bieten eine Möglichkeit die Dynamik des Grundwassers abschätzen zu können. So können Über- bzw. Unterschreitungshäufigkeiten von Grundwasserständen aus der Dauerlinie abgelesen werden. Ein starker Gradient innerhalb der Dauerlinie beschreibt eine hohe Schwankungsbreite des Grundwassers. Mit zunehmender Entfernung vom Vorfluter nimmt dieser Gradient ab.

Zur Erstellung der Dauerlinien werden die täglichen Wasserstände der Größe nach sortiert und dann gegen ihre Unterschreitungshäufigkeit (in Tagen oder Prozent) aufgetragen. Dabei wird die Dauerlinie aus der gesamten Reihe ermittelt, sowie die obere und untere Einhüllende aus den maximal bzw. minimal Werten jedes einzelnen Kalendertages (siehe Abb. 5.13 oben).

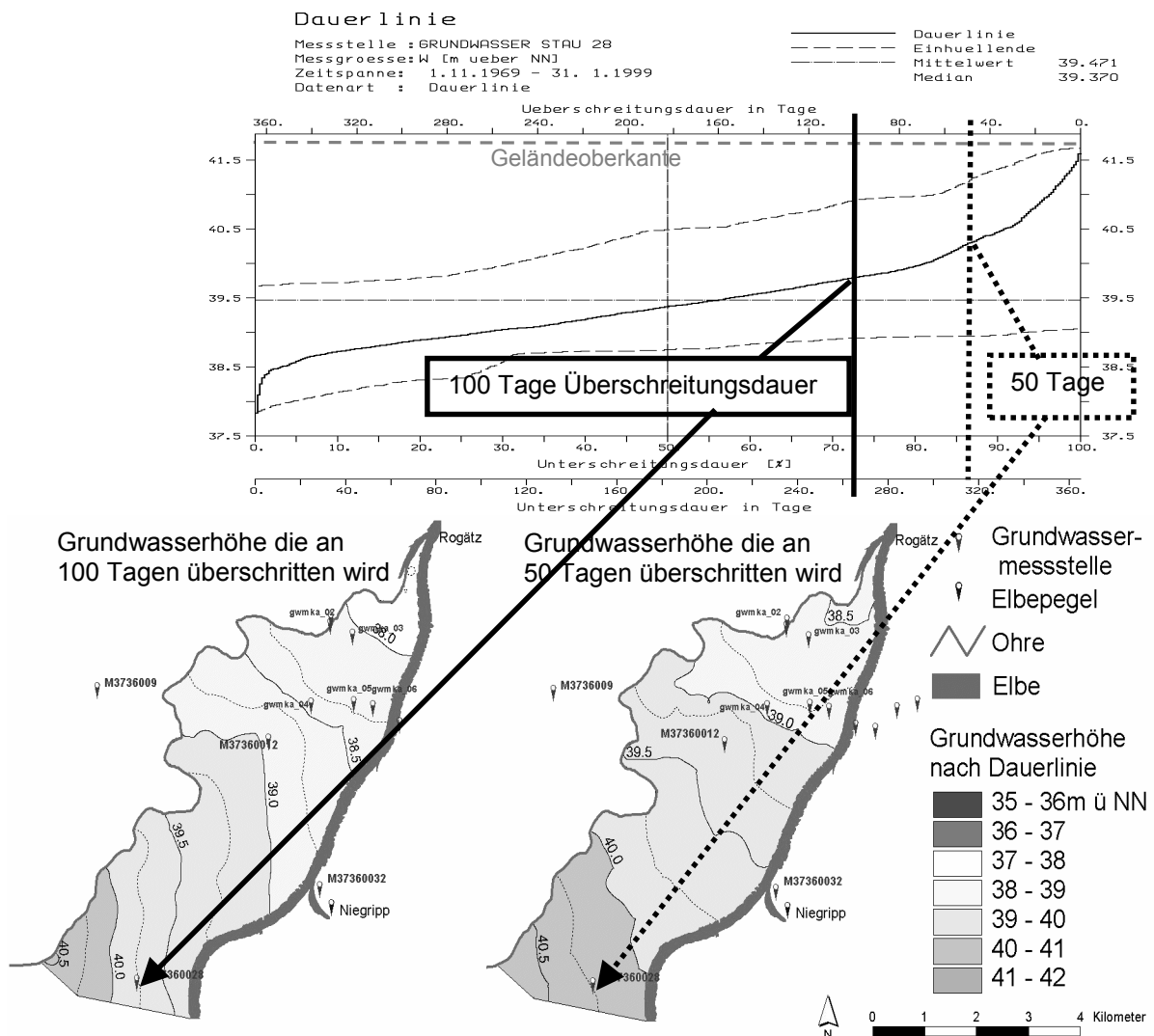


Abb. 5.13 Flächenhafte Ausprägung der Grundwasserüberschreitungsdauern

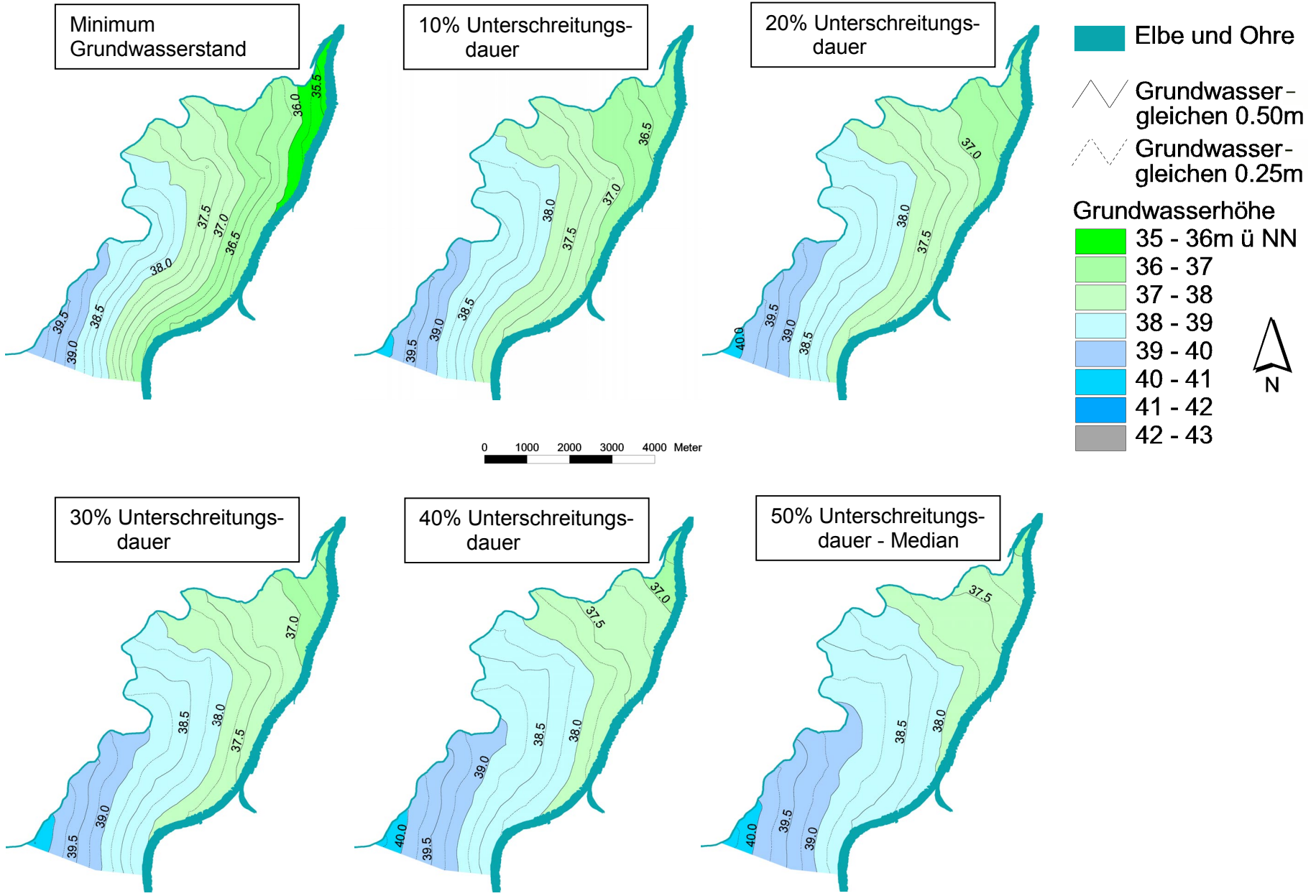
Um einen räumlichen Eindruck der Überschreitungshäufigkeiten zu erhalten, werden von allen 223 Knotenpunkten die Dauerlinien erstellt und für bestimmte

Überschreitungsauern räumlich interpoliert. In Abb. 5.13 unten werden die Überschreitungsauern 100 Tage und 50 Tage dargestellt. Basis für die Berechnung der Dauerlinien ist die Modellierung von 30-jährigen (1969 bis 1999) Zeitreihen der täglichen Grundwasserstände.

In Abb. 5.14 wird die Entwicklung vom minimalen Grundwasserstand bis zum maximalen Grundwasserstand in Dezentilen der Unterschreitungsauer aufgezeigt. Die Grundwasserstände entsprechen dabei nicht den real auftretenden täglichen Wasserständen, da bei den Unterschreitungsauern die unterschiedlichen Reaktionszeiten des Grundwassers an verschiedenen Knotenpunkten nicht berücksichtigt werden.

So stellt sich z.B. der maximale Grundwasserstand vorfluternah sehr schnell (1-2 Tage) nach einem Elbehochwasser ein. Vorfluterfern wird der maximale Wasserstand erst 20-30 Tage später erreicht. In Abb. 5.14 (Maximum Grundwasserstand) wird jedoch zeitunabhängig der maximale Grundwasserstand jedes Knotenpunktes im Zeitraum 1969-1999 interpoliert auf die Fläche dargestellt.

Wie schon in Abb. 5.9 zu sehen, verändern sich auch hier die Grundwasserisohypsen von zunächst vorfluterparallelen Verlauf mit influenten Verhältnissen (Minimum Grundwasserstand bis 50% Unterschreitungsauer) zu vorflutersenkrechten Verlauf (60% bis 90% Unterschreitungsauer). Im Hochwasserfall (95% Unterschreitungsauer bis Maximum Grundwasserstand) stellen sich wieder vorfluterparallele Grundwasserisohypsen mit effluenten Verhältnissen ein. Zwischen 95% Unterschreitungsauer und Maximum Grundwasserstand kommt es zu starken Veränderungen in den Grundwasserständen, da der hauptsächliche Teil des Hochwassergeschehens oberhalb der 95% Unterschreitungsauer liegt (95% Unterschreitungsauer des Wasserstandes am Pegel Rothensee ist mit 42,73 m+NN etwas geringer als das 2-jährige Hochwasser (HW2) mit 43,10 m+NN).



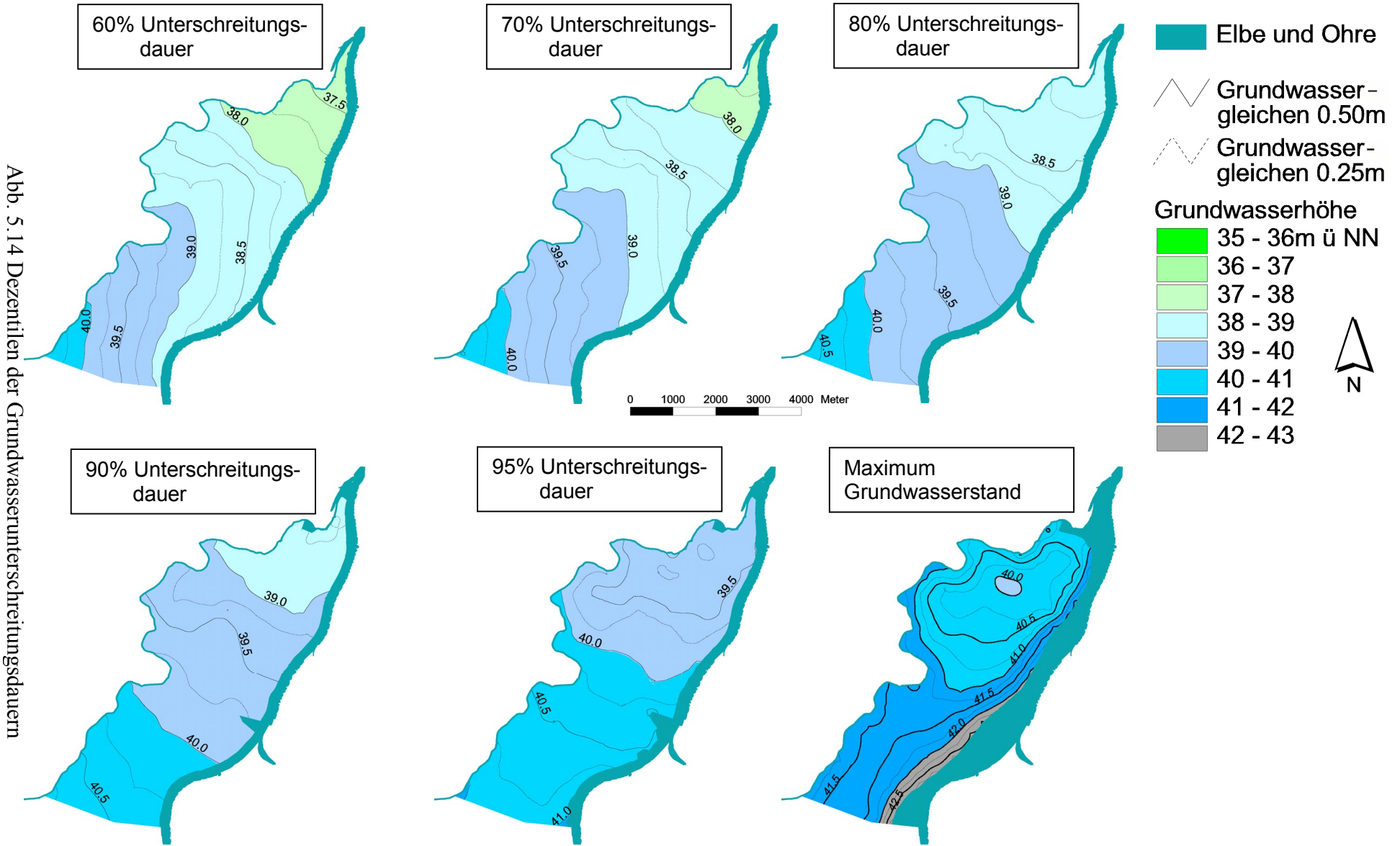


Abb. 5.14 Dezilien der Grundwasserunterschreitungsdauern

6 Modellanpassung im Untersuchungsgebiet Sandau

Im Untersuchungsgebiet Sandau befinden sich 22 Grundwassermessstellen des Staatlichen Amtes für Umwelt (STAU) Magdeburg (siehe Abb. 6.1). Die Messreihen der Grundwasserpegel erstrecken sich über unterschiedliche Zeitspannen mit einem maximalen Zeitraum vom 1.11.1963 bis 22.10.1999.

Von diesen 22 Messstellen werden drei Messstellen W2921, GW2853 und GW2810) um die östliche Randbedingung festzulegen.

Zunächst werden die Zeitreihen der restlichen 19 Grundwassermessstellen von 1.11.1970 bis 31.10.1999 simuliert und mit den gemessenen Zeitreihen verglichen.

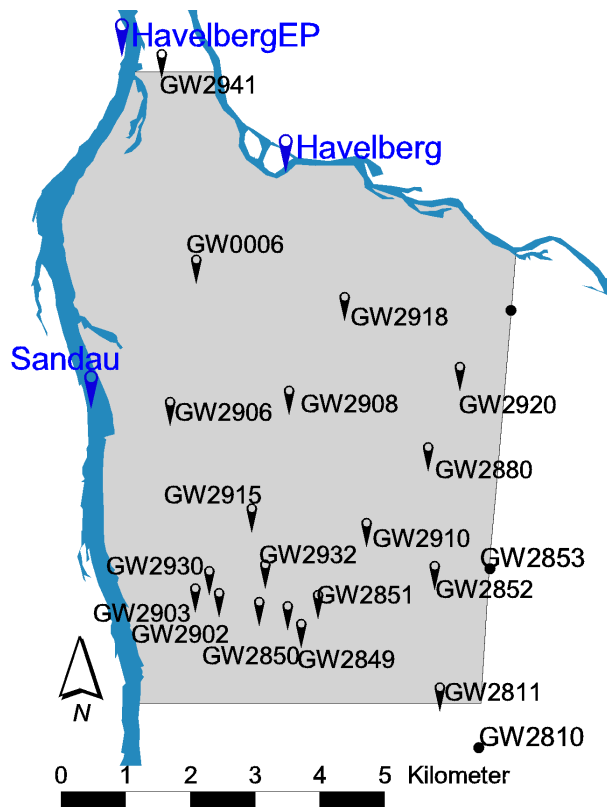


Abb. 6.1 Grundwassermessstellen im Untersuchungsgebiet Havelberg

6.1 Bestimmung der Randbedingungen

Für die Modellierung müssen zwei räumliche Ränder festgelegt werden, für die Zeitreihen in diskreten Abständen (100 m) berechnet werden müssen.

Als westlicher Rand wird die Elbe verwendet. Die Zeitreihe der Wasserstände wird als Randbedingung (Dirichlet-Bedingung) benutzt und über eine hydraulische-numerische Modellierung der Wasserspiegellagen bestimmt.

Der östliche Rand wird von Km 0,0 (Messstandort GW2810) bis Km 6,9 (Messstandort GW2921) aus den Grundwasserzeitreihen GW2810, GW 2853 und GW2921 bestimmt. Von Km 6,9 bis 7,8 wird zwischen der Grundwasserzeitreihe GW2921 und Havel-km 140,7 interpoliert.

Die Havelstrecke von Havel-Km 140,7 bis 147,3 (entspricht der Kilometrierung östlicher Rand Km 7,8 bis Km 14,4) wird durch lineare Interpolation der Havelpegel Wasserstandszeitreihen Rathenau (Havel-km 103,5) und Havelberg (Havel-km 145,2) bestimmt.

6.2 Festlegung der Parameter

Für die erste Simulation werden die Parameter unter Verwendung der hydrogeologischen Karte HK50 geschätzt.

Für das Grundwassermodul sind dies vier Parameter:

1. Der Durchlässigkeitsbeiwert k_f für das gesamte Gebiet wird aus der HK50 geschätzt.
2. Der Speicherkoeffizient n_e für das gesamte Gebiet wird aus dem Untersuchungsgebiet Ohremündung übernommen.
3. Der Endpunkt der Transekte am Vorfluter Havel oder östlichen Rand wird durch das minimalste Entfernung-Verfahren (siehe Kapitel 4) bestimmt.
4. Die Aquifersohle aus Aquiferbasiskarte für jede der 19 Messstellen, wird aus dem arithmetischen Mittel über die Transekte berechnet.

Tab. 6.1 Parameter Grundwassermodul

	GW 0006	GW 2941	GW 2918	GW 2811	GW 2949	GW 2950	GW 2951	GW 2952	GW 2880	GW 2900
Gemessen von:	01.11. 1975	01.04. 1968	01.11. 1972	01.11. 1977	01.11. 1975	01.11. 1967	01.11. 1967	01.11. 1967	01.11. 1963	01.11. 1967
bis:	22.10. 1999	22.10. 1999	22.10. 1982	22.10. 1999	22.10. 1982	22.10. 1999	22.10. 1999	22.10. 1999	22.10. 1994	22.10. 1987
Dauer[Jahre]	24	32	10	22	7	32	32	32	31	20
k_f -Wert [m/s]	$3,0 \cdot 10^{-3}$									
n_e -Wert [-]	0,14									
Aquifersohle [m+NN]	-3,4	-21,1	11,2	-12,4	-21,6	-21,7	-22,0	-21,1	-21,0	-21,6
Ostrand [km]	12,1	14,4	9,6	0,5	1,4	1,6	1,8	2,4	4,2	1,7

	GW 2902	GW 2903	GW 2906	GW 2908	GW 2910	GW 2915	GW 2920	GW 2930	GW 2932
Gemessen von:	01.11. 1967	01.11. 1967	01.11. 1963	01.11. 1972	01.11. 1970	01.11. 1982	01.11. 1967	01.11. 1982	01.11. 1982
bis:	22.10. 1990	22.10. 1982	22.10. 1999	22.10. 1999	22.10. 1983	22.10. 1990	22.10. 1999	22.10. 1998	22.10. 1990
Dauer[Jahre]	23	15	36	27	13	8	32	16	8
k_f -Wert [m/s]	$3,0 \cdot 10^{-3}$								
n_e -Wert [-]	0,14								
Aquifersohle [m+NN]	-21,2	-21,4	22,7	-12,8	-20,5	-18,4	-8,9	-21,6	-22,1
Ostrand [km]	1,8	1,8	12,0	4,9	3,0	3,0	5,5	2,1	2,2

Das Bodenwassermodell besitzt jeweils vier Parameter für jede der vier Landnutzungsformen:

5. Nutzbare Feldkapazität nFK (aus Bodenübersichtskarte 1:1Mio).
6. Wurzeltiefe L_{WRZ} (aus Bodenübersichtskarte 1:1Mio)
7. Blattflächenindex BFI (nach MAURER 1997) mit Zuordnung zu einer Jahreszeitreihe.
8. Zuordnung zu einer kapillaren Aufstiegsrate in Abhängigkeit vom Flurabstand (nach AG BODENKUNDE 1994).

Zunächst werden die Parameterwerte aus dem Gebiet Ohremündung übernommen.

Tab. 6.2 Parameter Bodenwassermodul

	Grünland	Acker	Wald	Stadt
nFK [Vol %]	19	19	19	0
L_{WRZ} [cm]	50	70	100	0
BFI	1	2	3	0
Kap. Aufstieg	1	2	3	0

6.3 Ergebnisse der ersten Modellierung

Mit den oben angegebenen Parameterwerten werden die 19 Grundwassermessstellen im Zeitraum 1.11.1970 bis 31.10.1999 modelliert. Da die Grundwassermessstellen in unterschiedlichen Zeiträumen gemessen worden sind, wird der kleinste Messzeitraum mit sieben Jahren und drei verschiedene Zeitspannen (1972-1979, 1983-1990 und 1988-1995) ausgewählt um die Ergebnisse miteinander zu vergleichen.

Bei verschiedenen Messstellen sind Unregelmäßigkeiten in den Zeitreihen zu beobachten. So ist z.B. die Zeitreihe GW2941 bei 25.43 m nach oben hin gekappt. Bei den Messreihen im Zeitraum 1979 bis 1982 fällt auf, dass sie durch sehr flach verlaufende, hochfrequente Ganglinien geprägt sind, weshalb dieser Zeitraum nicht weiter analysiert wird.

Es werden zwei Varianten modelliert (siehe Abb. 6.2):

Variante 1: Grundwasserstände ohne Bodenwasser und Überflutungsmodul

Variante 2: Grundwasserstände mit Bodenwasser und Überflutungsmodul aber ohne kapillaren Aufstieg

Tab. 6.3 Gütekriterien der ersten Modellierung (ohne Parameteroptimierung)

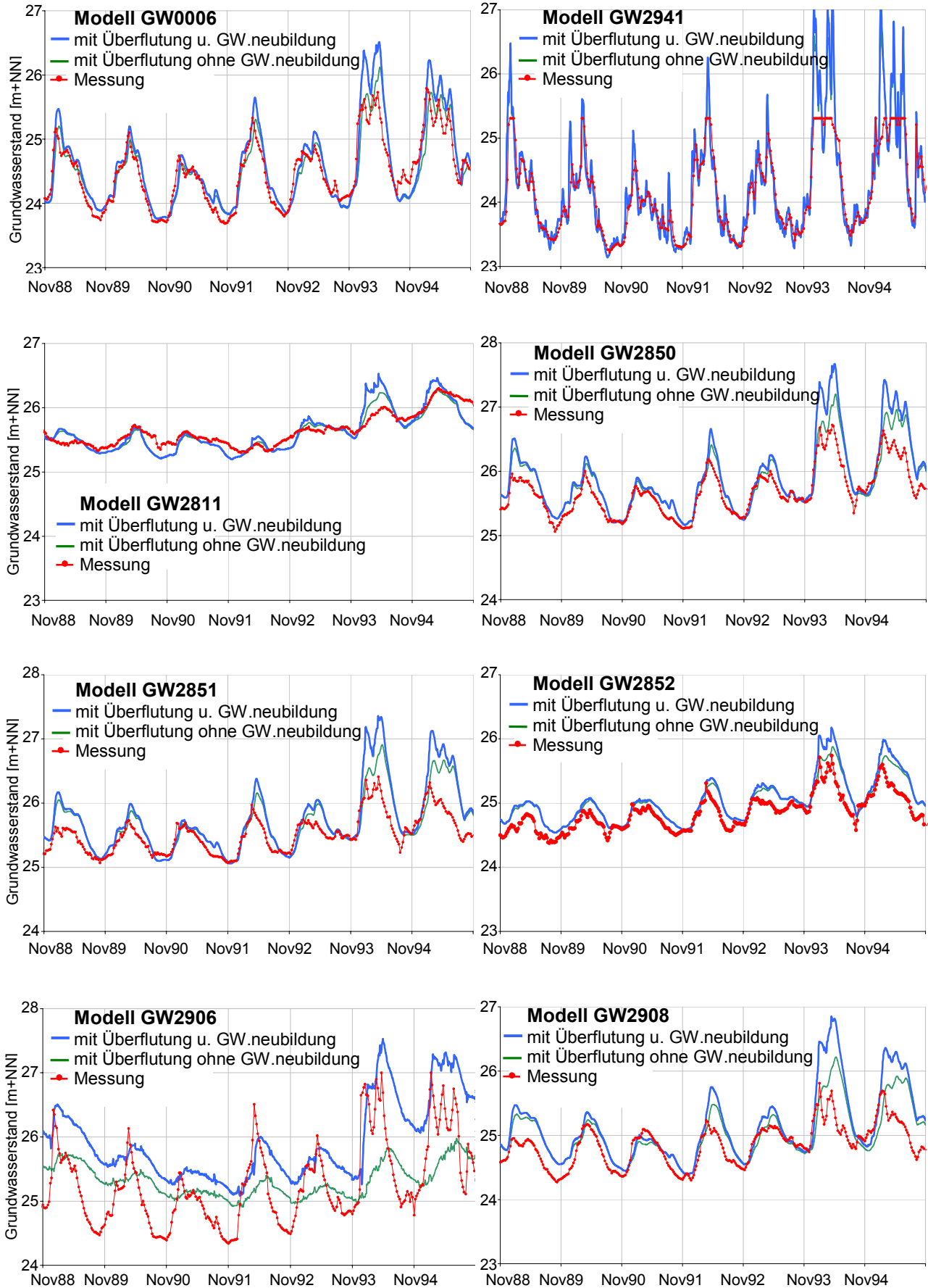
[m] 1988-95	GW 0006	GW 2941	GW 2811	GW 2850	GW 2851	GW 2852	GW 2906	GW 2908	GW 2920	GW 2930
Mittelwert Mes.	24,48	24,15	25,64	25,69	25,52	24,85	25,27	24,85	24,24	25,69
Mittelwert Modell	24,59	24,14	25,63	25,92	25,76	25,05	25,92	25,14	24,31	26,05
Standardabw Mes.	0,52	0,65	0,25	0,38	0,29	0,28	0,64	0,32	0,36	0,43
Standardabw. Sim.	0,66	0,62	0,32	0,57	0,53	0,37	0,61	0,55	0,35	0,65
Spannweite Mes.	2,10	2,09	1,00	1,66	1,34	1,36	2,66	1,54	1,53	1,71
Spannweite Mod.	2,75	2,04	1,30	2,50	2,28	1,62	2,45	2,44	1,66	2,79
Maximaler Fehler ($GW_{Mes}-GW_{Sim}$)	-1,06 08.05. 94	-1,00 22.12. 89	0,39 22.10. 95	-1,08 01.05. 94	-1,21 08.05. 94	-0,63 08.05. 94	-1,64 22.08. 95	-1,51 15.05. 94	0,43 15.12. 93	-1,35 01.05. 94

[-]	GW 0006	GW 2941	GW 2811	GW 2850	GW 2851	GW 2852	GW 2906	GW 2908	GW 2920	GW 2930
Mittl. Abs. Fehler	0,202	0,138	0,119	0,241	0,267	0,202	0,697	0,321	0,185	0,355
Mittl. Quad. Fehler	0,273	0,191	0,158	0,335	0,383	0,247	0,790	0,453	0,216	0,436
Nash-Sutcliff	0,720	0,913	0,609	0,207	-0,722	0,219	-0,505	-0,955	0,634	-0,018
Log Nash- Sutcliff	0,806	0,916	0,619	0,410	-0,291	0,326	-0,444	-0,337	0,617	0,266
Bestimmtheits- maß R^2	0,877	0,914	0,768	0,907	0,809	0,872	0,536	0,652	0,696	0,941

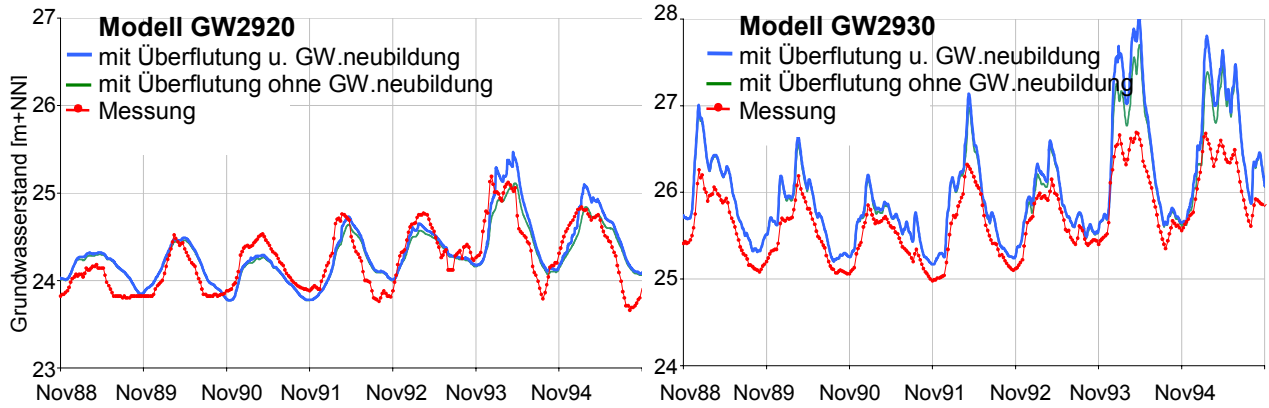
[m] 1972-79	GW 2918	GW 2849	GW 2880	GW 2900	GW 2902	GW 2903	GW 2910	83-90	GW 2915	GW 2932
Mittelwert Mes.	24,17	25,64	24,53	25,77	25,95	25,85	25,04		25,33	25,61
Mittelwert Modell	24,45	26,07	24,69	26,12	26,21	26,28	25,32		25,82	25,98
Standardabw Mes.	0,33	0,42	0,29	0,42	0,51	0,46	0,26		0,34	0,27
Standardabw. Sim.	0,46	0,44	0,33	0,56	0,62	0,65	0,38		0,51	0,55
Spannweite Mes.	1,56	2,25	1,43	2,18	2,40	2,57	1,43		1,46	1,41
Spannweite Mod.	1,78	2,24	1,62	3,03	3,36	3,51	1,90		2,33	2,64
Maximaler Fehler (GW _{Mes} - GW _{Sim})	-1,52 22.05. 79	-1,07 08.02. 76	-0,67 08.05. 79	-1,51 15.01. 75	-1,71 08.01. 75	-2,26 08.01. 75	-1,71 15.02. 75		-1,75 22.4.8 8	-1,99 22.04. 87

[-]	GW 2918	GW 2849	GW 2880	GW 2900	GW 2902	GW 2903	GW 2910		GW 2915	GW 2932
Mittl. Abs. Fehler	0,486	0,467	0,179	0,365	0,320	0,451	0,304		0,524	0,421
Mittl. Quad. Fehler	0,576	0,525	0,240	0,451	0,431	0,569	0,410		0,618	0,591
Nash-Sutcliff	-2,104	-0,536	0,300	-0,146	0,280	-0,542	-1,477		-2,377	-3,928
Log Nash- Sutcliff	-1,539	-0,410	0,362	0,048	0,444	-0,205	-1,168		-1,542	-2,560
Bestimmtheits- maß R ²	0,046	0,586	0,702	0,759	0,690	0,671	0,383		0,471	0,306

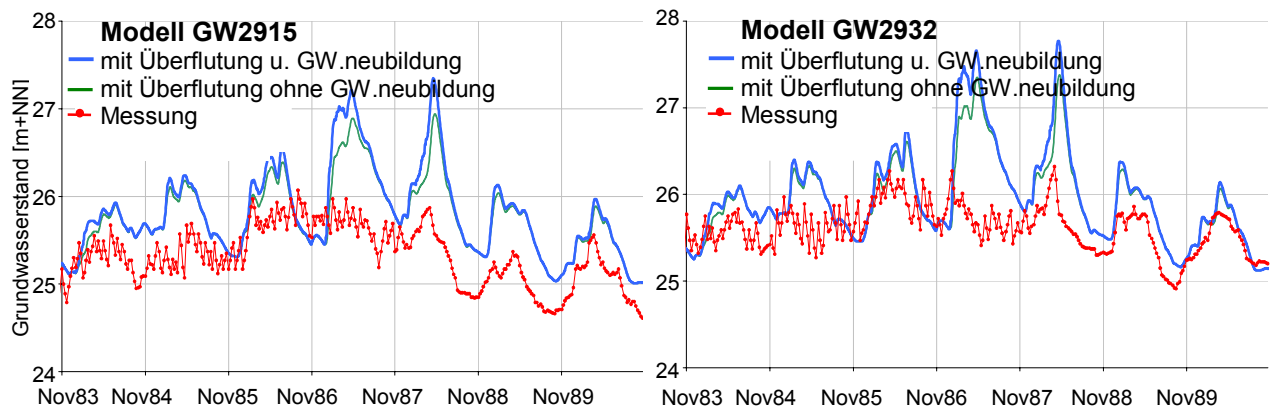
Vom 1.11.1988 bis 31.10.95



Vom 1.11.1988 bis 31.10.95



Vom 1.11.1983 bis 31.10.90



Vom 1.11.1972 bis 31.10.79

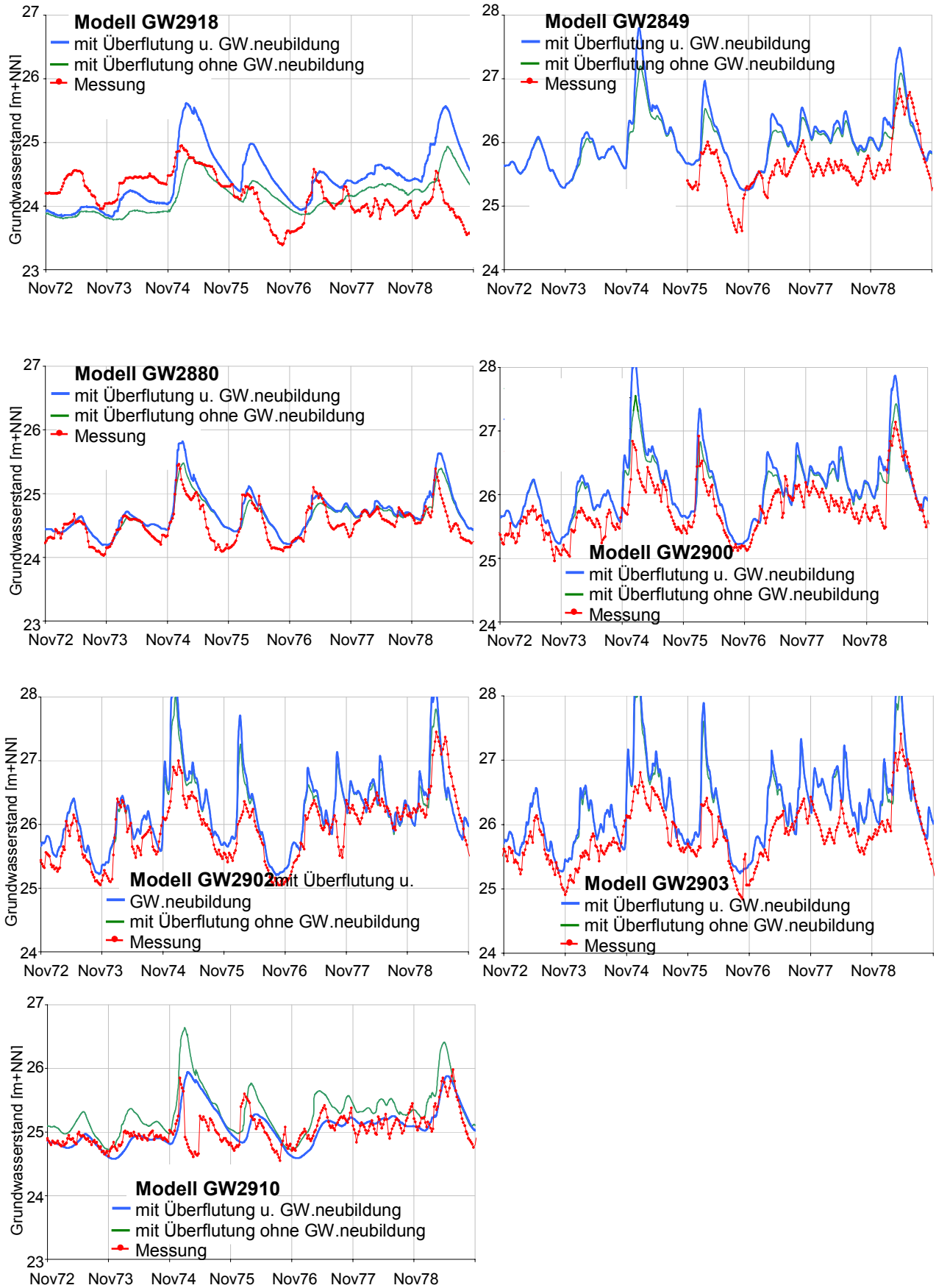


Abb. 6.2 Ergebnisse der ersten Modellierung

In Tab. 6.3 sind die Ergebnisse der Variante 2 dargestellt. Die Gütekriterien liegen im Mittel unter den Gütekriterien im Untersuchungsgebiet Ohremündung. Dies liegt vor allem daran, dass im Untersuchungsgebiet Ohremündung durch die Vorarbeit für das Finite Elemente Grundwassermodell von MOHRLOK UND JIRKA 1998, PFISTERER 1999 und FRIST 1999 eine gute Datenbasis geschaffen wurde.

Generell wird in der ersten Modellierung die Dynamik der Grundwasserzeitreihen überschätzt. Spannweiten und Standardabweichungen der modellierten Reihen sind größer als die der Messreihen. Die Grundwasserneubildungsrate wird ebenfalls überschätzt, wie an den ausgeprägten Spitzenwerten der Jahre 1994 und 1995 in Abb. 6.2 zu erkennen ist.

In der Zeitspanne 1988 bis 1995 sind bis auf die Messstellen GW2906 und GW2908 die Übereinstimmungen von Messwerten und Modellierung mit maximalen absoluten Fehlern von 0,19 m bis 0,35 m schon ausreichend gut. Die beiden Messstellen GW2906 und GW2908 liegen östlicher vom Sandauer Rücken, der eine orographische- und Grundwassersohlerhöhung darstellt. Da hier die Grundwasserbedingungen schwieriger zu erfassen sind, kommt es auch in der ersten Modellierung zu größeren Abweichungen.

In der Zeitspanne von 1975 bis 1982 sind die Übereinstimmungen von Messwerten und Modellierung geringer als in der Zeitspanne 1988 –95. Vor allem bei den Messstationen GW2918 und GW2849 treten zwischen Modellierung und Messzeitreihen größere Unterschiede auf.

Bei den Grundwasserzeitreihen GW2915 und Gw2932 der Zeitspanne 1983-90 kommt es aufgrund ihrer hochfrequenten Schwankungen in den Messzeitreihen zu größeren Fehlern. Die großen Hochwasser im April 87 und April 88 sind in den Grundwasser-messreihen nicht ausgeprägt, jedoch aber in den modellierten Reihen.

6.4 Kalibrierung

Die Kalibrierung erfolgt mittels eines multiobjektiven, generativen Verfahrens und visueller Überprüfung der Ergebnisse. Multiobjektive bedeutet hierbei, dass mehrere Gütemaße herangezogen werden um die Güte der Modellierung zu beurteilen.

6.4.1 Einfaches iteratives Kalibrierungsverfahren

Die Kalibrierung der Grundwasserparameter wird zunächst nach drei Gütemaßen beurteilt:

1. Mittelwert aller 19 quadratischen Fehler.
2. Mittelwert aller 19 Bestimmtheitsmaße.

3. Mittelwert aller 19 quadratischen Fehler der Grundwasser-Dauerlinien-Dezentilen. Da die Modellierung vor allem die Dynamik des Systems widerspiegeln soll und die Dauerlinie eine Möglichkeit zur Darstellung dieser Dynamik ist, wird für jeden Grundwasserpegel der quadratische Fehler der Dauerlinien Dezentilen 0%, 10%, 20%, ... 100% Unterschreitungsdauer aufsummiert. Um den Hochwasserbereich höher zu gewichten, wurde zusätzlich die 95% Unterschreitungsdauer aufgenommen.

Für eine erste Abschätzung der Variabilität der Gütemaße werden die beiden wichtigsten Parameter Durchlässigkeitsbeiwert k_f und Speicherkoeffizient n_e variiert (siehe Tab. 6.4) und die Entwicklung der Gütemaße quadratischer Fehler, Bestimmtheitsmaß und quadratischer Fehler der Dauerlinie in einen XY-Plot (k_f -Wert zu n_e -Wert) aufgetragen (siehe Abb. 6.3). Wie in Kapitel 5.3.1 beschrieben sind die Parameter k_f und n_e nicht unabhängig voneinander. Sie werden jedoch aufgrund ihrer guten physikalische Interpretierbarkeit im Modell als Parameter verwendet.

Tab. 6.4 Parameter k_f und n_e -Bereiche für das einfache iterative Verfahren

	Untere Schranke	Obere Schranke	Schrittweite	Anzahl
k_f -Wert [m/s]	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	12
n_e -Wert [-]	0,05	0,50	0,05	9

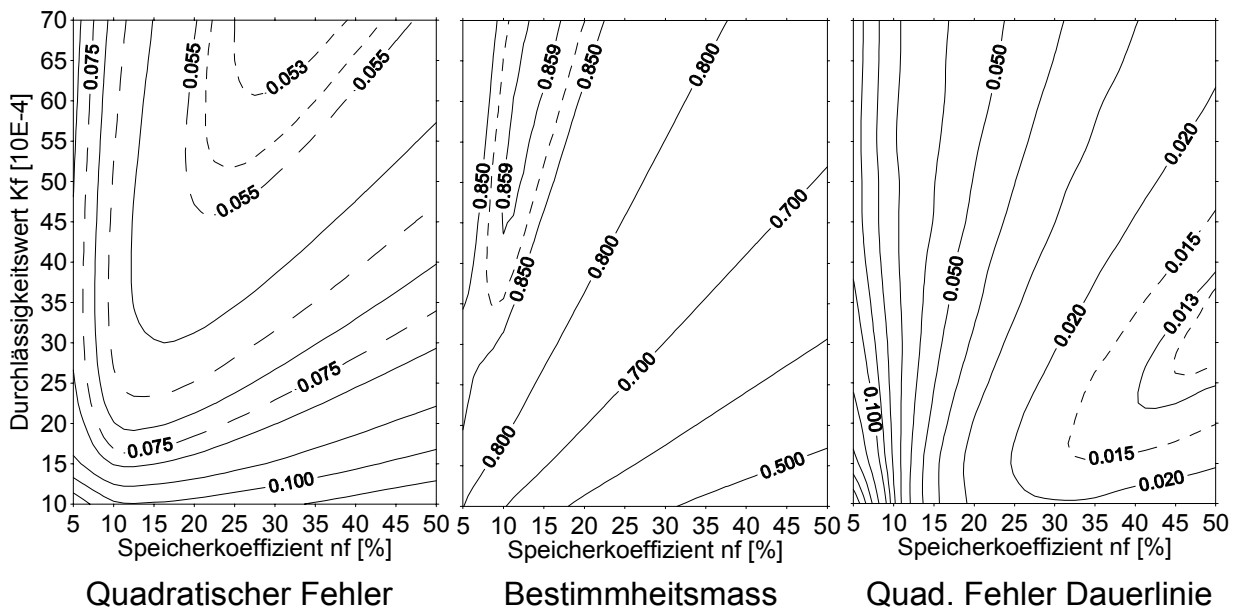


Abb. 6.3 Gütemaße für Kombinationen von Durchlässigkeitsbeiwert und Speicherkoeffizient

In Abb. 6.3 kann man erkennen, dass für alle drei Gütemaße eine bestimmte Kombination aus Durchlässigkeitsbeiwert und Speicherkoeffizient optimal ist. Der Bereich des Optimums liegt dabei immer außerhalb der betrachteten Schranken, die den für

dieses Gebiet physikalisch vorstellbaren Rahmen darstellen. Die Verbesserung der Gütemaße über die Schranken hinaus verläuft jedoch flacher und ist insgesamt nur marginal. Für zwei Grundwassermesspegel aus dem Kollektiv der 19 Pegel werden die modellierten und gemessenen Ganglinien in Abb. 6.4 dargestellt und diskutiert.

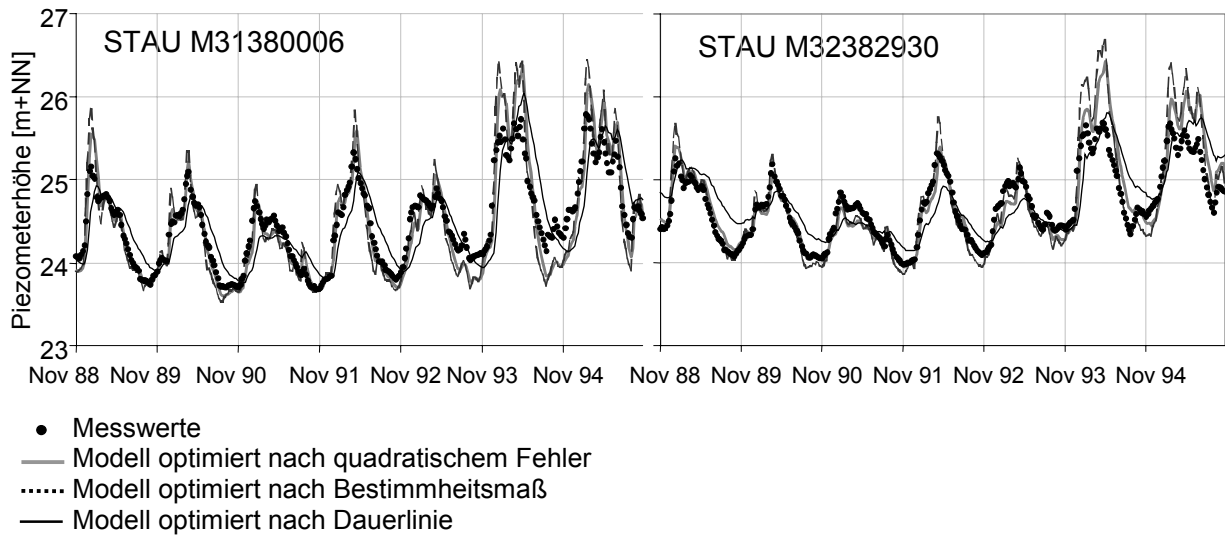


Abb. 6.4 Ergebnisse der iterativen Kalibrierung für zwei Grundwassermessstellen

Die Modellergebnisse für den optimierten quadratischen Fehler und für das optimierte Bestimmtheitsmaß zeichnen gemessene Ganglinie im Bereich bis 25 m+NN (GW0006) und bis 26 m+NN (GW2930) gut nach. Im Hochwasserbereich überschätzen beide Anpassungen die Messwerte. Das Dauerlinien optimierte Modell liegt im Hochwasserbereich näher bei den Messwerten, jedoch ist die Ganglinie gegenüber der Messwertganglinie verzögert und im unteren Messbereich weniger zutreffend als die Modellergebnisse der beiden anderen Optimierungen.

6.4.2 Multiobjektives und generatives Kalibrierungsverfahren

In nächsten Kalibrierungsschritt werden 39 Parameter variiert:

1. k_f -Wert (1 Parameter)
2. n_e -Wert (1 Parameter)
3. Mächtigkeit des durchwurzelten Bodenspeichers (1 Parameter als additiver Term für alle Landnutzungsformen)
4. Grundwassersohlhöhe für jeden einzelnen Grundwasserspiegel (18 Parameter)
5. Transekten-Endpunkt am Vorfluter Havel für jeden einzelnen Grundwasserspiegel (18 Parameter)

Wenn man nun jeden Parameter um 10 Werte variieren würde, müssten hierzu 10^{39} Modelldurchläufe durchgeführt werden. Daher erfolgt die Kalibrierung mittels eines

multiobjektiven, generativen Verfahrens (MOCOM-UA Methode siehe GUPTA ET AL. 1998).

Für zunächst 500 Parametersätze deren Parameter gleichverteilt innerhalb bestimmter Bereiche (siehe Tab. 6.5 und Abb. 6.5 oben links für die Parameter Durchlässigkeitsbeiwert und Speicherkoeffizient) gewürfelt werden, bestimmt man die Gütekriterien quadratischer Fehler und quadratischer Fehler der Dauerlinien-Dezentilen (siehe Abb. 6.5 oben rechts).

Tab. 6.5 Parameterbereiche für das generatives Kalibrierungsverfahren

	k_f -Wert [m/s]	n_e - Wert [-]	Änderung der Mächtigkeit [m]	Änderung der Grundwassersohl- höhe [m]	Änderung des Transektenendpunktes [km]
Untere Schranke	$1,0 \cdot 10^{-3}$	0,05	-0,20	-10	-1,0
Obere Schranke	$5,0 \cdot 10^{-3}$	0,35	+0,20	+10	+1,0

Da es bei der multiobjektiven Betrachtungsweise keine eindeutig beste und einzige Lösung gibt, werden die besten Lösungen zwischen besten ersten Gütekriterium und besten zweiten Kriterium als Paretoraum bezeichnet. Mit dem generativen Kalibrierungsverfahren wird nun versucht die Anzahl der Parametersätze im Paretoraum zu maximieren.

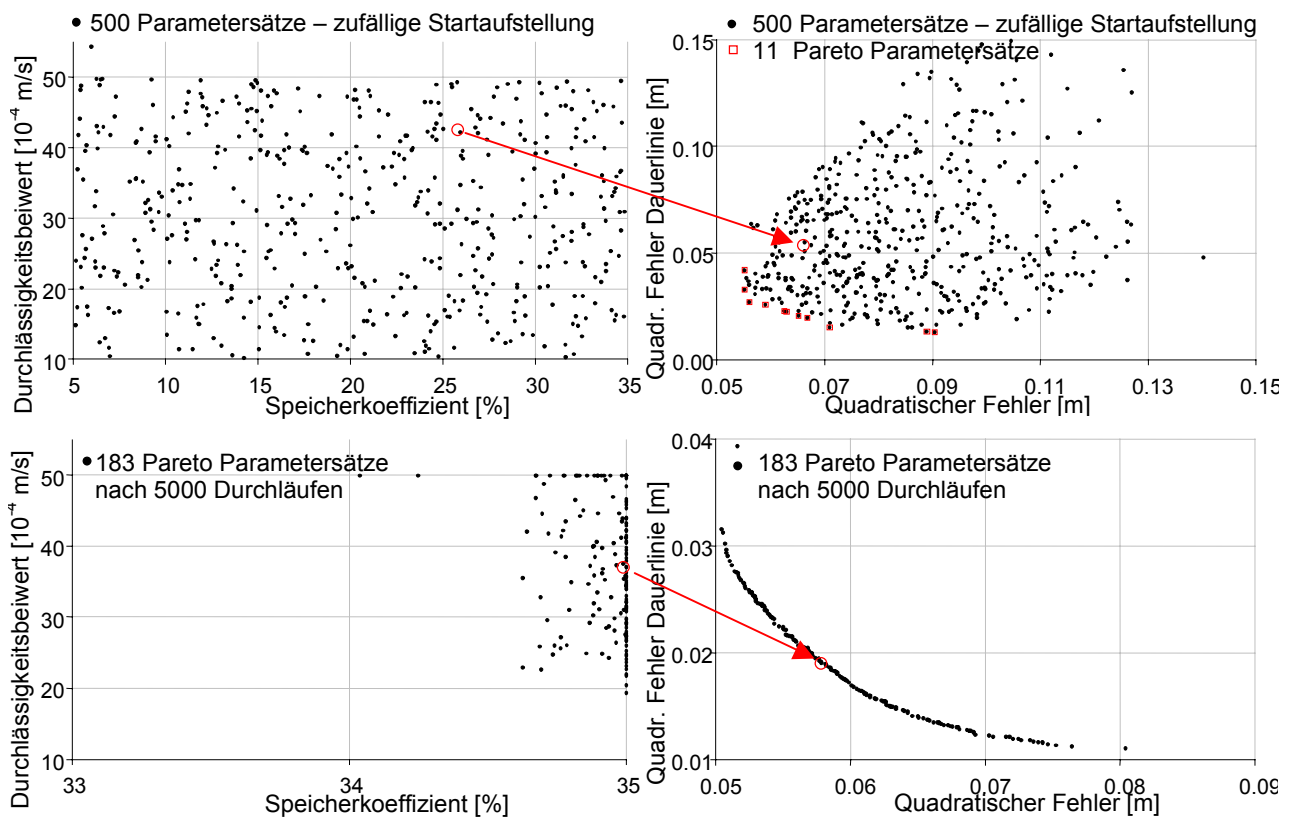


Abb. 6.5 Parameterraum für zwei Parameter und Güterraum für Startaufstellung und 5000. Durchlauf

Nach 5000 Durchläufen erhält man 183 Parametersätze die Pareto sind (siehe Abb. 6.5 unten rechts). Für zwei von 39 Parametern (Durchlässigkeitsbeiwert und Speicherkoeffizient) sind in Abb. 6.5 (unten links) die Parameterwerte für alle 183 Pareto-Parametersätze dargestellt. In Abb. 6.6 sind für zwei Grundwassermessstellen (GW0006 und GW2930) die Gangliniespannweiten dargestellt, die sich aus der Parametervariation aufgrund des multiobjektiven, generativen Kalibrierungsverfahrens ergeben. Außerdem sind für beide Gütekriterien die besten Parametersätze eingezeichnet.

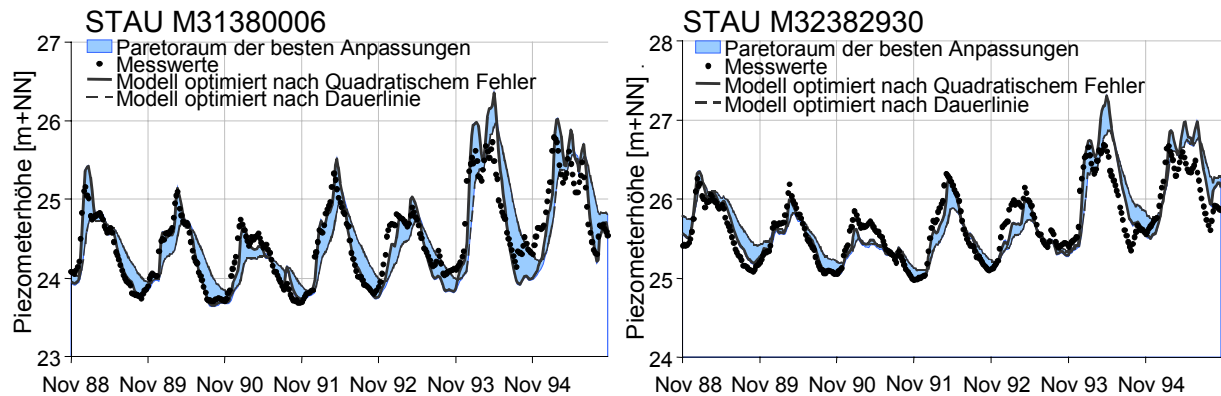


Abb. 6.6 Gangliniespannweite aufgrund der Pareto-Lösung für zwei Grundwassermessstellen

Zusätzlich zu dem multiobjektiven, generativen Kalibrierungsverfahren wurden von MÖBER (2001) viele Parametersätze einzeln hinsichtlich ihrer Güte untersucht. Dabei wurden sowohl mehrere Gütekriterien (siehe Kapitel 5.2) als auch der visuelle Abgleich der Modellreihen mit den Messreihen einbezogen. Die Pareto-Lösung wurde dabei als Hintergrundinformation verwendet, jedoch wurde letztendlich ein Parametersatz gewählt, der dem persönlichen, subjektiven besten Eindruck entspricht (siehe Abb. 6.7). Gründe hierfür sind:

- Ein automatisches Kalibrierungsverfahren gewichtet aller Messreihen und alle Datenpunkte gleich. Möglich ist zwar eine ebenfalls automatische Gewichtung, jedoch kann diese Gewichtung niemals dem Wissen des Fachmanns entsprechen, der die Kenntnisse über Plausibilität und Konsistenz einzelner Messpunkte besitzt.
- Bei der Berechnung von Gütemaßen wird entweder der zeitliche Aspekt vernachlässigt, z.B. ist beim Vergleich der Dauerlinien das zeitliche Auftreten eines Wertes unberücksichtigt, oder die zeitliche Zuordnung wird zu starr gehandhabt, d.h. der Tageswert der Messung wird mit dem Tageswert des Modells verglichen. Um den räumlichen visuellen Eindruck zu objektivieren müsste eine objektive Funktion zwischen X-Achse (Zeit) und Y-Achse (Wert) gefunden werden, die es jedoch nicht geben kann.

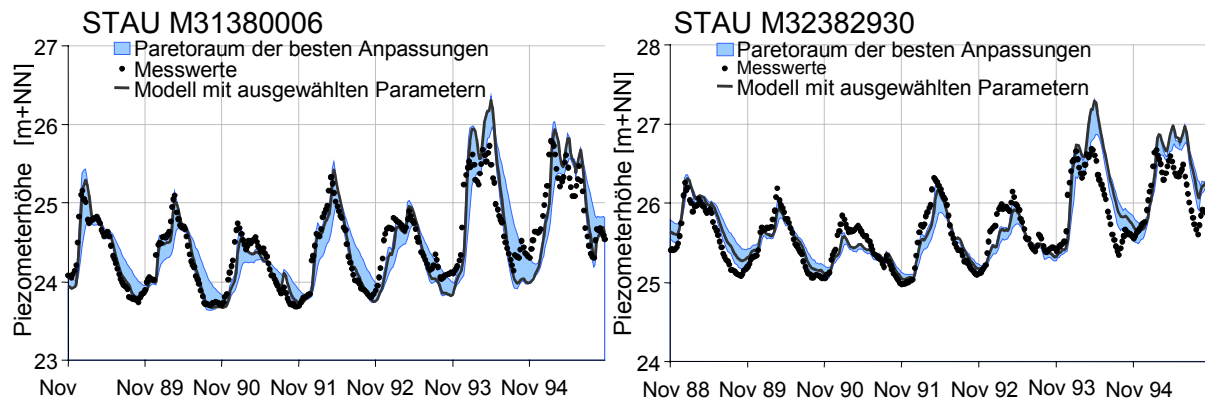


Abb. 6.7 Ganglinienspannweite aufgrund der Pareto-Lösung und Modell mit den ausgewählten Parametern

Im weiteren wird die Spannweite der sich ergebenden Lösungen durch die Pareto-Lösung nicht weiter in die Analyse der Ergebnisse eingehen. Zwar würde die Analyse der sich durch Parameterunsicherheit ergebenden Spannweite von Grundwasserhöhen bzw. Flurabständen wissenschaftlich interessant sein, jedoch für eine anwendungsbezogene Modellierung eine zu große Ergebnisvielfalt produzieren.

6.4.3 Ausgewählter Parametersatz

In Tab. 6.6 und Tab. 6.7 sind die durch die Kalibrierung ermittelten Parameter aufgelistet. In Abb. 6.8 ist zu erkennen, in welchem Maße die Transekten-Endpunkte an der Havel und am östlichen Rand verändert wurden.

Tab. 6.6 Kalibrierte Parameter Grundwassermodul

	GW 0006	GW 2941	GW 2918	GW 2811	GW 2949	GW 2950	GW 2951	GW 2952	GW 2880	GW 2900
k_f -Wert [m/s]	$3,5 \cdot 10^{-3}$									
n_e -Wert [-]	0,25									
Aquifersohle [m ü NN]	-16,7	-24,4	-11,9	6,6	-7,7	-6,3	-13,3	-14,9	-32,8	1,9
Ostrand [km]	11,7	13,0	9,5	0,5	1,4	2,0	2,2	2,6	4,4	3,0

	GW 2902	GW 2903	GW 2906	GW 2908	GW 2910	GW 2915	GW 2920	GW 2930	GW 2932
k_f -Wert [m/s]	$3,5 \cdot 10^{-3}$								
n_e -Wert [-]	0,25								
Aquifersohle [m ü NN]	5,2	3,8	-4,1	-24,4	-11,1	-2,7	-25,3	4,3	4,2
Ostrand [km]	3,2	3,3	7,1	5,4	3,6	4,2	5,6	3,8	3,4

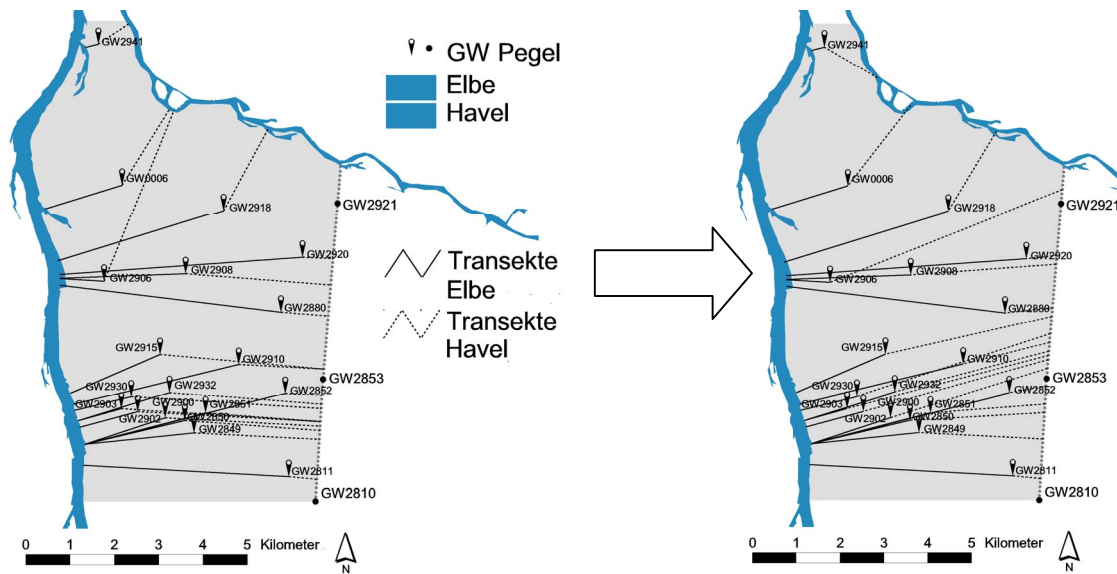


Abb. 6.8 Veränderte Transekten nach der Kalibrierung

Tab. 6.7 Kalibrierte Parameter Bodenwassermodul

	Grünland	Acker	Wald	Stadt
nFK [Vol %]	19	19	19	0
L _{WRZ} [cm]	80	100	150	0
BFI	1	2	3	0
Kap. Aufstieg	1	2	3	0

Der Durchlässigkeitswert K_f und das nutzbare Porenvolumen n_e wurden so gewählt, dass für alle 19 Grundwasserzeitreihen ein optimales Ergebnis erzielt wird.

Die Grundwassersohllhöhe und der Transekten-Endpunkt wurde für jeden Grundwasserpegel einzeln bestimmt, so dass mit gegebenem allgemeinen k_f und n_e -Wert die Abweichung von gemessener Ganglinie und Modellierung minimiert wird.

Um den Einfluss der Grundwasserneubildung zu dämpfen wurde die durchwurzelte Mächtigkeit des Bodenspeichers erhöht, um damit die Grundwasserneubildungsrate zu verringern (siehe Tab. 6.7).

6.5 Ergebnisse der Modellierung nach Kalibrierung

Mit den kalibrierten Parameterwerten werden die 19 Grundwassermessstellen im Zeitraum 1.11.1970 bis 31.10.1999 erneut modelliert.

Tab. 6.8 Gütekriterien nach Kalibrierung

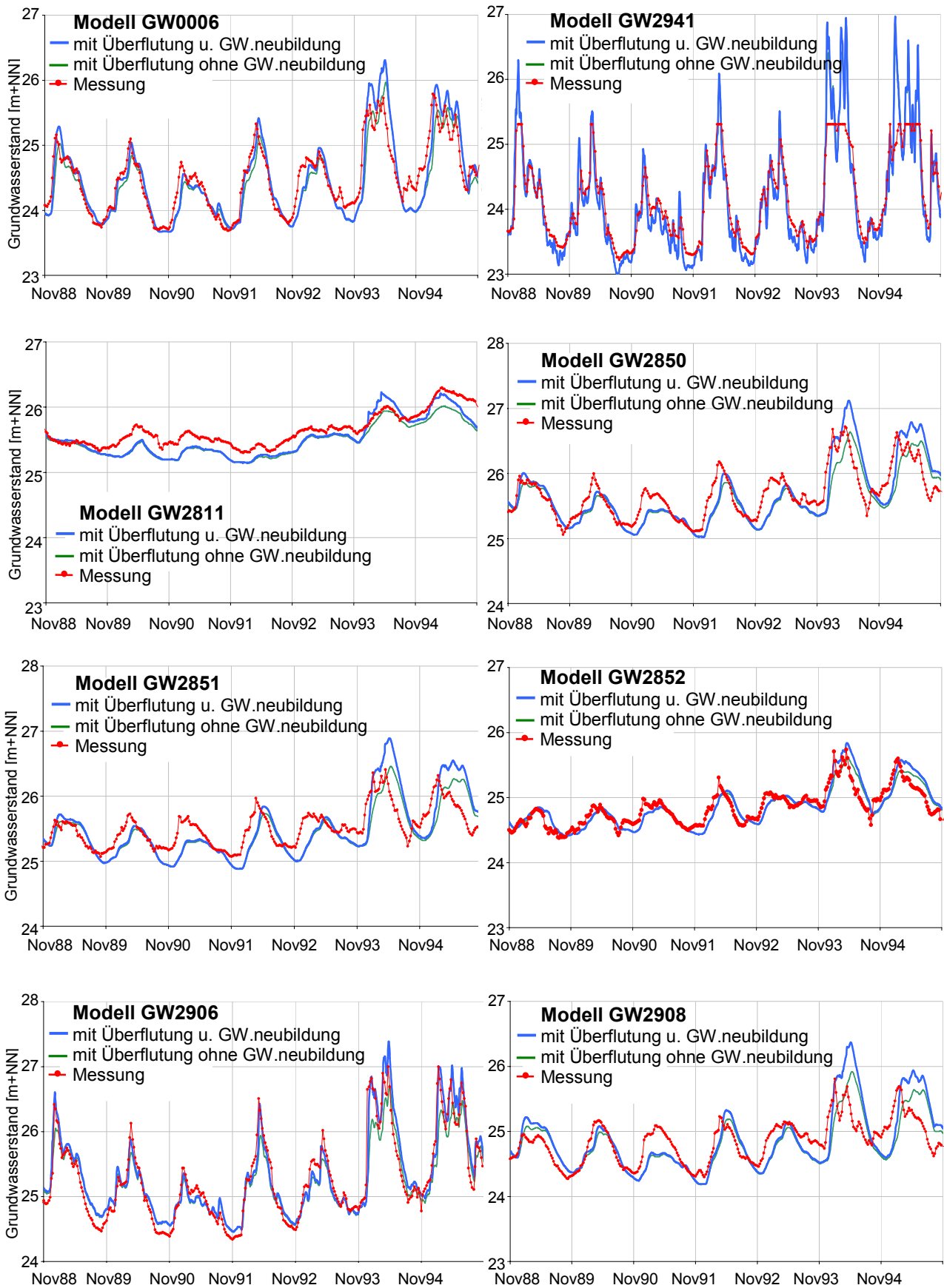
[m] 1988-95	GW 0006	GW 2941	GW 2811	GW 2850	GW28 51	GW 2852	GW 2906	GW 2908	GW 2920	GW 2930
Mittelwert Mes.	24,48	24,15	25,64	25,69	25,52	24,85	25,27	24,85	24,24	25,69
Mittelwert Modell	24,47	24,04	25,52	25,67	25,50	24,86	25,32	24,88	24,16	25,76
Standardabw Mes.	0,52	0,65	0,25	0,38	0,29	0,28	0,64	0,32	0,36	0,43
Standardabw. Sim.	0,63	0,67	0,30	0,49	0,47	0,33	0,65	0,49	0,32	0,52
Spannweite Mes.	2,10	2,09	1,00	1,66	1,34	1,36	2,66	1,54	1,53	1,71
Spannweite Mod.	2,64	2,19	1,07	2,10	2,01	1,44	2,85	2,17	1,52	2,25
Maximaler Fehler ($GW_{Mes} - GW_{Sim}$)	-0,90 08.05. 95	-0,75 22.12. 89	0,37 22.10. 95	-0,72 22.07. 95	-0,86 22.05. 94	-0,48 08.06. 94	1,44 22.12. 93	-1,15 22.05. 94	0,63 01.01. 94	-0,79 15.05. 94

[-]	GW 0006	GW 2941	GW 2811	GW 2850	GW 2851	GW 2852	GW 2906	GW 2908	GW 2920	GW 2930
Mittl. Abs. Fehler	0,189	0,171	0,146	0,210	0,248	0,123	0,156	0,258	0,184	0,194
Mittl. Quad. Fehler	0,254	0,205	0,167	0,277	0,314	0,154	0,201	0,334	0,225	0,255
Nash-Sutcliff	0,759	0,900	0,564	0,456	-0,159	0,696	0,903	-0,059	0,601	0,650
Log Nash- Sutcliff	0,790	0,868	0,505	0,486	-0,088	0,710	0,908	0,137	0,573	0,703
Bestimmtheits maß R^2	0,843	0,935	0,853	0,684	0,569	0,784	0,912	0,544	0,661	0,783
Mittl. Quad. Fehler Dauer- Dezentile	0,192	0,135	0,131	0,164	0,225	0,063	0,120	0,246	0,100	0,212
Max. Abs. Fehler Dauer- Dezentile	0,520	0,230	0,170	0,400	0,480	0,170	0,310	0,550	0,180	0,600

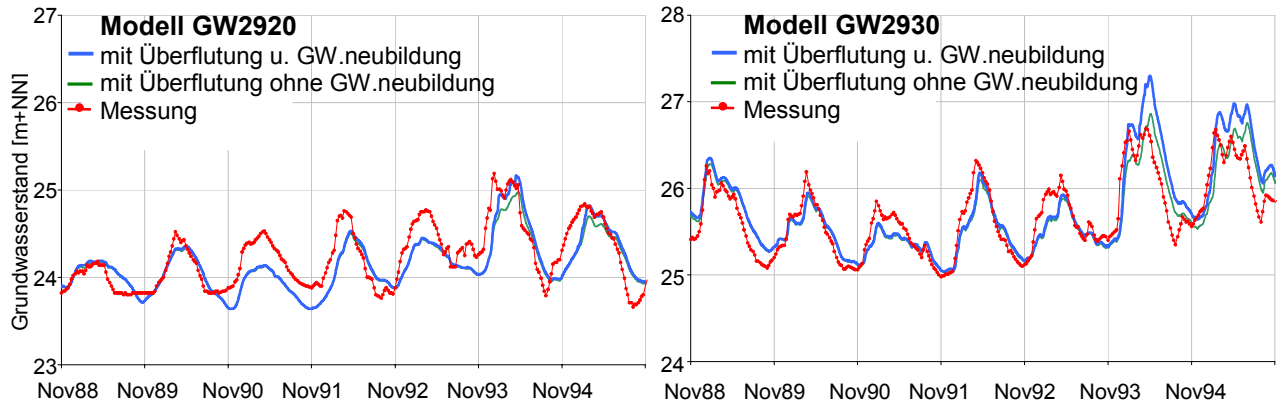
[m] 1972-79	GW 2918	GW 2849	GW 2880	GW 2900	GW 2902	GW 2903	GW 2910	83-90	GW 2915	GW 2932
Mittelwert Mes.	24,17	25,64	24,53	25,77	25,95	25,85	25,04		25,33	25,61
Mittelwert Modell	24,13	25,89	24,50	25,78	25,90	25,96	25,07		25,57	25,71
Standardabw Mes.	0,33	0,42	0,29	0,42	0,51	0,46	0,26		0,34	0,27
Standardabw. Sim.	0,44	0,35	0,30	0,45	0,49	0,52	0,32		0,41	0,42
Spannweite Mes.	1,56	2,25	1,43	2,18	2,40	2,57	1,43		1,46	1,41
Spannweite Mod.	1,82	1,73	1,42	1,92	2,27	2,52	1,36		1,72	1,80
Maximaler Fehler ($GW_{Mes}-GW_{Sim}$)	-1,35 15.05. 79	-0,87 22.08. 76	-0,53 22.06. 79	-0,63 15.02. 75	-0,82 22.09. 77	-1,03 15.01. 75	-1,22 22.03. 75		-1,11 08.05. 88	-1,43 15.05. 87

[-]	GW 2918	GW 2849	GW 2880	GW 2900	GW 2902	GW 2903	GW 2910		GW 2915	GW 2932
Mittl. Abs. Fehler	0,393	0,305	0,161	0,183	0,201	0,203	0,184		0,338	0,315
Mittl. Quad. Fehler	0,465	0,358	0,198	0,244	0,265	0,271	0,289		0,425	0,424
Nash-Sutcliff	-1,027	0,285	0,522	0,665	0,729	0,649	-0,231		-0,601	-1,538
Log Nash- Sutcliff	-0,918	0,230	0,531	0,670	0,738	0,689	-0,210		-0,360	-1,152
Bestimmtheits maß R^2	0,080	0,637	0,597	0,711	0,749	0,774	0,268		0,324	0,116
Mittl. Quad. Fehler Dauer- Dezentile	0,184	0,297	0,052	0,074	0,090	0,149	0,066		0,282	0,225
Max. Abs. Fehler Dauer- Dezentile	0,460	0,590	0,100	0,150	0,150	0,280	0,160		0,570	0,530

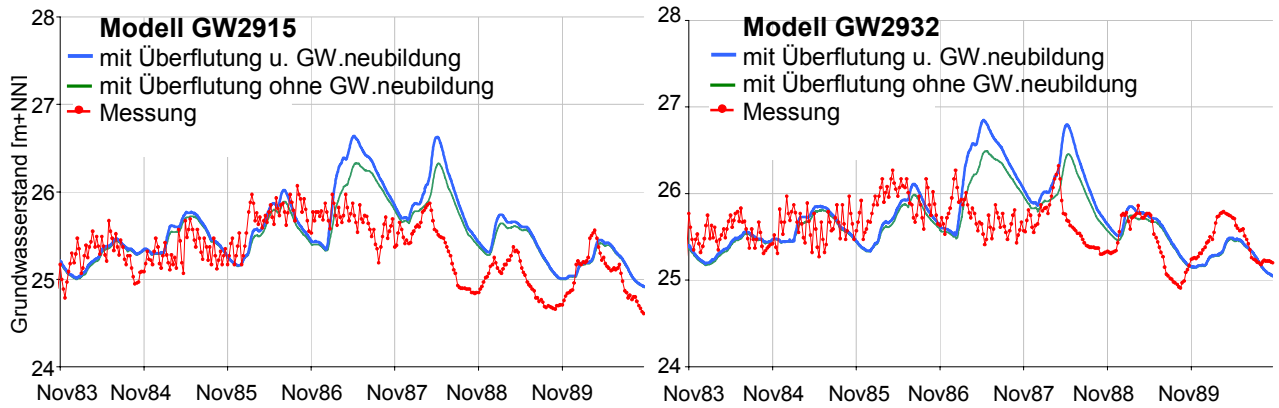
Vom 1.11.1988 bis 31.10.95



Vom 1.11.1988 bis 31.10.95



Vom 1.11.1983 bis 31.10.90



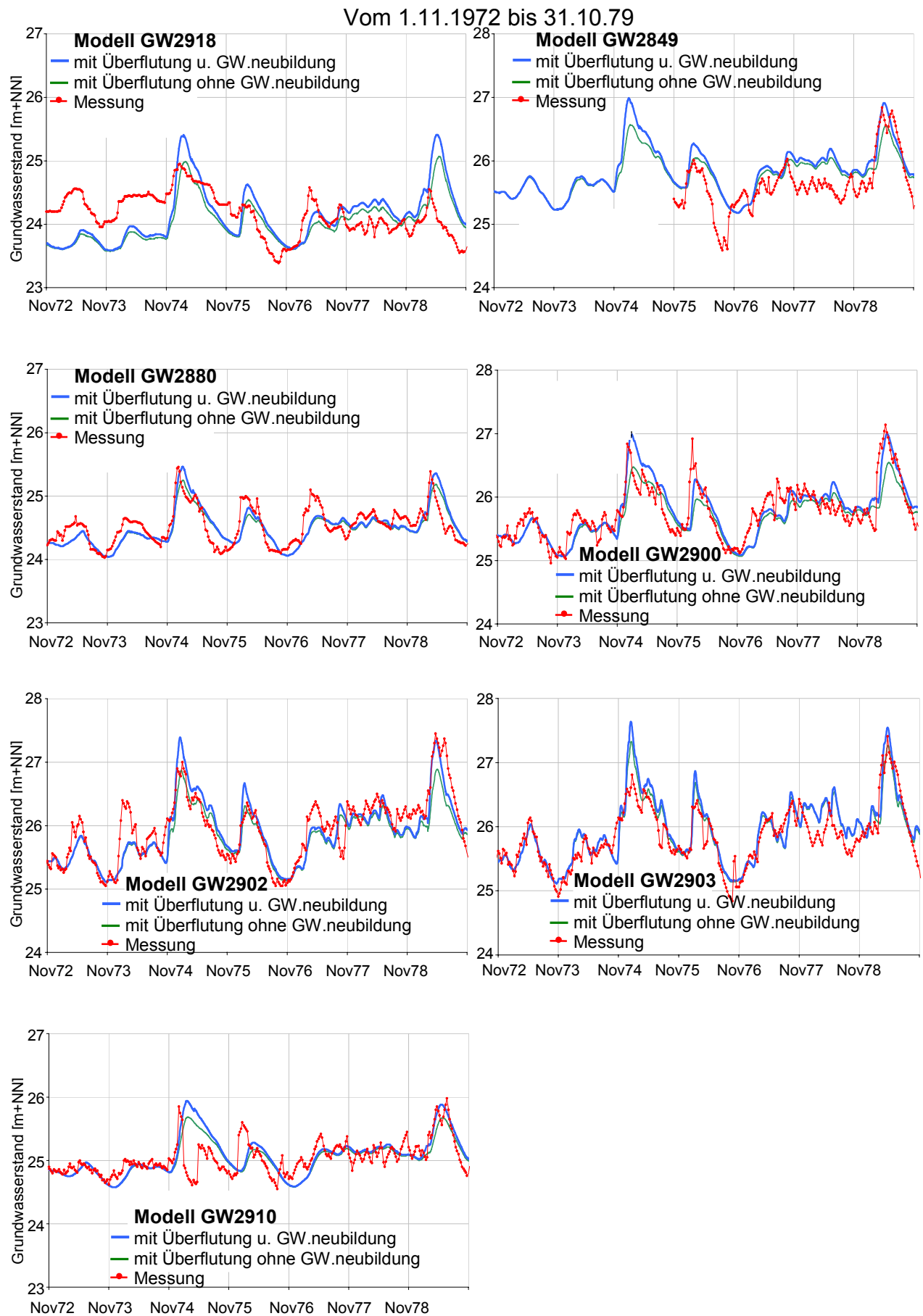


Abb. 6.9 Ergebnisse nach der Kalibrierung

Mit der Kalibrierung wurde die Übereinstimmung der modellierten Zeitreihen an die gemessenen Zeitreihen verbessert. Im Mittel über alle 19 Grundwassermessstationen stellt sich ein mittlerer absoluter Fehler von 0,22 m und ein mittlerer quadratischer Fehler von 0,29 m ein. Die Güte der Anpassung nimmt dabei mit zunehmender Entfernung von der Elbe ab.

Für die elbnahen Standorte GW2941 (Entfernung von der Elbe ca. 300 m), GW2906 (Entfernung ca. 1000 m) und GW2903 (Entfernung ca. 1020 m) sind die Anpassungen recht gut (siehe Abb. 6.9 und Tab. 6.8) mit mittleren quadratischen Fehlern bis zu 0,27 m und Nash-Sutcliff Koeffizienten von minimal 0,649. An den elbfernen Standorten wie z.B. GW2918 (Entfernung ca. 3920 m) und GW2880 (Entfernung ca. 3920 m) sind die Anpassungen schlechter mit mittleren quadratischen Fehlern bis zu 0,46 m und Nash-Sutcliff Koeffizienten von minimal $-1,027$, da hier der Einfluss von Entwässerungsgräben, seitlichen Zufluss zum Grundwasser und Wasserzu- bzw. entnahme zunimmt.

Die teilweise sehr großen maximalen Fehler in den Tageswerten von bis zu über 1m liegen darin begründet, dass der sehr schnelle Anstieg bzw. Abfall vor und nach einen Hochwasser durch das Modell zwar nachvollzogen wird, jedoch kann es dabei zu einem *Zeitversatz* von mehreren Tagen kommen. Bei dem direkten Vergleich der Tageswerte entstehen dann große Unterschiede zwischen Modellreihe und Messreihe (siehe Abb. 6.10).

Die eigentliche Aufgabe des Modells ist es, die Dynamik der Grundwasserschwan- kungen aufzuzeigen. Hierbei ist es zwar wichtig, dass die Zeitreihe möglichst genau nachgezeichnet wird, jedoch soll das Modell nicht zur Vorhersage von Grundwasser- ständen, sondern zur Darstellung der Dynamik des Grundwassers im Ist-Zustand und mit veränderten Randbedingungen aufgrund von Langzeitsimulationen verwendet werden. Deshalb wurde zur Kalibrierung nicht nur die beste Anpassung an die gemessene Ganglinie gewählt, sondern als zweites Kriterium die beste Anpassung an die Dauerlinie der Messreihe. Hierzu werden die quadratischen Fehler der Dauerliniende- zentilen und des Minimums und Maximums berechnet und aufaddiert. Der mittlere quadratische Fehler sämtlicher 19 Grundwassermessstationen liegt bei 0,16 m. Der Mittelwert der maximalen Fehler im Vergleich der Dauerlinien liegt bei 0,35 m. Dieser maximale Fehler tritt zumeist beim Maximum der Zeitreihen auf.

6.6 Modellierung von drei Grundwasserzeitreihen im Zeitraum 1970 bis 1999

Für drei Grundwassermessstellen in unterschiedlicher Entfernung von der Elbe (GW2906 mit 1000 m Entfernung von der Elbe, GW2850 mit 2310 m und GW2852 mit 4660 m) wird der gesamte Modellierungszeitraum vom 30 Jahren (1.11.70 bis 31.10.99) analysiert. Für die Modellierung wurden die Parameterwerte in Tab. 6.6 und Tab. 6.7 verwendet.

In Abb. 6.11 ist mit zunehmender Entfernung von der Elbe eine Abnahme der Amplitude zu beobachten. Am Pegel Sandau (Elbe-km 416,0) beträgt die Spannweite zwischen maximalem und minimalem Wasserstand 5,15 m (bezogen auf den gesamten Zeitraum). In 4660 m Entfernung von der Elbe, an der Grundwassermessstelle GW2852, beträgt die Spannweite nur noch 1,46 m, aber der Einfluss der Elbe ist selbst in 4660 m Entfernung unverkennbar.

Wie in Abb. 6.11 ersichtlich, ist die Anpassung der drei modellierten Reihen an die gemessenen Reihen gut. Zwischen 1983 und 1986 sind jedoch auffällige Muster in der gemessenen Ganglinie der Messstation GW2850 zu erkennen, die von der Modellierung nicht wiedergegeben werden. Hierbei kann es sich um einen nicht erfassten anthropogenen Einfluss oder um Messfehler handeln.

Die maximalen Unterschiede zwischen Messung und Modellierung von bis zu 1,42 m (GW2906) erscheinen recht groß. Sie entstehen hauptsächlich durch einen Zeitversatz der modellierten zur gemessenen Zeitreihe. In Abb. 6.10 ist die Zeitreihe der Grundwassermessstelle GW2906 vom 22.11.93 bis zum 22.1.94 vergrößert herausgestellt. Am 22.12.93 verändert sich der Messwert sprunghaft von 25,18 m auf 26,65 m. Diese Wert wird von der modellierten Reihe erst 10 Tage später erreicht.

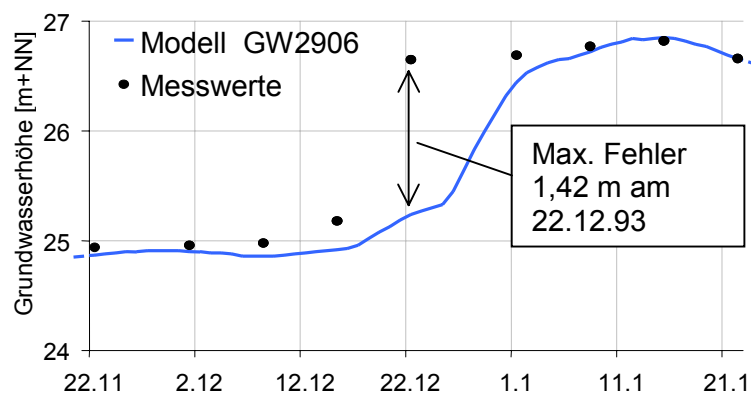


Abb. 6.10 Maximaler Fehler bei GW2906

Diese zeitliche Verschiebung der modellierten Werte zu den gemessenen Werten wirkt sich stark auf die Gütekriterien mittlerer absoluter Fehler, mittlerer quadratischer Fehler, Nash-Sutcliffe Maß und das Bestimmtheitsmaß aus. Als ein

Bewertungskriterium um die Dynamik des Systems zu erfassen, wird bei der Kalibrierung die Abweichung von den Unterschreitungshäufigkeiten miteinbezogen. Wie in Abb. 6.12 zu erkennen ist, werden die Dauerlinien und Jahregänge von den modellierten Reihen gut nachvollzogen. So liegt der quadratische Fehler bei allen drei Grundwassermessreihen bei maximal 0,08 m. Der maximale Fehler von 0,54 m an Messstelle GW2906 wird von den Hochwasserspitzen erreicht, die in allen Fällen höher liegen als die gemessenen Werte.

Beim Vergleich der Hauptwerte der gemessenen Reihen mit den modellierten Reihen anhand von Tab. 6.9 kann man feststellen, dass es auch hier nur zur geringen Unterschieden kommt. Der maximale Unterschied von Mittelwert, MNW und MHW aller drei Grundwasserzeitreihen beträgt 0,08 m.

Tab. 6.9 Gütemaße von drei Grundwassermessstellen im Zeitraum 1970-1999

[m] 1970-99	GW 2906	GW 2850	GW 2852		GW 2906	GW 2850	GW 2952
Mittelwert Mes.	25,50	25,80	24,94	Mittl. Abs. Fehler	0,178	0,240	0,125
Mittelwert Modell	25,51	25,85	24,97	Mittl. Quad. Fehler	0,238	0,323	0,161
Standardabw Mes.	0,63	0,38	0,26	Nash-Sutcliff	0,845	0,282	0,579
Standardabw. Sim.	0,66	0,46	0,27	Log Nash-Sutcliff	0,869	0,370	0,619
Spannweite Mes.	2,98	2,08	1,46	Bestimmtheits- maß R^2	0,870	0,533	0,675
Spannweite Mod.	3,49	2,11	1,44	Mittl. Quad. Fehler Dauer-Dezentile	0,08	0,05	0,03
Maximaler Fehler ($GW_{Mes} - GW_{Sim}$)	1,41 22.12.93	-1,18 22.04.81	0,72 01.04.84	Max. Abs. Fehler Dauer-Dezentile	0,54	0,24	0,05
Hauptwert Mes. MHW	26,50	26,31	25,30				
Hauptwert Modell MHW	26,56	26,33	25,23				
Hauptwert Mes. MNW	24,73	25,32	24,64				
Hauptwert Modell MNW	24,81	25,37	24,68				

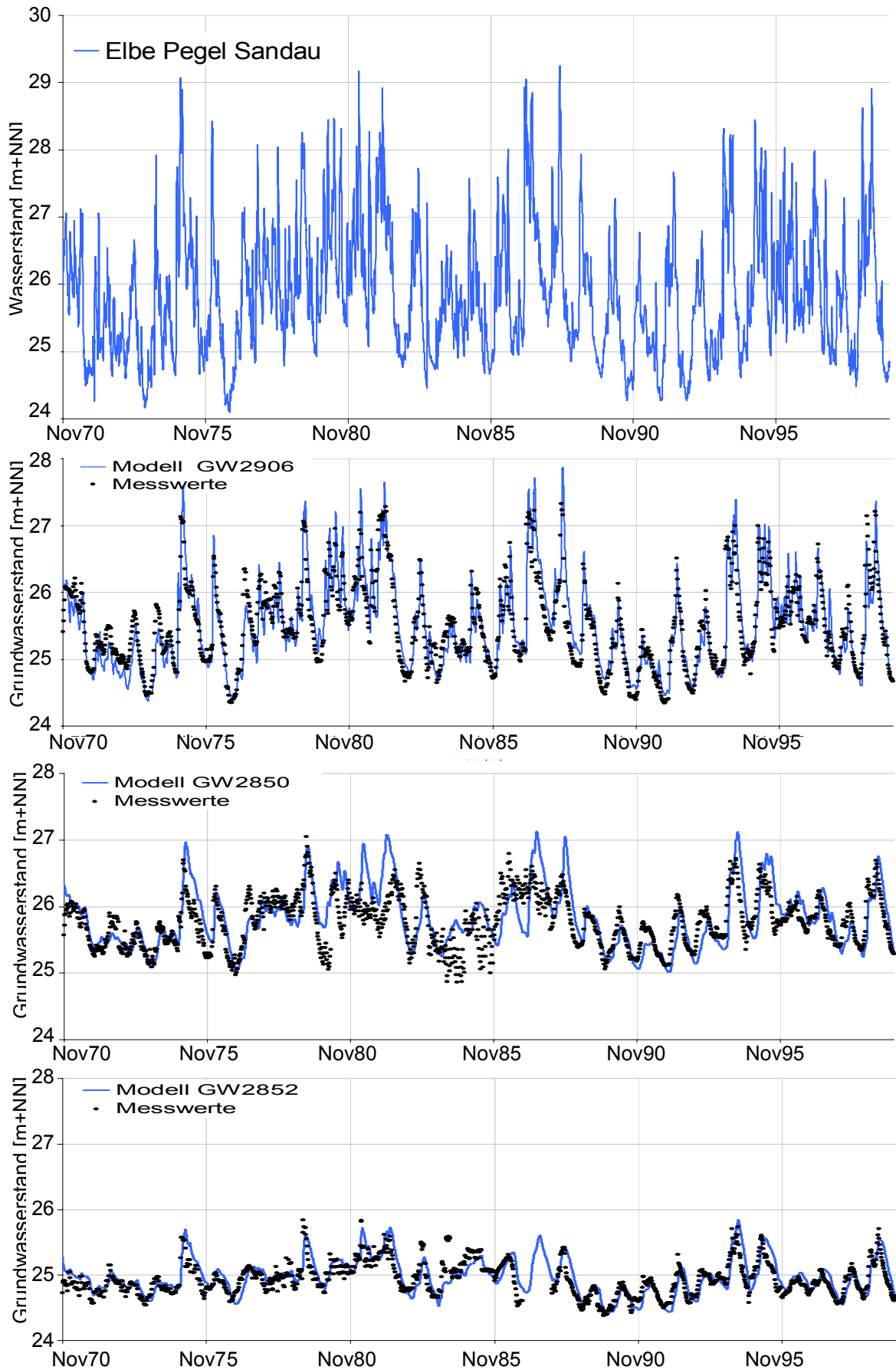


Abb. 6.11 Ganglinien der Elbe und dreier Grundwasserpegel vom 1.11.70 bis 31.10.99

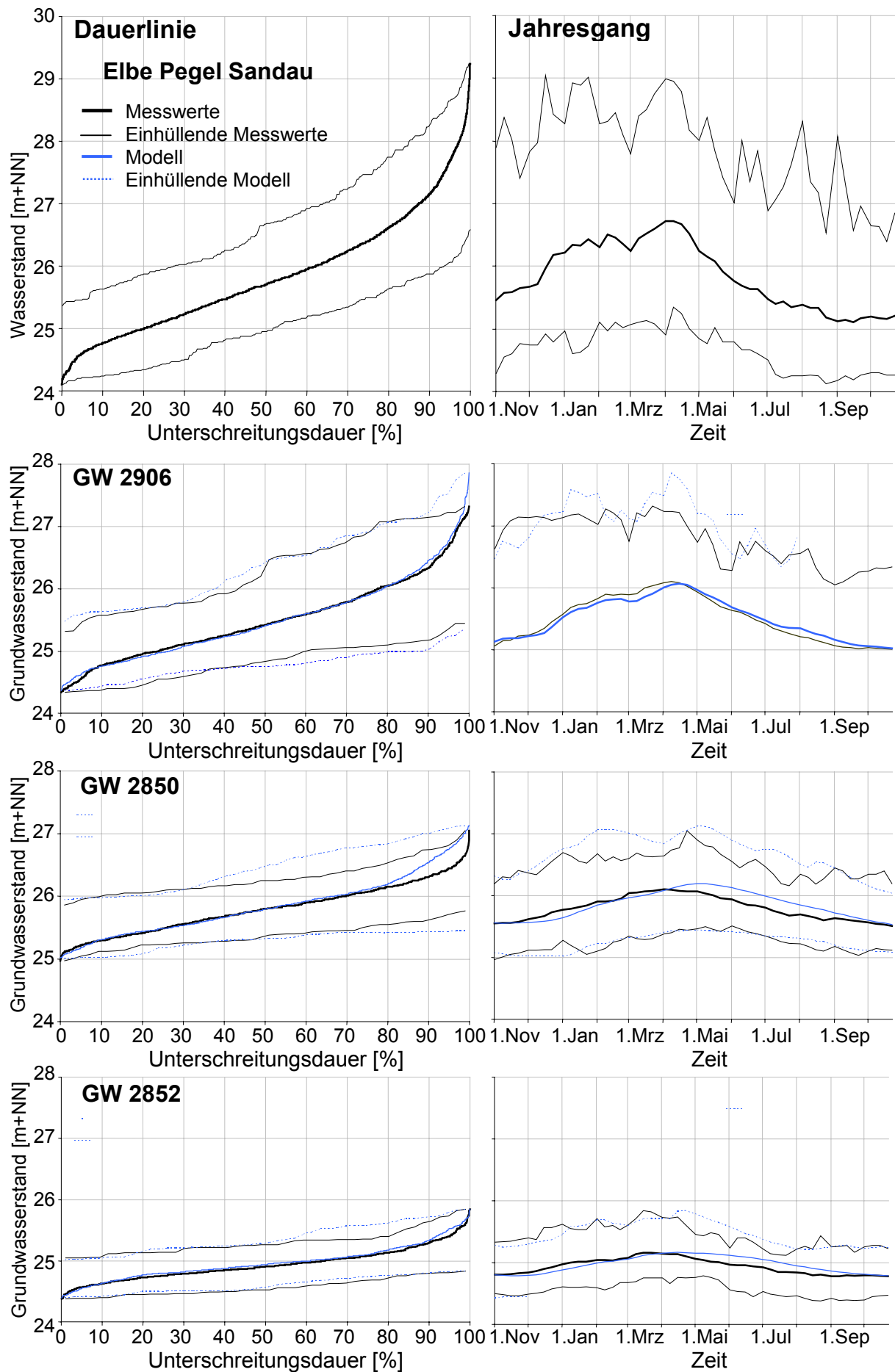


Abb. 6.12 Dauerlinie und Jahresgang der Elbe und dreier Grundwasserpegel

6.7 Räumliche Modellierung

Für die räumliche Modellierung wird der Zeitraum 1964 bis 1995 betrachtet, da dieser Zeitraum der hydrologischen Zeitreihenanalyse der Elbeabflüsse (HELMS ET AL. 1999 und HELMS ET AL. 2002) entspricht und die Abflüsse mit bestimmter Jährlichkeit dieses Zeitraumes für die Erstellung der Überflutungsflächen mit dem 2-D hydraulischen Modell (SCHWANENBERG ET AL. 2000) verwendet werden.

Hierzu müssen zunächst die Zeitreihen der Randbedingungen ergänzt werden, da für den östlichen Rand nur eine Zeitreihe von 1970 bis 1999 vorliegt. Mit Hilfe von Regressionsbeziehungen (siehe

Tab. 6.10) werden die Zeitreihen der Grundwassermessstellen GW2810 (1970-99), GW2853 (1968-99) und GW2921 verlängert. Für die beiden Grundwasserpegel GW2853 und vor allem GW2810 ergibt sich eine schlechte Nachbildung der bestehenden Ganglinien. Da jedoch in 5220 m Entfernung von der Elbe (GW2810) die Dynamik der Zeitreihe nur noch schwach ausgeprägt ist und eine Amplitude von nur noch 0,98 m aufweist, genügt diese Generierung fehlender Daten.

Tab. 6.10 Regressionsbeziehungen zur Generierung fehlender Daten

	Zeitraum	Regressionsbeziehung	Bestimmtheitsmaß R^2
GW2810	1.11.64 – 31.10.70	$0,127 \cdot \text{Havelpegel Rathenau} + 0,044 \cdot \text{Elbepegel Havelberg} - 0,172 \cdot \text{Havelpegel Havelberg} + 0,186 \cdot \text{GW2880} + 20,78$	0,16
GW2853	1.11.64 – 31.10.70	$0,142 \cdot \text{Havelpegel Rathenau} + 0,062 \cdot \text{Elbepegel Havelberg} - 0,108 \cdot \text{Havelpegel Havelberg} + 0,501 \cdot \text{GW2880} + 9,72$	0,63
GW2921	1.11.64 – 31.10.70	$0,047 \cdot \text{Havelpegel Rathenau} + 0,025 \cdot \text{Elbepegel Havelberg} - 0,211 \cdot \text{Havelpegel Havelberg} + 0,780 \cdot \text{GW2880} - 2,09$	0,82

Statt den bisher 19 Knotenpunkten für die Grundwassermessstellen werden nun 409 Knoten benötigt um ein räumliches Bild des Grundwassers zu erhalten.

Um den neuen, durch die Kalibrierung gewonnenen Parametersatz für alle 409 Knoten zu verwenden, muss die Aquiferbasis (siehe Kap. 2.3.1.2.) der neuen Kalibrierung angepasst werden. Hierzu werden die Grundwassersohlunderterschiede der Parameter vor und nach der Kalibrierung den 19 Messpunkttransekten zugeordnet und mittels der ArcInfo Routine TOPOGRID ein 10 x 10 m Raster interpoliert. Dieses Raster gibt die Veränderung der Grundwassersohle an und wird in einem weiteren Schritt von der bisher verwendeten Grundwassersohlhöhe abgezogen. Als Ergebnis erhält man eine neue Aquiferbasis (siehe Abb. 6.13) von der nun die Grundwassersohle sämtlicher Knotenpunkte bestimmt werden kann.

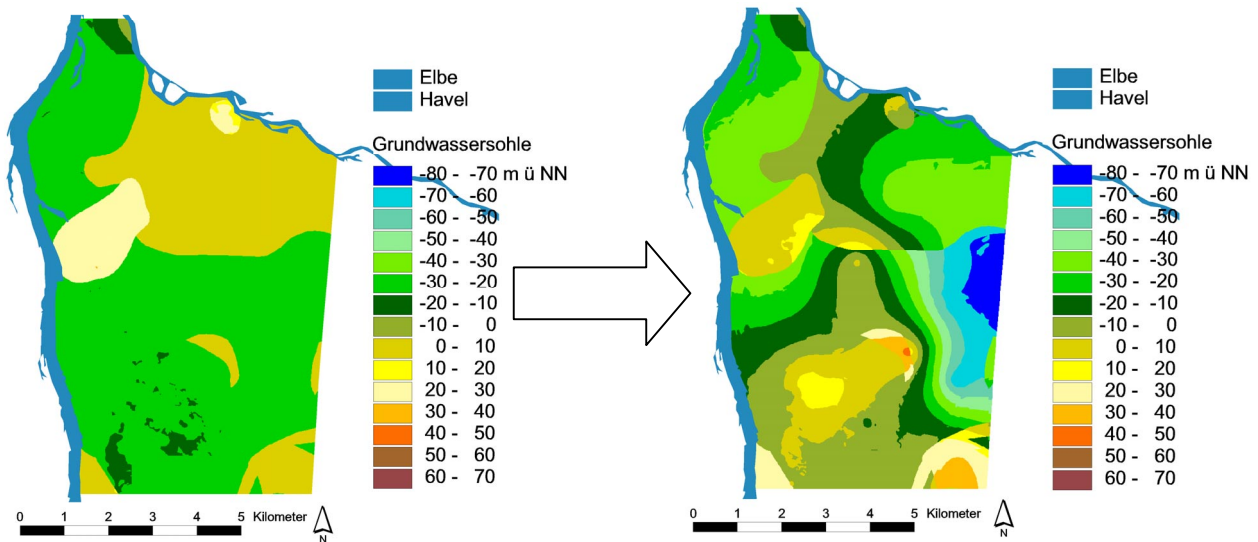


Abb. 6.13 Alte und neue Aquiferbasis

Mit diesen Grundwassersohlhöhen und den Parametern aus Tab. 6.6 und Tab. 6.7 lassen sich nun tägliche Grundwasserstände der 409 Knotenpunkte über den gesamten Zeitraum von 1964 bis 1995 modellieren. Mittels Interpolation kann eine räumliche Darstellung der Grundwasseroberfläche für z.B. einzelne Stichtage erzeugt werden.

In Abb. 6.14 werden die Grundwasseroberflächen für drei charakteristische Wasserstände der Elbe aufgezeigt, Niedrigwasser am 7.11.91 (Wasserstand Elbepegel Havelberge 23,31 m entspricht dem NNW), Mittelwasser am 30.4.92 (Wasserstand Elbepegel Havelberg 24,66 m) und Hochwasser am 7.4.88 (Wasserstand Elbepegel Havelberg 27,91 m entspricht ca. HQ20).

Bei Hochwasser kommt es zu effluenten Verhältnisse mit Isohypsen parallel zur Elbe. Aufgrund der zeitlichen Verzögerung durch den Aquifer stellt sich erst nach dem Scheitel des Elbehochwassers ein maximaler Grundwasserstand im gesamten Untersuchungsgebietes ein.

Bei Mittelwasser bilden sich Isohypsen aus, die senkrecht zur Elbe und parallel zur Havel liegen. Dies bedeutet eine Strömung des Grundwassers in Richtung Nordost, die annähernd parallel zur Elbe in Richtung Havel verläuft.

Bei Niedrigwasser bilden sich bis weit in den südlichen Bereich des Untersuchungsgebietes Isohypsen parallel zur Havel aus. Nur in sehr geringer Entfernung zur Elbe kommt es zu influenten Verhältnissen mit Zustrom von Grundwasser in die Elbe.

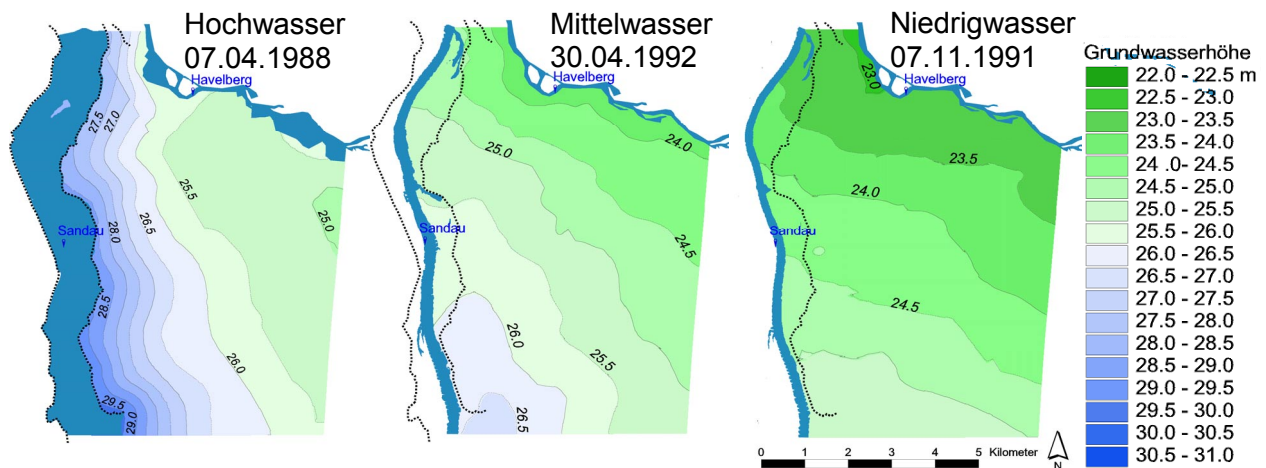


Abb. 6.14 Grundwasseroberfläche an Stichtagen bei Hoch-, Mittel- und Niedrigwasser der Elbe

6.8 Flächenhafte Ausprägung von Über- bzw. Unterschreitungsdauern

Wie schon in Kapitel 5.6. beschrieben bieten Dauerlinien die Möglichkeit die Dynamik des Grundwassers abschätzen zu können. Um einen räumlichen Eindruck der Überschreitungshäufigkeiten zu erhalten, werden von allen 409 Knotenpunkten die Dauerlinien erstellt und für bestimmte Überschreitungsdauern räumlich interpoliert. Basis für die Berechnung der Dauerlinien ist die Modellierung von 30-jährigen (1964 bis 1995) Zeitreihen der täglichen Grundwasserstände.

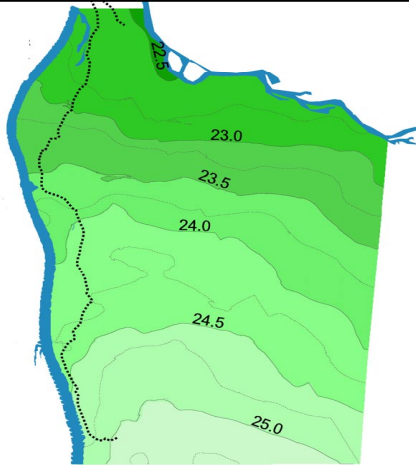
In Abb. 6.15 wird die Entwicklung vom minimalen Grundwasserstand bis zum maximalen Grundwasserstand in Dezentilen der Unterschreitungsdauer aufgezeigt. Die Grundwasserstände entsprechen dabei nicht den realen täglichen Wasserständen, da bei den Unterschreitungsdauern die Reaktionszeiten der Knotenpunkte nicht berücksichtigt werden. So stellt sich z.B. der maximale Grundwasserstand vorfluternah sehr schnell (1-2 Tage) nach einem Elbehochwasser ein. Vorfluterfern wird der maximale Wasserstand erst 20-30 Tage später erreicht. Beim maximalen Grundwasserstand wird jedoch zeitunabhängig der maximale Grundwasserstand jedes Knotenpunktes im Zeitraum 1969-1999 dargestellt.

Beim minimalen Grundwasserstand liegen die Isohypsen weitgehend senkrecht zum Verlauf der Elbe und parallel zum Verlauf der Havel. Bis zum 95% Unterschreitungsdauer ist die Strömungsrichtung nordöstlich von der Elbe zur Havel gerichtet. Dies liegt auch darin begründet, dass generell ein großer Wasserstandsunterschied zwischen Elbewasserstand und Havelwasserstand besteht, mit einem mittleren Wasserstand am Elbepegel Sandau von 25,88 m und einem mittlerem Wasserstand am Havelpegel Havelberg von 23,33 m. Nur in unmittelbarer Nähe zur Elbe kommt es bei minimalem Grundwasserstand bis zur 10% Unterschreitungsdauer zu influenten Verhältnissen.

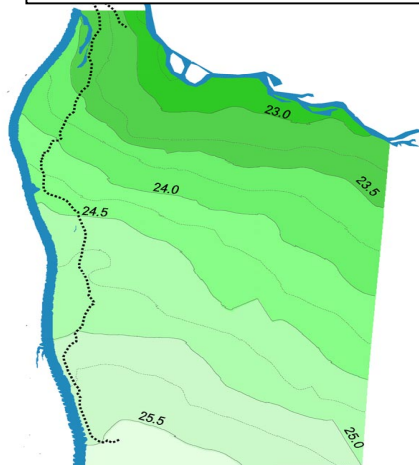
Von 10% bis 95% Unterschreitungsdauer verändern sich die Isohypsen vom anfangs senkrechten Verlauf zur Elbe zu parallelem Verlauf zur Elbe. Dabei wird der parallele Verlauf zur Havel beibehalten. Aufgrund des zunehmenden Wasserspiegelunterschiedes der Oberflächengewässer mit zunehmenden Wasserstand kommt es zu einer Erhöhung des Gradienten zwischen Elbe und Havel. Dies wird deutlich durch die größere Dichte der Isohypsen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Erst beim maximalen Grundwasserstand stellen sich auch im Bereich der Havel effluente Verhältnisse ein, d.h. es kommt zu einer Infiltration aus der Havel in den Aquifer im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Im nördlichen Teil ist der Wasserspiegelunterschied zwischen Elbe und Havel so groß, dass Wasser aus der Elbe durch den Aquifer in die Havel infiltriert.

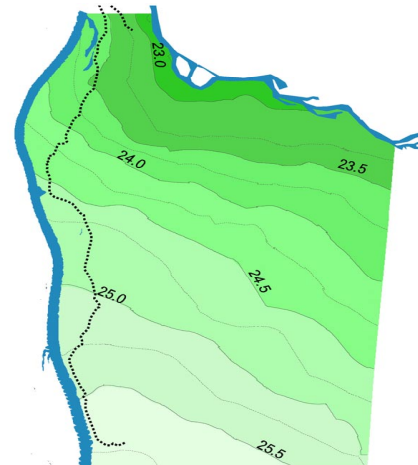
Minimum Grundwasserstand



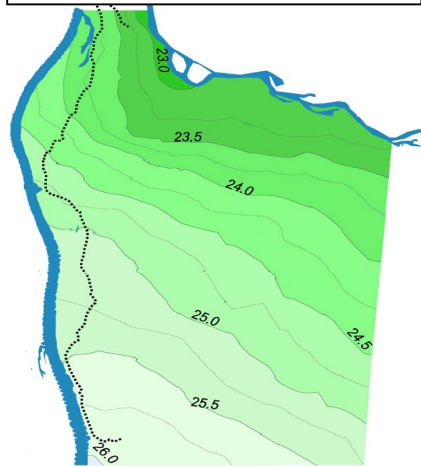
10% Unterschreitungsdauer



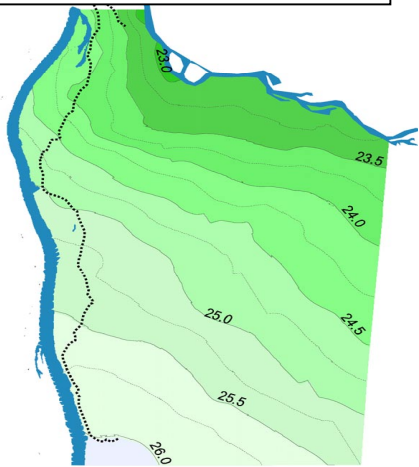
20% Unterschreitungsdauer



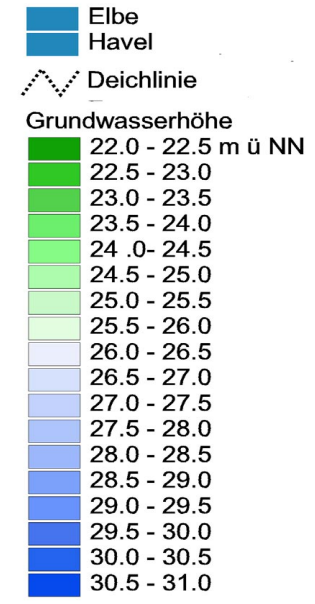
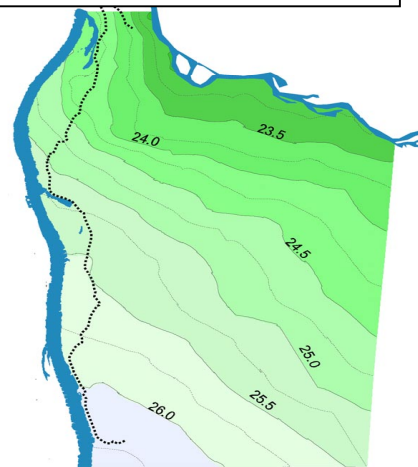
30% Unterschreitungsdauer



40% Unterschreitunasdauer



50% Unterschreitungsdauer



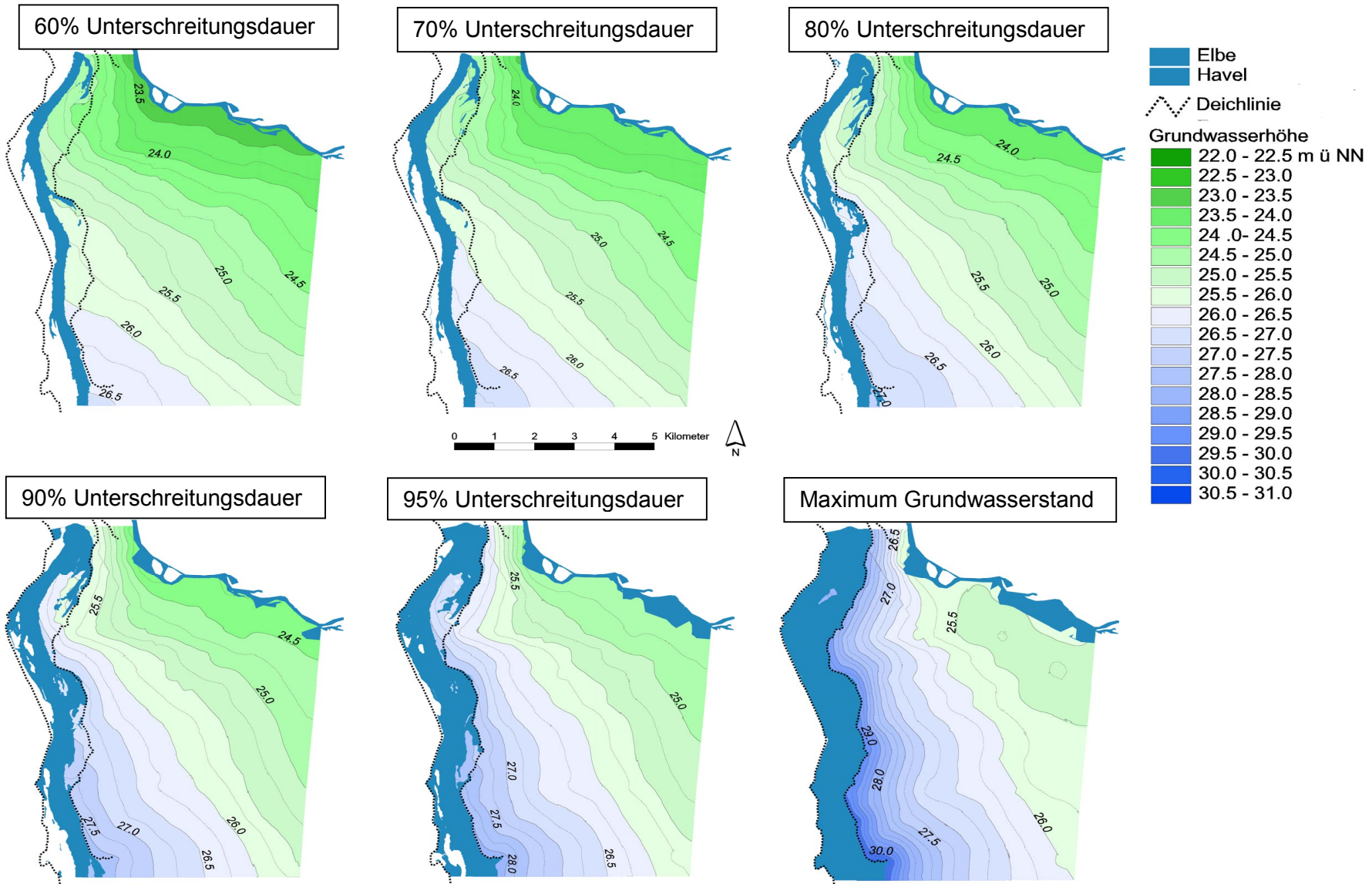


Abb. 6.15 Dezentilen der Grundwasserunterschreitungsdauern

7 Anwendungen im Untersuchungsgebiet Sandau

7.1 Beschreibung der Grundwasserdynamik des Ist-Zustandes

Die Beschreibung der Grundwasserdynamik basiert auf der Auswertung der 32-jährigen Zeitreihen vom 1.1.1964 bis 31.10.1995 aller 409 Knotenpunkte im Untersuchungsgebiet Sandau und anschließender räumlicher Interpolation. Zur Auswertung werden folgende statistische Verfahren verwendet:

- Deskriptive Statistik zur Ermittlung von Mittelwert und Streuungsmaßen
- Ermittlung von Hauptwerten entsprechend den gewässerkundlichen Hauptwerten wie z.B. höchster bekannter Wasserstand (HHW), mittlerer höchster Wasserstand (MHW), mittlerer niedrigster Wasserstand (MNW) und niedrigster bekannter Wasserstand (NNW).
- Dauerlinienanalyse zur Ermittlung von Häufigkeiten bestimmter Wasserstände
- Extremwertanalyse zur Abschätzung von Jährlichkeiten bestimmter Wasserstände.

Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt als räumliche Darstellung der Grundwasseroberfläche und der Flurabstände sowie als Profilschnitte.

Die Flurabstände werden durch Abzug der Grundwasseroberfläche vom digitalen Höhenmodell berechnet (siehe Abb. 7.1).

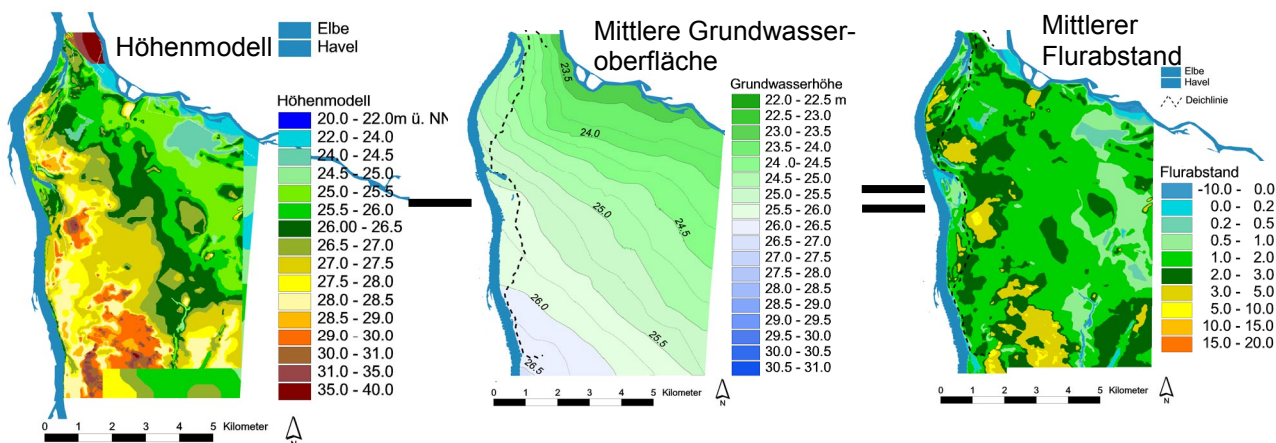


Abb. 7.1 Berechnung des mittleren Flurabstandes aus digitalem Höhenmodell und mittlerer Grundwasseroberfläche

7.1.1 Mittelwert

In Abb. 7.2 werden die Flurabstände kleiner 1 m als Flächen und die Flurabstände größer als 1 m durch Flurabstandslinien beschrieben. Man kann in Abb. 7.2 erkennen, dass Flurabstände unter 1 m in unmittelbarer Nähe zu den Vorflutern Havel und Elbe und wiederum parallel zum Verlauf der Elbe in ca. 5 km Entfernung auftreten.

Permanente Gewässer, wie der Kamernscher See und der Trübengraben im Südosten des Untersuchungsgebietes sowie Feuchtgebiete zwischen Havelberg und Jederitz im

Nordosten sind auch in der mittleren Flurabstandskarte als überflutete Gebiete oder Gebiete mit geringem Flurabstand ausgewiesen.

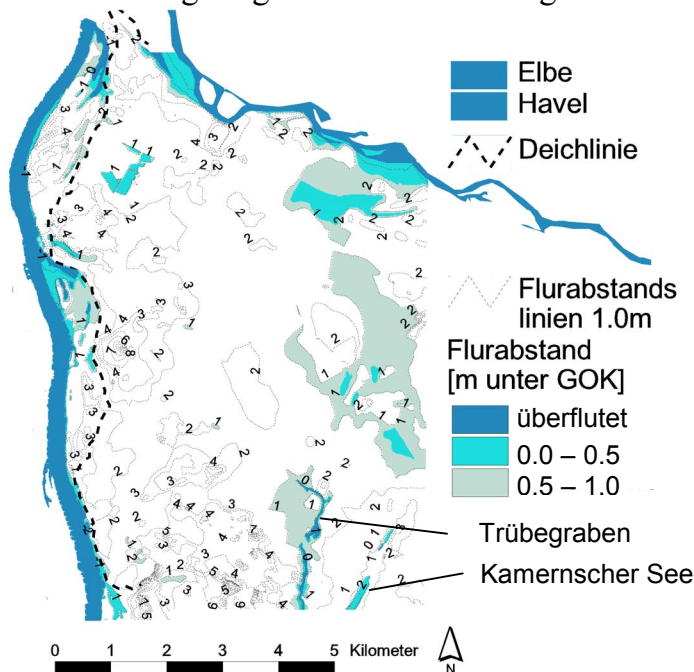


Abb. 7.2 Mittlerer Flurabstand

7.1.2 Streuungsmaße

Ein Maß für die Dynamik des Grundwassers stellen die Streuungsmaße der statistisch ausgewerteten Zeitreihen der Grundwasserknotenpunkte dar. In Abb. 7.3 sind die Streuungsmaße Standardabweichung und Differenz zwischen den 90% und 10% Dezilen räumlich dargestellt. Die Amplitude der Grundwasserschwankungen sind in der Nähe der Elbe maximal. Mit zunehmender Entfernung von Elbe und Havel wird die Amplitude geringer (Minimum am entferntesten Punkt von Elbe und Havel im Südosten des Untersuchungsgebietes). Die größten Schwankungen weist der Bereich um einen Altarm im Nordwesten des Gebietes auf, da bei Niedrigwasser dieser Bereich von unterstrom her eingeströmt wird, bei Hochwasser jedoch von oberstrom durchströmt wird und sich daher sehr große Unterschiede zwischen Hoch- und Niedrigwasser einstellen.

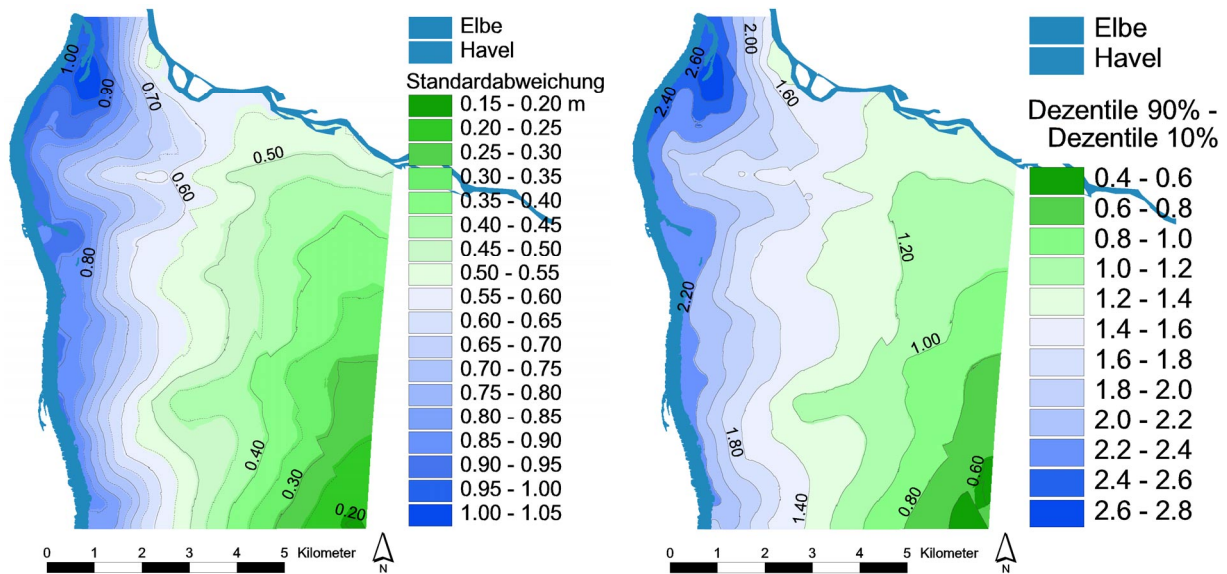


Abb. 7.3 Streuungsmaße der Grundwasserhöhen

7.1.3 Hauptwerte

Die Hauptwerte mittleres Hochwasser (MHW) und mittleres Niedrigwasser (MNW) werden durch die Mittlung der jährlichen maximalen bzw. minimalen Grundwasserstände aller 409 Knotenpunkte berechnet. Bei mittlerem Niedrigwasser sind die permanenten Gewässer Kamernscher See (K) und Trübengraben (T) und wenige Gebiete mit Grundwasserabständen kleiner 1 m zu erkennen (Abb. 7.4 links). Bei mittlerem Hochwasser durchströmt die Elbe die gesamte Breite zwischen den Deichen (Abb. 7.4 rechts). Flächen mit oberflächlich austretendem Grundwasser finden sich in der Nähe der Deiche, in ehemaligen Altarmen der Elbe und im Nordosten des Untersuchungsgebietes an der Havel.

In zwei Querschnitten (siehe Abb. 7.5) bei Elbe-km 420,65 und 415,55 sind die Hauptwerte der Grundwasserstände aufgetragen. Man kann am sich verengenden Band der Hauptwerte gut die Abnahme der Dynamik der Grundwasserstände mit zunehmender Entfernung von der Elbe erkennen.

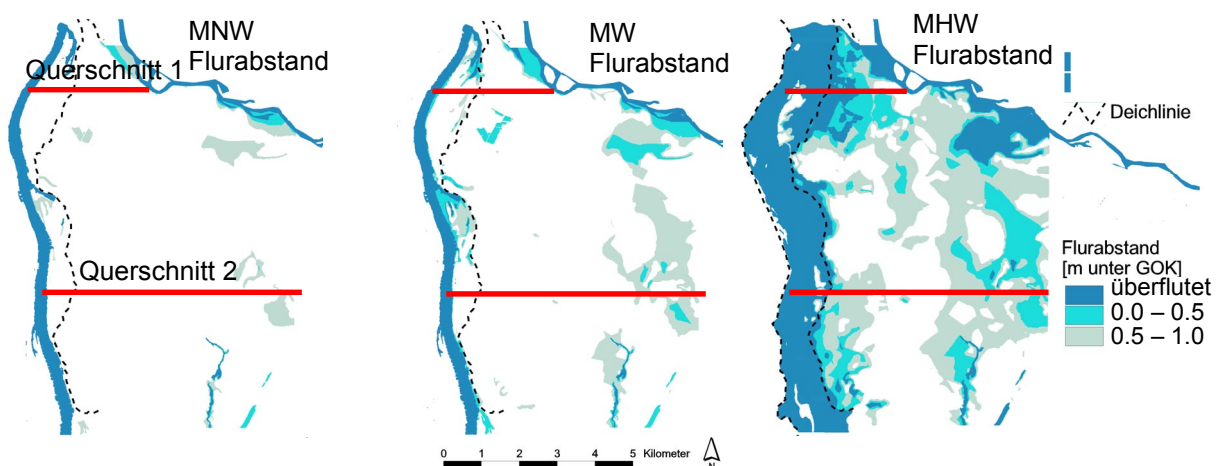


Abb. 7.4 Räumliche Darstellung der Grundwasserhauptwerte

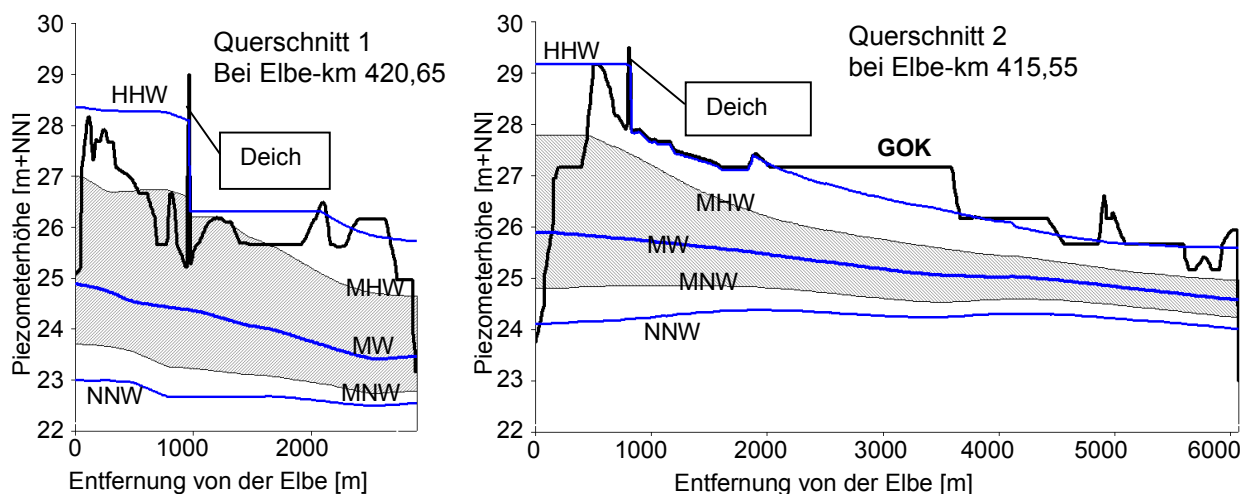


Abb. 7.5 Hauptwerte der Grundwasserstände in zwei Querschnitten

7.1.4 Unterschreitungsdauern

Zur Erstellung der Dauerlinien werden die täglichen Grundwasserstände der Größe nach sortiert und dann gegen ihre Unterschreitungshäufigkeit (in Prozent) aufgetragen. Zur räumliche Darstellung der Unterschreitungsdauern von Flurabständen wird zunächst aus den 409 Knotenpunkte die räumliche Darstellung der Unterschreitungsdauern der Grundwasserstände interpoliert und diese vom digitalen Höhenmodell subtrahiert. Als Beispiel für Unterschreitungsdauern der Flurabstände sind in Abb. 7.6 die 10%, 80% und 90% Dezentilen den Unterschreitungsdauern dargestellt.

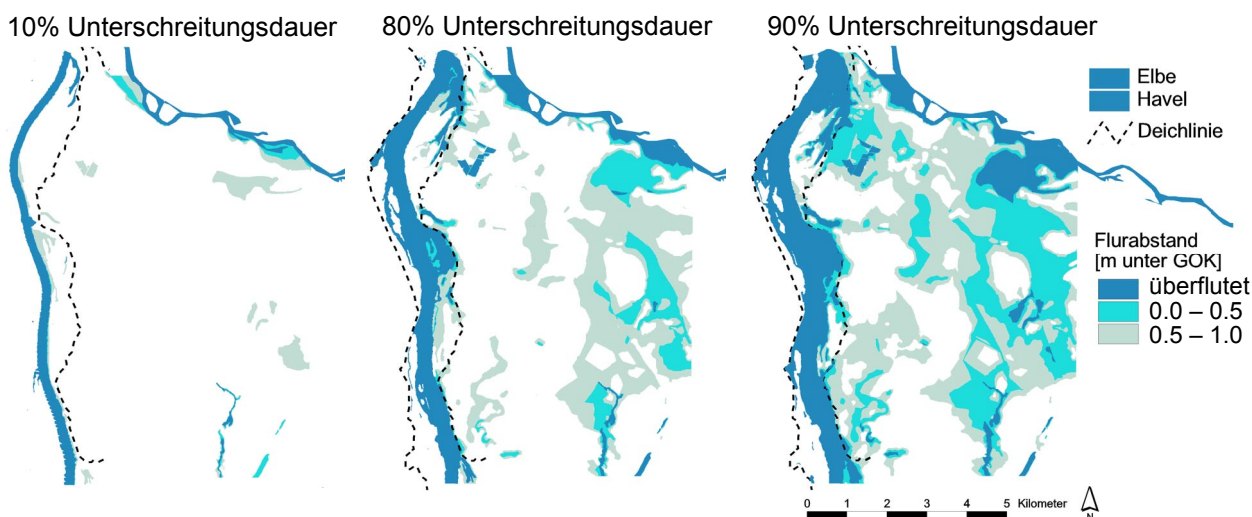


Abb. 7.6 Unterschreitungsdauern der Flurabstände

7.1.5 Extremwertanalyse

7.1.5.1 Berechnung der Grundwasserjährlichkeiten

Um Aussagen über die Auswirkungen von Hochwasserereignissen treffen zu können, ist es von Interesse wie häufig extreme Ereignisse auftreten und welche Flächen davon betroffen sind. Für die Abflüsse der Elbe wurden hierfür extremwertstatistische

Untersuchungen der Pegelzeitreihen durchgeführt um Wahrscheinlichkeiten bzw. statistische Wiederkehrintervalle (Jährlichkeiten T , $T=2, 3, 5, 10, 20, 50, 100$ Jahre) der Überschreitung bestimmter Abflüsse zu berechnen (HELMS ET AL. 1999). Diese Ergebnisse werden verwendet, um mittels eines stationären zweidimensionalen hydraulischen Modells Aussagen über die Wasserstände und Überflutungsflächen bei Abflüssen bestimmter Jährlichkeiten zu treffen (SCHWANENBERG 2000).

Für die modellierten Grundwasserzeitreihen werden in gleicher Weise die statistischen Wiederkehrintervalle berechnet.

Bei der extremwertstatistischen Untersuchung werden für eine Serie von jährlichen Maximalwerten mit Hilfe der Momentenmethode (MM) und der Maximum-Likelihood-Methode (MLH) die statistischen Parameter für verschiedene Verteilungsfunktionen berechnet. Die Auswahl der geeigneten Verteilungsfunktion erfolgt über den visuellen Vergleich der verschiedenen analytischen Verteilungsfunktionen mit den, über empirischen Wahrscheinlichkeiten ermittelten plotting positions des Datenkollektivs. Aus der gewählten Verteilungsfunktion lassen sich Wasserstände bestimmter Jährlichkeiten als Quantile berechnen.

Für die Jahresmaxima der Wasserstandszeitreihe am Pegel Havelberg wird mit oben angegebener Methode eine Extremwertverteilungsfunktion gewählt und die Quantilen berechnet. Die Ergebnisse werden über die Abflusskurve mit den Ergebnissen der hydraulischen Modellierung verglichen, um die Jährlichkeit der Wasserständen von Abflüssen bestimmter Jährlichkeit zu ermitteln.

Dies ist notwendig, da der Wasserstand der einem 100-jährlichem Abfluss über die Abflusskurve zugeordnet ist, nicht unbedingt dem 100 jährlichem Wasserstand entsprechen muss, der mit der extremwertstatistischen Untersuchung berechnet wurde. In Tab. 7.1 sind Jährlichkeiten T ($T=2, 3, 5, 10, 20, 50, 100$) für Abflüsse der Pegel Tangermünde und Havelberg, sowie die den Abflüssen entsprechenden Wasserständen über die Abflusskurve am Pegel Havelberg und die Jährlichkeiten der Wasserstände am Pegel Havelberg zusammengestellt. Die Jährlichkeiten der Wasserstände wurden mit der logarithmischer Weibull-2 (MLH) Verteilung, aus den Absolutwerten der Wasserstände ermittelt (siehe Abb. 7.7 oben links mit Plotting positions nach Weibull). In diesem Fall besteht kaum Unterschied zwischen den Jährlichkeiten der Wasserstände und den abgeleiteten Wasserständen der Jährlichkeiten der Abflüsse, so dass im weiteren die Jährlichkeiten T ($T=2, 3, 5, 10, 20, 50, 100$) für die Berechnung der Grundwasserstands-Quantilen benutzt werden.

Tab. 7.1 Jährlichkeiten von Abflüssen und Wasserständen

	HQ2	HQ3	HQ5	HQ10	HQ20	HQ50	HQ 00
	HW2	HW3	HW5	HW10	HW50	HW50	HW100
Jahresscheitelabfluss Tangermünde [m ³ /s] (HELMS ET AL. 1999)	1650	1981	2332	2748	3121	3574	3895
Hydrologischer Längstschnitt Abfluss Havelberg [m ³ /s] (HELMS ET AL 1999)	1603	1951	2290	2706	3096	3573	3895
Wasserstand aus W-Q Beziehung Pegel Havelberg [m+NN] (SCHWANENBERG ET AL. 2000)	26,88	27,25	27,56	27,85	28,09	28,38	28,58
Jahreswasserstände Log-Weibull2(MLH) Pegel Havelberg [m+NN]	26,89	27,23	27,54	27,85	28,10	28,37	28,54

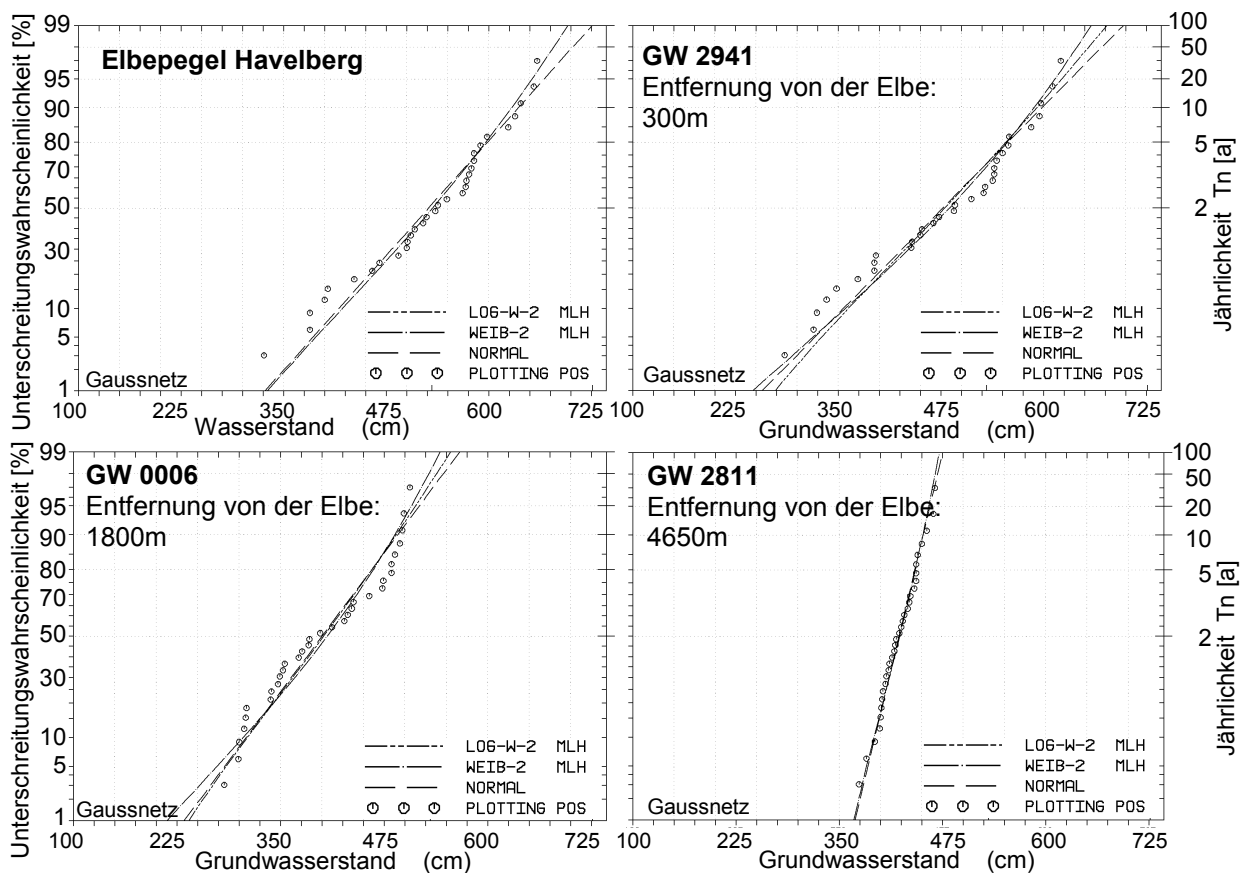


Abb. 7.7 Extremwertverteilungen und Plotting positions für Wasserstand Havelberg und drei modellierte Grundwasserstände (1964-1995)

Für die 409 Grundwasserzeitreihen der Knotenpunkte wird eine Verteilungsfunktion gewählt, indem stichprobenhaft für einzelne Grundwasserzeitreihen extremwertstatische Untersuchungen durchgeführt werden. Ausgangsbasis sind transformierte Jahresmaxima.

Die Transformation ist notwendig, damit die Ergebnisse der Grundwasserzeitreihen mit den Ergebnissen des Elbe-Pegels Havelberg vergleichbar sind und erfolgt durch Subtraktion des Mittelwertes der Zeitreihe und einer Konstanten. Wie in Abb. 7.7 zu

erkennen, ist auch für die modellierten Grundwasserzeitreihen von Knotenpunkten mit unterschiedlichem Abstand zur Elbe (300 m, 1800 m und 4650 m) die logarithmische Weibull-2 Funktion (MLH) eine gute Näherung.

7.1.5.2 Fehlerbetrachtung mit der Monte-Carlo Methode

Bei der Erstellung von Extremwertanalysen begibt man sich in den Bereich der Extrapolation. Vor allem im Bereich der jährlichen Maximalwerte, die für diese Analyse benötigt werden, ist die Daten- und Modellunsicherheit besonders groß.

Die Datenunsicherheit wird von dem meist kleinen Datenkollektiv (30 Jahren Zeitreihe entsprechen nur 30 Jahresmaxima) und von der Schwierigkeit bestimmt, bei Extremereignissen signifikante Messdaten zu erhalten.

Bei der Erstellung von flächenhaften Grundwasserextremwerten werden zwei Modelle verwendet:

Im ersten Modell werden mit dem vorgestellten vereinfachten physikalischen Modell Grundwasserganglinien erzeugt. Diese Modell wurde für normale, nicht extreme, Bedingungen kalibriert. Nach SOROOSHIAN ET AL. (1983) kann nicht davon ausgegangen werden, dass ein Modell, welches unter „Normalbedingungen“ kalibriert wurde, auch Aussagen im extrapolierten, extremen Bereich zulässt, da für den extrem Bereich wichtige Prozesse im Kalibrierungsbereich völlig verdeckt sind (siehe Kapitel 5.3)

Im zweiten Modell werden statistische Verteilungsfunktionen an die Jahresmaxima angepasst und die „beste“ Verteilungsfunktion zur Erstellung der Extremwertstatistik ausgewählt. Hieraus ergibt sich eine mit der Jährlichkeit der Ereignisse größer werdende Spannbreite der Ergebnisse bei Auswahl unterschiedlicher „bester“ Verteilungsfunktionen (siehe Abb. 7.7 und Abb. 7.9).

Um eine Abschätzung der Parameterunsicherheit zu geben, wird eine Monte-Carlo Simulation für drei Grundwassermessstellen durchgeführt und die Spannweite der Ergebnisse nach der Extremwertanalyse mit den plotting positions der Messwerte und drei an den Messwerten angepasste Verteilungsfunktionen verglichen.

Die verwendeten Grundwassermessstellen sind entsprechend Kapitel 6 GW2906 mit 1000 m Entfernung von der Elbe, GW2850 (2310 m) und GW2852 (4660 m). Es wird der Zeitraum von 1.11.70 bis 31.10.99 betrachtet und für jede Grundwassermessstelle 1000 Modelldurchläufe mit variierenden Parametern durchgeführt. Der Parameterbereich für die 5 zu variierenden Parameter ist in Tab. 7.2 dargestellt.

Tab. 7.2 Parameterbereich der Monte-Carlo Simulation

	von:	bis:
K _r -Wert [m/s]	0.0020	0.0040
N _e -Wert [-]	0.2	0.4
Aquifersohle [m]	-10.0	+10.0
Bodenmächtigkeit [m]	- 0.3	+ 0.3
Ostrand [km]	- 1.0	+ 1.0

In Abb. 7.8 sind die Zeitreihen der Messwerte und der Bandbreite der Monte-Carlo Simulation dargestellt. Außer einigen „Ausreißern“ in der Zeitspanne 1979 bis 1987 der Messstelle GW2850 (Abb. 7.8 Mitte) werden die Messwerte gut von der Monte-Carlo Simulation eingefasst. Auch in Abb. 7.9 (linke Seite) liegen die Dauerlinien der Messungen jeweils im Bereich der Monte-Carlo Simulation.

Im Bereich der Extremwerte liegt bei Jährlichkeit-2 (HW2) der Unterschied zwischen der empirischen Wahrscheinlichkeit der Messwerte und den drei ausgewählten Verteilungsfunktionen bei maximal 0,08 m (GW2906). Der maximale Unterschied zwischen den plotting positions und dem kalibrierten Grundwassermodell mit log-Weibull2 Verteilungsfunktion liegt bei 0,15 m (siehe Tab. 7.3).

Bei kleineren Jährlichkeiten ist die Abweichung der modellierten Werte von den Messwerten noch geringer. Auch werden bei allen drei Grundwassermessstellen die Jährlichkeiten bis ca. HW5 noch gut von den Monte-Carlo Simulationen eingerahmt (siehe Abb. 7.9 rechte Seite).

Bei Jährlichkeit-50 werden die Ergebnisse der Anpassung von Verteilungsfunktionen an die Messwerte mit den Anpassungen einer Verteilungsfunktion an die Modellwerte verglichen, da man keinen Vergleich mit den empirischen Wahrscheinlichkeiten der Messwerte durchführen kann (den empirischen Wahrscheinlichkeiten liegt nur eine 30-jährige Zeitreihe zugrunde). Der Unterschied zwischen Messdaten und Modell liegt hier bei 0,49 m für GW2906, bei 0,32 m für GW2850 und bei 0,05 m für GW2852 (jeweils log-Weibull2 Verteilung), wobei der Unterschied zwischen verschiedenen Verteilungsfunktionen für die Messdaten (Weibull 2, log-Weibull 2 und Normalverteilung) bei 0,21 m (GW2906), 0,08 m (GW2850) und 0,06 m (GW2852) liegt.

Am Band der Monte-Carlo Simulation (siehe Abb. 7.9 rechte Seite) kann man erkennen, dass man auch mit verschiedenen Parametersätzen eine generelle Fehleinschätzung der Extremwerte vornimmt. Für die elbenahen Gebiete bedeutet dies eine Unterschätzung der Flurabstände und für die elbfernen Gebiete eine Überschätzung der Flurabstände.

Tab. 7.3 Extremwertstatistik Messdaten und Monte-Carlo Simulation Grundwassermessstelle GW2906

Gw2906 [m+NN]	Plotting Position	Log-Weibull2 Messdaten – plot. pos.	Log- Weibull2 Modell – plot. pos.	Bandbreite Messdaten Verteilungsfunkt. max - min	Bandbreite Modell Log-Weib2 max - min
HW2	26.49	26.54 0.05	26.64 0.15	26.50 – 26.57 0.07	26.24 - 26.68 0.44
HW10	27.22	27.19 -0.03	27.55 0.23	27.18 – 27.23 0.05	27.08 –27.67 0.59
HW50	-	27.53	28.02	27.48 - 27.69 0.21	27.56 – 28.22 0.66
GOK	29,35				

Tab. 7.4 Extremwertstatistik Messdaten und Monte-Carlo Simulation Grundwassermessstelle GW2850

Gw2850 [m+NN]	Plotting Position	Log-Weibull2 Messdaten – plot. pos.	Log- Weibull2 Modell – plot. pos.	Bandbreite Messdaten Verteilungsfunkt. max – min	Bandbreite Modell Log-Weib2 max - min
HW2	26.30	26.34 0.04	26.34 0.04	26.31 – 26.35 0.04	26.05 - 26.48 0.43
HW10	26.72	26.76 0.04	26.97 0.27	26.75 – 26.76 0.01	26.56 –27.17 0.61
HW50	-	26.97	27.29	26.95 - 27.03 0.08	26.82 – 27.54 0.72
GOK	29,15				

Tab. 7.5 Extremwertstatistik Messdaten und Monte-Carlo Simulation Grundwassermessstelle GW2852

Gw2852 [m+NN]	Plotting Position	Log-Weibull2 Messdaten – plot. pos.	Log- Weibull2 Modell – plot. pos.	Bandbreite Messdaten Verteilungsfunkt. max – min	Bandbreite Modell Log-Weib2 max - min
HW2	25.31	25.32 0.01	25.30 -0.01	25.30 – 26.32 0.02	25.17 - 26.34 0.17
HW10	25.74	25.69 -0.05	25.65 -0.09	25.69 – 25.69 0.00	25.46 –25.71 0.25
HW50	-	25.87	25.82	25.86 – 25.92 0.06	25.61 – 25.90 0.29
GOK	27,47				

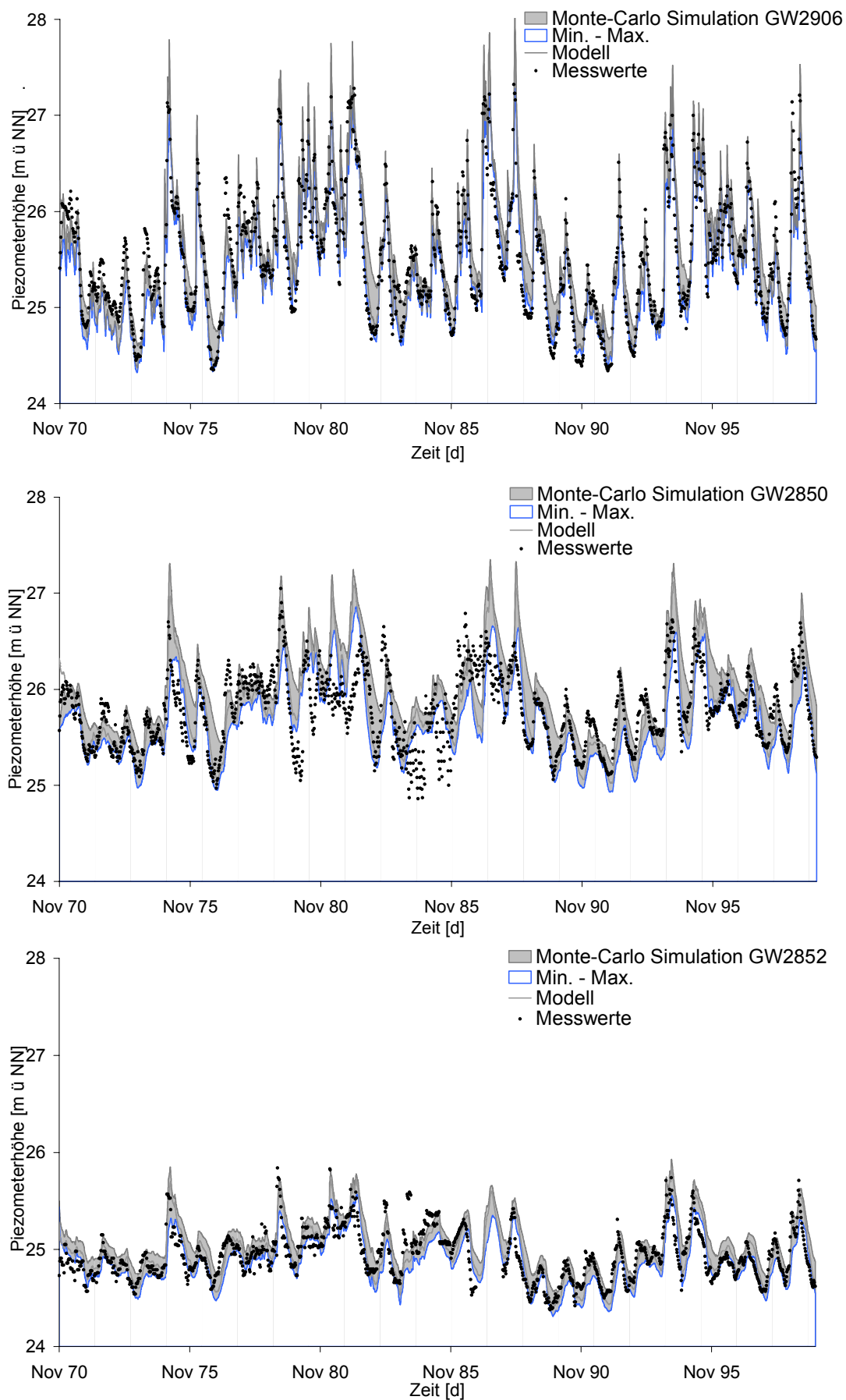


Abb. 7.8 Monte Carlo Simulation von drei Grundwasserganglinien

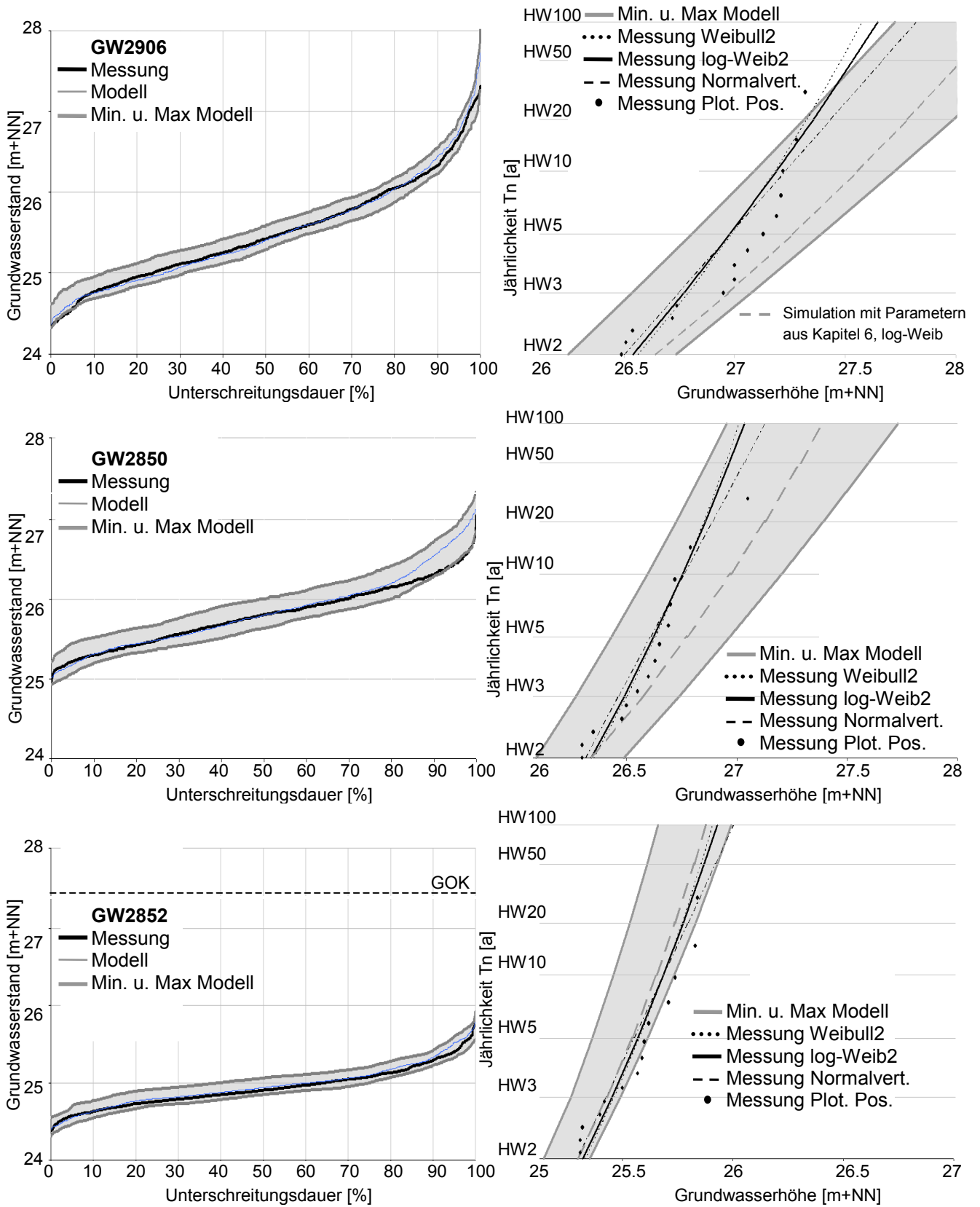


Abb. 7.9 Dauerlinien- und Extremwertspannweiten bei Monte-Carlo Simulation

7.1.5.3 Räumliche Darstellung der Grundwasser Extremwerte

Anhand der Fehlerbetrachtung im vorigen Kapitel kann gezeigt werden, dass es bei der Extrapolation der Modelle zu größeren Fehlern kommen kann (maximale Abweichung bei HW50 beträgt 0,49 m für die Messstelle GW2906). Die Ursachen sind zum einen die Kalibrierung am „Normalzustand“ und nicht an wenigen Extremereignissen und zum anderen, dass bei Hochwassersituationen andere Prozesse dominieren können, die aber vom Modell nicht genügend gewichtet oder nicht berücksichtigt werden. In der folgenden räumlichen Betrachtung werden die Extremwerte daher nur bis Jährlichkeit-50 (HW50) extrapoliert und darauf verwiesen, dass der Modellfehler bei HW50 bis über 0,50 m sein kann und räumlich heterogen verteilt ist.

Mit der logarithmische Weibull-2 Funktion (MLH) werden die Grundwasserstände bestimmter Jährlichkeiten als Quantilen berechnet, räumlich interpoliert und von dem digitalen Höhenmodell subtrahiert um ein räumliches Bild der Flurabstände zu erhalten. In Abb. 7.10 sind die Flurabstände für die Jährlichkeit $T=20$, der minimalen Flurabstand im Zeitraum 1964-1995 (entspricht der Jährlichkeit $T=33$ nach Weibull plotting positions) und die Jährlichkeit $T=50$ abgebildet. Grundwasserstände kleiner als Null, also Überflutungen, werden nicht quantifiziert. Man kann erkennen, dass die Lage der Ortskerne von Sandau, Wulkau und Kamern so gewählt wurden, dass sie auch bei größeren Hochwasser nicht durch Oberflächenwasser oder Grundwasser gefährdet sind.

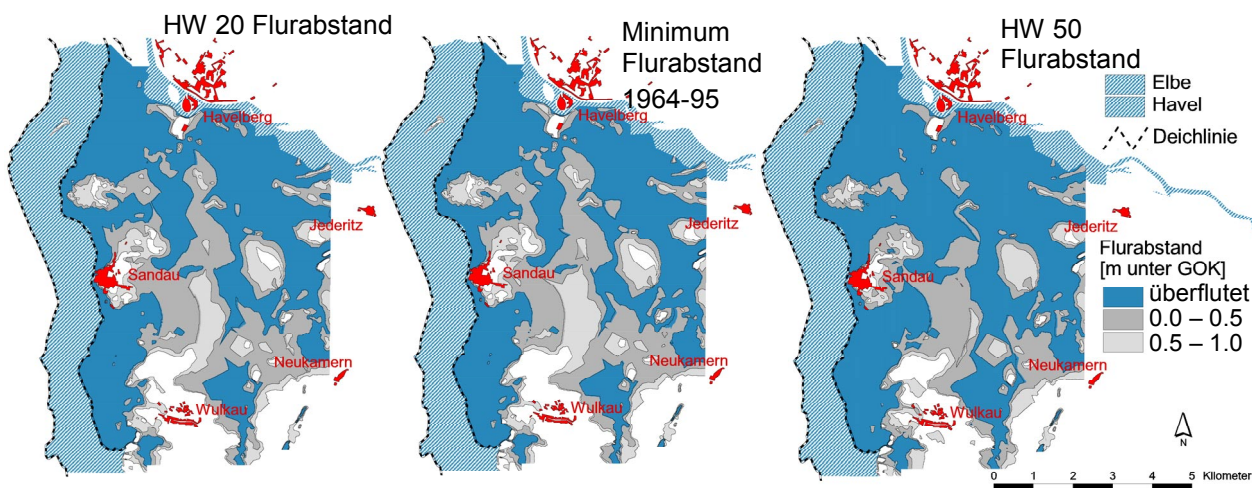


Abb. 7.10 Flurabstände mit den Jährlichkeiten $T=20$, minimaler Flurabstand 1964-95 und $T=50$

7.1.6 Darstellung der Ergebnisse als Überflutungsflächen bzw. Flurabstandsflächen

In SCHWANENBERG ET AL. (2002) wird jedem Flächenpunkt ein Abfluss bzw. Häufigkeit oder Eintrittswahrscheinlichkeit zuordnet, an dem die Überflutung der Fläche beginnt. Dadurch kann man erkennen ab wann und wie lange eine Fläche im statistischen Mittel überflutet ist (siehe Abb. 7.11 a. mit Wasserstand statt Abfluss). Analog hierzu lassen sich auch für die Grundwasserflurabstände jedem Flächenpunkt die Häufigkeiten oder Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte Flurabstände zuordnen (siehe Abb. 7.11 b.). Auf Basis dieser Darstellung lassen sich Risikoabschätzungen vornehmen. Als Beispiel hierfür sind in Abb. 7.11 b. Bereiche mit Jährlichkeiten größer gleich 10 Jahren für die Flurabstände 0,0 m und 1,0 m schraffiert dargestellt.

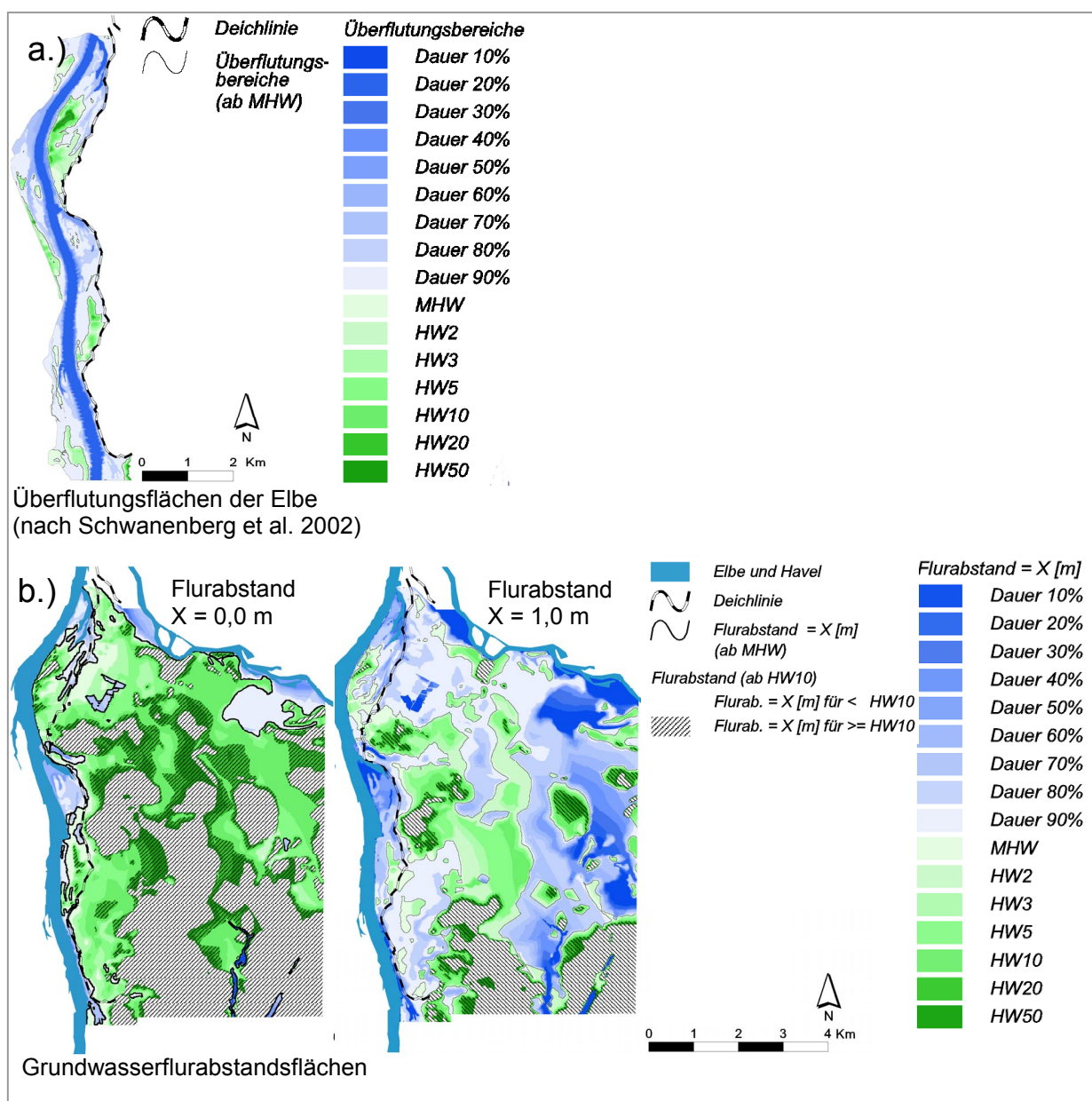


Abb. 7.11 Überflutungsflächen bzw. Grundwasserflurabstandsflächen

7.2 Grundwasserbilanzierung

Die Grundwasserbilanzierung erfolgt durch Volumenbetrachtung. Hierbei wird aus den modellierten Grundwasserstandsänderungen für jeden Zeitschritt (1 Tag) die Volumenänderung des Grundwasservorrats bestimmt.

7.2.1 Volumenbetrachtung eines Hochwassers entlang eines Profils quer zur Elbe

Zunächst wird dieses Verfahren an einem 400 m breiten „Streifen“ quer zum Verlauf der Elbe angewendet (siehe Abb. 7.12). Vergleichbar ist diese Untersuchung mit der Arbeit von UBELL (1987). Der Breite von 400 m entspricht der Nord-Süd Abstand der Knotenpunkte des Grundwassermodells. Somit benötigt man ein Knotenpunktprofil in West-Ost Richtung um eine „Streifenbreite“ von 400 m abzudecken. Zur Bestimmung der Grundwasservorratsänderung wird der Flächeninhalt der Grundwasserstandsänderung pro Tag mit der Breite des Profils (400 m) und mit dem nutzbaren Porenvolumen des Grundwasserleiters ($n_e = 0,25$) multipliziert. Der täglich Zu- bzw. Abstrom von Grundwasser wird in l/s pro 1 km Elbeverlauf angegeben. Dazu wird die tägliche Grundwasservorratsänderung durch die Anzahl der Sekunden pro Tag dividiert und auf eine Breite von 1 km Elbeverlauf normiert. Als Beispiel für die zeitliche Bilanzierung wird das Hochwasser vom 2.1.1989 (Tag des Scheitelwerts) ausgewählt, da diesem Hochwasser ein langer niederschlagsarmer Zeitraum vorausging, was zur Folge hat, dass sich vor Beginn des Hochwassers ein ebener Grundwasserspiegel einstellt, der relativ unbeeinflusst von vorhergehenden Hochwasser ist.

Zum anderen kann während des Hochwassers die Grundwasserneubildungsrate vernachlässigt werden, da der Niederschlag zunächst den leeren ungesättigten Bodenspeicher auffüllt. Somit ist gewährleistet, dass die Grundwasservorratsänderung hauptsächlich aus Zustrom von der Elbe und Havel während des betrachteten Hochwasserzeitraums stammt.

Abb. 7.13 (oben) zeigt den Zeitverlauf der Wasserstände der Elbe (bei Elbe-km 415,3) und der Grundwasserstände vom 28.11.1988 bis zum 15.02.1989. Dieses Hochwasser mit $Q = 1530 \text{ m}^3/\text{s}$ liegt unter einen zweijährigen Ereignis ($HQ2 = 1603 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Havelberg). Abb. 7.13 (unten) zeigt die Grundwasservorratsänderung in Mio. m^3 im betrachteten Profil von 6 km Länge und 400 m Breite und den Zu- bzw. Abstrom aus dem Grundwasser in l/s auf 1 km Breite bezogen. Demnach beläuft sich die maximale durch Zustrom gespeicherte Wassermenge im 400 m breiten Streifen auf 357600 m^3 . Dieser Wert wird am 17.01.89 erreicht, 15 Tage nach dem Hochwasserscheitel der Elbe. Die größten Zuflüsse zum Grundwasser mit maximal 469 l/s pro 1 km finden vor dem Hochwasserscheitel am 25.12.1988 statt, jeweils zu den Zeitpunkten mit den größten Veränderungen im Wasserspiegel der Elbe.

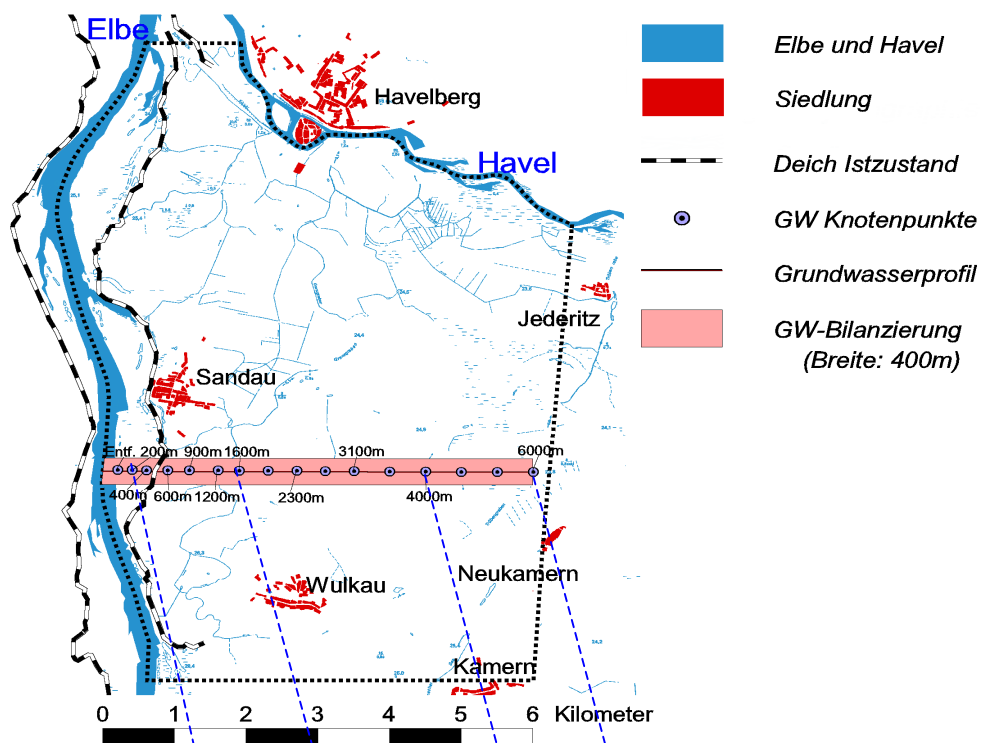


Abb. 7.12 Grundwasserprofil

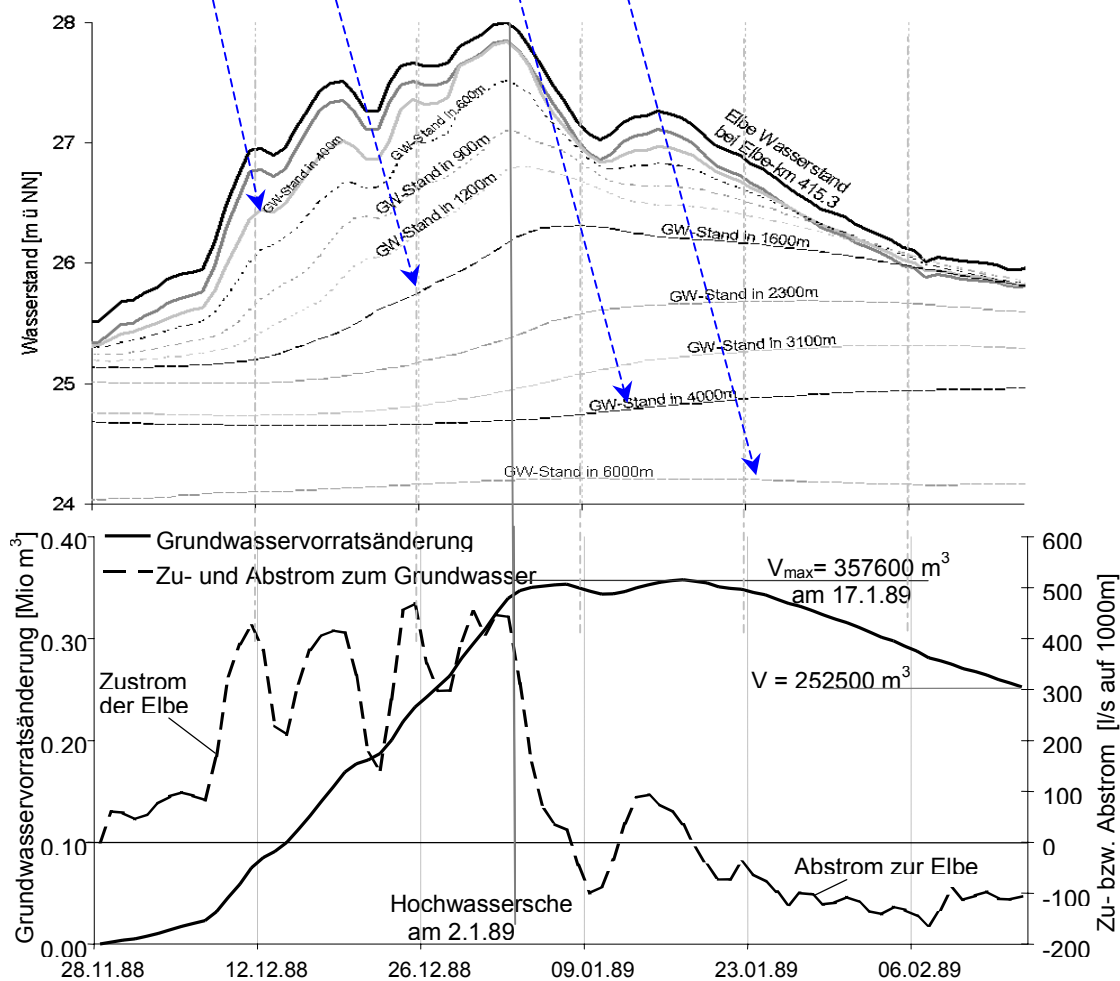


Abb. 7.13 Wasserstandsganglinie und Grundwasservorratsänderung

In Analogie zu den Darstellungen von UBELL (1987) für die Grundwasservorratsänderung am Rhein wird in Abb. 7.14 die Veränderung der Grundwasseroberfläche und des Grundwasserspeichers im Profilquerschnitt gezeigt. Zu Beginn des Hochwassers am 28.11.88 ist die Grundwasseroberfläche fast eben abfallend zum östlichen Rand. Bis zum 2.1.1989 (Hochwasserscheitel der Elbe) erhöht sich der Grundwasservorrat im Profil um 339500 m^3 (siehe Abb. 7.14 A). Die Grundwasseroberfläche verändert sich bis zu einer Entfernung von 4000 m von der Elbe.

Fünf Tage nach dem Hochwasserscheitel, am 07.01.1989 (siehe Abb. 7.14 B) fließt bei fallendem Elbewasserstand weiterhin Wasser in die inneren Bereiche des Gebietes. Das gespeicherte Wasservolumen erhöht sich um 13750 m^3 . Diese Tendenz bleibt bis zum 17.01.1989 bestehen (siehe Abb. 7.14 C), obwohl der Zugewinn im Zeitraum 7.01.1989 bis 17.01.1989 nur noch 4400 m^3 beträgt. Die Beeinflussung des Grundwassers durch das Elbehochwasser reicht nun bis zu 5000 m Entfernung von der Elbe.

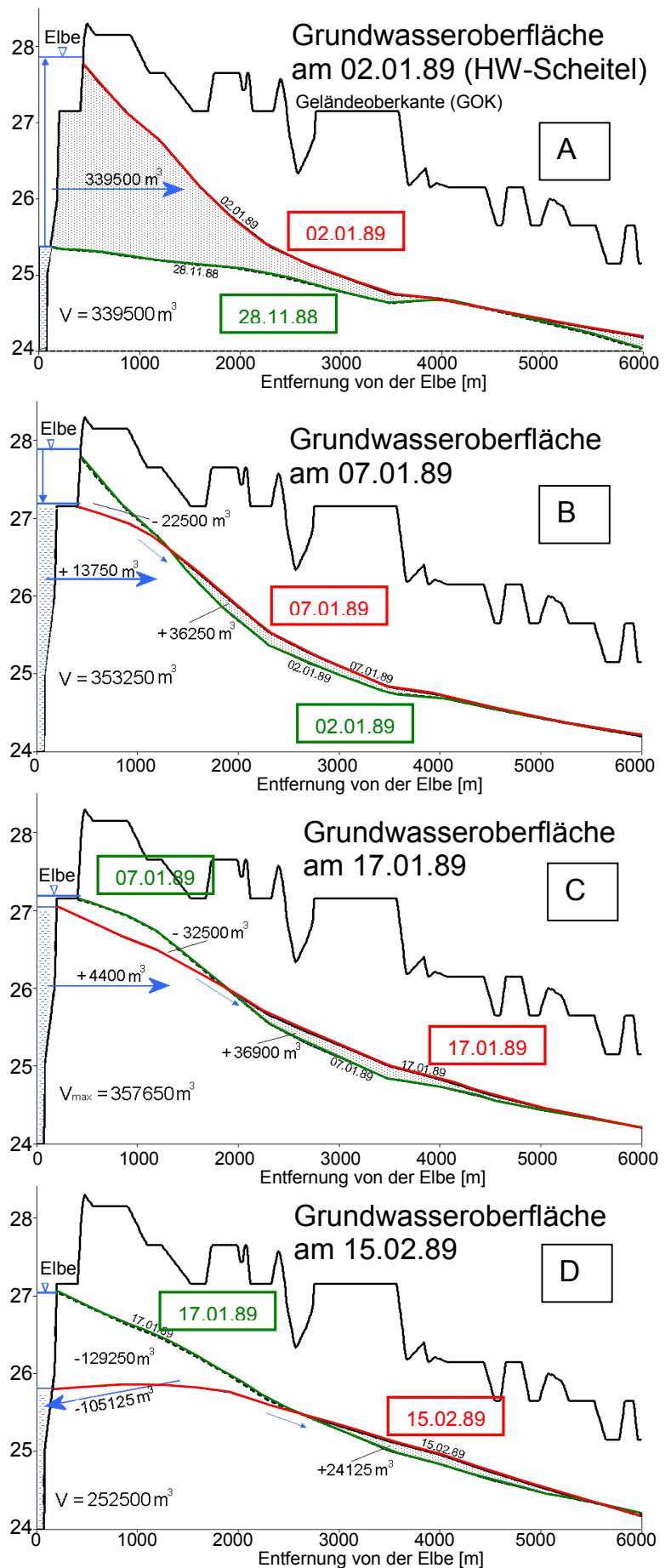


Abb. 7.14 Veränderung der Grundwasseroberfläche im Querschnitt

Das im Aquifer gespeicherte Volumen verlagert sich weiter in das Innere des Gebietes.

Bis zum 15.02.1989 (siehe Abb. 7.14 D) verringert sich der Grundwasservorrat im elbnahen Bereich mit sinkendem Elbwasserstand um 129250 m^3 , während sich der Grundwasservorrat im inneren Bereich bis zu einer Entfernung von 5500 m von der Elbe weiterhin erhöht. Im Vergleich zum Ausgangszustand am 28.11.1988 beträgt die Grundwasservorratsänderung selbst 44 Tage nach dem Hochwasserscheitel noch 252500 m^3 .

7.2.2 Volumenbetrachtung eines Hochwassers im Gesamtgebiet

Die Auswirkungen des Winterhochwassers 1988/89 mit dem Scheitel am 02.01.1989 auf das Grundwasser werden nun im gesamten Untersuchungsgebiet Sandau betrachtet. Zunächst wird auf die Veränderung der Grundwasserstände zu den gleichen Zeitpunkten wie in Abb. 7.14 eingegangen. Am 2.1.1989 zum Zeitpunkt des Hochwasserscheitels der Elbe ist in Abb. 7.15 A der Unterschied zu den Ausgangsgrundwasserhöhen am 28.11.1988 abgebildet. Gut zu erkennen ist der hohe Anstieg des Grundwassers in Nähe der Elbe und der Havel mit bis zu 2,80 m Unterschied, und der verminderte Einfluss des Elbe- bzw. Havelwasserstandes auf das Grundwasser in Richtung südöstlichem Gebietsrand. An den Zeitpunkten 07.01.89, 17.01.89 und 15.02.89 ist mit dem Rückgang des Elbwasserspiegels auch ein elbnaheer Rückgang des Grundwasserspiegels verbunden. In den elb- bzw. havelentfernten Gebieten erhöht sich der Grundwasserspiegel jedoch auch bei ablaufender Hochwasserwelle. Je später der Zeitpunkt, desto weiter von Vorfluter entfernt und desto gedämpfter wirkt sich das Elbehochwasser auf das Grundwasser mit einer Erhöhung der Grundwasserstände aus.

Unterschied der Grundwasserhöhen zum vorangegangenen Beobachtungstag

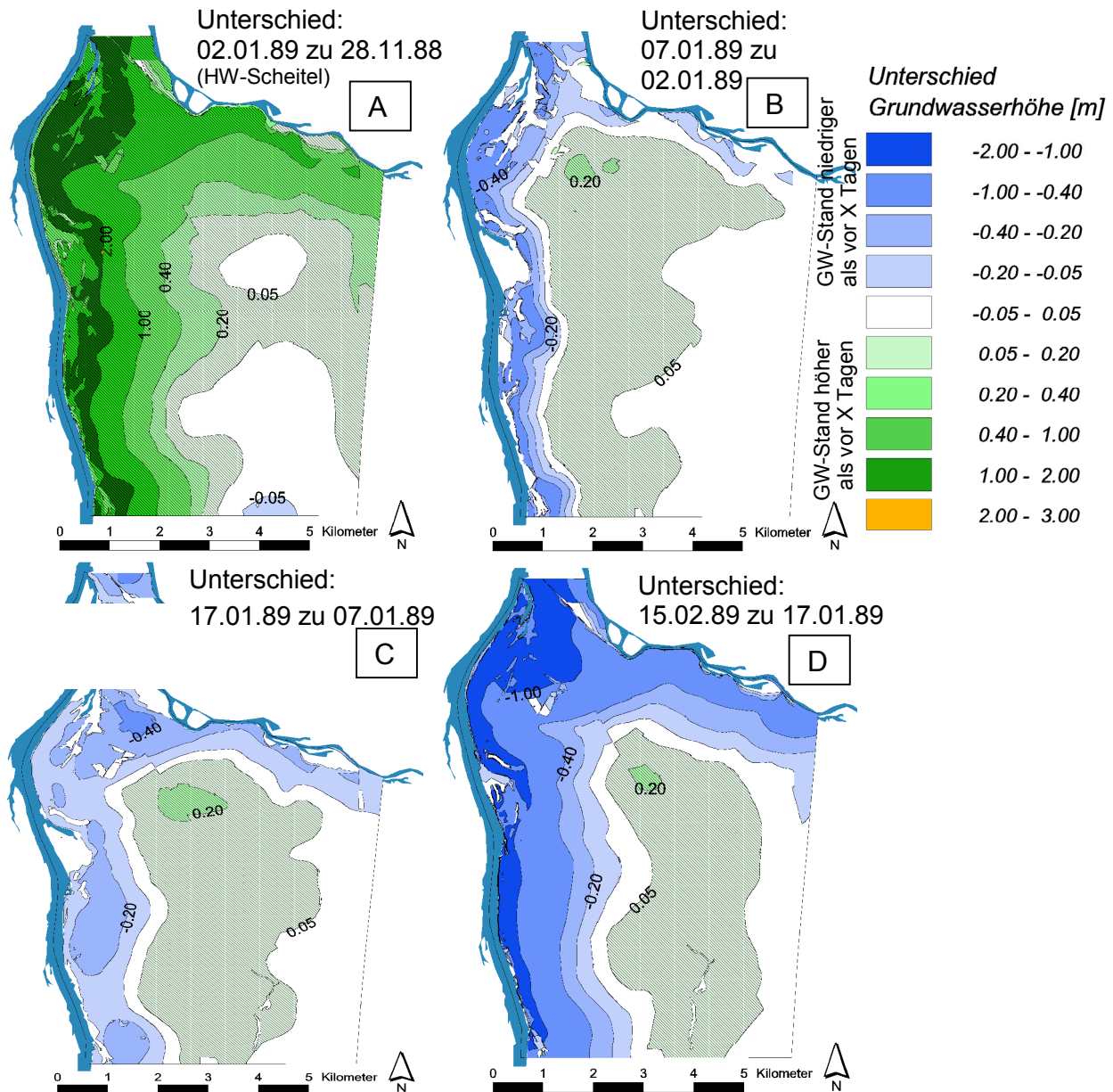


Abb. 7.15 Unterschied der Grundwasserhöhen (Hochwasser Winter 1988/89)

7.3 Modellierung der Grundwasserdynamik bei geplanter Deichrückverlegung

Im Rahmen der Kooperation mit dem BMBF-Projekt „Rückgewinnung von Retentionsflächen und Altauenreaktivierung an der Mittleren Elbe in Sachsen-Anhalt“ wird das Grundwassermodell verwendet, um den Einfluss eines geplanten Deichrückbaus auf die Grundwasserdynamik zu untersuchen. Durch eine Überlagerung mit Ergebnissen der biologischen und bodenkundlichen Untersuchungen dieses Projekts sollen Zusammenhänge herausgearbeitet werden, die zur Prognose der Entwicklung in den Rückdeichungsgebieten genutzt werden sollen (SCHWANENBERG ET AL. 2000).

Im Untersuchungsgebiet Sandau sind insbesondere zwei Deichrückverlegungsvarianten von Interesse. Die sogenannte minimale Variante gliedert sich in zwei Teilflächen nördlich und südlich der Ortschaft Sandau mit zusammen 220 ha. In der Maximalvariante können beide Teilflächen auf zusammen 718 ha vergrößert werden (siehe Abb. 7.16).

Als Zeitraum der Untersuchung werden zum Vergleich mit dem Ist-Zustand die Jahre 1964 bis 1995 betrachtet. Durch die hydrodynamischen Untersuchungen von SCHWANENBERG ET AL. (2001) sind die Wasserstände und Überflutungsbereiche für 18 Abflüsse der Elbe zwischen $Q = 258 \text{ m}^3/\text{s}$ und $Q = 3895 \text{ m}^3/\text{s}$ für den Ist-Zustand und für beide Deichrückverlegungsvarianten gegeben. Diese Wasserstände und Ausuferungszustände werden als westliche Randbedingungen für das Grundwassermodell genutzt.

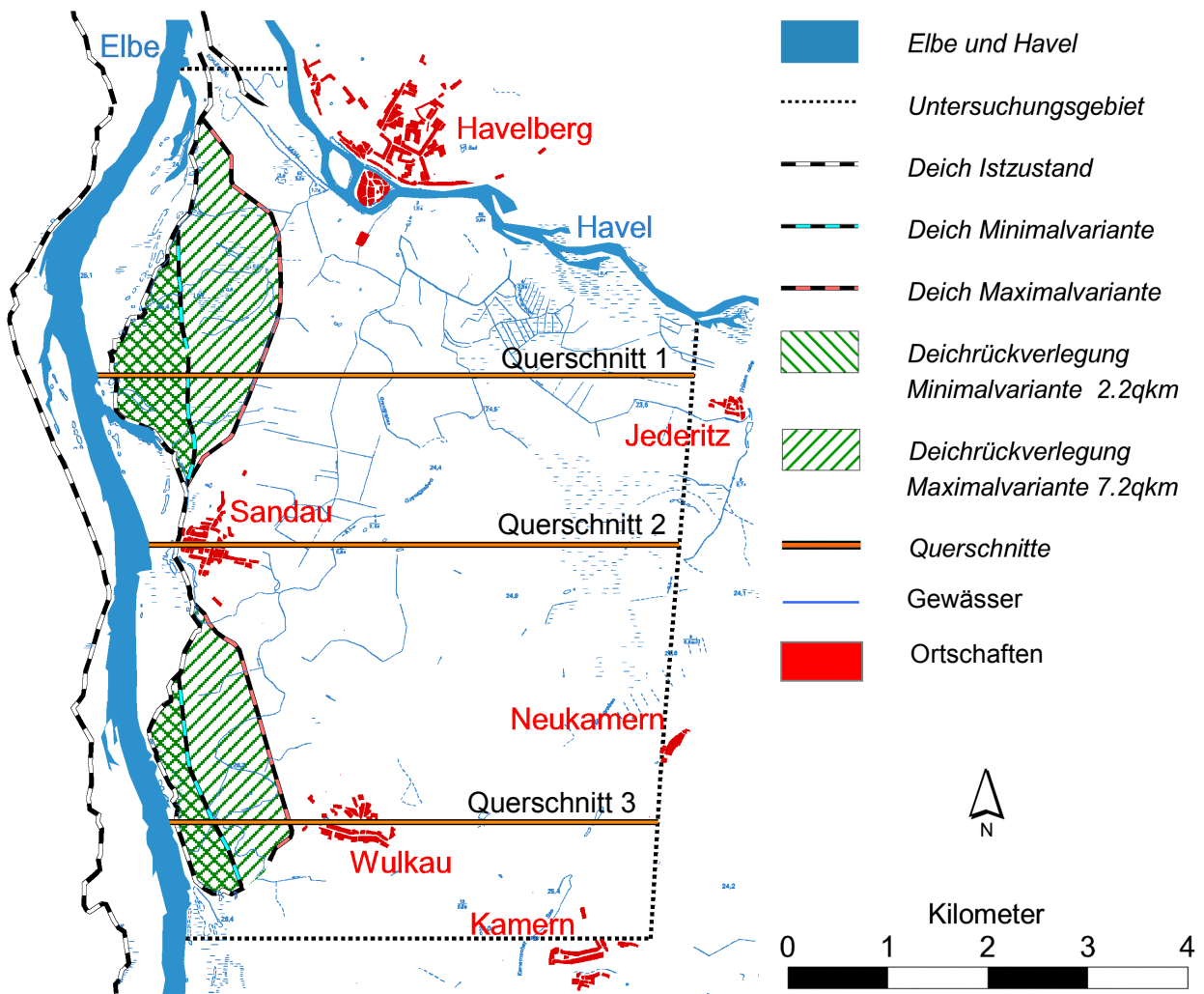


Abb. 7.16 Untersuchungsgebiet Sandau mit „minimaler“ und „maximaler“ Deichrückverlegungsvariante

7.3.1 Räumliche Betrachtung

Die geplanten Deichrückverlegungsmaßnahmen bewirken in Bezug auf die Grundwasserdynamik zwei sich überlagernde gegensätzliche Effekte. Zum Einen wird bei Hochwasser der lokale Wasserspiegel aufgrund der Vergrößerung des durchflossenen Querschnitts abgesenkt. Nach SCHWANENBERG ET AL. (2001) ergibt sich eine maximale Wasserspiegelabsenkung im Oberlauf des betrachteten Untersuchungsgebietes bei der maximaler Deichrückverlegungsvariante von 0,05 m bei HQ₂ (Q = 1650 m³/s am Pegel Tangermünde) und 0,45 m bei HQ₁₀₀ (Q = 3895 m³/s). Die Wasserspiegelabsenkung der Elbe führt ebenfalls zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels in Deichnähe. Zum Anderen bewirkt die Verlegung der Deiche eine schnellere Reaktion und eine höhere Amplitude des Grundwassers in Gebieten, die nun näher an den neuen, im Hochwasserfall durchströmten Retentionsräumen liegen.

In Abb. 7.17 ist flächenhaft der Median des Grundwasserpotenzials und der Ausuferungszustand der Elbe bei 50% Unterschreitungsdauer (Median) nach SCHWANENBERG ET AL. (2001) für den Ist-Zustand und für die Varianten dargestellt. Der Unterschied zwischen der Maximalvariante und dem Ist-Zustand fällt mit +/- 0,10 m eher gering aus. Auffallend ist hier, dass der Effekt der lokalen Wasserspiegelabsenkung zu einer Absenkung des Medians des Grundwasserpotenzials im Bereich oberhalb von Sandau führt.

In Abb. 7.18 ist das mittlere jährliche Hochwasser (MHW) des Grundwasserpotenzials dargestellt. Deutlich fallen hier die „Fahnen“ mit erhöhten Grundwasserständen um die rückverlegten Deiche auf. Bei Hochwasser reagiert der nun, im Bereich der rückverlegten Deiche, deichnahe Aquifer schneller und mit höheren Spitzenwerten auf den Flusswasserstand als im Ist-Zustand. Dieser Effekt nimmt mit zunehmender Entfernung von der Elbe ab und führt zu immer geringeren Unterschieden zwischen den Varianten und dem Ist-Zustand. Jeweils unterhalb der nördlichen und südlichen Deichrückverlegungen sind Bereiche zu erkennen die verringerte Grundwasserstände aufweisen. Da der Deichbereich um die Ortschaft Sandau nicht verlegt wird, sind innerhalb der Ortschaft bei einer Deichrückverlegung verringerte Grundwasserstände von bis zu 0,15 m zu erwarten. Bei der Maximalvariante sind die Flächen mit verringerten Grundwasserständen gegenüber dem Ist-Zustand geringer als bei der Minimalvariante, da sich hier die oben angesprochene Effekte gegenseitig kompensieren.

Abb. 7.19 zeigt die Flurabstände bei maximalem Grundwasserstand. Bei den Unterschieden der beiden Varianten zum Ist-Zustand sind immer noch die „Fahnen“ mit niedrigeren Flurabständen deutlich erkennbar, jedoch sind die „Fahnen“ zergliedert durch Flächen, die schon im Ist-Zustand Grundwasserstände bis zur Geländehöhe aufweisen.

Bei der Minimalvariante kommt es aufgrund der lokalen Wasserspiegelabsenkung zu einer Erhöhung der Flurabstände in der Ortschaft Sandau und einer geringfügigen Verringerung der Flurabstände in der Ortschaft Wulkau.

Bei der Maximalvariante liegt die neue Deichlinie sehr nahe an der Ortschaft Wulkau. Dies führt zu einer erheblichen Verringerung der Flurabstände in Wulkau (an den Ortsrändern bis zu 1 m). Um dieser Veränderung entgegenzuwirken müssen ggf. Maßnahmen ergriffen werden, wie z.B. Entlastungsgräben hinter dem Deich, um das hydraulische Potenzial im Grundwasser zu verringern.

7.3.2 Betrachtung von drei Querschnitten

In drei Querschnitten senkrecht zur Elbe (siehe Abb. 7.16) sind die Veränderung der Hauptwerte HHW, MHW, MW und MNW der Grundwasserstände im Profil dargestellt (siehe Abb. 7.20). Man kann erkennen dass es bei den Hauptwerten MNW und MW erwartungsgemäß kaum zu Veränderungen durch die Deichrückverlegung kommt. Erst durch die Überflutung der neu geschaffenen Retentionsflächen verändert sich die Grundwasserdynamik und damit vor allem die Hauptwerte HHW und MHW. Querschnitt 1 und 3 liegen im Bereich der rückverlegten Deichvarianten. Hier kommt es zu einer Veränderung der Grundwasserdynamik, vor allem der Hochwasserwerte bis zu einer Entfernung von ca. 2000 m (MHW) und ca. 3000 m (HHW) um die neu geschaffene Deichlinien. Querschnitt 2 führt durch die Ortschaft Sandau. In diesem Bereich ist keine Deichrückverlegung möglich und die Einflüsse der nördlichen und südlichen Maßnahmen sind nur bei maximalem Hochwasser (HHW) in der Maximalvariante (siehe auch Abb. 7.19 rechts unten) zu erkennen.

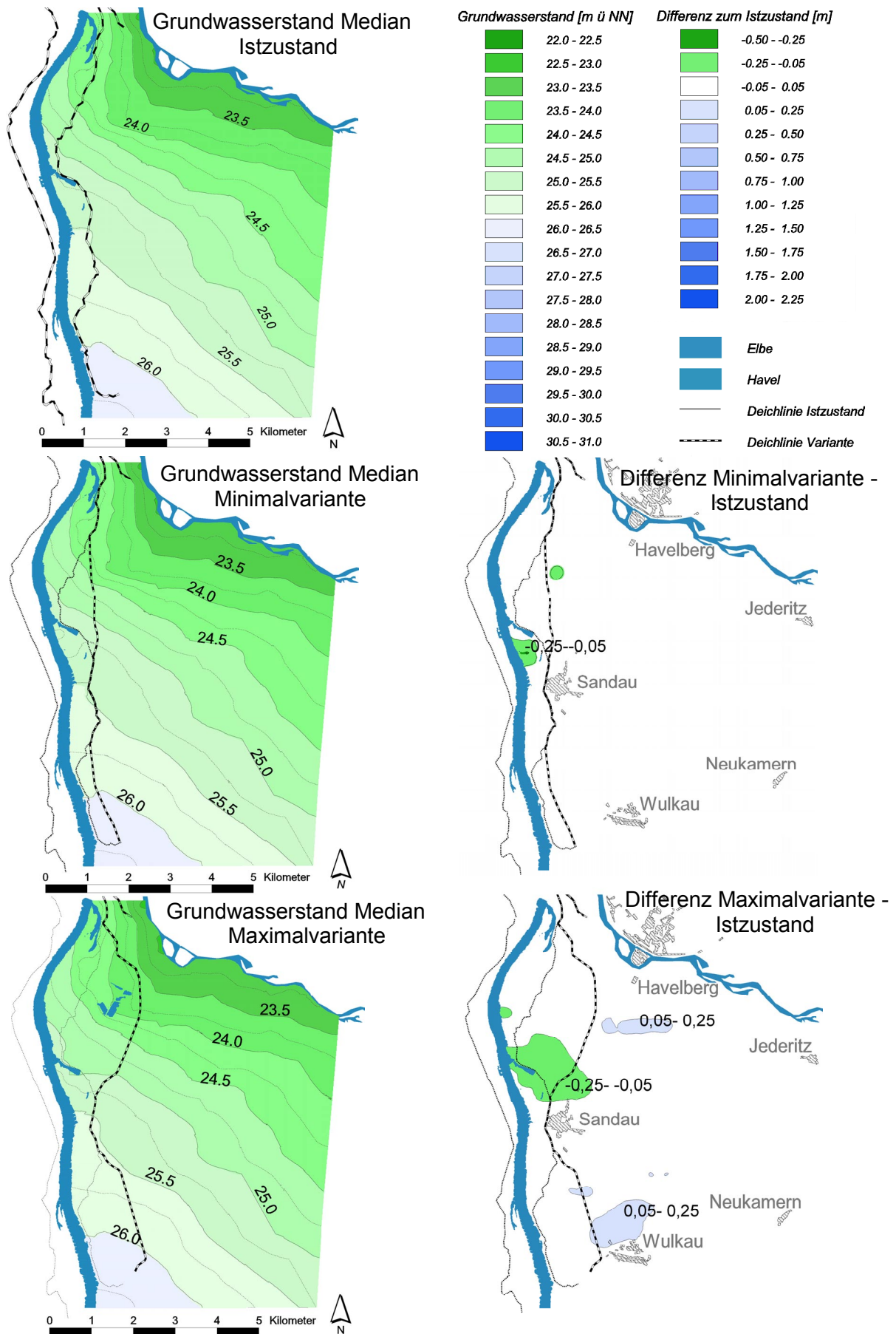


Abb. 7.17 Median der Grundwasserpotenziale und Differenzen zum Ist-Zustand für die Minimal- und die Maximalvariante

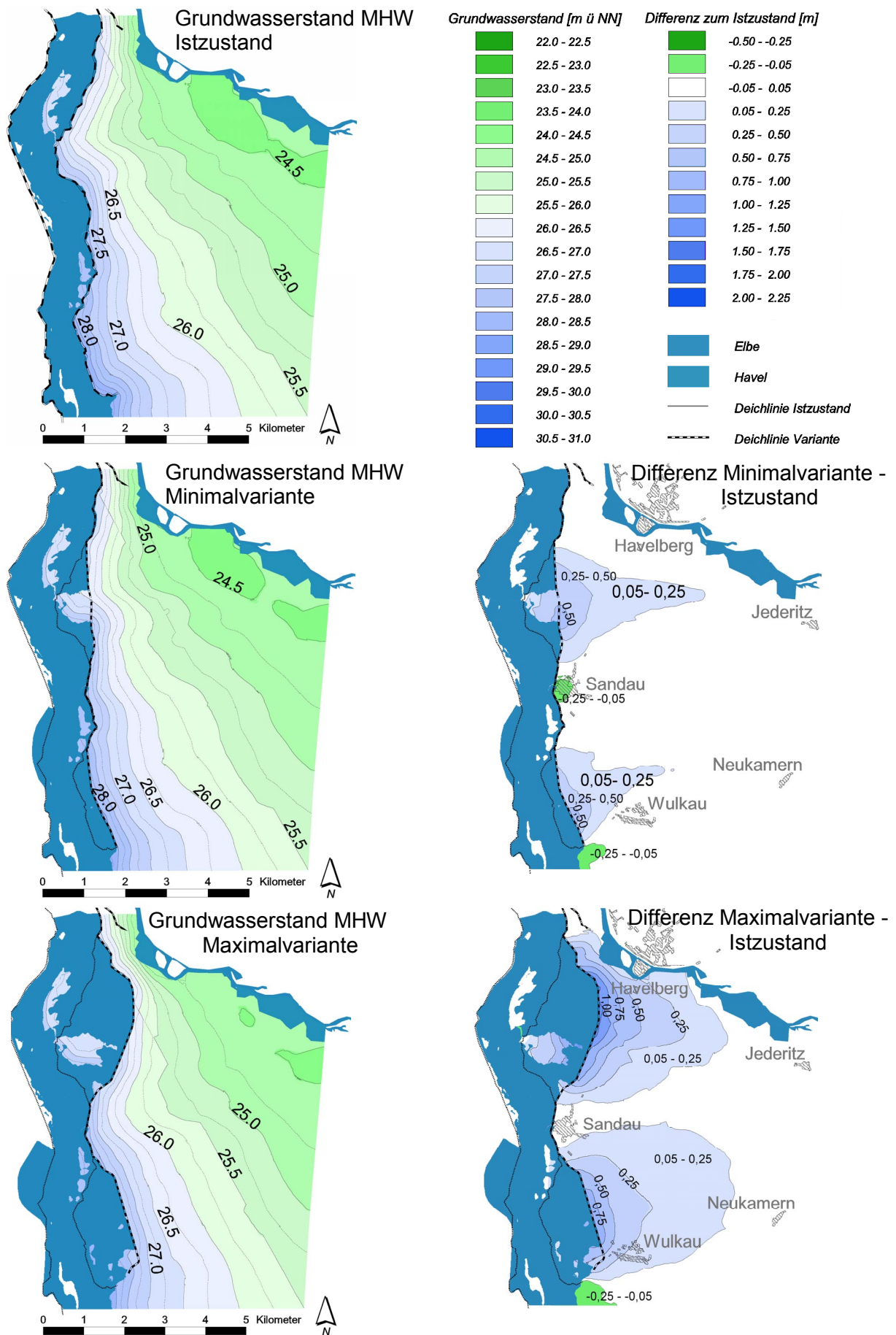


Abb. 7.18 MHW der Grundwasserpoteziale und Differenzen zum Ist-Zustand für die Minimal- und die Maximalvariante.

7. Anwendungen im Untersuchungsgebiet Sandau

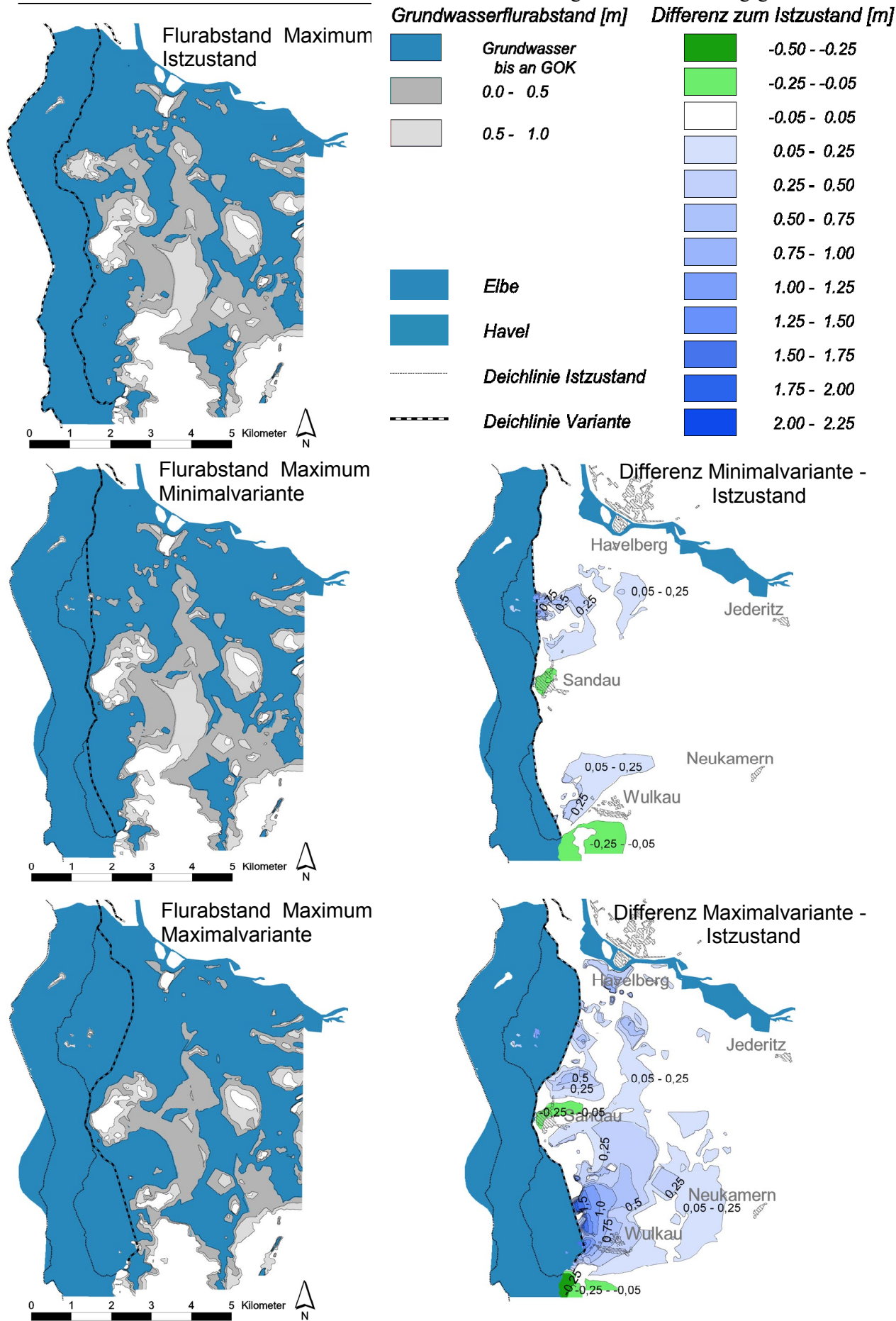


Abb. 7.19 Minimale Flurabstände im Zeitraum 1964-95 und Differenzen zum Ist-Zustand für die Minimal- und die Maximalvariante.

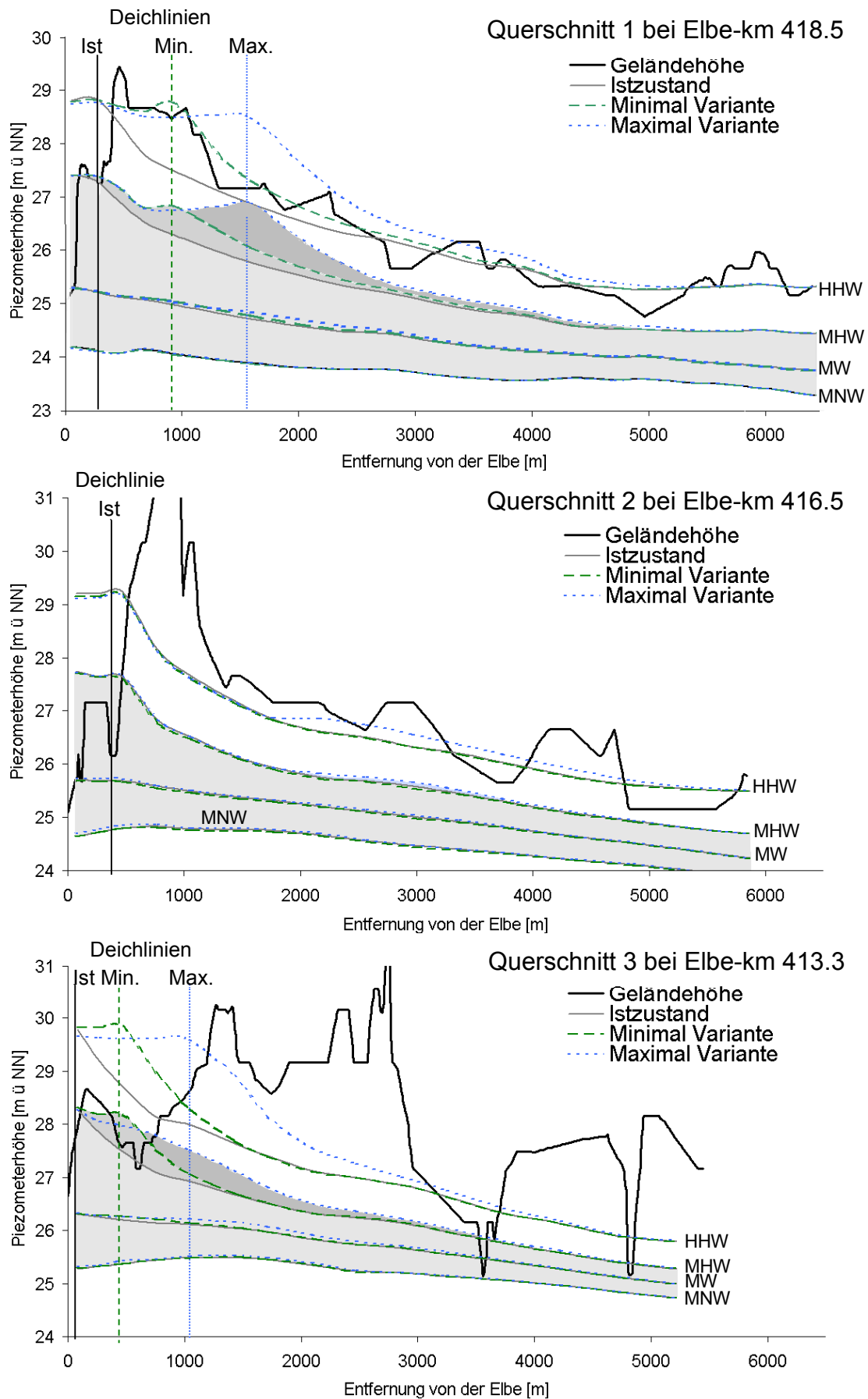


Abb. 7.20 Hauptwerte der Piezometerhöhen in drei Querschnitten im Ist-Zustand und in zwei Deichrückverlegungsvarianten..

7.3.3 Volumenbetrachtung

Bei der Volumenbetrachtung wird die Auswirkung der Deichrückverlegung auf die Speicherfüllung der Retentionsflächen und des Aquifers untersucht. Hier soll auch auf den Einfluss des Aquifers auf die Veränderung des Abflusses aufgrund einer Deichrückverlegungsmaßnahme eingegangen werden.

Als Untersuchungszeitraum wird das maximale Hochwasser im Gesamtzeitraum 1964 bis 1995 am 3.4.1988 mit einem Hochwasserscheitel von 3211 m³/s am Pegel Havelberg gewählt. Mittels Tab. 7.6 kann dieses Hochwasser eingeordnet werden.

Tab. 7.6 Abflüsse und Wasserstände der Elbe (nach SCHWANENBERG ET AL. 2001)

	Abfluss Tangermünde [m ³ /s]	Abfluss Havelberg [m ³ /s]	Wasserstand Havelberg [m+NN]
HQ10	2748	2706	27,85
HQ20	3121	3096	28,09
Hochwasser 3.4.88	3203	3211	28,16
HQ50	3574	3573	28,38

Ziel der Deichrückverlegung als Hochwasserschutzmaßnahme ist es, den Scheitelwert des Hochwassers zu verringern. Hierfür muss ein Rückhaltevolumen geschaffen werden, das den Abfluss über einen bestimmten Schwellenwert aufnehmen kann. Zur Verdeutlichung des Zusammenhangs von Abfluss, Wassermenge und Retentionsvermögen wird in Abb. 7.21 der Scheitelwert von 3211 m³/s auf 3100 m³/s verringert. Dies entspricht nach der Abflusskurve des Elbepegels Havelberg einer Verringerung des Wasserstands von ca. 0,07 m. Hierfür müsste der Anteil des Abflusses oberhalb von 3100 m³/s im Zeitraum 1.4.88 bis 4.4.88 zurückgehalten werden, was einen Volumen von 14,9 Mio m³ entsprechen würde.

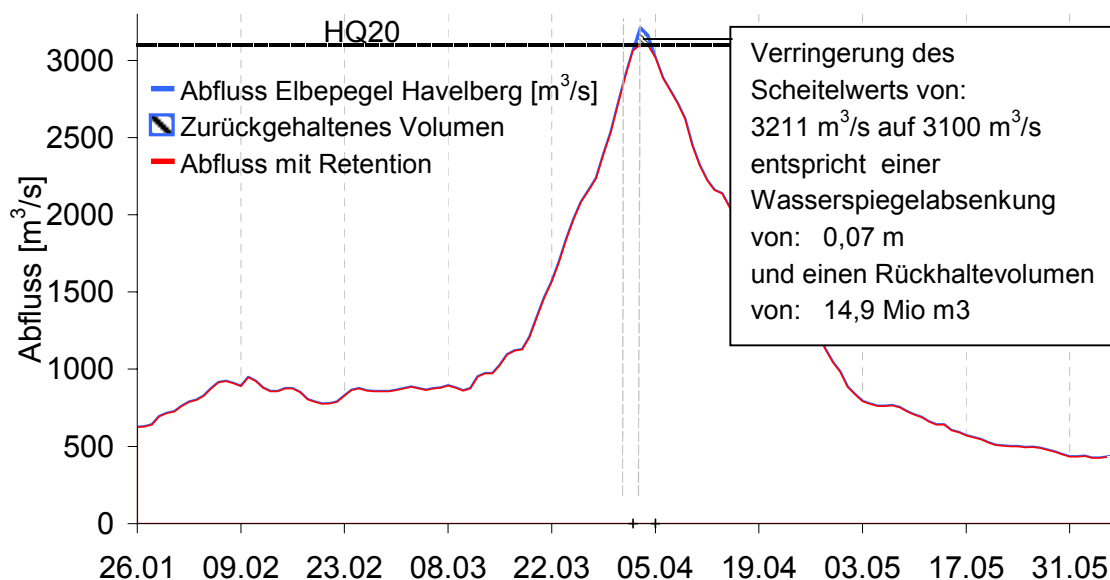


Abb. 7.21 Verringerung des Abflussscheitelwerts und erforderliches Rückhaltevolumen

7.3.3.1 Veränderung der Abflussganglinie

Für die maximale Deichrückverlegungsvariante soll die erreichbare Retentionswirkung erfasst werden. Die dämpfende Wirkung des überflutenden Vorlandes auf die Hochwasserwelle wird über das Verfahren der Seeretention berechnet. Dabei werden lokale Effekte, aus dem sich ergebenden hydraulischen Strömungsbild zwischen Flussbett und Vorland mit Einfluss auf die Geschwindigkeit und den Wasserspiegel nicht betrachtet (MERKEL ET AL. 2002). Beim Verfahren der Seeretention wird der Hochwasserablauf bei angenommener horizontaler Wasserspiegellage mit der allgemeinen Speichergleichung beschrieben:

$$\frac{dS}{dt} = Q_z(t) - Q_A(t) \quad \begin{array}{l} dS/dt: \text{ zeitliche Änderung des Speicherinhalts} \\ Q_z(T): \text{ Speicherzufluss} \\ Q_A(t): \text{ Speicherabfluss} \end{array} \quad (7.1)$$

Die Lösung erfolgt für jeden Zeitschritt iterativ über die diskretisierte Speichergleichung (IHRINGER UND BLATTER 1999, MANIAK 1997):

$$\frac{S_{i+1} - S_i}{\Delta t} = \frac{Q_{z,i+1} + Q_{z,i}}{2} - \frac{Q_{a,i+1} + Q_{a,i}}{2} \quad (7.2)$$

Die benötigten Speicherinhaltslinien für den Ist-Zustand und für die maximale Deichrückverlegungsvariante sowie die Abflusskurve können den hydrodynamischen Untersuchungen von SCHWANENBERG ET AL. (2001) entnommen werden. Für 18 Abflüsse zwischen $Q = 258 \text{ m}^3/\text{s}$ und $Q = 3895 \text{ m}^3/\text{s}$ sind die Wasserstände und Ausuferungsbereiche berechnet worden, so dass das durchflossene Volumen je Abfluss bzw. je Wasserstand ermittelt werden kann.

Für den Ist-Zustand wird der Speicherzufluss Q_z über den Speicherabfluss Q_A am Elbepegel Havelberg und die Speicherinhaltslinie berechnet. Für die maximale Deichrückverlegungsvariante ist nun der Speicherzufluss Q_z aus der vorangegangenen Berechnung bekannt und unter Verwendung der Speicherinhaltslinie für die maximale Variante lässt sich der veränderte Speicherabfluss Q_A am Elbepegel Havelberg berechnen.

Die Abb. 7.22 zeigt den Abfluss am Elbepegel Havelberg im Ist-Zustand und nach einer maximalen Deichrückverlegung beim Hochwasserereignis vom 3.4.88 zu erwarten gewesen wäre. Nur bei detaillierter Betrachtung des Zeitraumes um den Hochwasserscheitel (vom 2.4.88 bis 5.4.88) lässt sich ein Unterschied der beiden Abflussganglinien erkennen. Der Scheitelwert am 3.4.88 wird vom $3211 \text{ m}^3/\text{s}$ auf $3203 \text{ m}^3/\text{s}$ um $8 \text{ m}^3/\text{s}$ vermindert. Dies entspricht einer Wasserspiegelabsenkung von 5 mm . Im Zeitraum 2.4.88 bis 3.4.88 werden aufgrund der Deichrückverlegung $0,80 \text{ Mio. m}^3$ Wasser in den neuen Überflutungsbereichen zusätzlich zurückgehalten.

In Anbetracht der Vergrößerung der Retentionsfläche um 720 ha fällt die Scheitelverringerung von $8 \text{ m}^3/\text{s}$ am Elbepegel Havelberg sehr gering aus. Die Ursache hierfür ist, dass die durch Deichrückverlegung gewonnenen Retentionsräume schon während

des Wasserspiegelanstiegs geflutet werden. Schon vor der zu kappenden Hochwasserspitze ist der Deichrückverlegungsraum soweit gefüllt, dass ab dem 2.4.88 kaum noch Wasser zusätzlich gespeichert werden kann (siehe auch MERKEL ET AL. 2002 für eine Gesamtbetrachtung mehrerer in Reihe geschalteter Einzelstandorte).

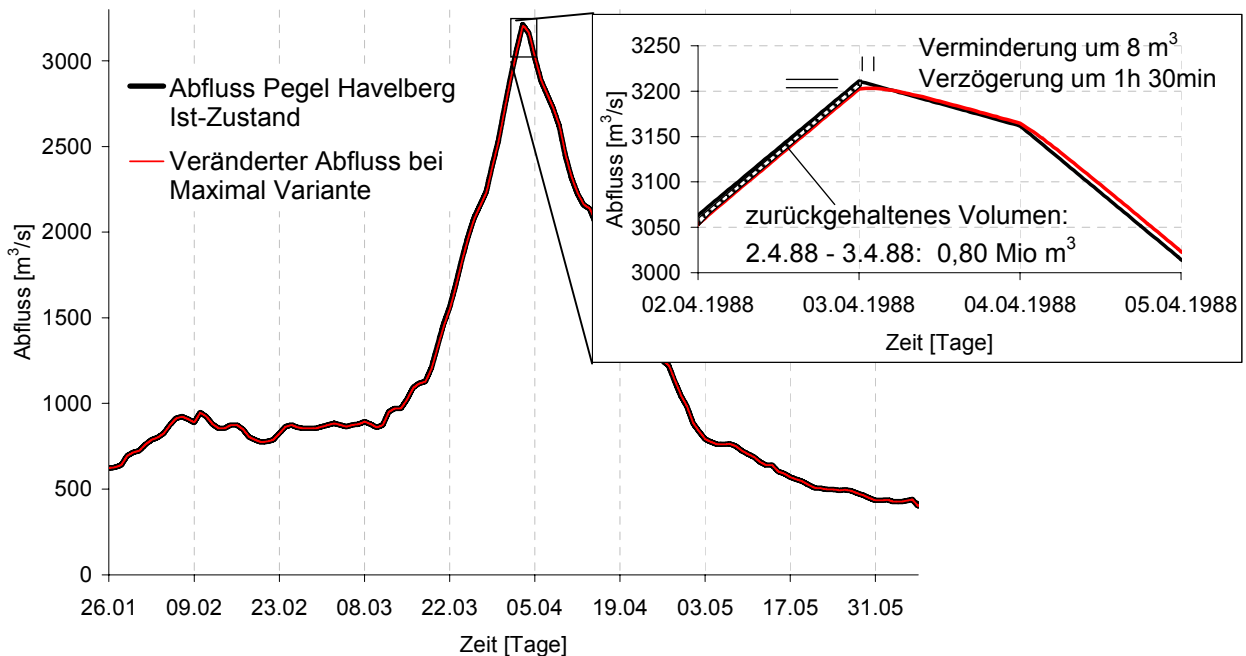


Abb. 7.22 Veränderung des Abflusses durch die maximale Deichrückverlegungsvariante

7.3.3.2 Bilanzierung der Zu- und Abflüsse unter Berücksichtigung der Speicherwirkung

Über eine zeitschrittweise Bilanzierung des Elbeabflusses, der Grundwasserneubildung und der Füllung des Grundwasserporenraumes kann der zeitliche Verlauf der Speicherwirkung der Retentionsfläche und des Aquifers nachvollzogen werden. Als Eingangsgrößen werden der Abfluss am Pegel Havelberg und die Grundwasserneubildungsrate benötigt. Mittels Speicherinhaltslinie und Abflusskurve lässt sich aus dem Abfluss eine zeitliche Funktion der Füllung und Entleerung des Retentionsraums berechnen. Der Zufluss zum Grundwasserspeicher aus dem Niederschlag lässt sich aus der Grundwasserneubildungsrate multipliziert mit der Untersuchungsgebietsgröße bestimmen und der gespeicherte Wasservorrat im Aquifer wird aus dem Volumen des aufgefüllten Porenraums multipliziert mit dem nutzbaren Porenvolumen ($n_e=0,25$) berechnet. Dabei wird über der Geländeoberkante anstehendes Wasser (Qualmwasser) nicht mit berücksichtigt. Aus der Differenz von Grundwasservorrat und Grundwasserneubildung ergibt sich der Anteil, der von Elbe und Havel dem Aquifer zufließt.

In Abb. 7.23 ist der zeitliche Verlauf der Füllung und Entleerung des Retentionsraumes und des Grundwasserporenraumes für den Ist-Zustand und für die maximale Deichrückverlegung dargestellt. Um die Auswirkung des Elbehochwassers klarer herauszubilden, wurde der Einfluss der Grundwasserneubildung herausgerechnet.

Im Ist-Zustand wird im Laufe des Frühjahrshochwassers 1988 bis zu 34,2 Mio. m³ Wasser zwischengespeichert. Der Grundwasserspeicher macht hierbei ca. $\frac{1}{4}$ des Speichervolumens aus. Jedoch erreicht der Grundwasserspeicher sein maximales Füllungsvolumen erst 13 Tage nach dem Hochwasserscheitel.

Bei der maximalen Deichrückverlegungsvariante wird insgesamt 50,3 Mio. m³ Wasser zwischengespeichert. Der Grundwasseranteil beträgt hier ca. $\frac{1}{5}$.

Für die Verminderung des Hochwasserscheitels ist vor allem der Zeitraum 2.4.88 bis 3.4.88 interessant. Im Ist-Zustand wird an diesen beiden Tagen nochmals 1,40 Mio. m³ gespeichert. Der Grundwasseranteil beträgt 0,23 Mio. m³. Deutlich erkennbar ist, dass diese Beträge nur einen geringen Anteil am gesamten gespeicherten Volumen ausmachen.

Bei maximaler Deichrückverlegungsvariante werden zwischen dem 2.4.88 und dem 3.4.88 zusätzlich 2,17 Mio. m³ gespeichert. Der Grundwasseranteil beträgt hier 0,20 Mio. m³.

Das zusätzlich genutzte Speichervolumen bei der Maximalvariante im Vergleich zum Ist-Zustand beträgt demnach 0,77 Mio. m³. Beim Grundwasservorrat verringert sich sogar das Speichervolumen um 0,03 Mio. m³. Dies liegt darin begründet, dass die größte Veränderung im Grundwasservorrat zum Zeitpunkt der größten Retentionsraumveränderung stattfindet und dieser Zeitpunkt liegt ca. 15 Tage vor dem Hochwasserscheitel bei einem Abfluss von ca. 1300 m³/s. Zwischen dem 2.4.88 und dem 3.4.88 ist zwar das absolute gespeicherte Grundwasservolumen bei der maximalen Variante größer als im Ist-Zustand, jedoch der relative Zuwachs ist geringer.

Es lässt sich damit die Aussage von MERKEL ET AL. 2002 bestätigen, dass Deichrückverlegungsflächen, die ungesteuert, d.h. während des natürlichen Wasserspiegelanstiegs vor Eintreffen des Wellenscheitels geflutet werden, in ihrer großräumigen Wirkung auf den Abflussscheitelwert nur marginal sind und lediglich einen verzögernden Effekt bewirken.

Weiterhin ist der Einfluss des Grundwasserspeichers auf eine Veränderung des Abflussscheitels zu vernachlässigen, da es zwar zu Veränderungen im Speicherverhalten des Grundwassers aufgrund von Deichrückverlegungsmaßnahmen kommt, sich jedoch im Zeitraum der notwendigen Hochwasserreduktion kaum Veränderungen einstellen.

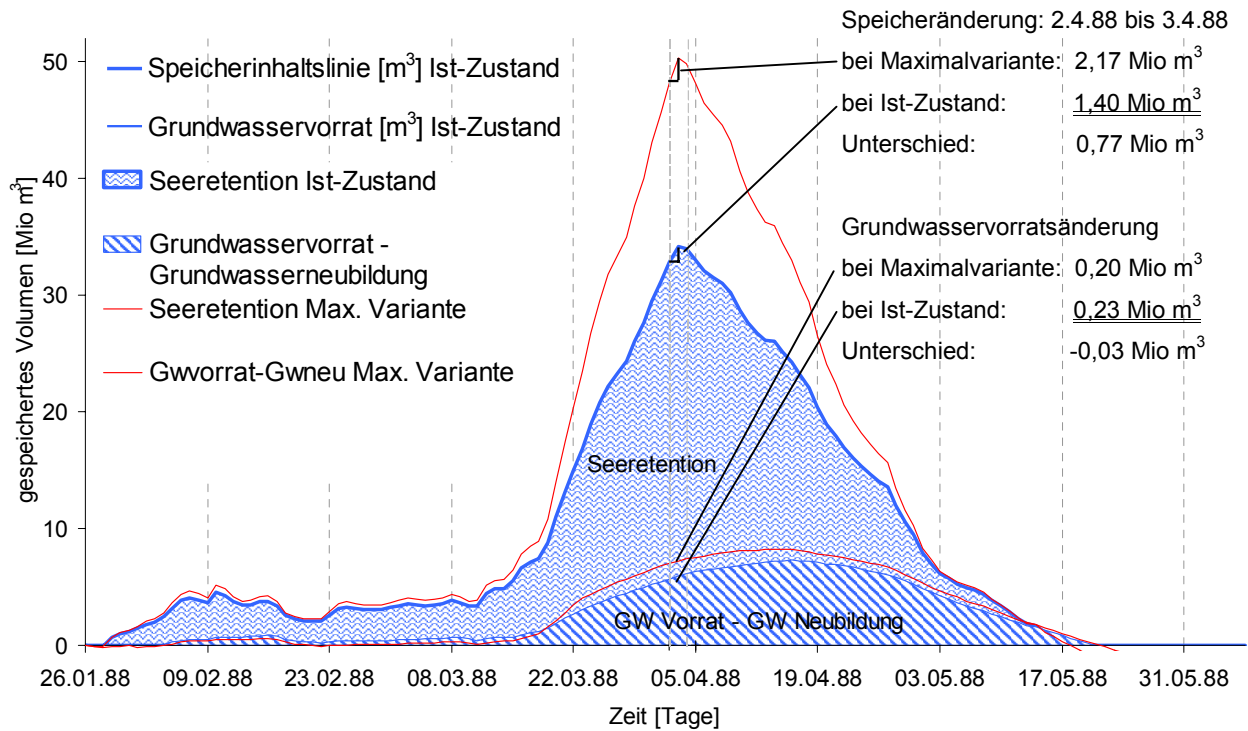


Abb. 7.23 Veränderung des gespeicherten Volumens beim Durchgang einer Hochwasserwelle

Im Gegensatz zur großräumigen Wirkung von ungesteuerten Deichrückverlegungsmaßnahmen, kann es infolge der Aufweitung zu lokalen Wasserspiegelabsenkungen kommen. Die hydraulischen Untersuchung von SCHWANENBERG ET AL. 2001 zeigt, dass es zu einer lokalen Absenkung des Wasserspiegels vor allem in Bereichen im oberstrom der Maßnahmen kommt. Die Veränderungen bei dem betrachteten Frühjahrshochwasser von 1988 würden zu einer Reduzierung von maximal 0,42 m am südlichen Rand des Untersuchungsgebietes führen (siehe Abb. 7.24).

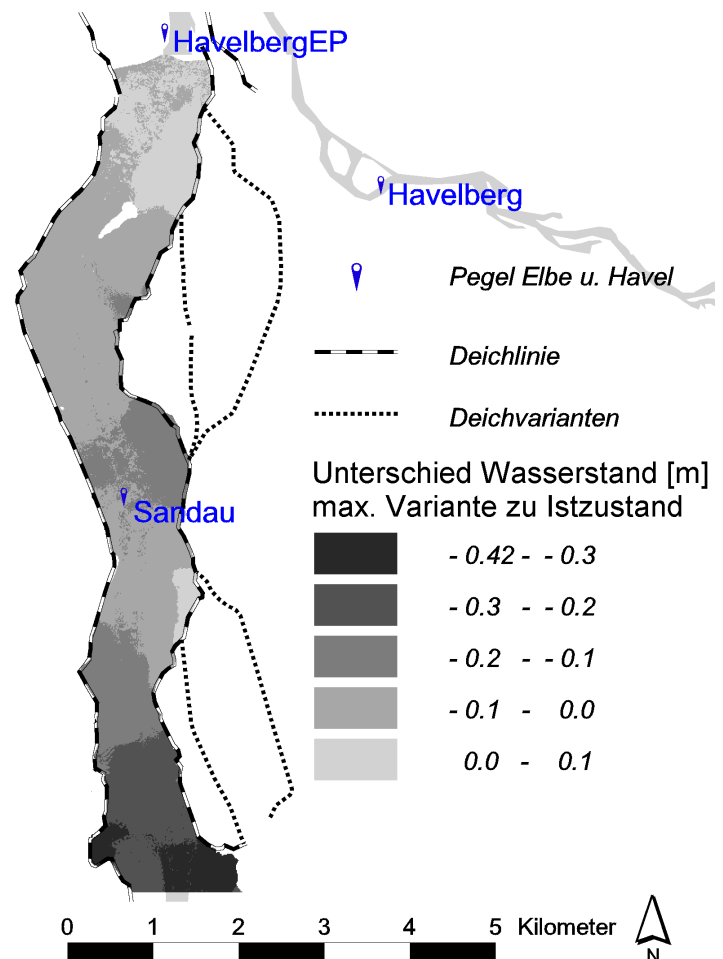


Abb. 7.24 Unterschied Wasserstand max. Variante zu Ist-Zustand beim Frühjahrshochwasser 1988 (nach SCHWANENBERG ET AL. 2001)

8 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der langfristigen, zeitlichen und räumlichen Grundwasserdynamik in Auegebieten an der Elbe.

Die Dynamik der Grundwasserstände wird vorwiegend von der Dynamik der Vorfluterwasserstände geprägt und diese steuert wiederum die Dynamik der Vegetation und der Tierwelt der rezenten und fossilen Aue. Durch Rückkopplungseffekte hat das Grundwasser Einfluss auf den Wasserstand und den Abfluss der Vorfluter. Die Beschreibung der Dynamik dieses Standortfaktors und ihrer Veränderung im Zuge von wasserbaulichen Maßnahmen (z.B. Deichrückverlegung) ist daher von großer Bedeutung, um die Wechselbeziehungen zwischen Vorfluter, Grundwasser und Biozönose einschätzen zu können.

Ziel der Arbeit ist es, die Kenngrößen der *räumlichen und zeitlichen Dynamik des Grundwassers* durch Langzeitsimulationen zu erfassen und Aussagen über die *langfristige Veränderung der Grundwasserdynamik aufgrund von veränderten Randbedingungen*, wie z.B. infolge von Deichrückverlegungen, zu treffen. Um statistisch fundierte Aussagen über das Auftreten verschiedener Systemzustände zu erhalten, z.B. Kennwerte der Grundwasserstände in Analogie zu den gewässerkundlichen Haupt- und Dauerwerten der Oberflächengewässer, ist es notwendig, geeignete (längere) Zeiträume zu betrachten. Für die Simulation bedeutet dies, dass deterministische, physikalische Ansätze mit stochastischen Komponenten (Wahrscheinlichkeitsaussagen) zu verknüpfen sind, wobei letztere nur durch Langzeitsimulationen ermittelt werden können. Aufgrund des angestrebten langen Betrachtungszeitraumes (ca. 30 Jahre) und des mesoskaligen, räumlichen Größenbereichs verwendet das Modell einfache zu erhebbende Parameter und vereinfachte physikalische Modellkonzeptionen, wie sie schon in den Arbeiten von WALD ET AL. (1986) und DISSE (1995) eingesetzt wurden.

Durchgeführt wird die Grundwassermodellierung als analytisches Grundwassermodell entlang von Transekten mit Kopplung an ein Bodenspeichermodell. Hierbei stehen folgende Prozesse im Vordergrund:

- Direkter Wasseraustausch zwischen Fließgewässer und Aquifer
- Infiltration bei Überflutung der Aue
- Infiltration und kapillarer Aufstieg infolge Niederschlag und Verdunstung

Der Beitrag dieser Arbeit ist ein Modellaufbau, welcher die Überlegungen von WALD ET AL. (1986) mit den mathematischen Lösungsformeln von SERRANO ET AL. (1985) und WORKMAN ET AL. (1997) zusammenführt und die Kopplung mit einem Bodenwasserhaushaltmodell (DISSE 1995, HENNIG ET AL. 1992) bzw. die Kopplung an die

Ergebnisse der zweidimensionalen stationären Modellierung der Wasserspiegellagen (SCHWANENBERG ET AL. 2001) möglich macht.

Die Konzeption der Transekten nach WALD ET AL. (1986) wurde dabei verändert:

1. Für jeden Berechnungsknoten wird eine einzelne Transekte erstellt. Dies ermöglicht eine größere Parametervariation für den jeweiligen Berechnungsknoten.
2. Die Transekten verbinden die Berechnungsknoten mit den jeweiligen Bezugspunkten auf den Rändern, die den größten Einfluss auf den Grundwasserstand an den Berechnungsknoten haben.
3. Die Transekten verändern ihre Lage bei unterschiedlichen Ausuferungszuständen der Vorfluter.

Anwendung findet das Grundwassermodell in den Untersuchungsgebieten an der Mittleren Elbe „Ohremündung“ und „Sandau“. Die Arbeit stellt eine Ergänzung zu den Arbeiten im BMBF-Verbundprojekt „Rückgewinnung von Retentionsflächen und Altauenreaktivierung an der Mittleren Elbe in Sachsen-Anhalt“ dar (BUREK UND NESTMANN 2002). Die Modellentwicklung erfolgte im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs „Ökologische Wasserwirtschaft“ (GRK 147) an der Universität Karlsruhe in Kooperation mit dem BMBF-Verbundprojekt „Morphodynamik der Elbe“ (vgl. NESTMANN UND BÜCHELE 2002).

Das Grundwassermodell wurde anhand der Messreihen des Staatlichen Amtes für Umweltschutz Magdeburg (STAU) und des Instituts für Hydromechanik der Universität Karlsruhe für die Untersuchungsgebiete Ohremündung und Sandau kalibriert und validiert. Es konnte dabei in beiden Gebieten eine gute Übereinstimmung der modellierten Zeitreihen mit den gemessenen Zeitreihen erzielt werden. Im Untersuchungsgebiet Ohremündung entsprechen die Ergebnisse des Finite Elemente Modells HFLOW_HT (MOHRLOK UND JIRKA 2002) dem hier vorgestellten Grundwassermodell in ausreichendem Maße. Die statistischen Maßzahlen zur Beschreibung der langfristigen Dynamik des Grundwassers (Gewässerkundliche Hauptwerte und Dauerlinien) können mit dem Modell gut nachvollzogen werden. Das zeigt, dass sich die natürlichen Vorgänge mit den betrachteten und modellierten Prozessen in weitreichender Güte beschreiben lassen.

Die wichtigsten Aspekte des neuentwickelten Grundwassermodells sind:

- **Schnelle Modellausführungs- und Kalibrierungszeit**

Der Vorteil des gewählten Modellansatzes liegt in der schnelleren Bearbeitungs- und Kalibrierungszeit gegenüber numerischen Finite Differenzen/ -Elemente Modellen. Die vorliegende Arbeit zeigt, dass mit diesem Ansatz die statistische Größen der Grundwasserdynamik abgeleitet werden können. Der Modellansatz beruht zwar auf wenigen Prozessen, diese können jedoch den Hauptanteil der Grundwasserdynamik erklären und werden physikalisch basiert modelliert. Am Beispiel der Deichrückverlegungsszenarien im Untersuchungsgebiet Sandau kann daher gezeigt werden, dass das entwickelte Modell zu anschaulichen und sinnvollen Ergebnissen kommt.

Das Modell ist in der Lage, die Ganglinien der Grundwassermessstellen einzeln zu modellieren und muss für die Kalibrierung des Modells nicht sämtliche Knotenpunkte berechnen. Die Modellausführung ist daher sehr schnell und macht es möglich, dass lange Kalibrierungszeiträume oder automatische Kalibrierungsverfahren mit einer Vielzahl von Iterationen verwendet werden.

Im 55,6 km² großen Untersuchungsgebiet Sandau werden die 19 Kalibrierungsknotenpunkte für einen Kalibrierungszeitraum von 7 Jahren in 20 Sekunden auf einem herkömmlichen PC (AMD Athlon 800 MHz) ausgeführt. Die 409 Knotenpunkte für eine flächenhafte Ergebnisdarstellung werden über 30 Jahre (1964 – 1995) auf täglicher Basis in 15 Minuten abgearbeitet.

Tab 8.1 Vergleich der Rechenzeiten von Finiten Differenzen/ -Elementen Modellen mit dem analytischen Ansatz

	Analytisches Modell	Finite Differenzen/ -Elemente Modelle
Programmpaket	In dieser Arbeit vorgestelltes Modell	ASM (KINZELBACH UND RAUSCH 1995) HFLOW_HT (HERRLING 1982) MODFLOW (MCDONALD UND HARBAUGH 1984)
Computer	PC (AMD Athlon 800 MHz)	PC bis Großrechner
Kalibrierungsrechenzeit	20 Sekunden	Minuten bis Stunden
Rechenzeit für Langfristige Modellierung	15 Minuten	Stunden bis Tage

- **Schnelle Übertragbarkeit auf andere Gebiete**

Im Verlauf dieser Arbeit wurde das hier vorgestellte Grundwassermodell zunächst im Untersuchungsgebiet Ohremündung entwickelt und dann auf das Untersuchungsgebiet Sandau übertragen. Es stellte sich heraus, dass diese Übertragung mit geringem Zeitaufwand im Vergleich zu numerischen Finite Differenzen/ -Elemente Modellen, aufgrund der hohen Modellierungsgeschwindigkeit bei der Kalibrierung

und aufgrund der einzelnen Betrachtung jedes Knotenpunktes, möglich ist. Es ist außerdem möglich, nachträglich Knotenpunkte hinzuzufügen, um das Untersuchungsgebiet zu vergrößern oder Teilgebiete detaillierter zu betrachten, ohne das die Modellstruktur verändert wird.

- **Kopplung an die Ergebnisse der hydraulischen Berechnungen eines zweidimensionalen numerischen Modells zur Erfassung der Wasserspiegellagen**

Die Veränderung der Wasserstände und Überflutungsbereiche der Elbe stellt den Haupteinflussfaktor der Dynamik des Grundwassers bis zu einer Entfernung von mehreren Kilometern von der Elbe dar. Um diese Randbedingung möglichst genau zu erfassen, wurde das Grundwassermodell im Untersuchungsgebiet Sandau mit den Ergebnissen der hydraulischen Berechnungen eines zweidimensionalen numerischen Modells (SCHWANENBERG ET AL. 2001) gekoppelt.

- **Kopplung an ein Bodenwasserhaushaltsmodell**

Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 470 mm pro Jahr im Gebiet Ohremündung und 532 mm pro Jahr im Gebiet Sandau. Trotz dieser niedrigen Werte kommt es zu einer mittleren Grundwasserneubildung von 50 mm pro Jahr. In niederschlagsreichen Jahren (z.B. 1994) erreicht die Grundwasserneubildung bis zu 200 mm pro Jahr und findet hauptsächlich in den Monaten Januar bis Mai statt. Daher ist es notwendig, die Grundwasserneubildung als einen Teilprozess in das Grundwassermodell zu integrieren.

Die Anwendungsmöglichkeiten des Grundwassermodells werden im Untersuchungsgebiet Sandau näher untersucht. Für die Charakterisierung des Ist-Zustandes wurden zunächst statistische Maßzahlen der Grundwasserhöhen aus der Analyse der modellierten Zeitreihen im Zeitraum 1964 bis 1995 berechnet. Dieser Zeitraum entspricht der hydrologischen Analyse der Elbeabflüsse (HELMS ET AL. 2002). Die statistischen Maßzahlen können räumlich und als Querschnittsprofile dargestellt werden.

Weiterhin werden die Auswirkungen von zwei Deichrückverlegungsvarianten auf die Grundwasserdynamik erfasst und analysiert. Durch eine Deichrückverlegungsmaßnahme wird zunächst die lokale Abflusscharakteristik vor allem bei Hochwasser verändert. Für zwei Deichrückverlegungsvarianten wurden die Veränderung der Elbewasserstände mit einem numerischen Modell berechnet (SCHWANENBERG ET AL. 2001) und als Randbedingung in die Grundwassermodellierung übernommen. Die Grundwasserdynamik verändert sich im Untersuchungsgebiet in zwei Aspekten. In den Bereichen, in denen die alte Deichlinie belassen wird (z.B. um die Ortschaft Sandau) führt die lokale Wasserspiegelabsenkung der Elbe bei Hochwasser auch zu einer

Absenkung des Grundwassers. In den Bereichen mit rückverlegtem Deiche reagiert der nun bei Hochwasser deichnahe Aquifer schneller und mit höheren Spitzenwerten auf den Elbwasserstand als im Ist-Zustand. Dieser Effekt nimmt mit zunehmender Entfernung von der Elbe ab.

Für die Öffentlichkeit besteht ein erhöhtes Interesse an Aussagen zu extremen Hochwasserereignissen (z.B. werden Häuser durch Grundwassereinfluss beschädigt oder werden bestimmte Baumarten durch aufsteigendes Qualmwasser geschädigt). Die Anwendung von Modellen in diesem extrapolierten, extremen Bereich ist jedoch beschränkt.

Dies liegt unter anderem darin begründet, das bei Extremereignissen Prozesse in den Vordergrund treten, die unter Normalbedingungen eine untergeordnete Rolle spielen. Dies soll an zwei Beispiele aufgezeigt werden:

1. Das Grabensystem hinter dem Deich hat z.B. bei Mittelwasserabfluss nur einen geringen Einfluss auf die Grundwasserdynamik, bei Hochwasser bewirken die Gräben jedoch eine Entlastung des hydraulischen Potential und eine Absenkung der Grundwasserstände (siehe auch MONTENEGRO ET AL. 2000) .
2. Solange der Grundwasserstand unterhalb der schwer durchlässigen Auenlehmdecke befindet, kann man von ungespannten Grundwasserverhältnissen ausgehen. Steigt bei Hochwasser der Grundwasserspiegel in den Bereich der Auendeckschicht, stellen sich, je nach Mächtigkeit und Aufbau der Auedeckschicht ungespannte, teilgespannte und gespannte Grundwasserverhältnisse ein. Die räumliche Verteilung der Auedeckschicht kann sehr komplex und heterogen sein (siehe SAUCKE & BRAUNS 2001).

Da der hier vorgestellte Grundwassermodellansatz die Grundwassergleichung eindimensional entlang von Transekten löst, ist es nicht möglich die Heterogenität des Aquifers, wie z.B. der Wechsel von ungespannten zu gespannten Aquifer oder den Einfluss des Grabensystems, mit in die Modellierung zu implementieren. Die Erhebung der dafür notwendigen Daten erfordert jedoch erheblichen Aufwand, wie z.B. die Aufnahme räumlich differenzierter Leakageparameter der verschiedenen Auelehmdeckschichten in MOHRLOK UND JIRKA (2001) oder die Erfassung des Grabensystems und der Übergänge zwischen gespannten und ungespannten Grundwasserverhältnissen in MONTENEGRO ET AL. (2000).

Zudem sind diese extremen Ereignisse nur schwer an Messergebnissen zu validieren, da sie nur selten auftreten und die Messung mit größeren Unsicherheiten behaftet sind, als vergleichbare Messungen unter Normalbedingungen. Die Modellierung von extremen Zuständen ist weniger ein Problem des hier gewählten Modellansatzes, als vielmehr ein allgemeines Modellierungsproblem, da der Aufwand zur Bereitstellung not-

wendiger Daten und die Implementation zusätzlicher Prozesse zur physikalisch basierten Modellierung extremer Ereignisse stark ansteigt.

Weitere mögliche Anwendungsgebiete für das Grundwassermodell sind:

- **Verwendung innerhalb eines Decision Support System (DSS)**

Ein Decision Support System (Entscheidungsunterstützungssystem) ist ein computerbasiertes Instrument, das zur Unterstützung von Planungs- und Entscheidungsprozessen genutzt werden kann und Forschungsergebnisse einer breiteren Öffentlichkeit zugänglich macht (KOFALK ET AL. 2001). Im Rahmen einer Machbarkeitsstudie zum Aufbau eines DSS für das Flusseinzugsgebiet der Elbe werden Modelle benötigt, die soweit physikalisch basiert und komplex sind, dass damit Szenarien simuliert und bewertet werden können. Diese Modelle müssen andererseits aber auch in der Lage sein diese Szenarien innerhalb eines vertretbaren Zeitrahmens zu berechnen. Nach KOFALK ET AL. 2001 ist ein Pilot-DSS vorgesehen, das auf einer Auswahl von 1D-Modellen und Daten der Forschungsprogramme „Elbe Ökologie“ und „Elbe 2000“ basiert. Als erstes Beispielsgebiet soll der Elbeabschnitt Tangermünde bis Havelmündung (Elbe-km 400-425) gewählt werden. Das in dieser Arbeit vorgestellte Grundwassermodell würde sich vom Modellsystem, als auch vom Untersuchungsgebiet hierfür eignen.

- **Regionalisierung von Grundwasserdaten**

Aufgrund der relativ einfachen Übertragbarkeit auf andere Gebiete (mit der Beschränkung, dass es sich dabei um Niederungsgebiete größerer Flüsse handeln muss) ist ein Aufbau des Grundwassermodells an verschiedenen Standorten schnell möglich. Dadurch ist es möglich ein Gesamtbild über die Grundwasserdynamik z.B. entlang der Elbe zu erhalten und weitere Untersuchungen anzuschließen, z.B. zum Gefährdungspotenzial durch das Grundwasser oder als Grundwassermengenbetrachtung in wasserhaushaltlichen Fragenstellungen zur Bestimmung der Grundwasserspeicherwirkung.

Der in dieser Untersuchung verwendete (hydrologisch orientierte) Modellansatz soll als zusätzliches Verfahren verstanden werden, um im Vergleich zu numerischen Modellen, mit geringerem Aufwand Langfristsimulationen durchführen zu können. Um die Prozesse auch unter veränderten Bedingungen simulieren zu können, wurde der physikalisch basierte Ansatz gewählt. Die Notwendigkeit mehrdimensionaler numerischer Grundwassermodelle zur (räumlich) verfeinerten Untersuchung und zur Prognose von Grundwasserständen steht außer Frage.

Literatur

- ADAM, K., MEON, G., RATHKE, K. (1999): Möglichkeiten und Grenzen der 1D-Berechnungen in einem Abschnitt an der mittleren Elbe. In: „Fachtagung Elbe - Dynamik und Interaktion von Fluß und Aue“, Wittenberge, 4.-7. Mai 1999, Karlsruhe. S.72-73.
- AG-BODENKUNDE (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Aufl., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- ALTERMANN, M., ROSCHE, O., WIECHMANN, H., EISENMANN, V. (1999): Zustand und Eigenschaften der Auenböden sowie deren ökologische Eigenschaften und Bewertung nach Deichrückbau. Zwischenbericht. BMBF-Forschungsprojekt Förderkennzeichen 0339576, Halle.
- BALAZS, A. (1983): Ein kausalanalytischer Beitrag zur Quantifizierung des Bestands- und Nettoniederschlags von Waldbeständen. Dissertation TU Berlin. Verlag Nippes. Kirchzarten.
- BÁRDOSSY, A., PLATE, E.J. (1992): Space-Time Model for Daily Rainfall Using Atmospheric Circulation Patterns, *Wat. Resour. Res.* **28**(5). S.1247-1259.
- BÁRDOSSY, A. (1993): Stochastische Modelle zur Beschreibung der raum-zeitlichen Variabilität des Niederschlages Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Heft 44. Universität Karlsruhe.
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1990): Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie. (Lehrbuch der Hydrologie, Band 1) Borntraeger, Berlin - Stuttgart.
- BEAR, J. (1979): *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill. New York.
- BELMANS, C., WESSELING, J.G., FEDDES, R.A. (1983): Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *J. Hydrology* **63**. S.271-286.
- BEVEN, K. (1984): Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Sciences Journal*. **29**(4). S.425-434.
- BEVEN, K., BINLEY, A. (1992): The future of distributed Models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* **6**. S.279-298.
- BLANEY, H.F. & CRIDDLE, W.D. (1950): Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatologic and Irrigation Data. USDA (SCS). TP-96. S. 48.
- BLAU, R., HÖHN, P., HUFSCHMIED, P., WERNER, A. (1983): Ermittlung der Grundwasserneubildung aus Niederschlägen. *Gas-Wasser-Abwasser*. **63**(1). S.45-54.
- BMBF (1995): *Forschungskonzeption Ökologische Forschung in der Stromlandschaft Elbe (Elbe-Ökologie)* des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF). Bonn.

- BÖHNKE, R., GEYER, S. (2000): Grundwasserdynamik in Auensedimenten der Mittleren Elbe. In: FRIESE, K. (Hrsg.) Stoffhaushalt von Auenökosystemen : Böden und Hydrologie, Schadstoffe, Bewertungen. Springer-Verlag. Berlin.
- BOUSSINESQ, J. (1877): Essai sur la theorie des eaux courants. Mem. Pre. Por div. Savants à l'Acad. Sci. **23**(1). S.1-680.
- BRAHMER, G. (1990): Wasser- und Stoffbilanzen bewaldeter Einzugsgebiete im Schwarzwald unter besonderer Berücksichtigung naturräumlicher Ausstattungen und atmogener Einträge. Freiburger bodenkundliche Abhandlungen / Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre. Freiburg.
- BRAUN, M. (1994): Differentialgleichungen. Springer-Verlag. Berlin.
- BRECHTEL, H. (1990): Interzeption.- In: BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1990): Allgemeine Hydrologie- Quantitative Hydrologie.
- BRONSTERT, A. (1994): Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Heft 53. Universität Karlsruhe.
- BÜCHELE, B., NESTMANN, F. (2002): Morphodynamik der Elbe – Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlage-CD. Eigenverlag Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Universität Karlsruhe. Karlsruhe.
- BUREK, P. (1999): Entwicklung eines analytischen Modells der Aquifer-Fließgewässer-Interaktion. In: „Fachtagung Elbe - Dynamik und Interaktion von Fluß und Aue“, Wittenberge, 4.-7. Mai 1999, Karlsruhe. S.82-85.
- BUREK, P. (2002): Auswirkung von Deichrückverlegungen auf die langfristige Grundwasserdynamik in Auen (Untersuchungsgebiet „Sandau/Elbe“). In: BÜCHELE, B., NESTMANN, F. (Hrsg.) Morphodynamik der Elbe – Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlage-CD. Eigenverlag Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Universität Karlsruhe. Karlsruhe. S. 389-413.
- CALDER, J.R., HARDING, R.J., ROSIER, P.T.W. (1985): An objective assessment of soil-moisture defizit models. J. Hydrology **60**. S.329-355.
- DARCY, H. (1856): Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont. Paris.
- DISSE, M (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Heft 53. Universität Karlsruhe.
- DISTER, E. (1983): Zur Hochwassertoleranz von Auenwaldbäumen an lehmigen Standorten. Verh. Ges. Ökol. **10**. S.325-336.
- DISTER, E. (1985): Auenlebensräume und Retentionsfunktion. In: ANL Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege (Hrsg.): Die Zukunft der ostbayerischen Donaulandschaft. Laufen/Salzach. S.74-90.

- DISTER, E. (1991): Situation der Flußauen in der Bundesrepublik Deutschland. Laufener Seminarbeiträge 4/91. S.8-16.
- DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU E.V. (1996): Klassifikation überwiegend grundwasserbeeinflusster Vegetationstypen. Bonn.
- DUAN, Q., SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. (1992): Effective and efficient global optimization für conceptual rainfall-runoff models. Wat. Resour. Res. **28**(4). S.1015-1031.
- DUPUIT, J. (1963): Etude Theoriques et Practiques sur la Mouvement des Eaux dans les Canaux Decouverts et a travers les Terrain Perméable. 2. Aufl.. Dunod. Paris.
- DYCK, S., PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. 3. Stark bearb. Aufl.. Berlin.
- FOECKLER F. (1991): Charakterisierung und Bewertung von Augewaessern des Donauraums Straubing durch Wassermolluskengesellschaften. Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege. 7. Laufen/Salzach.
- FORKEL, C. (1999): Möglichkeiten und Grenzen von mathematisch-numerischen Grundwassermodellen in der Praxis. Wasser & Boden **51**/4. S.14-18.
- FRIST, M., (1999): Instationäre Berechnungen der Grundwasserströmung im Elbetal infolge von Hochwasserereignissen. Unveröffentlichte Vertieferarbeit. Institut für Hydromechanik. Universität Karlsruhe.
- GEPP, J. (1986): Auengewässer als Ökozellen. Fluß – Altarme – Altwässer und sonstige Auen-Stillgewässer. Grüne Reihe 4. Wien.
- GERKEN, B. (1988): Auen – verborgene Lebensadern der Natur. Freiburg.
- GIEBEL, H., HOMMES, A. (1988): Zum Austauschvorgang zwischen Fluß- und Grundwasser. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilung **32**(1/2). S.18-26.
- GILLBRICHT, C.A. (1997): Stochastische Grundwassermodellierung in der ingenieurtechnischen Praxis. Hamburg.
- GNAUCK, A. (1995): Ökosysteme : Modellierung und Simulation. UmweltWissenschaften 6. Blottner. Taunusstein.
- GOVIDARAJU, R.S. U. KOELLIKER, J.K. (1994): Applicability of linearized Boussinesq equation for modeling bank storage under uncertain aquifer parameters. J. Hydrology **157**. S. 349-366.
- GROSSMANN, J. (1996): Eingangsdaten und Parameter zur Berechnung der Grundwasserneubildung mit einem Einschicht-Bodenwasserhaushaltsmodell. DGM **40** (Heft 5). S.204-211.
- GÜTLEIN, K., BURKHARDT, P., MELCHER, M. UND PÖLTE, B. (1980): Das Zentralmodell der Elbe – erstes kontinuierlich arbeitendes Wasserstands- und Durchflussvorhersagemodell in der DDR; In: Wasserwirtschaft – Wassertechnik (10-1980). Verlag für Bauwesen; Berlin.

- GUPTA, V., SOROOSHIAN, S. (1985): The automatic calibration of conceptual catchment models using derivative-based optimization algorithms. *Water Resour. Res.* **21**(4). S.473-485.
- GUPTA H.V., SOROOSHIAN, S., YAPO, P.O. (1998): Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water. Resour. Res.* **34** (4). S.751-761.
- HAAN, C.T. (1989): Parametric Uncertainty in Hydrologic Modeling. *American Society of Agricultural Engineers* **32**(1). S.137-146.
- HAFERKORN, J. (2000): Das Gesamtprojekt „Rückgewinnung von Retentionsflächen und Altauenreaktivierung an der Mittleren Elbe in Sachsen-Anhalt“. Sachstandsbericht zur Zwischenbegutachtung. BMBF-Forschungsprojekt Förderkennzeichen 0339576, Halle.
- HALL, R.H. U. MOENCH, A.F. (1972) Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. *Wat. Resour. Res.* **8** (2). S.487-493.
- HAPE, M., KATZUR, L., BLEYEL, B. (2000): Vergleich verschiedener Verfahren für die Entwicklung eines digitalen Höhenmodells (DGM) für einen Ausschnitt der Elbtalauen. In: FRIESE, K. (Hrsg.) Stoffhaushalt von Auenökosystemen : Böden und Hydrologie, Schadstoffe, Bewertungen. Springer-Verlag. Berlin.
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration. *Mitt. d. Deutschen Wetterdienstes* 8. Bad Kissingen.
- HE, Y. (1994): Kopplung eines Bodenwassermodells mit einem Grundwassermodell. *Mitteilungen Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und Landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover*. Heft 79. Hannover.
- HELMS, M., BELZ, S., IHRINGER, J. (1999): Analyse und Simulation von Abflußzeitreihen der Elbe. In: „Fachtagung Elbe - Dynamik und Interaktion von Fluß und Aue“, Wittenberge, 4.-7. Mai 1999. Karlsruhe. S.24-43.
- HELMS, M., IHRINGER, J., NESTMANN, F. (2002): Analyse und Simulation des Abflussprozesses der Elbe. In: BÜCHELE, B., NESTMANN, F. (Hrsg.) *Morphodynamik der Elbe – Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlage-CD*. Eigenverlag Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Universität Karlsruhe. Karlsruhe. S. 91-202.
- HENNING, A., ZEPP, H. (1992): Simulation der vertikalen Bodenwasserdynamik mit linearen und nichtlinearen Speicherkaskaden - Eine Praxisorientierte Alternative zu Bodenphysikalisch-deterministischen Modellen. *DGM* **36**. S.108-115.

- HERRLING, B. (1982): Finite element computations of horizontal groundwater flow with moving boundaries.- In: HOLZ, K.P. (Hrsg.) Finite Elements in Water Resources. Springer Verlag. Berlin.
- HERRMANN, A. (1992): Modellierung und Regionalisierung der Interzeption. In: KLEEBERG, H.B. (1992) Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung. VCI Verlag. Weinheim. S.171-183.
- HOFFMANN, H-D. (1992): Modellierung der Interzeption von Waldbeständen und Überlegungen zur Regionalisierung der Modellparameter.- In: KLEEBERG, H.B. (1992) Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung. VCI Verlag. Weinheim. S. 157-170.
- HOLZBECHER, E. (1996): Modellierung dynamischer Prozesse in der Hydrologie - Grundwasser und ungesättigte Zone. Springer-Verlag. Berlin.
- HOYNINGEN-HUENE, J. v. (1982): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen und der Einfluß der Landnutzung auf den Gebietswasserhaushalt. DVWK Schriften 57.
- IHRINGER, J., BLATTER, A. (1999): Softwarepaket für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Anwenderhandbuch. Band 1: Hochwasseranalyse und -berechnung. Version 4. Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik. Karlsruhe. Unveröffentlicht.
- JORDAN, H., WEDER, H.-J. (1995): Hydrogeologie: Grundlagen und Methoden; regionale Hydrologie: Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Berlin, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen. Enke-Verlag. Stuttgart.
- JOURNAL, A.G., HUIJBREGTS, CH.J. (1981): Mining geostatistics. Academic Press. London.
- KALL, F. (1957): Beispiele der Veränderung von Flussläufen in geschichtlicher Zeit. In: Mitteldeutscher Heimatatlas. 2. Aufl.. Verlag Enzyklopädie Leipzig. Leipzig.
- KALMA, J.D., BATES, B.C., WOODS, R.A. (1995): Predicting catchment-scale soil moisture status with limited field measurements. Hydrological Processes **9**. S.445-467.
- KINZELBACH, W. U. RAUSCH, R. (1995): Grundwassermodellierung. Gebrüder Borntraeger. Stuttgart.
- KLENKE, M. (1986): Numerische Modelltechnik in der Grundwasserhydrologie. Mitteilungen Heft 59. Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und Landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover. Hannover.

- KOFALK, S., KÜHLBORN, J., GRUBER, B., UEBELMANN, B. HÜSING, V. (2001): Machbarkeitsstudie zum Aufbau eines Decision Support System (DSS). Zusammenfassung des im Auftrag der BfG erstellten Berichts „Towards a Generic Tool for River Basin Management - feasibility study -“. BfG Projektgruppe Elbe-Ökologie (Hrsg.). Mitteilung Nr. 8. Berlin.
- KRON, W. (1996): Stochastische Simulation des Geschiebetransports am Zusammenfluß zweier Gewässer. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Heft 59. Universität Karlsruhe.
- KUNKEL, R., WENDLAND, F. (1998): Der Landschaftswasserhaushalt im Flußeinzugsgebiet der Elbe. Schriften des Forschungszentrums Jülich: Reihe Umwelt/Environment Bd. 12. Jülich.
- KUNKEL, R., WENDLAND, F. (1999): Das Weg-/Zeitverhalten des grundwasserbürtigen Abflusses im Elbeeinzugsgebiet. Schriften des Forschungszentrums Jülich: Reihe Umwelt/Environment Bd. 19. Jülich.
- KUNSTMANN, H., KINZELBACH, W. (1998): Quantifizierung von Unsicherheiten in Grundwassermodellen. *Mathematische Geologie* 2. S.3-15.
- LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ SACHSEN-ANHALT (1992): Katalog der Biotoptypen und Nutzungstypen für die CIR-luftbildgestützte Biotop- und Nutzungstypenkartierung im Land Sachsen-Anhalt. Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt. Heft-4. Halle.
- LEHMANN, W. (1995): Anwendung geostatistischer Verfahren auf die Bodenfeuchte in ländlichen Einzugsgebieten. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Heft 52. Universität Karlsruhe.
- LUTZ, W. (1984): Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Heft 24. Universität Karlsruhe.
- MANDELBROT, B.B., WALLIS, J.R. (1968): Noah, Joseph, and Operational Hydrology. *Wat. Resour. Res.* 4(5). S.909-918.
- MANIAK, U. (1992): Hydrologie und Wasserwirtschaft : eine Einführung für Ingenieure. 2. Aufl.. Berlin.
- MAURER, T. (1997): Physikalisch begründete, zeitkontinuierliche Modellierung des Wassertransports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. Dissertation am Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Heft 61. Universität Karlsruhe.
- MCDONALD, M.G., HARBAUGH, A. W. (1984): A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Open-File Report. 83-875.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Heft 67. Dissertation. Geographisches Institut ETH Zürich.

- MERKEL, U., HELMS, M., BÜCHELE, B., IHRINGER, J., NESTMANN, F. (2002): Wirksamkeit von Deichrückverlegungsmaßnahmen auf die Abflussverhältnisse entlang der Elbe. In: BÜCHELE, B., NESTMANN, F. (Hrsg.) Morphodynamik der Elbe – Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlage-CD. Eigenverlag Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Universität Karlsruhe. Karlsruhe. S. 231-244.
- MIHLICH, G. (2000): Eigenschaften, Genese und Funktion von Böden in Auen Mitteleuropas. In: FRIESE, K. (Hrsg.) Stoffhaushalt von Auenökosystemen : Böden und Hydrologie, Schadstoffe, Bewertungen. Springer-Verlag. Berlin.
- MITSCHERLICH, G. (1971): Wald, Wachstum und Umwelt. Band 2: Waldklima und Wasserhaushalt. Sauerländer. Frankfurt.
- MOHRLOK, U., JIRKA, G. (1998): Grundwasserdynamik. Morphodynamik der Elbe Verbundvorhaben (FKZ 0339566). Unveröffentlichter Sachstandsbericht 1.1.97 bis 31.12.97. Ökologische Forschung in der Stromlandschaft Elbe (Elbe-Ökologie).
- MOHRLOK, U., JIRKA, G. (2002): Grundwasserdynamik in Vorland- und Auenbereichen am Beispiel des geplanten Deichrückverlegungsgebietes „Rogätz“. In: BÜCHELE, B., NESTMANN, F. (Hrsg.) Morphodynamik der Elbe – Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlage-CD. Eigenverlag Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Universität Karlsruhe. Karlsruhe. S. 369-388.
- MONTENEGRO, H. (1995): Parameterbestimmung und Modellierung der Wasserbewegung in heterogenen Böden. Fortschritt-Bericht VDI. Reihe 15(134). VDI-Verlag. Düsseldorf.
- MONTENEGRO, H., HOLFELDER, T., WAWRA, B. (2000): Modellierung der Austauschprozesse zwischen Oberflächen- und Grundwasser in Flußauen. In: FRIESE, K. (Hrsg.) Stoffhaushalt von Auenökosystemen : Böden und Hydrologie, Schadstoffe, Bewertungen. Springer-Verlag. Berlin.
- MÖBER, C. (2001): Auswirkungen von Deichrückverlegungsmaßnahmen auf die Grundwasserdynamik im Vorlandbereich an der Mittel-Elbe in Sachsen-Anhalt, unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik. Universität Karlsruhe.
- NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I – a discussion of principles. *J. Hydrology* **10**(3). S.334-345.
- NEUSCHULZ, F., PURPS, J. (2000): Rückverlegung von Hochwasserschutzdeichen zur Wiederherstellung von Überflutungsflächen. In FRIESE, K. (Hrsg.): Stoffhaushalt von Auenökosystemen: Böden und Hydrologie, Schadstoffe, Bewertungen. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

- PENMAN, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. In: Proceedings Royal Society London **193**. S.120-146.
- PFISTERER, J. (1998): Ermittlung des Einflusses unterschiedlicher Randbedingungen auf die Grundwasserströmung im Elbtal mit Hilfe numerischer Modellierung. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Institut für Hydromechanik. Universität Karlsruhe.
- PLATE, E.J. (1987): Die Wasserwirtschaft der Zukunft – eine Herausforderung an die Universitäten. Wasserwirtschaft **77**(1). S.5-12.
- PLATE, E.J. (1992): Skalen in der Hydrologie: Zur Definition von Begriffen.-In KLEEBERG, H.B. (1992) Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung. VCI Verlag. Weinheim. S.33-44 .
- PLATE, E. J. (1993a): Sustainable Development of Water Resources: A Challenge to Science and Engineering. Water International **18**(2). S.84-94.
- PLATE, E. J. (1993b): Statistik und angewandte Wahrscheinlichkeitslehre für Bauingenieure. Ernst, Berlin.
- PLATE, E. J. (1994): Ökohydrologie – Ein neues Aufgabengebiet für Hydrologen? In: U. Grünwald (Hrsg.): Wasserwirtschaft und Ökologie. Eberhard Blotner Verlag. Taunusstein. S.11-22.
- PLATE, E.J., DUCKSTEIN, L. (1990) Stochastic Aspects of Water Quality Modeling for Nonpoint Sources. In: D. G. DeCoursey (Hrsg.): Proceedings of the International Conference on Water Quality Modeling of Agricultural Non-Point Sources, June 19-23, 1988, Utah State University, Logan, Utah. USDA. Agricultural Research Service ARS-81. Pt. 2. S.631-654
- PLATE, E., BÁRDOSSY, A., MERZ, B. (1993): Berücksichtigung der stochastischen Unsicherheit bei der Aggregation von Niederschlag-Abflußmodellen für homogene Teilflächen in Einzugsgebietsmodelle. Unveröffentlichter Arbeitsbericht zum Schwerpunktprogramm „Regionalisierung in der Hydrologie“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe.
- POWERS, D.L. (1979): Boundary Value Problems. Academic Press, New York.
- RAUCH, W. (1993): Über die hydraulische Wechselwirkung von Oberflächengewässern und Grundwasserkörpern. Wasserwirtschaft. **83**(1) S.14-18.
- RAVEN, P., EVERT, R., CURTIS, H. (1988): Biologie der Pflanzen. Walter de Gruyter. Berlin.

- RENGER, M., STREBEL, O., GIESEL, W. (1974): Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung **15**. S.353-366.
- RENGER, M., STREBEL, O., BRUNKE, H. (1977): Auswirkungen von Absenkungen des Grundwassers auf Evapotranspiration und Grundwasserneubildung. Mitt. Deutsch. Bodenkdl. Ges. **25**(1). S.89-100.
- RENGER, M., STREBEL, O. (1983): Einfluß des Grundwasserflurabstandes auf Grundwasserneubildung, Evapotranspiration und Pflanzenertrag. Z. dt, geol. Ges. **134**. S.669-678.
- RICHARDS, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics **1**. S.318-333.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte Dt. Wetterdienst. Offenbach.
- RITZERT, F. (1998): Das Programm GEKO, entwickelt am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik. Universität Karlsruhe, unveröffentlicht.
- RITZERT, F., NESTMANN, F. (1999): Digitale Geländemodelle der Elbe. In: „Fachtagung Elbe - Dynamik und Interaktion von Fluß und Aue“, Wittenberge, 4.-7. Mai 1999, Karlsruhe. S.44-47.
- ROMMEL, J. (1998): Geologie des Elbetals nördlich von Magdeburg. Geologisches Institut der Universität Karlsruhe, unveröffentlichte Diplomarbeit.
- ROMMEL, J. (2000): Studie zur Laufentwicklung der deutschen Elbe bis Geesthacht seit ca. 1600. Unveröffentlicht.
- RUTTER, A.J., KERSHAW, K.A., ROBINS, P.C., MORTON, A.J. (1975): A predictive model of rainfall interceptions in forest. 2. Generalisation of the model and a comparison with observations in some coniferous and hardwoods stands. J. Appl. Ecol. **12**. S.367-380.
- SAUCKE, U., BRAUNS, J. (2002): Stromtalgeschichte und Flussgeologie im deutschen Elbegebiet. In: BÜCHELE, B., NESTMANN, F. (Hrsg.) Morphodynamik der Elbe – Schlussbericht des BMBF-Verbundprojektes mit Einzelbeiträgen der Partner und Anlage-CD. Eigenverlag Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Universität Karlsruhe. Karlsruhe. S. 23-30.
- SCHLITTGEN, R., STREITBERGER, B.H.J. (1989): Zeitreihenanalyse. 3. durchges. u. verb. Aufl.. München.
- SCHMIDT, O. (1986): Hydrologische Modellierung der Grundwasserneubildung. Wasserwirtschaft **76**. S.378-382.

- SCHMIDT, M. (2000): Hochwasser und Hochwasserschutz in Deutschland vor 1850. Eine Auswertung alter Quellen und Karten. Oldenbourg Industrieverlag. München.
- SCHRÖDTER, H. (1985): Verdunstung : anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer Verlag. Berlin.
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Dissertation. ETH Zürich.
- SCHWANENBERG, D., KÖNGETER, J. (1999): A Discontinuous Galerkin Method for the Shallow Water Equations with Source Terms, International Symposium on Discontinuous Galerkin Methods, Newport, USA.
- SCHWANENBERG, D., RÖLLE, B., VOIGT, R. (2000): Teilprojekt 1. Strömungstechnik und Hydrologie. Sachstandsbericht zur Zwischenbegutachtung. BMBF-Forschungsprojekt Förderkennzeichen 0339576, Halle.
- SCHWANENBERG, D., HARMS, M., VOIGT, R. (2001): Teilprojekt 1. Strömungstechnik und Hydrologie. Abschlussbericht. BMBF-Forschungsprojekt FKZ 0339576, Halle
- SERRANO, S.E., UNNY, T.E. U. LENNOX, W.C. (1985): Analysis of stochastic groundwater flow problems. Part I-III. J. Hydrol. **82**. S. 247-306.
- SERRANO, S.E. U. UNNY, T.E. (1987): Predicting Groundwater Flow in a Phreatic Aquifer. J. Hydrol. **95**. S.241-268.
- SERRANO, S.E (1995): Analytical solutions of the nonlinear groundwater flow equation in unconfined aquifers and the effect of heterogeneity. Wat. Resour. Res. **31** (11). S. 2733-2742
- SERRANO, S.E., WORKMAN, S.R. (1998): Modeling transient stream/aquifer interaction with the non-linear Boussinesq equation and its analytical solution. J. Hydrology **206**. S.245-255.
- SIMON, M. (1996): Hochwasserschutz im Einzugsgebiet der Elbe. Untersuchungsbericht der Int. Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- SOMMER, T. (2001): Grundwasserdynamik und Grundwasserneuschaffenheit in der anthropogen überprägten Flussaue der Unstrut. Dresdner Grundwasserforschungszentrum e.V., Dresden.
- SOROOSHIAN, S., GUPTA, V.K. (1983): Automatic Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Modells: The Question of Parameter Observability and Uniqueness. . Wat. Resour. Res. **19**(1). S.260-268.
- STATISTISCHES BUNDESAMT (1997): CORINE Daten zur Bodenbedeckung für die Bundesrepublik Deutschland. Wiesbaden.
- STAUFFER, F., JOB, D., DRACOS, TH. (1981): Reaktion des Grundwasserspiegels auf lokale Hebung und ihre hydrologische Bedeutung, eine experimentelle Untersuchung. Wasser und Boden **12**. S.582-586.

- THIESSEN, A.H. (1911): Precipitation averages for large areas, *Monthly Weather Review* **39**(7). S.1082-1084.
- UBELL, K. (1987): Austauschvorgänge zwischen Fluß- und Grundwasser. Teil I und II. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilung* **31**(5). S.119-148.
- US GEOLOGICAL SURVEY (2001): Distributed Active Archive Center. Disclaimers, Statements and Accessibility.
URL: <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/README.html>
- WALD, J., KRON, K., BUCK, W., PLATE, E.J. (1986): Generation of storm runoff in an area with a high groundwater table. In: S.M. GORELICK (Hrsg.). *Conjunctive Water Use. Understanding and managing surface water-groundwater interactions*. IAHS Publication No. 165. Wallingford. S.97-109.
- WALD, J. (1990): Entwicklung und Anwendung eines instationären Drainagemodells zur Untersuchung der Hochwasserabflußverhältnisse im Schutter-Unditz-Niederungsgebiet. *Wasserwirtschaft* **80**(7/8). S.358-369.
- WALD, J. (1994): Niederschlags-Abfluß-Modell für Niederungsgebiete mit Berücksichtigung des Grundwasserabflusses; 18. DVWK-Fortbildungslehrgang Hydrologie. Karlsruhe.
- WEINZIERN, W. (1992): Bodennutzung, Standorteigenschaften und Grundwasserqualität am Beispiel von drei in Baden-Württemberg gelegenen Wasserschutzgebieten. In: Tagung der Deutschen Landeskulturgesellschaft; *Landnutzung im Konflikt zur Wasserqualität*. Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung **33**(4). S.236-241.
- WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. *Wasserwirtschaft* **85**. S.602-604.
- WITTENBERG, H. (1997): Der nichtlineare Speicher als Alternative zur Beschreibung von Basisabfluß, Grundwasserspeicherung und Trockenwetterganglinie. *Wasserwirtschaft* **87**(12). S.570-574.
- WORKMAN, S.R., SERRANO, S.E. U. LIBERTY, K. (1997): Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction. *J. Hydrology*. **200**. S.149-163.
- WORKMAN, S.R., SERRANO, S.E. (1999): Recharge to Alluvial Valley Aquifers from overbank flow and Excess Infiltration. *Journal of the American Water Resources Association* **35**(2). S.425-431.
- YAPO, P.O., GUPTA, H.V., SOROOSHIAN, S. (1998): Multi-objective global optimization for hydrologic models. *J. Hydrology*. **204**. S.83-97.
- YEVJEVICH, V. (1984): Structure of daily hydrologic series. *Water Resources Publ.* Littleton.

ZUIDEMA, P.K. (1985): Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschläge. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 79. ETH Zürich(CH).

Anhang A

Mathematische Herleitung des instationären Anteils

Der instationäre Anteil $u(x,t)$ erfüllt die folgenden Bedingungen:

$$T \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = -S \frac{\partial u}{\partial t} \quad (\text{A.1})$$

$$u(0,t) = h_1(t) - h_1(0) \quad (\text{A.2})$$

$$u(L_x,t) = 0 \quad (\text{Festpotentiale an beiden Rändern})$$

$$u(x,0) = h_0(x) - V(x)$$

Dieses Gleichungssystem wird dadurch gelöst, dass man das Problem auf die Lösung einer oder mehrerer gewöhnlicher Differenzialgleichungen zurückführt. Dazu wird mit dem Ansatz "Separation der Variablen" die Gleichung in ein Produkt überführt:

$$w(x,t) = X(x) \cdot \Phi(t) \quad (\text{A.3})$$

$$\text{mit: } \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = X''(x) \cdot \Phi(t) \quad \frac{\partial w}{\partial t} = X(x) \cdot \Phi'(t) \quad (\text{A.4})$$

wird aus der partiellen Differenzialgleichung

$$X''\Phi = \frac{S}{T} X\Phi \quad (\text{A.5})$$

Nach Division beider Seiten durch $X\Phi$ ergibt sich:

$$\frac{X''}{X} = \frac{S\Phi'}{T\Phi} \quad \text{das bedeutet:} \quad \frac{X''}{X} = -\lambda \quad \text{und} \quad \frac{S\Phi'}{T\Phi} = -\lambda \quad (\text{A.6})$$

Die einzige Möglichkeit, dass eine Funktion von x mit einer Funktion von t übereinstimmt, ergibt sich durch eine gemeinsame Konstante.

Es ergeben sich also zwei Differenzialgleichungen 2. Ordnung:

$$X'' + \lambda X = 0 \quad \text{mit: } X(0) = 0; \quad X(L_x) = 0 \quad (\text{A.7})$$

und:

$$\Phi' + \frac{T}{S} \lambda \Phi = 0 \quad (\text{A.8})$$

Für dies Gleichungen ergibt sich nur eine nichttriviale Lösung wenn:

$\lambda_n = n\pi/L_x$ mit $n = 1,2,3,\dots$ ist.

In diesem Falle ist:

$$X_n(x) = \sin(\lambda_n x) \quad \text{und} \quad \Phi_n(t) = \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (\text{A.9})$$

$$u_n(x, t) = X_n(x) \Phi_n(t) = \sin(\lambda_n x) \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (\text{A.10})$$

ist daher eine nichttriviale Lösung von (A.1) für jede positive ganze Zahl n

Man bildet nun eine Linearkombination (Superposition) der Funktionen $u_n(x, t)$ und bestimmt damit die Lösung für $u(x, t)$

$$u(x, t) = \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(\lambda_n x) \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (\text{A.11})$$

Gleichung (A.11) stellt nun die Lösung von (A.1) dar, denn sie ist eine Linearkombination von Lösungen von (A.10) und erfüllt die Anfangsbedingung:

$$u(x, 0) = \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(\lambda_n x) = h_0(x) - V(x) \quad (\text{A.12})$$

Es werden nun die Konstanten b_1, b_2, \dots bestimmt, so dass (A.12) gelöst wird. mit:

$$b_n = \frac{2}{L_x} \int_0^{L_x} (h_0(x) - V(x)) \sin(\lambda_n x) dx \quad (\text{A.13})$$

konvergiert die Fourierreihe $\sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(\lambda_n x)$ gegen $h_0(x) - V(x)$

Es ergibt sich für den instationären Anteil demnach die Lösung:

$$u(x, t) = \frac{2}{L_x} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\int_0^{L_x} (h_0(x') - V(x')) \sin(\lambda_n x') dx' \right) \sin(\lambda_n x) \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad (\text{A.14})$$

mit $\lambda_n = n\pi/L_x$ mit $n = 1, 2, 3, \dots$

Für das Randwertproblem (A.1) mit den Randbedingungen für die gesamte partielle Differenzialgleichung:

$$h(0, t) = h_1(t) \quad \text{und} \quad (\text{A.15})$$

$$\frac{\partial h}{\partial x}(L_x, t) = c$$

ergibt sich dieselbe Gleichung für den instationären Term (A.14), jedoch mit einem anderen Eigenwert:

$$\lambda_n = \frac{(2n-1)\pi}{2L_x} \quad \text{mit} \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (\text{A.16})$$

da sich nur für diesen Eigenwert nichttriviale Lösungen ergeben.

Für das Randwertproblem mit den Randbedingungen:

$$h(0,t) = h_1(t) \quad \text{und} \quad (A.17)$$

$$\alpha_1 \cdot h(L_x, t) + \alpha_2 \cdot \frac{\partial h}{\partial x}(L_x, t) = c$$

ergibt sich wiederum Gleichung (A.14) mit (A.16) als Näherung für den Eigenwert (POWERS 1979)

Beispiel:

Randwertproblem (A.1) ohne Grundwasserneubildung $R=0$
und Anhebung des Vorfluters um den Einheitswert 1
mit den Randbedingungen:

$$h(0,0) = 0$$

$$h(0,t > 0) = 1 \quad \text{und}$$

$$\frac{\partial h}{\partial x}(L_x, t) = 0$$

$$\longrightarrow h_0(x) = 0; \quad V(x) = 1; \quad h_0(x) - V(x) = -1$$

Es ergibt sich Gleichung (A.12) mit dem Eigenwert (A.16)

$$\text{und } b_n = \frac{2}{L_x} \int_0^{L_x} -1 \cdot \sin(\lambda_n x) dx = \frac{2}{L_x} \cdot \frac{2L_x}{\pi(2n-1)} = \frac{4}{\pi(2n-1)}$$

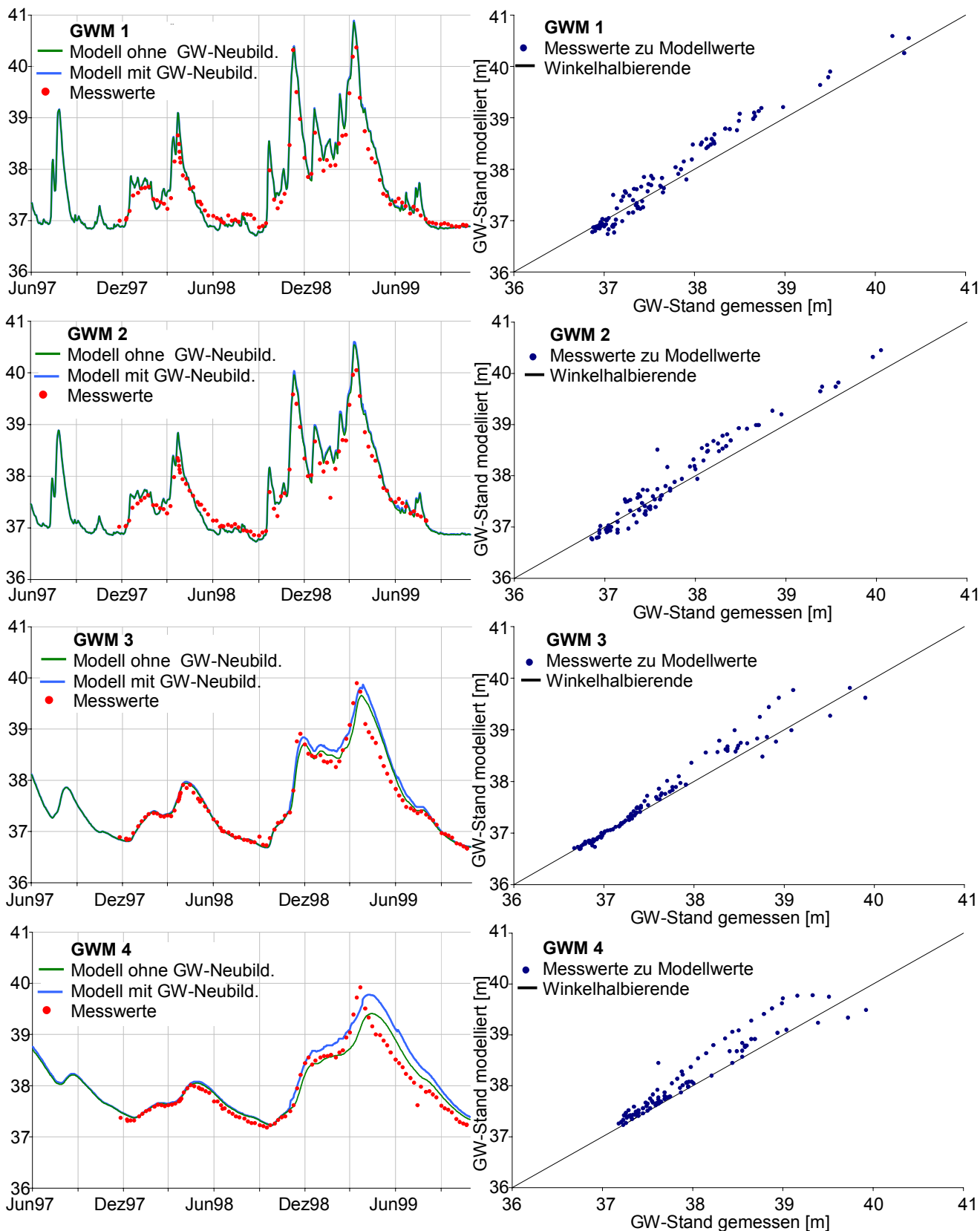
Als Lösung:

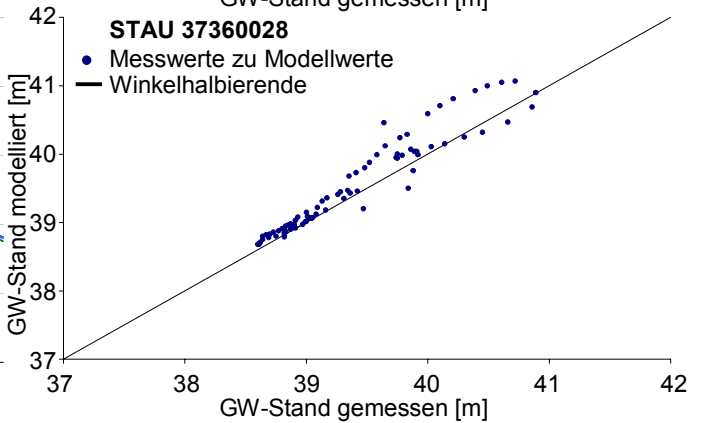
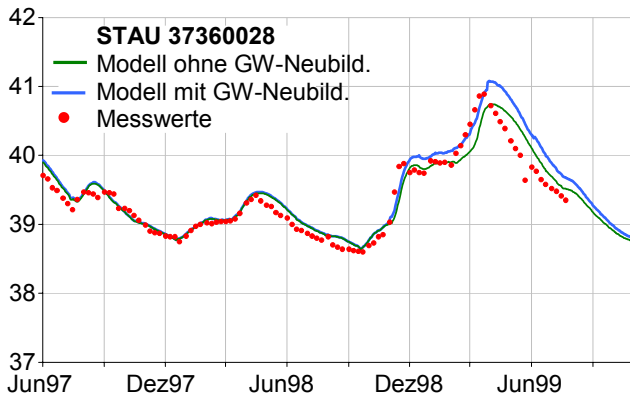
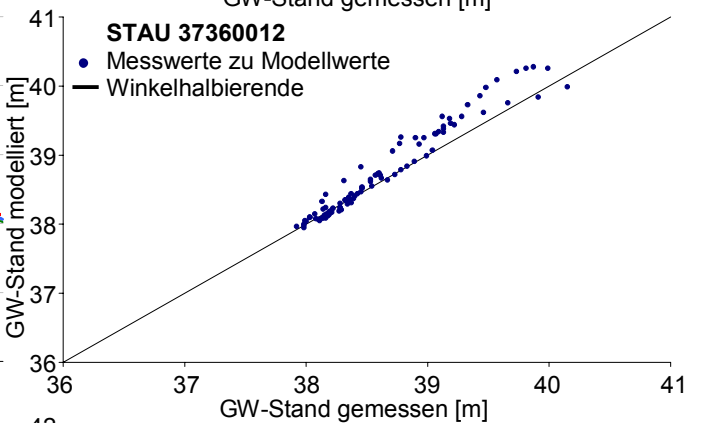
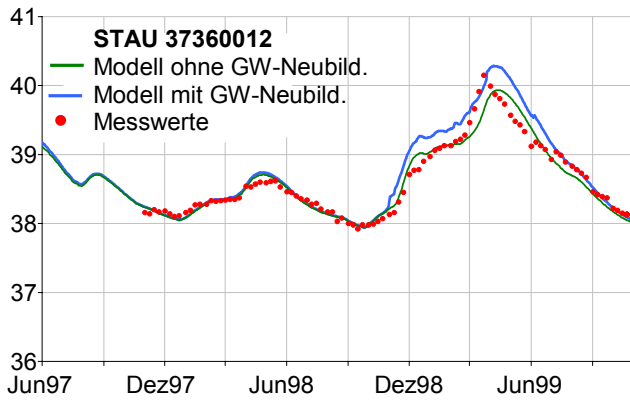
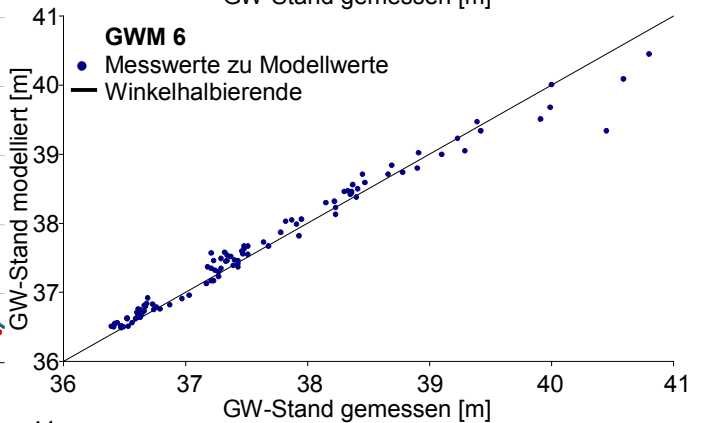
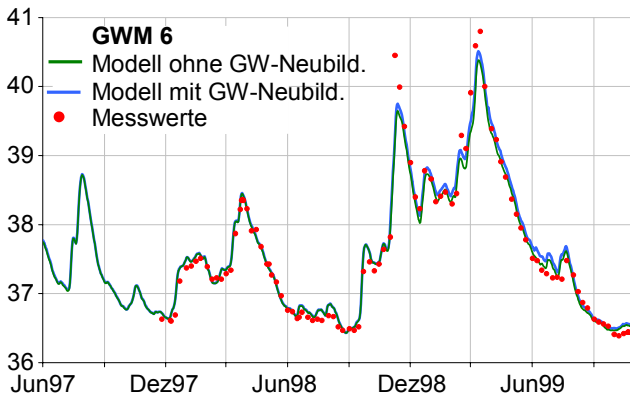
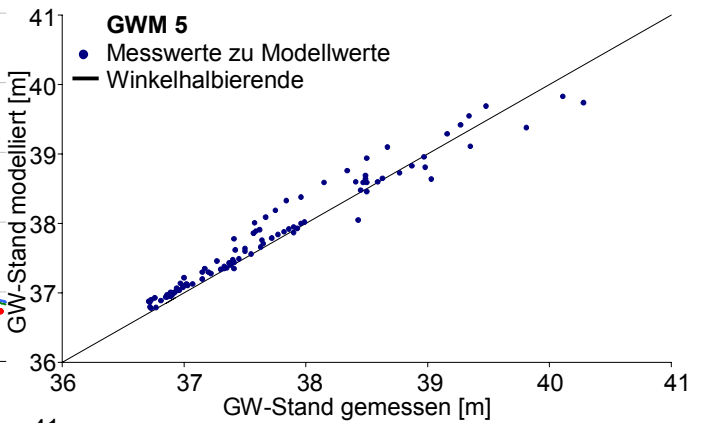
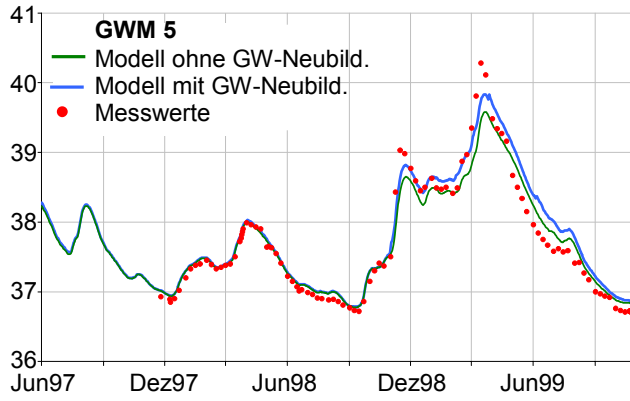
$$u(x, t) = \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{(2n-1)} \sin(\lambda_n x) \exp\left(\frac{-\lambda_n^2 T t}{S}\right) \quad \text{mit: } \lambda_n = \frac{(2n-1)\pi}{2L_x} \quad \text{und } n = 1, 2, 3, \dots$$

(Lösung wie bei WALD ET AL. 1986)

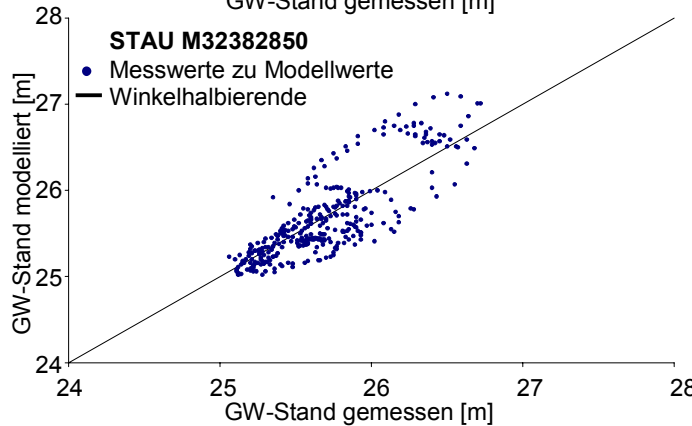
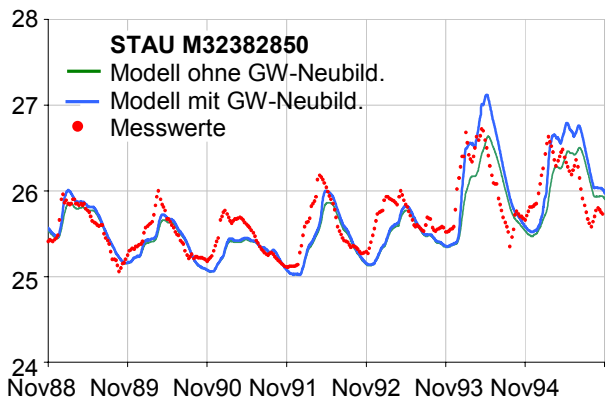
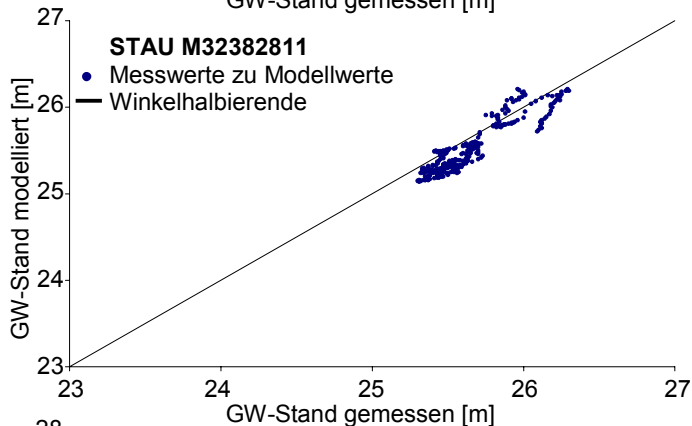
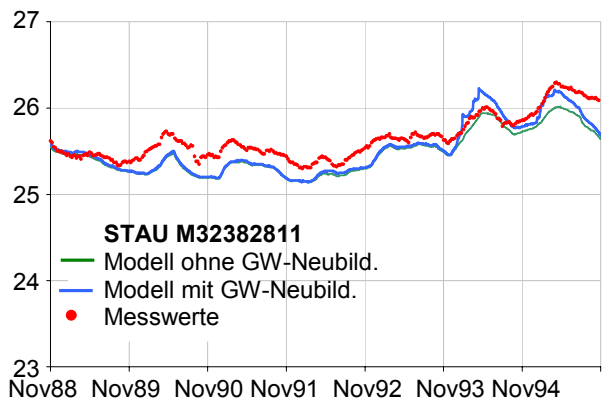
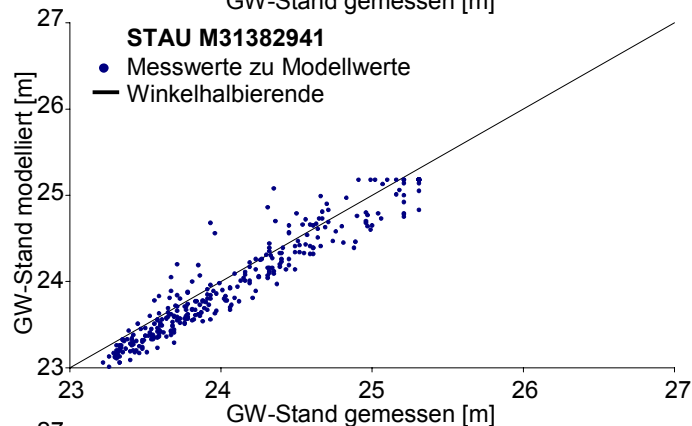
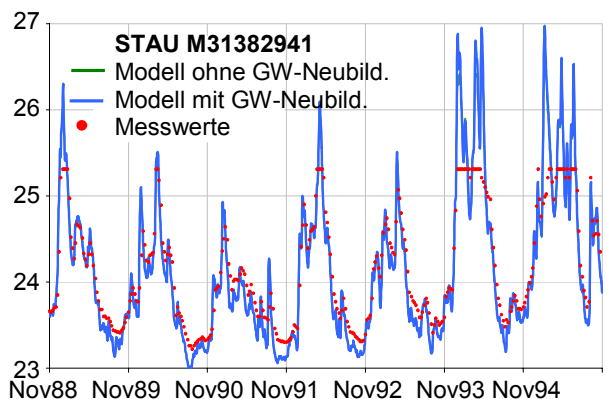
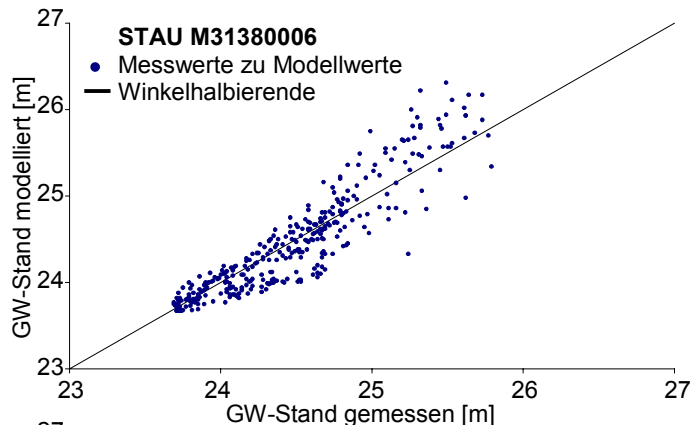
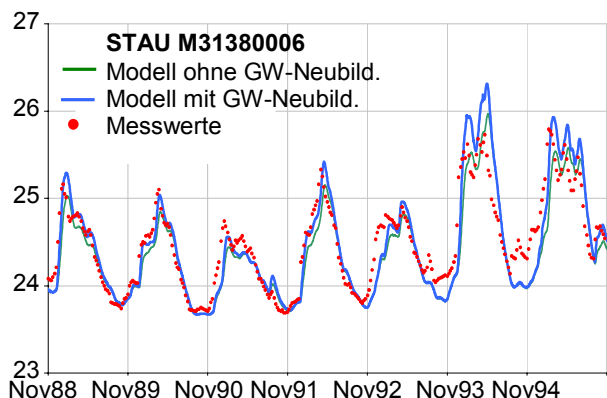
Anhang B

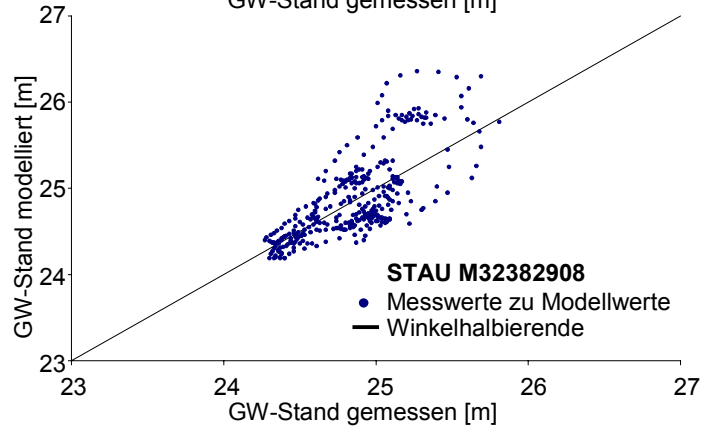
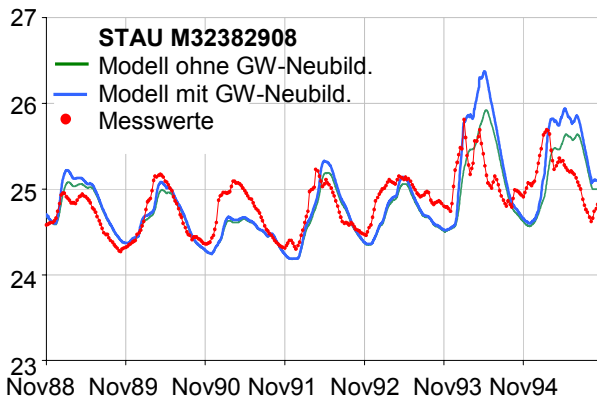
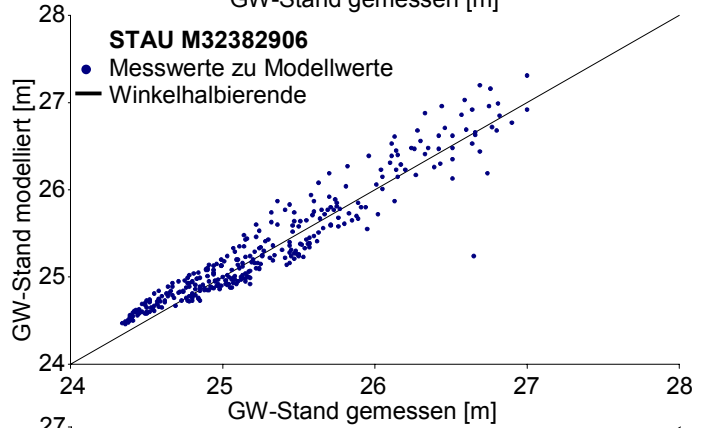
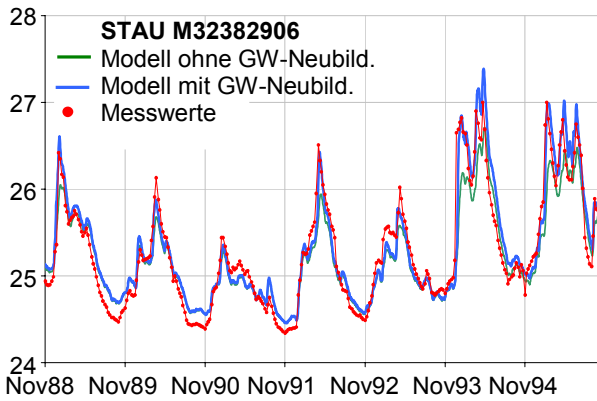
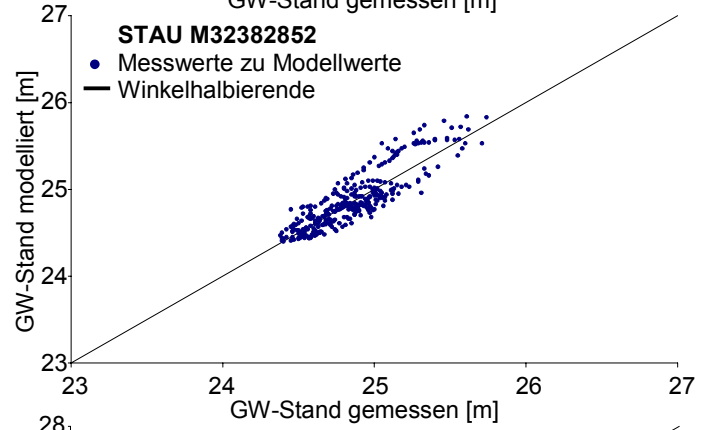
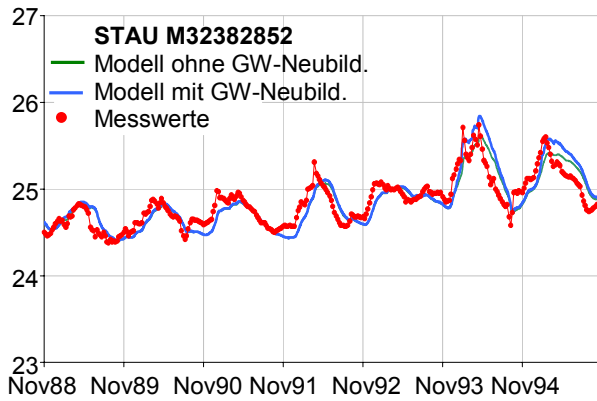
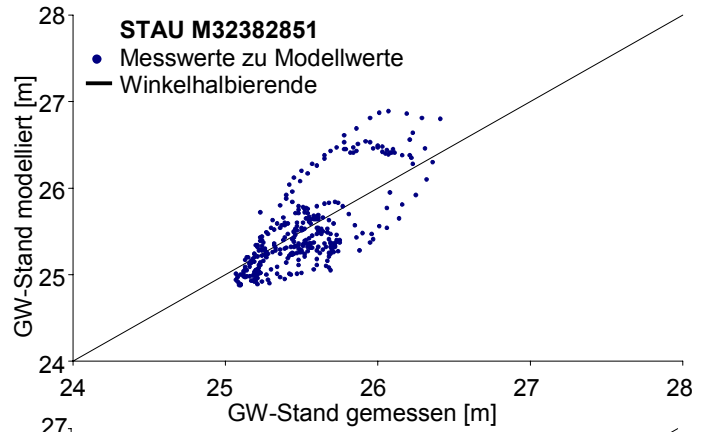
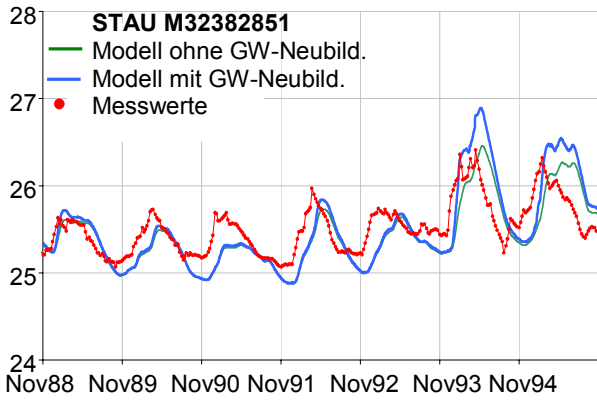
Vergleich zwischen gemessenen Grundwasserständen und kalibrierten Grundwassermodellergebnissen – Untersuchungsgebiet Ohremündung

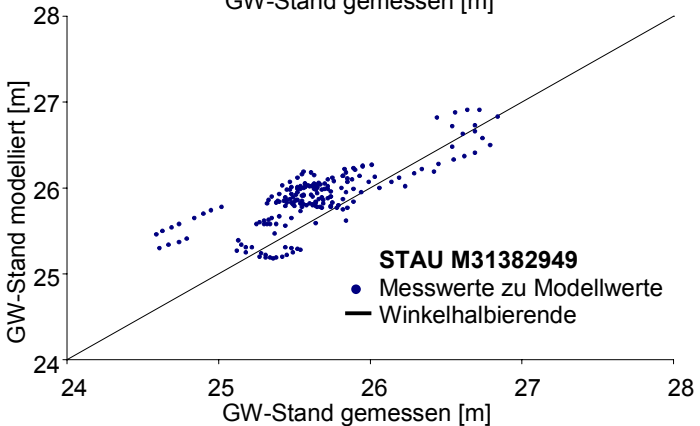
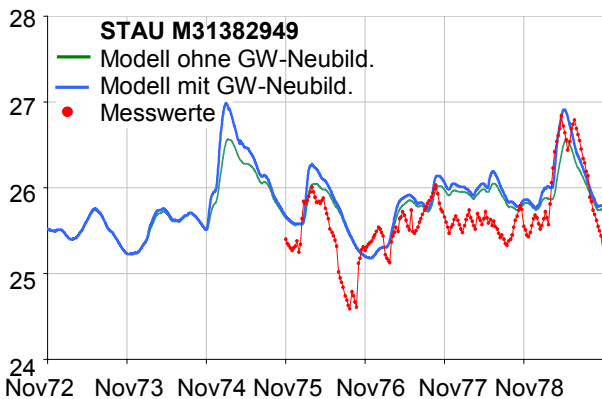
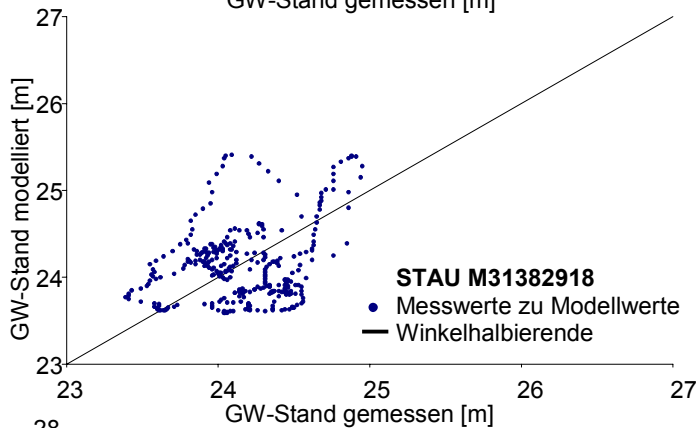
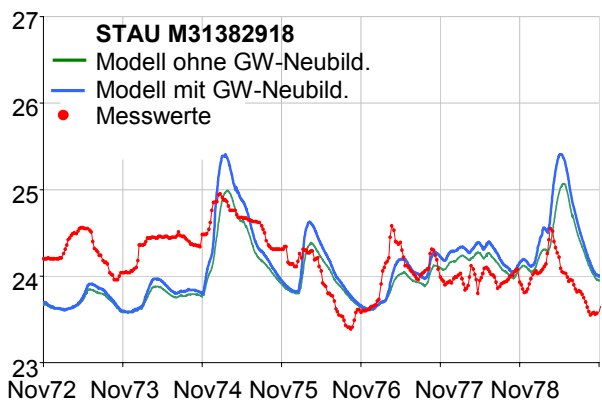
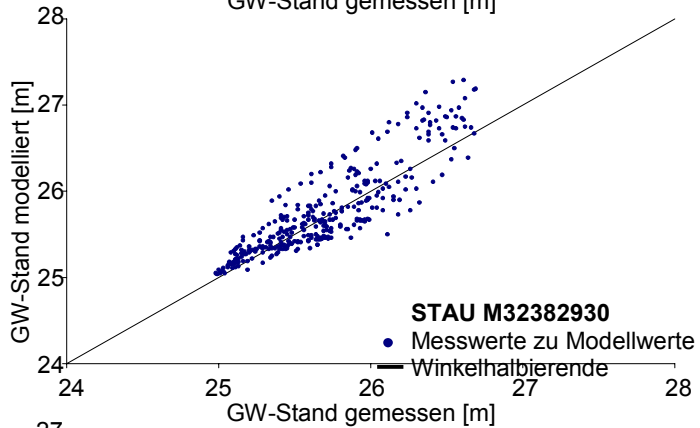
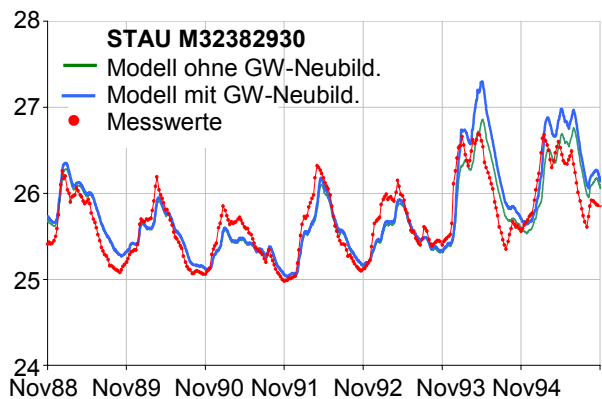
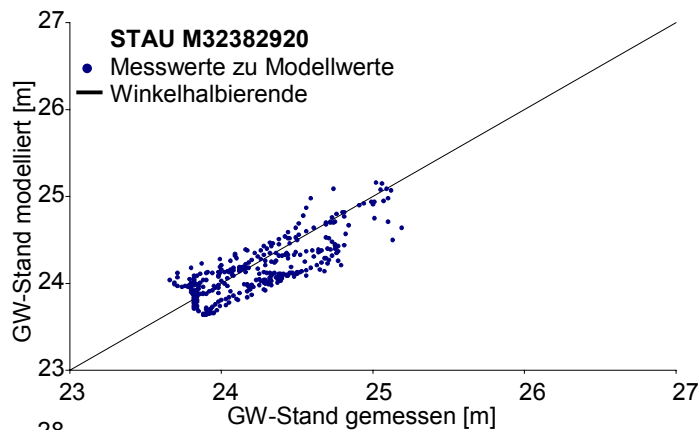
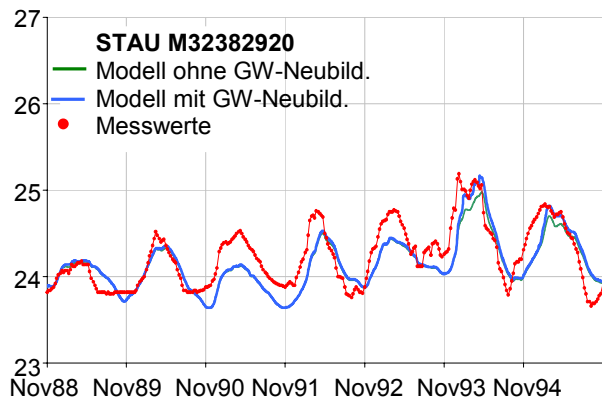


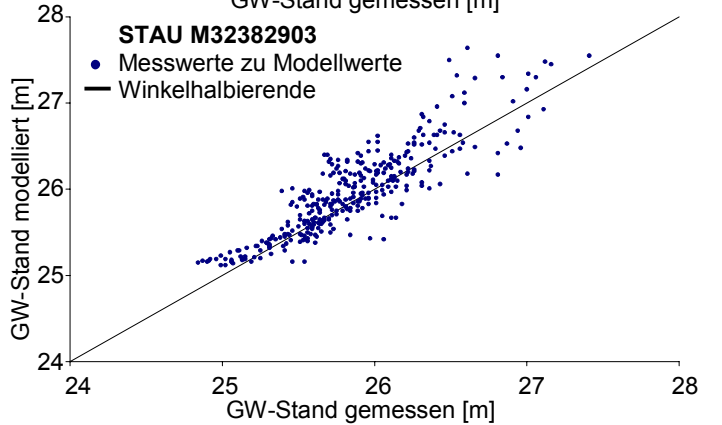
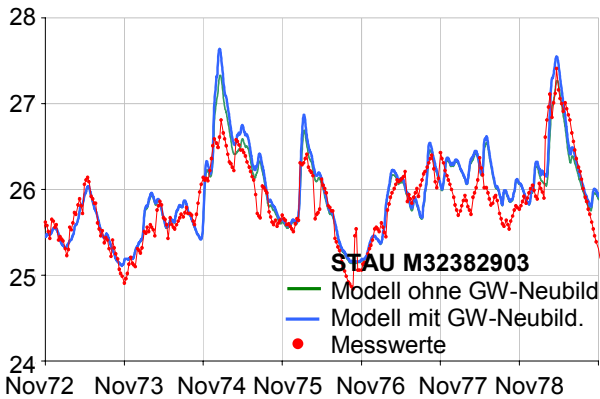
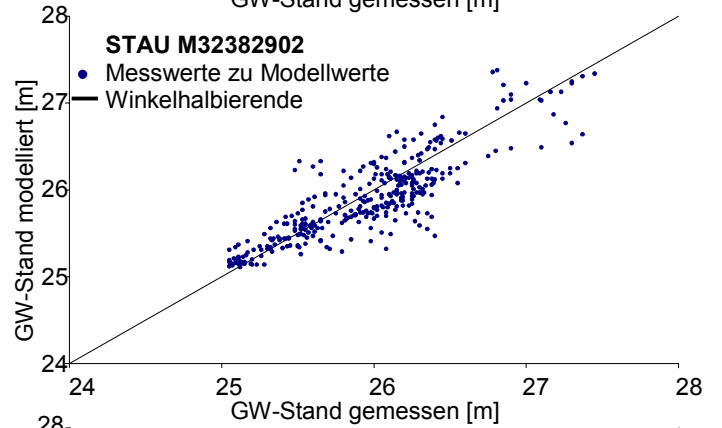
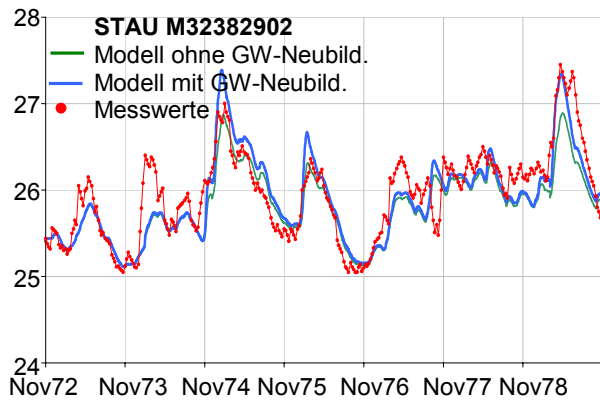
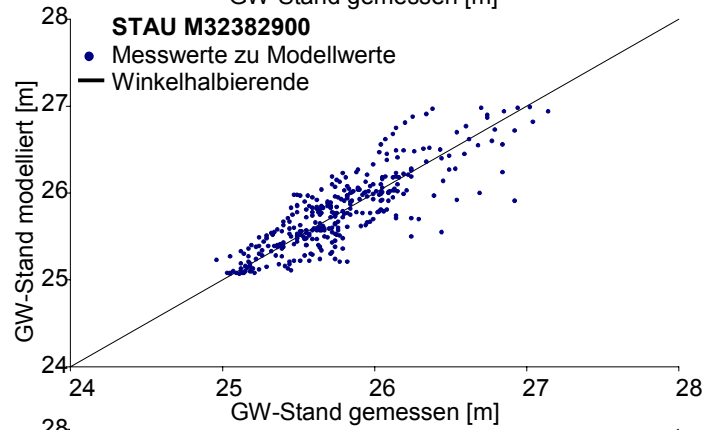
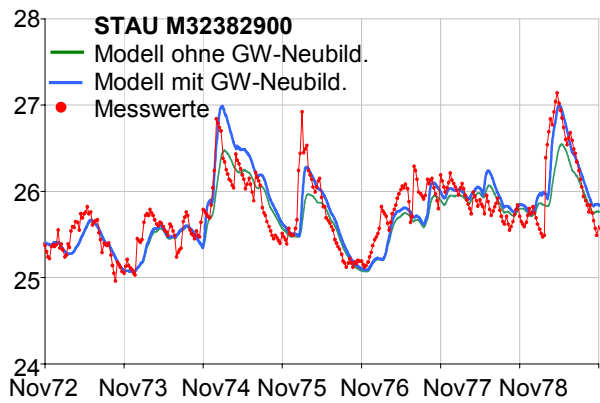
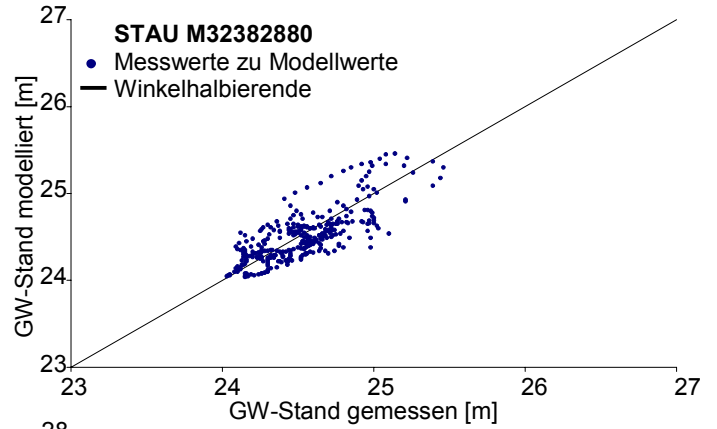
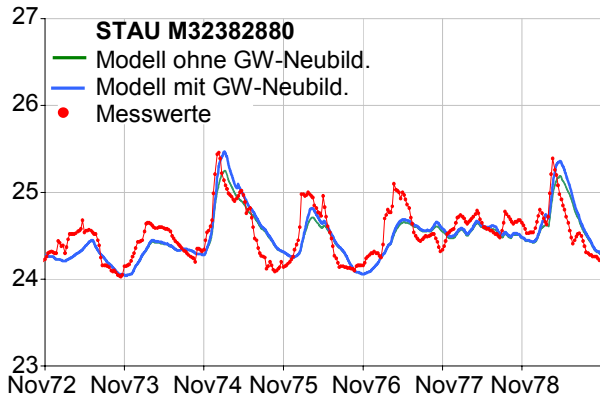


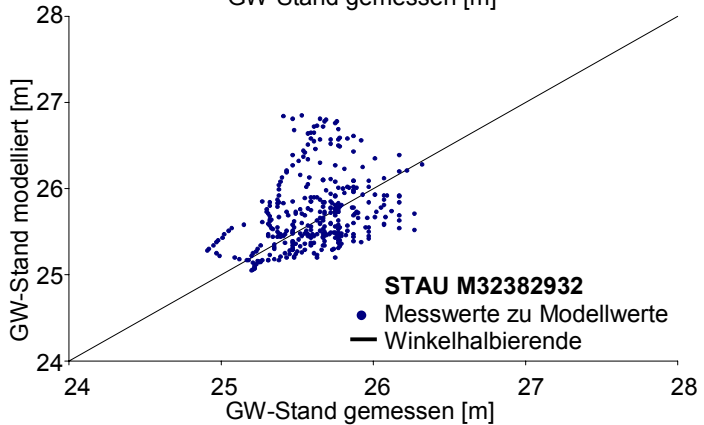
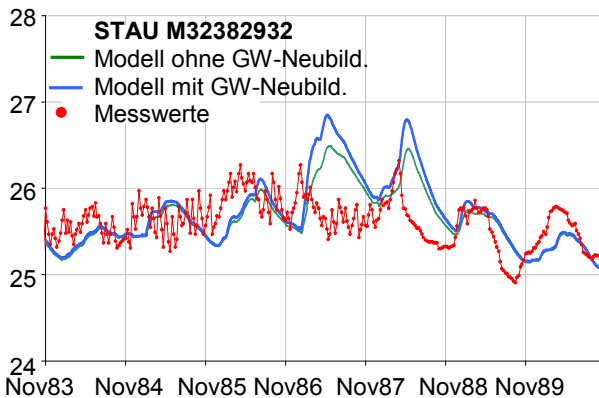
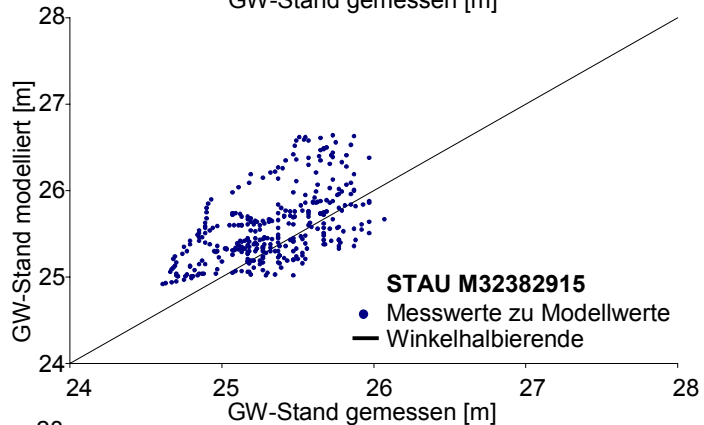
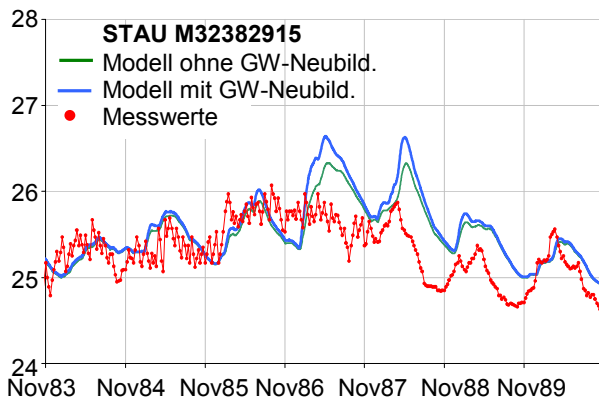
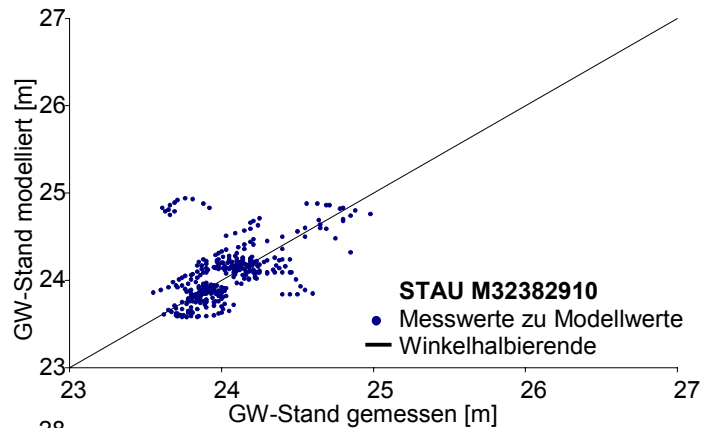
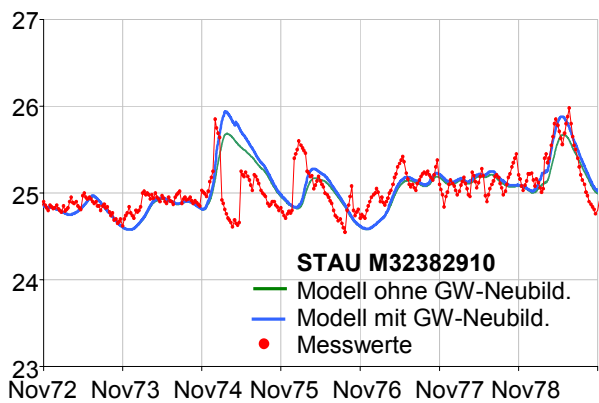
Vergleich zwischen gemessenen Grundwasserständen und kalibrierten Grundwassermodellergebnissen – Untersuchungsgebiet Sandau











Anhang C

Beispiel für Steuer- und Datendateien des Grundwassermodells

Steuerdatei

```
'----Globale Parameter-----'
0.0035          Durchlässigkeitsbeiwert  $k_f$ 
0.25           nutzbares Speichervolumen  $n_e$ 
-0.25          Additionsterm zum Wasserstand Elbe
-0.1           Additionsterm zum Wasserstand Havel
'daten\pegel70.txt' Wasserstände der Fließgewässer
'---Iterationsparameter-----'
1              alpha1=1: Rand ist 1.Art'
0              alpha2=1: Rand ist 2.Art'
10            Max Anzahl Iteration fuer instationäre Lösung
50            Schrittweite in m innerhalb der Transekte
'-----'
'--Daten der Einzelnen Punkte--'
'daten19\punkt.txt' Name der Messpunktedatei
'-----'
'-----Überflutungsmodul-----'
'an'          Überflutung an oder aus
0.5           Ab x.x m gilt das Gebiet als überflutet
'ist_hyd\qw18.txt' Name Hydraulik 2D Abflusskurve
'ist_hyd\ist_19_5.txt' Name Hydraulik 2D Ergebnis
'daten19\hek_ha.txt' Name Überflutungsbereiche Havel
'-----'
'-----Bodenwassermodul-----'
'an'          Grundwasserneubildung an oder aus
'aus'         Kapillarer Aufstieg an oder aus
'daten\bfi.txt' Datei Blattflächenindex-Tabelle
'daten\haude' Datei Haude Monatstabelle
'daten\aufstieg' Datei Kap. Aufstieg je nach Bodenart und Flurabstand
'daten\bodenzu.txt' Datei Bodenzuordnung
'daten19\pkt_bod1.txt' Datei Landnutzung
0.26          Anfangsspeicher z.B. 1.0 = voll 0.0=leer
0.7           Anteil von max. Speichervorrat ab dem Wasser
versickert
0.1           Anteil des Niederschlags der unter max. Speichervorrat
versickert
'-----IDW--Mittelung Niederschlag Temperatur Luftfeuchte----'
'idw\station.txt' Name Klimastationen
'idw\n_1_t70.txt' Name Nieder.-Luft.-Temp.-Datei
'-----'
'ergeb70\ergeb_70' Ausgabedatei Piezometerhöhen
'aus'         Grundwasserneubildungsdatei schreiben an oder aus
'ergeb70\pegel.txt' Ausgabedatei Grundwasserneubildung'
```

Wasserstände der Fließgewässer pro Tag

Tag	Monat	Jahr	Pegel Havelberg EP	Sandau	GW2810	GW2853	GW2921	Havel Km 140.7	Havel Km 147.3
1	11	1970	24.55	25.99	25.78	24.57	23.44	23.10	22.61
2	11	1970	24.72	25.99	25.79	24.58	23.44	23.11	22.64
3	11	1970	24.71	26.03	25.79	24.59	23.45	23.12	22.65
4	11	1970	24.81	26.11	25.8	24.6	23.45	23.20	22.73
5	11	1970	24.89	26.17	25.81	24.61	23.46	23.30	22.83
...									

Daten für die einzelnen Knotenpunkte

ID	Rechts- wert	Hochwert	Min. Entfernung zur Elbe	Min. Ent- fernung zum östl. Rand	Transekten Endpunkt bei Km	ID Östl- icher Rand	Gelände- Ober- kante (GOK)	Aquifer- basis	Anfangs- Piezo- meter höhe
1	4503856	5852767	1817	2322	11.7	18	26.94	-16.74	25.3
2	4503320	5855940	298	1403	13.0	19	27.20	-24.43	25.3
3	4506150	5852190	3924	2130	9.5	17	25.94	-11.92	26.0
4	4507620	5846160	4647	634	0.5	1	26.97	6.60	27.0
5	4505480	5847140	2473	2830	1.4	2	28.29	-7.67	26.0
6	4505270	5847420	2313	3078	2.0	3	28.24	-6.33	26.4
...									

Abflusskurve am Pegel Havelberg (SCHWANENBERG ET AL. 2000)

Abfluss [m ³ /s]	Wasserstand [m+NN]
298	23.71
342	23.94
394	24.17
458	24.41
536	24.68
648	24.95
811	25.44
1069	25.97
1197	26.23
1377	26.54
1603	26.88
1704	26.98
1951	27.25
2290	27.56
2706	27.85
3096	28.09
3573	28.38
3895	28.58

Bodenzuordnung

ID Bodenzuordnung	Name	Wurzelraum [dm]	Nutzbare Feldkapazität	ID Blattflächenindex BFI	ID Kapillare Aufstiegsrate
1	'Stadt'	0	1	1	4
2	'Acker'	10	19	2	1
3	'Grünland'	8	19	3	1
4	'Wald'	15	19	4	2

Blattflächenindex (BFI) je nach Landnutzung (nach MAURER 1997) und Haude-Faktor α (nach MANIAK 1997)

Tag im Jahr	Blattflächenindex Stadt	Tag im Jahr	Blattflächenindex Acker	Tag im Jahr	Blattflächenindex Grünland	Tag im Jahr	Blattflächenindex Laubwald	Tag im Jahr	Haude-Faktor α
1	0	1	0.738	1	2	1	0	0	20
75	0	25	0.574	75	2	75	1.4	60	21
105	0	55	0.451	105	3.12	105	5.04	91	29
135	0	85	1.599	135	3.4	135	10.08	152	28
165	0	115	3.649	165	4	165	13.02	182	26
195	0	145	4.1	195	3.8	195	14	213	25
225	0	175	3.321	225	3.52	225	13.02	244	23
255	0	195	2.05	255	3.2	255	10.92	274	22
285	0	196	0	285	3	285	5.04	305	20
315	0	271	0	315	2	315	1.4	367	20
367	0	300	0.123	367	2	367	0		
367	0	330	0.902	367	2	367	0		
367	0	360	0.779	367	2	367	0		
367	0	367	0.745	367	2	367	0		

Mittlere kapillare Aufstiegsrate pro Tag (nach AG BODENKUNDE 1994)

Abstand Wurzelraum Grundwasser [cm]	Kapillarer Aufstieg [mm/Tag]			
	ID 1	ID 2	ID 3	ID 4
220	0	0	0	0
200	0.1	0	0	0
180	0.15	0	0	0
150	0.35	0	0	0
120	0.8	0	0.2	0
100	1.5	0.2	0.3	0
80	2.5	1.2	0.5	0
60	4.5	2.5	0.9	0
40	6	6.5	1.5	0
30	8	10	2.5	0
20	10	10	5	0
0	10	10	10	0

Klimastationen für Niederschlag, Luftfeuchte und Temperatur

Niederschlag		
Rechtswert	Hochwert	Stationsname
4498855	5859216	'Werben'
4504515	5855434	'Havelberg'
4531445	5859318	'Kampehl'
4506751	5846202	'Kamern'
4498852	5846197	'Schwarzholz'
4493259	5853657	'Königsmark'

Luftfeuchte, Temperatur		
Rechtswert	Hochwert	Stationsname
4459275	5820441	'Gardelebsen'
4471440	5775850	'Magdeburg'
4534003	5811043	'Brandenburg'

Niederschlag, Luftfeuchte und Temperatur pro Tag

Tag	Niederschlag [mm]						Modus 1 oder 2	Luftfeuchte %			Temperatur [°C x 10]		
	ID 1	ID 2	ID 3	ID 4	ID 5	ID 6		ID 1	ID 2	ID 3	ID 1	ID 2	ID 3
1	0	0.2	0	0.2	0.2	0	2	76	72	69	124	128	132
2	12.6	13.0	10.7	11.9	10.9	12.8	2	88	83	80	90	93	95
3	11.8	10.6	9.1	7.5	8.1	7.2	2	86	77	84	122	121	120
4	1.4	1.3	3.1	1.3	0.9	1.9	2	84	75	77	93	97	99
5	12	13.6	13	8.1	8.6	12.7	2	83	79	78	82	82	86
6	3.6	3.8	2.1	3.2	2.2	2.1	2	87	82	77	48	56	53
7	0	0	0	0	0	0	2	91	89	90	4	9	-21
8	0.4	0	1	0	0	0	2	91	82	87	4	4	-16

Peter Andreas Burek

15.11.68	geboren in Kempten/Allgäu
1975 - 1979	Grundschule Buchenberg
1979 - 1989	Allgäu-Gymnasium Kempten
1989 - 1990	Wehrdienst
1990 - 1997	Studium der angewandten physischen Geographie an der Universität Trier Abschluss: Diplom
1997 – 1998	Mitarbeiter beim Internet Provider DACOTEC Göttingen
1998 - 2001	Stipendiat im Graduierten Kolleg "Ökologische Wasserwirtschaft" am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH)
Seit 2001	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik Abteilung Hydrologie der Universität Karlsruhe (TH)