

Lehrstuhl für Angewandte Geologie an der Universität Karlsruhe (TH)

Ermittlung eines Validierungsparameters zum Vergleich von Vulnerabilitätskonzepten in Karstgebieten

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

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

genehmigte
DISSERTATION

von
Dipl.-Geol. Christoph Neukum
aus Tübingen

Karlsruhe, 2006

Tag der mündlichen

Prüfung: 21.07.2006

Hauptreferent: Prof. Dr. H. Hötzl, Universität Karlsruhe (TH)

Korreferent: PD Dr. Th. Himmelsbach, BGR Hannover

Kurzfassung

Vulnerabilitätskarten stellen die Gefährdung des Grundwassers gegenüber potenziellen Schadstoffeinträgen dar und können in unterschiedlichen administrativen Planungs- und Entscheidungsstadien genutzt werden. Insbesondere in Karstgebieten mit den günstigen Infiltrationsbedingungen und der geringen Rückhaltewirkung sind Vulnerabilitätskarten eine Alternative zu den bestehenden Regelungen zum Schutz von Trinkwasserquellen bzw. -brunnen und Grundwasserressourcen. Aus den zahlreichen Ansätzen zur Einschätzung der Vulnerabilität haben sich die Punktebewertungs- und Matrixverfahren in der Praxis durchgesetzt. Die Vulnerabilitätsbewertungen dieser Methoden folgen keiner physikalisch fundierten Methodik, sondern zeigen die Gefährdungsabschätzung aufgrund einer Kombination von Parametern, von denen ein Einfluss auf die Schadstoffverlagerung zumeist in der ungesättigten Zone angenommen wird. Die Einstufung und verbale Benennung des Vulnerabilitätsgrads ist demzufolge auch das Ergebnis eines theoretischen Prozesses. Die Aussage der Karten ist deshalb nur qualitativ. Die Folge davon ist, dass Vulnerabilitätskarten von einem Gebiet, erstellt nach unterschiedlichen Methoden, stark voneinander abweichende Bewertungen zeigen und sich teilweise sogar widersprechen.

Um die Aussage der Karten zu überprüfen, wurde über die Ermittlung von hydraulischen Kennwerten und numerischer Modellierung am Beispiel eines Karstgebiets eine Validierung der Kartierungsmethoden DRASTIC, EPIK, GLA und PI durchgeführt. Als Validierungsgröße wurde die mittlere Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone zugrunde gelegt (Ressourcenschutz). Als Grundlage der Vulnerabilitätskartierung und der numerischen Modellierung wurde ein konzeptuelles hydrogeologisches Modell unter Einbeziehung umfangreicher Datensätzen aus dem Archiv des LGRB, amtlichen Kartenwerken und eigenen Geländeaufnahmen erarbeitet. Das Konzeptmodell setzt sich aus verkarstetem bzw. teilweise verkarstetem Festgestein (Muschelkalk, Keuper) und quartären Lössablagerungen zusammen, die von einer durchgängigen Bodenschicht bedeckt werden.

Die für die Vulnerabilitätskartierung und Modellierung der Strömung sowie den Stofftransport durch die ungesättigte Zone notwendigen Parameter wurden in Labor- und Feldversuchen bestimmt und mit Angaben aus amtlichen Kartenwerken abgeglichen. Neben bodenphysikalischen Untersuchungen wurden hier vor allem Durchströmungs- und Markierungsversuche durchgeführt und ältere Markierungsversuche ausgewertet. Die numerische Modellierung der Verweilzeit des Wassers in der ungesättigten Zone wurde unter Berücksichtigung der zeitlichen und räumlichen Variationen des Sickerwassergangs berechnet. Die obere Randbedingung des Sickerwasserinputs wurde mit dem Modell GWN-BW aus der langjährigen mittleren klimatischen Bilanz berechnet.

Die Überprüfung der Modellrechnung erfolgte anhand gemessener Grundwasserstandsganglinien sowie anhand von Tritiumkonzentrationen in Quellwasser. Die Validierung von Strömung und Transport an einem mittleren Normalprofil zeigt, dass die für die Modellrechnung genutzten Eingangsparameter in der Lage sind, die Strömung und den Transport in einer für die Aufgabenstellung ausreichender Genauigkeit nachzubilden.

Die Validierung der Vulnerabilitätskarten ergibt, dass das methodenspezifische Klassifizierungssystem der GLA-Methode mit der Verteilung der Validierungsgröße zu 92 % übereinstimmt. Die Klassifizierungssysteme der restlichen in dieser Arbeit eingesetzten Methoden zeigen dagegen keinen Bezug zur mittleren Verweilzeit. Werden die methodeneigenen Vulnerabilitätsindizes allerdings an die statistische Verteilung der Verweilzeit angepasst und entsprechend klassifiziert, werden auch hier weitgehend plausible Ergebnisse erzielt. Allerdings sind die Fehler bezogen auf die Einschätzung der Vulnerabilität stellenweise relevant. Den Vulnerabilitätsmethoden EPIK und DRASTIC gelingt es nicht, die in Verbreitung und Mächtigkeit sehr variablen Lössbedeckungen bezogen auf deren schützende Wirkung in Übereinstimmung mit der Modellrechnung einzuschätzen.

Abstract

Vulnerability maps display the potential threat of groundwater contamination and might be incorporated into different land use plannings and decision making processes. For karst areas with their preferable infiltration conditions and high groundwater flow velocities vulnerability maps are an alternative in particular to the existing protection regulations for drinking water abstraction points and resource protection. Among the existing vulnerability mapping approaches the overlay and index methods become widely accepted in practice. These methods are not physically based but estimate vulnerability on the basis of a combination of parameters, which are supposed to have an influence on the contamination transport through the unsaturated zone. Thus, the classification and verbal description of the degree of vulnerability is the result of an empirical process. The information of these maps are therefore only qualitatively. Consequently, the vulnerability maps of one area produced by different methods will show different results, which are even contradictive.

To validate the information of vulnerability maps of the methodologies DRASTIC, EPIK, GLA and PI hydraulic parameter estimation and numerical modeling have been done, considering as example a karst in southwest Germany. The mean transit time through the unsaturated zone (resource protection) has been used as the validation parameter. The vulnerability maps and the numerical model are based on a common conceptual hydrogeological model of the test area, including comprehensive database of archives, official maps and own field recordings. The conceptual model is made up of karstified rocks (Muschelkalk, Keuper) and Quaternary sediments (loess) with a continuous soil layer.

The required hydraulic parameters for vulnerability mapping and the flow and transport modeling have been identified in laboratory and in-situ in field experiments. The results have been adjusted with official maps. Beside experiments permeameter and tracer tests have been conducted to define soil physics. Also old tracer tests have been incorporated into the study. The upper boundary of the numerical model does consider the time and spatial variation of the seepage water, which was calculated from the long term climatic balance using the software GWN-BW.

The validation of the model calculation is done by measured time variations of groundwater levels and the time distribution of tritium in the water of a drinking water spring. The validations of a representative section demonstrates the validity of the used parameters for flow and transport calculations in a sufficient accuracy.

The validation of the vulnerability maps shows an accuracy of 92% of the the GLA-method's classification system. The classification systems of all other methods give no reference to the mean transit time. If the specific indices of the methods are adjusted to the statistical distribution of the mean transit time the new classified maps show feasible results also. But the errors are partly significant. DRASTIC and EPIK are not able to incorporate the highly variable distribution and thickness of the loess cover and their protective properties in accordance to the results of the numerical model.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand am Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Arbeitsgruppe Hydrogeologie der Universität Karlsruhe im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten Projekts *Ermittlung von hydraulischen Kennwerten zur Validierung von Vulnerabilitätskonzepten in Karstgebieten* (HO/502/18-1,18-2).

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Heinz Hötzl, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, für die wissenschaftliche Begleitung und das mir entgegengebrachte Vertrauen bei der Durchführung der Arbeit. Ebenso danke ich Herrn PD Dr. Thomas Himmelsbach von der BGR Hannover für die Übernahme des Korreferats.

Mein weiterer Dank gilt Herrn Prof. Schneider von der LMU München für die Leihgabe des Guelph-Permeameters. Weiterhin danke ich den Vertretern der im Arbeitsgebiet ansässigen Gemeinden und Wasserversorgern für die Unterstützung und Bereitstellung von Daten. Besonders zu nennen sind hier Herr Grimm (Wassermeister Eisingen), Herr Rascher, Herr Fuchs und Herr Jourdan (Stadtwerke Bretten) sowie Herr Schmidt (Wassermeister Göbrichen). Auch der Familie Karst aus Ispringen gilt mein Dank für die freundliche Unterstützung bei meinen Messungen. Bei den Kollegen vom Amt für Umweltschutz der Stadt Pforzheim sowie den Kollegen vom LGRB und der LfU möchte ich mich für die Unterstützung, die sie mir bei meiner Arbeit zuteil kommen ließen, bedanken.

Bei meinen Kollegen der AGK möchte ich mich für die gute Zusammenarbeit und die konstruktiven Diskussionen bedanken. Danke auch an Inka Held und Jennifer Stiebel für die Korrekturen an dieser Arbeit.

Mein ganz besonderer Dank gilt Heike für ihr Verständnis, die aufmunternden Worte und ihre Geduld.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Einführung	1
1.2	Zielsetzung und Aufbau der Arbeit	2
2	Das Konzept der Vulnerabilitätskartierung	5
2.1	Grundlagen	5
2.2	Kurzbeschreibung der eingesetzten Verfahren	7
3	Arbeitsgebiet „Bauschlatter Platte“	13
3.1	Geographie, Klima und Landnutzung	13
3.2	Geologie	15
3.3	Tektonik und Kluftsystem	18
3.4	Geologisches Strukturmodell des Festgesteins	20
3.5	Hydrogeologie	23
3.5.1	Gewässernetz, Karstmorphologie und Quellen	23
3.5.2	Hydrogeologische Charakterisierung der Schichtenfolge	24
3.5.3	Markierungsversuche	25
3.6	Boden	27
4	Theoretische Grundlagen	33
4.1	Wasserströmung und Stofftransport in gesättigten Medien	33
4.1.1	Strömung	33
4.1.2	Transport	34
4.2	Wasserbewegung und Transport in variabel gesättigten Medien	35
4.2.1	Wasserbewegung in ungesättigten porösen Medien	35
4.2.2	Stofftransport in ungesättigten porösen Medien	37
4.2.3	Strömung und Transport in ungesättigtem geklüftetem Festgestein	38
4.3	Isotopenhydrologie	39
4.3.1	Stabile Isotope	39
4.3.2	Tritium	40
4.4	Berechnung von Speichergrößen aus Abflussganglinien	40
4.5	Ermittlung der potenziellen Sickerwassermenge aus der klimatischen Wasserbilanz	41
4.6	Geostatistische Methoden	42

5	Methodik und Versuche	47
5.1	Laborversuche	47
5.1.1	Bodenphysikalische Versuche	47
5.1.2	Durchströmungs- und Markierungsversuche	47
5.1.3	Be- und Entwässerungsversuche bei kontrollierten Druckrandbedingungen	48
5.2	Feldversuche	49
5.2.1	Geophysikalische Messung	49
5.2.2	Messungen mit dem Guelph-Permeameter	50
5.2.3	Markierungsversuch	51
5.2.4	Quellschüttungsmessung	53
5.2.5	Probenahme für die hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen	54
5.2.6	Grundwassergleichen	56
5.3	Datengrundlage der Verdunstungsrechnung	56
5.4	Analytische Modellierung	57
5.4.1	Advektions-Dispersions-Modell (ADM)	57
5.4.2	Single-Fissure-Dispersionsmodell (SFDM)	58
5.4.3	Speicher-Durchfluss-Modelle (SD-Modelle)	59
5.5	Numerische Modellierung	61
6	Ergebnisse der Versuchs- und Datenauswertung	63
6.1	Laborversuche	63
6.1.1	Bodenphysikalische Versuche	63
6.1.2	Durchströmungs- und Markierungsversuche	64
6.1.3	Be- und Entwässerungsversuche an den Boden- und Lössproben	66
6.2	Feldversuche	70
6.2.1	Hydraulische Leitfähigkeit des Bodens	70
6.2.2	Markierungsversuch im ungesättigten Muschelkalk	72
6.2.3	Auswertung von Markierungsversuchen im gesättigten Muschelkalk	73
6.2.4	Berechnung der Speichergrößen	77
6.2.5	Isotopenhydrologie	80
6.2.6	Hydrochemie	83
6.2.7	Grundwassergleichen	84
6.2.8	Geoelektrische Tiefensondierung	88
6.3	Zusammenfassung und Bewertung der Versuche	89
6.3.1	Boden und Löss	89
6.3.2	Festgestein	90
6.4	Verdunstung und Sickerwasser	91
6.5	Geostatistische Schätzung	94
6.5.1	Bodenmächtigkeit	94
6.5.2	Lössmächtigkeit	95
6.6	Vulnerabilitätskarten	98
6.6.1	Rahmenbedingungen der Vulnerabilitätskartierung	98
6.6.2	DRASTIC	98
6.6.3	Methode der Geologischen Landesämter (GLA)	103
6.6.4	PI	105

6.6.5	EPIK	108
7	Numerische Modellierung der ungesättigten Zone	113
7.1	Langjähriges mittleres Niederschlagsregime	113
7.1.1	Randbedingungen	113
7.1.2	Verweilzeit und Strömungscharakteristik im Boden	114
7.1.3	Dominierende Verweilzeit im Löss	119
7.1.4	Verweilzeit im ungesättigten Muschelkalk	125
7.1.5	Zusammenfassung der Modellrechnung	127
7.2	Modellvalidierung	128
8	Validierung der Vulnerabilitätskarten	133
9	Zusammenfassung und Ausblick	139
9.1	Zusammenfassung	139
9.2	Ausblick	144
10	Literatur	145

Abbildungsverzeichnis

2.1	Legende der PI-Karte sowie des P-, und I-Faktors (GOLDSCHIEDER 2002).	9
2.2	Konzept der PI-Methode: P-Faktor (1 Boden, 2 quartäre Ablagerungen, 3 nicht-verkarstetes Festgestein, 4 ungesättigter Karstkörper). Der I-Faktor beschreibt die Umgehung der schützenden Deckschichten (GOLDSCHIEDER 2002).	10
3.1	Landnutzung des Arbeitsgebiets mit den wichtigsten hydrologischen Elementen und den Klima- bzw. Niederschlagsmessstationen. Der topographische Hintergrund ist 3-fach überhöht.	13
3.2	Mittlere monatliche Niederschlagssummen der Messstationen des Deutschen Wetterdiensts (DWD) im Umfeld des Arbeitsgebiets (1960-1990) sowie die mittleren Monatstemperaturen der Stationen Pforzheim-Eutingen (1969-1990) und Bretten (1983-1990).	14
3.3	Prozentualer Anteil der Landnutzungsklassen im Arbeitsgebiet.	15
3.4	Geologischer Überblick mit Lage des Arbeitsgebiets. Grundlage: Geol. Übersichtskarte 1:200.000 7118 Stuttgart-Nord, 1983 und Geol. Übersichtskarte 1:200.000 7110 Mannheim, 1986.	16
3.5	Trennflächenorientierung. Links: Dichtekonturen der Trennflächennormalen auf die untere Hemisphäre (Schichtung ist unterrepräsentiert). Rechts: Symmetrische Kluffrose mit 36 Klassen (5° Intervall). Werteanzahl N = 503 (ohne Schichtung).	18
3.6	Kluffflächenanalyse. Links: Trennflächenlängenverteilung aller Scanline-Messungen, Klassenbreite: 0,1 m. Rechts: Trennflächenabstandsverteilung aller Scanline-Messungen, Klassenbreite: 0,05 m. Werteanzahl N = 227.	19
3.7	Ermittelte Strukturlinien der Hauptmuschelkalkbasis sowie der Basis des Unteren Keupers. Alle Höhenangaben in m.ü.NN.	21
3.8	Abgedeckte Geologische Karte des Arbeitsgebiets und Nord-Süd Profil (10-fach überhöht). Die Lössfüllung in der Katharinentalerhof-Senke ist in der Karte und im Profil schematisiert eingezeichnet.	22
3.9	Oberirdisches Entwässerungssystem mit Einzugsgebieten sowie Quellen und Karstmorphologie.	24
3.10	Box-Whisker-Diagramm der Transmissivitäten aus 25 Pumpversuchsauswertungen von verschiedenen Standorten (Daten: LGRB). Kreuz: Minimum bzw. Maximum. Quadrat: Mittelwert.	25
3.11	Ausgewählte Markierungsversuche im Hauptmuschelkalk der Bauschlatter Platte mit nachgewiesenen Verbindungen. Die Nummerierung bezieht sich auf die Versuchsauswertung in Kap. 6.2.3	26
3.12	Bodenkarte der Bauschlatter Platte. Die Bodentypen sind nach den übergeordneten Bodengesellschaften geordnet.	30

4.1	Modellkomponenten und Eingangsdaten zur Berechnung der Verdunstungs- und der Sickerwasserrate (nach ARMBRUSTER (2002)).	41
4.2	Experimentelles Variogramm und die angepasste Modellfunktion.	44
5.1	Versuchsordnung für die Durchströmungs- und Markierungsversuche an den Boden- und Lössproben sowie an den Bohrkernen des Hauptmuschelkalks (verändert nach WEEDE 2006).	48
5.2	Prinzipskizze der Versuchsordnung für die geoelektrischen Tiefensondierungen (Schlumberger-Anordnung).	49
5.3	Skizzenhafter Messaufbau des Guelph-Permeameter (verändert nach REYNOLDS et al. 1983).	50
5.4	Lage der Guelph-Permeametermessungen und Probenahmepunkte für die Versuche in den Triaxialzellen und zur Bestimmung der Sättigungs-Saugspannungsfunktion.	51
5.5	Schematische Darstellung des Markierungsversuch zur Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Parameter des Oberen Hauptmuschelkalks.	52
5.6	Wasserstandshöhe-Abfluss-Beziehung an der Kämpfelbachquelle.	54
5.7	Probenahmestellen der hydrochemischen Stichtagsbeprobung sowie der isoto- penhydrologischen Untersuchung. TB 2, 3a, 3b: Trinkwasserbrunnen Stastwer- ke Bretten; QE: Enzbrunnen; TB Nußb.: ehemaliger Trinwasserbrunnen Nuß- baum; QDi: Diebsbrunnen; Qalt: Quelle Altenhau; Wbr: Weiherbrunnen; TB Öl-Drn: Tiefbrunnen Ölbrunn-Dürren; Hbr: Hornungsbrunnen; Klbr: Klinge- brunnen; QGa: galgenbrunne; Robr: Rossbrunnen; Bgr-Stein: Weiherbrunnen Stein; QWa: Warme QUelle; QGe: Gennenbachquelle; Db Kö: Dorfbrunnen Königsbach; QKä: Kämpfelbachquelle; QI2: Igelsbachquelle 2.	55
5.8	Schematische Darstellung der Randbedingungen des Linear-Piston-Flow- Modells (verändert nach MALOSZEWSKI & ZUBER 1982).	60
6.1	Beispiele von Durchbruchskurven für geringe, mittlere und hohe modifizierte Pecletzahlen.	64
6.2	Dimensionsloser Dispersionsparameter über der modifizierten Peclet-Zahl Pe^* der Säulenversuche an den Bodenproben und Einteilung nach den dominieren- den Transportprozessen nach FETTER (1999).	65
6.3	Dispersivität über der Peclet-Zahl Pe der Säulenversuche an den Bodenproben und Einteilung nach den dominierenden Transportprozessen.	65
6.4	Gemessene und modellierte Durchbruchskurven der Tracerversuche an den Bohrkernen des Hauptmuschelkalks sowie die gemessenen Durchlässigkeits- beiwerte.	66
6.5	Beispiel einer gemessenen Entwässerungskurve mit modellierter Anpassung von einer Lössprobe.	67
6.6	Saugspannungsfunktion (pF-Kurve) bei Entwässerung aller untersuchten Bo- denarten und des Löss. Zusätzlich sind die pF-Werte für die Feldkapazität (Fk) und permanenten Welkepunkt (PWP) eingezeichnet.	69
6.7	Box-Whisker-Diagramm der gemessenen k_f -Werte der Böden sowie des Löss. Die Box beinhaltet die beiden mittleren Quartilen (25 bis 75 % des Wertebereichs).	70
6.8	Omnidirektionales Variogramm der k_f -Wertverteilung (k_f -Wert/ $1 \cdot 10^{-8}$ m/s) des Bodens.	71

6.9	Gemessene und angepasste Durchgangskurve mit den Wasserflüssen durch den oberen und unteren Modellrand des Markierungsversuchs am Enzbrunnen im Juli 2005. Zusätzlich ist die analytische Nachweisgrenze von Uranin angegeben.	72
6.10	Gemessene und modellierte Durchbruchskurven der drei Markierungsversuche von 1977 bzw. 1999. Die Nummerierung bezieht sich auf die Beschreibung im Text sowie auf Abbildung 3.11 (Kapitel 3.5.3), die Modellparameter sind in Tabelle 6.5 aufgelistet.	74
6.11	Kluftöffnungsweite b in Abhängigkeit von Matrixdiffusion D_p und Diffusionsparameter $a [s^{-0,5}]$.	76
6.12	Tailingbereiche der Tracerdurchbruchskurven in log-log-Darstellung.	76
6.13	Abflussganglinie der Gennenbachquelle und Niederschlagshöhen, gemessen an der Station Hohberg.	77
6.14	Abflussgang der Gennenbachquelle im Analysezeitraum und Regressionsgerade.	78
6.15	Abflussganglinie der Kämpfelbachquelle und Niederschlagshöhen, gemessen an der Station Hohberg.	79
6.16	Abflussgang der Gennenbachquelle im Analysezeitraum und Interpretation der Einzelspeicher.	79
6.17	Globale (GMWL) und lokale (LMWL) meteorische Wasserlinie.	80
6.18	Variation der stabilen Isotope $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ im Niederschlag (Messstation Hohberg) und an der Gennenbachquelle mit der globalen meteorischen Wasserlinie und der lokalen meteorischen Wasserlinie von Hohberg für den Zeitraum zwischen 24.07.2004 bis 25.08.2005.	81
6.19	Ganglinie von $\delta^{18}\text{O}$ im Niederschlag und an der Gennenbachquelle sowie deren Quellschüttung.	81
6.20	Tritiumganglinie des Niederschlags für die Jahre 1977 bis 2005, aus Daten des GNIP (Station Karlsruhe) und eigenen Erhebungen (Station Hohberg) zusammengestellt.	82
6.21	Tritiumgehalte an der Gennenbachquelle mit den angepassten Modellkurven.	83
6.22	Piper-Diagramm aller analysierten Proben der Stichtagsmessung vom 12. - 13. August 2003. Probenanzahl = 21.	83
6.23	Gruppierung der Grundwasseranalysen. Erläuterung: Tb2, Tb3a und Tb3b: Tiefbrunnen der Wasserversorgung Bretten. TB Nußbaum: Tiefbrunnen Nußbaum. St-Kn.: Wasserhaltung Steinbruch Knittlingen.	84
6.24	Zusammenhang zwischen Grundwasserhöhe im Keuperaquifer und Geländeoberkante (GOK) bzw. Keuperbasis.	85
6.25	Grundwassergleichen und Grundwasserflurabstände des Keuper- und Muschelkalkgrundwasserleiters mit den zur Interpolation verwendeten Messpunkten.	86
6.26	Detaillierte Grundwassergleichenpläne der Stichtagsmessung vom März 2004 (in müNN) und Differenzenplan (in m) aus dem Bereich der Katharinentalerhof-Senke. Oberes Stockwerk (oben), unteres Stockwerk (mitte) und Differenzenplan (unten).	87
6.27	Lage der geoelektrischen Tiefensondierungen mit Profillinien und der Lage der vorhandenen Bohrpunkte.	88
6.28	Geoelektrische Profile des scheinbaren spezifischen Widerstandes in Ωm . Die Punkte repräsentieren die berechneten Widerstände an den Sondierpunkten. Profile entsprechend den Verlaufslinien in Abb 6.27	89

6.29	Räumliche Verteilung der langjährigen mittleren jährlichen Sickerwassersumme [mm/a] im Arbeitsgebiet.	92
6.30	Relative Häufigkeit der mittleren jährlichen Sickerwassersummen.	92
6.31	Fehler in der jährlichen Sickerwasserspende, erzeugt durch die Vereinfachung der räumlichen Sickerwasserverteilung.	93
6.32	Ausgesuchte mittlere jährliche Sickerwasserganglinien der vereinfachten Sickerwasserklassen sowie langjähriger mittlerer Tagesniederschlag an der Station Pforzheim-Eutingen.	93
6.33	Geschätzte Verteilung der Bodenmächtigkeit.	94
6.34	Räumlich orientierte Variogramme der transformierten Lössmächtigkeit. Punkte: Experimentelles Variogramm; Linie: Theoretisches Variogramm; gestrichelte Linie: Varianz.	96
6.35	Simulationsergebnis. Links: QQ-Diagramm der Datengrundlage und Simulation (Punkte); die Diagonale zeigt identische Verteilungen. Rechts: Realisation einer Mächtigkeitsverteilung.	96
6.36	Mittelwert aus 50 gleichwahrscheinlichen Simulationsläufen der Lössmächtigkeit (links) und die Varianz der simulierten Einzelwerte (rechts).	97
6.37	Wahrscheinlichkeit der vollständigen Erfassung der Lössmächtigkeit (Erläuterung im Text).	97
6.38	Hydrogeologisch interpretierte Normalprofile mit den wichtigsten Grundwassergeringleitern (schwarz). Die Grundwasserspiegel sind exemplarisch dargestellt. Die Zahlenangaben sind die Höhenangaben über der Systembasis (Basis mmDo). Links: Beispiel für das östliche Arbeitsgebiet. Rechts: Beispiel für die zentrale Bauschlotter Platte. Lithologische Normalprofile nach GEYER & GWINNER (1991).	99
6.39	Klassifizierte DRASTIC-Vulnerabilitätskarte des Arbeitsgebiets.	102
6.40	Klassifizierte Vulnerabilitätskarte nach der Methode der Geologischen Landesämter (GLA).	104
6.41	Bestimmung des I-Faktors (Goldscheider 2002).	106
6.42	Karte des P-Faktors, ausgedrückt als Effektivität der Grundwasserüberdeckung (oben links), Karte des I-Faktors (oben rechts) und klassifizierte Vulnerabilitätskarte nach der PI-Methode (unten).	107
6.43	Klassifizierte EPIK-Vulnerabilitätskarte.	110
7.1	Durchgangskurven der Transportmodellrechnung des Bodentyps „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“ (89) mit variierender Mächtigkeit und mit geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge an der oberen Randbedingung.	115
7.2	Zusammenhang zwischen Bodenmächtigkeit und dominierender Verweilzeit bei variierender Sickerwassermenge für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“ (89).	116
7.3	Abhängigkeit der Modellparameter von der jährlichen Sickerwassermenge für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“.	117
7.4	Zusammenhang zwischen Mächtigkeit, Sickerwassermenge und dominierender Verweilzeit für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“.	117

7.5	Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers im Boden. Ortschaften und anthropogen überprägte Flächen sind ausgelassen.	118
7.6	Sickerwasserraten am oberen und unteren Modellrand bei variierenden jährlichen Sickerwassersummen für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm) “.	119
7.7	Sickerwasserganglinien aller Bodentypen am oberen und unteren Modellrand von geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge.	120
7.8	Durchgangskurven der Transportmodellrechnung des Löss bei variierender Mächtigkeit und mit geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge.	121
7.9	Zusammenhang zwischen Lössmächtigkeit und dominierender Verweilzeit bei variierender Sickerwassermenge.	122
7.10	Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers im Löss.	123
7.11	Ganglinien der Sickerwasserraten in Abhängigkeit von der Lössmächtigkeit und der jährlichen Sickerwassersumme. Oben: Geringe Sickerwassersumme. Mitte: Mittlere Sickerwassersumme. Unten: Hohe Sickerwassersumme.	124
7.12	Zusammenhang zwischen Muschelkalkmächtigkeit und dominierender Verweilzeit bei variierender Sickerwassermenge.	125
7.13	Durchgangskurven der Transportmodellrechnung durch den Muschelkalk bei variierender Mächtigkeit und mit geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge an der oberen Randbedingung.	126
7.14	Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers im Muschelkalk. Gebiete, die stratigraphisch über oder unter dem Hauptmuschelkalk stehen, sind ausgelassen.	127
7.15	Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone, ohne Berücksichtigung des Keupers und der Ortschaften.	128
7.16	Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Ganglinien des gespeicherten Wasservolumens.	129
7.17	Ganglinie der Tritiumkonzentration an der Gennenbachquelle der analytischen bzw. numerischen Modellierung mit Modellvarianten nach dem hydraulischen Gradient i sowie die gemessenen Werte.	130
8.1	Karte der klassifizierten Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone in Jahren. Versinkende Bachläufe und deren näheres Einzugsgebiet sind nicht berücksichtigt.	134
8.2	Q-Q-Plots der Verweilzeit über den unklassifizierten Vulnerabilitätsindizes. Beispielhaft ist das Verfahren der Umklassifizierung anhand der Pfeile dargestellt.	135
8.3	Neuklassifizierte Vulnerabilitätskarten.	136
8.4	Histogramme der Abweichung der neuklassifizierten Vulnerabilitätskarte von der klassifizierten Verweilzeit.	137
8.5	Abweichung der neuklassifizierten Vulnerabilitätskarten von der Referenzkarte.	138

Tabellenverzeichnis

2.1	GLA Klasseneinteilung (nach HÖLTING et al. 1995)	9
2.2	Klasseneinteilung der EPIK-Methode mit Schutzzonenausweisung (nach DOERFLIGER & ZWAHLEN 1998).	11
3.1	Klasseneinteilung der gesättigten hydraulischen Durchlässigkeit sowie der nutzbaren Feldkapazität der amtlichen Bodenkarten (GLA 1993).	28
3.2	Bodengesellschaften mit den typischen Bodenarten und ihren Eigenschaften auf der Bauschlotter Platte gemäß der amtlichen Bodenkarten und deren tabellari-schen Erläuterungen.	29
6.1	Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchung (Mittelwerte).	63
6.2	Ergebnisse der Tracerversuche an den Bohrkernen des Unteren Hauptmuschelkalks (mo1).	66
6.3	Ergebnisse der Be- und Entwässerungsversuche bei kontrollierten Druckrandbedingungen. Die Indizierung d steht für Entwässerung, der Index w für Bewässerung.	68
6.4	Mittelwerte der hydraulischen Durchlässigkeitsmessungen.	71
6.5	Ergebnisse der analytischen Modellierung der Feldtracerversuche. Werte für die Matrixporosität D_p sind der Literatur entnommen (WITTTHÜSER 2000, HIMMELSBACH et al. 1998), n_p ist der Mittelwert aus Tabelle 6.2.	75
6.6	Relative Häufigkeit der nach DRASTIC klassifizierten Flurabstände.	99
6.7	Relative Häufigkeit der nach DRASTIC klassifizierten Grundwasserneubildung.	100
6.8	Einteilung der Böden in die DRASTIC-Klassenbewertung.	100
6.9	Relative Häufigkeit der nach DRASTIC klassifizierten Hangneigungen.	101
6.10	Relative Häufigkeit des Vulnerabilitätsgrads nach DRASTIC und Klassenein-teilung des DRASTIC-Index.	102
6.11	Bewertung der Böden nach der GLA-Methode (experimentell bestimmte nutz-bare Feldkapazität, bezogen auf 1 m Bodenmächtigkeit).	103
6.12	Klassifizierung und Bewertung der Sickerwassermenge nach der GLA-Methode.	104
6.13	Relative Häufigkeit und Beschreibung der Epikarst-Indizes.	108
6.14	Relative Häufigkeit und Beschreibung der Protektion-Indizes.	109
6.15	Relative Häufigkeit und Beschreibung der Indizes der Infiltrationsverhältnisse.	109
6.16	Relative Häufigkeit des Vulnerabilitätsgrads nach EPIK und Klasseneinteilung des Schutzfaktors F.	110
8.1	Klasseneinteilung der Vulnerabilitätsmethoden nach der Neuklassifizierung.	135

Notation

Große Buchstaben

A	Fließquerschnitt	$[L^2]$
C	Konzentration	$[ML^{-3}]$
C_0	Eingabekonzentration	$[ML^{-3}]$
C_g	Proportionalitätskonstante	$[-]$
$C_{in}(t - t^*)$	Tracerinputkonzentration zur Zeit $(t - t^*)$	$[ML^{-3}]$
$C_{out}(t)$	Traceroutputkonzentration zur Zeit t	$[ML^{-3}]$
C_t	Tracerkonzentration an der Grundwasseroberfläche	$[ML^{-3}]$
C_{eb}	Tracerkonzentration am Enzbrunnen	$[ML^{-3}]$
C_{tw}	verbleibende Tracerkonzentration im Norden	$[ML^{-3}]$
C_w	Tracerkonzentration im Grundwasser	$[ML^{-3}]$
D	Dispersionskoeffizient der Gitter-Peclet-Zahl	$[L^2T^{-1}]$
D_d	Molekularer Diffusionskoeffizient	$[L^2T^{-1}]$
D_L	Longitudinaler hydrod. Dispersionskoeffizient	$[L^2T^{-1}]$
D_p	Matrixdiffusion	$[L^2T^{-1}]$
D_s	Hydrodynamischer Dispersionskoeffizient (variabel gesättigt)	$[L^2T^{-1}]$
D_T	Transversaler hydrod. Dispersionskoeffizient	$[L^2T^{-1}]$
D_w	Molekularer Diffusionskoeffizient	$[L^2T^{-1}]$
E	Erwartungswert	
ET_0	Gras-Referenzverdunstung	$[L]$
I	Stromstärke	$[A]$
J	Spezifischer Massenfluss	$[ML^{-2}T^{-1}]$
K	Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit	$[LT^{-1}]$
K_e	Geometriefaktor	$[L]$
K_s	Hydraulische Leitfähigkeit bei Wassersättigung (var. gesättigt)	$[LT^{-1}]$
L	Transportlänge, Fließstrecke, Sickerstrecke	$[L]$
M	Injizierte Tracermasse	$[M]$
$N(h)$	Anzahl der Probenpaare im Abstand h	
P_e	Peclet-Zahl	$[-]$
Q	Volumenstrom	$[L^3T^{-1}]$
Q_{eb}	Schüttung Enzbrunnen	$[L^3T^{-1}]$
Q_t	Sickerwassermenge pro Zeiteinheit	$[L^3T^{-1}]$
Q_{tw}	Grundwasserabstrom nach Norden	$[L^3T^{-1}]$
Q_w	Grundwasserfluss pro Zeiteinheit	$[L^3T^{-1}]$
R	Sickerwassermenge	$[L]$
Rn^*	Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz	$[LT^{-1}]$
R_R	Isotopenverhältnis der verbleibenden Fraktion	$[-]$
R_0	initiales Isotopenverhältnis	$[-]$
S_e	Sättigungskoeffizient	$[-]$
T	Temperatur	$[\theta]$
T_t	Mittlere Verweilzeit	$[T]$
T_d	Dominierende Verweilzeit	$[T]$
U	Relative Luftfeuchte	$[-]$
U_e	Spannung	$[V]$

V_m	Mobiles Wasservolumen im System	$[L^3]$
V_w	Volumenanteil Wasser	$[L^3]$
V_t	Gesamtes Wasservolumen	$[L^3]$

Kleine Buchstaben

a	Ringradius der Probebohrung	$[L]$
a'	Modellparameter	$[-]$
b	Mittlere hydraulische Kluftöffnungsweite	$[L]$
b'	Achsenabschnitt der Geradengleichung	$[-]$
d	Mittlerer Korndurchmesser	$[L]$
e_s	Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur T	$[ML^{-1}T^{-2}]$
g	Erdbeschleunigung	$[LT^{-2}]$
$g(t^*)$	Wichtungsfunktion der Verweilzeiten	$[-]$
h	Standrohrspiegelhöhe	$[L]$
h_b	Matrixpotential bei Entwässerungsbeginn	$[L]$
i	Hydraulischer Gradient	$[-]$
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	$[LT^{-1}]$
m, n	Anpassungsparameter im Van Genuchten Modell	$[-]$
m'	Steigung der Geradengleichung	$[-]$
n'	Modellparameter (Exponent)	$[-]$
n_{sp}	Speicherwirksame Porosität	$[-]$
n_g	Porenanteil	$[-]$
n_p	Matrixporosität	$[-]$
q	Wasserfluss	$[LT^{-1}]$
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	$[ML^{-1}T^{-2}\theta^{-1}]$
t	Zeit	$[T]$
t^*	Aufenthaltszeit des einzelnen Tracerteilchens im System	$[T]$
u	Integrationsvariable	$[-]$
v	Transportgeschwindigkeit	$[LT^{-1}]$
\bar{v}	Mittlere Fließgeschwindigkeit	$[LT^{-1}]$
v_2	Windgeschwindigkeit in 2 Meter Höhe	$[LT^{-1}]$
v_a	Abstandsgeschwindigkeit	$[LT^{-1}]$
v_b	Bahngeschwindigkeit	$[LT^{-1}]$
v_x	Transportgeschwindigkeit in x-Richtung	$[LT^{-1}]$
z_0	Wahrer Wert einer statistischen Zielgröße	
z_0^*	Schätzwert einer statistischen Zielgröße	
$z(x_i)$	Messwert am Ort x_i	

Griechische Buchstaben

α	Anpassungsparameter im Van Genuchten Modell	$[L^{-1}]$
$\alpha_{L,T}$	Dispersionslängen; longitudinal, transversal	$[L]$
α_M	Auslaufkoeffizient (Maillet-Koeffizient)	$[T^{-1}]$
α_R	Fraktionierungsfaktor bei Gleichgewicht	$[-]$
Γ_w	Austauschrate zwischen Kluft u. Matrix	$[T^{-1}]$

γ	Psychrometerkonstante	$[ML^{-1}T^{-2}\theta^{-1}]$
γ^*	Modifizierte Psychrometerkonstante	$[ML^{-1}T^{-2}\theta^{-1}]$
$\gamma(h)$	Experimentelles Variogramm	
θ	Wassergehalt	$[-]$
θ_r	Residualer Wassergehalt	$[-]$
θ_s	Sättigungswassergehalt	$[-]$
λ	Radioaktive Zerfallskonstante	$[T^{-1}]$
μ	Kinematische Viskosität	$[L^2T^{-1}]$
ν	Geostatistische Wichtung	
ρ_s	Korndichte	$[ML^{-3}]$
ρ_d	Trockendichte	$[ML^{-3}]$
ρ_e	Scheinbarer elektrischer Widerstand	$[\Omega L]$
σ_k^2	Kriging Schätzvarianz	
τ_f	Tortousitätsfaktor der Klüfte	$[-]$
ϕ_m	„matrix flux potential“	$[L^2T^{-1}]$
ψ	Gesamtpotential	$[L]$
ψ_z	Gravitationspotential	$[L]$
ψ_m	Matrixpotential	$[L]$
ψ_o	Osmotisches Potenzial	$[L]$
ω	Austauschkoeffizient zwischen Kluft u. Matrix	$[T^{-1}]$

Mathematische Abkürzungen

∇ Nabla-Operator $[-]$

$$\nabla = \text{grad}() = \left(\frac{\partial()}{\partial x}, \frac{\partial()}{\partial y}, \frac{\partial()}{\partial z} \right)$$

∇^2 Laplace-Operator $[-]$

$$\nabla = \text{div}(\text{grad}()) = \left(\frac{\partial^2()}{\partial x^2}, \frac{\partial^2()}{\partial y^2}, \frac{\partial^2()}{\partial z^2} \right)$$

Weitere Größen werden an der Stelle ihres Auftretens definiert.

1 Einleitung

1.1 Einführung

In Deutschland wird der Grundwasserschutz durch das Wasserhaushaltsgesetz (WHG 1996) geregelt, wobei ein aktiv vorbeugender Grundwasserschutz vorgesehen ist. Dieser Schutz für Trinkwassergewinnungsanlagen und deren Einzugsgebiete ist über das weitgehend verbindliche DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 101 (2006) festgelegt. Dieses Schutzzonenkonzept bietet allerdings für Karstgrundwasserleiter oft unzureichenden Schutz, da durch günstige Infiltrationsbedingungen und geringe Rückhaltewirkung in den weitlumigen Karströhren die Zonenwertigkeit (z.B. Schutzzone II) in der praktischen Handhabung im Vergleich zu Porengrundwasserleitern nicht gegeben ist. Dies ist die Folge der hohen Abstandsgeschwindigkeiten, die eine große Ausdehnungen der Schutzzone II (50-Tage-Linie) erfordert, die jedoch mit ihren umfangreichen Nutzungsbeschränkungen in der Praxis kaum durchsetzbar ist. So wird häufig die Zone II im Karst trotz der ungünstigen Rückhaltewirkung gegenüber der 50-Tage-Linie deutlich reduziert (HÖTZL 1996). Richtig wäre aufgrund der höheren Vulnerabilität gegenüber den Porengrundwasserleitern sogar eine Vergrößerung vorzunehmen, wie dies beispielsweise in den belgischen (Faktor 10) und spanischen Richtlinien (Faktor 2) vorgesehen ist (EU-COST ACTION 65 1995). Das Konzept der Vulnerabilitätskartierung geht demgegenüber nicht von einem übergeordneten Einzelkriterium der Fließzeiten aus, sondern stellt die Gesamtheit der aquiferbedingten Einflussgrößen über den Vulnerabilitätsgrad in den Vordergrund der Gefahrenabschätzung.

Die Ermittlung der Vulnerabilität erfolgt nach unterschiedlichen Verfahren, wie mathematische Modelle, statistische Ansätze sowie Verfahren der Parametertechniken. Aus den zahlreichen Ansätzen zur Einschätzung der Vulnerabilität haben sich die Parametertechniken mit den Punktebewertungs- und Matrixverfahren in der Praxis durchgesetzt. Die Vulnerabilitätsbewertungen dieser Methoden folgen keiner physikalisch fundierten Methodik, sondern zeigen die Gefährdungsabschätzung aufgrund einer Kombination von Parametern, von denen ein Einfluss auf die Schadstoffverlagerung angenommen wird. Die Einstufung und verbale Benennung des Vulnerabilitätsgrads ist demzufolge auch das Ergebnis eines empirischen Prozess und entspricht einem ordinalen Skalenniveau. Die Aussage der Karten ist deshalb nur qualitativ und kann kein quantitatives Niveau erreichen. Die Folge davon ist, dass Vulnerabilitätskarten von einem Gebiet, erstellt nach unterschiedlichen Methoden, keine einheitlichen Bewertungen zeigen, sondern sich teilweise sogar widersprechen (GOGU & DASSARGUE 2001, ANDREO et al. 2004, GOLDSCHIEDER et al. 2004). Der Vergleich von Vulnerabilitätskarten eines Gebiets nach unterschiedlichen Methoden ist ohne weiteren Aufwand nicht möglich. Diese fehlende Standardisierung mindert die Anwendbarkeit und Vergleichbarkeit der Vulnerabilitätskartierung im höchsten Maße, weil jede Methode den Term Vulnerabilität durch ihr Konzept unterschiedlich definiert. Wichtig für die weitere Interpretation der Karten ist daher die Kenntnis der Vor- und Nachteile der jeweiligen Bewertungsmethode, die nur von Fachleuten richtig verstanden werden. Die Gefahr der Missinterpretation von Vulnerabilitätskarten scheint daher vorprogrammiert.

Die Überprüfung (Validierung) von Vulnerabilitätskarten ist durch den qualitativen Charakter solcher Karten sehr schwierig, und demzufolge gibt es noch kein allgemein akzeptiertes Verfahren. DALY et al. (2002) schlagen folgende Untersuchungsmethoden zur Validierung vor:

- Schüttungsmessungen von Quellen,
- Hydrochemie,
- Isotopenhydrologie,
- Markierungsversuche,
- Wasserbilanzierung,
- numerische Modellierung.

1.2 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit

Das vorrangige Ziel dieser Arbeit ist es, Vulnerabilitätskarten aus der Gruppe der Punkte- und Matrixverfahren zu validieren. Eine Schwierigkeit bei der Validierung ist das ordinale Skalenniveau der Vulnerabilitätskarten, das einen direkten Vergleich und damit einer direkten Überprüfung durch physikalische Größen nicht erlaubt. Die Validierung wird daher durch vergleichende Annahmen der Methoden bezüglich des Validierungsparameters durchgeführt.

Ein weiteres Problem ergibt sich bei der Auswahl des Parameters, der für die Validierung als maßgebliche Größe dient. JEANNIN et al. (2001) geben als entscheidende Kriterien für die Beurteilung der Vulnerabilität drei Punkte an, die aus Tracerdurchbruchkurven abgelesen werden können:

- mittlere Ankunftszeit der Durchbruchskurve,
- Varianz der Durchbruchskurve,
- Verhältnis der Maximalkonzentration der Durchbruchskurve zur Eingabekonzentration.

Für eine flächige Validierung von intrinsischen Vulnerabilitätskarten scheint dieser Ansatz allerdings nicht praktikabel, da zu viele Entscheidungskriterien abgefragt werden, was einen relativ hohen Aufwand für die Entscheidungsfindung bedeutet. Als einfacher und durch mehrere voneinander unabhängige Methoden bestimmbarer Parameter wird in dieser Arbeit die mittlere bzw. dominierende Verweilzeit des Sickerwassers als Validierungsparameter eingeführt.

Die Bearbeitung der Aufgabenstellung konzentriert sich auf drei Schwerpunkte. Zum einen ist das der geologische Aufbau des Testgebiets unter besonderer Berücksichtigung der Geometrie des Festgesteins und der Mächtigkeit des Löss und des Bodens. Zum anderen sind die hydraulischen Kennwerte der Medien in der ungesättigten und gesättigten Zone sowie die zur Grundwasserneubildung zur Verfügung stehenden Wassermengen für eine quantitative Validierung unverzichtbar. Die Modellrechnungen zur Validierung werden wiederum mit unabhängigen Methoden überprüft. Dazu werden hier neben Abflussganglinien und Grundwasserstandsganglinien auch isotopenhydrologische Methoden eingesetzt. Der dritte Schwerpunkt beinhaltet schließlich das verfahren zur Validierung der Vulnerabilitätskarten. Die Zielsetzung wurde dahingehend in einer Kombination von Labor- und Feldversuchen sowie unter zur Hilfenahme von numerischer Modellierung bearbeitet.

Die Grundlagen und der Stand der Forschung der Vulnerabilitätskartierung sowie die Kurzbeschreibung der eingesetzten Verfahren sind in Kapitel 2 dargestellt. In Kapitel 3 ist das Testgebiet Bauschlotter Platte, an dem die Validierung exemplarisch durchgeführt wird, vorgestellt. Die theoretischen Grundlagen der zur Validierung und zur weiteren Erkundung des Testgebiets eingesetzten Methoden sind in Kapitel 4 und die nähere Beschreibung der Versuche und die Beschreibung der Methodik in Kapitel 5 beschrieben. Die Ergebnisse der Versuchs- und Datenauswertung sind in Kapitel 6 diskutiert, die als Eingangsparameter für die numerische Modellierung, die in Kapitel 7 behandelt ist, dienen. Auf Grundlage aller Untersuchungen und der numerischen Modellierung werden die Vulnerabilitätskarten in Kapitel 8 validiert. Kapitel 9 fasst schließlich die wichtigsten Untersuchungsergebnisse zusammen und gibt darüber hinaus einen Ausblick auf zukünftige Untersuchungsschwerpunkte und mögliche Entwicklungen in der Vulnerabilitätskartierung.

2 Das Konzept der Vulnerabilitätskartierung

2.1 Grundlagen

Seit der Einführung des Begriffs „Vulnerabilität von Grundwasser“ in den 60er Jahren (MARGAT 1968), wurde das ursprüngliche Konzept stark erweitert und modifiziert. Grundsätzlich wird heute zwischen der intrinsischen und der spezifischen Vulnerabilität unterschieden. Die intrinsische Vulnerabilität stellt die Verletzlichkeit des geologischen Systems gegenüber dem Eindringen von Schadstoffen ganz allgemein dar, während die spezifische Vulnerabilität sich auf die Gefährdung durch einen bestimmten Schadstoff oder einer bestimmten Gruppe von Schadstoffen bezieht. Weiterhin wird zwischen Ressourcen- und Quellschutz unterschieden. Beim Ressourcenschutz wird nur die geologische Abfolge der ungesättigten Zone in die Betrachtung einbezogen, beim Quellschutz zusätzlich die Passage im wassergesättigten Bereich bis zur Quelle bzw. zum Trinkwasserbrunnen. Bis heute sind eine Vielzahl unterschiedlicher Konzepte zur Beschreibung der Vulnerabilität entwickelt worden, wobei die Ansätze von mathematischen Modellen über statistische Verfahren zu empirischen Punktebewertungs- und Matrixverfahren reichen (ALVINOT et al. 1998, BEKESI et al. 1998, BENGTSOON & ROSEN 1995, DALY & WARREN 1998, DIEPOLDER 1995). Die größte Verbreitung finden heute zweifelsohne die sogenannten Punktebewertungs- und Matrixverfahren, da sie mit einer relativ geringen Datengrundlage auskommen, die zudem meistens schon in thematischen Karten vorhanden ist oder mit geringem Aufwand aus diesen abgeleitet werden kann. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang folgende Methoden: DRASTIC (ALLER et al. 1985), GOD (FOSTER 1987), AVI (VAN STEMPVOORT et al. 1993), SINTACS (CIVITA 1994), ISIS (CIVITA & DE REGIBUS 1995) sowie die für Karstgebiete entwickelte EPIK- (DOERFLIGER & ZWAHLEN 1998) und PI-Methode (GOLDSCHIEDER et al. 2000). Umfassenden Einblick in die Methoden der Vulnerabilitätsbewertung finden sich bei MAGIERA (2000) sowie GOGU & DASSARGUES (2000).

Die intrinsische Vulnerabilität findet heute eine breitere Anwendung als die spezifische Vulnerabilität, da damit eine allgemeinere Bewertung der Gefährdung des Grundwassers erfolgt, wie dies auch in verbindlichen Richtlinien gefordert wird. So sieht die Europäische Union zur Überwachung des Grundwassers vor, dass *„...die Mitgliedsstaaten eine weitergehende Beschreibung derjenigen Grundwasserkörper vornehmen, die als gefährdet ermittelt wurden, um das Ausmaß der betreffenden Gefährdung genauer zu beurteilen...“* (RAT DER EUROPÄISCHEN UNION 1999). Dies ist nun auch in die verbindliche Europäische Wasserrahmenrichtlinie (EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT DER EUROPÄISCHEN UNION 2000) übernommen worden, um diejenigen Sicherungsmaßnahmen zu ermitteln, die nach Artikel 11 der Richtlinie erforderlich sind. Darüber hinaus wird in der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie in Artikel 17 vorgeschlagen, eine Tochterrichtlinie, die *„...spezielle Maßnahmen zur Verhinderung und Begrenzung der Grundwasserverschmutzung“* regelt, zu erlassen. Derzeit liegt lediglich ein *„Vorschlag für eine Richtlinie des Europäischen Parlaments und des Rates zum Schutze des Grundwassers vor Verschmutzung“* aus dem Jahre 2003 vor. Darin wird besonders die Vermei-

derung von Verschmutzungsrisiken hervorgehoben, was durch den Einsatz von Vulnerabilitätskarten schon heute zumindestens qualitativ umsetzbar ist und in einigen Ländern, so auch in Deutschland, als fester Bestandteil in die Landnutzungsplanung einbezogen wird (ZAPAROEZEC & VRBA 1994).

Bei den sogenannten Punktbewertungs- und Matrixverfahren werden empirisch einige Parameter ausgewählt, von denen ein maßgeblicher Einfluss auf die Stoffverlagerung im Untergrund angenommen wird. Diese Parameter werden über eine Matrix oder ein Bewertungssystem flächig erfasst und anschließend jede kartierte Teilfläche einer nach ihrer Gesamtpunktzahl definierten Klasse zugeteilt (MAGIERA 2000). Die Vulnerabilität ist nach dieser Vorgehensweise eine relative, nicht direkt messbare Eigenschaft des Grundwassers (VRBA & ZAPAROEZEC 1994) und es gibt bisher kein Verfahren zur quantitativen Überprüfung (Validierung). Die Vulnerabilität wird daher bislang mehr qualitativ bis semiquantitativ erfasst, so dass den Aussagen der Karten der intrinsischen Vulnerabilität bis heute nur eine relative Bedeutung zukommt. Zudem verwenden verschiedene Methoden unterschiedliche Parameter zur Bewertung der Vulnerabilität. So bestimmt zum Beispiel die GOD-Methode die Vulnerabilität anhand von drei Parametern (Grundwasservorkommen, Lithologie der dem Grundwasser überlagernden Schichten und Flurabstand), wohingegen die DRASTIC-Methode sieben Parameter zur Bewertung heranzieht (Flurabstand, Grundwasserneubildung, Grundwasserleiter, Boden, Topographie, ungesättigte Zone und hydraulische Leitfähigkeit des Aquifers). Die resultierenden Klassifizierungen sind folglich stark variabel.

Besondere Beachtung in der Frage der Vulnerabilität genießen die in vielen Gebieten Europas als Trinkwasserressourcen genutzten Karstgrundwasserleiter, da diese gegenüber Schadstoffeinträgen besonders gefährdet sind und somit eines besonderen Schutzes bedürfen (EU-COST ACTION 65 1995). Durch die spezifischen hydraulischen Eigenschaften von Karstaquifern und der daraus resultierenden hohen Verschmutzungsempfindlichkeit entstand der Bedarf an Kartierungsmethoden, mit denen der jeweilige Vulnerabilitätsgrad flächig erfasst wird, um damit Grundlagen für eine sachbezogene Ausweisung von Schutzgebieten oder eine nachhaltige Raumplanung zu schaffen. Die daraus entstandenen Methoden sind die EPIK-Methode, die im Schutzzonenkonzept der Schweiz verbindlich vorgeschrieben ist, und die PI-Methode in Deutschland.

Auf europäischer Ebene ist zwischen 1996 und 2003 innerhalb der COST Action 620 „Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers“ ein konzeptueller Rahmen zur Vulnerabilitätskartierung in Karstgebieten, der sogenannte „European Approach“, geschaffen worden (ZWAHLEN 2004), der auf die Vielzahl und die Vielfältigkeit der europäischen Karstsysteme anwendbar ist. Dieser ist kein verbindlicher Rahmen für die Mitgliedsstaaten und keine explizite Methode zur Vulnerabilitätskartierung, sondern gibt lediglich Rahmenparameter zur Kartierung, die berücksichtigt werden sollten. Diese sind für die Charakterisierung des Karstsystems die Deckschichten (overlying layers) und die Infiltrationsbedingungen (flow concentration), sowie die Entwicklung des Karstnetzwerks, wenn der Quellschutz berücksichtigt wird. Zusätzlich wird das Niederschlagsregime als Randbedingung einbezogen, das bei extremen Ereignissen entscheidend zur Empfindlichkeit von Karstsystemen beiträgt. Daraus abgeleitete Methoden sind die hier verwendete PI-Methode (GOLDSCHIEDER et al. 2000) sowie LEA aus England/Wales (ZWAHLEN 2004), COP aus Spanien (VIAS et al. 2002) und die Time-Input Methode aus Österreich (KRALIK 2001). Eine weitere Herangehensweise, die von den oben beschriebenen Verfahren stark abweicht, ist das vereinfachte analytische Transportmodell VULK (JEANNIN et al. 2001) aus der Schweiz, das den Transport konservativer Schadstoffe durch die ungesättigte Zone abschätzt.

2.2 Kurzbeschreibung der eingesetzten Verfahren

Zur Validierung sind vier Verfahren der Vulnerabilitätskartierung ausgewählt worden, die unterschiedlichen Anforderungen genügen, aber alle auf den Ressourcenschutz angewendet werden. Das heißt, dass lediglich die ungesättigte Zone zwischen Erdoberfläche und Grundwasserspiegel in die Bewertung mit einfließt. Zum einen sind das zwei Methoden, die von der Intention ihrer Entwickler für alle Typen von Grundwasserleitern anwendbar sind und zum anderen zwei Methoden, die speziell für Karstgrundwasserleiter Anwendung finden. Die bekannteste und international wahrscheinlich meist genutzte Methode des Allgemeinen Ansatzes ist DRASTIC (ALLER et al. 1986). Auf nationaler Ebene ist die Methode der Geologischen Landsämter (GLA) zur „Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung“ (HÖLTING et al. 1995), hier mit „GLA-Methode“ abgekürzt, für alle Typen von Grundwasserleitern einsetzbar. Die erste Methode, die speziell für Karstgrundwasserleiter entwickelt wurde, ist EPIK (DOERFLINGER & ZWAHLEN 1998), die zur Ausweisung von Quellschutzzonen gemäß der Schweizer Gewässerschutzverordnung genutzt wird (GSCHV 1998). Die PI-Methode (GOLDSCHIEDER et al. 2000) wurde auf Grundlage der GLA-Methode entwickelt, da erkannt wurde, dass diese den besonderen Bedingungen von Karstgrundwasserleitern nicht gerecht wird.

DRASTIC ist eine Entwicklung der US-amerikanischen Umweltschutzbehörde (US EPA) mit der für jede hydrogeologische Situation in den USA mit bereits existierenden Informationen eine Vulnerabilitätskarte erstellt werden kann. Der Name DRASTIC ist das Acronym für die Eingangsparameter der Methode:

- Flurabstand (**D**ePTH to water), Wichtung: 5,
- Grundwasserneubildung (net **R**echarge), Wichtung: 4,
- Grundwasserleiter (**A**quifer media), Wichtung: 3,
- Boden (**S**oil), Wichtung: 2,
- Hangneigung (**T**opography), Wichtung: 1,
- Lithologie der ungesättigten Zone (**I**mpact of vadose zone media), Wichtung: 5,
- hydraulische Leitfähigkeit (hydraulic **C**onductivity), Wichtung: 3.

Die Informationen der einzelnen Parameter werden über eine Klasseneinteilung zwischen 1 und 10 eingestuft, wobei die Klassen nach vorgegebenen Bereichen gruppiert werden. Der Einfluss der Parameter auf die Vulnerabilität wird über Gewichte geregelt, die von der Autorengruppe in Übereinstimmung festgelegt wurden. Die Wichtung W_i variiert zwischen eins und fünf, wobei ein höherer Wert einem größeren Einfluss auf die Vulnerabilität entspricht. Der DRASTIC-Index wird schließlich aus der Summe aller Parameterprodukte (D, R, A, S, T, I und C) aus Klassifizierung und Wichtung berechnet:

$$DRASTIC - Index = \sum_{i=D}^{i=C} R_i \cdot W_i \quad (2.1)$$

Durch die Variation der Parameterrangfolge zwischen 1 und 10 variiert der DRASTIC-Index unter Berücksichtigung der Wichtungsfaktoren theoretisch im Bereich zwischen 23 und 230, wobei hohe Werte eine hohe Vulnerabilität bedeuten.

Die **GLA-Methode** der geologischen Landesämter zielt bei der Vulnerabilitätskartierung auf die Abschätzung der Verweilzeit bei der Passage durch die ungesättigte Zone. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Verweildauer des Sickerwassers im Wesentlichen von drei Faktoren abhängig ist:

- Mächtigkeit der Grundwasserüberdeckung,
- Durchlässigkeit der Grundwasserüberdeckung,
- Sickerwassermenge.

Bei der Bewertung werden die Eigenschaften des Bodens getrennt von den darunter liegenden Einheiten betrachtet. Beim Boden wird die nutzbare Feldkapazität als maßgeblicher Faktor für die Speicherfähigkeit und damit für die Verweildauer des Sickerwassers herangezogen. In den darunter liegenden Lockersedimenten ist die Kationenaustauschkapazität (KAK), die von rolligen zu bindigen Sedimenten zunimmt und für Sorptionsvorgänge verantwortlich gesehen wird, als weiterer Parameter bei der Abschätzung beteiligt. Die einzelnen Schichten der ungesättigten Zone unterhalb des Bodens werden einzeln bewertet und mit ihrer Mächtigkeit multipliziert. Die Summe dieser Produkte geht maßgeblich in die Bewertung mit ein. Es werden im Laufe der Bewertung sechs Parameter abgeschätzt:

- nutzbare Feldkapazität des Bodens (Punktzahl B),
- Sickerwassermenge (Faktor W),
- Gesteinsart (Punktzahl G),
- Mächtigkeit der einzelnen Schichten der Grundwasserüberdeckung (Faktor M),
- schwebende Grundwasserstockwerke (Zuschlag Q),
- Druckverhältnisse (Zuschlag D).

Die Berechnung der Gesamtschutzfunktion verläuft in drei Schritten. Zuerst wird der Boden getrennt von den darunter liegenden Einheiten bewertet:

$$S_1 = \sum B \cdot W \quad (2.2)$$

Die Bewertung unterhalb des Bodens unterscheidet zwischen Locker- und Festgestein und ergibt sich aus:

$$S_2 = \sum (G_i \cdot M_i) \cdot W + Q + D \quad (2.3)$$

Die Gesamtschutzfunktion der Grundwasserüberdeckung ergibt sich schließlich aus der Summe der Einzelwerte:

$$S_g = S_1 + S_2 \quad (2.4)$$

Für Festgestein beinhaltet die Punktzahl G zusätzlich zu den lithologischen Gesichtspunkten die strukturellen Eigenschaften der jeweiligen Abfolge. Die Gesamtschutzfunktion der Grundwasserüberdeckung wird in fünf Klassen unterteilt, wobei jeder Klasse größenordnungsmäßig Verweilzeiten des Sickerwassers in der Grundwasserüberdeckung zugeordnet sind (Tabelle 2.1). Die Karte der Gesamtschutzfunktion der Grundwasserüberdeckung kann strenggenommen nicht als Vulnerabilitätskarte bezeichnet werden, da das Ergebnis der GLA-Methode nicht die

Tabelle 2.1: GLA Klasseneinteilung (nach HÖLTING et al. 1995)

Gesamtschutzfunktion	Punktzahl der Gesamtschutzfunktion S_g	Größenordnung der Verweildauer des Sickerwassers in der Grundwasserüberdeckung
sehr hoch	> 4000	> 25 Jahre
hoch	> 2000 - 4000	10 - 25 Jahre
mittel	> 1000 - 2000	3 - 10 Jahre
gering	> 500 - 1000	Monate bis 3 Jahre
sehr gering	\leq 500	wenige Tage bis ca. 1 Jahr

Vulnerabilität, sondern die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung beschreibt. Eine hohe Schutzfunktion bedeutet eine geringe Vulnerabilität und entspricht damit der entgegengesetzten Bedeutung.

Die **PI-Methode** schätzt die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung mittels zwei Faktoren ein. Das ist erstens der P-Faktor („protective function“) und zweitens der I-Faktor („infiltration conditions“). Die Bestimmung des P-Faktors (GOLDSCHIEDER 2000) basiert auf der GLA-Methode und ist weitgehend mit dieser identisch. Die wenigen Änderungen beziehen sich zum einen auf die Einschätzung von verkarstem Festgestein bezüglich der Protektion, zum anderen wird immer das oberste Grundwasserstockwerk und nicht der wasserwirtschaftlich relevante Grundwasserleiter in der Vulnerabilitätsabschätzung betrachtet. Der Zuschlag Q für ein schwebendes Grundwasserstockwerk über dem eigentlich betrachteten und wasserwirtschaftlich genutzten Grundwasser der GLA-Methode entfällt hier also. Auch die Symbole der einzelnen Parameter sind geändert und durch die englischen Äquivalente ersetzt worden. Der P-Faktor wird in fünf Klassen unterteilt, wobei die Klassenbreiten variieren und von denen in der GLA-Methode abweichen (Abbildung 2.1). Die Einführung des I-Faktors (GOLDSCHIEDER et

	vulnerability map		P-map		I-map	
	vulnerability of groundwater	π -factor	protective function of overlying layers	P-factor	degree of bypassing	I-factor
	description		description		description	
red	extreme	0-1	very low	1	very high	0.0-0.2
orange	high	>1-2	low	2	high	0.4
yellow	moderate	>2-3	moderate	3	moderate	0.6
green	low	>3-4	high	4	low	0.8
blue	very low	>4-5	very high	5	very low	1.0

Abbildung 2.1: Legende der PI-Karte sowie des P-, und I-Faktors (GOLDSCHIEDER 2002).

al. 2000) in der PI-Methode entspricht der Notwendigkeit, besondere Infiltrationsbedingungen, wie sie in Karstgebieten anzutreffen sind, in die Einschätzung einfließen zu lassen und so das hydrogeologische System besser zu beschreiben. Der I-Faktor basiert auf den dominanten Fließ-

prozessen und kann Zahlenwerte zwischen null und eins annehmen, wobei null die komplette Umgehung des P-Faktors beschreibt und eins für Bereiche steht, in denen die Grundwasserüberdeckung voll wirksam ist. Insgesamt werden im I-Faktor berücksichtigt:

- gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens,
- Tiefe zur geringdurchlässigen Bodenschicht,
- Landnutzung (Wiese/Feld und Wald),
- Hangneigung,
- bebaute Flächen,
- Oberflächeneinzugsgebiete von Schlucklöchern und versinkenden Bach- bzw. Flussläufen.

Zur Bestimmung des PI-Faktors werden beide Faktoren multipliziert. Die Klasseneinteilung basiert auf der des P-Faktors. Der I-Faktor kann also als „Korrekturfaktor“ verstanden werden, der die Gesamtschutzfunktion der Grundwasserüberdeckung bei der Umgehung der schützenden Deckschichten durch punktuelle Infiltration, wie dies zum Beispiel an Schwinden der Fall ist, herabsetzt (Abbildung 2.2).

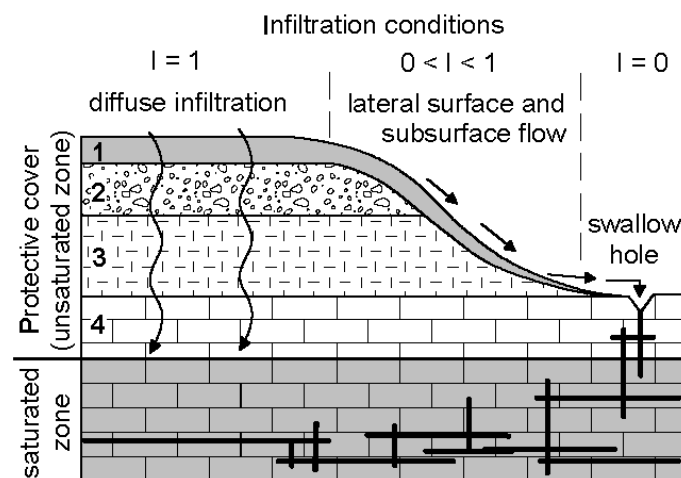


Abbildung 2.2: Konzept der PI-Methode: P-Faktor (1 Boden, 2 quartäre Ablagerungen, 3 nichtverkarstetes Festgestein, 4 ungesättigter Karstkörper). Der I-Faktor beschreibt die Umgehung der schützenden Deckschichten (GOLDSCHIEDER 2002).

EPIK ermittelt die Vulnerabilität anhand von vier Kriterien, die als prägende Charakteristika eines Karstgrundwasserleiters angesehen werden (DOERFLIGER & ZWAHLEN 1998). Diese Kriterien sind im Einzelnen:

- Ausbildung des Epikarst,
- Schutzwirkung der Deckschichten (**P**rotektion),

- Infiltrationsverhältnisse,
- Entwicklung des Karströhrennetzes.

Jedes Kriterium wird nach Beurteilung mit einem Index versehen, der die Werte eins bis drei oder vier besitzt. Der Schutzfaktor F wird aus der Summe der indizierten Einzelkriterien unter Berücksichtigung von Wichtungsfaktoren berechnet:

$$F = 3 \cdot E + 1 \cdot P + 3 \cdot I + 2 \cdot K \quad (2.5)$$

Die Wichtungsfaktoren variieren zwischen eins und drei, wobei höhere Werte für höhere Beeinflussung bezüglich der Vulnerabilität stehen. Die Kriterien Epikarst und Infiltrationsverhältnisse werden als maßgeblich betrachtet und sind jeweils mit einer Wichtung von drei belegt. Die Protektion durch die Deckschichten dagegen wird nur als untergeordnet angesehen und entsprechend mit einem Wichtungskoeffizienten von eins bedacht. Das Karströhrennetz besitzt ein mittleres Gewicht von zwei. Für den Schutzfaktor ergeben sich somit Werte zwischen 9 und 34, wobei ein höherer Wert für eine höhere Schutzwirkung steht und somit einer geringeren Vulnerabilität entspricht. Die Klassifizierung des Schutzfaktors sieht eine vierstufige Skala von sehr hoher bis geringer Vulnerabilität vor (Tabelle 2.2).

Tabelle 2.2: Klasseneinteilung der EPIK-Methode mit Schutzzonenausweisung (nach DOERFLIGER & ZWAHLEN 1998).

Vulnerabilität	Schutzfaktor F	Schutzzone
sehr hoch	9 bis 19	S1
hoch	20 bis 25	S2
mässig	> 25	S3
gering	> 25 und Indexwert $P_4 + (I_3 \text{ bis } I_4)$	Rest des Einzugsgebietes

3 Arbeitsgebiet „Bauschlottter Platte“

3.1 Geographie, Klima und Landnutzung

Die „Bauschlottter Platte“ liegt im nördlichen Baden-Württemberg zwischen Pforzheim im Süden und Bretten im Norden und ist nach dem Dorf Bauschlott benannt, das heute Teil der Gemeinde Neulingen ist (Abbildung 3.1). Das Arbeitsgebiet „Bauschlottter Platte“ hat eine Fläche

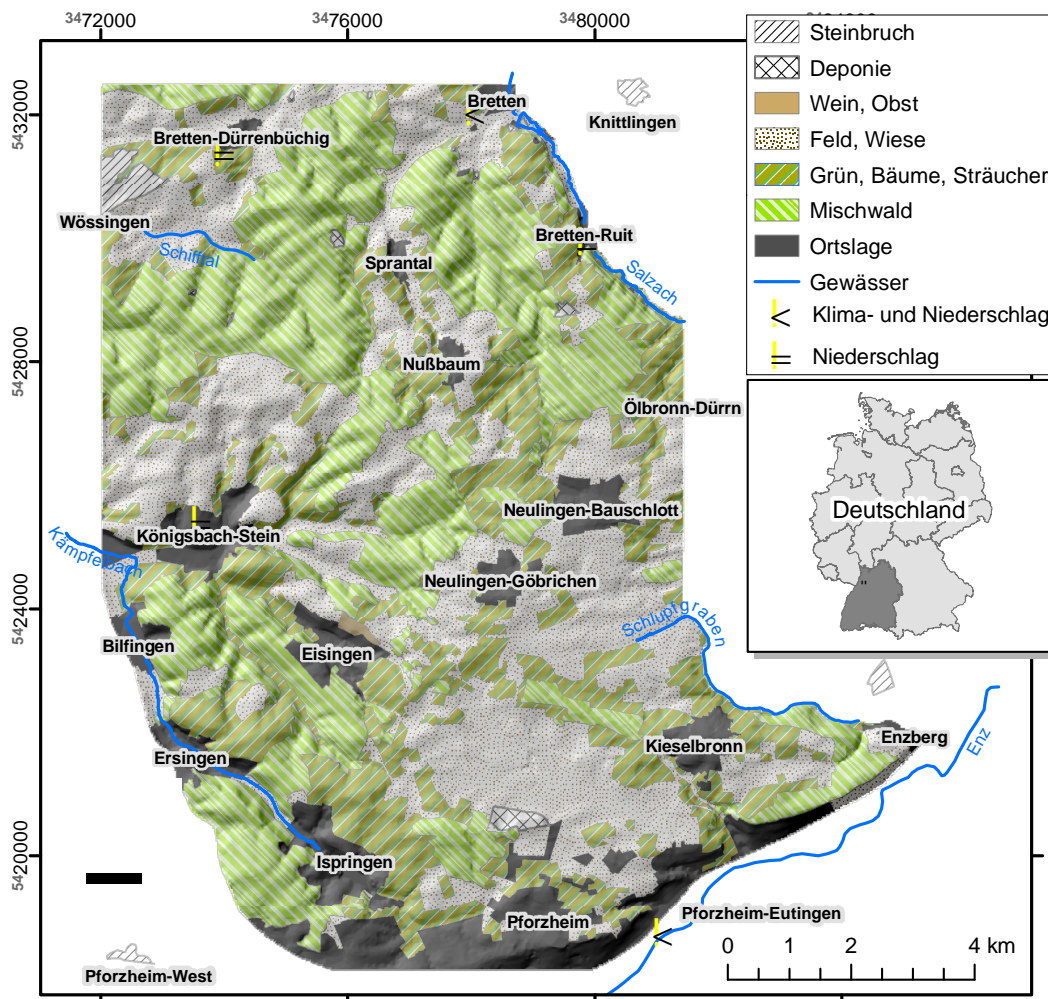


Abbildung 3.1: Landnutzung des Arbeitsgebiets mit den wichtigsten hydrologischen Elementen und den Klima- bzw. Niederschlagsmessstationen. Der topographische Hintergrund ist 3-fach überhöht.

von rund 130 km² und umfasst neben der eigentlichen „Bauschlottter Platte“, die nach dem subhorizontal liegenden Hauptmuschelkalk benannt ist, zusätzlich angrenzende Gebiete bis zu den jeweils nächsten hydrologischen Elementen. Im Süden wird das Gebiet durch den tiefen Einschnitt des Enztals, im Südosten durch den Verlauf des Schlupfgrabens, im Nordosten durch die

Salzach sowie im Südwesten durch das nähere Quelleinzugsgebiets des Kämpfelbachs begrenzt. Die topographische Höhe variiert zwischen 172 und 387 m.ü.NN und fällt analog zur Geologie leicht nach Norden ab. Dieser Trend wird durch die Taleinschnitte der Flussläufe überprägt.

Die mittlere jährliche Niederschlagssumme (1960-1990) beträgt zwischen 783 mm im Enztal (Station Pforzheim-Eutingen) und 830 mm in Bretten (Station Bretten-Dürrenbüchig), mit einem Niederschlagsmaximum im Mai/Juni und einem Nebenmaximum im November/Dezember (Abbildung 3.2). Die geringsten Niederschläge finden sich im September/Okttober bzw. im Januar. Die Station Pforzheim-Eutingen befindet sich im Regenschatten der nach Süden hin sanft ansteigenden „Hochfläche“, die zum Enztal hin steil abfällt, und ist für den Hauptteil des Arbeitsgebiets nur bedingt repräsentativ. Die langjährige mittlere Temperatur beträgt für die Station Pforzheim-Eutingen 9,08°C (1960-1990) und für die Station Bretten 9,48°C (1983-1990). Der Temperaturgradient beträgt rund 0,4°C pro 100 m, hat aber wegen der geringen topographischen Höhenunterschiede des Arbeitsgebiets eine geringe Bedeutung für die hydrologischen Prozesse.

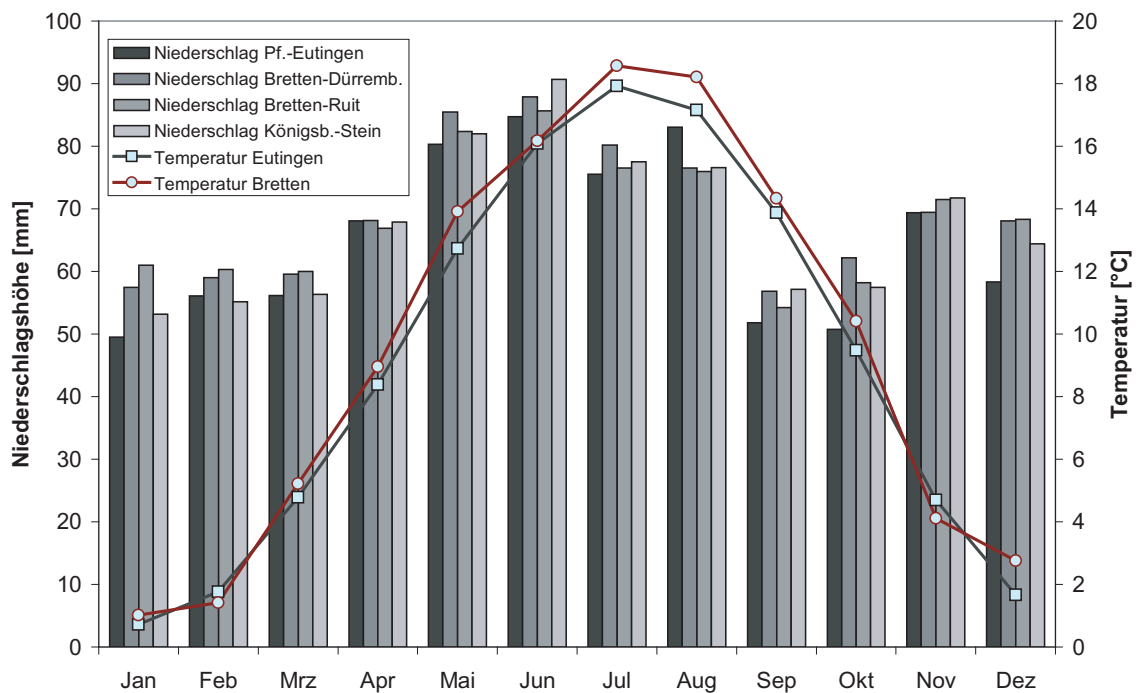


Abbildung 3.2: Mittlere monatliche Niederschlagssummen der Messstationen des Deutschen Wetterdiensts (DWD) im Umfeld des Arbeitsgebiets (1960-1990) sowie die mittleren Monatstemperaturen der Stationen Pforzheim-Eutingen (1969-1990) und Bretten (1983-1990).

Die Landnutzung im Arbeitsgebiet ist in Klassen eingeteilt, die sich einerseits aus der Aufgabenstellung und den damit verknüpften Anforderungen, andererseits aus der Verfügbarkeit der Daten ergibt. Die Klassen sind auf das hydrologische Modell (Kapitel 6.4) und die Vulnerabilitätskarten abgestimmt. Durch geringfügige Vereinfachung der Landnutzungsklassen, die von ARMBRUSTER (2002) für das hydrologische Modell (Kapitel 4.5) erstellt worden sind, können die Vegetationsklassen der amtlichen topographischen Karten übernommen werden.

Die Land- und Forstwirtschaft (Landnutzungsklassen Feld/Wiese bzw. Mischwald) nimmt mit jeweils rund 32% den Hauptteil der Landfläche ein (Abbildung 3.3). Daneben sind Flächen mit lockerem Baum bzw. Strauchbestand auf Grasflächen mit 23% und versiegelte Flächen (Ortslagen) mit rund 13% vertreten. Der Wein/Obstanbau sowie die Flächen, die anthropogen

abgetragen (Steinbrüche) bzw. aufgefüllt (Deponien) sind, nehmen gemeinsam weniger als 1% von der Gesamtfläche ein.

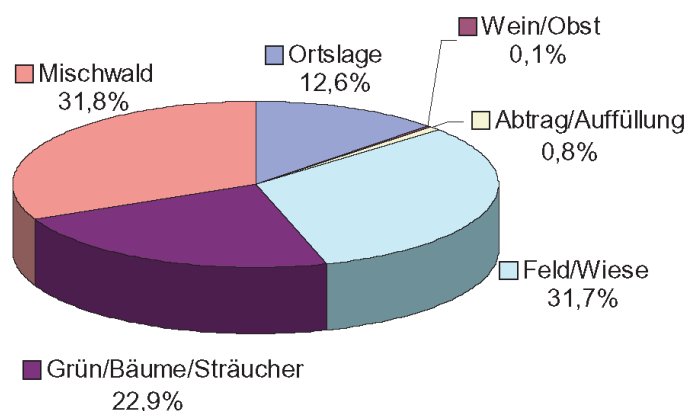


Abbildung 3.3: Prozentualer Anteil der Landnutzungsclassen im Arbeitsgebiet.

3.2 Geologie

Das Arbeitsgebiet „Bauschlatter Platte“ liegt im Süddeutschen Schichtstufenland am Südrand des Kraichgaus und bildet den Übergang vom Schwäbisch- Fränkischen Sattel zur nördlich gelegenen Kraichgau- bzw. Stromberg-Senke und ist Teil des Gäulands (Abbildung 3.4). Der Kraichgau ist eine morphologische wie auch geologische Senke zwischen Odenwald und Schwarzwald, die während der letzten Eiszeit unregelmäßig mit Löss aufgefüllt worden ist.

Im Arbeitsgebiet ist der Obere Muschelkalk (Hauptmuschelkalk, mo) dominierend vertreten und wird nach Osten hin zunehmend von Keupersedimenten überdeckt. In den teils tief eingeschnittenen Flusstälern am Westrand des Arbeitsgebiets treten der Untere und Mittlere Muschelkalk (mu, mm) zu Tage, wobei im Enztal stellenweise der Obere Buntsandstein (so) ansteht. Auf den Abfolgen der Triassischen Sedimente liegt Quartärer Löss bzw. Lösslehm in stark variierender Verbreitung und Mächtigkeit. Für die vorliegende Arbeit sind die Einheiten und hier speziell die Lithologie und geologische Struktur des Mittleren- und Oberen Muschelkalks sowie des Unteren und Mittleren Keupers und der Lössablagerungen von Bedeutung und werden im Folgenden näher beschrieben.

Die ursprüngliche Abfolge des Mittleren Muschelkalks (mm) ist in Bereichen mit hoher Grundwasserzirkulation durch Auslaugungsvorgänge weitgehend modifiziert. Aus dem Salzbergwerk Heilbronn, rund 40 km nordöstlich des Arbeitsgebiets, ist ein weitgehend vollständiges Profil erhalten. Hier gliedert sich der Mittlere Muschelkalk in vier Bereiche. Zuunterst liegt der Stinkdolomit und Grundanhydrit mit einer Mächtigkeit von 8 m (Untere Dolomit-Formation, mmDu). Darüber findet sich das Steinsalzlager (Steinsalz-Formation, mmS), untergliedert in ein unteres und in ein oberes Lager, getrennt durch Oberes und Unteres Bändersalz mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 40 m. Die darüber folgende Obere Sulfatregion wird stratigraphisch zur Steinsalz-Formation gestellt und besitzt eine auffallend gleichbleibende Mächtigkeit von etwa 40 m in Südwestdeutschland. Sie besteht vorwiegend aus anhydritischen

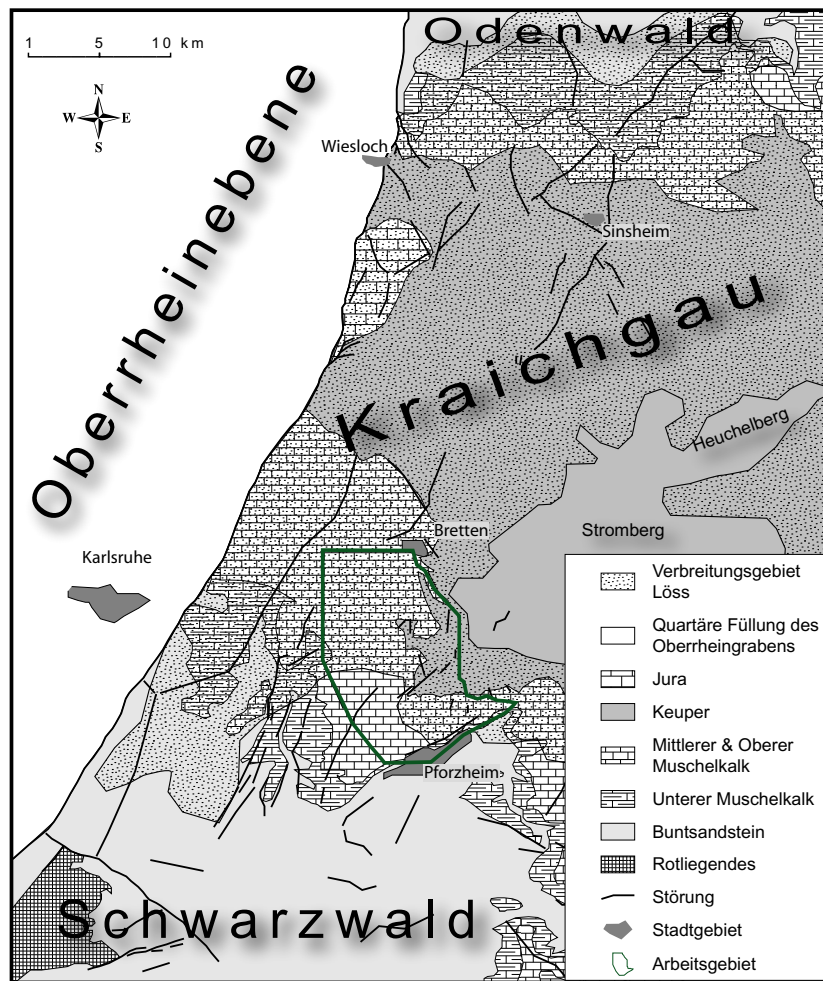


Abbildung 3.4: Geologischer Überblick mit Lage des Arbeitsgebiets. Grundlage: Geol. Übersichtskarte 1:200.000 7118 Stuttgart-Nord, 1983 und Geol. Übersichtskarte 1:200.000 7110 Mannheim, 1986.

Gesteinen mit tonigen und dolomitischen Zwischenlagen. Zuoberst liegt die rund 10 m mächtige Obere Dolomit-Formation (mmDo) (GEYER & GWINNER 1991). Der Mittlere Muschelkalk ist demnach im Raum Heilbronn rund 100 m mächtig. GEYER & GWINNER (1991) geben für den Raum der Bauschlatter Platte eine ursprüngliche Mächtigkeit zwischen 60 und 70 m an. Die residuale Abfolge des Mittleren Muschelkalks lässt sich aus Bohrdaten aus dem Archiv des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB) abschätzen und beträgt heute im Mittel rund 30 m. Sie besteht neben Salztonen und Zellendolomiten aus Quarzbrekzien, Hornsteinen und Mergel (GEYER & GWINNER 1991, TRUNKÓ 1984). Die ursprüngliche Abfolge ist demnach um rund 30 bis 40 m reduziert.

Der Obere Muschelkalk oder Hauptmuschelkalk (mo) stellt eine regelmäßige Wechselfolge von Kalkbänken und Mergelzwischenlagen dar (WALTER 1992). Er gliedert sich in den Unteren (Trochitenkalk, mo1) und den Oberen Hauptmuschelkalk (*nodosus*- und *semipartitus*-Schichten, mo2). Der Trochitenkalk setzt sich aus mikritischen Kalksteinbänken in unregelmäßigem Wechsel mit bioklastischen Kalken zusammen. Die Kalke sind zudem durch dünne Ton- bzw. Mergellagen voneinander getrennt, die partiell mehrere Dezimeter Mächtigkeit annehmen können. Die Bioklastika bestehen aus Stielgliedern von *encrinus liliiformis* und Schalenrümern, die bereichsweise als reine Schillbänke mit unregelmäßig lateraler Ausdehnung auftreten (GEYER & GWINNER 1991). Die kalkige Abfolge wird im unteren Drittel durch die „Haßmers-

heimer Mergel“ unterbrochen, die im Arbeitsgebiet im Mittel 5 bis 6 m mächtig sind. Der Obere Hauptmuschelkalk wird durch Tonhorizonte gegliedert, die im oberen Bereich durch dolomitische Mergel ersetzt werden. Generell nehmen die Ton- bzw. Mergelhorizonte nach oben hin stark zu. Neben den namensgebenden Ceratiten *nodosus* und *semipartitus* kommen überwiegend kleinwüchsige Terebrateln, die oft an die Tonhorizonte gekoppelt sind, vor. Der Übergang zum mehr kontinental geprägten Keuper spiegelt sich in den Fränkischen Grenzschiefern wider, bestehend aus Tonsteinen, Gekrösekalke und Glaukonitkalke (GEYER & GWINNER 1991). An Hand von Bohrdaten lässt sich die Mächtigkeit des Unteren Hauptmuschelkalks gemittelt auf 42 m und des Oberen Hauptmuschelkalks auf 53 m abschätzen. Die gesamte Formation ist hier also im Schnitt 95 m mächtig.

Im nordöstlichen Arbeitsgebiet sind der Untere Keuper (kuL) sowie die unteren Partien des Mittleren Keupers (km) vertreten. Im allgemeinen sind die Sedimente des Keupers kontinental geprägt. Die Ablagerungsmilieus reichen von flachmarin, über brackisch, nach lakustrin und sind zum Teil auch fluviatilen Ursprungs. Die Sedimente zeigen den zyklischen Aufbau eines *shallowing upward* mit mindestens 10 Sequenzen (GEYER & GWINNER 1991). Der Untere Keuper oder Lettenkeuper besteht aus einer Abfolge von Tonsteinen im Wechsel mit karbonatischen bzw. dolomitischen Bänken, die in verschiedenen Bereichen von Sandsteinen diskordant ersetzt werden. In den Sandsteinen finden sich Schwerminerale wie Apatit, Zirkon, Turmalin und Rutil. Des Weiteren treten in unterschiedlichen Lagen häufig Glimmer, Glaukonit und Kalkspat auf. An der Basis des Lettenkeupers steht der an Pyrit reiche Vitriolschiefer (GEYER & GWINNER 1991). Die mittlere Mächtigkeit der Formation wird für die Bauschlotter Platte auf 23 m geschätzt. Der Mittlere Keuper ist auf die höheren Lagen des Arbeitsgebiets mit einer maximalen Mächtigkeit von rund 24 m beschränkt. Dies sind die unteren Bereiche der Grabfeldgruppe, die in Baden-Württemberg mit dem Gipskeuper gleichzusetzen ist (GEYER & GWINNER 1991). Die zuunterst liegenden Grundgipsschichten sind durch tonig-dolomitische Verunreinigungen im Dezimeterabstand gegliedert und sind ursprünglich rund 10 m mächtig. Diese Mächtigkeit ist im Arbeitsgebiet reduziert, da die im Gestein zirkulierenden Wässer den meist relativ reinen Gips gelöst haben. Zurückgeblieben sind die tonig-dolomitischen Verunreinigungen sowie Lösungsresiduen, die aus Quarz und Kalzit aufgebauten Knollen bestehen (TRUNKÓ 1984). Die verbleibende Mächtigkeit wird im Gebiet durch den „Bochinger Horizont“ und die „Dunkelrote Mergel“ gebildet, die zumeist aus Tonsteinen mit gelegentlichen Gips- bzw. Dolomiteinschaltungen bestehen. Im obersten Bereich der „Dunkelroten Mergel“ können diskordant wiederum Sandsteine auftreten (GEYER & GWINNER 1991).

Das Quartär wird im wesentlichen in fluviatilen Ablagerungen und Löss/Lösslehm (plo) unterteilt. Untergeordnet kommen neben Hangschutt auch anthropogene Bildungen in Form von Altablagerungen bzw. Deponien vor. Löss ist durch die Ausblasung der ausgedehnten Schotterfelder des Oberrheingrabens während des Pleistozäns entstanden. Vor allem durch die Pforte des Kraichgaus ist durch den ausgeprägten Westwind Löss nach Osten verfrachtet und dort in windgeschützten Bereichen abgelagert worden (GEYER & GWINNER 1991). Löss besteht überwiegend aus Schluffkorngröße und ist im Allgemeinen ungeschichtet. In Gebieten mit zwischenzeitlichen Abtragungsvorgängen durch Wasser kann eine Schichtung vorhanden sein. Diese Ablagerungen werden dann als Schwemmlöss bezeichnet. Mineralogisch besteht der Löss aus Silikaten und ist darüberhinaus kalkhaltig. Während der Bodenbildung wird der Kalk gelöst und in tiefere Bereiche verfrachtet, wodurch ein Absinken des pH-Werts im Boden verbunden ist. Dies ermöglicht die Silikatverwitterung zu Tonmineralen. Der daraus resultierende Boden wird als Lösslehm bezeichnet.

Die Lössverbreitung im Arbeitsgebiet ist gekennzeichnet durch stark variierende Verbreitung

und Mächtigkeit. Generell nimmt die Verbreitung nach Norden in Richtung Kraichgausenke zu. Mächtige Lössablagerungen kommen darüberhinaus in der Katharinentalerhof-Senke vor, deren Relief durch die Lösseinwehung stark ausgeglichen wurde. Die stark wechselnden Lössmächtigkeiten, die lokal 35 m erreichen, lassen auf eine ursprünglich stärker ausgeprägte Morphologie mit einigen Dolinen schließen, die von der Größe an die des Eisinger Lochs herangereicht haben könnten (Kapitel 6.5).

3.3 Tektonik und Kluftsystem

Das Arbeitsgebiet liegt nur wenige Kilometer von der östlichen Hauptverwerfung des Oberrheingrabens entfernt. Das tektonische Muster im Arbeitsgebiet ist daher stark an die Strukturen des Oberrheingrabens geknüpft. Die Grabenentwicklung begann im späten Eozän und entwickelte sich unter wechselnden Spannungsfeldern im Känozoikum bis zur heutigen Ausbildung. Für die strukturelle Entwicklung des Grabensystems spielen neben dem Spannungsfeld auch präexistierende krustale Diskontinuitäten der spätpaläozoischen Einengungstektonik eine große Rolle, die NNE-SSW bzw. NE bis ENE streichen (SCHWARZ & HENK 2004). Dementsprechend streichen die Strukturen im Arbeitsgebiet parallel und orthogonal zu denen des Oberrheingrabens.

Die Schichten der Bauschlotter Platte fallen durchschnittlich mit rund $1,5^\circ$ nach NNE in Richtung Kraichgausenke ein und sind dabei durch zahlreiche Abschiebungen zerblockt (Abbildung 3.8). Gehäuft kommen Abschiebungen vor, die der sog. rheinischen Richtung (SSW-NNE) folgen. Untergeordnet staffeln dazu orthogonal gestellte Brüche mit NW-SE Verlauf (herzynische Richtung) die rheinischen Richtung zusätzlich. Ein identisches Muster zeigen Kluftmessungen, die an den Aufschlüssen der Steinbrüche Pforzheim-West (mm, mo), Knittlingen (mo) und Enzberg (mo) durchgeführt wurden. Die dominierende Streichrichtung der meist senkrecht stehenden Klüfte kann mit 32° angegeben werden. Zwei untergeordnete Richtungen mit 97° bzw. 112° passen sich in das Gesamtbild der Störungen ein. Die vierte Richtung der Trennflächen ist die Schichtung, die in der stereographischen Projektion auf die untere Lagenkugel eine subhorizontale Richtung einnimmt (Abbildung 3.5).

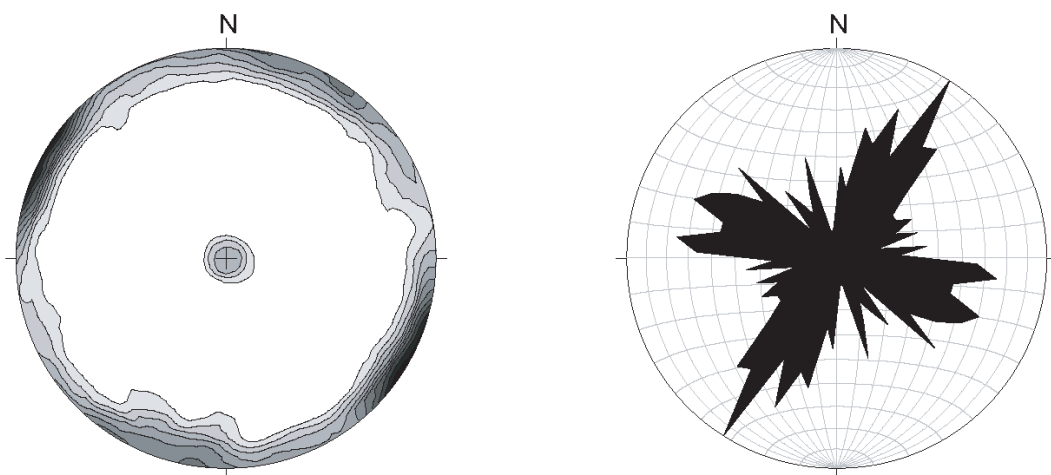


Abbildung 3.5: Trennflächenorientierung. Links: Dichtekonturen der Trennflächennormalen auf die untere Hemisphäre (Schichtung ist unterrepräsentiert). Rechts: Symmetrische Kluftrose mit 36 Klassen (5° Intervall). Werteanzahl $N = 503$ (ohne Schichtung).

Neben der räumlichen Orientierung, spielt in der Trennflächenanalyse die Auswertung der Kluftlängen und -abstände des Kluftnetzwerks eine wichtige Rolle. Dazu wurden in den Steinbrüchen Knittlingen und Enzberg Scanline-Messungen durchgeführt. Bei der Scanline-Messung wird an einer Aufschlusswand entlang einer beliebig im Raum orientierten Geraden die Orientierung jeder Kluft mittels Kompass eingemessen sowie Kluftabstand und -länge ermittelt (PRIEST 1993). Die räumliche Orientierung der Trennflächen wird gemeinsam mit weiteren Kluftmessungen ausgewertet (Abbildung 3.5).

Bei der Erhebung von Kluftlängen hat neben dem Abschneide- und Zensurfehler der Längenfehler einen Einfluss auf das Ergebnis (CHILÈS & DEMARSILY 1993, BÄUMLE et al. 1998). Abschneide- und Zensurfehler sind hier durch die Art der Aufschlüsse bzw. aufgrund der Messgenauigkeit vernachlässigbar. Der Längenfehler entsteht durch die Proportionalität zwischen der Anzahl der angeschnittenen Klüfte zu deren Länge, d.h. lange Klüfte haben eine größere Wahrscheinlichkeit von einer Scanline erfasst zu werden als kurze Klüfte, und sollte deshalb statistisch korrigiert werden. Wird für die unbeeinflusste Kluftverteilung eine Exponentialverteilung unterstellt, kann die fehlerhafte Verteilungsfunktion der Scanline-Messung korrigiert werden. Theoretisch kann gezeigt werden, dass durch die Anpassung der Messdaten mit einer Erlang-2-Verteilung auf die unverfälschte Kluftlängenverteilung rückgeschlossen werden kann (BÄUMLE et al. 1998). Die Auswertung der Kluftlängenmessung zeigt eine signifikant rechtsschiefe Verteilung (Schiefe = 2,3), die durch eine Erlang-2-Verteilung bzw. eine Lognormal-Verteilung angepasst wird und mit der die originäre Verteilung ermittelt werden kann (Abbildung 3.6). Die korrigierte Verteilungsfunktion hat eine mittlere Kluftlänge von 0,25 m, die im Vergleich zum Mittelwert der unkorrigierten Verteilung von 0,67 m wesentlich geringer ist.

Die Anpassung der Kluftabstände zeigt deutlich, dass die ebenfalls rechtsschiefe Verteilung (Schiefe = 1,8) der experimentell ermittelten Abstände vor allem bei geringen Kluftabständen durch die Lognormal-Verteilung exakter repräsentiert wird als durch die Exponentialverteilung. Der mittlere Kluftabstand beträgt für alle Messungen 0,29 m. Da die Kluftöffnungsweite nur ungenau im Feld zu ermitteln ist, wird bei den Scanline-Messungen auf deren Bestimmung verzichtet. Stattdessen ist die mittlere Kluftöffnungsweite durch die analytische Modellierung von Tracerdurchbruchkurven bestimmt (Kap. 3.5.3).

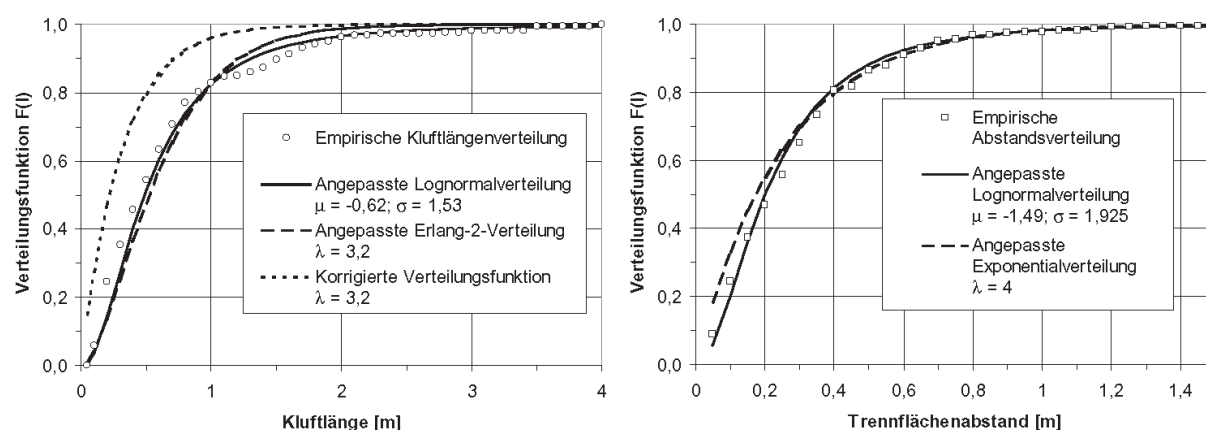


Abbildung 3.6: Kluftflächenanalyse. Links: Trennflächenlängenverteilung aller Scanline-Messungen, Klassenbreite: 0,1 m. Rechts: Trennflächenabstandsverteilung aller Scanline-Messungen, Klassenbreite: 0,05 m. Werteanzahl $N = 227$.

Zusätzlich zu den Abschiebungen lassen sich in größeren Aufschlüssen wie zum Beispiel in den Steinbrüchen Knittlingen und Pforzheim-West Schichtverbiegungen erkennen, die sich auf

die Salz- bzw. Anhydritauslaugung im Mittleren Muschelkalk zurückführen lassen (TRUNKÓ 1984). Die Schichten zeigen hier in Teilbereichen scheinbare Faltungen mit Wellenlängen in der Größenordnung von Zehner Metern und Amplituden von wenigen Metern. Auch im Hinblick auf die Salzauslaugung spielen die Störungen als dominierende Fließwege bzw. Grenzflächen größerer Versatzheterogenitäten eine große Rolle. So manifestieren sich größere Differenzen im abgelagerten bzw. ausgelaugten Salzvolumen in den Versatzbeträgen der Abschiebungen, wobei die Primärbeträge der Abschiebungen unbekannt sind. Die vertikalen Versatzbeträge bewegen sich in der Größenordnung zwischen wenigen Metern bis hin zu rund 40 m. In den Steinbrüchen zeigt sich zudem ein dichtes Netz an Abschiebungen, die meist nur geringe Versatzbeträge aufweisen und aufgrund der schlechten Aufschlusslage an der Oberfläche durch Kartierung nicht erkannt werden können. Aus diesem Grund wurde das Störungsmuster des vorliegende geologische Strukturmodell des Festgesteins zusätzlich zu den schon bekannten Strukturen interpretativ erweitert.

Die statistisch ermittelten mittleren Kluftlängen und -abstände zeigen ein fein verteiltes Netzwerk von relativ kurzen Klüften. Die stochastische Generierung eines Kluftnetzwerks bezogen auf die Größe des Arbeitsgebiets ist für die weitere Bearbeitung der Aufgabenstellung daher nicht praktikabel, da schon alleine die Berücksichtigung der Klüfte als diskrete Elemente einen großen Speicherbedarf haben dürfte. Alleine die Berücksichtigung der im Gelände nur unzureichend deterministisch bestimmaren Störungen wird dagegen für die Lösung der Aufgabenstellung nicht ausreichend sein, sodass auf Grundlage der Gefügeuntersuchung für die numerische Modellierung der Strömung und des Transport im Festgestein ein Multi-Kontinuum-Modellansatz gewählt wurde (Kap.4.2).

3.4 Geologisches Strukturmodell des Festgesteins

Im Strukturmodell des Festgesteins sind im Hinblick auf die Relevanz und Fragestellung geologische Einheiten nach hydrogeologischen Gesichtspunkten teilweise zusammengefasst (Kap. 3.5.2). So ist der Untere Muschelkalk nicht in seine Formationen unterteilt. Im Mittleren Muschelkalk wird die Obere Dolomit-Formation von der Salinar- und Unteren Dolomit-Formation unterschieden, die als geologische Einheit zusammengefasst werden. Auch der Letten- und Gipskeuper sind jeweils als Einheit ausgegliedert und nicht in ihre Untergruppen unterteilt. Das Strukturmodell basiert auf Strukturlinienkarten der Basis des Oberen Muschelkalks und der Basis des Unteren Keupers (Abbildung 3.7). Grundlage bilden neben eigenen Erhebungen folgende Datenquellen:

- Bohrdaten und Schichtenverzeichnisse aus dem Archiv des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB),
- Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg Enztal-Pforzheim Mappe 2 und Mappe 3 (MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR BADEN-WÜRTTEMBERG 2002, 2004),
- Geologische Karten (GK 25) Blatt 6017, 6918, 7017 und 7018 (GLA 1985, 1997, 1985, 1984),
- Diplomkartierungen des Geologischen Instituts der Universität Karlsruhe (GERLACH 2003, PREUSSER 1999, KRAUSS 2002 und RIEBER 2001).

Zur Überprüfung des Strukturmodells dienen Quellen mit bekannter stratigraphischer Position (Schicht- bzw. Stauquellen (Kap. 3.5.1)). Die Strukturlinien der Formationsgrenzen mo1-mo2, mmDo-mo1, mm(mmDu+mmS)-mmDo, mu-mm und so-mu ergeben sich auf Grundlage von mittleren Schichtmächtigkeiten aus der interpretierten Hauptmuschelkalkbasis. Dementsprechend ergibt sich die Höhenlage der Basis des Mittleren Keupers, unter der Annahme von konstanter Schichtmächtigkeit, auf Grundlage der Strukturlinien des Unteren Keupers. Die Ausbisslinien der Schichtgrenzen ergeben sich durch Verschnitt der Strukturlinien mit einem digitalen Geländemodell zu einer abgedeckten Geologischen Karte (Abbildung 3.8).

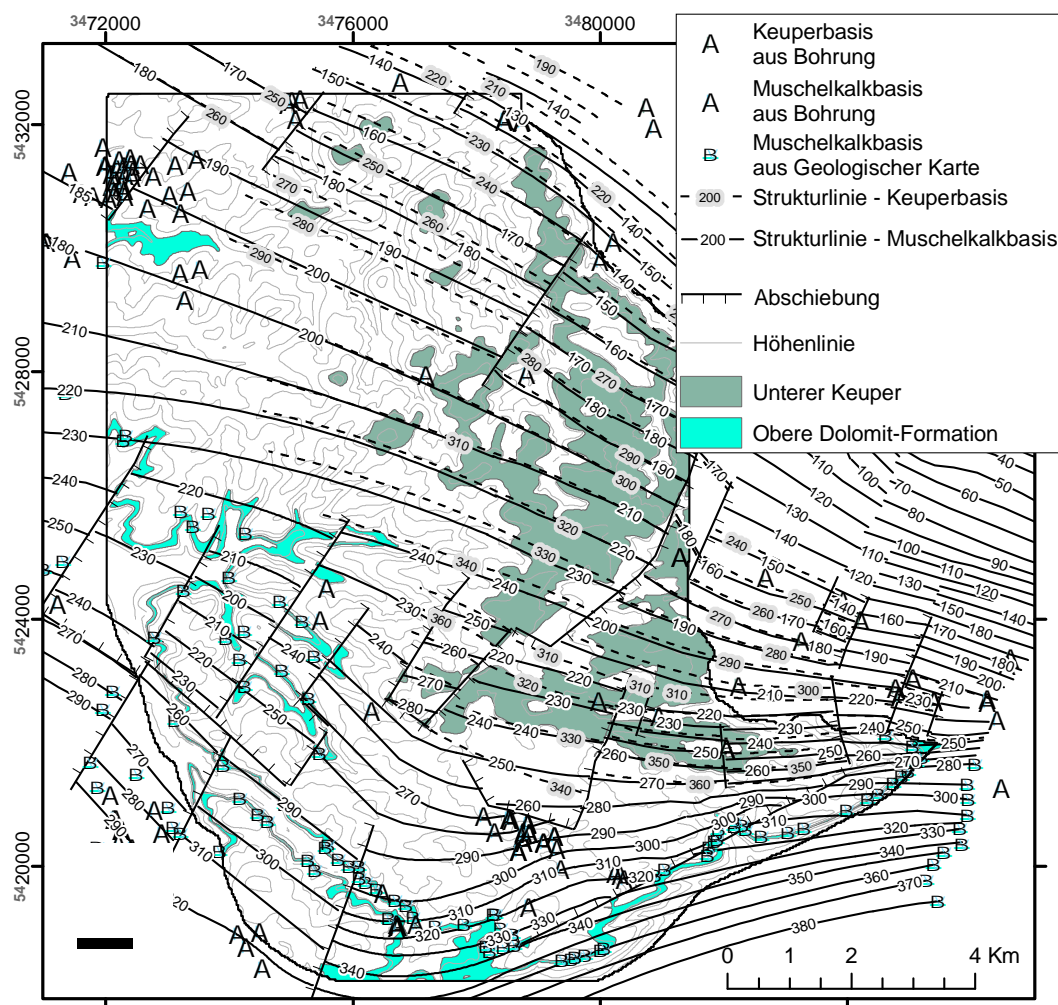


Abbildung 3.7: Ermittelte Strukturlinien der Hauptmuschelkalkbasis sowie der Basis des Unteren Keupers. Alle Höhenangaben in m.ü.NN.

Die Dichte der vorhandenen Aufschlüsse des Festgesteins spiegelt sich in der abgedeckten geologischen Karte wider. Während der südliche Teil des Arbeitsgebiets mit einer großen Anzahl von Bohrungen abgedeckt ist und sich daraus ein entsprechend detailliertes geologisches Bild ergibt, nimmt die Dichte der Bohrungen im nördlichen Teil stark ab. Vor allem im nordöstlichen Bereich zwischen Königsbach-Stein - Nußbaum und Wössingen - Bretten sind, abgesehen vom näheren Umfeld des Steinbruchs Wössingen, nur spärlich bis keine Festgesteinsdaten vorhanden. In diesem Bereich ist das geologische Modell deshalb relativ ungesichert.

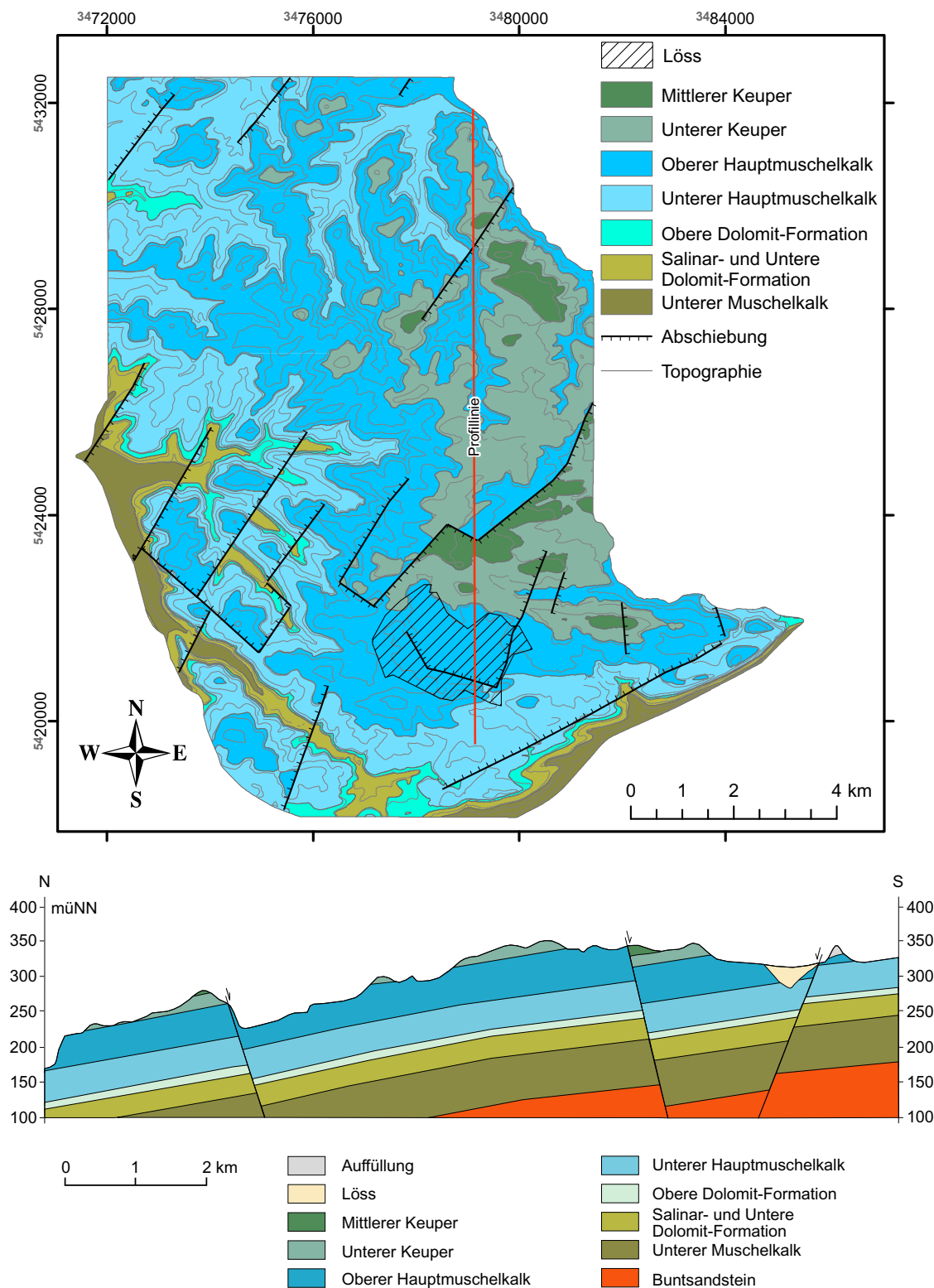


Abbildung 3.8: Abgedeckte Geologische Karte des Arbeitsgebiets und Nord-Süd Profil (10-fach überhöht). Die Lössfüllung in der Katharinentalerhof-Senke ist in der Karte und im Profil schematisiert eingezeichnet.

3.5 Hydrogeologie

3.5.1 Gewässernetz, Karstmorphologie und Quellen

Die oberirdischen Einzugsgebiete der größeren Fließgewässer sind mittels eines hydrologisch korrigierten Höhenmodells berechnet. Es ergeben sich neben der Wasserscheide zwischen Enz und Pfinz zwei oberirdisch abflusslose Senken, die nur unterirdisch durch Karströhren entwässert werden (Abbildung 3.9). Die Katharinentalerhof-Senke ist mit rund $10,5 \text{ km}^2$ eine der größten Karstsenken in Deutschland und wird über das Fuchsloch, eine Schwinde im Zentrum der Senke, entwässert, die in niederschlagsarmen Perioden trocken fällt. Die Enzenloch-Senke liegt im Bereich der Wilferdingerhöhe und nimmt im Arbeitsgebiet $1,5 \text{ km}^2$ ein, wird von diesem aber nicht vollständig erfasst. Das Enzenloch wird heute durch einen Kanal in Richtung Pforzheim entwässert und hat so keinen Beitrag mehr an der Grundwasserneubildung (TENHÄFF & KÄSS 1987).

In dem vollständig von Boden bedecktem Karst finden sich zahlreiche Dolinen, hauptsächlich an der Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper, die teilweise auch als Schwinden für das austretende Keupergrundwasser fungieren. Die bedeutendsten Dolinen im Arbeitsgebiet sind neben dem Fuchsloch das Neue und Alte Eisinger Loch. Das Alte und Neue Eisinger Loch sind zwei vergleichsweise große Einsturzdolinen im Durchmesser von mehreren Metern bis zu rund 10 m, die an einer größeren Abschiebung durch die Auslaugung des Mittleren Muschelkalks entstanden sind. Allerdings ist kein oberirdisches Entwässerungssystem angeschlossen, sodass sie für die Grundwasserneubildung keine größere Bedeutung haben.

Die unterirdischen Wasserscheiden zwischen den Vorflutern stimmen nicht mit denen des oberirdischen Entwässerungssystems überein. Im Bereich der Katharinentalerhof-Senke zeigen die Markierungsversuche ein komplexes Bild der unterirdischen Entwässerung (Kapitel 3.5.3), das von den geologischen Strukturelementen und dem Gradienten zur Vorflut bestimmt ist. So entwässert die zentrale Schwinde nach Norden in Richtung Enzbrunnen aber auch nach Südwesten zur Kämpfelbachquelle. Auch andere Punkte, an denen Grundwassermarkierungen durchgeführt wurden, zeigen eine Aufgabelung der Abflussrichtung zwischen den Vorflutern Pfinz und Enz. Die unterirdische Grundwasserscheide liegt demnach im Bereich der Senke, kann aber anhand der Datengrundlage nicht genau festgelegt werden. Auch eine zeitliche Verschiebung der Wasserscheide in Abhängigkeit des Grundwasserstandes kann nicht ausgeschlossen werden.

Die Quellen des Muschelkalks und des Keupers liegen bis auf eine Ausnahme in einer stratigraphischen Stauposition und werden als Schicht- bzw. Stauquellen eingestuft. Die wichtigsten Quellen im Muschelkalk sind hierbei die Gennenbachquelle (QGe) und der Galgenbrunnen (QGa), die beide zur Trinkwassergewinnung genutzt werden, sowie der Meisterbrunnen (QMe), die Igelsbachquellen 1 und 2 (QI1, QI2) und die Kämpfelbachquelle (QKä). Die Schüttungen variieren, betragen aber größenordnungsmäßig mehrere Liter bis mehrere Zehner Liter pro Sekunde. Der Enzbrunnen (QE) ist eine Überlaufquelle im Hauptmuschelkalk am Nordrand des Arbeitsgebiets, unter dem sich der Grundwasserleiter weiter nach Norden fortsetzt und ein wichtiges Entwässerungselement darstellt. Die Schüttung schwankt zwischen 50 und 250 l/s.

Die Keuperquellen liegen zumeist auf einer Stauposition am Rande des Unteren Keupers, seltener an einer stauenden Zwischenschicht. Die mittleren Quellschüttungen liegen meist $<1 \text{ l/s}$, und viele der kleineren Quellen versiegen in den trockenen Jahreszeiten. Die Keuperquellen mit größeren Einzugsgebieten werden meist als Brauchwasser in Form von Laufbrunnen genutzt. Der Diebsbrunnen (QDi) als größte Keuperquelle im Arbeitsgebiet wurde früher für die Trinkwasserversorgung herangezogen wird heute aber wegen alternativen Versorgungsquellen nicht

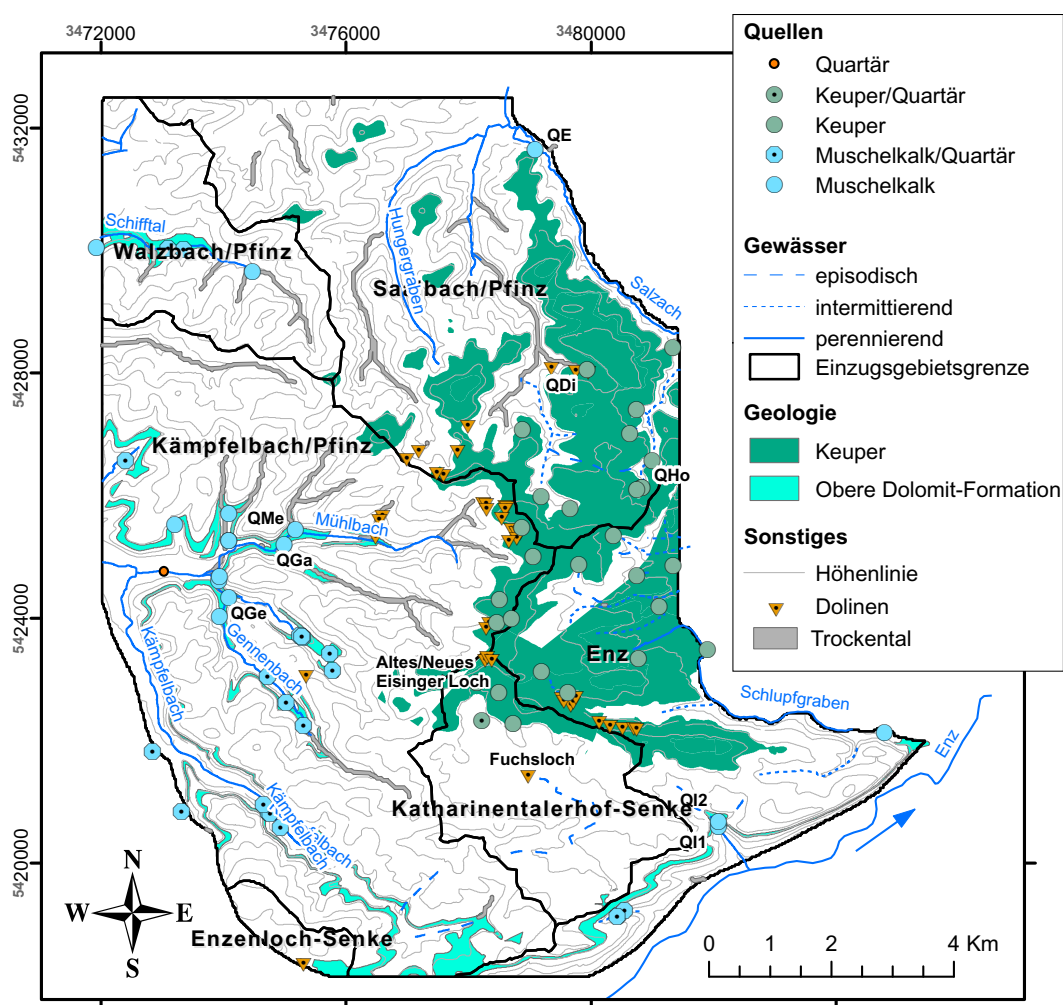


Abbildung 3.9: Oberirdisches Entwässerungssystem mit Einzugsgebieten sowie Quellen und Karstmorphologie.

mehr genutzt.

3.5.2 Hydrogeologische Charakterisierung der Schichtenfolge

Die Hydrogeologie der Bauschlotter Platte ist dominiert durch den rund 100 m mächtigen Karstgrundwasserleiter, der sich aus dem Hauptmuschelkalk und der Oberen Dolomit-Formation des Mittleren Muschelkalks zusammensetzt. Die Basis dieses Karstkörpers bilden impermeable Residualsedimente der Salinar-Formation. Im östlichen Teil des Arbeitsgebiet erlangt der Keuper als Grundwasserleiter wasserwirtschaftliche Bedeutung.

Der Hauptmuschelkalk wird zusammen mit der Oberen Dolomit-Formation des Mittleren Muschelkalks als Karst- und Kluftgrundwasserleiter klassifiziert, der stellenweise schichtig gegliedert ist und durch die Haßmersheimer-Schichten eine Stockwerkstrennung besitzt (MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR BADEN-WÜRTTEMBERG 2004). Zur Charakterisierung der Durchlässigkeiten der beiden Grundwasserleiter stehen Transmissivitäten aus dem Archiv des Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB) zur Verfügung. Die Werte stammen von Pumpversuchen, die allesamt im oder in der näheren Umgebung des Arbeitsgebiets durchgeführt wurden. Die Transmissivitäten des Muschelkalks

beziehen sich zumeist auf den Hauptmuschelkalk, selten auch auf die oberen Partien des Mittleren Muschelkalks. Die Werte sind rechtsschief verteilt und schwanken um mehr als sechs Zehnerpotenzen mit einem Median von $4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ bei 75% aller Werte größer als $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (Abbildung 3.10).

Die Ablagerungen des Unteren- und Mittleren Keupers werden als Wechselfolge von Kluft-, Schicht- und Karstgrundwasserleitern sowie Grundwassergeringleitern mit einem hohen Anteil von Gipskarst im Mittleren Keuper klassifiziert. Im Allgemeinen werden die Grundwasserleiter als wenig ergiebig eingestuft (MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR BADEN-WÜRTTEMBERG 2004), werden aber lokal als Brauchwasser, östlich des Arbeitsgebiets auch als Trinkwasser genutzt. Die Verteilung der Transmissivitäten im Keuper bezieht sich ausschließlich auf den Bereich des Unteren Keupers und des Gipskeupers. Werte allein für den Unteren Keuper liegen nicht vor. Die Transmissivitätsverteilung ist ebenfalls rechtsschief, schwankt jedoch nur um den Faktor 1000 mit einem Median von $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ mit 75% aller Werte größer als $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Aufgrund der lithologischen Verhältnisse kann davon ausgegangen werden, dass die Transmissivität eine hohe Anisotropie in horizontaler, respektive vertikaler Richtung hat. Die vertikale Durchlässigkeit wird durch die Wechsellagerung mit Grundwassergeringleitern als sehr viel geringer angenommen.

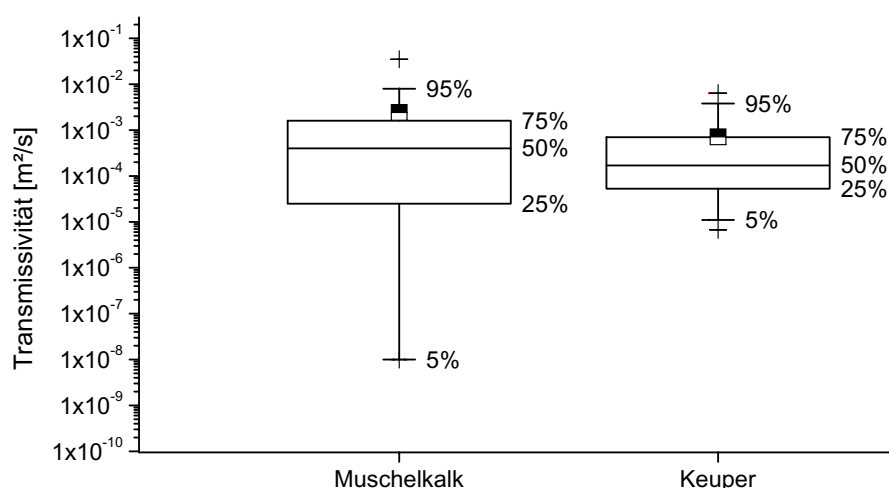
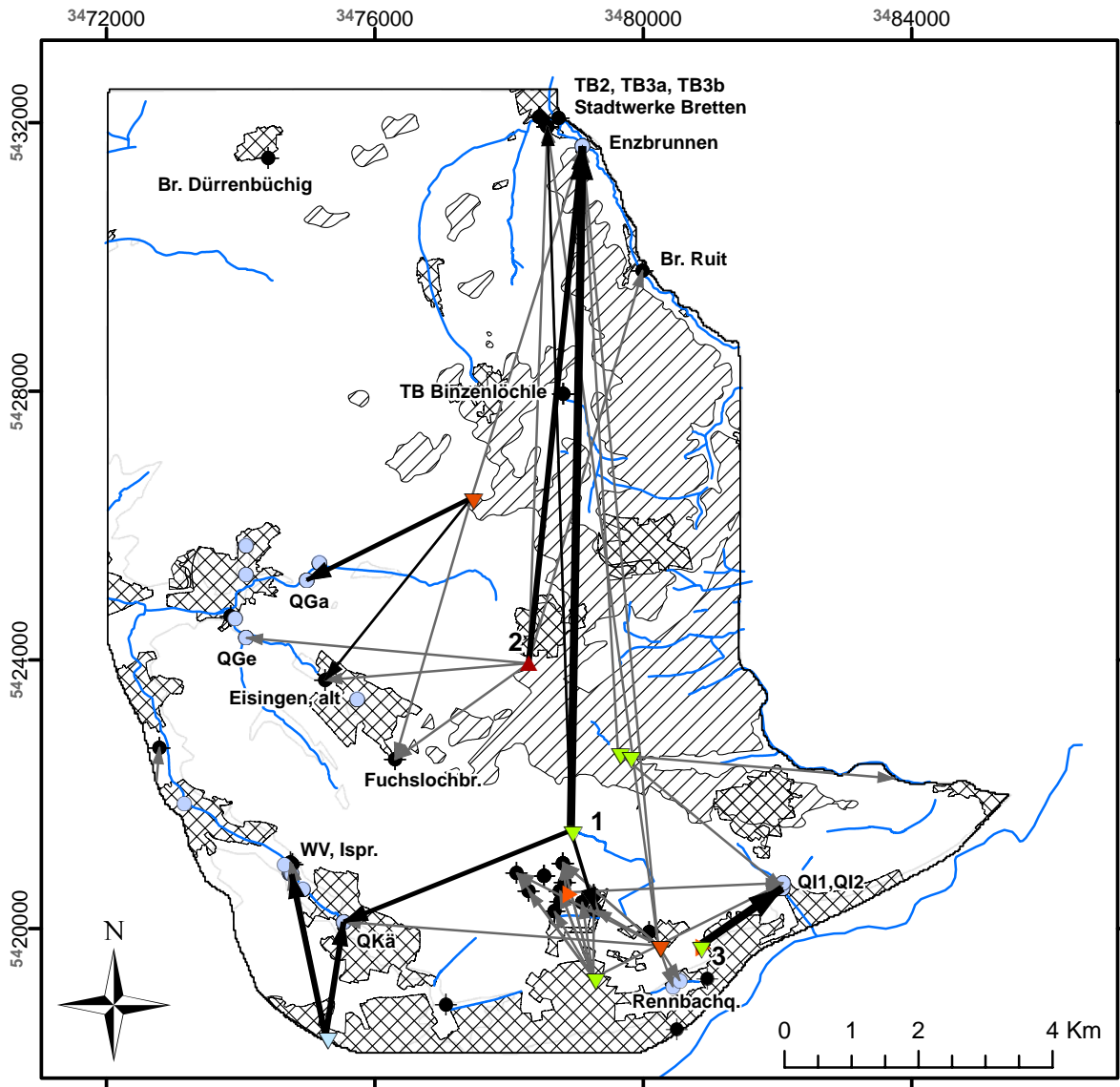


Abbildung 3.10: Box-Whisker-Diagramm der Transmissivitäten aus 25 Pumpversuchsauswertungen von verschiedenen Standorten (Daten: LGRB). Kreuz: Minimum bzw. Maximum. Quadrat: Mittelwert.

Die quartären Ablagerungen sind in ihren hydrogeologischen Eigenschaften sehr variabel. Die Fluss- und Bachbettsedimente bestehen aus Kies und Sand, die zum Teil verlehmt sind, und können als Porengrundwasserleiter eingestuft werden. Hangschutt ist je nach Ausgangsgestein geringdurchlässig bis gut durchlässig. Löss und Lösslehm sind als Deckschichten mit geringer Durchlässigkeit klassifiziert (MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR BADEN-WÜRTTEMBERG 2004) (Kapitel 4.2).

3.5.3 Markierungsversuche

Die Markierungsversuche die im Bereich der Bauschlotter Platte bis 2004 durchgeführt wurden sind in der Hydrogeologischen Erkundung Baden-Württemberg Enztal-Pforzheim Mappe 3 (MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR BADEN-WÜRTTEMBERG 2004) zusammengefasst.



Eingabestelle, Farbstoff	Nachgewiesene Verbindungen, v_{max} [m/h]	Beobachtungsstelle
▼ Uranin	→ unbekannt	● Brunnen, Grundwassermessstelle
▼ Eosin	→ 8 - 17	● Quelle
▶ Sulforhodamin B	→ 18 - 39	— Gewässer
▲ Rhodamin B	→ 40 - 100	Sonstiges
▼ Tinopal CBS-X	→ 101 - 200	■ Muschelkalkgrundwasserleiter
		▨ Keupergrundwasserleiter
		▩ Ortslage

Abbildung 3.11: Ausgewählte Markierungsversuche im Hauptmuschelkalk der Bauschlotter Platte mit nachgewiesenen Verbindungen. Die Nummerierung bezieht sich auf die Versuchsauswertung in Kap. 6.2.3

Detaillierte Daten über ältere Versuche sind bei TENHÄFF & KÄSS (1987) zu finden. Die aussagekräftigsten und für das Arbeitsgebiet relevanten Versuche werden im weiteren kurz dargestellt. Die ausführliche analytische Auswertung einzelner Versuche findet sich in Kap. 6.2.3.

Die höchsten maximalen Abstandsgeschwindigkeiten sind mit über 200 m/h zwischen Fuchsloch und Enzbrunnen gemessen worden (TENHÄFF & KÄSS 1987). Ähnlich hohe Geschwindigkeiten werden ansonsten nur noch aus dem Südosten des Arbeitsgebiet, zwischen einer Grundwassermessstelle und der östlichen Igelsbachquellen, berichtet (PREUSSER 1999). Die übrigen Markierungsversuche zeigen Abstandsgeschwindigkeiten kleiner 100 m/h, in der Mehrzahl aber kleiner 50 m/h was zu Abstandsgeschwindigkeiten in sehr gut durchlässigen Porengrundwasserleitern, die im Bereich von mehreren Zehner Meter pro Tag liegen können, vergleichbar ist.

Aus der Darstellung der Fließpfade (Abbildung 3.11) ist zu erkennen, dass neben dem Kluftnetz, den Störungen und dem Schichteinfallen, das hydraulische Gefälle für die Entwässerung des Karstkörpers entscheidend ist. Ein großes Problem bei der Interpretation der Fließwege sind sich schneidende Verbindungen, die sich, ausgehend von einer großräumigen Potenzialverteilung wie sie in Abbildung 6.25 dargestellt ist, ausschließen. Wie Kapitel 4.2 zeigt, herrscht zwischen Kluft- bzw. Karstnetzwerk und Matrix eine hohe Heterogenität in der hydraulischen Durchlässigkeit, die eine Abweichung des hydraulischen Potentials zwischen Matrix und der hydraulisch eher dynamischen Kluft ermöglicht. Die Fließwege in den Klüften können also bei entsprechend rascher Zufuhr von Wasser unabhängig von der Fließrichtung in der Matrix sein, da der Ausgleich zwischen beiden Speichern durch die hydraulischen Eigenschaften der Matrix (Kap.festgestein) kontrolliert wird und damit nur sehr langsam erfolgt. Abweichende Potenzialgefälle in Kluft und Matrix können somit zu unterschiedlichen Abflußrichtungen führen. Dementsprechend könnten stark variierende Anfangsbedingungen in Kluft und Matrix bei Markierungsversuchen ebenfalls lokal zu variierenden Abflussrichtungen führen, die sich dann in einer Gesamtdarstellung kreuzen. Zu den Einflußfaktoren der Anfangsbedingungen gehören die jahreszeitlichen Schwankungen des Karstwasserspiegels und hier vor allem die Zeiträume, in denen direkte Infiltration an den Schwinden bzw. Dolinen stattfindet. Diese zum Teil kurzfristigen Ereignisse können zu Ungleichgewicht in der Potenzialverteilung zwischen Kluft und Matrix führen.

3.6 Boden

Daten bezüglich des Bodens wurden vom LGRB digital zur Verfügung gestellt. Die Daten basieren auf der Bodenkarte „Region Nordschwarzwald 1:50.000“ (LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU 2001), die im Vergleich zu den amtlichen Bodenkarten im Maßstab 1:25.000 eine etwas generalisiertere Legende besitzt. Da der nördliche Teil des Arbeitsgebiets nicht von der Bodenkarte erfasst wird, sind dort die Bodentypen den Bodenkarten 1:25.000 (GLA 1993a, 1993b, 1992a, 1992b) entnommen und an die Legende der Bodenkarte Region Nordschwarzwald angepasst worden. Die amtlichen Bodenkarten basieren auf Geländeuntersuchungen, Bodenschätzungskarten, Geologischen Karten sowie anderen wesentlichen Eingangsinformationen. Der Istzustand typischer Bodenformen wird durch bodenanalytische Untersuchungen von Musterprofilen erfasst. Die Musterprofile gehen in das Bodeninformationssystem des LGRB ein. Dort werden die Bodenkennwerte (z.B. Feldkapazität) durch Rechenverfahren aus den im Gelände ermittelten Bodenmerkmalen geschätzt. Die Schätzergebnisse werden in den tabellarischen Erläuterungen zur besseren Übersicht klassifiziert angegeben (GLA 1993).

Die für diese Arbeit wichtigen Bodenkennwerte gesättigte hydraulische Durchlässigkeit und nutzbare Feldkapazität werden in 6, respektive 5 Stufen klassifiziert (Tabelle 3.1).

Tabelle 3.1: Klasseneinteilung der gesättigten hydraulischen Durchlässigkeit sowie der nutzbaren Feldkapazität der amtlichen Bodenkarten (GLA 1993).

Klasse	K_s -Wert [m/s]	nutzbare Feldkapazität [mm]
sehr gering	$< 1,15 \cdot 10^{-7}$	< 50
gering	$> 1,15 \cdot 10^{-7} - 1,15 \cdot 10^{-6}$	50 - 90
mittel	$1,15 \cdot 10^{-6} - 4,6 \cdot 10^{-6}$	90 - 140
hoch	$4,6 \cdot 10^{-6} - 1,15 \cdot 10^{-5}$	140 - 200
sehr hoch	$1,15 \cdot 10^{-5} - 3,4 \cdot 10^{-5}$	> 200
äußerst hoch	$> 3,4 \cdot 10^{-5}$	-

Die Bodentypen können nach übergeordneten geologischen Kriterien zusammengefasst werden (Tabelle 3.2). Es werden folgende Bodengesellschaften unterschieden:

- anthropogene Flächen,
- Kolluvium,
- Auenböden,
- Abschwemmmasse,
- Fließerde,
- Lössböden,
- Keuper- und Lössböden,
- Keuperböden und
- Muschelkalkböden.

Die anthropogene Flächen beinhalten alle stark veränderten bzw. bebauten Flächen des Arbeitsgebiets. Dies sind zum einen die versiegelten Bereiche der Ortschaften zum anderen die Gebiete in denen der natürlich gewachsene Boden gegen anthropogenes Material ausgetauscht wurde bzw. der Boden vom Ausgangsgestein entfernt wurde. Im Arbeitsgebiet sind dies verschiedene Deponien und Ablagerungen sowie Steinbrüche. Diese Bodengesellschaft nimmt rund 13,7 % des Arbeitsgebiets ein.

Die Kolluviumböden kommen in den Tälern und Unterhängen, verstärkt auch in den Trockentälern, aber auch im zentralen Bereich der Katharinentalerhof-Senke vor. Das Kolluvium nimmt rund 6,4 % der Fläche des Arbeitsgebiets ein.

Bei den Auenböden können Auegley und Braune Auenböden voneinander unterschieden werden. Der Auegley findet sich in den Tälern des Kämpfelbachs im Westen des Arbeitsgebiets sowie im Norden im Salzachtal bei Bretten. Die Braunen Auenböden sind im Gennenbachtal bei Eisingen bzw. im Schiffthal östlich von Wössingen zu finden. Zusammen nehmen beide Bodentypen etwa 1 % der Fläche ein.

Tabelle 3.2: Bodengesellschaften mit den typischen Bodenarten und ihren Eigenschaften auf der Bauschlatter Platte gemäß der amtlichen Bodenkarten und deren tabellarischen Erläuterungen.

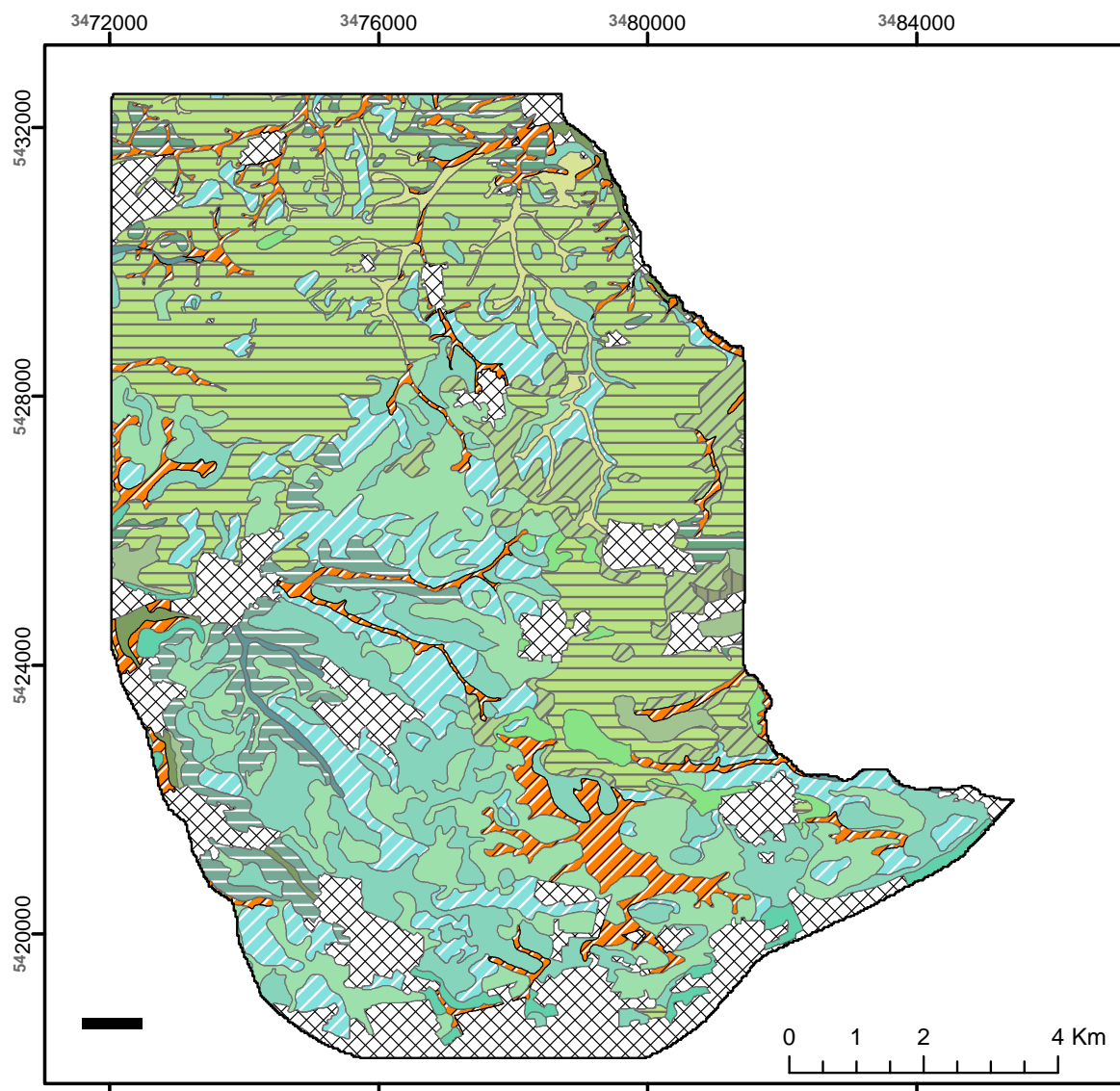
Bodengesellschaft	Typischer Bodentyp	K _f -Wert	Nutzbare Feldkapazität (mm)	Flächenanteil (%)
Abschwemmmasse	Gley	sehr gering - gering	mittel	0,13
Aueböden	Auegley	mittel	mittel - sehr hoch	1,02
Fließerde	Pararendzina, Pseudogley, Braunerde	sehr gering - mittel	gering - mittel	3,32
Kolluvium	Pseudogley	gering - mittel	mittel - sehr hoch	6,40
Lössboden	Braunerde, Terra fusca, Parabraunerde	gering - mittel	hoch	43,03
Keuper- und Lössboden	Pararendzina	mittel	gering	1,51
Keuperboden	Bodenmosaik aus Keupermaterial	gering - mittel	stark wechselnd	3,86
Muschelkalkboden	Braune Rendzina, Braunerde, Braunerde Terra fusca	mittel - sehr hoch	gering - mittel	27,00
anthropogen stark überprägte Flächen	Ortschaften, Deponien	-	-	13,73

Gley als Vertreter der Abschwemmmasse kommt räumlich eng begrenzt im Osten des Arbeitsgebiets vor. Der Flächenanteil der von diesem Bodentyp eingenommen wird beträgt etwa 0,1 %.

Bei den Fließerden werden Braunerde, Pararendzina und Pseudogley unterschieden. Die Böden kommen meist in Hanglage, zum Teil aber auch im flachen Hügelland vor. Der Pseudogley findet sich verstärkt in flachen Mulden im Bereich des Keupers, die Pararendzina dagegen im Ausbiss des Muschelkalks. Zusammen nehmen die Fließerden etwas mehr als 3 % der Fläche ein.

Den höchsten Anteil der Böden im Arbeitsgebiet haben die Böden die aus Löss bzw. Lösslehm hervorgehen. Die Terra fusca-Parabraunerde bedeckt große Teile des Hügelland im Ausbissgebiet des Muschelkalk; insgesamt 13,5 % des Arbeitsgebiets. Die Parabraunerde mit rund 28 % Flächenanteil, nimmt den Großteil des Hügellands und der Verebnungen des nördlichen Arbeitsgebiets ein. Dieser Bodentyp beschränkt sich nicht auf den Muschelkalk, sondern nimmt verstärkt auch Keuperflächen ein.

Die Bodengesellschaft Keuper- und Lössböden wird durch Pararendzina und Braunerde bzw. Parabraunerde vertreten. Diese Böden kommen meist kleinfleckig im Hügelland des nördlichen und östlichen Arbeitsgebiet vor. Das Ausgangs(locker)gestein ist zumeist Löss bzw. Lösslehm,



Anthropogen	Abschwemmmasse	Keuper- und Lössboden
Anthr. überprägte Fläche	96 Gley	84 Pararendzina
Kolluvium	Fließerde	55 Braunerde / Parabraunerde
67 Kolluvium	65 Pseudogley	Keuperboden
Auenboden	49 Braunerde / Pseudogley	66 Bodenmosaik
79 Auengley	44 Pararendzina	Muschelkalkboden
77 Brauner Auenboden	Lössboden	42 Rendzina
	89 Parabraunerde / Pseudogley	41 Braune Rendzina / Braunerde
	56 Terra fusca-Parabraunerde	61 Braunerde-Terrafusca

Abbildung 3.12: Bodenkarte der Bauschlotter Platte. Die Bodentypen sind nach den übergeordneten Bodengesellschaften geordnet.

stellenweise aber auch Keuper. Der Flächenanteil beträgt insgesamt 3,3 %.

Die Bodengesellschaft des Keupers besteht aus stark unterschiedlichen Bodenarten und werden als Bodenmosaik zusammengefasst und bedecken das flache Hügelland des Keupers. Der Flächenanteil beträgt 3,9 %.

Die Böden des Muschelkalks werden in Rendzina, Braune Rendzina bzw. Braunerde und Braunerde-Terra fusca unterteilt. Davon bedeckt die Rendzina mit 3,5 % der Gesamtfläche den geringsten Flächenanteil. Sie bedeckt das Ausgangsgestein meist an steilen Hängen. Mit rund 11 % Anteil ist die Braunerde-Terra fusca an Verflachungen, Sattellagen sowie lokal an kleinen Hängen im Arbeitsgebiet vertreten. Auf den Kuppen und Rücken im Bereich des Muschelkalkausbiss bedecken die Braune Rendzina bzw. Braunerde das Ausgangsgestein. Der Flächenanteil beträgt etwas mehr als 12 %.

Die Bodenmächtigkeit schwankt im Arbeitsgebiet zwischen 0,2 und 0,9 m und ist neben der Genese und dem Ausgangsgestein über die Durchwurzelungstiefe auch von der Landnutzung abhängig. Die Schätzung der Bodenmächtigkeit mit geostatistischen Methoden ist in Kapitel 6.5.1 diskutiert.

Die Bodenkarte (Abbildung 3.12) geht als Basisinformation in folgenden Teilbereichen dieser Untersuchung ein:

- hydrologische Modellierung zur Ermittlung der Sickerwassermenge,
- Vulnerabilitätskartierung,
- numerische Modellierung.

Als Grundlage dieser Untersuchungen dienen die Bodenkennwerte der tabellarischen Erläuterungen, die durch eigene Untersuchungen ergänzt bzw. stichprobenartig überprüft wurden.

4 Theoretische Grundlagen

4.1 Wasserströmung und Stofftransport in gesättigten Medien

4.1.1 Strömung

Die Bewegung von Wasser in gesättigten porösen Medien wird durch die Darcy-Gleichung beschrieben:

$$Q = -k_f \cdot A \cdot \frac{dh}{dl} \quad (4.1)$$

Q	Volumenstrom	$[L^3T^{-1}]$
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	$[LT^{-1}]$
A	Fließquerschnitt	$[L^2T^{-1}]$
dh/dl	hydraulischer Gradient	$[-]$

Sie beschreibt die Bewegung von Wasser aufgrund einer Potenzialdifferenz an unterschiedlichen Orten wobei die Bewegung stets in Richtung des höchsten Potenzialgradienten erfolgt. Die Bewegung des Grundwassers erfolgt ausschließlich durch die Schwerkraft. Die dreidimensionale stationäre Gleichung der Grundwasserströmung in homogenen, isotropen porösen Medien ergibt sich dementsprechend aus dem Gradient der Druckhöhe h (MATTHESS & UBELL 2003):

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad (4.2)$$

Die Strömung in geklüfteten bzw. verkarsteten Festgesteinen lassen sich aufgrund ihrer Inhomogenität und Anisotropie nicht mit dem Gesetz von Darcy beschreiben. Die Strömung in solchen doppelporösen Gebirgskörpern wird in der Regel maßgeblich von den Klüften bestimmt, da die Matrixdurchlässigkeit meist mehrere Zehnerpotenzen geringer ist als die der Klüfte. Während für die Matrix als poröses Medium die Darcy-Gleichung Anwendung findet, wird für die Beschreibung der Strömung in den Klüften das Gesetz von Hagen-Poiseuille herangezogen. Es beschreibt den Volumenstrom einer inkompressiblen Flüssigkeit zwischen zwei parallelen Platten (LOUIS 1967):

$$Q = \frac{g}{12 \cdot \mu} \cdot b^3 \cdot \nabla h \quad (4.3)$$

Q	Volumenstrom	$[L^3T^{-1}]$
g	Erdbeschleunigung	$[LT^{-2}]$
μ	kinematische Viskosität	$[L^2T^{-1}]$
b	mittlere hydraulische Kluftöffnungsweite	$[L]$
∇h	Gradient des Wasserspiegels	$[-]$

Die Strömung wird dabei stark durch die Kluftrauhigkeit beeinflusst (DIJK & BERKOWITZ 1999). Durch variierende Kluftöffnungsweiten, wie sie in Kartsgrundwasserleitern die Regel sind, entstehen bevorzugte Fließpfade, die eine schnellere Fließgeschwindigkeit haben und somit zu einer zunehmenden Geschwindigkeitsanisotropie in der Gebirgsdurchlässigkeit führen.

4.1.2 Transport

Der Transport von gelösten konservativen (keine Wechselwirkung mit dem Aquifermaterial und kein biologischer bzw. radioaktiver Zerfall) Wasserinhaltsstoffen erfolgt aufgrund von Advektion, Dispersion und Diffusion.

Advektion wird durch den Wasserfluss, also die Differenz im Potenzialfeld, oder durch den Dichteunterschied im Fluid (Konvektion) hervorgerufen. Die Inhaltsstoffe bewegen sich dabei mit dem Wasserfluss und dessen Bahngeschwindigkeit v_b . Die Bahngeschwindigkeit wird in der Praxis in Form der Abstandsgeschwindigkeit v_a zwischen zwei Punkten im System verwendet, da die Fließbahn bei makroskopischer Betrachtung meist nicht exakt bestimmt werden kann.

Die Dispersion wird häufig als hydrodynamische Dispersion angegeben und beinhaltet neben der mechanischen Dispersion auch die molekulare Diffusion. Die mechanische Dispersion wird mikroskopisch durch das parabolische Geschwindigkeitsprofil in den Porenkanälen und makroskopisch durch unterschiedliche Fließwege und -längen verursacht. Die molekulare Diffusion beruht auf einem Konzentrationsgradienten im Fluid und kann mit einem Fick'schen Ansatz beschrieben werden. Die Dispersion aufgrund der molekularen Diffusion ist proportional zum Konzentrationsgradienten, wohingegen die mechanische Dispersion proportional zur Fließgeschwindigkeit ist. Die hydrodynamische Dispersion führt in einem Vermischungsprozess zu einem Konzentrationsausgleich und ist sowohl longitudinal als auch transversal wirksam:

$$D_L = \alpha_L \cdot v + D_m \quad (4.4)$$

$$D_T = \alpha_T \cdot v + D_m \quad (4.5)$$

D_L	longitudinaler hydrod. Dispersionskoeffizient	$[L^2 T^{-1}]$
D_T	transversaler hydrod. Dispersionskoeffizient	$[L^2 T^{-1}]$
$\alpha_{L,T}$	Dispersionslängen	$[L]$
v	Transportgeschwindigkeit	$[L T^{-1}]$

Die hydrodynamische Dispersion ist stark skalenabhängig und nimmt mit steigender Transportstrecke zu (XU & ECKSTEIN 1995). Untersuchungen in den verkarsteten Kalksteinen der Fränkischen Alb haben gezeigt, dass die hydrodynamische Dispersion in Karst weitaus geringer ist als in porösen Lockergesteinen. Auch der Einfluss von größeren Karströhren zeigt sich deutlich in geringeren hydrodynamischen Dispersionen im Vergleich zu Kalksteinen, die solche Karströhren nicht aufweisen (SEILER, MALOSZEWSKI & BEHRENS 1989).

Die Diffusion erfolgt aufgrund eines Konzentrationsgefälles, z.B. zwischen Kluft und Porenwasser, was zu einem Transport der gelösten Inhaltsstoffe suborthogonal zur Ausbreitungsrichtung führt. Der in die Matrix diffundierte Stoff kann so auch ohne Sorption retardiert werden und bei Versuchen mit Dirac-Eingabe eine Aufweitung der Durchbruchkurve verursachen. Die Matrixdiffusion ist von der zur Verfügung stehenden Austauschfläche (Klufttrauhigkeit) abhängig und ist deshalb bei präferentiellen Wegsamkeiten, wie dies im Karst oft der Fall ist, vergleichsweise gering. Den Einfluss von Matrixdiffusion beim Stofftransport kann aus Durchbruchkurven von Markierungsversuchen unter der Anfangsbedingung einer Dirac-Eingabe abgeleitet werden. Durch die Rückdiffusion des Tracers aus der Matrix in die Kluft bei Umkehrung des Konzentrationsgradienten nach dem Durchgang der Tracerwolke, ergibt sich ein charakteristisches Tailing der Durchbruchkurve mit einer Steigung von $t^{-1,5}$ (Tsang 1995), dem so genannten $t^{-1,5}$ -Kriterium.

Das Verhältnis zwischen Advektion und hydrodynamischer Dispersion am Transportvorgang

wird durch die Pecletzahl Pe beschrieben. Die gängige Definition ist:

$$Pe = \frac{v_x \cdot L}{D_L} \quad (4.6)$$

v_x Transportgeschwindigkeit $[LT^{-1}]$
 L Transportlänge $[L]$

Für Versuche im Labormaßstab an Säulen mit porösen Medien wird abweichend von Gleichung 4.6 eine modifizierte Pecletzahl Pe^* , die als Maß für die Relation des dispersiv-advektiven Anteils zum diffusiven Anteil herangezogen wird, eingesetzt FETTER (1999):

$$Pe^* = v_x \cdot d / D_d \quad (4.7)$$

d mittlerer Korndurchmesser $[L]$
 D_d molekularer Diffusionskoeffizient $[L^2T^{-1}]$

Bei Peclet-Zahlen Pe^* kleiner als 0,02 wird der Transport als diffusionskontrolliert interpretiert, bei Peclet-Zahlen größer als 6 gilt der Transport hingegen als advektiv-dispersiv gesteuert. Dazwischen liegt eine intermediäre Zone, in der beide Prozesse etwa zu gleichen Anteilen am Transport beteiligt sind (FETTER 1999).

4.2 Wasserbewegung und Transport in variabel gesättigten Medien

4.2.1 Wasserbewegung in ungesättigten porösen Medien

Im Gegensatz zur Bewegung des Grundwassers wirken bei der Bewegung des Wassers in der ungesättigten Zone neben der Schwerkraft zusätzliche Kräfte, von denen die Kräfte, die von der als Matrix bezeichneten Festsubstanz ausgeht, am bedeutendsten sind. Diese Kräfte werden meist als Potenzial ausgedrückt welches die Dimension einer Länge hat. Das Gesamtpotential ist definitionsgemäß die Summe der durch die auftretenden Kräfte hervorgerufenen Teilpotentiale, die meist auf das Gravitationspotential und das Matrixpotential, selten auch auf das osmotische Potenzial, beschränkt werden (MATTHES & UBELL 2003, FETTER 1999):

$$\psi = \psi_z + \psi_m + \psi_o \quad (4.8)$$

ψ Gesamtpotential $[L]$
 ψ_z Gravitationspotential $[L]$
 ψ_m Matrixpotential $[L]$
 ψ_o osmotisches Potenzial $[L]$

Das Matrixpotential ist abhängig vom Wassergehalt θ , definiert als

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad (4.9)$$

V_w Volumenanteil Wasser $[L^3]$
 V_t Gesamtvolumen $[L^3]$

und ist dem Gravitationspotential entgegengesetzt. Diese Abhängigkeit wird von der Krümmung der Phasengrenzfläche Wasser-Luft und dem damit korrelierten Kapillardruck verursacht, wobei eine Funktion des Kapillardrucks von der Sättigung entsteht (NÜTZMANN 1999). Diese Wasser-Retensionsfunktion, oder bei Verwendung der Saugspannung anstelle des Kapillardrucks auch Sättigungs-Saugspannungsfunktion, ist von der Zusammensetzung und dem Aufbau des Feststoffs sowie von der Temperatur und der chemischen Zusammensetzung der beiden durchströmenden Phasen (Wasser, Luft) abhängig. Die Wasserspannung wird üblicherweise als pf-Wert in $\log \text{ cm Wassersäule}$ angegeben (SCHEFFEL & SCHACHTSCHABEL 1998).

Dieser komplexe Zusammenhang wird in der Praxis über empirische Gleichungen gelöst (z.B. BROOKS & COREY 1964, VAN GENUCHTEN 1980, VOGEL & CISLEROVÁ 1988) von denen hier aufgrund der verfügbaren Auswertungsprogramme auf die Gleichung von Van Genuchten zurückgegriffen wird:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha \cdot |h|)^n]^m} \quad (4.10)$$

θ	Wassergehalt	[–]
θ_r	residualer Wassergehalt	[–]
θ_s	Sättigungswassergehalt	[–]
h	Druckhöhe	[L]
α, n, m	Anpassungsparameter	[–]

und

$$\alpha = \frac{1}{h_b} \cdot (2^{1/m} - 1)^{1-m} \quad [L^{-1}] \quad (4.11)$$

h_b	Matrixpotential bei Entwässerungsbeginn (Feldkapazität)	[L]
-------	--	-----

und

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad \text{für } n > 1. \quad (4.12)$$

Die Sättigungs-Saugspannungsfunktion zeigt einen Hystereseffekt zwischen Entwässerung und Bewässerung, der sich hauptsächlich durch:

- wechselnde Porendurchmesser (Flaschenhalseffekt),
- variierende Kontaktwinkel zwischen Wasser und Mineraloberfläche bei Be- und Entwässerung und damit variierende Matrixpotentiale und
- eingefangene Luft bei der Bewässerung, die den Wassergehalt reduziert,

erklärt (FETTER 1999). In den meisten praktischen Anwendungen werden die Randbedingungen der Hysterese mit:

$$\theta_r^d = \theta_r^w, \quad \alpha^d \leq \alpha^w, \quad n^d = n^w \quad (4.13)$$

festgelegt mit der Indizierung d für die Entwässerung und dem Index w für Bewässerung (ŠIMŮNEK et al. 2005).

Die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit ist vom Durchmesser der leitenden Hohlräume abhängig und nimmt bei sinkendem Wassergehalt bzw. steigender Wasserspannung ab. Der Verlauf dieser Abnahme ist von der Porengrößenverteilung abhängig (MATTHESS & UBELL 2003)

und zeigt ebenfalls einen Hystereseeffekt mit geringeren Leitfähigkeiten bei der Bewässerung unter gleichen Druckverhältnissen (FETTER 1999). Die Wasserleitfähigkeit ist stark von der Temperatur abhängig, was durch die Temperaturabhängigkeit der dynamischen Viskosität des Wassers verursacht wird (CONSTANTZ 1982). Die Funktion der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in Abhängigkeit des Wassergehalts wird von VAN GENUCHTEN (1980) als:

$$K(\theta) = K_s \cdot S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (4.14)$$

$K(\theta)$	hydraulische Leitfähigkeit beim Wassergehalt θ	$[LT^{-1}]$
K_s	hydraulische Leitfähigkeit bei Wassersättigung	$[LT^{-1}]$
S_e	$(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$	$[-]$

angegeben.

Die Wasserbewegung im variabel gesättigten Medium kann durch die Änderung des Wassergehalts mit der Zeit beschrieben werden. Sie ist gleich der Summe aller Änderungen des Wasserflusses, der in ein repräsentatives Elementarvolumen ein- bzw. ausfließt und wird, benannt nach dem Erstautor des formalen Zusammenhangs, von der Richardsgleichung beschrieben:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(\psi_i) \cdot \nabla(\psi)] \quad (4.15)$$

$\nabla(\psi)$	Gradient des Gesamtpotentials	$[-]$
$K(\psi_i)$	Hydraulische Leitfähigkeit beim Potenzial ψ_i	$[LT^{-1}]$

Für eindimensionalen Fluss in z -Richtung reduziert sich Gleichung 4.15 auf (FETTER 1999):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\psi_i) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\psi_i)}{\partial z} \quad (4.16)$$

4.2.2 Stofftransport in ungesättigten porösen Medien

Der eindimensionale Transport gelöster Stoffe in z -Richtung in variabel gesättigten Medien setzt sich aus Advektion und hydrodynamischer Dispersion zusammen (FETTER 1999):

$$\frac{\delta J}{\delta z} = \frac{\delta(\bar{v} \cdot \theta \cdot C)}{\delta z} + \frac{\delta}{\delta z} \left(D_s \cdot \theta \cdot \frac{\delta C}{\delta z} \right) \quad (4.17)$$

J	spezifischer Massenfluss	$[ML^{-2}T^{-1}]$
\bar{v}	mittlere Fließgeschwindigkeit	$[LT^{-1}]$
C	Konzentration	$[ML^{-3}]$
D_s	hydrodynamischer Dispersionskoeffizient im ungesättigten Medium	$[L^2T^{-1}]$
$\partial C/\partial z$	Konzentrationsgradient	$[-]$

Die hydrodynamische Dispersion setzt sich nach BEAR (1972) aus molekularer Diffusion D_w , longitudinaler Dispersivität α_L [L] sowie dem absoluten Wasserdurchfluss $|q|$ $[LT^{-1}]$ und einem Tortositätsfaktor τ_w $[-]$ zusammen:

$$\theta \cdot D_s = D_L \cdot |q| + \theta \cdot D_w \cdot \tau_w \quad (4.18)$$

Zwischen hydrodynamischer Dispersion und Wassergehalt des ungesättigten Mediums besteht ein funktionaler Zusammenhang, der hier nach der in dieser Arbeit verwendeten Modellsoftware HYDRUS-1D nach MILLINGTON & QUIRK (1961) berücksichtigt wird:

$$\tau_w = \frac{\theta^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (4.19)$$

4.2.3 Strömung und Transport in ungesättigtem geklüftetem Festgestein

Der Wasserfluss in ungesättigtem Festgestein unterscheidet sich durch den Einfluss von Kapillarkräften von dem in gesättigtem geklüftetem Festgestein. Die Matrix mit den im Vergleich zur Kluft kleinen Porenöffnungen übt dabei eine höhere Kapillarkraft aus als die Kluft. Unter variablen gesättigten Bedingungen wirkt eine ungesättigte Kluft demnach als Barriere, und der Wasserfluss beschränkt sich auf den Bereich der Matrix. Das bedeutet aber auch, dass Klüfte unter kleineren Saugspannungen entwässern als die Matrix, was unter stationären ungesättigten Bedingungen eine präferentielle Entwässerung der Kluft zur Folge hat (MARTINEZ et al. 1992). Besonders unter Bedingungen von hohem Wasserzufluss, wenn die Infiltrationskapazität der Matrix durch ihre meist geringere hydraulische Durchlässigkeit temporär überschritten wird, erfolgt der Wasserfluss präferentiell durch das Kluftnetzwerk (RASMUSSEN & EVANS 1993).

Die numerische modellhafte Beschreibung des Wasserfluss in ungesättigtem geklüfteten Festgestein kann entweder durch einen diskreten Modellansatz oder durch einen Kontinuum-Ansatz erfolgen. Bei dem diskreten Modellansatz wird die räumliche Verteilung der Klüfte nachgebildet, was für Aufgabenstellungen im größeren Maßstab nicht nur aufgrund der räumlichen Repräsentierung der Klüfte und Störungen unpraktikabel ist, sondern auch einen enormen Rechenaufwand bedeutet. Im Kontinuum-Ansatz werden das Kluftnetzwerk und die Matrix als zwei überlappende und interagierende Kontinua mit unterschiedlichen Strömungs- und Transportcharakteristiken behandelt (LIU & BODVARSSON 2001). Durch die einfache Handhabung und Durchführung wird der Kontinuum-Ansatz häufig für die Modellierung in ungesättigtem geklüftetem Festgestein eingesetzt. Feldexperimente zeigen, dass der Kontinuum-Ansatz in der Lage ist, Eigenschaften der Strömung und des Transports in ungesättigten geklüfteten Festgesteinen zu beschreiben (LIU et al. 2003).

Für die Parametrisierung des Kontinuum-Ansatzes werden i.d.R. Modellbeziehungen, bzw. Modifikationen davon, zwischen Matrixpotential, Wassersättigung und hydraulischer Durchlässigkeit genutzt, die für die Beschreibung in ungesättigten porösen Medien entwickelt wurden, z.B. Gleichung 4.10 und Gleichung 4.14 (KWICKLIS & HEALY 1993, ABDEL-SALAM & CHRYSIKOPOULOS 1996, LIU & BODVARSSON 2001).

Die Modellierung der Strömung und des Stofftransports durch das ungesättigte geklüftete Festgestein erfolgte in dieser Arbeit unter Zuhilfenahme der Modellsoftware HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al. 2005). Die Software nutzt ein Dual-Porositäts-Modell, das zwischen mobilen (Kluft) und immobilen (Matrix) Bereichen unterscheidet. Der Gesamtumsatz der Strömung und des Transports wird dann aus der Summe beider Bereiche gebildet. Die Strömung wird mit einer Gleichung berechnet, die neben der Richardsgleichung eine einfache Massenbilanzgleichung einbezieht, um die Wasserdynamik in der Matrix zu beschreiben. Die Wasserdynamik wird durch eine Austauschrate Γ_w berücksichtigt:

$$\Gamma_w = \frac{\partial \theta_{im}}{\partial t} = \omega \cdot [S_e^m - S_e^{im}] \quad (4.20)$$

ω	Austauschkoeffizient	$[T^{-1}]$
θ_{im}	Wassergehalt des immobilen Systems	$[-]$
S_e^m	effektive Sättigung des mobilen Systems	$[-]$
S_e^{im}	effektive Sättigung des immobilen Systems	$[-]$

Das Modell erlaubt lediglich einen Austausch zwischen beiden Bereichen, im immobilen Teilbereich ist aber keine advective Wasserbewegung möglich. Der immobile Bereich kann lediglich Wasser bzw. gelöste Stoffe speichern und zurückhalten (ŠIMŮNEK et al. 2005).

4.3 Isotopenhydrologie

4.3.1 Stabile Isotope

Stabile Isotope werden als Verhältnis der zwei häufigsten Isotope eines Elements gemessen. Für Sauerstoff ist dies das Verhältnis zwischen ^{18}O und ^{16}O . Der Messwert wird aus Gründen der Vergleichbarkeit stets im Verhältnis zu einem Standard angegeben und als δ -Wert ausgedrückt (CLARK & FRITZ 1997):

$$\delta^{18}\text{O}_{Probe} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{Probe}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{Standard}} - 1 \right] \cdot 1000 \text{ in } [\text{‰ VSMOW}] \quad (4.21)$$

Die Berechnung des $\delta^2\text{H}$ erfolgt analog, mit dem Verhältnis ^2H zu ^1H . VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) ist der international gültige Standard der IAEA (International Atomic Energy Agency), der aus destilliertem Meerwasser definiert wurde.

Die Isotopenverhältnisse sind variabel und werden durch jede thermodynamische Reaktion aufgrund der unterschiedlichen Bindungsenergien innerhalb der Moleküle verändert. So sind die Bindungsenergien in einem Wassermolekül $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$ höher als in einem Molekül mit der Zusammensetzung $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, und es muss entsprechend mehr Energie aufgebracht werden, um es zu dissoziieren. Der daraus resultierende Effekt wird Fraktionierung genannt und hat grundlegende Bedeutung für die Isotopenhydrologie. Der Rayleigh-Destillation Prozess beschreibt die isotopischen Verhältnisse von Reaktant und Produkt während der Fraktionierung in Form einer exponentiellen Verarmung bzw. Anreicherung einer Komponente bei Verdunstung in einem geschlossenen System:

$$R_R = R_0 \cdot f^{(\alpha_R - 1)} \quad (4.22)$$

R_R	Isotopenverhältnis der verbleibenden Fraktion	[–]
R_0	initiales Isotopenverhältnis	[–]
α_R	Fraktionierungsfaktor bei Gleichgewicht	[–]

Bei der Fraktionierung werden verschiedene Effekte unterschieden, die für eine ortstypische Isotopenzusammensetzung bzw. Isotopengangleinie sorgen. Neben dem für die Größe des Arbeitgebiets eher unwesentlichen Breiten-, Kontinental- und Höheneffekt spielt der Jahreszeiteffekt infolge der Temperaturabhängigkeit von Verdunstung, Kondensation und Niederschlagsbildung eine wichtige Rolle für die Signatur des infiltrierenden Wassers. So werden in den kälteren Jahreszeiten höhere Abreicherungen von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ vom Standard gemessen als im Sommer, da schon bei der Verdunstung über dem Ozean weniger Energie zur Verfügung steht und eine relativ höhere Abreicherung an schweren Isotopen in den Luftmassen stattfindet. Der Effekt verstärkt sich zudem mit zunehmender Entfernung von der Küste in Richtung Kontinent.

Die Beziehung zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ im Niederschlag spiegelt sich in der globalen meteorischen Wasserlinie wider, die als Durchschnitt von lokalen oder regionalen meteorischen Wasserlinien zu verstehen ist. Sie hat die Form (CLARK & FRITZ 1997):

$$\delta^2\text{H} = 8,17 \cdot (\pm 0,07) \cdot \delta^{18}\text{O} + 11,27(\pm 0,65) \text{ in } [\text{‰ VSMOW}] \quad (4.23)$$

Die Steigung von 8,17 begründet sich aus dem Fraktionierungsverhältnis von ^2H und ^{18}O unter Gleichgewichtsbedingung bei 25°C mit dem Wert 8,2 (CLARK & FRITZ 1997). Ist die Steigung < 8 , deutet dies auf sekundäre Verdunstungsprozesse hin, die während bzw. nach dem Niederschlag auftreten (MOSER & RAUERT 1980, CLARK & FRITZ 1997).

Die Kenntnis der Isotopenzusammensetzung des infiltrierenden Niederschlags und deren zeitlichen Verlaufs ist Voraussetzung für lokale Grundwasserstudien, da sie als Eingangssignal in die Bewertung mit eingehen. Die Modifikation der saisonalen Variation bei der Grundwasserneubildung ist eine Funktion der physikalischen Charakteristika der ungesättigten Zone, der Länge des Fließpfads und der Verweilzeit. ^2H und ^{18}O können im Allgemeinen für Verweilzeiten kleiner vier Jahre eingesetzt werden (DVWK 1995).

4.3.2 Tritium

Tritium entsteht in der Stratosphäre durch Beschuss von Stickstoff (^{14}N) mit kosmischer Strahlung und gelangt durch Oxidation zu Wasser als Niederschlag auf die Erde und in das Grundwasser (MOSER & RAUERT 1980). Bedeutung für die Isotopenhydrologie erlangte das Tritium durch die Kernwaffenversuche der 50er Jahre des 20. Jahrhunderts, durch die das Vielfache des natürlichen Tritiumgehalts in die Atmosphäre abgegeben wurde und zu einer deutlichen Tritiummarkierung des Niederschlagswassers führte.

Tritium wird in TU-Einheiten (Tritium Units) angegeben, wobei ein TU einem ^3H Atom pro 10^{18} ^1H Atomen entspricht. Grundwässer haben heute selten mehr als 50 TU und bewegen sich meist im Bereich von eins bis zehn TU (CLARK & FRITZ 1997). Die Halbwertszeit von Tritium beträgt 12,43 Jahre, wodurch Verweilzeiten von Grundwasser zwischen 2 und 100 Jahren nachvollzogen werden können (DVWK 1995). Auch für die Bewertung der Tritiumganglinie eines Grundwassers ist der zeitliche Verlauf der Tritiumkonzentrationen im Niederschlag als Input-Funktion Voraussetzung. Zur quantitativen Auswertung von Tritium- bzw. ^2H und ^{18}O -Ganglinien eignen sich Speicher-Durchfluss-Modelle (Kapitel 5.4.3).

4.4 Berechnung von Speichergrößen aus Abflussganglinien

Das entwässerbare Volumen eines Grundwasserspeichers kann mit Hilfe des Rezessionsteils einer Abflussganglinie bestimmt werden. Ein linearer Speicher läuft nach einer einfachen Exponentialfunktion aus (MATTHESS & UBELL 2003):

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha_M \cdot t} \quad (4.24)$$

Q_t	Abfluss zur Zeit t	$[L^3 T^{-1}]$
Q_0	Abfluss zur Zeit t_0	$[L^3 T^{-1}]$
α_M	Auslaufkoeffizient (Maillet-Koeffizient)	$[T^{-1}]$
t	Zeit	$[T]$

Das entwässerbare Wasservolumen V eines Grundwasserleiters in einem bestimmten Zeitintervall ist gegeben durch:

$$V = \int_{t_1}^{t_2} Q_t \cdot dt \quad (4.25)$$

Die speicherwirksame Porosität n_{sp} ist über das Gesamtvolumen V_t und das entwässerbare Volumen V des Grundwasserleiters bei Höhenänderung der Grundwasseroberfläche definiert (DIN 4049 T3, 1994):

$$n_{sp} = \frac{V}{V_G} \quad (4.26)$$

Der Auslaufkoeffizient oder Maillet-Koeffizient errechnet sich durch Umformung der Gleichung (4.24) zu:

$$\alpha_M = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_t}{\Delta t} \quad (4.27)$$

Der Kehrwert des Maillet-Koeffizient ist als mittlere Verweilzeit t_w des Wassers im Aquifer zu verstehen (ACKERMANN 1998).

Der Gesamtabfluss Q_g bei Parallelspeichern ergibt sich aus der Addition der Abflüsse der Einzelsysteme (Q_1, Q_2 etc) (ACKERMANN 1998):

$$Q_g(t) = \sum Q_i(t) \quad (4.28)$$

4.5 Ermittlung der potenziellen Sickerwassermenge aus der klimatischen Wasserbilanz

Die Berechnung der Sickerwasserraten als Eingangsparameter für die Vulnerabilitätskartierung sowie für die Modellrechnung der ungesättigten Zone erfolgte über hydrologische Bilanzrechnung. Für die Modellierung der zeit- und ortsabhängigen Verdunstung stellte die Landesanstalt für Umweltschutz (LfU) Baden-Württemberg die Modellsoftware GWN-BW zur Verfügung. Diese Software basiert auf dem Verdunstungsmodell TRAIN, das an der ETH Zürich entwickelt und von ARMBRUSTER (2002) zum verbesserten Modell TRAIN-GWN weiterentwickelt wurde. Die jüngste Version GWN-BW 1.2 enthält zahlreiche Änderungen gegenüber den Vorgängermodellen. Die Grundstruktur lässt sich aber nach wie vor durch den von ARMBRUSTER (2002) entwickelten Modellaufbau veranschaulichen (Abbildung 4.1).

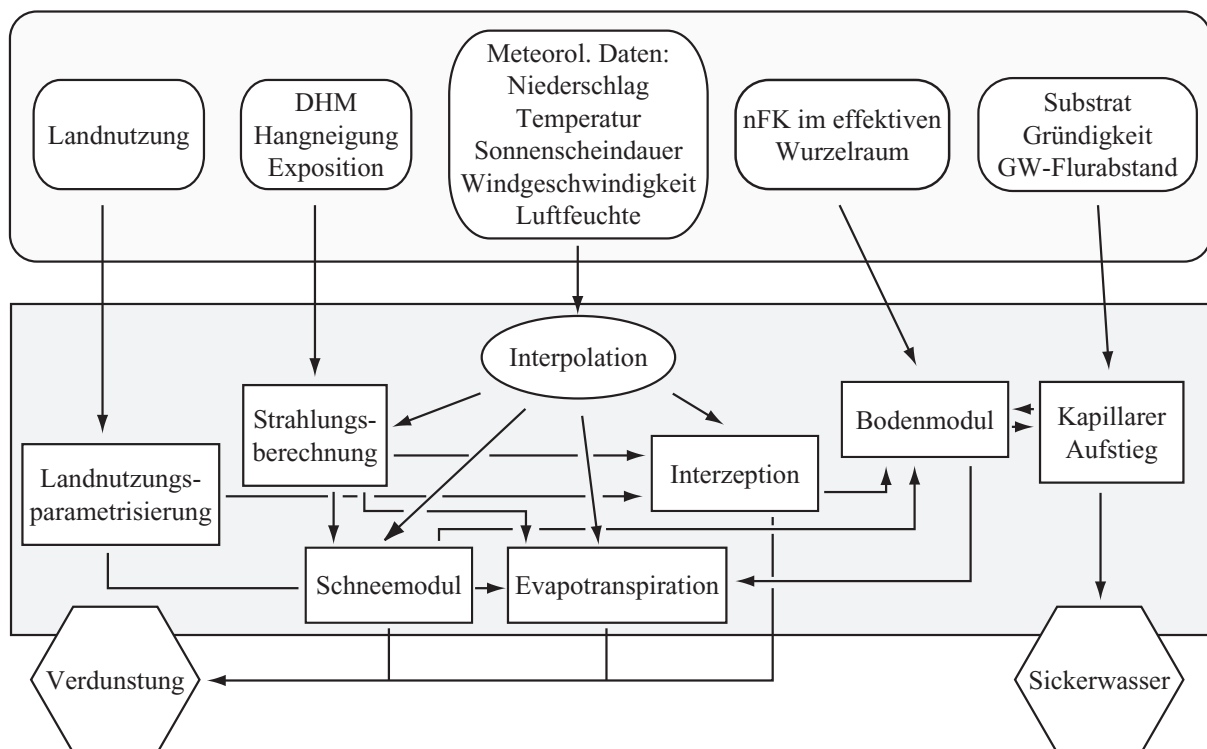


Abbildung 4.1: Modellkomponenten und Eingangsdaten zur Berechnung der Verdunstungs- und der Sickerwasserrate (nach ARMBRUSTER (2002)).

Die Evapotranspiration wird mit der Gleichung nach Penman-Monteith berechnet, die als internationaler Standard zur Berechnung der Gras-Referenzverdunstung nach ALLEN et al. (1994) zur Anwendung kommt (MATTHESS & UBELL 2003). Die Gras-Referenzverdunstung wird unter Einbeziehung fest definierter Pflanzen- und Bodenparameter gerechnet (ATV-DVWK 2002):

$$ET_0 = \frac{s \cdot Rn^*}{s + \gamma^*} + \frac{90 \cdot \gamma}{s + \gamma^*} \cdot v_2 \cdot \frac{e_s(T)}{T + 273} \cdot \left(1 - \frac{U}{100}\right) \quad (4.29)$$

ET_0	Gras-Referenzverdunstung	[L]
s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve	[$ML^{-1}T^{-2}\theta^{-1}$]
Rn^*	Verdunstungsäquivalent der Strahlungsbilanz	[LT^{-1}]
γ^*	modifizierte Psychrometerkonstante	[$ML^{-1}T^{-2}\theta^{-1}$]
γ	Psychrometerkonstante	[$ML^{-1}T^{-2}\theta^{-1}$]
v_2	Windgeschwindigkeit in 2 Meter Höhe	[LT^{-1}]
e_s	Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur T	[$ML^{-1}T^{-2}$]
T	Temperatur	[θ]
U	relative Luftfeuchte	[–]

Wechselnde Landnutzung wird über Korrekturfaktoren berücksichtigt. Die Eingangsdaten zur Berechnung der Gras-Referenzverdunstung sind international standardisiert und umfassen neben Niederschlag und Lufttemperatur die Sonnenscheindauer, die Windgeschwindigkeit 2 m über Boden und die relative Luftfeuchte. Diese meteorologischen Daten werden mit einem integrierten Interpolator von der Software über das Modellgebiet mittels inversem Distanzgewicht (IDW) mit Höhenregression in die Fläche übertragen. Neben den meteorologischen Daten werden die Landnutzung für die Abschätzung der Interzeption und der Gras-Referenzverdunstung sowie ein digitales Höhenmodell mit Hangneigung und Exposition als Eingangsdaten der Strahlungsberechnung einbezogen. Der Boden wird in Abhängigkeit seiner nutzbaren Feldkapazität (nFK) im Wurzelraum in der Bilanzrechnung berücksichtigt. Die Sickerwassermenge wird aus der Bilanzrechnung zwischen Niederschlag und Verdunstung in Abhängigkeit des gespeicherten Bodenwassers in Tagesschritten berechnet. Die zeitabhängigen Eingangsdaten gehen daher als Tageswerte in die Rechenroutine ein.

4.6 Geostatistische Methoden

Bei der Geostatistik geht es darum, die räumliche Variabilität einer Variablen quantitativ zu erfassen und sie mathematisch zu beschreiben, um anschließend ein räumliches Modell dieser ortsabhängigen Variablen zu erstellen. Gerade im Bereich der Grundwassermodellierung werden geostatistische Verfahren zur Schätzung von Eingangsparametern eingesetzt, vor allem die im Vergleich zu den glättenden Krigingansätzen hochauflösenden Simulationsverfahren (SCHAFMEISTER 1999).

Die Theorie der ortsabhängigen Variablen geht auf MATHÉRON (1965) zurück und behandelt Zufallsvariablen, die einen räumlichen Bezug aufweisen. Dieser räumliche Bezug und dessen Variabilität wird mit Hilfe der Variographie untersucht und bildet die Grundlage aller geostatistischen Verfahren (SCHAFMEISTER 1999).

Der Geostatistik liegen einige Annahmen zugrunde, die wichtig für die räumliche Schätzung sind. Bei der Homogenitätsannahme nimmt man an, dass sich die Zufallsvariablen innerhalb des Untersuchungsraumes im gewissen Sinne gleich verhalten. Es wird daher davon ausgegangen,

dass sich die Verteilungsfunktion der gemessenen Proben und die unbekanntere reale Verteilungsfunktion gleichen. Der erste Schritt der Strukturanalyse ist also die Schätzung der Verteilungsfunktion der Variablen mit einem geeigneten Modell, das repräsentative Schätzer für Varianz und Mittelwert liefert. Stationarität liegt vor, wenn die Verteilungsfunktion im Untersuchungsraum unverändert ist, das heißt, wenn Mittelwert und Standardabweichung der Verteilung gleich bleiben. Die Intrinsische Hypothese gilt, wenn die Inkremente

$$[Z(x_1) - Z(x_1 + h)] \quad (4.30)$$

$Z(x_1)$ Variablenwert am Ort x_1
 $Z(x_1 + h)$ Variablenwert am Ort x_2 , der durch den Betrag h vom Ort x_1 entfernt ist.

stationär sind.

Die Analyse der räumlichen Kontinuität bzw. Variabilität kann mit unterschiedlichen Funktionen beschrieben werden, wobei das Variogramm die traditionellste Methode ist (ISAAK & SRIVASTAVA 1989). Das experimentelle Variogramm wird durch die Beziehung abgeschätzt (z.B. SCHAFMEISTER 1999):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \cdot \sum_{i=1}^N (z(x_i) - z(x_i + h))^2 \quad (4.31)$$

$\gamma(h)$ Variogramm
 $N(h)$ Anzahl der Probenpaare im Abstand h
 $z(x_i)$ Messwert am Ort x_i

Wird die Beziehung in Gleichung (4.31) für unterschiedliche Abstände h berechnet und diese dann über h aufgetragen, erhält man das experimentelle Variogramm, das durch Anpassung einer mathematischen Funktion, dem sogenannten theoretischen Variogramm, modelliert werden kann (Abbildung 4.2). Dieses theoretische Variogramm dient anschließend dem eigentlichen Schätzvorgang (Kriging, Simulation) als Modell für die Berechnung der Schätzwerte. In der Praxis haben sich einige wenige Modellfunktionen als ausreichend erwiesen (DAVIS 2002, SCHAFMEISTER 1999). Die wichtigsten sind das Sphärische Modell, das Exponentielle Modell und das Gauß'sche Modell. Diese Modelle werden durch zwei Kenngrößen charakterisiert: der Reichweite (range) und den Sill. Werden die Modelle kombiniert, spricht man von geschachtelten Modellen (nested structure). Die Reichweite ist die Entfernung, bei der das Variogramm die Varianz erreicht, d. h. die Entfernung ab der keine räumliche Korrelation zwischen den Punkten mehr besteht. Das Variogramm bildet ab diesem Punkt ein Plateau aus, das als Sill bezeichnet wird (DAVIS 2002, ISAAK & SRIVASTAVA 1989). Aus dem Variogramm können einige Aussagen über die Daten abgeleitet werden. Der Nugget-Effekt liegt vor, wenn das Variogramm nicht durch den Ursprung verläuft, sondern schon in geringen Abständen eine Variabilität aufweist (für $h = 0$ ist immer $\gamma(h) = 0$, da eine Messgröße an einem Ort zur selben Zeit keine unterschiedlichen Werte annehmen kann.). Der Nugget-Effekt kann entweder ein Hinweis auf Messfehler sein oder lässt auf eine Variabilität schließen, die in so kleinen Abständen auftritt, dass sie vom Beprobungsraster nicht erfasst wird. Des Weiteren können räumliche Anisotropien erkannt werden, die auftreten, wenn das Variogramm in unterschiedliche Richtungen abweichende Verläufe zeigt. Unterschieden werden zwei Arten von Anisotropien. Die geometrische Anisotropie ist gegeben, wenn in unterschiedliche Raumrichtungen verschiedene Reichweiten des Variogramms auftreten. Bei der zonalen Anisotropie zeigt das Variogramm unterschiedliche Sill in verschiedenen Raumrichtungen. Die Drift tritt auf, wenn der Mittelwert eine Funktion

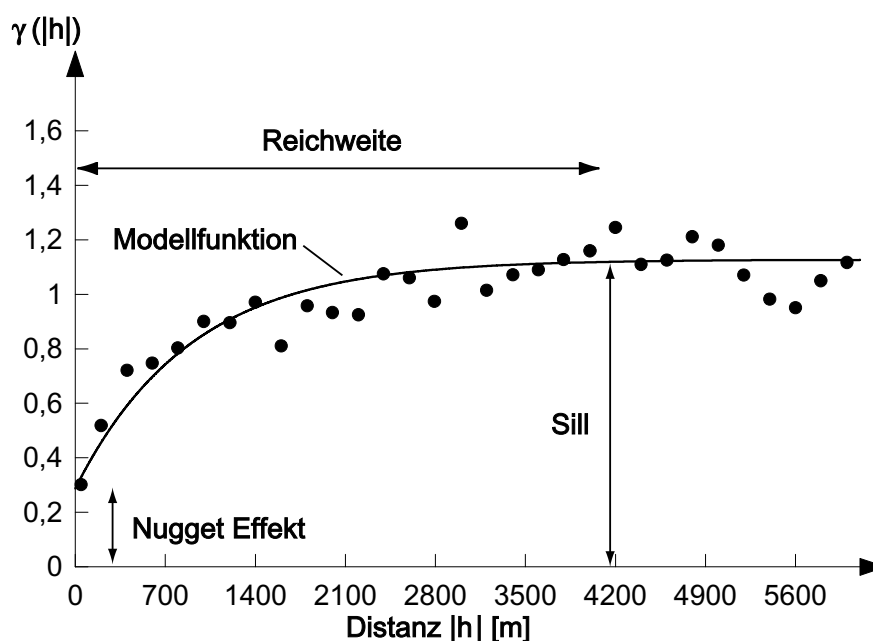


Abbildung 4.2: Experimentelles Variogramm und die angepasste Modellfunktion.

des Orts ist (SCHAFMEISTER 1999). Die Drift wird üblicherweise aus dem Datensatz entfernt und das Variogramm nur mit den Residuen berechnet.

Ist die räumliche Korrelation der Messgröße modelliert, wird diese zur Berechnung der Schätzwerte von Interpolationsverfahren genutzt. Die Verfahren zur Schätzung der räumlichen Verteilung einer Variablen werden in zwei Gruppen unterteilt; die Kriging- und die Simulationsverfahren. Im Gegensatz zu den Krigingverfahren bieten die Simulationsverfahren die Möglichkeit, engräumige Variabilitäten einer Variablen realistisch nachzuvollziehen. Extremwerte werden dabei besser berücksichtigt als bei den glättenden Krigingansätzen. Simulationstechniken wie z. B. die sequentiellen Simulationen basieren auf den Krigingtechniken.

Krigingverfahren haben gegenüber anderen nicht-statistischen Interpolationsverfahren u. a. folgende Vorteile (SCHAFMEISTER 1999):

- Kriging liefert den besten Schätzer,
- Kriging bezieht das Variogramm, also die räumliche Struktur der Variablen, mit in die Interpolation ein,
- der Schätzfehler für jeden Punkt wird durch den Krigingfehler angegeben.

Da in der Arbeit das Ordinary Kriging verwendet wurde, wird im Folgenden von den Krigingverfahren nur dieses näher erläutert (SCHAFMEISTER 1999, DAVIS 2002, ISAAK & SRIVASTAVA 1989, DEUTSCH & JOURNAL 1998, DEUTSCH 2002).

Der Krigingschätzer ist eine Linearkombination gewichteter Probenwerte aus benachbarten Messpunkten.

$$z_0^* = \sum_{i=1}^n v z(x_i) \quad (4.32)$$

z_0^*	Schätzwert
v	Gewicht
$z(x_i)$	Messwert am Ort x_i

Für die Bestimmung des Gewichts v gilt, dass der Schätzwert erwartungstreu ist:

$$E[z_0^* - z_0] = 0 \quad (4.33)$$

E Erwartungswert
 z_0 wahrer Wert

Des weiteren soll der mittlere quadratische Fehler ein Minimum annehmen:

$$E[z_0^* - z_0]^2 = 0 \quad (4.34)$$

Bei Abwesenheit eines Trends lässt sich zeigen, dass die Summe aller Gewichte 1 sein muss. Mit Hilfe des Variogramms wird der Erwartungswert des quadratischen Fehlers ausgedrückt.

$$E[z_0^* - z_0]^2 = \text{Var}(z_0^* - z_0) \quad (4.35)$$

Die Fehlervarianz schließlich wird durch die Einführung eines Lagrange-Multiplikators μ minimiert. Die Kriging-Schätzvarianz ergibt sich dann zu:

$$\sigma_k^2 = \mu + \sum_{i=1}^n \lambda \gamma(x_i - x_0) \quad (4.36)$$

Bei multivariaten Problemen kann das Verfahren des Co-Krigings eingesetzt werden. Wenn regionalisierte Variablen nicht nur räumlich autokorrelieren, sondern auch noch untereinander korrelieren, kann für einen Ort x der gesuchte Variablenwert anhand von mehreren Variablen geschätzt werden. Dazu müssen dann allerdings die Variogramme und Kreuz-Variogramme aller Variablen berechnet werden, was einen erheblichen Mehraufwand in der räumlichen Strukturanalyse bedeutet. Dieses Verfahren wird angewandt, wenn eine Unterbeprobung einer Variablen vorliegt und die Schätzung anhand einer zweiten abhängigen Variablen verbessert werden kann (SCHAFMEISTER 1999).

Sequentielle Simulationsverfahren bauen auf Kriginggleichungssystemen auf und erzeugen Werte am Ort x , die aus der lokalen Wahrscheinlichkeitsdichte der Nachbarschaft zufällig gezogen werden. Dabei sollen die Simulation so erfolgen, dass (SCHAFMEISTER 1999):

- die Wahrscheinlichkeitsdichte, geschätzt durch das Histogramm, und
- die räumliche Kovarianz, geschätzt durch das Variogramm, reproduziert werden und
- die Variablenwerte an den Messpunkten erhalten bleiben.

Das Ergebnis ist eine mögliche Realisation der Variablen und spiegelt deren engräumige Fluktuation wider.

Zur Schätzung der Lössmächtigkeit im Arbeitsgebiet wurde die Sequentielle Gauß-Simulation herangezogen. Sind die Messwerte Gauß-verteilt und stationär, so lässt sich nach SCHAFMEISTER (1999) die sequentielle Gauß-Simulation wie folgt beschreiben:

1. Bestimmung der Verteilungsfunktion,

2. Gauß-Transformation,
3. Festlegung eines Zufallsweges durch das Untersuchungsgebiet,
4. Kriging zur Bestimmung von Erwartungswert und Varianz im Punkt x ,
5. Ziehung eines Zufallswerts aus dieser Normalverteilung,
6. der simulierte Wert wird den bekannten Daten hinzugefügt,
7. Wiederholung von 4, 5 und 6 an allen anderen Gitterpunkten,
8. Rücktransformation der simulierten Werte.

Die Verteilungsfunktion der Schätzung wird nach diesem Verfahren der Verteilung der Messwerte angeglichen.

Die Berechnung und Modellierung der Variogramme wurde mit der Software Variowin 2.2 (PANNATIER 1996), die Datenaufbereitung (Declustering und Datentransformation) sowie die Simulation in WinGslib 1.3, das auf dem FORTRAN-Code GSLIB90 (DEUTSCH & JOURNAL 1998) basiert, durchgeführt. Die Ergebnisse finden sich in Kapitel 6.5.2.

5 Methodik und Versuche

5.1 Laborversuche

5.1.1 Bodenphysikalische Versuche

Für die Definition der Bodentypen nach DIN 4022-1 und zur Kontrolle der Versuchsergebnisse aus den Ent- und Bewässerungsversuchen (Kapitel 6.1.3) sowie den Durchströmungsversuchen (Kapitel 6.1.2) wurden an allen Bodentypen Korngrößenanalysen durchgeführt. Die Bestimmung der Korngrößenverteilung der Böden und des Löss wurde mit kombinierter Sieb/Schlämmanalyse nach DIN 18123 durchgeführt. Dabei wurden alle Teilchen <0,125 mm in der Schlämmanalyse erfasst. Die Ergebnisse der Kornverteilung als Benennung der Bodenart nach DIN 4022-1 finden sich in Kapitel 6.1.1.

Die Bestimmung der Porosität der Bodenarten und des Löss wurde über die Korndichte ρ_s mit dem Pyknometer (DIN 18124) und über die Trockendichte ρ_d in Anlehnung an die DIN 18125-1 anhand von Stechzylinderproben ermittelt. Die Korndichte berechnet sich aus der Masse der festen Einzelbestandteile m_d nach Trocknung und deren Volumen V_k :

$$\rho_s = \frac{m_d}{V_k} \quad [ML^{-3}] \quad (5.1)$$

Nach Bestimmung der Trockendichte ρ_d kann der Porenanteil n_g der Probe berechnet werden:

$$n_g = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad [-] \quad (5.2)$$

Die Ergebnisse der Bestimmung der Korndichte und Trockendichte findet sich in Form des Porenanteils in Tabelle 6.1. Über die Lage der Beprobungspunkte gibt Abbildung 5.4 Auskunft.

5.1.2 Durchströmungs- und Markierungsversuche

Die Durchströmungsversuche dienen der Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwerts k_f für die Bodentypen und den Löss sowie die ungeklüftete Kalksteinmatrix des Oberen Muschelkalks. Die Durchlässigkeit der Kalksteinmatrix wurde an Bohrkernen des Hauptmuschelkalks durchgeführt. Die Boden- und Lössproben wurden bergfeucht in die Versuchsanlage (Abbildung 5.1) eingebaut und unter Druckbedingungen gesättigt, die auch während des Versuchs beibehalten wurden. Die Bohrkern wurden dagegen vorab getrocknet, um nach der gesättigten Durchströmung durch Bilanzierung der ein- und ausfließenden Wassermengen die Matrixporosität abschätzen zu können. Die Versuchsreihe wurde solange fortgeführt, bis die Proben kein Wasser mehr aufgenommen haben und sich die berechneten k_f -Werte über einen längeren Zeitraum konstant gehalten haben.

Für die Versuche wurden die Proben in Gummistrümpfen zwischen zwei Filterplatten in Triaxialzellen eingebaut und mit destilliertem Wasser durchströmt. Randumläufigkeiten wurden vermieden, indem der Außendruck p_2 stets größer gehalten wurde als der Durchströmungsdruck p_1 . Der Durchströmungsdruck wurde jeweils an den k_f -Wert der Bodenprobe angepasst

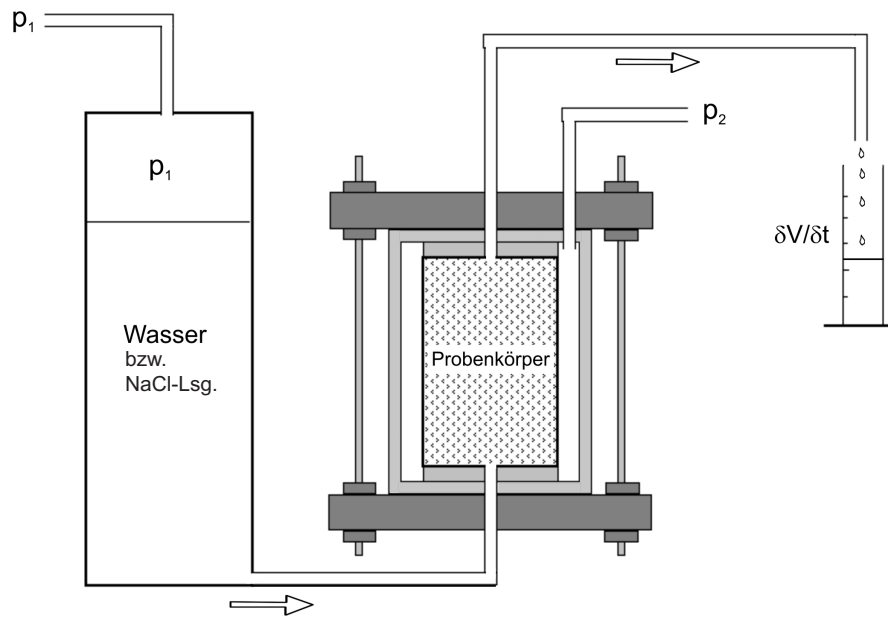


Abbildung 5.1: Versuchsanordnung für die Durchströmungs- und Markierungsversuche an den Boden- und Lössproben sowie an den Bohrkernen des Hauptmuschelkalks (verändert nach WEEDE 2006).

und variierte zwischen Luftdruck für sehr gut durchlässige Böden und 0,5 bar für eher gering durchlässige Proben. Die Ergebnisse der Durchströmungsversuche finden sich in Tabelle 6.1.

Die Markierungsversuche zur Bestimmung der transportrelevanten Parameter wurden jeweils im Anschluss an die Durchströmungsversuche unter gesättigten Verhältnissen durchgeführt. Dazu wurde das durchströmende Fluid (destilliertes Wasser bei den Durchströmungsversuchen) gegen eine NaCl-Lösung mit einer Konzentration von 5 g/l ausgetauscht, was einer Eingabe nach dem „Pulse-Step-Verfahren“ entspricht, bei dem die Eingabe als Rechteckfunktion berücksichtigt wird. Die Eingabekonzentration wurde über den gesamten Versuchszeitraum konstant gehalten. Am Auslauf wurde der zeitliche Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit gemessen, die über Kalibrierung in eine Konzentrationseinheit umgerechnet wurde. Um eventuelle hydraulisch relevante Reaktionen der Lösung mit der Festsubstanz zu erkennen (z.B. Ionensubstitution in Tonmineralzweischichten und dadurch ausgelöste Quellung mit Reduzierung der Durchlässigkeit), wurde auch während der Markierungsversuche zu jedem Probenahmezeitpunkt der Durchlässigkeitsbeiwert bestimmt. Die Lage der Beprobungspunkte der Stechzylinder für die Durchströmungs- und Markierungsversuche sind in Abbildung 5.4 dargestellt und die Versuchsergebnisse in Kapitel 6.1.2 und 6.2.1 diskutiert.

5.1.3 Be- und Entwässerungsversuche bei kontrollierten Druckrandbedingungen

Die Bestimmung der Sättigungs-Saugspannungsfunktion der Bodentypen erfolgte im Labor des Instituts für Hydromechanik der Universität Karlsruhe in multistep-Versuchen. Es wurden jeweils Be- und Entwässerungsversuche durchgeführt, um den Hystereseeffekt mit zu erfassen. Ausgehend von gesättigten Verhältnissen, wurden die Proben in Druckstufenintervallen entwässert und anschließend in gleichen Intervallstufen wieder bewässert. Zusätzlich wurde nach jeder Aufsättigung der Proben der gesättigte Wassergehalt bestimmt. Es wurden insgesamt 28 Proben

verschiedener Bodenarten sowie Löss untersucht.

Die Proben wurden in zwei Serien, 15 Stück in der ersten Serie und 13 Stück in der zweiten Serie, bearbeitet. Die 7 Druckstufenintervalle in der ersten Serie reichten von 19,5 cmWS bis 487 cmWS. In der zweiten Serie wurden die Proben in 9 Druckstufen von 18,17 cm WS bis 496,2 cmWS be- und entwässert. Gemessen wurde jeweils die entwässerte bzw. die zugeführte Wassermenge als Reaktion auf die Druckänderung. Die Zeitdauer für jede Probenserie betrug etwa 4 Monate. Zur Berechnung der Modellparameter wurde ein analytisches Modell an die Messkurven angepasst. Die Ergebnisse der Modellrechnungen sind in Kapitel 6.1.3 dargestellt.

5.2 Feldversuche

5.2.1 Geophysikalische Messung

In der Katharinentalerhof-Senke wurden 21 geoelektrische Tiefensondierungen zur Ermittlung der Locker- Festgesteinsgrenze durchgeführt, um zusätzlich zu den vorhandenen Bohrungen weitere Stützpunkte zur geostatistischen Auswertung der sehr variablen Lössmächtigkeit zu bekommen. Die Auswahl der Sondierungspunkte erfolgte auf Grundlage der Lössverbreitung, wie sie von RIEBER (2001) kartiert wurde, und anhand der vorhandenen Bohrpunkte mit bekanntem lithologischen Profil und vollständiger Durchteufung des Löss. Die Messung des tiefen-

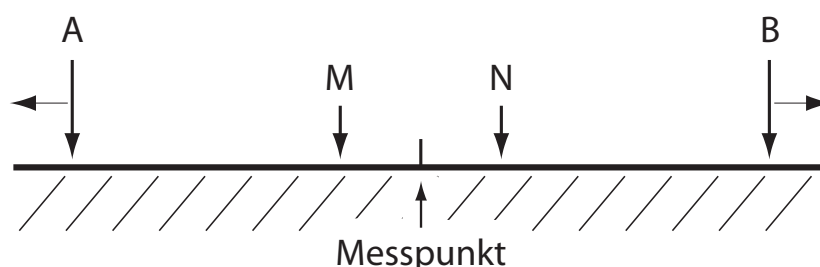


Abbildung 5.2: Prinzipskizze der Versuchsanordnung für die geoelektrischen Tiefensondierungen (Schlumberger-Anordnung).

abhängigen scheinbaren spezifischen Widerstands ρ_e in geschichteten Medien erfolgte mit der Schlumberger-Anordnung, bei der der Abstand der Sonden MN konstant bleibt, aber der Abstand der Stromelektroden AB schrittweise vergrößert wird. Die Lokalität der Messung wird der Mitte des Sondenabstands ($MN/2$) zugeordnet. Der Abstand der Stromelektroden bestimmt die Erkundungstiefe der Sondierung. Abhängig von den lokalen Geländegegebenheiten wurde der Stromelektrodenabstand ($AB/2$), bezogen auf die Mitte der Messanordnung, bis maximal 200 m vergrößert was einer Erkundungstiefe von ca. 60 m entspricht. Die Messungen wurden mit dem Gerät SYSCAL R2 der Firma IRIS-Instr. (BRGM/France) durchgeführt.

Der scheinbare spezifische Widerstand des Untergrunds errechnet sich aus dem Ohmschen Gesetz in der Form (Berckhemer 1997):

$$\rho_e = K_e \cdot \frac{\Delta U_e}{I} \quad [\Omega L] \quad (5.3)$$

K_e	Geometriefaktor	[L]
U_e	Spannung	[V]
I	Stromstärke	[A]

Die Auswertung der gemessenen ρ_e -Werte für den Zwei-Schichtenfall erfolgte mit der speziellen Software ZHODY/USA mit der eine Inversionsmodellierung leider nicht möglich ist. Die Grenze zwischen Löss und Kalkstein wurde durch Kalibrierung an einer Bohrung mit bekanntem lithologischen Profil festgelegt, wobei die Grenze auf rund $40 \Omega m$ für den spezifischen Widerstand festgelegt werden konnte. Die Ergebnisse der geoelektrischen Messungen sind in Kapitel 6.2.8 ausgewertet.

5.2.2 Messungen mit dem Guelph-Permeameter

Neben der Messung der hydraulischen Leitfähigkeit im Labor mittels Triaxialzellen, wurden auch in-situ-Messungen der Bodendurchlässigkeit mit dem Guelph-Permeameter durchgeführt (Abbildung 5.3).

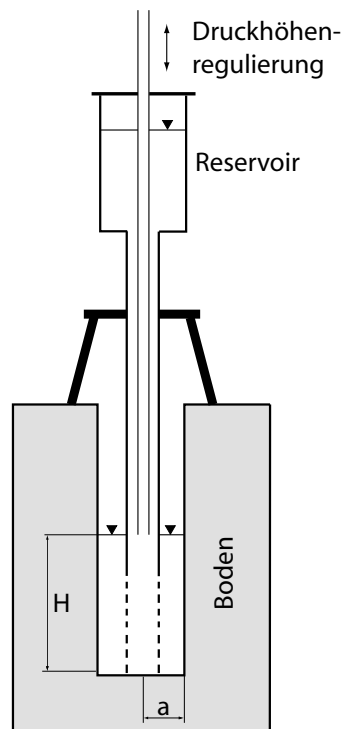


Abbildung 5.3: Skizzenhafter Messaufbau des Guelph-Permeameter (verändert nach REYNOLDS et al. 1983).

Das Guelph-Permeameter misst die Flussrate vom Gerät in den angrenzenden Boden unter einem konstanten Druck unter Zuhilfenahme des Effekts einer Mariottschen Flasche (REYNOLDS et al. 1983). Bei diesem standardisierten Verfahren wird der Wasserfluss solange gemessen, bis ein quasi-stationärer Zustand erreicht wird. Der k_f -Wert errechnet sich aus einer analytischen Annäherungslösung der Richardsgleichung (Gleichung 4.15) (REYNOLDS & ELRICK 1985):

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot H^2 \cdot k_f + C_g \cdot \pi \cdot a^2 \cdot k_f + 2 \cdot \pi \cdot H \cdot \varphi_m \quad (5.4)$$

Q	Wasserfluss	$[L^3T^{-1}]$
H	Druckhöhe	$[L]$
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	$[L^2T^{-1}]$
C_g	Proportionalitätskonstante, abhängig von a und H	$[-]$
a	Ringradius der Probebohrung	$[L]$
φ_m	„matric flux potential“	$[L^2T^{-1}]$

Die Gleichung 5.4 wird gelöst, indem hintereinander 2 Messungen unter verschiedenen Druckhöhen durchgeführt werden. So stehen zwei Gleichungen zur Berechnung der zwei unbekannt Parameter k_f und φ_m zur Verfügung. In der Summe sind 33 Feldmessungen zur

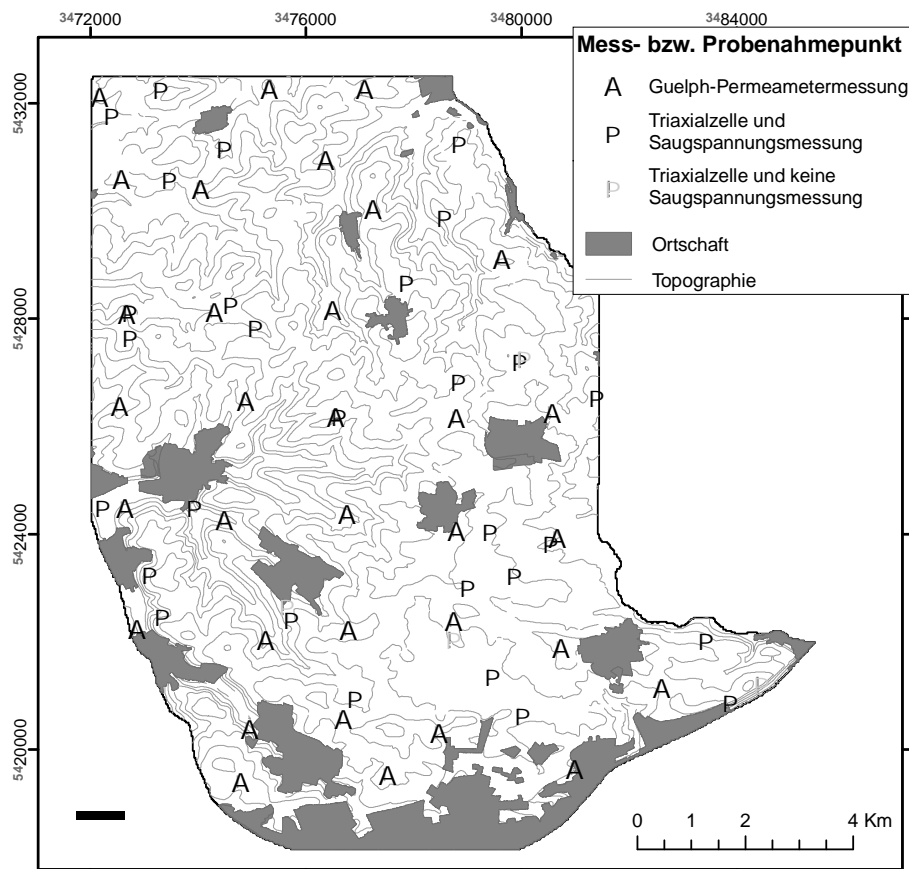


Abbildung 5.4: Lage der Guelph-Permeametermessungen und Probenahmepunkte für die Versuche in den Triaxialzellen und zur Bestimmung der Sättigungs-Saugspannungsfunktion.

Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit unter Berücksichtigung der relativen Häufigkeit der Bodentypen durchgeführt worden. Die Messpunkte wurden dabei möglichst regelmäßig unter Einbeziehung der Beprobungspunkte für die Labormessungen über das Arbeitsgebiet verteilt (Abbildung 5.4).

5.2.3 Markierungsversuch

Zur Abschätzung der hydraulischen Parameter des ungesättigten Festgesteins wurde im Juli 2005 an der Enzbrunnenquelle ein Markierungsversuch durchgeführt. Es wurden 10 g Uranin auf eine Fläche von 1 Quadratmeter Boden, verdünnt in einem Liter Wasser innerhalb von einer

Minute aufgegeben. Die Infiltrationskapazität des Bodens wurde dabei nicht überschritten. Die Nachspülung umfasste einen simulierten Starkregen von 35 mm in einem Zeitraum von 10 Minuten. Die vertikale Sickerstrecke durch den Oberen Hauptmuschelkalk (mo2), der von rund 20 cm mächtigem, locker gelagerten Boden überlagert wird, beträgt rund 40 m. Die horizontale Distanz zwischen Eingabestelle und Enzbrunnen beträgt ungefähr 60 m (Abbildung 5.5).

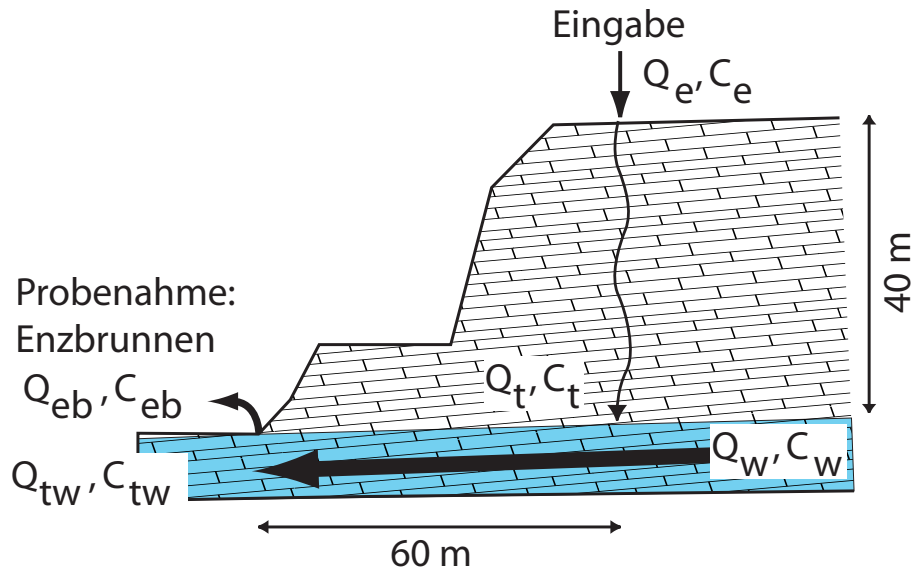


Abbildung 5.5: Schematische Darstellung des Markierungsversuchs zur Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Parameter des Oberen Hauptmuschelkalks.

Zur Bewertung des Transports im ungesättigten Muschelkalk müsste der Probenahmeort die Grundwasseroberfläche sein. Da dies aber nicht möglich ist, sondern nur am Enzbrunnen beprobt werden kann, muss von der Durchgangskurve an der Beprobungsstelle anhand von Ergebnissen anderer Versuche bzw. anhand von Annäherungen auf die Durchgangskurve an der Grundwasseroberfläche rückgeschlossen werden. Die Verdünnung der Tracerkonzentration des Sickerwassers am Enzbrunnen durch das Grundwasser kann unter der Annahme berechnet werden, dass über die horizontale Distanz im Aquifer zwischen dem Auftreffpunkt des Tracers an der Grundwasseroberfläche und der Probenahmestelle unter den in Kapitel 6.2.3 beschriebenen lateralen hohen Geschwindigkeiten (200 m/h) nur geringe vertikale Durchmischung stattfindet und der Traceranteil der unter dem Quellaustritt nach Norden weiterströmt vernachlässigt werden kann:

$$Q_{tw} \cdot C_{tw} + Q_{eb} \cdot C_{eb} = Q_t \cdot C_t + Q_w \cdot C_w \quad (5.5)$$

Q_{eb}	Schüttung Enzbrunnen	$[L^3 T^{-1}]$
C_{eb}	Tracerkonzentration am Enzbrunnen	$[ML^{-3}]$
Q_{tw}	Grundwasserabstrom nach Norden	$[L^3 T^{-1}]$
C_{tw}	verbleibende Tracerkonzentration im Grundwasser	$[ML^{-3}]$
Q_t	Sickerwassermenge pro Zeiteinheit	$[L^3 T^{-1}]$
C_t	Tracerkonzentration an der Grundwasseroberfläche	$[ML^{-3}]$
Q_w	Grundwasserfluss pro Zeiteinheit	$[L^3 T^{-1}]$
C_w	Tracerkonzentration im Grundwasser	$[ML^{-3}]$

Mit den Randbedingungen

$$\begin{aligned} C_w &= 0 \\ C_{tw} &\ll C_{eb} \\ Q_w &\gg Q_t \end{aligned}$$

vereinfacht sich Gleichung 5.5 zu:

$$Q_{eb} \cdot C_{eb} = Q_t \cdot C_t \quad (5.6)$$

Durch Umstellung der Gleichung 5.6 kann die Tracerkonzentration am Ort der Beurteilung (Grundwasseroberfläche) rückgerechnet werden:

$$C_t = \frac{Q_{eb} \cdot C_{eb}}{Q_t} \quad (5.7)$$

Die Hauptfließwege im ungesättigten Muschelkalk folgen den Klüften und Störungen. Wird für diese ein mittleres Einfallen von $89,5^\circ$ angenommen, vergrößert sich die durchflossene Fläche des markierten Sickerwassers von 1 Quadratmeter an der Eingabestelle auf rund 4 Quadratmeter an der Grundwasseroberfläche. Die „Austrittsfläche“ von Q_t wird bei der Auswertung daher auf 4 Quadratmeter bezogen. Die Ergebnisse des Versuchs und dessen Anwendungsgrenzen sind in Kapitel 6.2.2 diskutiert.

5.2.4 Quellschüttungsmessung

Zur Abschätzung der Speichergrößen des Hauptmuschelkalkaquifers wurden an der Gennenbachquelle (QGe) und an der Kämpfelbachquelle (QKä) über einen längeren Zeitraum kontinuierliche Schüttungsmessungen durchgeführt.

Die GENNENBACHQUELLE liegt an der Basis des Muschelkalkgrundwasserleiters am Westrand des Arbeitsgebiets. Das Quellwasser wird zur Trinkwassergewinnung der Gemeinde Eisingen und zeitweise auch für die Gemeinde Königsbach-Stein genutzt. Die Quelle besteht aus einem rund 50 Meter langen Stollen, der quer zur Abflussrichtung des Grundwassers orientiert ist. Das ausfließende Wasser wird über ein Becken geleitet, aus dem bei Bedarf Wasser in ein höher gelegenes Reservoir gepumpt werden kann. Der Überschuss läuft über eine Rinne mit eingebauten Venturi-Kanal dem Vorfluter zu. In der Einlaufstrecke des Venturi-Kanals wurde ein Ultraschallsensor eingebaut und im Zeitraum zwischen 23.03.04 und 24.11.05 stündlich Abflusshöhen gespeichert, die anschließend zu Schüttungsraten umgerechnet wurden. Die Schüttungsmengen zum Zeitpunkt von Wasserentnahmen wurden anhand von Pumpprotokollen korrigiert. Zur Analyse des Abflusgangs wurden die Stundenwerte zu Tagesmittelwerten zusammengefasst, da die Genauigkeit der Ultraschallsonde lediglich 0,5 cm beträgt und sich keine kurzfristigen Variationen in der Schüttung innerhalb eines Tages gezeigt haben.

Die KÄMPFELBACHQUELLE liegt in einer hydrogeologisch identischen Position wie die Gennenbachquelle an der Basis des betrachteten Systems im südwestlichen Arbeitsgebiet. Die Quelle ist baulich gefasst, wird aber nicht genutzt, sondern fließt frei aus und bildet den Ursprung des Kämpfelbachs. Die Abflusshöhe im kanalisiertem Bachbett wurde kontinuierlich mit einer Drucksonde mit der Genauigkeit von 0,01 m zwischen dem 01.04.2004 und dem 24.11.2005

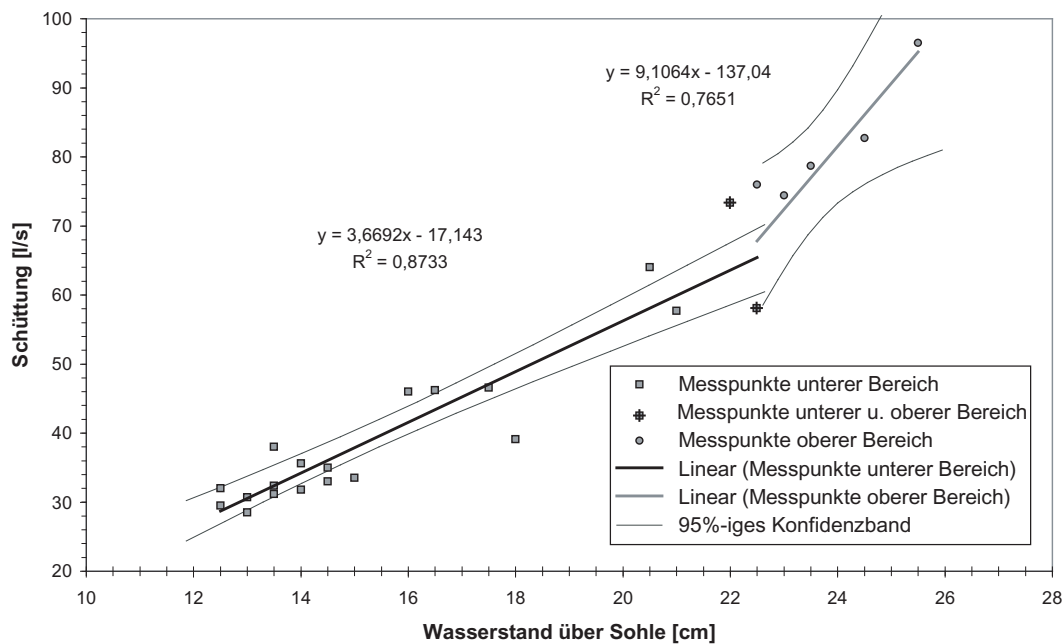


Abbildung 5.6: Wasserstandshöhe-Abfluss-Beziehung an der Kämpfelbachquelle.

stündlich aufgezeichnet. Die Kalibrierung der Beziehung zwischen Ausflusshöhe und Schüttungsmenge wurde durch Flügelsondenmessungen durchgeführt. Es ergeben sich für die Kalibrierung zwei Bereiche mit linearem Zusammenhang mit dem Knickpunkt der Kalibriergeraden bei 22,5 cm Wasserhöhe über der Gewässersohle, der sich auf einen lateralen Überlauf im Bachbett zurückführen lässt (Abbildung 5.6). Die stündlichen Abflusswerte wurden auch hier zu täglichen Mittelwerten zusammengefasst.

Das 95 %-ige Konfidenzband des unteren Kalibrierbereichs zeigt einen engen Vertrauensbereich des Regressionsmodells. Mit zunehmenden Abstand vom Mittelwert wird vor allem zu höheren Werten das Konfidenzintervall etwas breiter, da hier die wenigen Messwerten relativ stark variieren. Der Vertrauensbereich der Regression im oberen Kalibrierbereich ist sehr weit und die Schätzung damit relativ unsicher. Hier hebt sich vor allem der Übergangsbereich zwischen unterem und oberem Bereich mit deutlichen Unsicherheiten hervor. Werden die Übergangswerte nicht in das Regressionsmodell einbezogen, ergibt sich daraus keine nennenswerte Änderung auf den Abflussgang der Kämpfelbachquelle. Im gemessenen Zeitraum fallen nur wenige Wochen im Frühjahr 2005 in den Bereich des oberen Regressionsmodells.

5.2.5 Probenahme für die hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen

Die chemische Charakterisierung und Klassifizierung der Grundwässer im Keuper und Muschelkalk erfolgte anhand einer Stichtagsbeprobung am 12. und 13. August 2003. Die Ergebnisse der Stichtagsbeprobung repräsentieren geringe Grundwasserstände für den Keupergrundwasserleiter, da einige der Keuperquellen zum Zeitpunkt der Beprobung trocken gefallen waren. Aus den Schüttungsganglinien der Genenbachquelle und der Kämpfelbachquelle aus den Jahren 2004 bis 2005 (Kapitel 6.2.4) wird ein eher hoher Grundwasserspiegel für die Sommermonate 2003 unter der Annahme eines vergleichbaren Grundwassergangs abgeleitet. Der

Einfluss von Niederschlagswasser ist unter Beachtung der Ergebnisse der Isotopenauswertung (Kapitel 6.2.5) nicht zu erwarten. Insgesamt wurden 24 Proben, 14 Muschelkalk- und 10 Keupergrundwasserproben, unter Berücksichtigung der DVWK-Regeln (DVWK 1993) entnommen und auf die Hauptinhaltsstoffe untersucht.

Die isopenhydrologische Beprobung zur Abschätzung der mittleren Verweilzeit des Perkolations- und Grundwassers im Muschelkalk erfolgte im Einzugsgebiet der Gennebachquelle. Zur Definition der Eingangsfunktion für die Jahre 2004 und 2005 wurden an einer Klimastation in der Katharinentalerhof-Senke am Hohberg im Zeitraum zwischen Juli 2004 und September 2005 Niederschlagsproben gesammelt und im Labor der gsf, Institut für Gewässerökologie, auf die Isotopenverhältnisse $\delta^{18}O$ und δ^2H sowie auf die Tritiumkonzentration analysiert. Zeitgleich wurden täglich Wasserproben zur Analyse auf ^{18}O und 2H an der Gennebachquelle zur Definition der Outputfunktion entnommen. Wasserproben zur Analyse auf

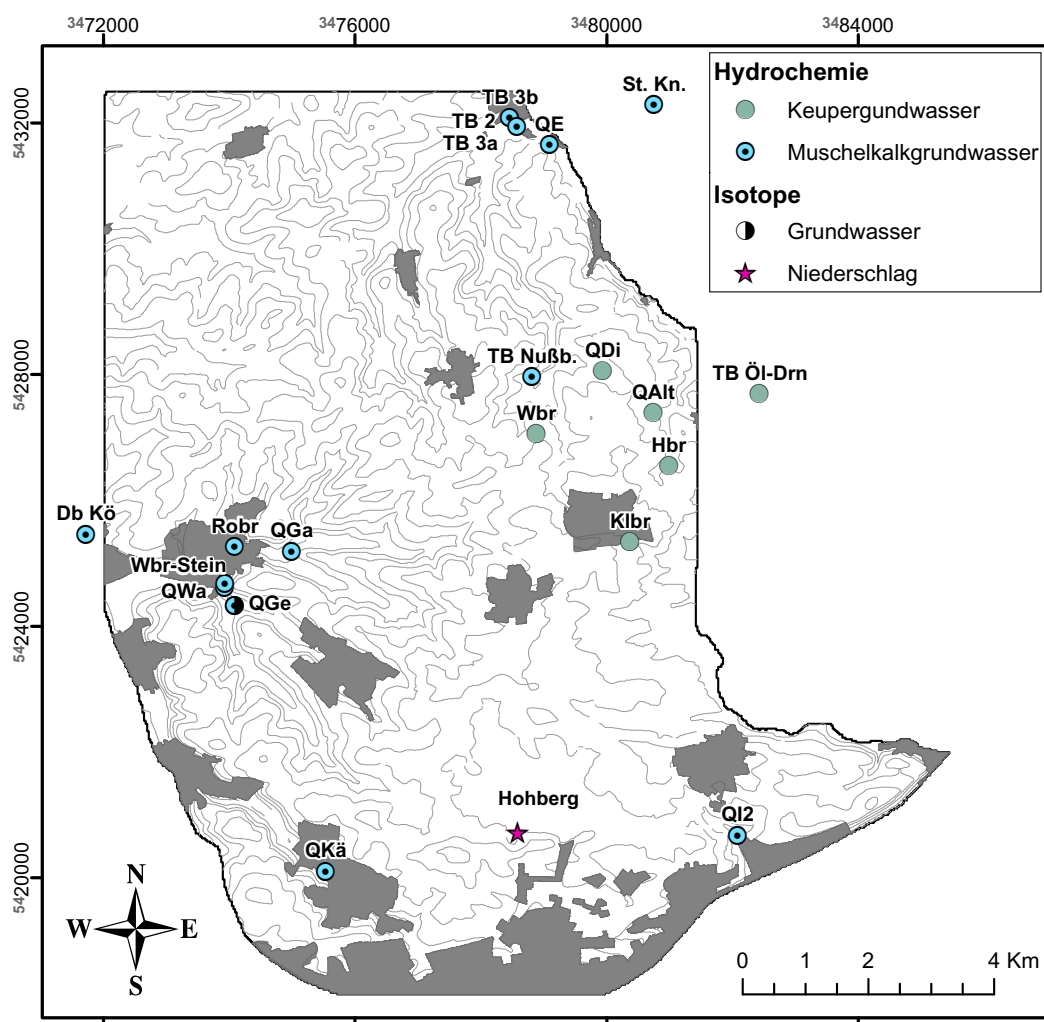


Abbildung 5.7: Probenahmestellen der hydrochemischen Stichtagsbeprobung sowie der isopenhydrologischen Untersuchung. TB 2, 3a, 3b: Trinkwasserbrunnen Stastwerke Bretten; QE: Enzbrunnen; TB Nußb.: ehemaliger Trinwasserbrunnen Nußbaum; QDi: Diebsbrunnen; Qalt: Quelle Altenhau; Wbr: Weiherbrunnen; TB Öl-Drn: Tiefbrunnen Ölbrunn-Dürren; Hbr: Hornungsbrunnen; Klbr: Klingenbrunnen; QGa: galgenbrunne; Robr: Rossbrunnen; Bgr-Stein: Weiherbrunnen Stein; QWa: Warme QUelle; QGe: Gennenbachquelle; Db Kö: Dorfbrunnen Königsbach; QKä: Kämpfelbachquelle; QI2: Igelsbachquelle 2.

den Tritiumgehalt wurden jährlich genommen.

Die Probenahmestellen der hydrochemischen Stichtagsbeprobung und der isotonhydrologischen Untersuchung sind in Abbildung 5.7 dargestellt.

5.2.6 Grundwassergleichen

Als Grundlage für die Vulnerabilitätskarten und als Randbedingung für das hydrogeologische Modell wurde eine Stichtagsmessung der Grundwasserhöhen in beiden Grundwasserleitern im März 2004 bei mittlerer Wasserführung durchgeführt. Für die Interpolation des Keupergrundwasserspiegels stehen neun Messpunkte, für die Grundwasserhöhen im Muschelkalk 60 Grundwassermessstellen zur Verfügung. Darüberhinaus sind die topographischen Höhen der Quellen als Grundwasserspiegelhöhe in die Berechnung einbezogen worden. Dies sind für den Keuper 29 und für den Muschelkalk 37 zusätzliche Stützpunkte. Für die Interpolation wurde ein nicht-statistisches Verfahren angewandt, das ursprünglich zur Modellierung der Topographie entwickelt wurde (TOPOGRID-Befehl in ArcGis). Dieses Verfahren bietet unter anderem die Möglichkeit, bekannte topographische Depressionen und äußere Berechnungsgrenzen mit in die Interpolation einzubeziehen. Diese Randbedingungen sind einerseits durch die Quellen und andererseits durch den Ausbiss des Unteren Keupers bzw. der Basis der Oberen Dolomit-Formation gegeben.

5.3 Datengrundlage der Verdunstungsrechnung

Die Landnutzung ist, wie in Kapitel 3 dargelegt, in die Modellrechnung eingegangen. Das digitale Höhenmodell wurde auf Grundlage einer digitalen topographischen Karte des Landesvermessungsamts berechnet und in einem weiteren Schritt hydrologisch korrigiert. Die Hangneigung und die Exposition leiten sich aus dem Höhenmodell ab.

Die meteorologischen Eingangsdaten wurden von den Klima- und Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdiensts übernommen. Die klimatologischen Parameter Temperatur, Sonnenscheindauer, Windgeschwindigkeit und Luftfeuchte stehen für die Normalperiode von 1961 bis 1990 an den Messstationen Pforzheim-Eutingen und Dobel (12,7 km südlich des Arbeitsgebiets) sowie für den Zeitraum vom 1.11.1983 bis 31.12.1990 an der Station Bretten als Eingangsparameter für die Modellrechnung zur Verfügung. Niederschlagsdaten für die Normalperiode stehen für die Stationen Bretten-Dürrenbüchig, Bretten-Ruit, Pforzheim-Eutingen, Königsbach-Stein, Keltern-Ellmendingen (5 km westlich des Arbeitsgebiets) und Mühlacker (7 km östlich des Arbeitsgebiets) sowie für den Zeitraum vom 1.11.1983 bis 31.12.1990 an der Station Bretten zur Verfügung. Die nutzbare Feldkapazität ergibt sich aus den Untersuchungsergebnissen in Kapitel 6.1.3, unter Berücksichtigung der Durchwurzelungstiefen nach ARMBRUSTER (2002). Kapillarer Aufstieg wurde wegen des überwiegend großen Flurabstands (Kapitel 6.2.7) nicht in die Modellrechnung einbezogen. Alle zeitkonstanten ortsabhängigen Eingangsgrößen gingen in einer Rastergröße von 50 auf 50 m als Kompromiss zwischen räumlicher Auflösung und zeitlichem Rechenaufwand in das Modell ein.

5.4 Analytische Modellierung

5.4.1 Advektions-Dispersions-Modell (ADM)

Der Transport gelöster Stoffe durch wassergesättigte, homogen poröse Medien kann mit einem einfachen Advektions-Dispersions-Modell beschrieben und experimentellen Kurven quantitativ ausgewertet werden. In dieser Untersuchung sind dies die Versuchsergebnisse der Tracerversuche im Labor der Boden- und Lössproben. Die analytische Lösung der Transportgleichung mit der Anfangsbedingung einer fixed-step-function lautet (z.B. Fetter 1999):

$$C(t) = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{L - v_x \cdot t}{2 \cdot \sqrt{D_L \cdot t}} \right) + \exp \left(\frac{v_x \cdot L}{D_L} \right) \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{L + v_x \cdot t}{2 \cdot \sqrt{D_L \cdot t}} \right) \right] \quad (5.8)$$

$C(t)$	Konzentration zur Zeit t	$[ML^{-3}]$
C_0	Eingabekonzentration	$[ML^{-3}]$
L	Fließstrecke	$[L]$
t	Zeit	$[T]$
v_x	Geschwindigkeit in Fließrichtung	$[LT^{-1}]$
D_L	longitudinaler hydrodynamischer Dispersionskoeffizient	$[L^2T^{-1}]$
erfc	komplementäre Gauss'sche Fehlerfunktion	$[-]$

Die Anfangsbedingung und die Randbedingungen sind dabei:

$$\begin{aligned} C(x, 0) &= 0 & x \geq 0 & \text{Anfangsbedingung,} \\ C(0, t) &= C_0 & t \geq 0 & \text{Randbedingung 1 (DIRICHLET-Randbedingung),} \\ C(\infty, t) &= 0 & t \geq 0 & \text{Randbedingung 2.} \end{aligned}$$

Die Anpassungsparameter sind die Geschwindigkeit in Fließrichtung v_x und der longitudinale hydrodynamische Dispersionskoeffizient D_L .

Weiterhin lassen sich die longitudinale Dispersivität α_L

$$\alpha_L = \frac{D_L}{v_x} \quad (5.9)$$

und die durchflusswirksame Porosität n_p des durchflossenen Mediums aus dem Darcy- und Kontinuitätsgesetz sowie dem Zusammenhang zwischen spezifischem Durchfluss (Filtergeschwindigkeit) und mittleren wahren Fließgeschwindigkeit v_x berechnen:

$$n_p = \frac{k_f \cdot i}{v_x} \quad (5.10)$$

k_f	Durchlässigkeitsbeiwert	$[LT^{-1}]$
i	hydraulischer Gradient	$[-]$

5.4.2 Single-Fissure-Dispersionsmodell (SFDM)

Der Transport von gelösten Stoffen in geklüfteten Festgesteinen kann mit dem analytischen Single-Fissure-Dispersion-Modell (SFDM) beschrieben werden, das eine Lösung der Transportgleichung unter feststehenden Randbedingungen ist. Das Modell beschreibt den Tracertransport durch eine Einzelkluft mit einer quasi unendlichen Matrix, unter Berücksichtigung einer momentanen Tracereingabe (Dirac-Stoß). Besondere Berücksichtigung erfährt hierbei der diffusive Austausch zwischen Kluff und Matrix. Die zeitabhängige Tracerkonzentration in der Kluff C_f berechnet sich nach MALOSZEWSKI & ZUBER (1990):

$$C_f(t) = \frac{a \cdot M}{2 \cdot \pi \cdot Q} \sqrt{Pe \cdot t_0} \int_0^t \exp\left(-\frac{Pe(t_0 - u)^2}{4 \cdot u \cdot t_0} - \frac{a^2 \cdot u^2}{t - u}\right) \frac{du}{\sqrt{u(t - u)^3}} \quad (5.11)$$

a	Diffusionsparameter	$[T^{-0,5}]$
M	injizierte Tracermasse	$[M]$
Q	Durchfluss	$[L^3 T^{-1}]$
t_0	mittlere Verweilzeit des Tracers im System	$[T]$
u	Integrationsvariable	$[-]$

Bei einer momentanen Tracereingabe gelten dabei folgende Anfangs- und Randbedingungen:

$$\begin{aligned} C_f(x, 0) &= 0, \\ C_f(0, t) &= M/Q \cdot \delta t, \\ C_f(\infty, t) &= 0, \\ C_p(y, x, 0) &= 0. \end{aligned}$$

Bei der Anpassung der analytischen Lösung an die gemessene Kurve mit Gleichung 5.11 werden die Pecletzahl Pe (Gleichung 4.6), die mittlere Verweilzeit des Tracers t_0 und der Diffusionsparameter a :

$$a = \frac{n_p \sqrt{D_p}}{b}, \quad (5.12)$$

n_p	Matrixporosität	$[-]$
D_p	Matrixdiffusion	$[L^2 T^{-1}]$
b	hydraulische Öffnungsweite der Kluff	$[L]$

der den diffusiven Stoffaustausch zwischen Kluff und Matrix beschreibt, bis die beste Überlagerung mit den geringsten Abweichungen zwischen Modellkurve und gemessenen Werten erreicht ist, variiert. Anhand dieser Fitparameter lassen sich die mittlere wahre Abstandsgeschwindigkeit v_x , die longitudinale hydrodynamische Dispersion D_L sowie die mittlere Klufföffnungsweite b bei bekannter Matrixdiffusion D_p und bekannter Matrixporosität n_p bestimmen. Alternativ zu der Bestimmung der Klufföffnungsweite b durch den Diffusionsparameter a , kann diese auch aus dem Gesetz von Poiseuille abgeleitet werden (HIMMELSBACH et al. 1998):

$$b = \sqrt{\frac{12 \cdot \mu \cdot \tau_f \cdot L}{g \cdot t_0 \cdot \Delta h}} \quad (5.13)$$

μ	kinematische Viskosität von Wasser	$[L^2T^{-1}]$
τ_f	Tortositätsfaktor der Klüfte (hier mit 1,5 angenommen)	$[-]$
g	Erdbeschleunigung	$[LT^{-2}]$
Δh	Druckhöhendifferenz zwischen Eingabe- und Beprobungsstelle	$[L]$

5.4.3 Speicher-Durchfluss-Modelle (SD-Modelle)

Speicher-Durchfluss-Modelle (SD-Modelle), manchmal auch als „black-box-Modelle“ bezeichnet, beschreiben in idealisierter Form, in welcher Zeit Wasserteilchen vom Ort der Grundwasserneubildung bis zum Austritt an einer Quelle, einem Brunnen oder einem Vorfluter den Untergrund durchfließen. Die Vorgänge im Untergrund werden dabei nicht untersucht, sondern nur integrativ durch bestimmte Modellvorstellungen erfasst. Die SD-Modelle basieren auf der Annahme, dass die dem System zugeführten Wasserteilchen eine durch den jeweiligen Modellansatz charakterisierte Verteilung der Aufenthaltsdauer aufweisen. Daraus kann für jedes System eine mittlere Verweilzeit des Wassers bestimmt werden (DVWK 1995).

Zur Ermittlung der mittleren Verweilzeit werden die Input- und Outputkonzentrationen des Tracers und deren zeitliche Variationen miteinander durch die Beziehung:

$$C_{out}(t) = \int_0^{\infty} C_{in}(t-t^*) \cdot g(t^*) \cdot \exp(-\lambda \cdot t^*) \cdot dt^* \quad (5.14)$$

$C_{out}(t)$	Traceroutputkonzentration zur Zeit t	$[ML^{-3}]$
$C_{in}(t-t^*)$	Tracerinputkonzentration zur Zeit $(t-t^*)$	$[ML^{-3}]$
$g(t^*)$	Wichtungsfunktion der Verweilzeiten	$[-]$
λ	radioaktive Zerfallskonstante	$[T^{-1}]$

verglichen (DVWK 1995).

Jedes SD-Modell ist durch eine eigene Wichtungsfunktion charakterisiert. Die Wichtungsfunktion richtet sich dabei nach den geometrischen Randbedingungen des Aquifers und den daraus resultierenden Fließpfaden der Wasserteilchen. Die Modelle, die in der Hydrogeologie für die Beschreibung der Verweilzeit im Untergrund Anwendung gefunden haben sind das Dispersions-Modell (DM), das Exponential-Modell (EM), das Piston-Flow-Modell (PFM) und das Linear Modell (LM) (DVWK 1995). Des weiteren werden auch häufig kombinierte Modelle wie z. B. das Exponential-Piston-Flow-Modell angewendet. Die Modelle unterliegen gewissen Randbedingungen, die sich aus der Geometrie bzw. aus den hydraulischen Eigenschaften des Aquifers ergeben. So geht das PFM davon aus, dass sich die Konzentration des Tracers alleine durch radioaktiven Zerfall ändert (MALOSZEWSKI & ZUBER 1982). Anwendbar ist das Modell für gering mächtige Aquifere auf kurzer Distanz und hoher Fließgeschwindigkeit sowie mit geringer Stoffeintragsfläche und sehr geringer Dispersivität. Das EM hat als wichtige Randbedingung eine Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe und eine große Stoffeintragsfläche. Das LM geht von einem gleichmäßigen Tracereintrag und einer zum Beprobungsort ansteigenden Aquifermächtigkeit bei gleichzeitigem konstanten hydraulischen Gradient aus. Das DM steht in seiner Bedeutung zwischen EM und dem PFM. Wird der Anpassungsparameter $P_D = 0,5$, nähert sich das Modell dem EM; geht es dagegen gegen 0, so nähert es sich dem PFM (DVWK 1995).

Die Wahl des für das Einzugsgebiet der Gennenbachquelle geeignetste Modell ist schwierig, da keines der Modelle mit den jeweiligen Randbedingungen vollständig übereinstimmt. Die folgenden für die Auswahl des Modells wichtigen Randbedingungen sind zu beachten:

- stellenweise gering leitfähige Überdeckung (Löss),
- \pm gleichbleibende Durchlässigkeit in vertikaler Richtung,
- wechselnde Aquifermächtigkeiten (Grabenstrukturen),
- Quellcharakteristik (Stauposition, kein Zufluß von unten),
- geringe bis sehr geringe Dispersivität,
- wechselnde hydraulische Gradienten,
- teilweise gespannte Verhältnisse,
- wechselnde Flurabstände.

Die Modellwahl erfolgte schließlich im trial-and-error-Verfahren zugunsten des kombinierten Linear-Piston-Flow-Modells mit dem die beste Anpassung gelang (Abbildung 5.8). Im folgenden wird daher nur auf die Wichtungsfunktion des LPM eingegangen.

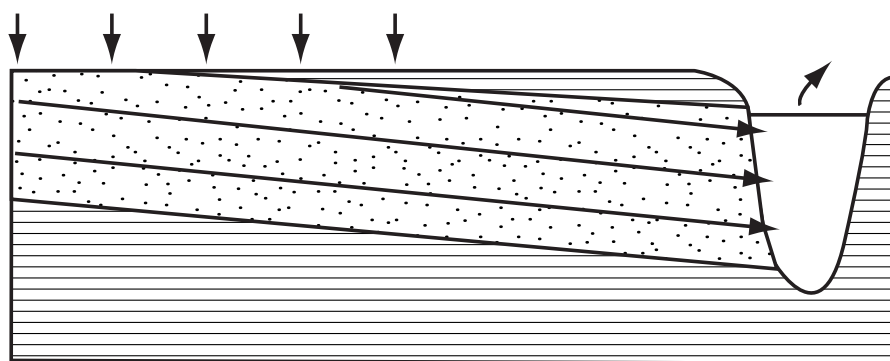


Abbildung 5.8: Schematische Darstellung der Randbedingungen des Linear-Piston-Flow-Modells (verändert nach MALOSZEWSKI & ZUBER 1982).

Das LPM ist eine Kombination aus dem LM und dem PFM. Das LM hat folgende Wichtungsfunktion (MALOSZEWSKI & ZUBER 1982):

$$g(t^*) = \frac{1}{2 \cdot T_t} \quad (5.15)$$

T_t mittlere Verweilzeit [T]

Das PFM hat die Wichtungsfunktion (MALOSZEWSKI & ZUBER 1982):

$$g(t^*) = \delta(t^* - T_t) \quad (5.16)$$

t^* Aufenthaltszeit des einzelnen Tracerteilchens im System [T]

Aus der Kombination aus LM und PFM, ergibt sich die Wichtungsfunktion des LPM (MALOSZEWSKI & ZUBER 1982):

$$g(t^*) = \frac{\eta}{2 \cdot T_i} \quad (5.17)$$

Die Wichtung zwischen LM und PFM ist variabel und wird durch den „Mischungsparameter“ η geregelt, der sich aus dem Verhältnis des gesamten mobilen Wasservolumens im System zu dem Teil des Wasservolumens ergibt, auf den das PFM-Modell angewendet wird.

$$\eta = \frac{V_m}{V_E} \quad (5.18)$$

V_m	mobiles Wasservolumen im System	$[L^3]$
V_E	Wasservolumen, für das die Verweilzeitverteilung nach dem PFM beschrieben wird	$[L^3]$

Ist $\eta = 1$, wird der Transport des gesamten Wasservolumens durch das Linear-Modell beschrieben. Ist $\eta = \infty$, rechnet das Modell lediglich nach dem Piston-Flow-Modell.

Zur Berechnung der mittleren Verweilzeit mittels SD-Modellen, steht die Software „FLOWPC“ (MALOSZEWSKI & ZUBER 1996) zur Verfügung. Die mittlere Verweilzeit des Tracers wird bei dieser Software mit dem trial-and-error-Verfahren ermittelt. Dazu wird die berechnete Durchgangskurve bestmöglichst an die beobachteten Werte iterativ angenähert. Die Anpassungsparameter sind bei allen inversen Modellen die mittlere Verweilzeit sowie beim LPM der Parameter η .

5.5 Numerische Modellierung

Die Strömungs- und Transportprozesse in der ungesättigten Zone werden auf Grundlage der experimentell und durch analytische Modellierung bestimmten Parameter in einem numerischen Modell gerechnet. Die Ergebnisse der numerischen Modellierung sind für die Validierung der Vulnerabilitätskarten entscheidend.

Die in dieser Arbeit eingesetzte Modellsoftware HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al. 2005) rechnet die Strömung und den Transport in der ungesättigten Zone mit einem linearen Finiten-Elemente-Verfahren. Das verwendete *Galerkin*-Verfahren bzw. Modifikationen dieses Verfahrens bestimmen die Systemgleichungen für die Berechnung der zu einem bestimmten Zeitpunkt an einem Element herrschenden Konzentrationen aus der Massenbilanz der benachbarten Elemente.

Um Ungenauigkeiten und numerische Instabilitäten bei der Berechnung der Prozesse zu vermeiden, die durch die räumliche Diskretisierung des geologischen Körpers und der zeitlichen Diskretisierung der ablaufenden Prozesse entstehen, müssen für die jeweiligen Rechenläufe bestimmte Kriterien erfüllt werden. Das *Courant*-Kriterium C_r gewährleistet die Einhaltung der Massenbilanz für jedes Element. Die Massenänderung in einem finiten Element pro Zeitschritt darf daher nicht größer sein als durch Advektion von einem Element zum nächsten mit dem Abstand Δx fließen kann:

$$C_r = \frac{q \cdot \Delta t}{\theta \cdot \Delta x} \leq 1 \quad (5.19)$$

q	Wasserfluss	$[LT^{-1}]$
θ	Wassergehalt	$[-]$
Δt	Zeitintervall	$[T]$
Δx	räumliche Diskretisierung	$[L]$

Die Zeitdiskretisierung in HYDRUS-1D ist so gestaltet, dass das *Courant*-Kriterium erfüllt ist.

Bei schlechter räumlicher Diskretisierung des Modells, kann es zur numerischen Dispersion kommen. Dies ist eine scheinbare Dispersion, die zum Tragen kommt, wenn die Elementabstände deutlich größer sind als die Dispersivität (KINZELBACH & RAUSCH 1995) und dadurch z.B. die zu einem Zeitpunkt zwischen zwei Elementen zum Liegen kommende Lösungsfront auf die benachbarten Elemente aufgeteilt werden muss. Die Gitter-Peclet-Zahl dient zur Vermeidung der Fehler durch numerische Dispersion:

$$P'_e = \frac{q \cdot \Delta x}{\theta \cdot D} < 5 \quad (5.20)$$

D Dispersionskoeffizient [L^2T^{-1}]

Der Grenzwert von 5 wurde als Kompromiss zwischen zeitlichem Rechenaufwand und vertretbarem Speicherplatz pro Rechenlauf sowie der durch die Diskretisierung bedingten Genauigkeit des Modellergebnisses gewählt.

6 Ergebnisse der Versuchs- und Datenauswertung

6.1 Laborversuche

6.1.1 Bodenphysikalische Versuche

Tabelle 6.1: Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchung (Mittelwerte).

Bodenbezeichnung	Boden- codierung	Bodenart nach DIN 4022-1	ρ_s [g/cm ³]	ρ_d [g/cm ³]	n_g [Vol.%]
Braune Rendzina und Braunerde aus Kalkstein	41	U,g,t',s'	2,675	1,343	49,80
Rendzina aus Muschelkalkschutt	42	U,t,s'	2,634	1,418	46,16
Pararendzina aus Fließerden, Mergelsteinzersatz	44	U,t,s'	2,613	1,450	44,52
Braunerde und Pseudogley aus Tonfließerden	49	U,s',t',g'	2,658	1,430	46,20
Braunerde und Parabraunerde aus Gipskeuperzersatz Lösslehm	55	U,t',s'	2,687	1,600	40,45
Terra fusca-Parabraunerde aus Lösslehm	56	U,t',s'	2,635	1,512	42,62
Braunerde-Terra fusca aus Kalksteinverwitterungslehm	61	U,t*	2,659	1,250	52,99
Pseudogley	65	U,t,s'	2,632	1,370	47,95
Bodenmosaik aus Keupermaterial	66	U,t,s'	2,647	1,510	42,95
Kolluvium aus lehmigen Abschwemmmassen	67	U,t,s'	2,661	1,431	46,23
Brauner Auenboden aus Auelehm	77	U,t*,s'	2,602	1,560	40,04
Auengley aus Auenlehm	79	U,t',s'	2,606	1,410	45,88
Pararendzina aus Gipskeuper und Löss	84	U,t,s	2,617	1,618	38,16
Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)	89	U,s',g',t'	2,645	1,429	45,97
Gley	96	T,u*,s'	2,551	1,507	40,93
Löss	Löss	U,t,s'	2,658	1,413	46,84

*: Bodenfraktion stark vertreten

' : Bodenfraktion schwach vertreten

Der Großteil der Böden ist nach DIN 4022-1 als Schluff anzusprechen, mit jeweils variierenden Anteilen von Ton, Sand und selten Kies. Lediglich der Gley ist als stark schluffiger Ton anzusprechen (Tabelle 6.1).

Mehr als 50 % der Kornverteilungskurven sind ungleichförmig, knapp 40 % sehr ungleichförmig und nur eine geringe Anzahl der Proben haben eine gleichförmige Verteilung. Die Korndichten schwanken in einem engen Bereich von 2,551 und 2,687 g/cm³. Die Trockendichten sind dagegen variabler mit Werten zwischen 1,343 und 1,618 g/cm³. Daraus ergeben sich Porenanteile der Proben zwischen 38 und rund 53 Vol.-%.

6.1.2 Durchströmungs- und Markierungsversuche

Die Ergebnisse der Durchströmungsversuche im Labor werden gemeinsam mit den Messungen des Guelph-Permeameter in Kapitel 6.2.1 ausgewertet.

An insgesamt 14 verschiedenen Proben wurden Tracerversuche an den wichtigsten Bodentypen im Labor durchgeführt. Der Versuchsaufbau sowie die Anfangs- und Randbedingungen sind in Kapitel 5.1.2 dargestellt. Die durch inverse Modellierung nach dem Advektions-Dispersions-Modell (ADM) angepassten Durchbruchkurven haben modifizierte Peclet-Zahlen Pe^* zwischen 0,0002 und maximal 5,6 (Abbildung 6.1). Die Interpretation der Versuche mit der modifi-

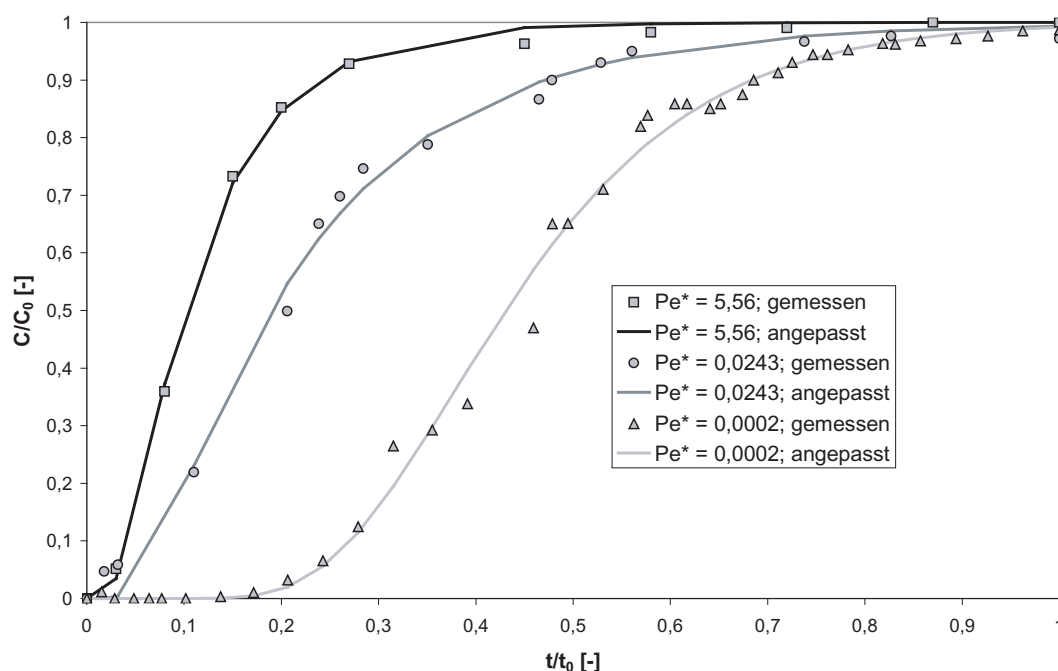


Abbildung 6.1: Beispiele von Durchbruchkurven für geringe, mittlere und hohe modifizierte Pecletzahlen.

zierten Peclet-Zahl Pe^* implizieren, dass der Transport im Boden unter gesättigten Bedingungen hauptsächlich diffusiv, bzw. aus einer Kombination aus Diffusion und Advektion/Dispersion erfolgt (Abbildung 6.2). Nur bei schnellen Durchbrüchen, die auf sekundäre Porositäten zurückgeführt werden können, ist die Diffusion demnach unbedeutend. Aufgrund der sekundären Porositäten kann der hydraulisch wirksame mittlere Korndurchmesser, von dem aus den Sieb- und Schlämmanalysen gewonnen stark abweichen. Wird anstelle der modifizierten Pecletzahl Pe^*

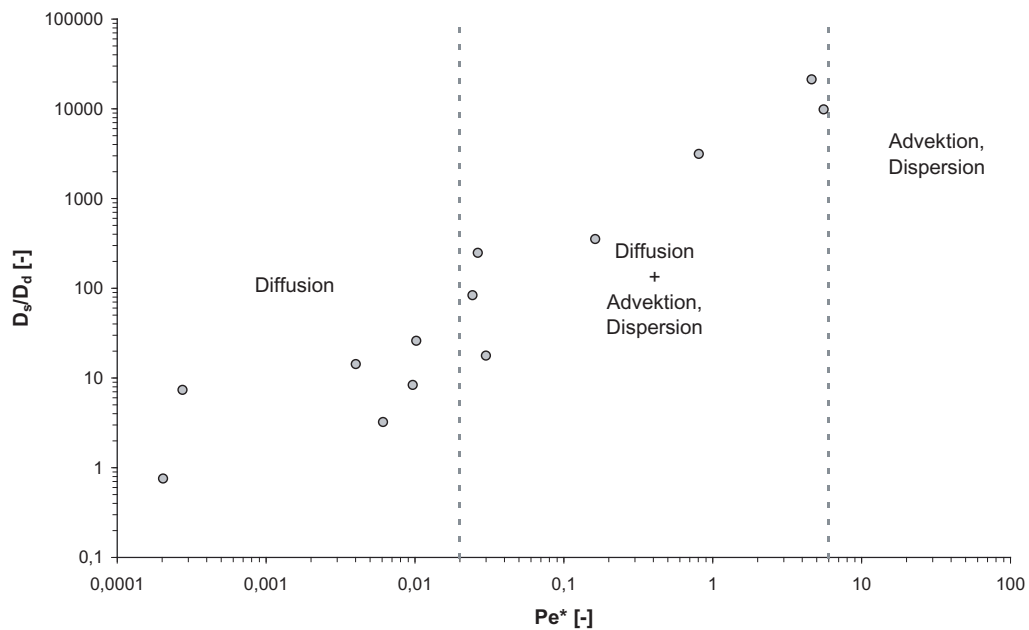


Abbildung 6.2: Dimensionsloser Dispersionsparameter über der modifizierten Peclet-Zahl Pe^* der Säulenversuche an den Bodenproben und Einteilung nach den dominierenden Transportprozessen nach FETTER (1999).

die Pecletzahl Pe , die sich aus der Dispersion, der Durchflußgeschwindigkeit und der Fließstrecke errechnet (Gleichung 4.6), als Grundlage gewählt, ergibt sich für die dominierenden Transportprozesse eine stark abweichende Interpretation. Hier dominieren Peclet-Zahlen größer 2, für die der advective Transportprozess überwiegt (RAUSCH et al. 2002). Bodenproben bei denen der Transport von der hydrodynamischen Dispersion gesteuert wird sind mit einem geringeren Anteil vertreten (Abbildung 6.3). Die Dispersivitäten steigen mit abnehmender Peclet-Zahl

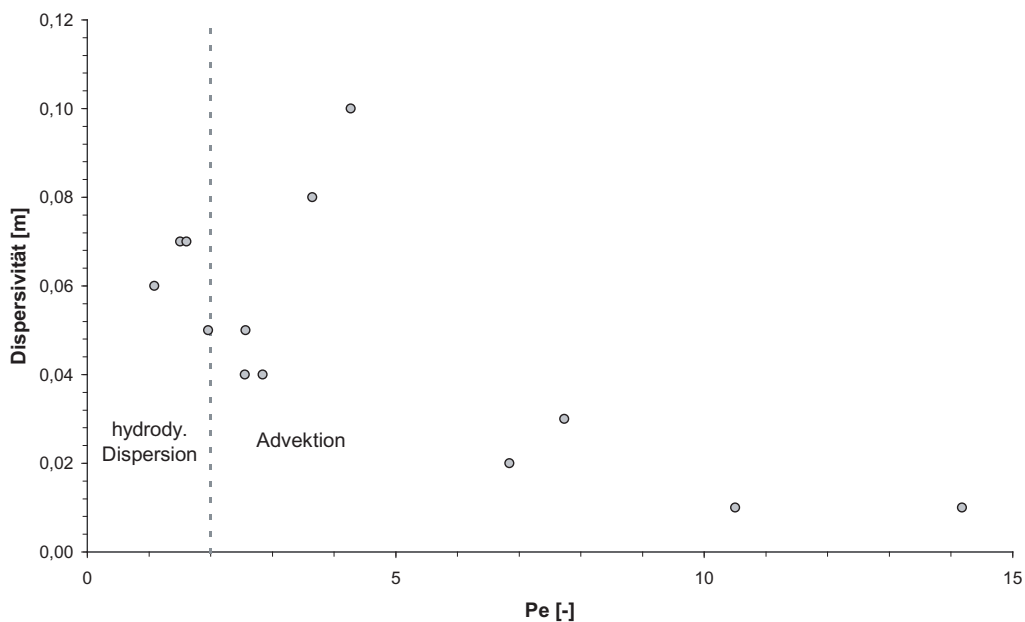


Abbildung 6.3: Dispersivität über der Peclet-Zahl Pe der Säulenversuche an den Bodenproben und Einteilung nach den dominierenden Transportprozessen.

und variieren zwischen 10 und 60 % der Fließlängen. Diese Interpretation der Transportprozesse wird derjenigen mit der modifizierten Peclet-Zahl vorgezogen, da die vorangegangenen Untersuchungen des Boden- und Lössmaterials eine wesentliche Heterogenität des Materials nachweist, aufgrund dessen der Anwendungsbereich der modifizierten Pecletzahl nicht mehr gegeben ist.

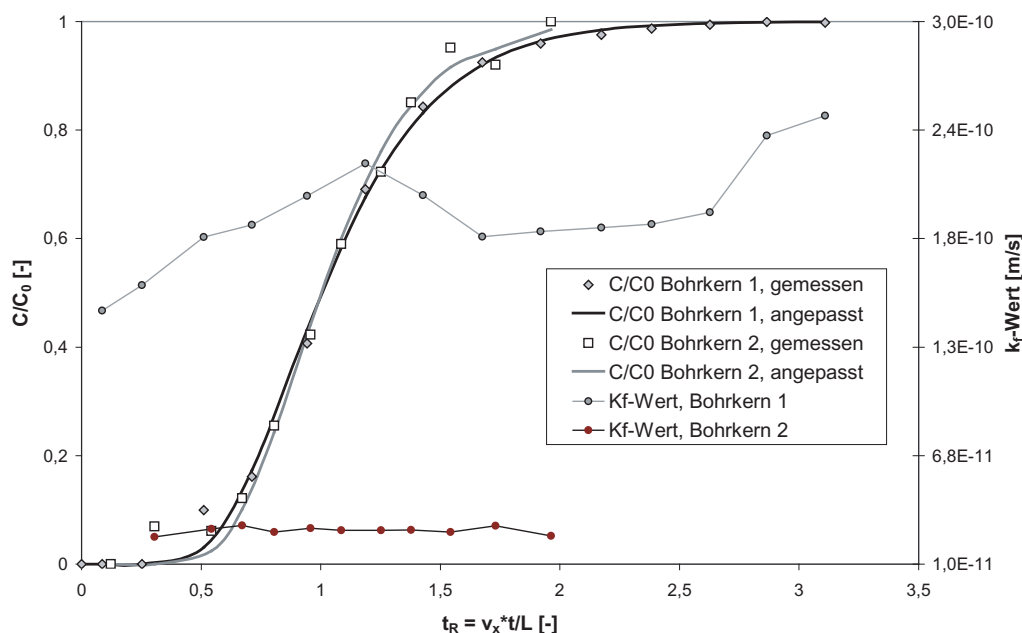


Abbildung 6.4: Gemessene und modellierte Durchbruchkurven der Tracerversuche an den Bohrkernen des Hauptmuschelkalks sowie die gemessenen Durchlässigkeitsbeiwerte.

Die analog zu den Bodenproben durchgeführten Markierungsversuche an den Bohrkernen des Hauptmuschelkalks (Druckgradient zwischen oberer- und unterer Randbedingung $\Delta p = 0,5 \text{ bar}$) sind sich in ihren hydraulischen Eigenschaften sehr ähnlich (Abbildung 6.4). Lediglich der sehr geringe hydraulisch Durchlässigkeitsbeiwert variiert zwischen den Bohrkernen um rund eine Zehnerpotenz (Tabelle 6.2). Die durchflusswirksame Porosität der Matrix n_p errechnet sich aus der Anpassung der Durchgangskurven mit dem ADM ($n_p Tr.$) zu 9,4 bzw. 12 %. Aus der Bilanzierung der einfließenden und der ausfließenden Wassermenge bei der Bestimmung der k_f -Werte liegt die Matrixporosität ($n_p Bil.$) zwischen 11 und 13 %. Die Dispersionslängen α_L liegen zwischen 5 und 7 % der Fließlänge L . Die errechneten Peclet-Zahlen weisen auf eine Dominanz des advektiven Transports hin.

Tabelle 6.2: Ergebnisse der Tracerversuche an den Bohrkernen des Unteren Hauptmuschelkalks (mo1).

Versuch	v_x [m/s]	k_f [m/s]	$n_p Tr.$ [%]	$n_p Bil.$ [%]	D_L [m ² /s]	α_L [m]	Pe [-]
Bk 1	$1,25 \cdot 10^{-7}$	$1,97 \cdot 10^{-10}$	12,1	13	$4,04 \cdot 10^{-10}$	$3,23 \cdot 10^{-3}$	13,9
Bk 2	$2,42 \cdot 10^{-8}$	$2,79 \cdot 10^{-11}$	9,4	11	$6,31 \cdot 10^{-11}$	$2,61 \cdot 10^{-3}$	19,2

6.1.3 Be- und Entwässerungsversuche an den Boden- und Lössproben

Zur Bestimmung der Sättigungs-Saugspannungsfunktionen der Bodentypen wurde die Van-Genuchten-Modellfunktion in einem iterativen Verfahren an die Messwerte aus den Ent- und

Bewässerungsversuchen angepasst (Abbildung 6.5). Von den insgesamt 28 gemessenen Proben

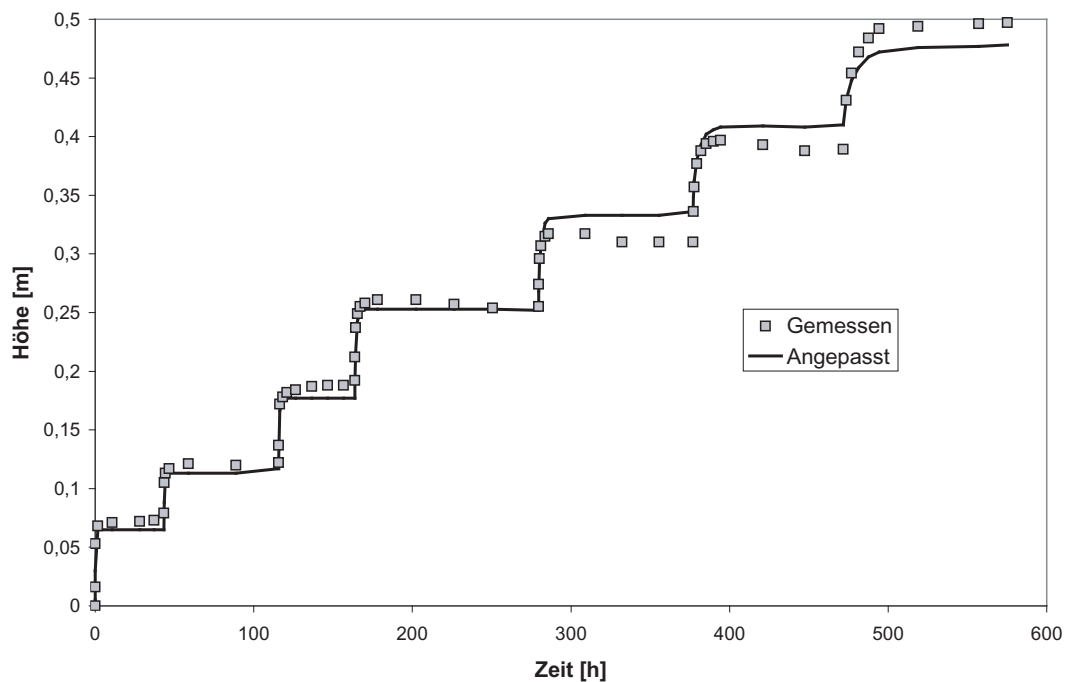


Abbildung 6.5: Beispiel einer gemessenen Entwässerungskurve mit modellierter Anpassung von einer Lössprobe.

sind bezüglich der Entwässerung nur 23 Proben auswertbar, bezüglich der Bewässerungsversuche lediglich 20. Die nicht auswertbaren Ergebnisse werden einerseits durch Lufteinschlüsse in der Versuchsapparatur und/oder durch schadhafte Bodenproben, wie z. B. Risse im internen Gefüge oder an Korngrenzflächen zwischen größeren Bodenpartikeln und der schluffigen Matrix, verursacht. Die Versuchsergebnisse wurden bei mehreren Versuchen pro Bodentyp als Mittelwerte zusammengefasst (Tabelle 6.3).

Die Variation des Parameters α^d ist mit einem Schwankungsbereich zwischen 0,0038 und 0,1607 1/m für die nach der Korngrößenanalyse ähnlichen Bodenarten relativ hoch. Der Modellparameter n variiert zwischen 1,087 und 1,65. Die gesättigten Wassergehalte liegen zum größten Teil innerhalb des Porenanteils n_g und damit im plausiblen Bereich.

Für die Rendzina aus Muschelkalkschutt stehen keine auswertbaren Versuche zur Verfügung, und es wird wegen der Ähnlichkeit in den bodenphysikalischen Parametern für die weitere Bearbeitung auf die Werte der Braunen Rendzina und Braunerde aus Kalkstein zurück gegriffen. Für den Gley wurden wegen dessen geringen Flächenanteils keine Versuche durchgeführt. Vereinfacht wird für die weitere Bearbeitung angenommen, dass die Versuchsergebnisse des Auengleys für den Gley als erste Näherung repräsentativ sind. Die nutzbare Feldkapazität (nFk) berechnet sich aus der Differenz der Wassergehalte vom permanenten Welkepunkt ($pF = 4,2$) und von der Feldkapazität ($pF = 1,8$). Die aus den Versuchsergebnissen ableitbaren nutzbaren Feldkapazitäten stimmen mit denen der tabellarischen Erläuterungen der amtlichen Bodenkarten relativ gut überein. Die geringen Abweichungen zeigen zu meist den Trend zu geringeren nutzbaren Feldkapazitäten bei den experimentell bestimmten Werten. Eine Ausnahme ist die Probe der Pararendzina aus Gipskeuper und Löss (84), die mit 420 mm eine sehr hohe nutzbare Feldkapazität im Vergleich zu den Angaben der tabellarischen Erläuterung von 50-90 mm hat. Wie unten gezeigt wird, ist diese hohe nutzbare Feldkapazität auf einen erhöhten Anteil an

Tabelle 6.3: Ergebnisse der Be- und Entwässerungsversuche bei kontrollierten Druckrandbedingungen. Die Indizierung d steht für Entwässerung, der Index w für Bewässerung.

Bodenbezeichnung	α^d [1/cm]	α^w [1/cm]	n [-]	θ_s^d [-]	θ_s^w [-]	θ_r [-]	nFk [mm/m]
Braune Rendzina und Braunerde aus Kalkstein	0,0488	0,0621	1,190	0,35	0,35	0,03	154
Rendzina aus Muschelkalkschutt	-	-	-	-	-	-	-
Pararendzina aus Fließerden, Mergelsteinzersatz	0,0842	-	1,140	0,50	-	0,09	167
Braunerde und Pseudogley aus Tonfließerden	0,0138	0,0198	1,160	0,29	0,28	0,05	129
Braunerde und Parabraunerde aus Gipskeuperersatz u. Lösslehm	0,1607	-	1,087	0,24	-	0,09	47
Terra fusca-Parabraunerde aus Lösslehm	0,0058	0,0090	1,650	0,24	0,29	0,08	105
Braunerde-Terra fusca aus Kalksteinverwitterungslehm	0,0519	0,0451	1,382	0,24	0,28	0,09	99
Pseudogley	0,0849	0,0148	1,016	0,34	0,36	0,09	101
Bodenmosaik aus Keupermaterial	0,0041	0,0092	1,469	0,26	0,29	0,07	157
Kolluvium aus lehmigen Abschwemm Massen	0,0880	0,0083	1,141	0,26	0,26	0,07	79
Brauner Auenboden aus Auelehm	0,0288	0,0161	1,249	0,25	0,25	0,09	94
Auengley aus Auenlehm	0,0390	0,0150	1,237	0,37	0,32	0,05	175
Pararendzina aus Gipskeuper und Löss	0,0049	0,0085	1,549	0,50	0,49	0,01	420
Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)	0,0360	0,0291	1,228	0,31	0,28	0,05	116
Gley	-	-	-	-	-	-	-
Löss	0,0181	0,0538	1,306	0,28	0,28	0,07	124

Feinporen zurück zuführen und ist deshalb nur bedingt repräsentativ. Für die Vulnerabilitätskartierung werden die mittleren Tabellenwerte aus den amtlichen Kartenwerken genutzt.

Die Sättigungs-Saugspannungsfunktion ist abhängig von der Porengrößenverteilung sowie vom Gefüge des Bodens. Bei Schluffböden sind die Mittelporen im pF-Bereich von 2,5 bis 4,2 stark beteiligt (SCHEFFEL & SCHACHTSCHABEL 1999). Dem entsprechend ist der Anteil des pflanzenverfügbaren Wassers (nutzbare Feldkapazität) relativ hoch. Der Einfluss des Gefüges wirken sich am stärksten durch sekundäre Grobporen aus.

Die aus den Messungen resultierenden Sättigungs-Saugspannungsfunktionen zeigen den ty-

pische Verlauf von Schluffböden. Die Ergebnisse der Entwässerungsversuche sind also mit den Analysen der Korngrößenverteilungen konsistent. Vier Bodenarten fallen jedoch aufgrund des Kurvenverlaufs aus dem Gesamtbild auf. Zum einen sind dies die Bodentypen 44 und 84 mit sehr hohen Gesamtporositäten, die auf einen hohen Anteil von Feinporen zurück geführt werden, da der Anpassungsparameter α (Gleichung 4.10) relativ klein und gleichzeitig der Parameter n relativ hoch ist. Dieser Effekt ist beim Bodentyp 84 sehr stark ausgeprägt. Zum anderen unterscheiden sich die Bodentypen 55 und 67 von den übrigen Kurven. Hier sind die Kurvenverläufe vergleichsweise gestreckt, d.h. dass der Parameter n relativ klein ist, was auf eine weite Porengrößenverteilung und damit auf einen hohen Anteil von Grobporen schließen lässt. Die nutzbare Feldkapazität ist daher eher gering, da das Wasser nur über einen relativ geringen Saugspannungsbereich gebunden bleibt. Die Variationen der Proben in Bezug auf den gesättigten Wassergehalt sowie der Modellparameter α und n ist Ausdruck der divergierenden Porengrößenverteilung.

Die Ergebnisse der Bewässerungskurven haben im Allgemeinen eine schlechtere Güte als die der Entwässerungsversuche. Der erwartete Hystereseeffekt mit einem vergleichswisen frühen Entwässerungsbeginn bezogen auf die Saugspannung bei Bewässerung, ist nicht bei allen Versuchen gegeben. Dies gilt vor allem für die Böden mit geringen Werten des Parameters n , d.h. für Böden mit weiter Porengrößenverteilung und ist versuchstechnisch bedingt. Für die Proben, die der Bedingung $\alpha^d \leq \alpha^w$ nicht genügen, wird aufgrund der ungenügenden Anpassungsgenauigkeit der modellierten Bewässerungskurven an die Messwerte auf die Approximation $\alpha^w = 2 \cdot \alpha^d$ (ŠIMŮNEK et al. 2005) zurück gegriffen.

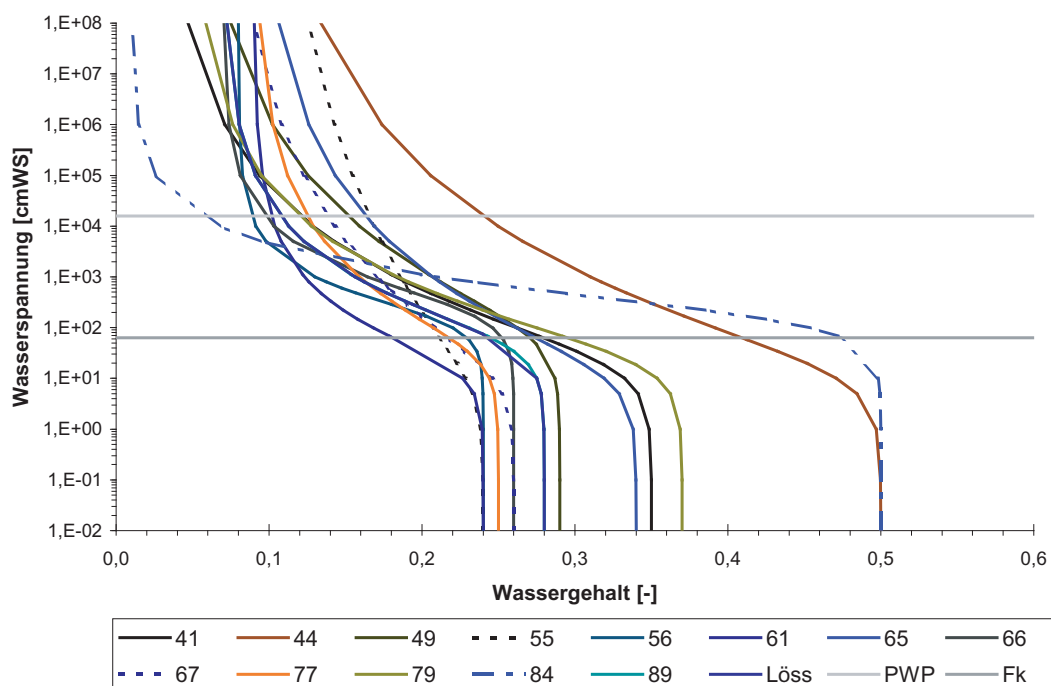


Abbildung 6.6: Saugspannungsfunktion (pF-Kurve) bei Entwässerung aller untersuchten Bodenarten und des Löss. Zusätzlich sind die pF-Werte für die Feldkapazität (Fk) und permanenten Welkepunkt (PWP) eingezeichnet.

6.2 Feldversuche

6.2.1 Hydraulische Leitfähigkeit des Bodens

Die Werte hydraulischer Leitfähigkeit aus den Laborversuchen werden gemeinsam mit den in Feldversuchen gewonnenen Daten ausgewertet. Signifikante Trends der Durchlässigkeiten in

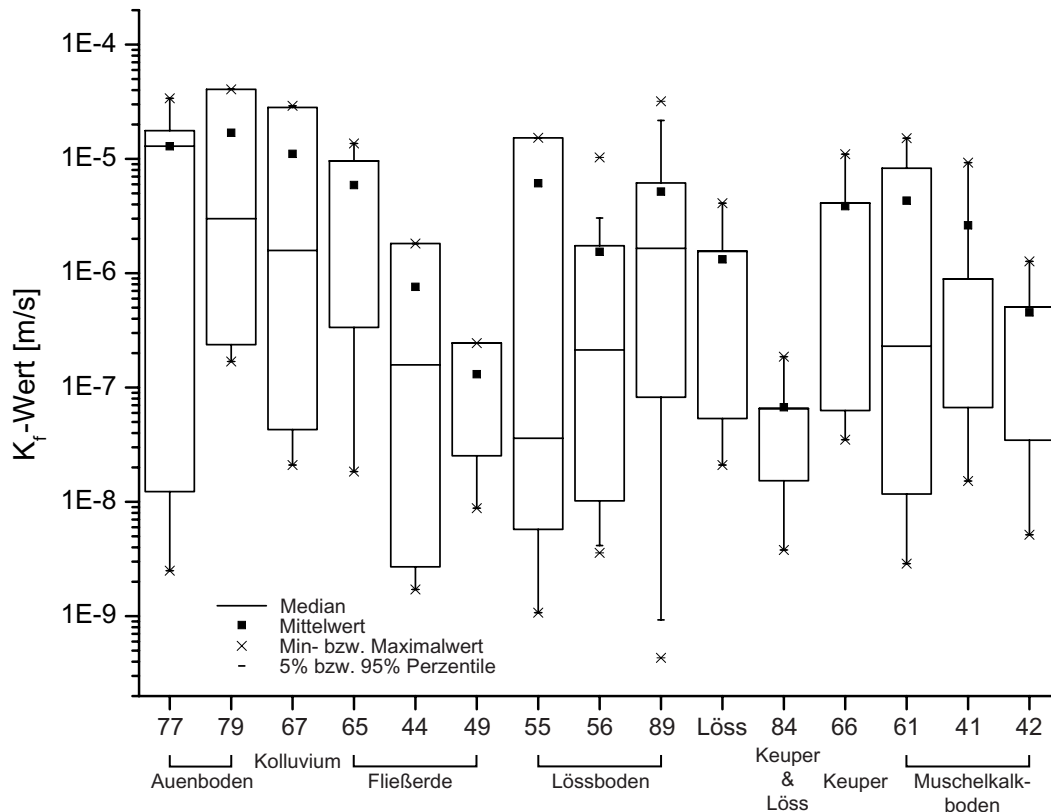


Abbildung 6.7: Box-Whisker-Diagramm der gemessenen k_f -Werte der Böden sowie des Löss. Die Box beinhaltet die beiden mittleren Quartilen (25 bis 75 % des Wertebereichs).

Abhängigkeit des Messverfahrens sind nicht zu erkennen. Unabhängig vom gewählten Messverfahren und Bodentyp streuen die Messwerte insgesamt in einem großen Bereich zwischen $4 \cdot 10^{-5}$ und $4 \cdot 10^{-10} m/s$. Aber auch die Messwerte innerhalb einzelner Bodentypen schwanken zum Teil erheblich um mehrere Zehnerpotenzen (Abbildung 6.7).

Die geostatistische Analyse der hydraulischen Durchlässigkeit ergibt keine räumliche Korrelation (Abbildung 6.8). Die geostatistische Schätzung der räumlichen Verteilung mittels Kriging oder Simulation kann auf den bereitstehenden Datensatz somit nicht angewendet werden.

Um die Bodentypen trotz der hohen Variabilität der Durchlässigkeiten voneinander abzugrenzen, wurden für die weitere Bearbeitung die bodenspezifischen Mittelwerte der gemessenen k_f -Werte herangezogen (Tabelle 6.4). Die experimentell bestimmten mittleren Durchlässigkeiten stimmen in etwa zu 50 % mit den klassifizierten Durchlässigkeiten der Bodengesellschaften (Kapitel 3.6) überein. Hauptsächlich die Aueböden, das Kolluvium und teilweise auch Böden aus Fließerde (Pseudogley) zeigen überwiegend bei den gemessenen Werten höhere Durchlässigkeiten als durch die Schätzverfahren der Bodenkarten prognostiziert wurde. Lediglich die Rendzina aus Muschelkalkschutt zeigt in der experimentellen Bestimmung im Vergleich zur Bodenkarte geringere Leitfähigkeiten.

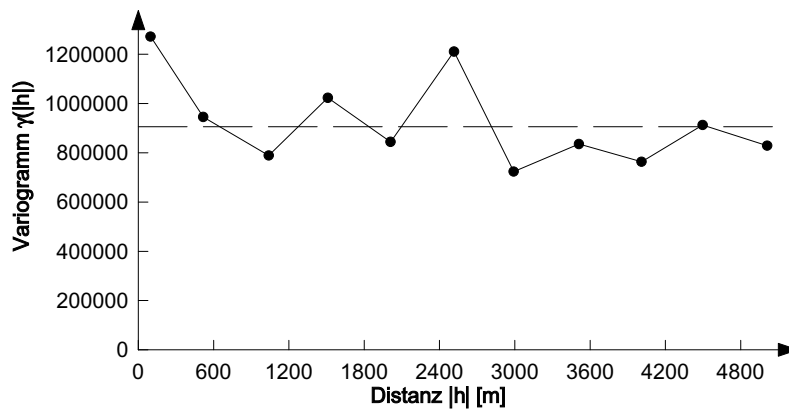


Abbildung 6.8: Omnidirektionales Variogramm der k_f -Wertverteilung (k_f -Wert/ $1 \cdot 10^{-8}$ m/s) des Bodens.

Tabelle 6.4: Mittelwerte der hydraulischen Durchlässigkeitsmessungen.

Bodentyp	Boden- codierung	Bodengesell- schaft	K_f -Wert [m/s]	Werte- anzahl n
Braune Rendzina und Braunerde aus Kalkstein	41	Muschelkalk	2,63E-06	8
Rendzina aus Muschelkalkschutt	42	Muschelkalk	4,54E-07	4
Pararendzina aus Fließerden, Mergelsteinzersatz	44	Fließerde	9,50E-07	5
Braunerde und Pseudogley aus Tonfließerden	49	Fließerde	1,31E-07	4
Braunerde und Parabraunerde aus Lösslehm	55	Löss	6,12E-06	5
Terra fusca-Parabraunerde aus Lösslehm	56	Löss	2,13E-07	13
Braunerde-Terra fusca aus Kalksteinverwitterungslehm	61	Muschelkalk	4,31E-06	10
Pseudogley	65	Fließerde	5,90E-06	5
Bodenmosaik aus Keupermaterial	66	Keuper	4,11E-06	5
Kolluvium aus lehmigen Abschwemmmassen	67	Kolluvium	1,26E-05	7
Brauner Auenboden aus Auelehm	77	Aueboden	1,29E-05	5
Auengley aus Auenlehm	79	Aueboden	1,69E-05	5
Pararendzina aus Gipskeuper und Löss	84	Keuper und Löss	6,56E-08	5
Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)	89	Löss	1,56E-06	32
Löss	Löss	-	1,32E-06	9

6.2.2 Markierungsversuch im ungesättigten Muschelkalk

Zur Bestimmung der Van-Genuchten-Parameter des ungesättigten Muschelkalks wurden die Versuchsergebnisse des Markierungsversuchs am Enzbrunnen (Kapitel 5.2.3) mit HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al. 2005) in einem numerischen, doppelporösen Modellansatz invers angepasst. Neben den die Eingabe betreffenden Randbedingungen, standen für den zeitlichen Verlauf von Q_e (obere Randbedingung) tägliche Niederschlagsdaten der Klimastation Hohberg zur Verfügung, wobei die Gras-Referenzverdunstung nach ATV-DVWK (2002) berücksichtigt wurde. Die untere Randbedingung des Sickerwassermodells wurde als konstant wassergesättigt ($\psi = 0$ m) festgelegt. Die Quellschüttung Q_{eb} wurde während des Versuchszeitraums täglich mit einem Messflügel bestimmt.

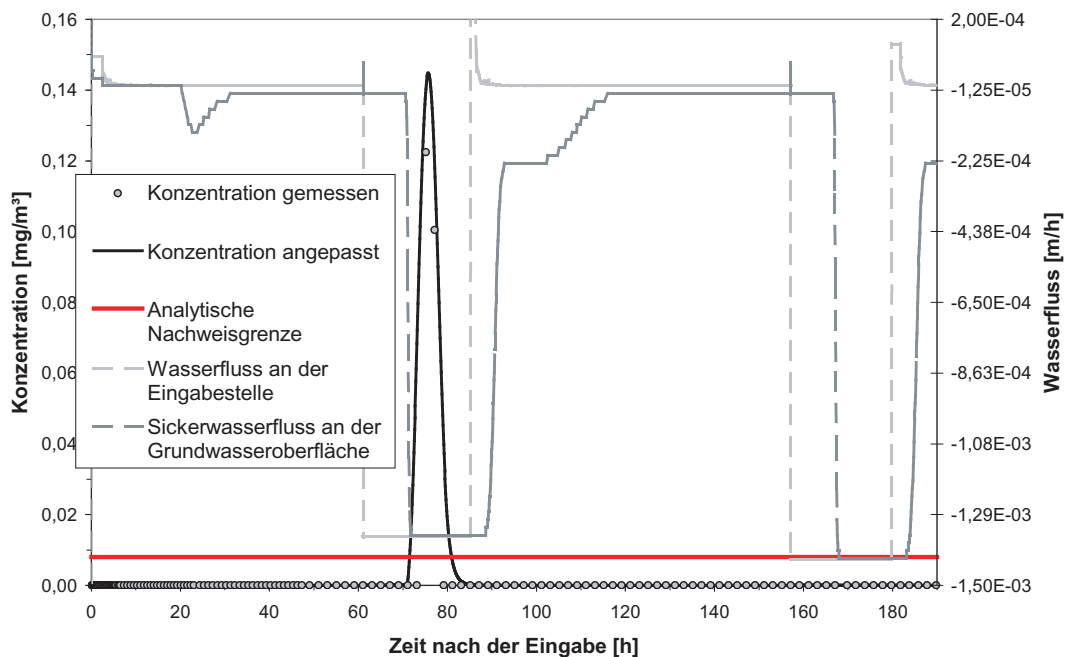


Abbildung 6.9: Gemessene und angepasste Durchgangskurve mit den Wasserflüssen durch den oberen und unteren Modellrand des Markierungsversuchs am Enzbrunnen im Juli 2005. Zusätzlich ist die analytische Nachweisgrenze von Uranin angegeben.

Iterativ angepasst wurden die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit, die Kluftporosität, der Austauschkoefizient ω zwischen Kluft und Matrix sowie die beiden Modellparameter α und n . Der Wassergehalt der Matrix wurde zwischen 0,5 und 11 % (Matrixporosität) und der minimale Wassergehalt für die Klüfte auf 0 % festgelegt. Die Trockendichte für Kalkstein wurde mit $2,7 \text{ g/cm}^3$ angenommen.

Die Modellrechnung zeigt zwei niederschlagsinduzierte Zeiträume der Grundwasserneubildung, die jeweils rund 10 Stunden nach Einsetzen des Regens in gleicher Intensität wie dieser beginnen. Die Durchgangskurve des Markierungsversuchs hat einen scharfen Peak, der an die Niederschläge, die 2,5 Tage nach der Eingabe einsetzen, gekoppelt ist. Für das zweite Niederschlagsereignis wird kein Tracerdurchgang beobachtet, da hier vermutlich die analytische Nachweisgrenze von Uranin unterschritten wird. Der relative Rückerhalt errechnet sich unter Berücksichtigung der gemessenen Quellschüttung zu rund 1,6 %. Wird vorausgesetzt, dass die Grundwasserbewegung vergleichbar mit der aus Kapitel 6.2.3 gemittelt $4,6 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$ beträgt, errechnet sich eine vertikale Durchsickerungsgeschwindigkeit für diesen Versuch von $1,45 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$,

die allerdings vom Zeitpunkt des einsetzenden Niederschlags abhängt. Wird angenommen, dass die Sickergeschwindigkeit nach der Eingabe vernachlässigbar klein ist und erst mit dem beginnenden Niederschlag signifikant anwächst, ergibt sich eine dominierende Sickergeschwindigkeit von $8,79 \cdot 10^{-4}$ m/s. Der Modellparameter α für die durchflossenen Klüfte ergibt sich durch die Anpassung zu 4,27 1/m und n zu 3,2, die im Vergleich zu Literaturwerten (LIU et al. 2003, ABDEL-SALAM & CHRYSIKOPOULOS 1996) plausibel sind. Der Austauschkoefizient ω zwischen Kluft und Matrix wurde in der Anpassung auf $1,5 \cdot 10^{-8}$ 1/s angenähert. Die hydraulische Leitfähigkeit beträgt nach der Versuchsanpassung $1,75 \cdot 10^{-2}$ m/s und die longitudinale Dispersionslänge für die Gesamtstrecke rund 0,16 m. Die Dispersionslänge im gesättigten Bereich würde sich auf Grundlage des Versuchs zwischen Fuchsloch und Enzbrunnen von 1977 (Kapitel 6.2.3), auf der in diesem Versuch in der gesättigten Zone zurück gelegte Strecke von 60 m auf rund 0,1 m errechnen. Der Wassermassenbilanzfehler der Modellrechnung liegt bei rund 0,8 % und der Stoffbilanzfehler bei 2,7 %.

Die Versuchsergebnisse repräsentieren sehr durchlässige Verhältnisse, die sich auf die besonderen Bedingungen des Versuchsorts zurückführen lassen. Durch die sehr steile Böschung zwischen Eingabeort und Enzbrunnen sind vermehrt weitständige Entlastungsklüfte zu erwarten, die einen entsprechenden Einfluss auf die Durchlässigkeit haben und sich nicht auf das Gebiet übertragen lassen. Der geringe Wiedererhalt kann einerseits durch die Zwischenspeicherung im Gebirgskörper, andererseits durch den Abstrom eines signifikanten Anteils der Tracermasse im Grundwasserleiter nach Norden, der in der Auswertung vernachlässigt wurde, hervorgerufen werden. Dies zeigt die Grenze der Anwendbarkeit zur Parameterbestimmung dieses Versuchs, der kein geschlossenes System repräsentiert. Allerdings ergibt sich im Arbeitsgebiet ansonsten keine Alternativmöglichkeit zur Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Parameter des Hauptmuschelkalks teils wegen mangelnden Versuchsstandorten, teils aus wasserwirtschaftlichen Gründen. Für die weitere Bearbeitung im numerischen Modell wird deshalb auf die mittlere hydraulische Durchlässigkeit aus den Pumpversuchsauswertungen (Kapitel 3.5.2) zurück gegriffen.

6.2.3 Auswertung von Markierungsversuchen im gesättigten Muschelkalk

Zur Bestimmung hydraulischer Parameter des gesättigten Hauptmuschelkalks, werden im Folgenden die Markierungsversuche aus den Arbeiten von HOELAND (1977) und PREUSSER (1999) quantitativ ausgewertet. Im Detail sind dies drei Einzelversuche, die neben anderen Versuchen in Abbildung 3.11 (Kapitel 3.5.3) dargestellt sind.

Tracerversuch 1 zeigt die Verbindung zwischen Fuchsloch und Enzbrunnen, nachgewiesen mit Uranin im Jahr 1977. Versuch 2 demonstriert die Verbindung zwischen einer Doline südlich von Göbrichen und dem Enzbrunnen mit Rhodamin FB, ebenfalls aus dem Jahr 1977. Versuch 3, durchgeführt mit Uranin, stammt aus dem Jahr 1999 und belegt die Verbindung zwischen einem stillgelegten Brunnen und der östlichen Igelsbachquelle. Alle drei Versuchen zeigen sehr hohe Abstandsgeschwindigkeiten, wodurch die Tracerdurchgänge innerhalb weniger Stunden bzw. Tage an den Beobachtungspunkten abgeschlossen waren. Die gemessenen und angepassten Durchbruchkurven sind zum Zweck der Vergleichbarkeit normiert dargestellt (Abbildung 6.10).

Die gemessenen Kurven der Tracerkonzentration lassen sich mit dem SFDM nachvollziehen. Auch der zeitliche Verlauf des relativen Rückerhalts der Tracer kann durch das Modell nachgebildet werden, sieht man von den etwas höheren Rückerhalten im Tailingbereich bei Versuch 1 und 3 ab. Der sekundäre Peak bei Versuch 2, der nach $t_R = 2,7$ auftritt, ist bei der Modellan-

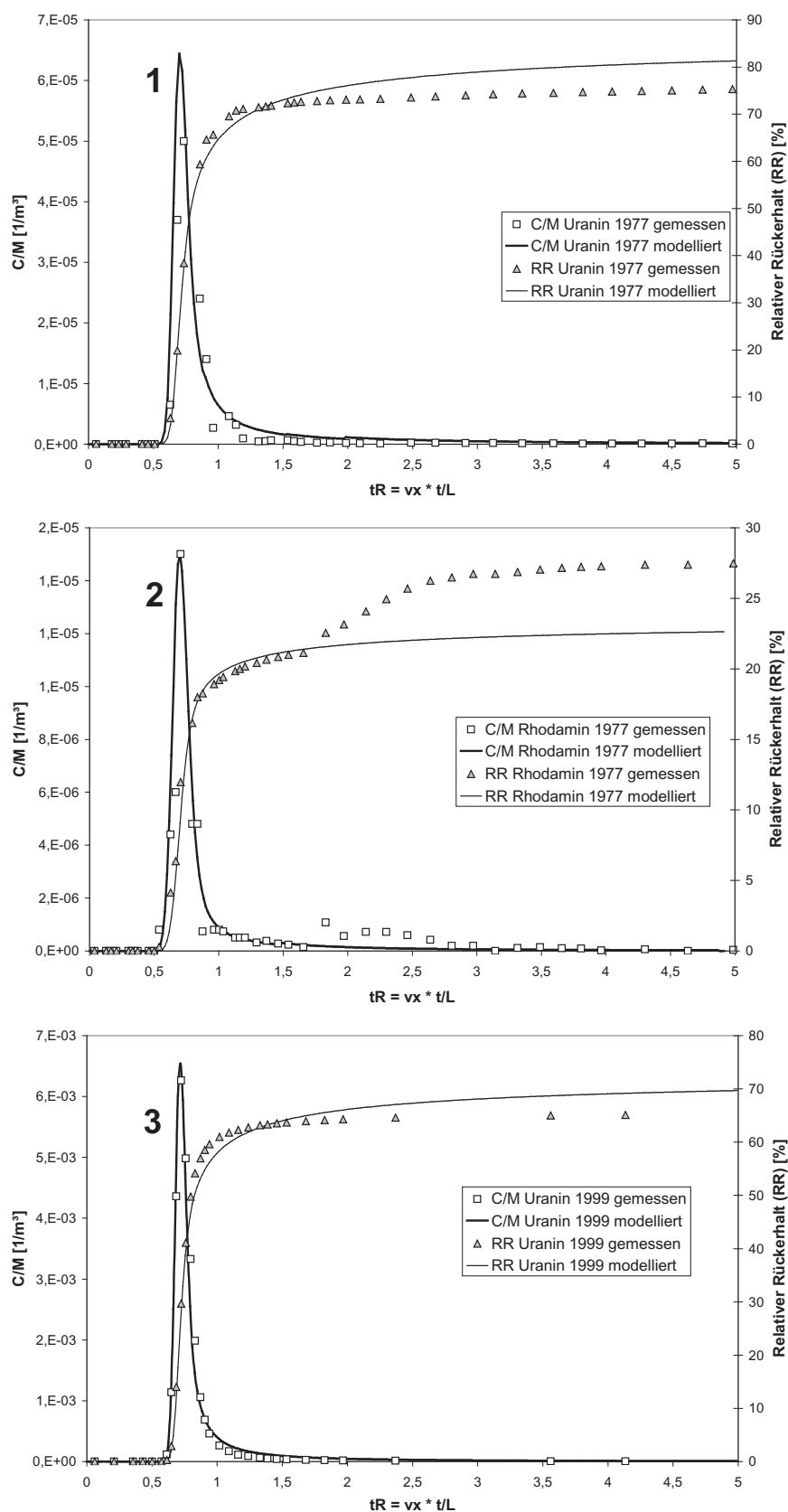


Abbildung 6.10: Gemessene und modellierte Durchbruchkurven der drei Markierungsversuche von 1977 bzw. 1999. Die Nummerierung bezieht sich auf die Beschreibung im Text sowie auf Abbildung 3.11 (Kapitel 3.5.3), die Modellparameter sind in Tabelle 6.5 aufgelistet.

passung nicht berücksichtigt, da nicht ausgeschlossen werden kann, dass dieser durch schnell versickernde Niederschläge verursacht wurde.

Tabelle 6.5: Ergebnisse der analytischen Modellierung der Feldtracerversuche. Werte für die Matrixporosität D_p sind der Literatur entnommen (WITTHÜSER 2000, HIMMELSBACH et al. 1998), n_p ist der Mittelwert aus Tabelle 6.2.

Parameter	Versuch 1	Versuch 2	Versuch 3
Eingabe	Fuchsloch	Doline s. Göbrichen	Brunnen
Probenahme	Enzbrunnen	Enzbrunnen	Igelsbachquelle 2
Tracer	Uranin	Rhodamin FB	Uranin
Entfernung [km]	10,0	7,7	1,5
t_0 [d]	2,95	4,00	0,38
Pe [-]	600	300	700
a [$s^{-0,5}$]	$2,65 \cdot 10^{-4}$	$4,42 \cdot 10^{-5}$	$1,12 \cdot 10^{-4}$
n_p [-]	0,113	0,113	0,113
D_p [m^2/s]	$4,5 \cdot 10^{-10}$	$3,2 \cdot 10^{-10}$	$4,5 \cdot 10^{-10}$
v_x [m/s]	$5,89 \cdot 10^{-2}$	$3,34 \cdot 10^{-2}$	$4,60 \cdot 10^{-2}$
α_L [m]	16,6	25,6	3,2
D_L [m^2/s]	$6,54 \cdot 10^{-1}$	$5,70 \cdot 10^{-1}$	$1,48 \cdot 10^{-1}$
b [mm] (aus Gl. 5.12)	9,03	51,80	4,36
b [mm] (aus Gl. 5.13)	2,73	1,56	2,03
i [-]	0,0127	0,0218	0,0266
k_f -Wert [m/s]	$3,82 \cdot 10^{-2}$	$1,26 \cdot 10^{-2}$	$1,42 \cdot 10^{-2}$

Die Peclet-Zahlen der angepassten Kurven sind bei großen Abstandsgeschwindigkeiten sehr hoch, was auf einen sehr geringen Einfluss der longitudinalen hydrodynamischen Dispersion bezüglich des Transports und damit auch auf kurze Dispersionslängen zurückzuführen ist (Tabelle 6.5), die bei allen Versuchen unter einem Prozent der Transportstrecke bleiben. Die aus den Durchbruchkurven ableitbaren Kluftöffnungsweiten variieren zwischen wenigen Millimetern und rund einem halben Zentimeter. Dies erscheint für einen verkarsteten Grundwasserleiter unter Berücksichtigung der errechneten Geschwindigkeiten plausibel und passt zu den Kluftöffnungsweiten der Literatur, die für poröse Kluftaquifere Öffnungsweiten zwischen $133 \mu m$ und $332 \mu m$ (Granit) (HIMMELSBACH et al. 1998, WITTHÜSER 2000), $342 \mu m$ für Kreide (WITTHÜSER 2000) und zwischen 0,5 und 4,3 mm für Dolomit (MALOSZEWSKI & ZUBER 1993) angeben. Eine große Unsicherheit in der Berechnung der Kluftöffnungsweite mit Gleichung (5.12) ist die Abschätzung der Matrixdiffusion, die nicht nur von dem porösen Medium abhängt, sondern auch von den Eigenschaften des betrachteten gelösten Stoffs sowie seines Lösungsmittels (WITTHÜSER 2000). Aus Mangel an eigenen Daten bezüglich der Matrixdiffusion wurden diese der Literatur (WITTHÜSER 2000, HIMMELSBACH et al. 1998) entnommen. Entsprechend ist die Unsicherheit bezüglich der Übertragbarkeit relativ hoch. Für Rhodamin FB sind keine Literaturwerte bekannt, deshalb wurde für diesen Stoff auf den Diffusionskoeffizient von Amidorhodamin G zurückgegriffen, welches ebenfalls zur Familie der Rhodamine gehört und ähnlich aufgebaut ist. Für kleinere Werte der Matrixdiffusion würden die Kluftöffnungsweiten bei gleichem Diffusionsparameter a entsprechend sinken. Dieser Effekt verstärkt sich, je kleinere Werte der Diffusionsparameter a annimmt (Abbildung 6.11).

Die Kluftöffnungsweiten nach Gleichung (5.13) sind geringer als die, die sich aus der Be-

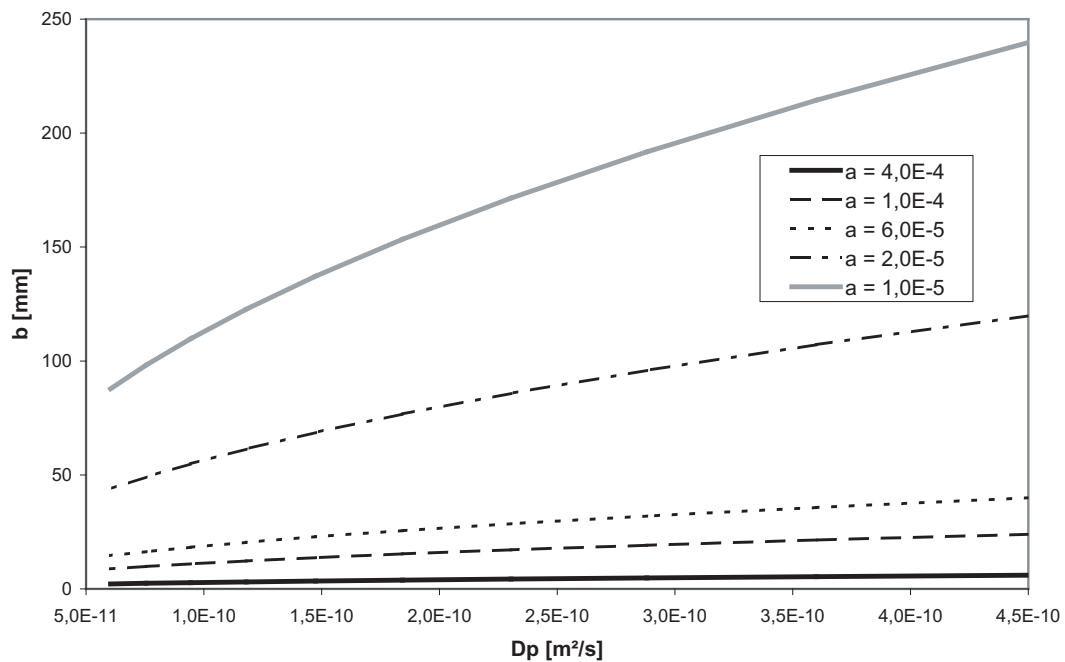


Abbildung 6.11: Klufthöffnungsweite b in Abhängigkeit von Matrixdiffusion D_p und Diffusionsparameter $a [s^{-0,5}]$.

ziehung der Gleichung (5.12) berechnen lassen, liegen allerdings für Versuch 1 und Versuch 3 durchaus in vergleichbaren Größenordnungen. Bei Versuch 2 scheint die aus dem Diffusionsparameter a berechnete Öffnungsweite ungewöhnlich hoch, was zumindest teilweise auf die Approximation der Matrixdiffusion zurückgeführt werden kann. Bei einer Matrixdiffusion von $1 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ für Rhodamin FB, würde die Klufthöffnungsweite bei rund 7,7 mm liegen.

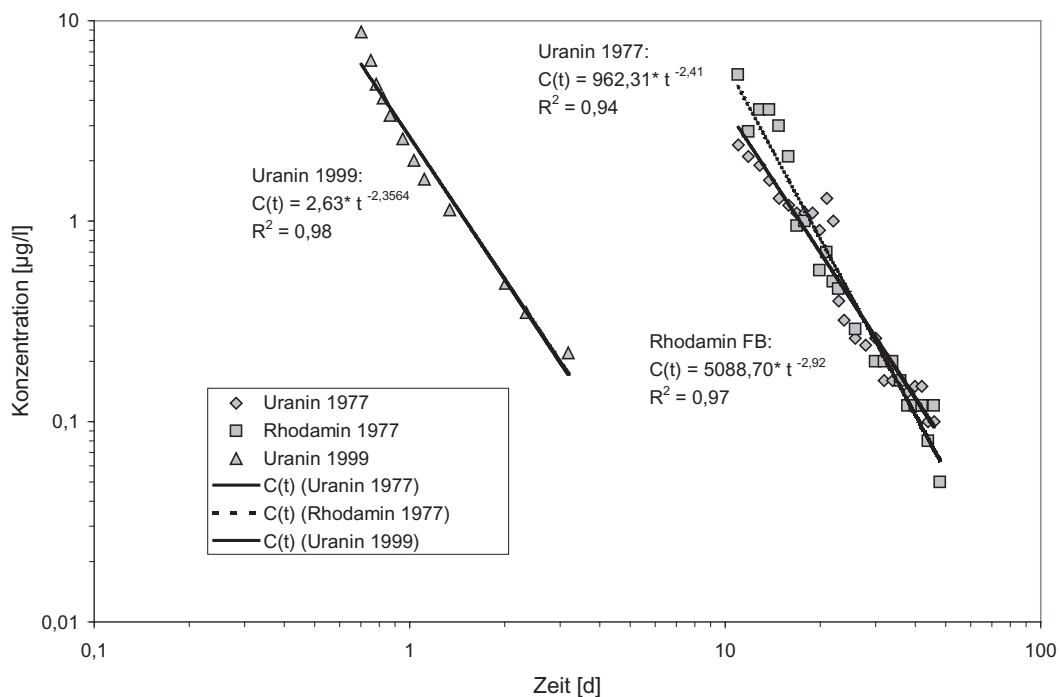


Abbildung 6.12: Tailingbereiche der Tracerdurchbruchskurven in log-log-Darstellung.

Die Durchbruchkurven zeigen, dass die Matrixdiffusion als rückhaltender Effekt bei dem Tracertransport für die eingesetzten Stoffe und dem Karstgrundwasserleiter bei den hohen Transportgeschwindigkeiten als unbedeutend angesehen werden kann. Keine der Kurven zeigt im Tailing eine Konzentrationsabnahme nach dem $t^{-1,5}$ -Kriterium (Abbildung 6.12), welches zur Beurteilung von diffusiv gesteuerten Durchbruchkurven herangezogen wird (TSANG 1995, LEVER & BRADBURY 1985). Der Transport erfolgt in erster Linie advektiv und in zweiter Linie dispersiv in Ausbreitungsrichtung. Über die transversale hydrodynamische Dispersion kann auf Grundlage der beschriebenen Versuche keine Aussage getroffen werden.

6.2.4 Berechnung der Speichergößen

Der Abflussgang der **Gennenbachquelle** zeigt deutlich eine saisonale Schwankung ohne direkte Reaktion auf Niederschläge (Abbildung 6.13).

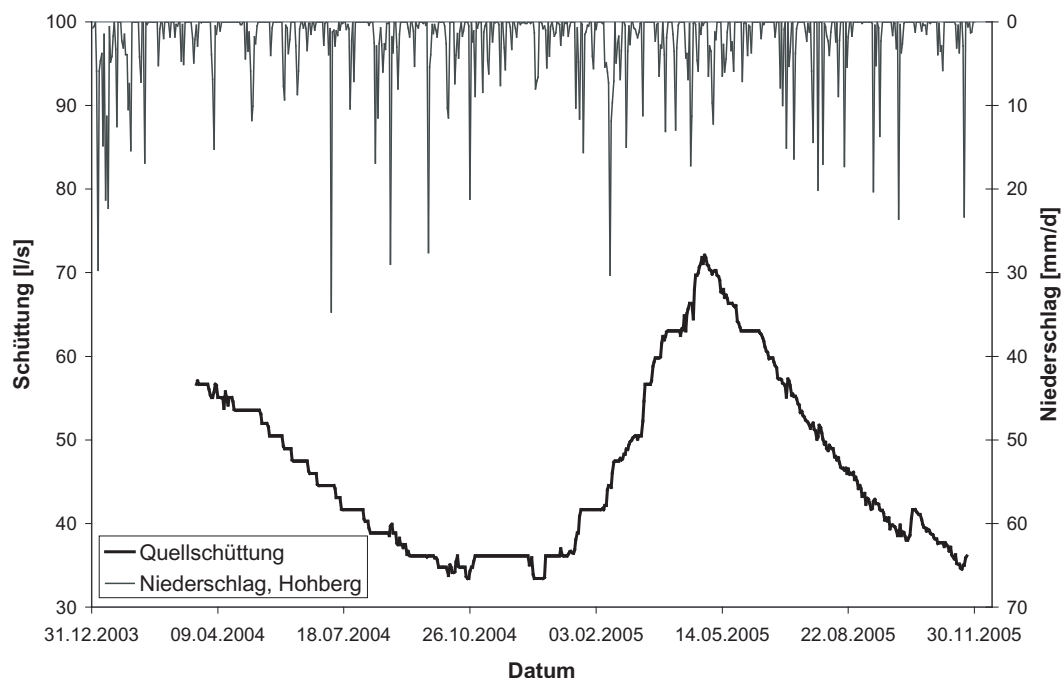


Abbildung 6.13: Abflussganglinie der Gennenbachquelle und Niederschlagshöhen, gemessen an der Station Hohberg.

Die Ganglinie zeigt eine kontinuierliche Entleerung des Speichers in den Monaten März bis Oktober im Jahr 2004 und Mai bis Oktober im Jahr 2005. Dazwischen wird der Speicher gefüllt und die Schüttung steigt an.

Die Analyse von Rezessionsteilen der Abflussganglinien setzt voraus, dass der Speicher ohne Grundwasserneubildung entleert wird. Im Falle der Gennenbachquelle kann, wegen der fehlenden Abschätzungsmöglichkeit der Verweilzeit des infiltrierenden Wassers durch die fehlende Signatur der stabilen Isotope des Quellwassers, für die Rezessionsteile nicht gesagt werden, ob Grundwasser neu gebildet wurde oder ob der Speicher tatsächlich ohne Neubildung leergelaufen ist. Aus diesem Grund wird lediglich der steilste Kurvenast der Abflussganglinie ausgewertet, da dieser am ehesten frei von Grundwasserneubildung ist.

Die Analyse beschränkt sich somit auf den Zeitraum zwischen Mai 2005 bis einschließlich September 2005. Es wird von einem Linearspeicher ausgegangen, der über den gesamten Zeit-

raum entleert wird. Ausgewertet wird die Regressionsgerade durch die Schüttung des zu analysierenden Zeitraums (Abbildung 6.14).

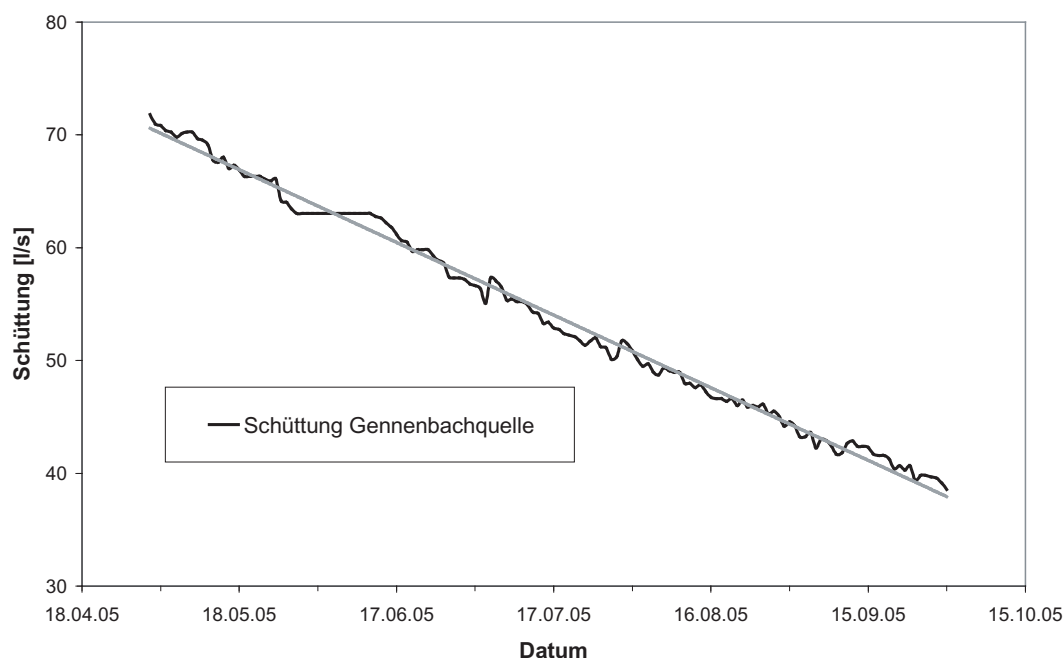


Abbildung 6.14: Abflussgang der Gennenbachquelle im Analysezeitraum und Regressionsgerade.

Aus der Analyse ergibt sich ein Maillet-Koeffizient von $\alpha = 4,7 \cdot 10^{-8}$ 1/s bzw. eine mittlere Verweilzeit von 244 Tagen. Wird ein Einzugsgebiet von 14 km^2 vorausgesetzt (GLA 1992c) und eine mittlere wassergesättigte Mächtigkeit von 21 m (ermittelt aus der Aquiferbasis und der Grundwassergleichen aus Kapitel 6.2.7), ergibt sich ein entwässerbares Kluftvolumen von 0,45 %.

Die Abflusskurve der **Kämpfelbachquelle** für den Messzeitraum zeigt ein ähnliches Bild wie die der Gennenbachquelle, mit einem kontinuierlichen Leerlaufen des Speichers in den Sommermonaten bis in den Herbst hinein und einer Phase der Speicherauffüllung im Winter und Frühling (Abbildung 6.15). Stärker als an der Gennenbachquelle sind die Reaktionen der Schüttung auf Niederschlagsereignisse, die sich auf Oberflächenabfluss und vermutlich auch geringfügig auf Zwischenabfluss zurückführen lassen und zur Auswertung abgetrennt wurden.

Vergleicht man die Rezessionsteile der Jahre 2004 und 2005, ist auch an der Kämpfelbachquelle zu sehen, dass der abfallende Kurvenast in 2005 steiler verläuft als in 2004. Deshalb wurde auch hier lediglich der Rezessionsteil von 2005 ausgewertet. Ausgewertet wurde eine angenäherte Tangente der Kurvenbasis im Zeitraum zwischen 12.05.05 und 17.11.05, um den Direktabfluss vom Grundwasserabfluss zu trennen. Die Rezessionskurve der Kämpfelbachquelle kann als superponiertes System mit zwei Linear speichern interpretiert werden, die unabhängig voneinander in einem Ausfluss münden (Abbildung 6.16).

Die Analyse ergibt für den Speicher 2 einen Maillet-Koeffizient α von $8,4 \cdot 10^{-8}$ 1/s, was einer mittleren Verweilzeit von 137 Tagen entspricht. Der Speicher 1 hat dagegen mit einem Maillet-Koeffizienten von $\alpha = 5,1 \cdot 10^{-6}$ 1/s eine wesentlich geringere mittlere Verweilzeit von nur 2,3 Tagen. Die geringe Verweilzeit des Speichers 1 wird durch einen Markierungsversuch gestützt, der eine maximale Abstandsgeschwindigkeit von 77 m/h zwischen Enzenloch und Kämpfelbachquelle nachweist (TENHÄFF & KÄSS 1987).

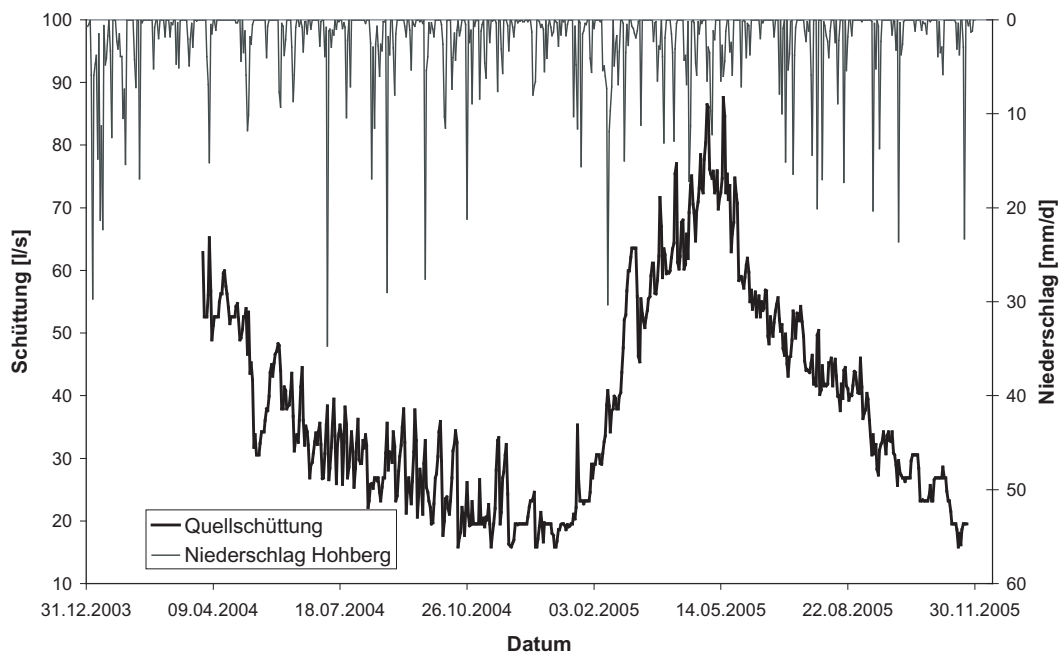


Abbildung 6.15: Abflussganglinie der Kämpfelbachquelle und Niederschlagshöhen, gemessen an der Station Hohberg.

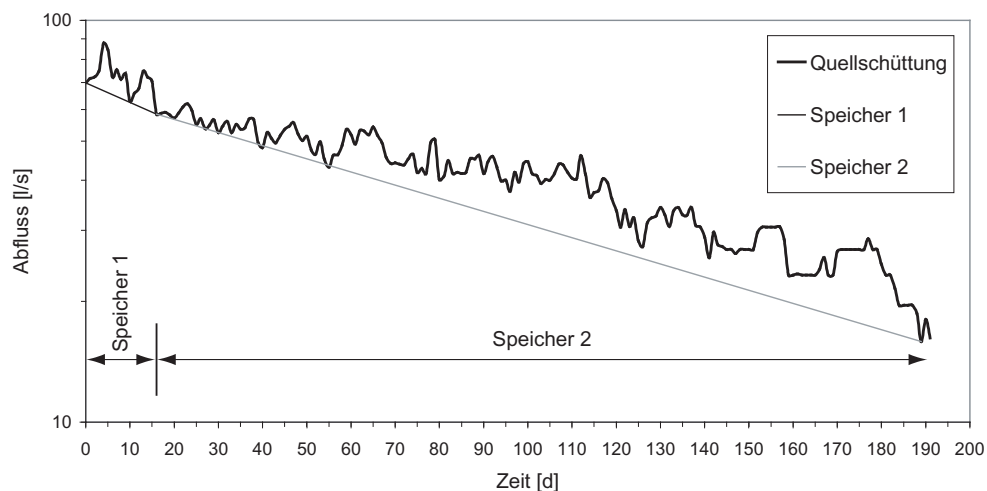


Abbildung 6.16: Abflussgang der Gennenbachquelle im Analysezeitraum und Interpretation der Einzelspeicher.

Auf Grundlage der Abflussmengen wird für die Kämpfelbachquelle eine zur Gennenbachquelle vergleichbare Einzugsgebietsgröße von 14 km^2 angenommen. Bei einer abgeschätzten grundwassererfüllten Mächtigkeit von 15 m beträgt die Porosität des Speichers 2 $0,36 \%$. Die Porosität des Speichers 1 ist für die angenommene Einzugsgebietsgrößen kleiner als $0,1 \%$. Die Porosität des Speichers 1 passt zu den Ergebnissen von Markierungsversuchen, die für die Kämpfelbachquelle ähnlich kurze Verweilzeiten zeigen (TENHAEFF & KÄSS 1987). Die Porosität des Speichers 2 liegt dagegen in vergleichbaren Größenordnungen zur Gennenbachquelle.

6.2.5 Isotopenhydrologie

Die lokale meteorische Wasserlinie für das Arbeitsgebiet ist aus Werten des GNIP Programms (Global Network of Isotopes in Precipitation) berechnet, das von der IAEA und der WMO (World Meteorological Organisation) betrieben wird. Die Daten sind im Internet unter „<http://isohis.iaea.org/GNIP.asp>“ abrufbar. Die stabilen Isotope wurden im Labor der GSF (Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit), Institut für Hydrologie in Neuherberg gemessen. Der Datensatz besteht aus monatlichen Mittelwerten für die Zeit zwischen 1981 und Dezember 2001. Darüber hinaus stehen eigene Werte zur Verfügung, die von Niederschlägen einer Klimastation am Hohberg in der Katharinentalerhof-Senke in den Jahren 2004 und 2005 gesammelt wurden. Auch diese Analysen wurden vom GSF, Institut für Gewässerökologie (ehemals Institut für Hydrologie) durchgeführt.

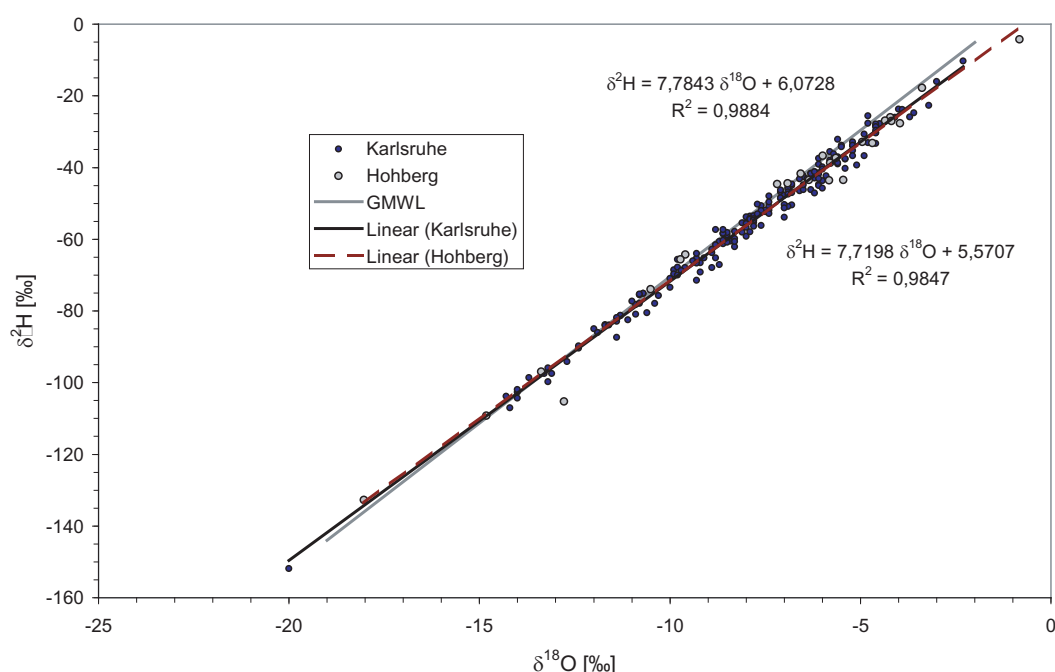


Abbildung 6.17: Globale (GMWL) und lokale (LMWL) meteorische Wasserlinie.

Die lokalen meteorischen Wasserlinien der Stationen Karlsruhe und Hohberg sind annähernd identisch und unterscheiden sich nur geringfügig in der Steigung und im Achsenabschnitt. Trotz der räumlichen Distanz und des Höhenunterschieds sind die Datensätze der Stationen Karlsruhe somit auf das Arbeitsgebiet übertragbar. Die Werte der Steigung und des Achsenabschnitts sind im Vergleich zur globalen meteorischen Wasserlinie eher kontinental geprägt. Die Lage der lokalen meteorischen Wasserlinie und die etwas geringere Steigung deuten darauf hin, dass im Sommer sekundäre Verdunstung für die Isotopenzusammensetzung mitverantwortlich ist, im Winter dieser Effekt aber keine Rolle spielt (Abbildung 6.17).

Die $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an der Gennenbachquelle liegen im $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm auf der meteorischen Wasserlinie sehr dicht beieinander und lassen keine jahreszeitlich bedingte Variation erkennen (Abbildung 6.18), sondern entsprechen in etwa dem nach dem mittleren monatlichen Niederschlag gewichteten Mittel der Niederschlagskonzentration. Noch deutlicher wird dies bei Betrachtung der $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinien von Niederschlag und Quellwasser. Während der Niederschlag einen deutlichen jahreszeitlichen Gang zeigt, bleiben die Gehalte von $\delta^{18}\text{O}$ im Quellwasser konstant und unabhängig von der Quellschüttung (Abbildung 6.19).

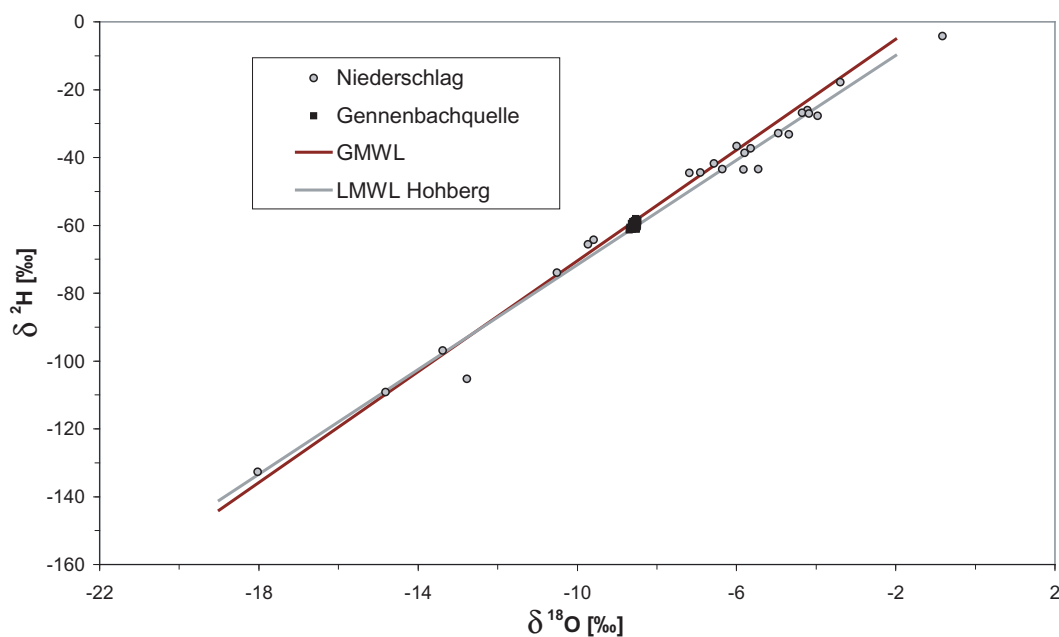


Abbildung 6.18: Variation der stabilen Isotope $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ im Niederschlag (Messstation Hohberg) und an der Gennenbachquelle mit der globalen meteorischen Wasserlinie und der lokalen meteorischen Wasserlinie von Hohberg für den Zeitraum zwischen 24.07.2004 bis 25.08.2005.

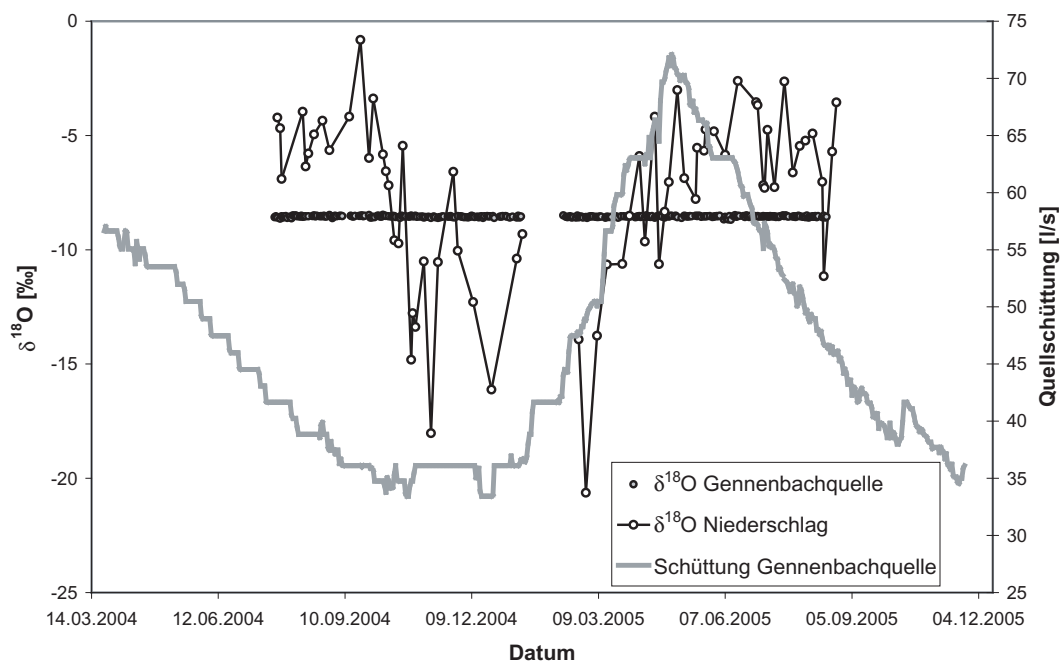


Abbildung 6.19: Ganglinie von $\delta^{18}\text{O}$ im Niederschlag und an der Gennenbachquelle sowie deren Quellschüttung.

Aufgrund der fehlenden Variation des $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Gangs ergibt die Modellierung der monatlichen Mittelwerte der stabilen Isotope mit SD-Modellen keine verwertbaren Ergebnisse bezüglich der mittleren Verweilzeit.

Zur Definition der Tritiuminputfunktion stehen ebenfalls Daten aus dem GNIP-Programm

der Station Karlsruhe zur Verfügung, die von der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz analysiert wurden. Die Daten umfassen den Zeitraum von 1977 bis einschließlich 2001 und sind monatliche Mittelwerte. Für die Jahre 2002, 2003 und das erste Quartal 2004 wurden die Werte von 2001 dupliziert. Für das zweite Quartal 2004 und das Jahr 2005 stehen eigene Messwerte von der Station Hohberg zur Verfügung, die von der GSF, Institut für Gewässerökologie, analysiert wurden (Abbildung 6.20). Die für die quantitative Auswertung notwendigen monatlichen

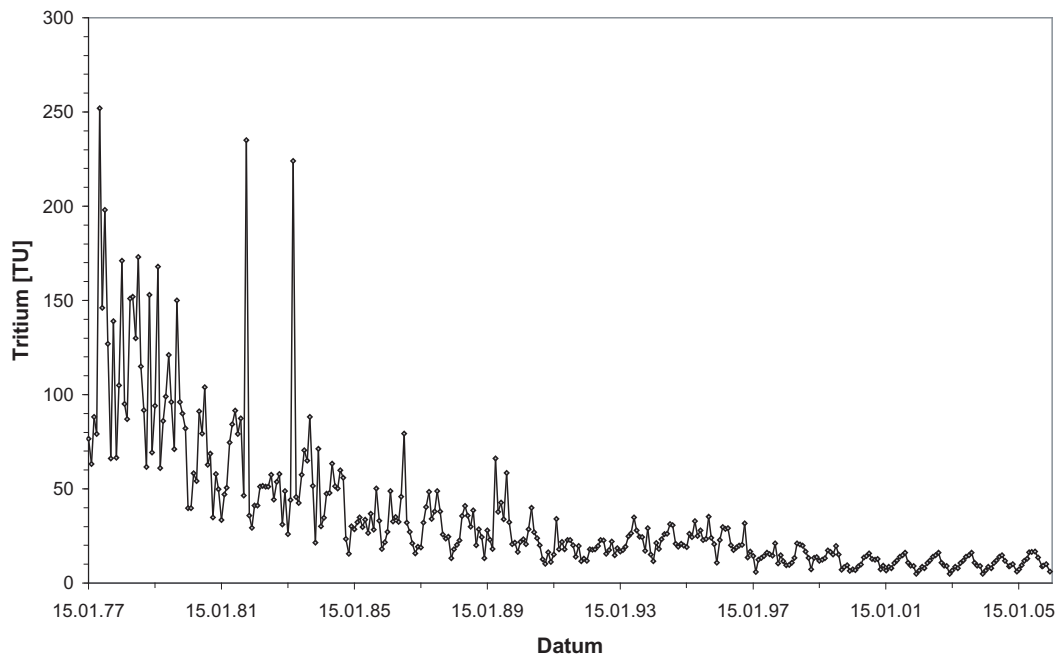


Abbildung 6.20: Tritiumganglinie des Niederschlags für die Jahre 1977 bis 2005, aus Daten des GNIP (Station Karlsruhe) und eigenen Erhebungen (Station Hohberg) zusammengestellt.

Niederschlagssummen für die Jahre 1977 bis 2003 stammen von der Wetterstation Pforzheim-Eutingen des Deutschen Wetterdiensts. Für die Jahre 2004 und 2005 stehen wiederum eigene Daten der Station Hohberg zur Verfügung. Die Outputfunktion wird anhand von drei Messwerten der Gennenbachquelle für den Zeitraum 2003 bis 2005 definiert.

Unter der Annahme, dass das Quellwasser der Gennenbachquelle eine einheitliche Verweilzeit hat (keine Zumischung von jüngeren bzw. älteren Wässern) ergibt die Modellanpassung an die gemessenen Tritiumkonzentrationen mittels LPM bei einem Modellparameter $\eta = 20$ eine mittlere Verweilzeit von 5 Jahren (Abbildung 6.21). Die Anpassung ist für den Zeitraum 2003 und 2004 recht exakt, weicht allerdings im Jahr 2005 innerhalb der doppelten Standardabweichung der Messgenauigkeit stark vom Messwert ab. Dabei sollte aber berücksichtigt werden, dass die Inputfunktion lückenhaft ist und die Jahre 2002, 2003 und die erste Hälfte des Jahres 2004 aus dem Datensatz des Jahres 2001 entnommen wurden. Dies kann im Detail zu Abweichungen in der berechneten Kurve führen.

Die Tritiumganglinie des Niederschlags (Abbildung 6.20) zeigt deutlich, dass sich die aktuellen Tritiumkonzentrationen kaum mehr von dem natürlichen Hintergrund abheben und im Jahr 2005 jahreszeitlich bedingt nur noch zwischen 6 und 16 TU schwanken. Auch die Messgenauigkeit der Proben der Gennenbachquelle nimmt von 2003 bis 2005 zu. Dies zeigt, dass die Bestimmung der mittleren Verweilzeit mit Tritium zunehmend ungenauer wird und wohl bald nicht mehr möglich sein wird. Vor dem Hintergrund dieser Ungenauigkeiten kann die mittlere Verweilzeit im Einzugsgebiet der Gennenbachquelle auf 5 bis 6 Jahren abgeschätzt werden.

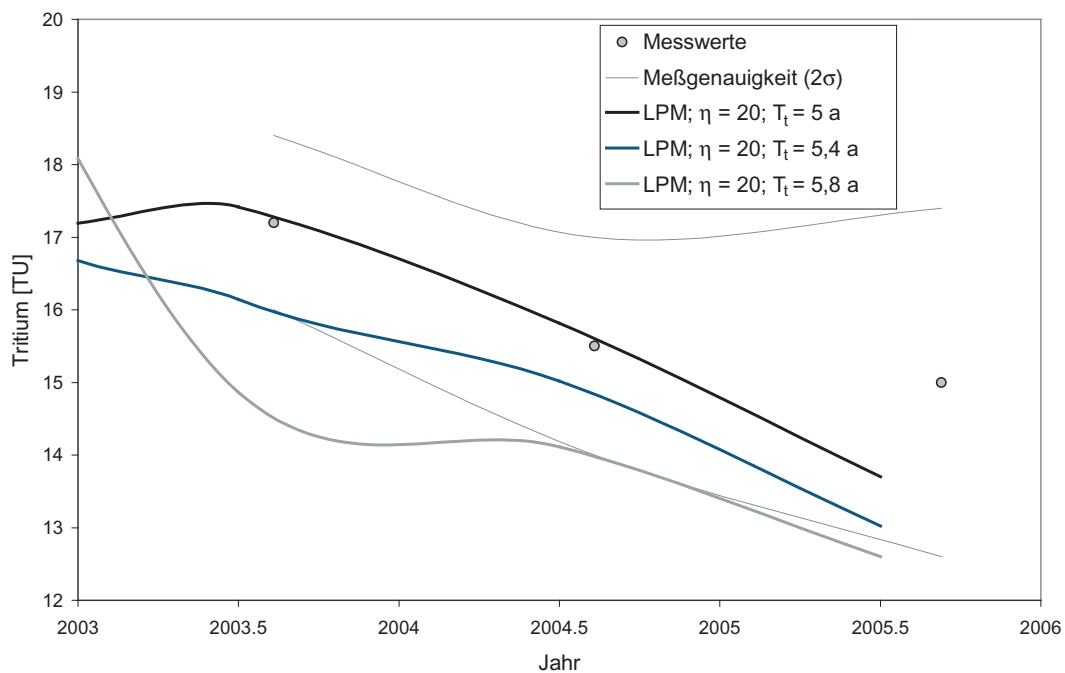


Abbildung 6.21: Tritiumgehalte an der Gennenbachquelle mit den angepassten Modellkurven.

Messungen von ^3He im Quellwasser hätten zu einer Präzisierung des Wasseralters beitragen können.

6.2.6 Hydrochemie

Die Grundwässer aus beiden Aquifern sind erdalkalische und überwiegend hydrogencarbonatische Wässer. Ausnahmen bilden hier der Enzbrunnen (QE) mit relativ erhöhtem sulfatischen Anteil und die Igelsbachquelle 2 (QI2) mit erhöhtem Chloridgehalt (Abbildung 6.22). Der er-

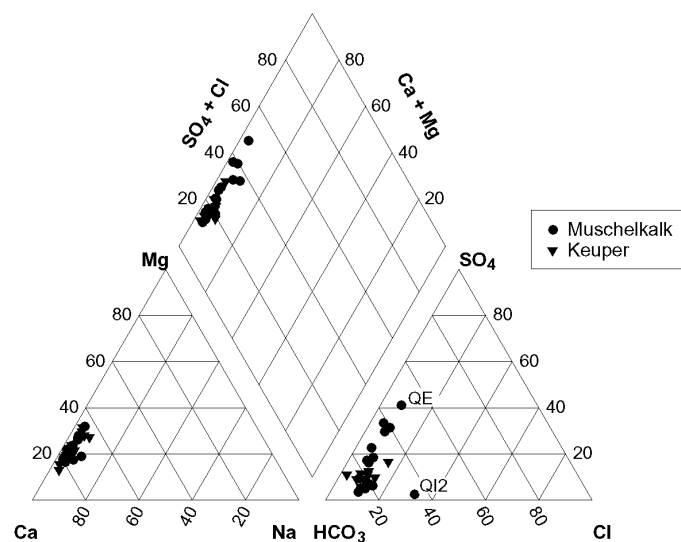


Abbildung 6.22: Piper-Diagramm aller analysierten Proben der Stichtagsmessung vom 12. - 13. August 2003. Probenanzahl = 21.

höhte Chloridgehalt stammt wahrscheinlich von Streusalz, dass in Wintermonaten auf der Autobahn A8, die direkt zwischen den Igelsbachquellen 1 und 2 durchführt, ausgebracht wird. Kalzium (81 - 176 mg/l) und Hydrogencarbonat (311 - 451 mg/l) sind die dominierenden Ionen in allen Proben. Natrium (4 bis 17 mg/l) und Magnesium (14 bis 37 mg/l) treten demgegenüber in der Konzentration zurück. Der Sulfatanteil ist stark variabel (9 bis 210 mg/l) und nimmt in der Regel im Muschelkalk nach Norden hin zu. Die Wässer aller Proben sind in Bezug auf

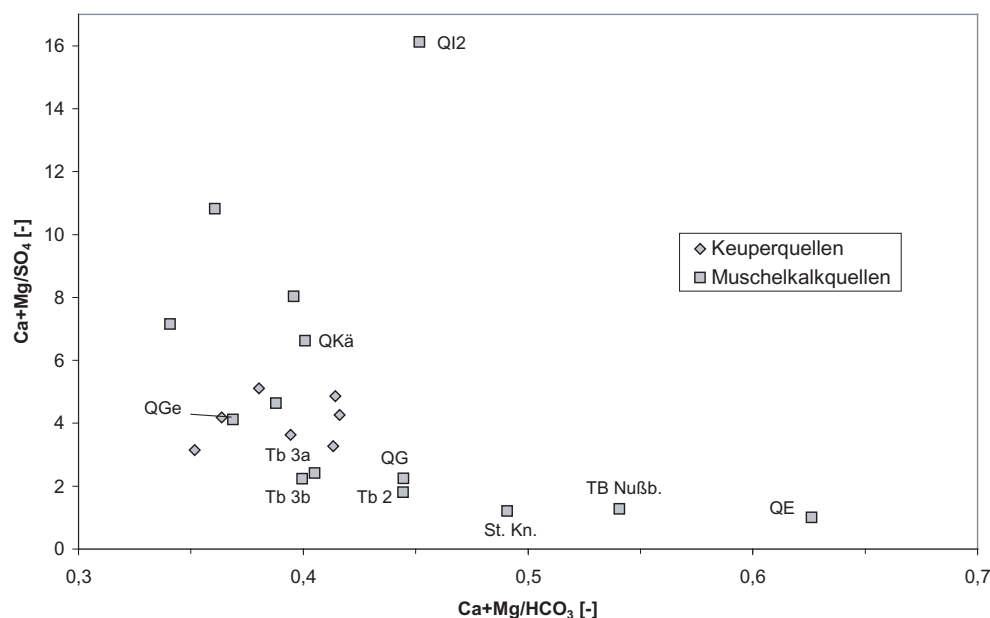


Abbildung 6.23: Gruppierung der Grundwasseranalysen. Erläuterung: Tb2, Tb3a und Tb3b: Tiefbrunnen der Wasserversorgung Bretten. TB Nußbaum: Tiefbrunnen Nußbaum. St-Kn.: Wasserhaltung Steinbruch Knittlingen.

Kalziumkarbonat gesättigt bzw. übersättigt (SI = 0,06 bis 0,58). Die höchsten Übersättigungen finden sich dabei in den Proben der Tiefbrunnen der Wasserversorgung Bretten, die dem tiefen Muschelkalkkarst entstammen, sowie in der Probe des Enzbrunnens. Der Sättigungsindex für Gips bzw. Anhydrit zeigt für alle Proben aus Muschelkalk und Keuper eine Untersättigung an. Dies spricht dafür, dass die Evaporite in Muschelkalk und Keuper im Bereich der Bauschlotten-Platte bereits weitgehend ausgelaugt sind, und die Verkarstung sich hauptsächlich auf die Lösung von Kalkstein beschränkt.

Trotzdem lässt sich zeigen, dass die weiter nördlich gelegenen Quellen und Probennahmestellen tendenziell einen größeren Anteil an Sulfat aufweisen als die des südlichen Arbeitsgebiets (Abbildung 6.23). Das legt die Interpretation nahe, dass zum einen die Sulfatanteile im tiefen Karst höher sind als im Seichten Karst, zum anderen zeigt es, dass der Enzbrunnen neben den schnell fließenden Komponenten (Kap. 3.5.3) auch Grundwasseranteile schüttet, die höhere Verweilzeiten besitzen. Eine Ausnahme stellt der Galgenbrunnen (QGa) dar, der trotz seiner Stauposition am Rande des Grundwasserleiters einen verhältnismäßig hohen Sulfatanteil aufweist.

6.2.7 Grundwassergleichen

Die Datengrundlage für die Konstruktion der Grundwassergleichen im Keuperaquifer reicht durch die ungünstige Lage und die geringe Anzahl von Messpunkten alleine nicht aus, um

ein plausibles Modell der Grundwasserhöhe für den Keuper zu erzeugen. Eine Verbesserung der Aufschlussverhältnisse durch Bohrungen war innerhalb dieser Arbeit aus Kostengründen ausgeschlossen. Eine Approximation der Grundwasserspiegelhöhe ist durch den Zusammenhang zwischen Topographie und Grundwasserhöhen an den Messpunkten gelungen (Abbildung 6.24), der mit einer linearen Regressionsgeraden beschrieben werden kann. Das 95 %-ige Konfidenzband zeigt nur geringe Abweichungen von der Regressionsgeraden und eine Schätzung des Grundwasserspiegels durch die topographische Höhe ist auf Grundlage der Datenbasis möglich. Zur Berechnung der Grundwassergleichen mit diesem Modell sind 117 weitere Stützpunkte, generiert aus einem digitalen Höhenmodell und dem Verbreitungsgebiet des Keupers, herangezogen worden.

Die für den Keuper dargestellte Grundwasserfließrichtung wird aufgrund der verwendeten Berechnungsmethode hauptsächlich durch den Verlauf der Geländeoberkante bestimmt. Lediglich die Berücksichtigungen der Quellen als morphologische Depressionen der Grundwassergleichen modifizieren diese Abhängigkeit. Die Abflussrichtung im Keupergrundwasserleiter variiert räumlich stark. Im östlichen Teil des Arbeitsgebiet, wo die Keupersedimente an Mächtigkeit gewinnen und damit auch mächtigere Grundwasserleiter auftreten, ist der Abstrom in nordöstliche Richtung gerichtet.

Der Grundwassergleichenplan des Keupers muss als erste Approximation der tatsächlichen Verhältnisse verstanden werden. Aufgrund der Lithologie ist ein zusammenhängender Grundwasserleiter sehr unwahrscheinlich. Vielmehr sollte von mehreren einzelnen geringmächtigen Grundwasserleitern ausgegangen werden, die über Störungen und Klüfte miteinander in Kontakt stehen im Rahmen dieser Arbeit aber zusammengefasst betrachtet werden.

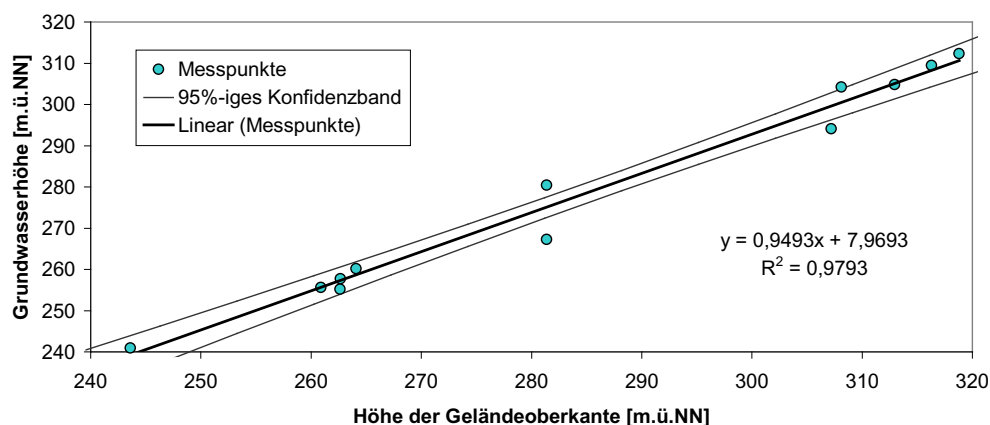


Abbildung 6.24: Zusammenhang zwischen Grundwasserhöhe im Keuperaquifer und Geländeoberkante (GOK) bzw. Keuperbasis.

Im Muschelkalk ist der Grundwasserstrom generell nach Norden gerichtet, weicht lokal aber stark von dieser Richtung ab. Besonders im Südosten im Bereich der Igelsbachquellen und östlich davon herrscht eine Fließrichtung nach Osten vor. Im Westen variiert die Stromrichtung in Abhängigkeit der Taleinschnitte und der Quellpositionen. Im Besonderen um Königsbach-Stein ergibt sich durch eine nahezu radiale Anströmung ein komplexes Bild der Grundwasserfließrichtung. Das Modell der Grundwasserhöhen wird durch die zahlreichen Markierungsversuche (Kapitel 3.5.3) im Großen und Ganzen bestätigt. Größte Fehlerquellen sind die Vernachlässigung des Kluftnetzwerks sowie die schlechte Abdeckung der Grundwassermessstellen im zentralen Arbeitsgebiet. Weiterhin zeigen sich Ungenauigkeiten durch die nur weitständige Abdeckung der Messstellen im Randbereich der im Westen gelegenen Täler. In diesen Lagen wird

der Grundwasserspiegel tendenziell zu hoch angesetzt. Der Grundwassergleichenplan ist als großräumiger Trend zu verstehen und ist nicht in der Lage die hydraulischen Verhältnisse in jeder Einzelkluft bzw. -karströhre wiederzugeben.

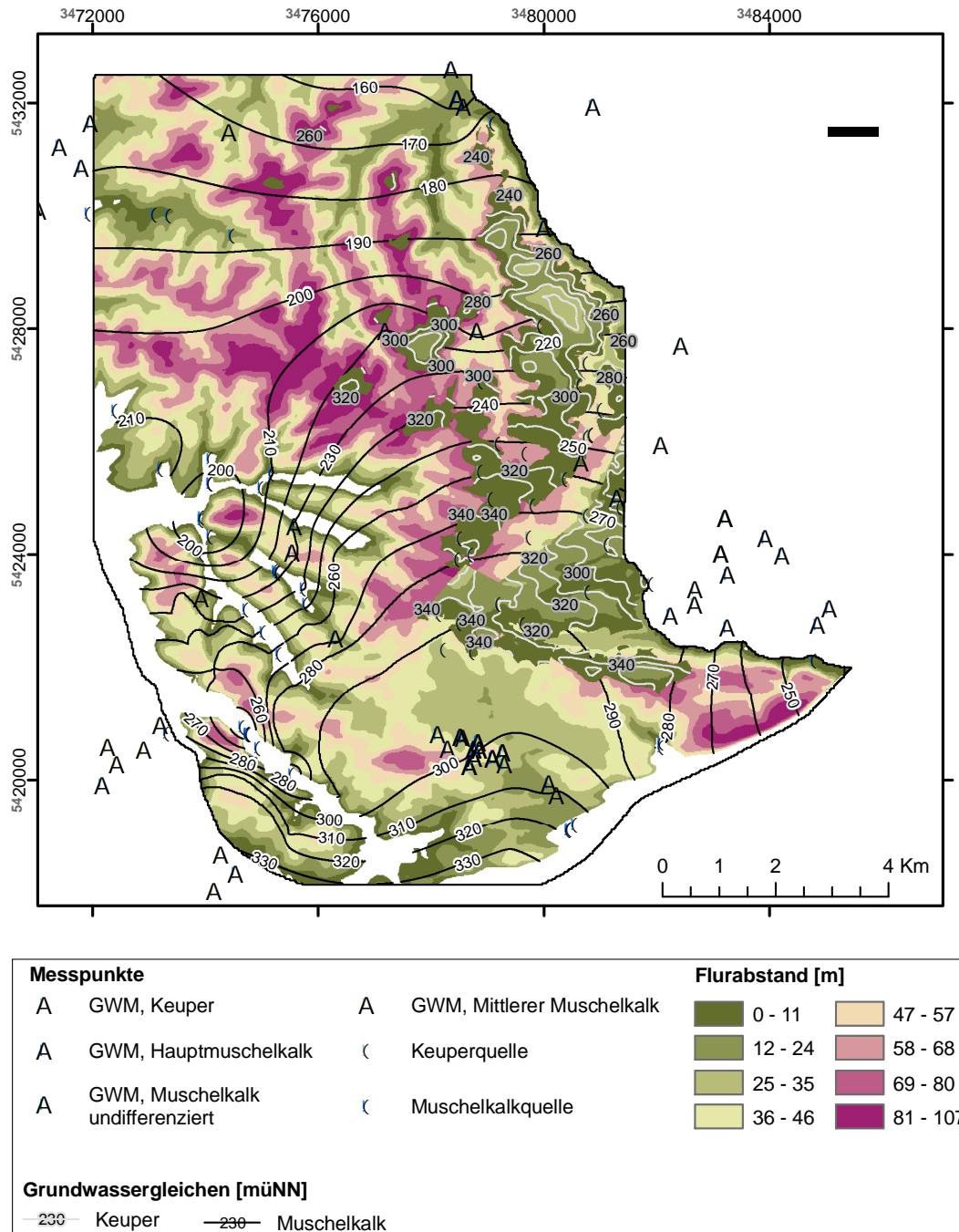


Abbildung 6.25: Grundwassergleichen und Grundwasserflurabstände des Keuper- und Muschelkalkgrundwasserleiters mit den zur Interpolation verwendeten Messpunkten.

Im Bereich der Deponie Hohberg am südwestlichen Rand der Katharinentalerhof-Senke steht ein Teilgebiet mit hoher Messtellendichte zur detaillierteren Auswertung des Grundwasserspiegels zur Verfügung. Im Hinblick auf die Stockwerkstrennung durch die Haßmersheimer-Mergel sind die Grundwassermessstellen dort horizontorientiert ausgebaut. Dadurch lassen sich die Abstromverhältnisse der beiden Stockwerke getrennt analysieren. Für die Interpolation der gemess-

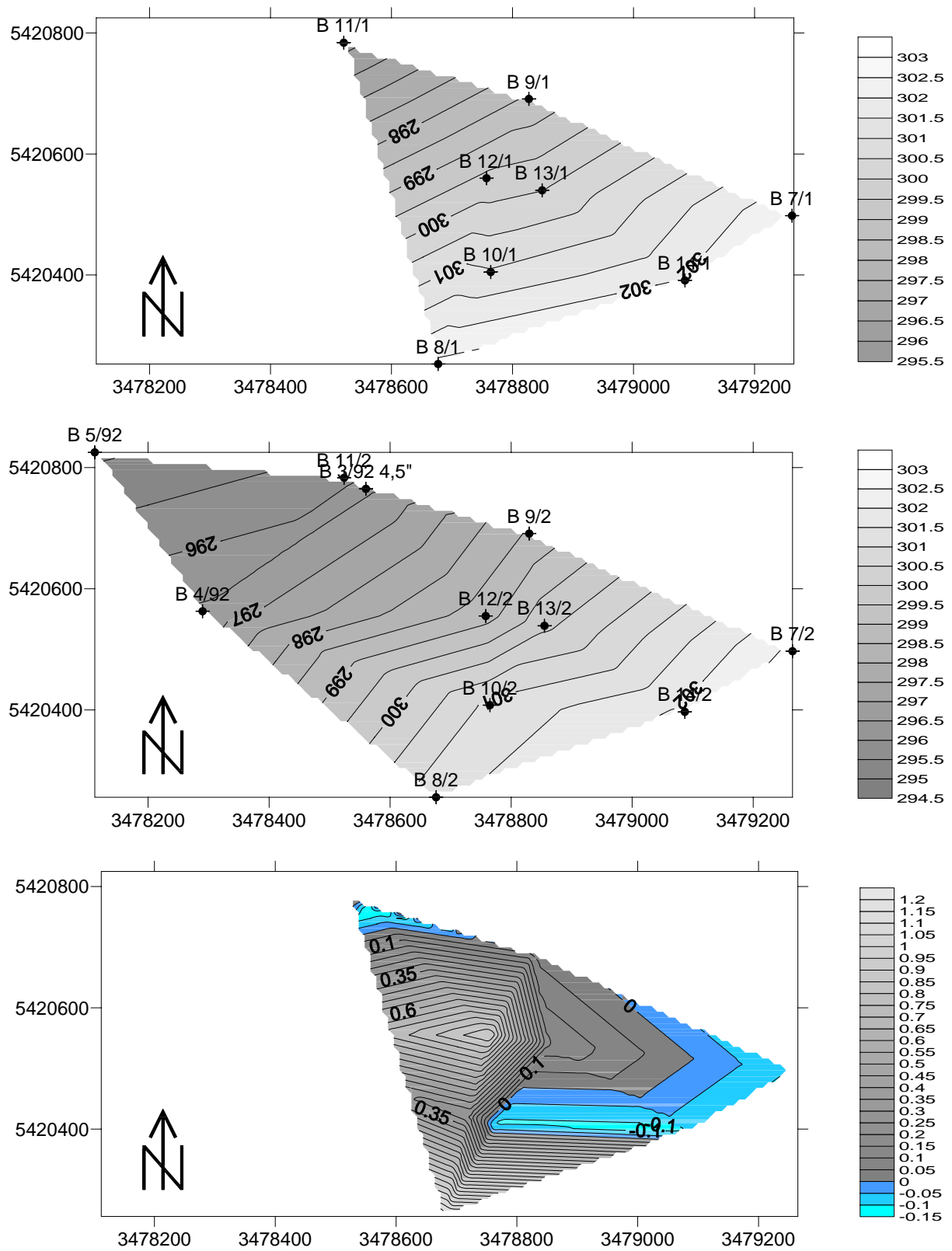


Abbildung 6.26: Detaillierte Grundwassergleichenpläne der Stichtagsmessung vom März 2004 (in müNN) und Differenzenplan (in m) aus dem Bereich der Katharinentalerhof-Senke. Oberes Stockwerk (oben), unteres Stockwerk (mitte) und Differenzenplan (unten).

senen Grundwasserstände wurde für die detaillierten Pläne eine einfache lineare Triangulation verwendet.

Die detaillierten Grundwassergleichenpläne (Abbildung 6.26) zeigen, dass beide Stockwerke generell unterschiedliche Abstromrichtungen haben können. In dem untersuchten Teilgebiet entwässert das obere Stockwerk nach NNW wohingegen sich der Abstrom im unteren Stockwerk eher nach NW richtet. Das Grundwasser im unteren Stockwerk liegt zudem gespannt vor. Der Differenzenplan beider Stockwerke zeigt die Subtraktion vom oberen- minus dem unteren Stockwerk. Es zeigt sich, dass die Druckverhältnisse bezogen auf das obere Stockwerk, sowohl positiv als auch negativ sind. Das bedeutet für den vertikalen Austausch zwischen den Stockwerken, dass in den Bereichen mit positiver Druckdifferenz ein Austausch vom oberen- in das untere Stockwerk erfolgen kann und umgekehrt bei negativen Druckdifferenzen ein Austausch von unten nach oben möglich ist. Der Austausch kann an strukturellen Diskontinuitäten wie Abschiebungen und Klüften erfolgen und wird aufgrund der Verkartungsfähigkeit des Muschelkalks und den generell extensiven geologischen Strukturen als sehr wahrscheinlich angesehen.

6.2.8 Geoelektrische Tiefensondierung

Die geoelektrischen Profile zeigen den linear interpolierten Verlauf des spezifischen Widerstandes entlang der Profillinien 1 und 2 (Abbildung 6.27 und 6.28). Im nordwestlichen Bereich sind

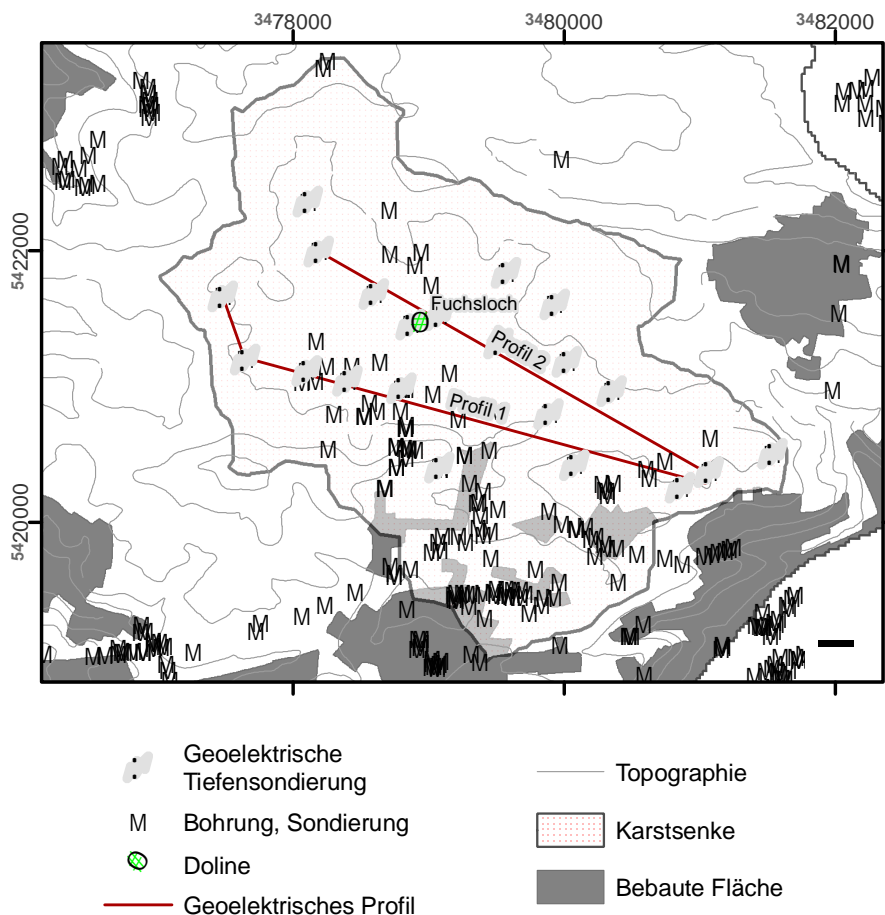


Abbildung 6.27: Lage der geoelektrischen Tiefensondierungen mit Profillinien und der Lage der vorhandenen Bohrpunkte.

bei beiden Profilen hohen Widerstände im oberflächennahen Bereich zu erkennen, die hauptsächlich auf infrastrukturelle Einrichtungen wie Kabelschächte, Wasser- bzw. Abwasserleitungen sowie Straßenunterbau in der Messumgebung zurückzuführen sind. Profil 2 geht im mittleren Bereich durch das Fuchslöch, die Hauptentwässerung der Katharinentalerhof-Senke. Die Widerstandsmessung zeigt in diesem Bereich einen schnellen lateralen Wechsel zwischen hohen und geringen Widerständen. Die Lössbedeckung nimmt am Randbereich des Schlucklochs offensichtlich schlagartig ab. Ein solch scharfer Wechsel der quartär abgelagerten Lösssedimente wird als Auffüllung von Einsturzdolinen interpretiert, die sich entlang von größeren Störungen entwickelt haben und so nicht nur von der Genese, sondern sicherlich auch von Größe und Gestalt dem Alten- und Neuen Eisinger Loch ähnlich waren.

Der tatsächliche Verlauf der Grenze zwischen Locker- und Festgestein wird als sehr viel variabler eingeschätzt als es die Tiefenprofile implizieren, da die Schwankungen der Lössmächtigkeit, die aus den Bohrungen bekannt sind, hoch ist. Die aus den geoelektrischen Messungen gewonnenen Lössmächtigkeiten sind zusammen mit den Werten der Bohrdatenauswertung im Kapitel 6.5 ausgewertet.

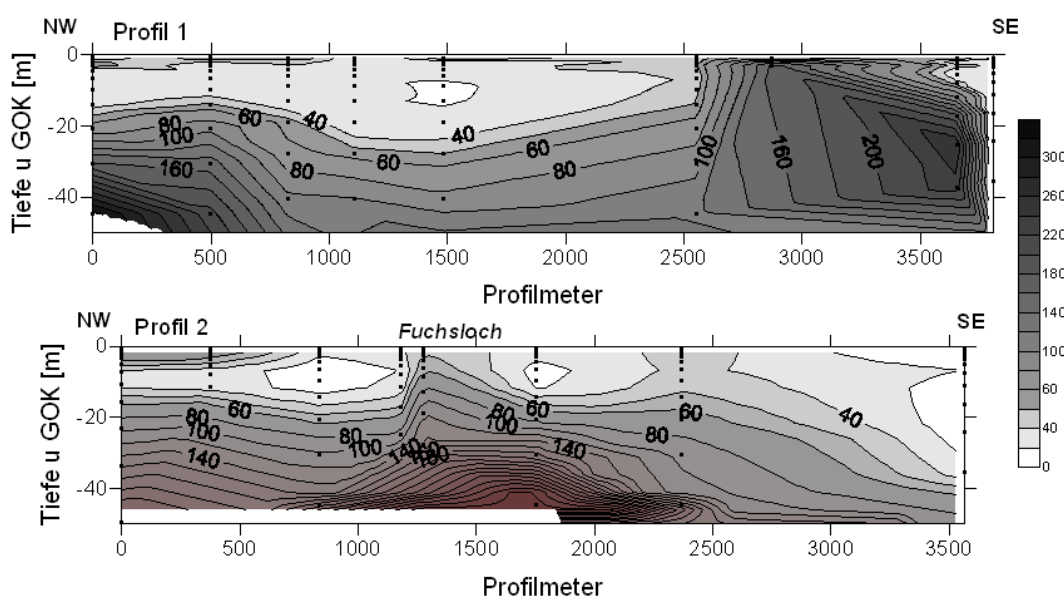


Abbildung 6.28: Geoelektrische Profile des scheinbaren spezifischen Widerstandes in Ωm . Die Punkte repräsentieren die berechneten Widerstände an den Sondierpunkten. Profile entsprechend den Verlaufslinien in Abb 6.27

6.3 Zusammenfassung und Bewertung der Versuche

6.3.1 Boden und Löss

Die Ergebnisse der bodenphysikalischen Untersuchungen bestätigen die Angaben der amtlichen Bodenkarten weitgehend. Die Bodenarten und deren Trocken- und Korndichten sowie das daraus abgeleitete Porenvolumen liegen im plausiblen Bereich. Die Be- und Entwässerungsversuche an den Bodenproben im Labor zeigen sich in Übereinstimmung mit den Kornverteilungen und unterstreichen den hohen Einfluss der Grobporen auf die Sättigungs-Saugspannungskurve, die sich auch auf die Ergebnisse der nutzbaren Feldkapazität sowie auf die hydraulische Durch-

lässigkeit niederschlägt. Die Ergebnisse der Messung der hydraulischen Durchlässigkeit der Böden zeigt die Heterogenität der Bodentypen durch die hohen Schwankungen im Durchlässigkeitsbeiwert nicht nur zwischen, sondern auch innerhalb der Bodentypen. Dementsprechend weichen die Messwerte auch zu 50 % von den geschätzten Werten der amtlichen Bodenkarten ab. Eine räumliche Korrelation der Messwerte existiert nicht.

Im Allgemeinen unterliegen die hydraulischen Eigenschaften der Böden einer sehr hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität. Der Wasserhaushalt von Böden wird neben der Porengrößenverteilung auch wesentlich vom Bodengefüge beeinflusst. Das Bodengefüge wird durch das Interagieren von chemischen, biologischen und physikalische Prozessen bedingt (SCHEFFEL & SCHACHTSCHABEL 1999). Dazu gehören die saisonal schwankenden biologischen Verhältnisse, wie Durchwurzelung und die Aktivität der Mikro- und Makroorganismen als auch die kurzfristige Schwankung der Wetterlage. Aber auch die landwirtschaftliche Bearbeitung führt zu einer Veränderung der hydraulischen Kennwerte (BAUMGARTL et al. 2000, SMUCKER 2006). Besonders hervorzuheben sind in diesem Zusammenhang die Makroporen, die präferentielle Fließwege im Boden darstellen. Typischerweise erfolgt 70 % des Gesamtwasserumsatzes durch den Boden in Poren, die weniger als 1 % des Bodenvolumens repräsentieren (GIMENÉNEZ 2006). Allerdings ist das Abflussverhalten im Boden neben der Struktur auch wesentlich von der zur Verfügung stehenden Wassermenge ab. So erfolgt bei sehr geringen Wassermengen der Wasserfluss eher durch die Matrix, bei hohen bis sehr hohen Wassermengen dagegen hauptsächlich durch die Makroporen (TRUMAN & FRANZMEIER 2006).

Makroporen sind im Boden allgegenwärtig und ungeachtet ihres unbedeutenden Volumenanteils, ist der Einfluss auf die Bodenhydrologie tiefgreifend. Ihre komplexe Geometrie und die vielfältige Genese verkomplizieren jeden Ansatz der Generalisierung ihres Effekts auf den Wasserfluss durch den Boden. Ein pragmatischer Ansatz für die Umsetzung des Wasserfluss in Modelle ist das Konzept der effektiven Porositäten, die, wie in dieser Arbeit durchgeführt, in Infiltrationstest gemessen werden (GIMENÉNEZ 2006). Vor diesem Hintergrund war es innerhalb dieser Arbeit unmöglich die Vielfältigkeit der Bodenheterogenitäten in einem vernünftigen Zeit- und Kostenrahmen zu erfassen, zumal die zeitliche Komponente der Strukturänderungen im Modellansatz nicht hätte berücksichtigt werden können. Die aus den Bodenbeschreibungen abgeleiteten Kennwerten in Verbindung mit den stichprobenartigen Messungen der hydraulischen Kennwerten muss daher als eine Approximation einer Realisation der möglichen Verhältnisse betrachtet werden.

Der Transport (im gesättigten Zustand) wird in Einklang mit den oben ausgeführten Bodeneigenschaften hauptsächlich advektiv gesteuert. Die Dispersivität nimmt mit fallenden Peclet-Zahlen zu und beträgt zwischen 10 und 60 % der Fließstrecke.

6.3.2 Festgestein

Der Grundwasserabstrom im Muschelkalk ist im Arbeitsgebiet ist nach tendenziell nach Norden gerichtet. Hauptsächlich im Südosten und im westlichen Teil weichen die Fließrichtungen allerdings von dieser Tendenz ab. Vor allem im Bereich der Taleinchnitte um Königsbach-Stein verkomplizieren sich der Grundwasserabstrom. Die Grundwassergleichen können aufgrund der geringen Messpunktdichte lediglich als regionaler Trend verstanden werden und geben nicht die tatsächlichen Verhältnisse bezüglich der wechselnden Verhältnisse in Kluft und Matrix wider. Der Muschelkalkgaquifer kann anhand der Datenauswertung in drei Permeabilitätsbereiche untergliedert werden.

Auf unterster Ebene ist das die Kalksteinmatrix mit Durchlässigkeitsbeiwerten von rund 5-

10^{-11} m/s, bei einer Porosität, die gemittelt bei 11 % liegt. Der Transport innerhalb der Matrix erfolgt zum größten Teil advektiv. Der diffusive Anteil an der hydrodynamischen Dispersion lässt sich auf Grundlage der Untersuchungen nicht abschätzen. Die hydrodynamische Dispersionslänge liegt bei ungefähr 6 % der Transportstrecke.

Der Matrix übergeordnet kommt dem Kluftnetzwerk die größte Bedeutung bezüglich der hydraulischen Eigenschaften des Aquifers zu. Die Porosität liegt zwischen 0,36 und 0,45 %, die Transmissivität kann aufgrund der Daten des LGRB gemittelt mit $4 \cdot 10^{-4}$ m²/s angegeben werden. Die Transportparameter lassen sich auf Grundlage anderer Versuche ableiten. SEILER et al. (1988) geben für einen verkarsteten Grundwasserleiter der Fränkischen Alb Dispersivitäten von rund 8 m auf einer Fließstrecke von ungefähr 2300 m für das Karstnetzwerk ohne den Einfluss von größeren Karströhren an.

Karströhren sind nur vereinzelt nachweisbar und werden in ihrer Bedeutung für den Gesamtsatz des Grundwassers in der Bauschlotter Platte als untergeordnet betrachtet. Die Durchlässigkeit ist mit einem k_f -Wert von rund $2,1 \cdot 10^{-2}$ m/s extrem hoch. Die Porosität kann anhand der Datengrundlage nicht ausreichend genau abgeschätzt werden, liegt aber unter 0,01 %. Der Transport ist advektiv kontrolliert und die Dispersionslängen in Relation zur Transportstrecke sehr gering. Diese Beobachtung deckt sich mit Untersuchungen von SEILER et al. (1988), die übereinstimmende Abhängigkeiten für einen verkarsteten Grundwasserleiter der Fränkischen Alb berechnen. Dort liegen die Dispersivitäten von größeren Kartserinnen in Abhängigkeit von der Transportstrecke zwischen 1 und 10 m, also durchaus vergleichbar mit den Verhältnissen im Aquifer der Bauschlotter Platte.

Die Tritiumverweilzeit im Einzugsgebiets der Gennenbachquelle liegt bei 5 Jahren. Die Verweilzeit des Grundwassers alleine im Aquifer liegt dagegen nur bei 244 Tagen. Die mittlere Verweilzeit in der Grundwasserüberdeckung liegt also theoretisch bei rund 4,3 Jahren.

Die Modellparameter für den ungesättigten Muschelkalk liegen mit $\alpha = 4,27 \text{ m}^{-1}$ und $n = 3,2$ im Vergleich zu Literaturwerten im plausiblen Bereich. Die hydraulischen Durchlässigkeiten, die bei diesem Markierungsversuch ermittelt wurden, werden standortbedingt als überdurchschnittlich hoch angesehen und können nicht auf das restliche Arbeitsgebiet übertragen werden. Für die numerische Modellierung wird daher auf mittlere Durchlässigkeitbeiwerte zurück gegriffen, die sich aus Pumpversuchsauswertungen ableiten lassen (Kapitel 3.5.2).

6.4 Verdunstung und Sickerwasser

Die Modellierung der langjährigen mittleren jährlichen Sickerwassersumme, die für die Grundwasserneubildung zur Verfügung steht, ergibt Werte zwischen 95 und 505 mm, das sind zwischen 11 und 57 % der langjährigen mittleren jährlichen Niederschlagssumme (Abbildung 6.29). Die räumliche Verteilung der Sickerwassersummen spiegelt in erster Linie die Verteilung der Landnutzung und die damit verbundene nutzbare Durchwurzelungstiefe wider. Während in Ortschaften durch die Versiegelung der Oberfläche und im Wald durch die erhöhte Evapotranspiration relativ geringe Sickerwassermengen zur Grundwasserneubildung beitragen, sind auf landwirtschaftlich genutzten Flächen und vor allem auf weitgehend ungenutztem Grünland mit spärlichem Strauch- und Baumbestand die höchsten Sickerwassermengen vertreten.

Die statistische Verteilung der Sickerwassersummen ist multimodal mit einer maximalen relativen Häufigkeit bei der Klasse von 199 bis 203 mm/a und mit einem etwas geringeren Nebenmaximum bei der Klasse von 411 bis 415 mm/a (Abbildung 6.30). Dazwischen existieren bei 283 und 339 mm/a sowie bei 183 mm/a kleinere Nebenmaxima.

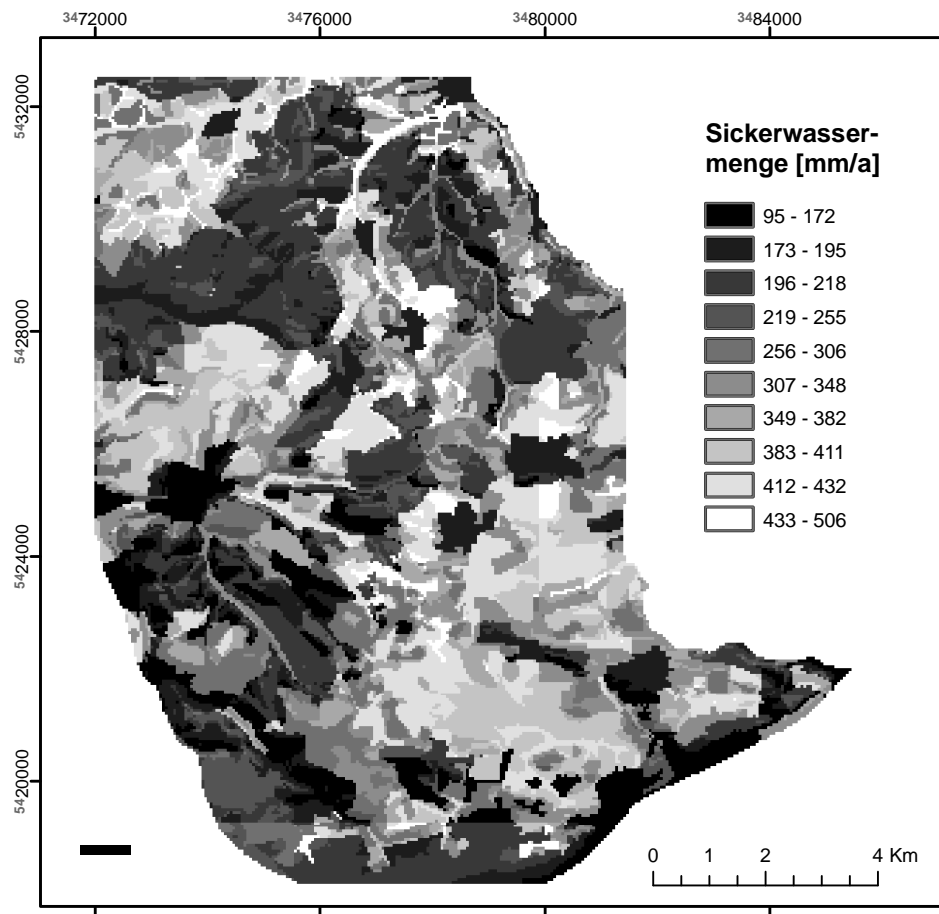


Abbildung 6.29: Räumliche Verteilung der langjährigen mittleren jährlichen Sickerwassersumme [mm/a] im Arbeitsgebiet.

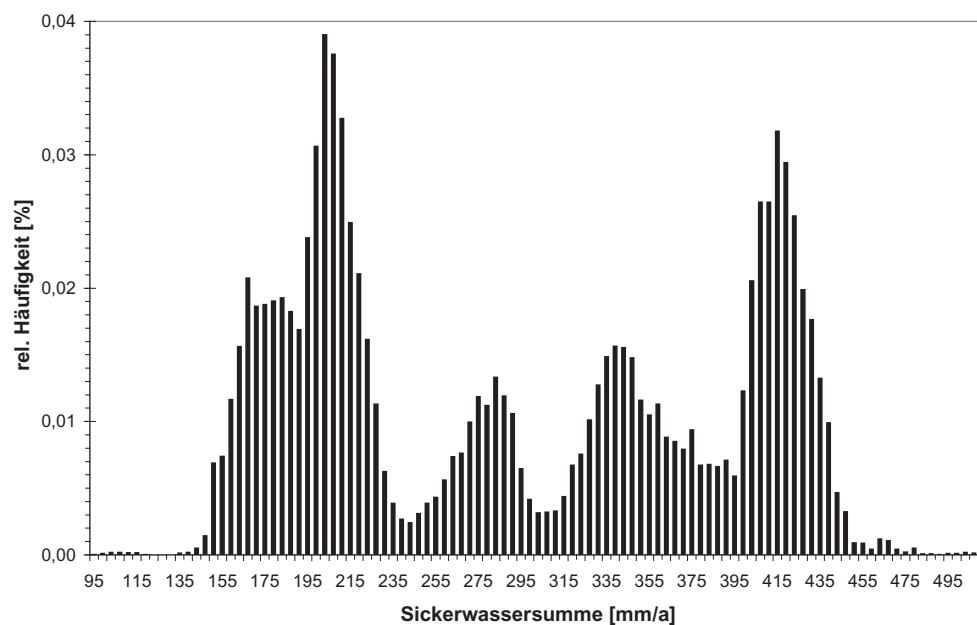


Abbildung 6.30: Relative Häufigkeit der mittleren jährlichen Sickerwassersummen.

Um den Rechenaufwand der hydrogeologischen Modellierung der ungesättigten Zone zu minimieren, wurde die Verteilung der Sickerwassermengen in Klassen mit der Breite von 20 mm/a zusammengefasst. Die statistischen Kennwerte der neu klassifizierten Sickerwassermengen verschieben sich dadurch nur gering. Auch der dadurch produzierte Fehler in der jährlichen Sickerwasserspense, der annähernd normalverteilt zwischen -9 und 10 % mit der maximalen Häufigkeit bei 0 % liegt, bleibt vertretbar klein (Abbildung 6.31).

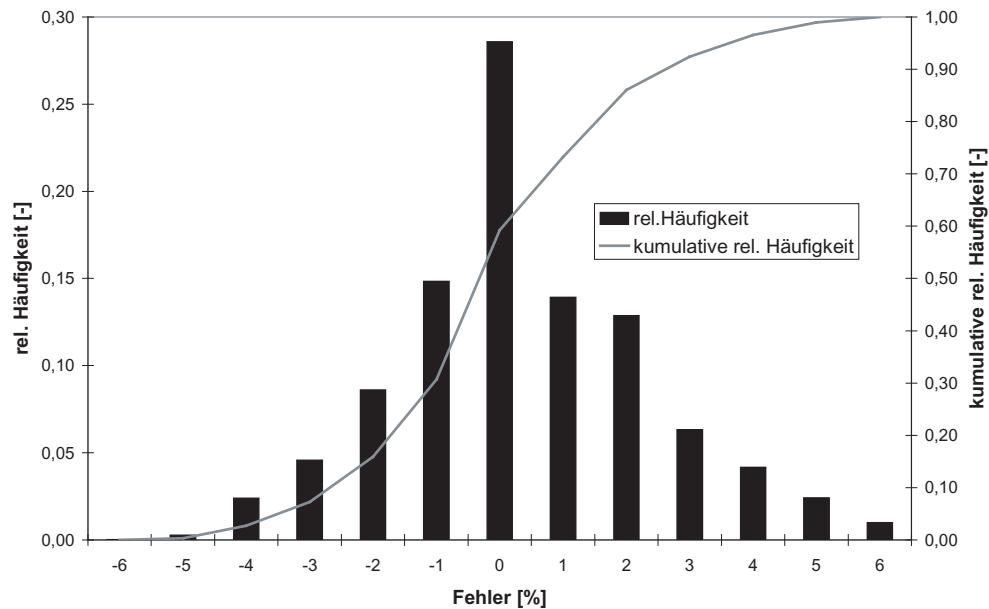


Abbildung 6.31: Fehler in der jährlichen Sickerwasserspense, erzeugt durch die Vereinfachung der räumlichen Sickerwasserverteilung.

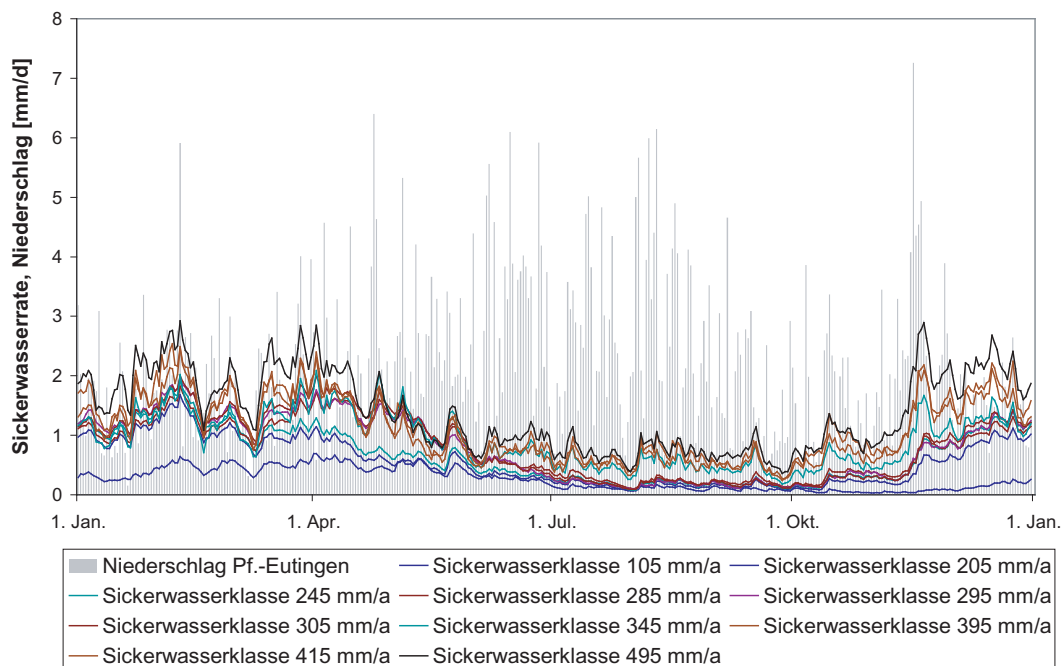


Abbildung 6.32: Ausgesuchte mittlere jährliche Sickerwasserganglinien der vereinfachten Sickerwasserklassen sowie langjähriger mittlerer Tagesniederschlag an der Station Pforzheim-Eutingen.

Die mittlere tägliche Sickerwasserrate schwankt zwischen 3 mm im Frühjahr bzw. im Spätjahr und sinkt im Sommer unter 0,5 mm ab. Der Trend der Ganglinie ist im Frühjahr maximal. Zwischen Juli und November sind die Sickerwasserraten dagegen minimal und kommen nur unter günstigsten Bedingungen über 1 mm/d. Die kurzfristigen Schwankungen der Sickerwasserraten korrelieren im Frühjahr, Winter und Herbst mit dem Verlauf der mittleren Niederschläge. Im Sommer ist der Einfluss der Verdunstung auf die Sickerwasserbildung zu hoch und der Zusammenhang zwischen Niederschlag und Sickerwasser besteht nur noch temporär (Abbildung 6.32). Es zeigt sich, dass die Schwankungen im Sickerwassergang umso größer sind, je höher die Jahressumme der Sickerwasserrate ist.

6.5 Geostatistische Schätzung

6.5.1 Bodenmächtigkeit

Zur Schätzung der Bodenmächtigkeit stehen aus dem Archiv des LGRB und aus eigenen Erhebungen insgesamt 152 Messpunkte zur Verfügung. Für eine geostatistische Schätzung liegt hier eine Unterbeprobung vor. Die Schätzung kann durch die Berücksichtigung der aufgrund der Landnutzung abgeschätzten Bodenmächtigkeit nach ARMBRUSTER (2002), wie sie auch in

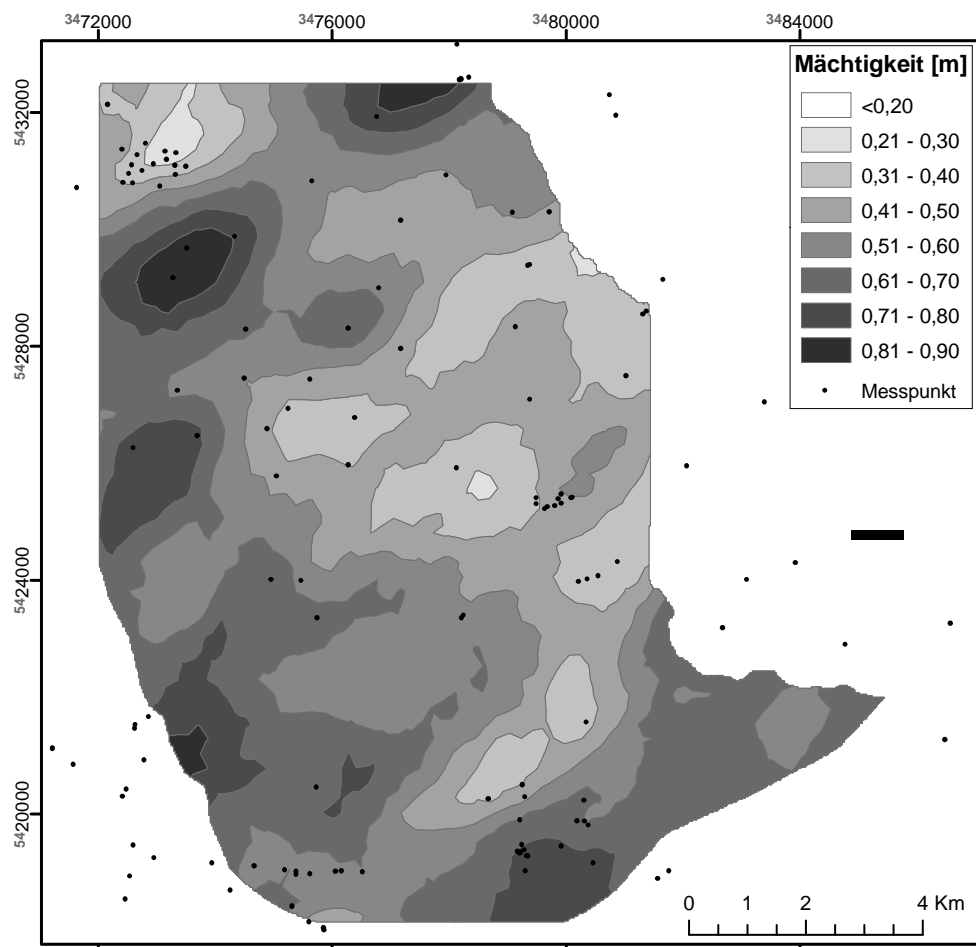


Abbildung 6.33: Geschätzte Verteilung der Bodenmächtigkeit.

Kapitel 6.4 genutzt wurde, verbessert werden.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,2 und 0,9 m, wobei der Einfluss der Landnutzungsverteilung auf das Schätzergebnis deutlich zu erkennen ist (Abbildung 6.33). Geringe Bodenmächtigkeiten finden sich hauptsächlich im östlichen und im äußersten nordwestlichen Arbeitsgebiet. Im Westen und Südosten des Arbeitsgebiets werden dahingegen Bodenmächtigkeiten bis knapp 1 m geschätzt. Die fehlende Bodenbedeckung im Steinbruch Wössingen wurde bei der Interpolation nicht berücksichtigt. Der Schätzfehler ist annähernd normalverteilt. Knapp 36 % der geschätzten Mächtigkeiten liegen im Fehlerbereich $\pm 0,1$ m. An rund 33 % der Messpunkte wird die Mächtigkeit um 0,2 m überschätzt, und an 21 % der Punkte wird die tatsächliche Mächtigkeit um 0,2 m unterschätzt. Die übrigen 10 % teilen sich auf Wertebereiche zwischen -0,3 bis -0,4 m bzw. zwischen 0,3 bis 0,6 m auf.

6.5.2 Lössmächtigkeit

Neben dem Boden spielen die quartären Ablagerungen und hier vor allem der Löss bzw. Lösslehm als undurchlässige Schicht eine bedeutende Rolle für die Vulnerabilitätskartierung. Neben der Lithologie, ist die Mächtigkeit schützender Deckschichten für die Einschätzung der Vulnerabilität und die hydrogeologische Modellierung von entscheidender Bedeutung.

Für die statistische Modellierung der Lössmächtigkeit standen aus dem Archiv des LGRB und aus eigenen Erhebungen insgesamt 1150 Datenpunkte im näheren Umfeld des Arbeitsgebiets zur Verfügung. Dabei wurde neben Löss auch Lösslehm und Schwemmlöss miteinbezogen. Neben den geoelektrischen Tiefensondierungen in der Katharinentalerhof-Senke, wurden im Gebiet zwischen Wössingen, Nußbaum und Königsbach-Stein Sondierungen mit dem Bohrstock durchgeführt. Da die Datenpunkte stark geclustert sind und sich zum größten Teil am Rand des Arbeitsgebiets befinden und im Zentrum des Gebiets erhebliche Flächen ohne Messpunkt abgedeckt sind, wurden aus den Boden- und geologischen Karten zusätzliche Stützpunkte für die Schätzung extrahiert. Insgesamt wurden 350 Stützpunkte aus den Gebieten ausgewählt, für die weder in den geologischen Karten, noch in den Bodenkarten Löss, Lösslehm bzw. lössstämmiger Boden eingezeichnet sind.

Die Datenaufbereitung umfasste zunächst eine Wichtung der Messpunkte nach deren Clustering im Raum und die Überführung der Ausgangsverteilung der Rohdaten in eine Normalverteilung nach dem Normal-Scores-Verfahren (DEUTSCH & JOURNAL 1998). Die anschließende Variogrammanalyse zeigt einen ausgeprägten Nugget-Effekt und eine leichte geometrische Anisotropie mit einem Azimut der Hauptachsen von 120° bzw. 30° . Das experimentelle Variogramm ist mit einem exponentiellen Modell repräsentierbar (Abbildung 6.34). Der Nugget-Effekt wird als Mikrostruktur interpretiert. Das bedeutet, dass trotz der hohen Anzahl an Messwerten, die Variabilität der Lössmächtigkeitsverteilung nicht vollständig erfasst wird.

Ausgehend von den theoretischen Variogrammen, wird die Mächtigkeitsverteilung mit sequentieller Gauß-Simulation geschätzt. Die Einzelsimulationen mit sequentieller Gauß-Simulation erzeugen Mächtigkeitverteilungen, die gut mit der der Eingangsdaten übereinstimmt (Abbildung 6.35). Die Simulation überschätzt die geringen und mittleren Werte geringfügig und unterschätzt die Häufigkeit der sehr hohen Werte minimal. Aus 50 Einzelsimulationen wurden schließlich der Mittelwert und dessen Varianz für jeden Gitterpunkt berechnet (Abbildung 6.36). Die maximale Varianz beträgt $2,50 \text{ m}^2$. Das entspricht einer Standardabweichung von 1,6 m bzw. rund 4 % des Maximalwerts. Die höchsten Varianzen finden sich in den Bereichen mit geringer Messwertdichte.

Der Mittelwert aus den 50 Einzelsimulationen zeigt in seiner räumlichen Verteilung Schwer-

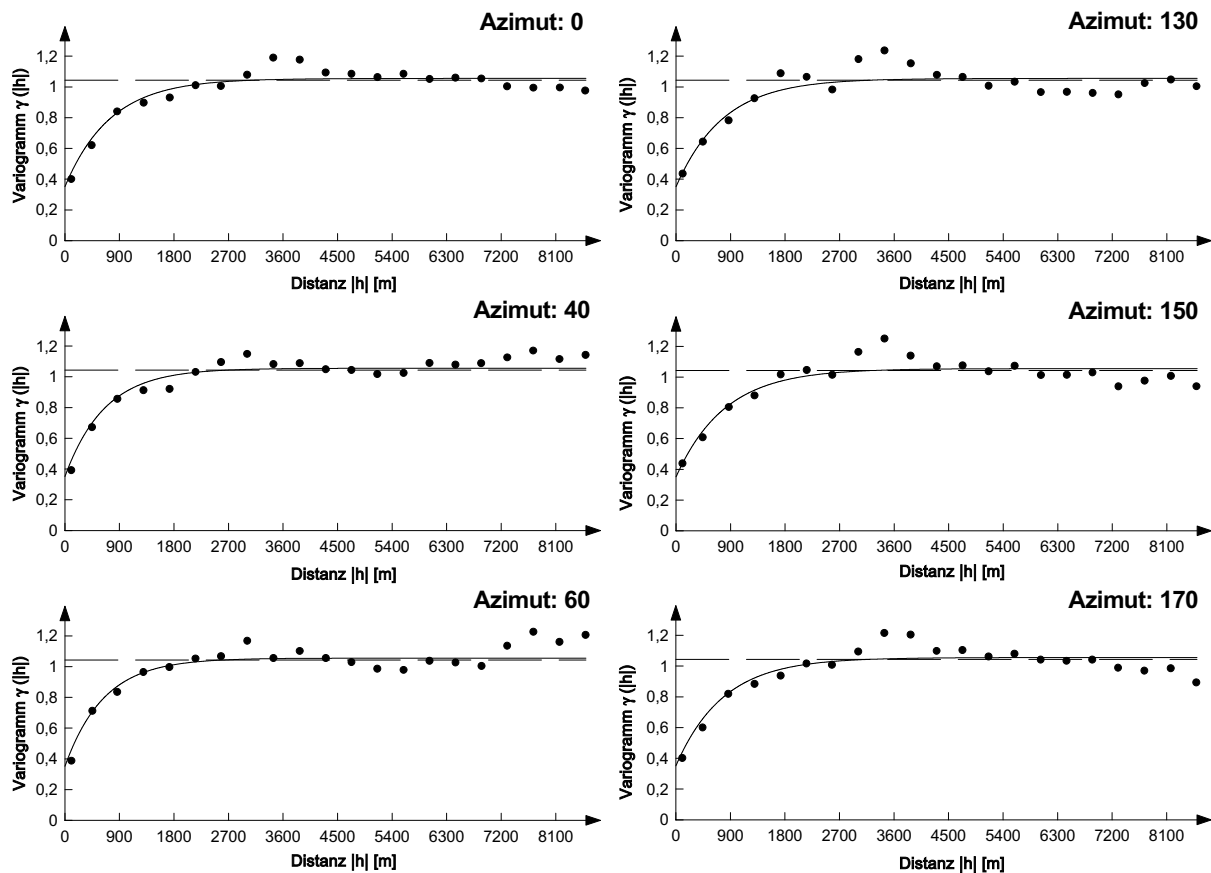


Abbildung 6.34: Räumlich orientierte Variogramme der transformierten Lössmächtigkeit. Punkte: Experimentelles Variogramm; Linie: Theoretisches Variogramm; gestrichelte Linie: Varianz.

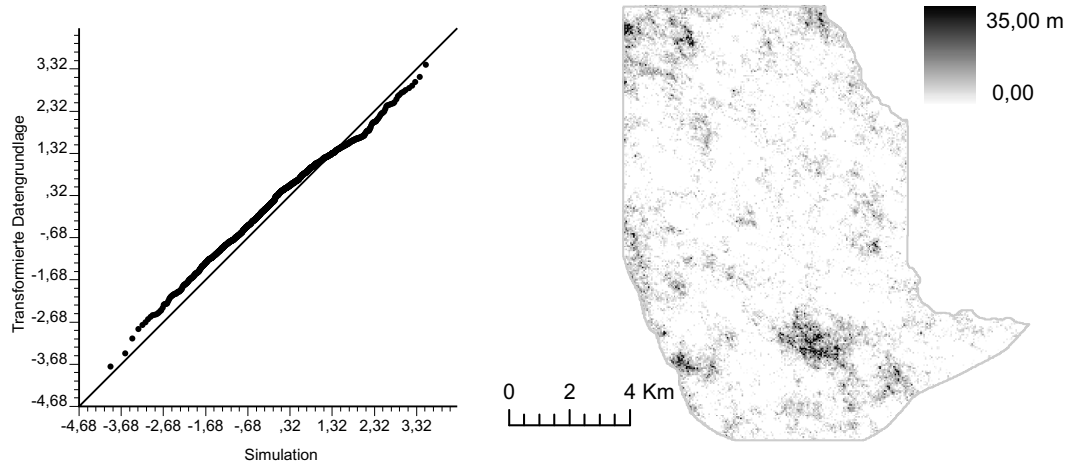


Abbildung 6.35: Simulationsergebnis. Links: QQ-Diagramm der Datengrundlage und Simulation (Punkte); die Diagonale zeigt identische Verteilungen. Rechts: Realisation einer Mächtigkeitsverteilung.

punkte sowohl in der Lössverbreitung als auch in der Mächtigkeit. Die höchsten Mächtigkeiten werden in der Katharinentalerhof-Senke mit Werten bis zu 35 m prognostiziert. Weniger hohe Mächtigkeiten werden für das Kämpfelbachtal und das nördliche Arbeitsgebiet von Wössingen bis nach Bretten mit Maximalwerten von rund 10 m geschätzt. Im zentralen Arbeitsgebiet finden sich nur sporadisch größere Lössmächtigkeiten; weite Bereiche sind frei von Lössbedeckung.

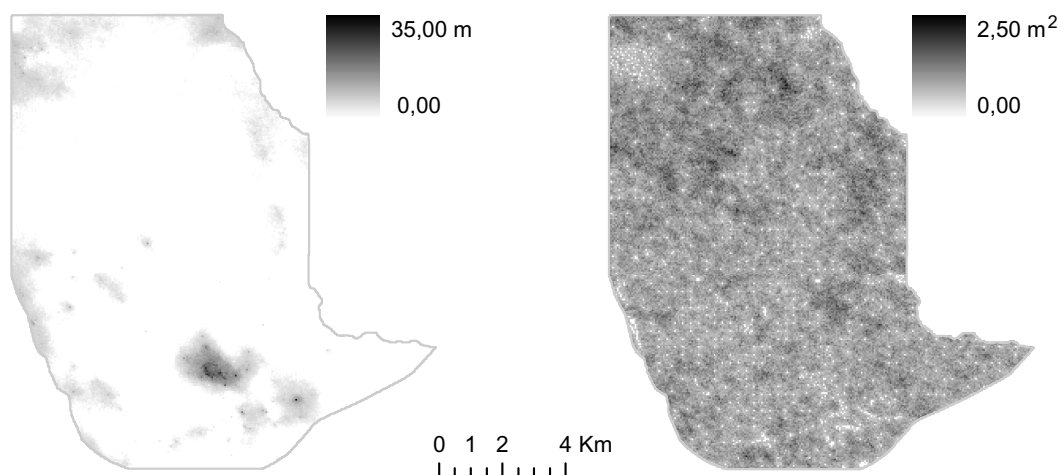


Abbildung 6.36: Mittelwert aus 50 gleichwahrscheinlichen Simulationsläufen der Lössmächtigkeit (links) und die Varianz der simulierten Einzelwerte (rechts).

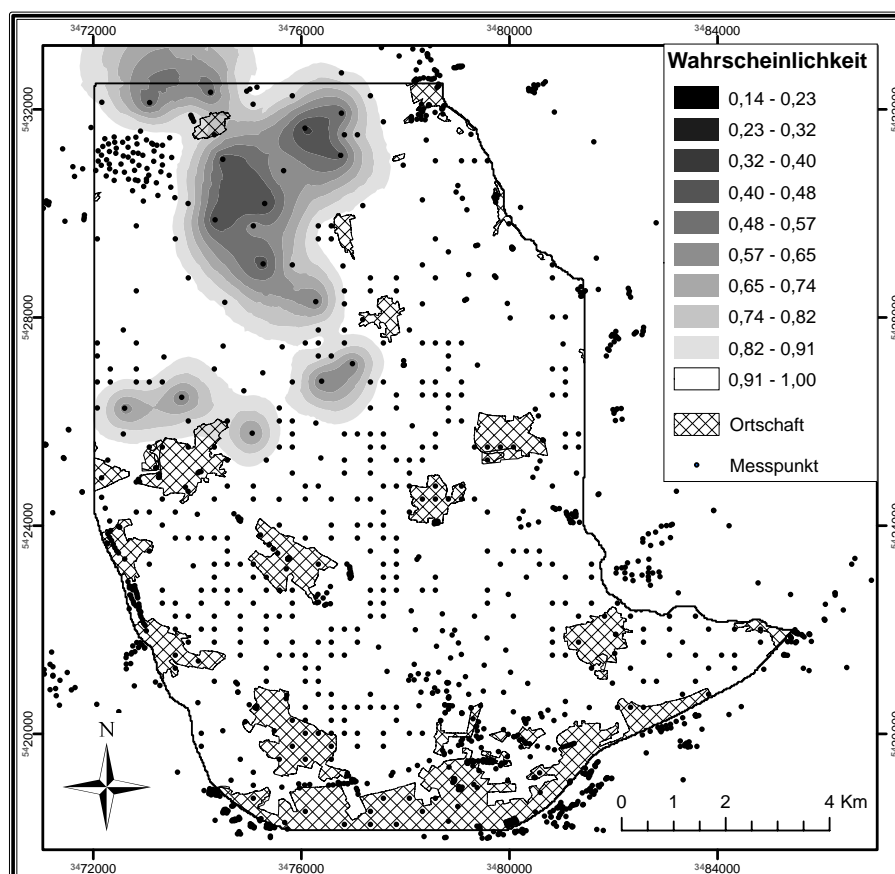


Abbildung 6.37: Wahrscheinlichkeit der vollständigen Erfassung der Lössmächtigkeit (Erläuterung im Text).

Bei der Sichtung der Daten sind lithologisch nicht interpretierte Bohrprofile bei starker Vorherrschaft von Schluffkorn als Löss bzw. Lösslehm und deren Umlagerungsprodukten interpretiert worden. Dies macht sich vor allem im Kämpfelbachtal bemerkbar, wo die Bodenkarte kaum lössstämmige Böden zeigt, aus lithologischen Gesichtspunkten aber auf lössstämmi-

ge Ablagerungen rückgeschlossen worden ist. Ebenso auffällig ist der nördliche Teil des Arbeitsgebiets, wo die Simulation nur geringe Lössmächtigkeit, bzw. das Fehlen einer Lössbedeckung schätzt, die Bodenkarte dagegen eine fast lückenlose Bedeckung von lösstämmigen Böden zeigt. Tatsächlich zeigen einige der Ergebnisse der Bohrstocksondierung Boden- und Lössmächtigkeiten, die unter 1 m bleiben. Allerdings konnte bei einigen Messstellen nicht die gesamte Lössmächtigkeit erfasst werden. Die Unsicherheit der Vorhersage der Lössmächtigkeit wird auf Grundlage der Punkte, bei denen keine vollständige Erfassung der Lössmächtigkeit mit der eingesetzten Methode möglich war, als Wahrscheinlichkeit ausgedrückt. Hierbei bedeutet ein Wert von 1, dass die Mächtigkeit vollständig erfasst wurde, dagegen ein Wert von 0, dass der Messwert lediglich einer Mindestmächtigkeit entspricht (Abbildung 6.37).

6.6 Vulnerabilitätskarten

6.6.1 Rahmenbedingungen der Vulnerabilitätskartierung

Um eine vergleichende Bewertung der Vulnerabilitätskarten zu ermöglichen, sind einige Rahmenbedingungen zu definieren, in die die Anwendungen der einzelnen Methoden eingepasst werden. Das gilt insbesondere für Anwendungsgrenzen einzelner Methoden; der kleinste gemeinsame Nenner ist die Basis dieser Vulnerabilitätskartierungen.

Alle vier Vulnerabilitätskarten sind auf den Ressourcenschutz ausgelegt, d.h. es wird die Grundwasseroberfläche als Schutzziel definiert. Zusätzlich wird festgelegt, dass der oberste Grundwasserleiter bewertet wird, was hier durch die Nutzung als Trink- bzw. Brauchwasser beider Grundwasserleiter begründet ist.

Die Vulnerabilitätskarten basieren auf einem gemeinsamen hydrogeologischen Konzeptmodell, das zwei Grundwasserleiter mit variabler Überdeckung von Löss bzw. Lösslehm und Boden vorsieht (Abbildung 6.38). Die Grundwasserhöhen aus Kapitel 6.2.7 werden als Referenzwasserspiegel einbezogen und als worst-case Szenario eines hohen Grundwasserstands eingestuft. Die mittlere jährliche Grundwasserneubildung ist mit dem hydrologischen Modell GWN-BW, das in Kapitel 6.4 näher erläutert ist, über den Referenzzeitraum 1961-1990 berechnet.

Da EPIK nur auf Karstgrundwasserleiter anwendbar ist, sind alle nichtverkarsteten Grundwasserleiter aus der Bewertung ausgeschlossen. Dies sind die räumlich nur spärlich verbreiteten fluvialen Ablagerungen in den Tälern, die über weite Bereiche den mittleren und unteren Muschelkalk überdecken. Die laterale Begrenzung der Vulnerabilitätskartierung wird deshalb durch den Ausbiss der Basis der Oberen Dolomit-Formation definiert. Ortslagen sind generell nicht in die Vulnerabilitätsbewertung mit eingegangen, da diese von den meisten Kartierungsmethoden nicht berücksichtigt werden.

6.6.2 DRASTIC

Der Parameter Flurabstand berechnet sich aus der Differenz zwischen der topographischen Höhe und der Höhe des Grundwasserspiegels. DRASTIC klassifiziert den Flurabstand in sieben Klassen und teilt diesen Klassen Werte zwischen 1 und 10 zu (Tabelle 6.6). Die niedrigste Klasse mit >30 m Flurabstand nimmt mit rund 60 % den Hauptanteil des Arbeitsgebiets ein. Nur an den Rändern der Muschelkalkhochfläche und über dem Keupergrundwasserleiter sind die Flurabstände geringer als 30 m.

Die jährliche Grundwasserneubildung wird in DRASTIC in fünf Klassen unterteilt, von denen im Arbeitsgebiet die unterste Klasse zwischen 0 und 50 mm Neubildung nicht vorhanden

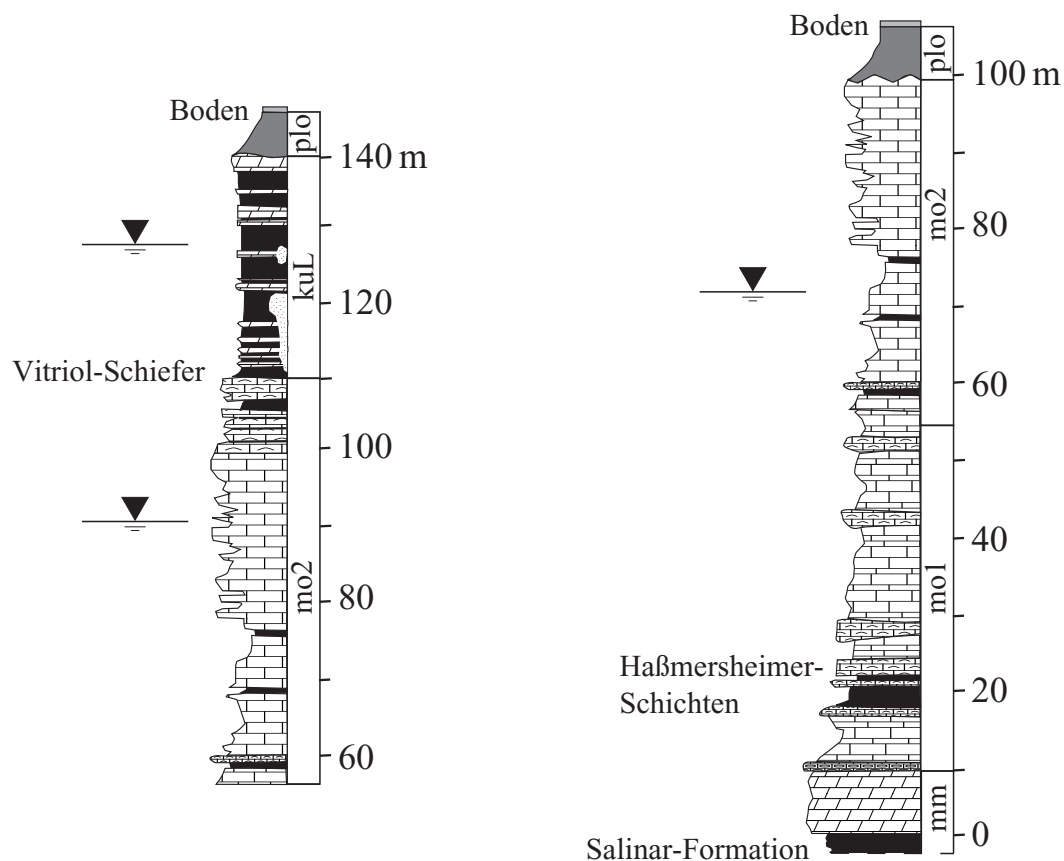


Abbildung 6.38: Hydrogeologisch interpretierte Normalprofile mit den wichtigsten Grundwassergingleitern (schwarz). Die Grundwasserspiegel sind exemplarisch dargestellt. Die Zahlenangaben sind die Höhenangaben über der Systembasis (Basis mmDo). Links: Beispiel für das östliche Arbeitsgebiet. Rechts: Beispiel für die zentrale Bauschlatter Platte. Lithologische Normalprofile nach GEYER & GWINNER (1991).

Tabelle 6.6: Relative Häufigkeit der nach DRASTIC klassifizierten Flurabstände.

Wertebereich [m]	rel. Häufigkeit [%]	Klasse
>30	61,19	1
23 - 30	10,21	2
15 - 23	9,10	3
9 - 15	6,73	5
5 - 9	4,82	7
2 - 5	5,24	9
0 - 2	2,70	10

ist. Dominant vertreten sind hohe Grundwasserneubildungen mit mehr als 250 mm/a, etwas geringer die Klasse zwischen 180 und 250 mm/a (Tabelle 6.7). Die Bewertung des Grundwassergingleiters erfolgt in DRASTIC lithologisch mit wenig Bezug auf die strukturellen Eigenschaften. Lediglich verkarsteter Kalkstein wird in der Methodik von massivem bzw. gebanktem Kalk-

Tabelle 6.7: Relative Häufigkeit der nach DRASTIC klassifizierten Grundwasserneubildung.

Wertebereich [mm/a]	rel. Häufigkeit [%]	Klasse
50 - 100	0,02	3
100 - 180	9,42	6
180 - 250	31,77	8
>250	58,79	9

stein unterschieden. Der Muschelkalkgrundwasserleiter ist als moderat verkarsteter Kalkstein der Klasse 9 und der Keupergrundwasserleiter als Kalkstein-Tonstein-Wechselfolge der Klasse 6 zugeordnet.

DRASTIC bewertet Böden nach lithologischen Gesichtspunkten; bei tonigen Böden zusätzlich die Schrumpf- bzw. Quellfähigkeit. So werden die im Arbeitsgebiet verbreiteten Böden neben der Bodenart hauptsächlich nach ihrem Ausgangsgestein bzw. -sediment und der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit der tabellarischen Erläuterungen bewertet (Tabelle 6.8). Böden mit tonigem Ausgangsgestein, wie Tonfließerde oder Böden mit tonigem Anteil und sehr

Tabelle 6.8: Einteilung der Böden in die DRASTIC-Klassenbewertung.

Boden	Bodengesellschaft	k_f -Wert	Klasse
Gley	Abschwemmmasse	s. gering und gering	3
Pararendzina aus Fließerden, Mergelsteinzersatz	Fließerde	gering und mittel	3
Braunerde und Pseudogley aus Tonfließerden	Fließerde	gering	3
Pseudogley	Fließerde	sehr gering	3
Bodenmosaik aus Keupermaterial	Keuper	gering und mittel	3
Brauner Auenboden aus Auelehm	Auelehm	mittel	4
Auengley aus Auelehm	Auelehm	mittel	4
Pararendzina aus Gipskeuper und Löss	Keuper	mittel	4
Kolluvium aus lehmigen Abschwemmmassen	Kolluvium	mittel	4
Braunerde und Parabraunerde aus Gipskeuperzersatz und Lösslehm	Keuper / Löss	gering und mittel	4
Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)	Löss	gering und mittel	4
Pararendzina aus Löss	Löss	mittel	4
Terra fusca-Parabraunerde aus Lösslehm	Löss	mittel	4
Braunerde-Terra fusca aus Kalksteinverwitterungslehm	Muschelkalk	mittel	4
Braune Rendzina und Braunerde aus Kalkstein	Muschelkalk	sehr hoch	6
Rendzina aus Muschelkalkschutt	Muschelkalk	sehr hoch	6
Braunerde über Kalk- und Mergelstein	Muschelkalk	hoch	6
Anthropogene Auffüllungen	Anthropogen überprägt	-	9
Bodenabtrag, Steinbruch	Anthropogen überprägt	-	10

geringen bis geringen hydraulischen Leitfähigkeiten wie Pseudogley oder Gley, sind der Klasse 3 zugeteilt, die in der Methodik als toniger Lehm umschrieben ist. Den größten Flächenanteil nimmt die Klasse 4 ein, die in der Methodik siltigen Lehm vorsieht. In diese Klasse fallen alle Böden auf Löss, Auelehm, Kolluvium und Keuper mit mittleren k_f -Werten. Die Böden auf Muschelkalk mit hohen bis sehr hohen hydraulischen Leitfähigkeiten sind der Klasse 6 zugeordnet, die als sandiger Lehm in der DRASTIC-Methodik umschrieben ist.

Bei anthropogenen Auffüllungen wie Deponien oder Altlasten ist die Korngrößenzusammensetzung nicht nachvollziehbar. Es wird allerdings von einer sehr geringen Lagerungsdichte des Materials ausgegangen, was eine relativ hohe Durchlässigkeit zur Folge hat und weshalb von einer sehr schwachen Schutzwirkung ausgegangen wird. Diese Flächen sind der Klasse 9 zugeteilt, die für sandige Böden vorgesehen ist. Im Steinbruch Wössingen ist die Bodenschicht vollständig abgetragen worden; folglich wird diese Fläche in die höchste Klasse 10 eingestuft.

Die Hangneigung ist in 5 Klassen unterteilt, die im Arbeitsgebiet alle vorhanden sind. Das Konzept sieht vor, dass eine flachere Topographie eine Einsickerung in den Untergrund begünstigt, stark geneigte Hänge dagegen höhere Oberflächenabflüsse und damit eine geringere Wahrscheinlichkeit der Infiltration von Niederschlag aufweisen. Bereiche mit geringem Relief sind bei sonst gleichen Randbedingungen daher als vulnerabler einzustufen. Der relative Anteil der Hangneigungsklassen ist auf der Bauschlotter Platte etwa normalverteilt. Die mittleren Hangneigungen zwischen 6 und 12 % sind am stärksten vertreten mit abnehmendem Anteil nach Klassen mit höheren und niedrigeren Werten (Tabelle 6.9).

Tabelle 6.9: Relative Häufigkeit der nach DRASTIC klassifizierten Hangneigungen.

Wertebereich [%]	rel. Häufigkeit [%]	Klasse
>18	10,27	1
12 - 18	17,22	3
6 - 12	38,21	5
2 - 6	24,50	9
0 - 2	9,80	10

Bei der Einschätzung der Lithologie der ungesättigten Zone wird auf den Raum unterhalb der Bodenzone und oberhalb des Grundwasserspiegels Bezug genommen. Pro Teilfläche kann dabei nur eine Lithologie berücksichtigt werden. Aus einem geschichteten Aufbau mit mehreren Lithologien geht die bezüglich der Vulnerabilität bedeutendste Schicht in die Bewertung ein. Als Entscheidungsgrundlage soll neben der Lithologie auch die relative Mächtigkeit der in Frage kommenden Schicht in Betracht gezogen werden (ALLER et al. 1987). Löss hat auf der Bauschlotter Platte die größte Bedeutung bezüglich des Schutz für den unteren Grundwasserleiter, ihm wird gemäß seiner Korngrößenzusammensetzung im DRASTIC-Bewertungsschema ein Klassenwert von 3 zugeordnet. Der Keuper wird ebenfalls in die Klasse 3 eingestuft, da von einer hohen Durchlässigkeitsanisotropie von horizontaler, respektive vertikaler Durchströmung ausgegangen wird, die durch den lithologischen Aufbau begründet wird. Dort, wo den Muschelkalk keine Deckschichten überlagern, schützt nur die verkarstete Kalksteinabfolge das Grundwasser. Aufgrund des mäßigen Verkarstungsgrads, ist diese Situation mit dem Klassenwert 8 eingestuft.

Die Bewertung der hydraulischen Durchlässigkeit der beiden Grundwasserleiter erfolgt an-

Tabelle 6.10: Relative Häufigkeit des Vulnerabilitätsgrads nach DRASTIC und Klasseneinteilung des DRASTIC-Index.

DRASTIC-Index	Vulnerabilitätsklasse	Vulnerabilitätsgrad	rel. Häufigkeit [%]
<80	1	sehr gering	0,00
80 - 119	2	gering	8,14
120 - 159	3	mittel	72,35
160 - 179	4	hoch	18,63
>180	5	sehr hoch	0,89

hand der mittleren Durchlässigkeitsbeiwerte (Kapitel 3.5.2). Demnach wird der Muschelkalk mit dem Klassenwert 10 und der Keuper mit dem Wert 8 belegt.

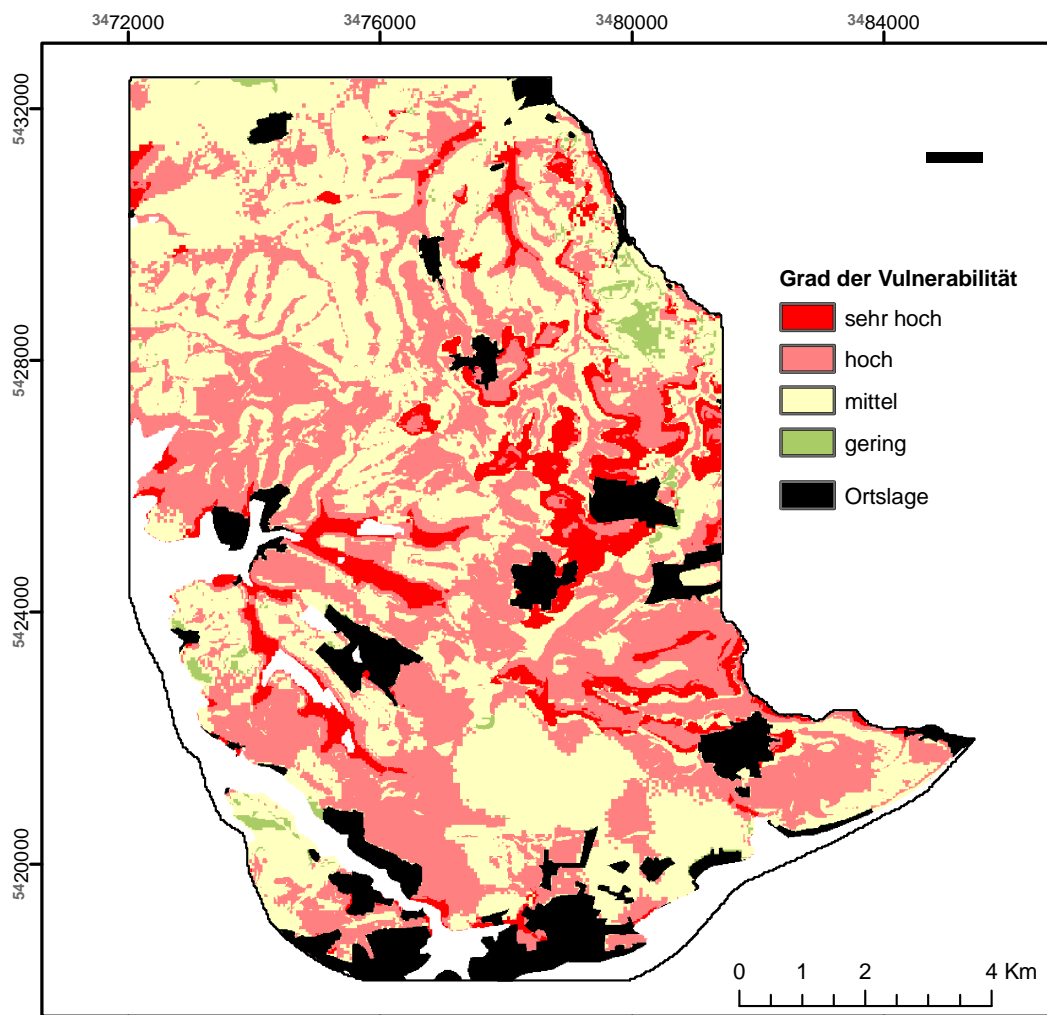


Abbildung 6.39: Klassifizierte DRASTIC-Vulnerabilitätskarte des Arbeitsgebiets.

Die klassifizierte Vulnerabilitätskarte des DRASTIC-Index schätzt die Gefährdung des Grundwassers im Arbeitsgebiet als überwiegend mittel ein (Tabelle 6.10). Hohe Vulnerabili-

täten finden sich in Bereichen mit fehlenden Deckschichten. Sehr hoch vulnerabel sind die Teilbereiche, die neben mangelnden Deckschichten geringe Flurabstände aufweisen. Geringe Vulnerabilitäten treten dagegen bei hohen Hangneigungen auf, sehr gering vulnerable Flächen sind nach der DRASTIC-Methodik im Arbeitsgebiet nicht vertreten (Abbildung 6.39).

6.6.3 Methode der Geologischen Landesämter (GLA)

Die zur Bodenbewertung herangezogene nutzbare Feldkapazität wurde aus den experimentell ermittelten Entwässerungskurven bestimmt (Kap. 6.1.3). Die Punktzahl B wird nach vorgegebenen Intervallen der nutzbaren Feldkapazität, bezogen auf einen Meter Bodenmächtigkeit, vergeben und anschließend mit der wahren Bodenmächtigkeit multipliziert. Die Punktzahl steigt mit zunehmender nutzbarer Feldkapazität, da die Speicherfähigkeit und damit auch die Verweilzeit des infiltrierenden Niederschlagswassers ansteigt und somit von einer höheren Schutzwirkung ausgegangen wird. Generell sind die Böden durch geringe bis mittlere nutzbare Feldkapazitäten

Tabelle 6.11: Bewertung der Böden nach der GLA-Methode (experimentell bestimmte nutzbare Feldkapazität, bezogen auf 1 m Bodenmächtigkeit).

Boden	Bodengesellschaft	nutzbare Feldkapazität [mm]	Punktzahl B
Bodenabtrag, Steinbruch	Anthropogen überprägt	-	0
Gley	Abschwemmmasse	50	50
Anthropogene Auffüllung	Anthropogen überprägt	-	50
Pararendzina aus Gipskeuper und Löss	Keuper und Löss	420	50*
Kolluvium aus lehmigen Abschwemmmassen	Kolluvium	79	50
Braunerde und Parabraunerde aus Gipskeuperersatz und Lösslehm	Löss	47	50
Brauner Auenboden aus Auenlehm	Auenlehm	94	125
Braunerde und Pseudogley aus Tonfließerden	Fließerde	129	125
Pseudogley	Fließerde	101	125
Terra fusca-Parabraunerde aus Lösslehm	Löss	105	125
Parabraunerde und Pseudogley Parabraunerde aus Lösslehm	Löss	116	125
Braunerde-Terra fusca aus Kalksteinverwitterungslehm	Muschelkalk	99	125
Auengley aus Auenlehm	Auenlehm	175	250
Pararendzina aus Fließerden, Mergelsteinersatz	Fließerde	167	250
Bodenmosaik aus Keupermaterial	Keuper	157	250
Braune Rendzina, und Braunerde über Kalkstein	Muschelkalk	154	250
Rendzina aus Muschelkalkschutt	Muschelkalk	154	250
Ortslage	Anthropogen überprägt	-	-

* Punktzahl B mit der nFk aus der Tabellarischen Erläuterung der Bodenkarte abgeschätzt

gekennzeichnet. Die experimentell bestimmten hohen nutzbaren Feldkapazitäten der Pararendzinen aus Löss bzw. Gipskeuper erscheinen unplausibel, da diese höher sind als die jeweiligen experimentell bestimmten volumetrischen Porenanteile (Tabelle 6.1). Für diese Bodenarten sind

die Größenordnungen der nutzbaren Feldkapazitäten aus der tabellarischen Erläuterung der Bodenkarte entnommen worden (Tabelle 6.11). Anthropogenen Auffüllungen wurde pauschal ein Wert von 50 mm für geringe nutzbare Feldkapazitäten zugewiesen, da bei einer niedrigen Lagerungsdichte nur eine geringe Speicherfähigkeit erwartet wird.

Tabelle 6.12: Klassifizierung und Bewertung der Sickerwassermenge nach der GLA-Methode.

Sickerwassermenge [mm/a]	Faktor W	rel. Häufigkeit [%]
≤ 100	1,75	27,31
>100 - 200	1,5	24,56
>200 - 300	1,25	32,87
>300 - 400	1,0	15,24
>400	0,75	0,02

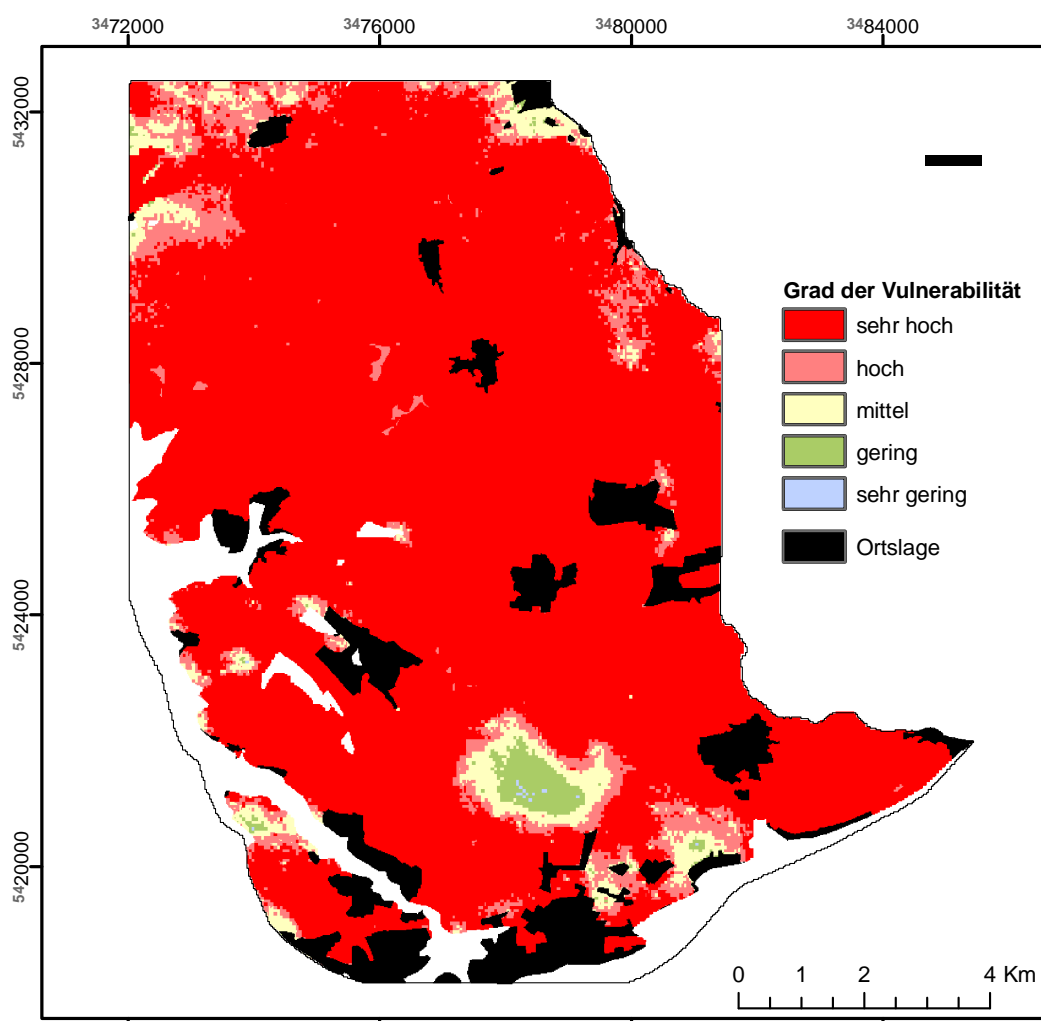


Abbildung 6.40: Klassifizierte Vulnerabilitätskarte nach der Methode der Geologischen Landesämter (GLA).

Die Sickerwassermenge wird wie auch bei DRASTIC aus der hydrologischen Modellierung (Kapitel 6.4) übernommen und nach dem GLA-Bewertungsschema klassifiziert (Tabelle 6.12). Geringe bis mittlere Sickerwassermengen dominieren mit ungefähr 85 % Flächennanteil im Arbeitsgebiet. Hohe Sickerwassermengen nehmen rund 15 % der Fläche ein, und sehr hohe Sickerwassermengen sind vernachlässigbar gering vertreten. Die mittleren bis geringen Sickerwassermengen bedeuten im Sinne der Vulnerabilitätsbewertung der GLA-Methode eher langsamere Vertikalbewegung des infiltrierenden Wassers und damit eine höhere Verweilzeit in der ungesättigten Zone, was eine relativ höhere Schutzwirkung der Grundwasserüberdeckung bedeutet.

Die Bewertung der Gesteinsart bei Lockergestein wird hier ausschließlich auf die in Kapitel 6.5.2 modellierte Verteilung und Mächtigkeit bezogen. Die Punktzahl G_L pro Meter Mächtigkeit ist mit einem Wert von 220 anhand der durchgeführten Korngrößenanalysen (Kapitel 6.1.1) angesetzt worden.

Die Bewertung der Festgesteine setzt sich aus einer lithologischen Punktzahl (P) und einem Faktor (F) für die strukturellen Eigenschaften zusammen. Für den Muschelkalk ist für P ein Wert von 5 und für F ein Wert von 0,5, der einer mittleren Verkarstung entspricht, angesetzt worden. Dem Keuper ist unter Berücksichtigung der Kalkstein-Tonstein-Wechselfolge eine Punktzahl P von 10 und ein Faktor F von 1 für mittlere Klüftung bzw. geringe Verkarstung zugewiesen worden. Die Mächtigkeit des Festgesteins ergibt sich aus der Subtraktion der Boden- und Lössmächtigkeit von der gesamten ungesättigten Zone und variiert zwischen 0 und 100 m.

Die Vulnerabilitätskarte nach der Methode der Geologischen Landesämter bewertet große Flächen des Arbeitsgebiets als sehr hoch vulnerabel (Abbildung 6.40). Flächen mit sehr hoher Vulnerabilität werden neben der fehlenden oder geringen Lössbedeckung auch durch geringe Flurabstände erzeugt. Deutlich ist die Korrelation zwischen der Lössmächtigkeit und dem Vulnerabilitätsgrad zu sehen. Höhere Lössmächtigkeiten resultieren in mittleren und geringen Vulnerabilitäten, wohingegen der Keuperüberdeckung kaum eine Reduzierung der Vulnerabilität zugesprochen wird. Eine sehr geringe Vulnerabilität wird nur bei sehr hoher Lössmächtigkeit, wie sie in der Katharinentalerhof-Senke und vereinzelt im Südwesten und Westen des Arbeitsgebiets simuliert wurde, prognostiziert.

6.6.4 PI

Bei der PI-Methode ist die Abschätzung der Effektivität der Deckschichten (P-Faktor) identisch mit der Ermittlung der Punktzahl der Gesamtschutzfunktion S_g der GLA-Methode. Lediglich die Klassifizierung der Punkteskala, die bei der P-Methode P_{TS} genannt wird, weicht von der in der GLA-Methodik verwendeten ab. Die Klassifizierung entspricht einer Einteilung nach dem dekadischen Logarithmus mit der kleinsten Klasse $P_{TS} < 10$ und der höchsten Klasse $P_{TS} > 10.000$.

Die resultierende Einschätzung der Effektivität der Deckschichten bezüglich der Protektion des Grundwassers weicht aufgrund der veränderten Klassifizierung stark von der Vulnerabilitätsbewertung der GLA-Methode ab. Der P-Faktor schätzt die Effektivität der Grundwasserüberdeckung zum Großteil als mittel ein, seltener sind Flächen mit hoher Effektivität. Geringe Effektivitäten sind sehr selten und beschränken sich auf Gebiete ohne Lössbedeckung bzw. mit geringem Flurabstand (Abbildung 6.42). Sehr hohe bzw. sehr geringe Effektivität der Grundwasserüberdeckung, bezogen auf deren Schutzwirkung, ist nicht vorhanden.

Zur Bestimmung des I-Faktors wird zunächst der I'-Faktor aus der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens, der Tiefe bis zur geringdurchlässigen Schicht im Boden, der Hang-

1st Step: Determination of the dominant flow process

		Depth to low permeability layer		
		< 30 cm	30-100 cm	> 100 cm
Saturated hydraulic conductivity [m/s]	> 10 ⁻⁴	Type D	Type C	Type A
	> 10 ⁻⁵ -10 ⁻⁴		Type B	
	> 10 ⁻⁶ -10 ⁻⁵	Type E		
	< 10 ⁻⁶	Type F		

2nd Step: Determination of the I'-factor

Forest				
dominant flow process		Slope		
		< 3.5 %	3.5 - 27 %	> 27 %
infiltration	Type A	1.0	1.0	1.0
subsurface flow	Type B	1.0	0.8	0.6
	Type C	1.0	0.6	0.6
surface flow	Type D	0.8	0.6	0.4
	Type E	1.0	0.6	0.4
	Type F	0.8	0.4	0.2

Field/Meadow/Pature				
dominant flow process		Slope		
		< 3.5 %	3.5 - 27 %	> 27 %
infiltration	Type A	1.0	1.0	0.8
subsurface flow	Type B	1.0	0.6	0.4
	Type C	1.0	0.4	0.2
surface flow	Type D	0.6	0.4	0.2
	Type E	0.8	0.4	0.2
	Type F	0.6	0.2	0.0

3rd Step: Determination of the I-factor

Surface Catchment Map		I' factor					
		0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
a	swallow hole, sinking stream and 10 m buffer	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
b	100 m buffer on both sides of sinking stream	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0
c	catchment of sinking stream	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0	1.0
d	area discharging inside karst area	0.4	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0
e	area discharging out of the karst area	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0

↓
I-map

Abbildung 6.41: Bestimmung des I-Faktors (Goldscheider 2002).

neigung und der Landnutzung bestimmt (Abbildung 6.41). Der erste Schritt ist die Einteilung der Böden nach deren gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und der Tiefe zur geringdurchlässigen Schicht in sechs Bodentypen, die durch Mittelwertbildung aus den im Labor und im Feld bestimmten Leitfähigkeiten rekrutiert wurden (Kap. 6.2.1). Die gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten sind als über die gesamte Bodenmächtigkeit konstant angenommen. Aus der Klassifizierung resultieren die Typen B, E und F, mit einer starken Dominanz des Bodentyps E. Der zweite Schritt ist die Bestimmung des I'-Faktors mit den oben definierten Bodentypen sowie der Hangneigung und der Landnutzung. Der I-Faktor wird schließlich in einem dritten Schritt aus der Superposition des I'-Faktors und der Karte der Einzugsgebiete von versinkenden Fließgewässern berechnet, die zwischen Schlucklöchern und den zufließenden Bachläufen sowie dem näheren Einzugsgebiet dieser Bäche (100 m Buffer), dem kompletten Einzugsgebiet der versinkenden Bäche und dem Rest des Arbeitsgebiets unterscheidet. In dieser Arbeit wurden alle Dolinen mit einem 10 m Buffer belegt und zu den Schlucklöchern und versinkenden Bächen gestellt. Die resultierende Karte zeigt die Umgehung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung in fünf Klassen, von sehr hoch bis sehr gering (Abbildung 6.42).

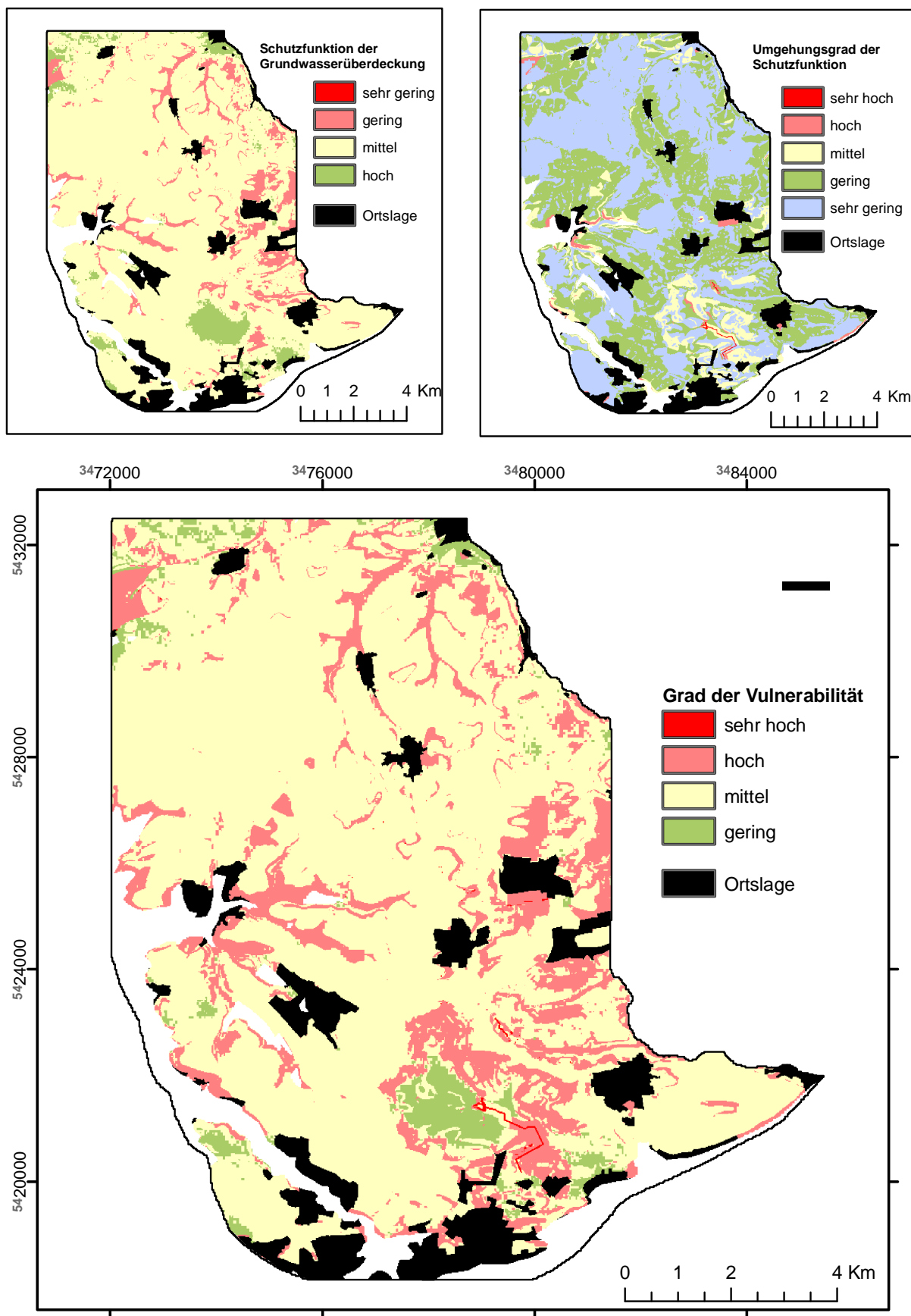


Abbildung 6.42: Karte des P-Faktors, ausgedrückt als Effektivität der Grundwasserüberdeckung (oben links), Karte des I-Faktors (oben rechts) und klassifizierte Vulnerabilitätskarte nach der PI-Methode (unten).

Die I-Karte wird dominiert durch sehr geringe und geringe Umgehungen der Schutzfunktion. Deutlich ist der Einfluss der Waldflächen mit sehr geringen Umgehungsgraden in der Karte zu sehen. In Wiesen, auf Äckern und in Gebieten mit wechselndem Baum- und Strauchbestand dominiert eine geringe Umgehung. Die übrigen Klassen kommen nur untergeordnet vor. Hohe und sehr hohe Umgehungen sind nur in Verbindung mit versinkenden Bachläufen in der Katharinentalerhof-Senke bzw. nordöstlich davon zu finden.

Die PI-Karte ist hauptsächlich von hohen, untergeordnet auch von mittleren Vulnerabilitäten geprägt (Abbildung 6.42). Geringe Vulnerabilität ist an die Mächtigkeit des Löss geknüpft, wenn dieser nicht, wie dies für Teile der Katharinentalerhof-Senke der Fall ist, umgangen wird. Sehr hoch vulnerabel sind die versinkenden Bäche und die Flächen in ihrer Umgebung, die relativ geringe k_f -Werte und höhere Hangneigung aufweisen und so durch schnellen Direktabfluss diesen Bachläufen tributär sind. Der im Nordosten liegende Steinbruch Wössingen wird wegen den fehlenden Deckschichten und der geringen Umgehung als hoch vulnerable Fläche eingestuft.

6.6.5 EPIK

Der Parameter Epikarst (E) wird in EPIK aufgrund der schweren Abschätzbarkeit bei bedecktem Karst anhand der Karstmorphologie in drei Klassen unterteilt. Den vulnerabelsten Fall repräsentieren Schächte, Ponore Schwinden, Dolinen, Karrenfelder etc., die mit dem Index 1 versehen werden. Der Index 2 wird für intermediäre Zwischenzonen wie Trockentäler und großräumige Senken vergeben (z.B. Poljen), der Index 3 für den Rest des bearbeiteten Gebiets.

Tabelle 6.13: Relative Häufigkeit und Beschreibung der Epikarst-Indizes.

Index	Beschreibung	rel. Häufigkeit [%]
1	Schwinden, Dolinen	0,01
2	Karstsenke, Trockentäler	11,81
3	Rest des Einzugsgebiets	88,18

Der im Arbeitsgebiet am häufigsten vergebene Epikarst-Index ist 3. Er drückt das Fehlen von karstmorphologischen Besonderheiten aus (Tabelle 6.13). Der Index 2 ist an die Katharinentalerhof-Senke und an die hauptsächlich im nördlichen Arbeitsgebiet vorhandenen Trockentäler vergeben. Die Enzenloch-Senke ist nicht berücksichtigt, da diese zum größten Teil versiegelt ist und zudem durch die Kanalisation drainiert wird.

Die Schutzwirkung der Deckschichten (Protektion) wird durch die Mächtigkeit der Deckschichten berücksichtigt (Tabelle 6.14). Es werden zwei Kategorien unterschieden: Bodenschicht direkt auf Kalkgrundwasserleiter und Bodenschicht auf geringdurchlässiger geologischer Formation. Die erste Kategorie unterscheidet zwischen Bodenschichten kleiner 0,2 m Mächtigkeit (Index 1), Boden mit einer Mächtigkeit zwischen 0,2 und 1 m (Index 2) sowie Boden mit einer Mächtigkeit größer 1 m (Index 3). Die zweite Kategorie ist ebenfalls in drei Indizes unterteilt, die allerdings Werte zwischen 2 und 4 haben. Index 2 ist eine Deckschicht aus Boden und geringdurchlässiger geologischer Formation zwischen 0,2 und 1 m. Index 3 Boden plus geringdurchlässige Schicht größer 1 m, Index 4 eine geringdurchlässige Schicht mit einer Mächtigkeit größer 8 m oder einer Kombination aus einem mindestens 1 Meter mächtigen

Tabelle 6.14: Relative Häufigkeit und Beschreibung der Protektion-Indizes.

Index	Beschreibung	rel. Häufigkeit [%]
1	0 - 0,2 m Boden	0,60
2	0,2 - 1 m Boden + geringdurchlässige Formation	25,67
3	> 1 m Boden bzw. geringdurchlässige Schicht	68,83
4	> 8 m geringdurchlässige Schicht bzw. 1 m Boden + 6 m geringdurchlässige Schicht	4,90

Boden und einer mindestens 6 m mächtigen undurchlässigen Schicht. Als Deckschichten über dem Muschelkalkgrundwasserleiter gehen Boden und Löss mit den entsprechenden Mächtigkeiten ein. Über dem Keupergrundwasserleiter ist neben Boden und Löss auch die lithologische Wechselfolge von Kalk und Tonstein in die Bewertung eingeflossen. Da die Mächtigkeit der Kalk- und Dolomitbänke im Keuper relativ gering und deren Ausbissfläche in keinsten Weise bestimmbar ist, ist die gesamte ungesättigte Mächtigkeit des Keupers als undurchlässige Deckschicht bewertet worden.

Die Infiltrationsverhältnisse werden in zwei Kategorien bewertet. Die erste Kategorie bezieht sich auf Einzugsgebiete von Schluckstellen und Wasserläufen. Hierzu gehören ständige oder temporäre Schluckstellen, ständige oder temporäre Bäche, die Schluckstellen speisen sowie infiltrierende Oberflächengewässer. Diese Bereiche werden mit einem Index von 1 bewertet. Den Index 2 bekommen all diejenigen Teile des Einzugsgebiets von Schluckstellen, die einen erhöhten Oberflächenabfluss aufweisen. Dies sind Flächen in Ackergebieten mit einer Hangneigung größer 10 %, repektive größer 25 % in Weide- und Wiesengebieten. Dementsprechend wird der Index 3 auf Flächen angewandt, die geringere Hangneigungen als oben beschrieben besitzen. Die zweite Kategorie bezieht sich auf Flächen außerhalb von Einzugsgebieten von Schluckstel-

Tabelle 6.15: Relative Häufigkeit und Beschreibung der Indizes der Infiltrationsverhältnisse.

Index	Beschreibung	rel. Häufigkeit [%]
1	Kategorie 1: Schluckstellen, versinkende bzw. infiltrierende Bachläufe	0,08
2	Kategorie 1: erhöhter Oberflächenabfluss, >10% in Ackergebieten, >25% in Weide- und Wiesengebieten	0,39
3	Kategorie 1: geringer Oberflächenabfluss, <10% in Ackergebieten, <25% in Weide- und Wiesengebieten; Kategorie 2: erhöhter Oberflächenabfluss, >10% in Ackergebieten, >25% in Weide- und Wiesengebieten	28,25
4	Kategorie 2: Rest des Einzugsgebiets	71,27

len und versinkenden bzw. infiltrierenden Wasserläufen. Der Index 3 wird hier für Flächen mit erhöhtem Oberflächenabfluss vergeben. Erhöhter Oberflächenabfluss bezieht sich wiederum auf

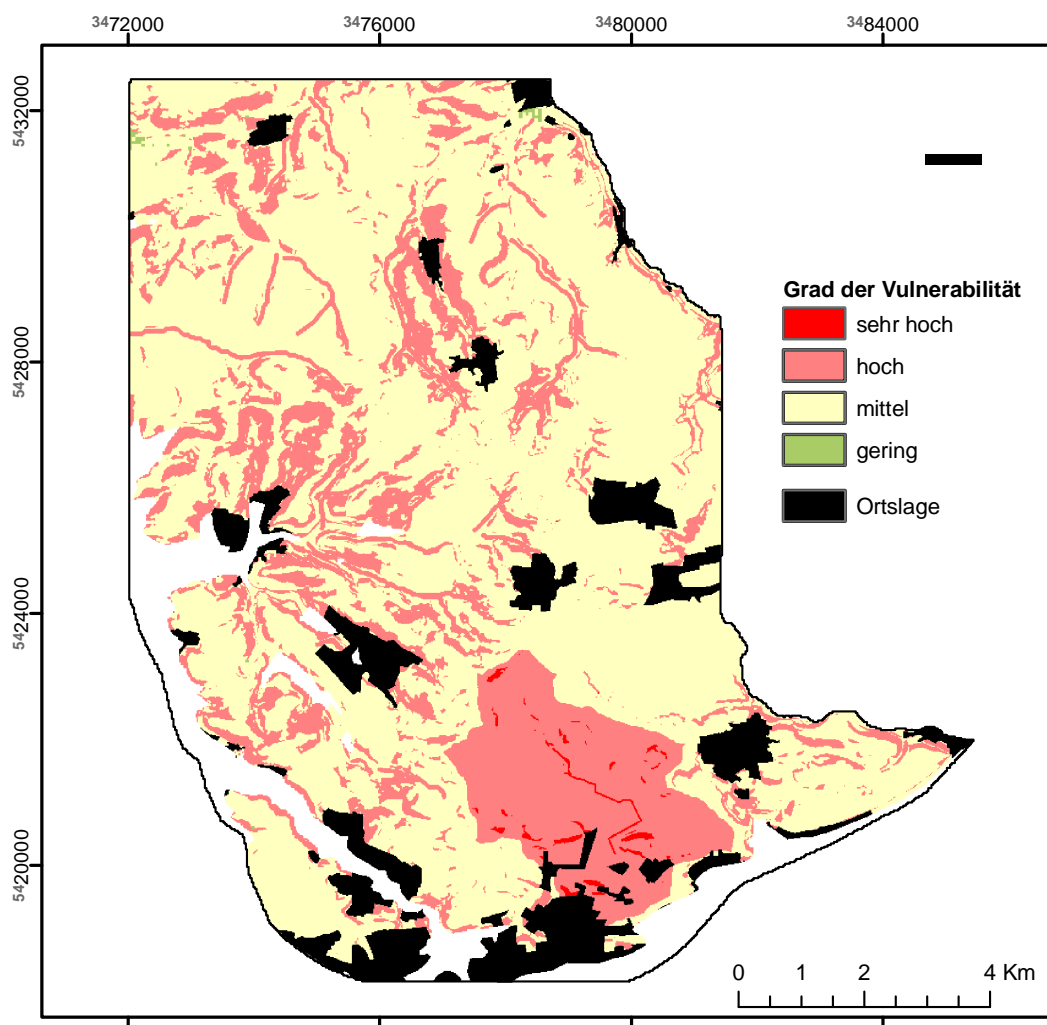


Abbildung 6.43: Klassifizierte EPIK-Vulnerabilitätskarte.

eine Hangneigung von $>10\%$ in Ackergebieten und $>25\%$ in Weide- und Wiesengebieten. Der Index 4 gilt für das restliche Gebiet.

Die geringe Verkarstung und die insgesamt relativ ausgeglichene Morphologie führen dazu, dass der vorherrschende Index bezüglich der Infiltrationsverhältnisse mit rund 71% auf den Wert 4 fällt. Der Index 3 fällt mit 28% auf fast das gesamte restliche Gebiet. Die Indizes 2 und 1 sind bezogen auf den Flächenanteil nur untergeordnet vertreten (Tabelle 6.15).

Tabelle 6.16: Relative Häufigkeit des Vulnerabilitätsgrads nach EPIK und Klasseneinteilung des Schutzfaktors F.

Schutzfaktor F	Vulnerabilitätsgrad	rel. Häufigkeit [%]
< 19	sehr hoch	0,38
20 - 25	hoch	27,12
> 25	mittel	69,68
> 25 und $P = 4$ und ($I = 3$ oder $I = 4$)	gering	2,81

Der Parameter Karströhrennetz wird in 3 Indizes unterteilt. Der Index 1 wird für mäßig bis gut ausgebildete Karstkörper, der Index 2 für ein schlecht entwickeltes Karstnetzwerk vergeben. Der Index 3 wird auf nicht verkarstete Kalkaquifere bzw. für Systeme mit Austritt in ein Lockergestein angewendet. Für den mäßig verkarsteten Muschelkalkgrundwasserleiter wurde der Index 2 ergeben. Aufgrund der Wechsellagerung der relativ mächtigen Tonstein- und Mergellagen mit den verkarsteten Bereichen des Keuperaquifers wurde diesem ein Index von 3 zugeordnet.

Die klassifizierte Vulnerabilitätskarte nach EPIK zeigt zum größten Teil Flächen mit mittlerer Vulnerabilität (Abbildung 6.43, Tabelle 6.16). Mit hoher Vulnerabilität wird der Hauptteil der Katharinentalerhof-Senke bewertet, wobei der versinkende Bach und Flächen mit höherer Hangneigung als sehr hoch vulnerabel eingestuft sind. Außerhalb der Karstsenke sind die Flächen mit hoher Hangneigung und Trockentäler mit hoher Vulnerabilität bewertet. Geringe Vulnerabilität ist nur außerhalb der Katharinentalerhof-Senke bei mächtiger Bedeckung von undurchlässigen Schichten vertreten.

7 Numerische Modellierung der ungesättigten Zone

7.1 Langjähriges mittleres Niederschlagsregime

7.1.1 Randbedingungen

Die Modellierung der Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone wird für jede hydrogeologische Schicht separat durchgeführt. Es wird wie bei der Kartierung der Vulnerabilität zwischen Boden, Löss und ungesättigtem Festgestein unterschieden. Die Modellierung aller hydrogeologischer Einheiten erfolgte mit der numerischen Modellsoftware HYDRUS-1D (ŠIMŮNEK et al. 2005). Die Modellierung berücksichtigt die langjährigen mittleren Sickerwassermengen, die in Kapitel 6.4 berechnet wurden. Da die Bestimmung der mittleren Verweilzeit aus Durchgangskurven mitunter aufwendig sein kann, wird an deren Stelle zur Vereinfachung des Validierungsverfahrens die dominierende Verweilzeit zur Auswertung herangezogen. Die dominierende Verweilzeit ist unter der Randbedingung einer momentanen Eingabe der Zeitpunkt der maximalen Konzentration der Durchbruchskurve.

Auf Grundlage der durchgeführten Labor und Feldversuche (Kapitel 4.2) wurde die Strömung durch die **Bodenschicht** gemeinsam mit dem Transport in Abhängigkeit der Bodenart, der Bodenmächtigkeit und der mittleren jährlichen Sickerwassersumme gerechnet. Für die Sättigungs-Saugspannungsfunktion und für die hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Wassersättigung wurde Hysterese im Funktionsverlauf bezüglich Be- und Entwässerung berücksichtigt. Da sich die Bodenmächtigkeiten im Arbeitsgebiet zwischen 0,2 und 1 m bewegen, wurden diese in 0,2 m-Intervallen pro Bodenart variiert. Die obere Randbedingung für die Strömungsmodellierung wurde exemplarisch für die Vielzahl der möglichen Zustände variabel auf geringe (105 mm/a), mittlere (295 mm/a) und hohe (495 mm/a) jährliche Sickerwassermengen gesetzt, wobei jeweils Oberflächenabfluss ermöglicht wurde. Die untere Randbedingung wurde als frei entwässerbar festgesetzt. Der Transport wurde mit einem konservativem, d.h. nicht sorbtivem Tracer, gerechnet, da bei der intrinsischen Vulnerabilität keine schadstoffspezifischen Eigenheiten betrachtet werden. Die obere Randbedingung des Transportmodells ist durch eine momentane Freisetzung des gelösten Stoffs auf den ersten Tag mit einer Konzentration von 1 g/cm^3 beschränkt. Der Transport des gelösten Stoffs kann somit mit dem Transportverhalten des zu diesem Zeitpunkt infiltrierenden Wassers gleichgesetzt werden. Der Zeitraum für jede Modellrechnung beträgt 5 Jahre.

Die Bewertung der dominierenden Verweilzeit im Löss wurde analog zu den Modellrechnungen der Bodenschicht durchgeführt. Für die obere Randbedingung wurden dabei die Ergebnisse der Strömungsrechnung der Bodentypen an der unteren Randbedingung in Abhängigkeit der jährlichen Sickerwassersumme genutzt. Die Berücksichtigung des konservativen Schadstoffs erfolgte auch hier in einer momentanen Eingabe mit der Konzentration von 1 g/cm^3 am ersten Tag des Rechenzeitraums. Aus dem Mächtigkeitbereich zwischen 0 und 35 m Löss wurden in den Modellrechnungen 8 unterschiedliche Mächtigkeiten realisiert: 0,5 m, 1 m, 1,5 m, 3 m, 6 m,

12 m, 24 m, und 35 m. Die sich daraus ergebenden Rechenzeiträume betragen für die geringe Sickerwassersumme 80 Jahre, für die mittlere Sickerwassersumme 40 Jahre und für die hohe Sickerwassersumme 20 Jahre.

Die Berechnung der Strömung und des Transports im **ungesättigten Festgestein** erfolgte mit einem doppelporösen Modellansatz, unter Verwendung der in Kapitel 4.2 ermittelten Parameter. Sie wurden aufgrund der mangelnden Datengrundlage bezüglich des Keupers ausschließlich für den Muschelkalk durchgeführt. Lediglich die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit wurde aus dem Mittelwert der Transmissivitäten der Pumpversuchsauswertungen (Kapitel 3.5.2) für eine mittlere grundwassererfüllte Mächtigkeit von 25 m gleichgesetzt. Das infiltrierende Sickerwasser und dessen zeitlicher Verlauf ergibt sich aus 2 Situationen. Dort, wo der Boden direkt dem ungesättigten Festgestein aufliegt, wird der Sickerwassergang in Abhängigkeit der jährlichen Sickerwassersumme aus der unteren Randbedingung des Bodens übernommen. Wo dem Festgestein Löss auflagert, wird entsprechend der Sickerwassergang an der unteren Randbedingung des Löss als Eingangsbedingung für die Strömungs- und Transportberechnung im Festgestein genutzt. Da sich während der Modellierung sehr geringe Verweilzeiten des gelösten Stoffs im ungesättigten Muschelkalk ergaben, konnte die Eingabe zeitlich nicht mehr als momentan betrachtet werden. Ein deutlicher Einfluss der Eingabezeit und -länge auf die Durchbruchkurven war zu sehen. Es wurde daher eine kontinuierliche Eingabe nach dem Pulse-Step-Verfahren mit einer Konzentration von 1 g/m^3 simuliert. Berechnet wurden Mächtigkeitsvarianten zwischen 0 und 100 m: 1 m, 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 75 m, 100 m. Der Modellierzeitraum beträgt für alle Varianten 100 Tage. Als maßgebliche Zeit für die spätere Vulnerabilitätsvalidierung wurde hier der Zeitpunkt des Durchgangs von 50 % der eingegeben Tracermasse ausgewertet.

7.1.2 Verweilzeit und Strömungscharakteristik im Boden

Die Ergebnisse der Transportmodellrechnung zeigen zum einen die starke Abhängigkeit der mittleren Verweilzeit des gelösten Stoffs von der Transportstrecke (Mächtigkeit), zum anderen die noch extremere Abhängigkeit der Verweilzeit von der jährlich zur Verfügung stehenden Sickerwassermenge an der oberen Randbedingung (Abbildung 7.1). Mit zunehmender Mächtigkeit gewinnt die Durchgangskurve durch die hydrodynamische Dispersion bei abnehmender Maximalkonzentration nur mäßig an Breite. Stärker ist der Effekt auf die Durchgangskurven, der von der jährlich zu Verfügung stehenden Sickerwassermenge ausgeht. Bei geringen jährlichen Sickerwassermengen ist nicht nur der Transport des gelösten Stoffs vergleichsweise langsam, sondern auch der Effekt auf die Kurvenform ist durch die allgemein geringere Wassersättigung und den stärkeren Sättigungsgradient mit der Tiefe besonders stark. Es ergeben sich dadurch für abnehmende Sickerwassermengen stark anwachsende Verweilzeiten.

Die Abhängigkeit der dominierenden Verweilzeit von der Mächtigkeit der durchflossenen Schicht lässt sich aus den Modellkurven für jeden Bodentyp unter Berücksichtigung der jährlichen Sickerwassermenge leicht berechnen (Abbildung 7.2). Die Daten lassen sich diesbezüglich mit einer Potenzfunktion anpassen. Die Transportstrecke-Mächtigkeits-Beziehung bei gegebener Sickerwassermenge ist demnach:

$$T_d = a' \cdot L^{n'} \quad (7.1)$$

T_d	dominierende Transportzeit	[T]
a'	Modellparameter	[–]
L	Sickerstrecke	[L]
n'	Modellparameter (Exponent)	[–]

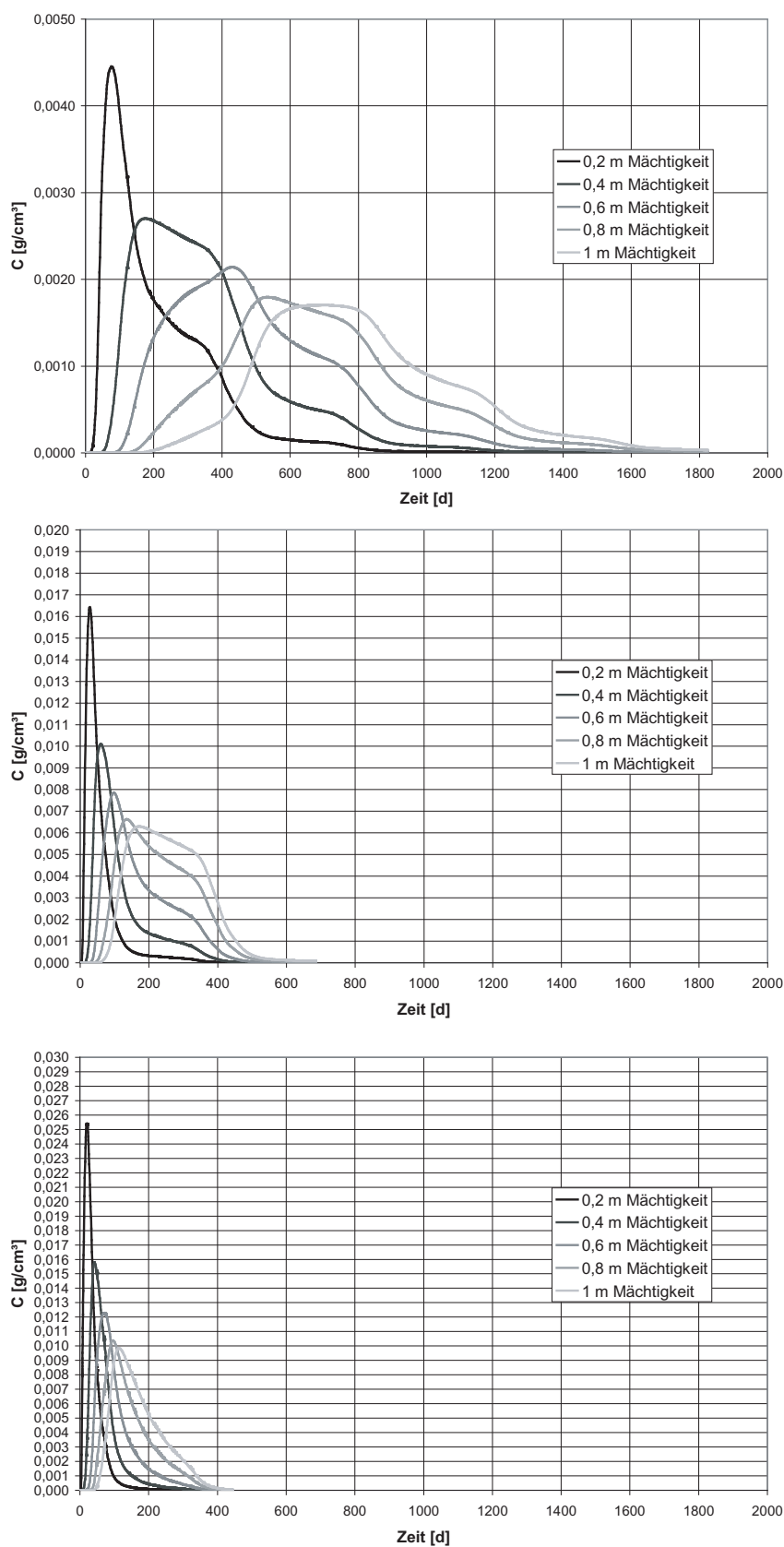


Abbildung 7.1: Durchgangskurven der Transportmodellrechnung des Bodentyps „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“ (89) mit variierender Mächtigkeit und mit geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge an der oberen Randbedingung.

Genauso lässt sich ein Zusammenhang zwischen den Modellparametern a' bzw. n' zur Sickerwassermenge herstellen. Während der Zusammenhang zwischen a' und der Sickerwassermenge ebenfalls nach einer Potenzfunktion verläuft und sich analog zur Gleichung 7.1 beschreiben lässt, verhält sich der Zusammenhang zwischen dem Exponent n' und der Sickerwassermenge linear (Abbildung 7.3):

$$n' = m' \cdot R + b' \quad (7.2)$$

m'	Steigung der Geradengleichung	$[-]$
R	Sickerwassermenge	$[LT^{-1}]$
b'	Achsenabschnitt der Geradengleichung	$[-]$

Werden die Gleichung 7.1, der Zusammenhang zwischen a' und der jährlichen Sickerwassermenge sowie Gleichung 7.2 zusammengefasst, stellt sich der Zusammenhang zwischen Bodenmächtigkeit, Sickerwassermenge und dominierender Verweilzeit T_d in der Form:

$$T_d = a' \cdot R^{n'} \cdot L^{m' \cdot R + b'} \quad (7.3)$$

dar.

Die dominierende Verweilzeit spannt also zusammen mit den beiden unabhängigen Parametern Bodenmächtigkeit und Sickerwassermenge eine dreidimensionalen Fläche auf, in der jeder Punkt innerhalb der Modellgrenzen bestimmbar ist (Abbildung 7.4).

Die so ermittelte dominierende Verweilzeit des Sickerwassers im Boden variiert zwischen 15 und 859 Tagen mit einem Mittelwert von 116 Tagen. Die Verteilung hat eine positive Schiefe mit der maximalen relativen Häufigkeit bei 64 Tagen. Höhere Verweilzeiten finden sich insbesondere dort, wo die Sickerwassermenge relativ gering ist und die Bodenmächtigkeit hoch. Dies sind vor allem die bewaldeten Gebiete im Nordosten und Südosten des Arbeitsgebiets. Die geringsten dominierenden Verweilzeiten sind erwartungsgemäß dort anzutreffen, wo nur

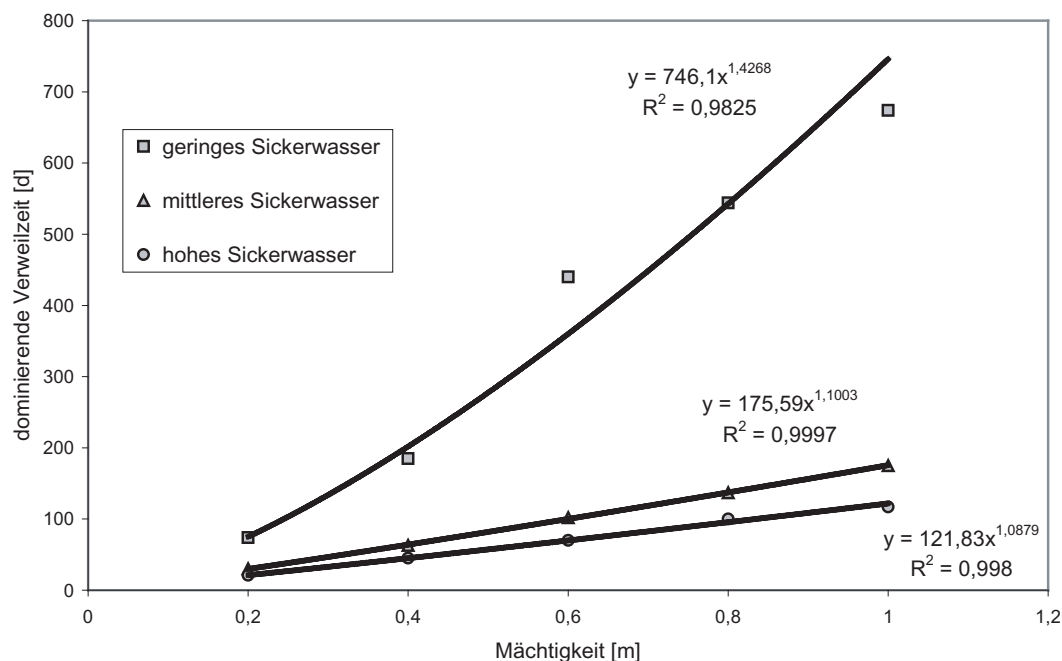


Abbildung 7.2: Zusammenhang zwischen Bodenmächtigkeit und dominierender Verweilzeit bei variierender Sickerwassermenge für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“ (89).

geringmächtige Bodenbedeckung prognostiziert wurde und wo bedingt durch die Landnutzung größere Sickerwassermengen anfallen, wie dies im zentralen und östlichen Arbeitsgebiet und in Teilen der Katharinentalerhof-Senke der Fall ist. Extrem hohe Verweilzeiten über 700 Tage

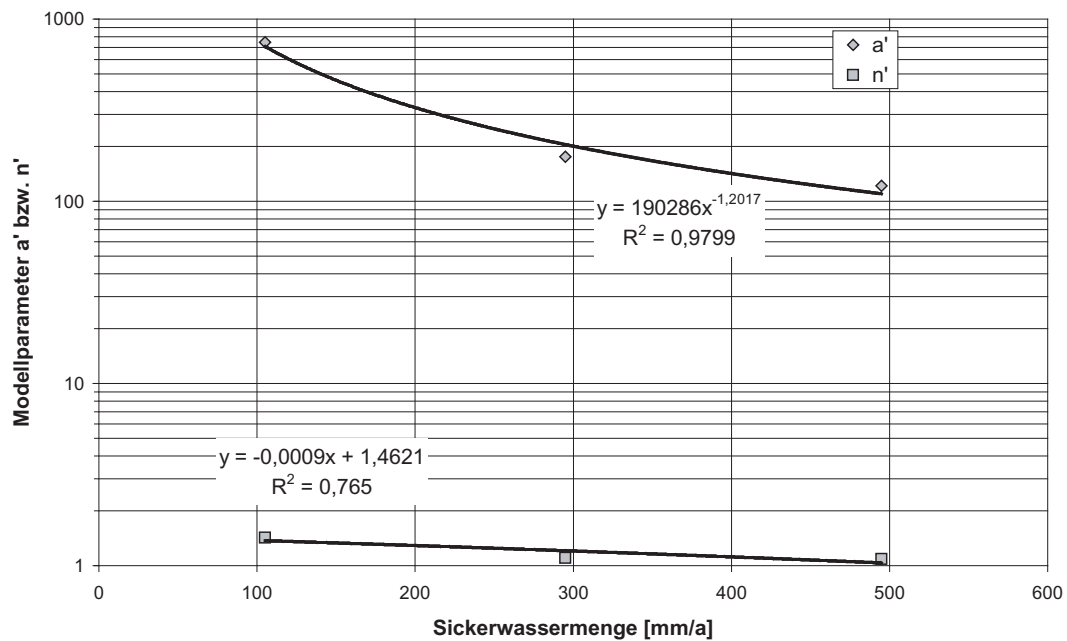


Abbildung 7.3: Abhängigkeit der Modellparameter von der jährlichen Sickerwassermenge für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“.

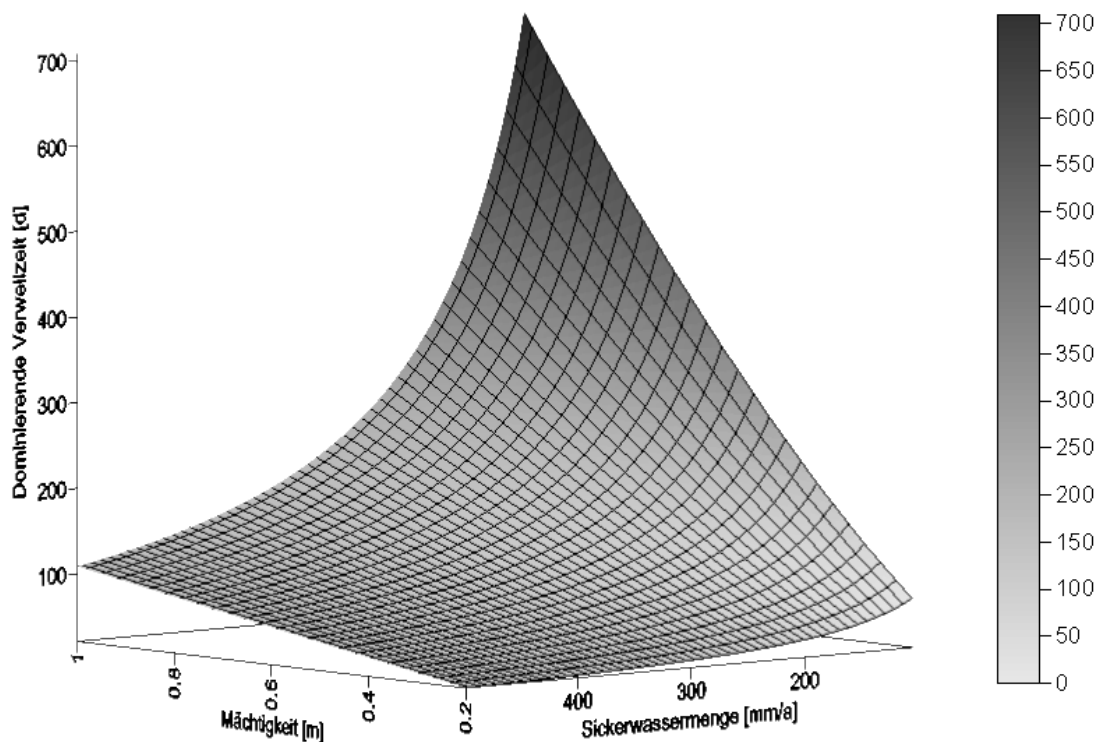


Abbildung 7.4: Zusammenhang zwischen Mächtigkeit, Sickerwassermenge und dominierender Verweilzeit für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“.

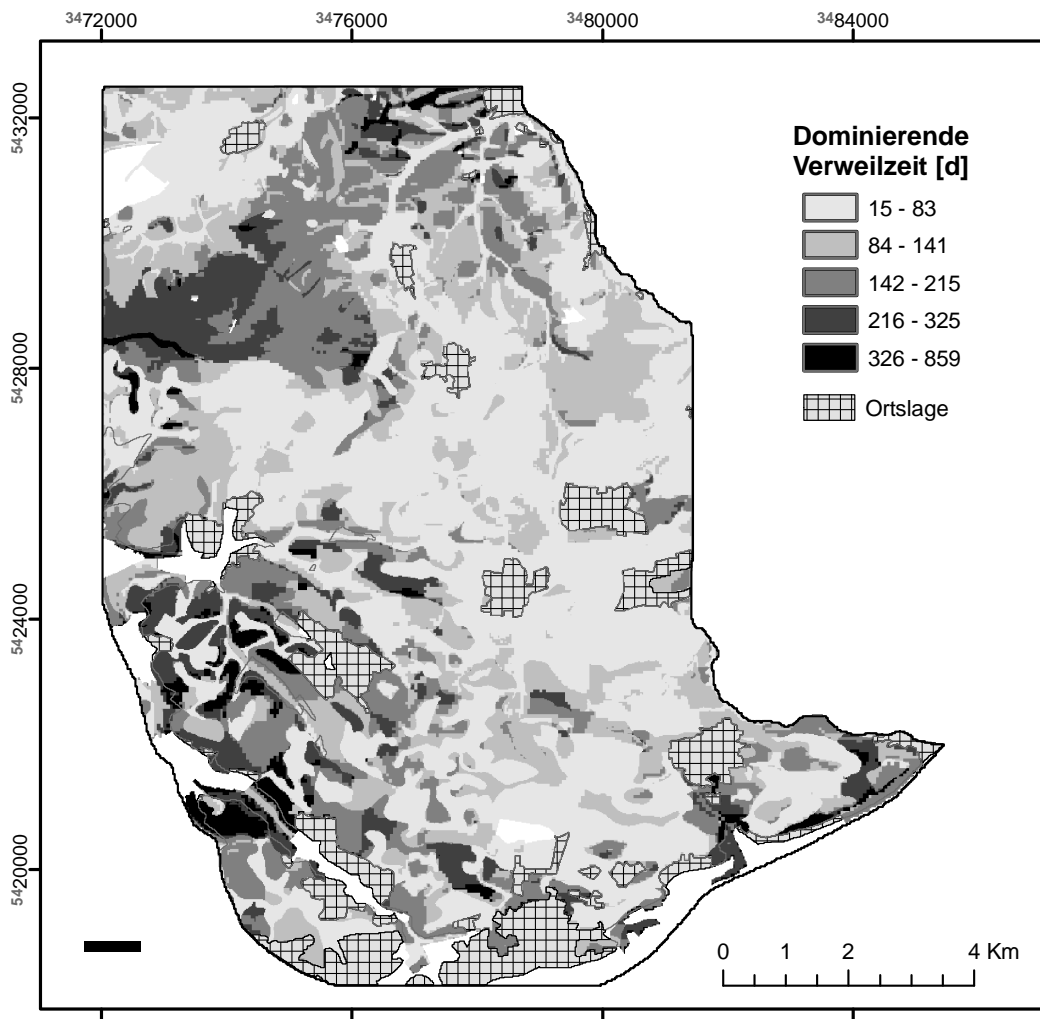


Abbildung 7.5: Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers im Boden. Ortschaften und anthropogen überprägte Flächen sind ausgelassen.

kommen nur räumlich sehr begrenzt im Norden des Arbeitsgebiets vor (Abbildung 7.5).

Die Strömungsmodellierung zeigt die Phasenverschiebung zwischen dem Jahresgang der am oberen Modellrand infiltrierenden Wässer und den am unteren Modellrand austretenden Sickerwasserraten. Zudem ist das Signal am unteren Rand leicht gedämpft und geglättet. Mit zunehmender jährlicher Sickerwassersumme nimmt die Phasenverschiebung jedoch ab, so dass die Minima und Maxima der Strömungsraten nur noch leicht zeitversetzt stattfinden (Abbildung 7.6).

Die Unterschiede im Sickerwassergang am oberen und unteren Modellrand sind für die unterschiedlichen Bodentypen abhängig von der zur Verfügung stehenden Sickerwassermenge. Bei geringen jährlichen Sickerwassermengen unterscheiden sich lediglich drei Bodentypen von den übrigen Ganglinien:

- Pararendzina aus Gipskeuper und Löss (84),
- Kolluvium aus lehmigen Abschwemmassen (67),
- Braunerde und Parabraunerde aus Gipskeuperersatz Lösslehm (55).

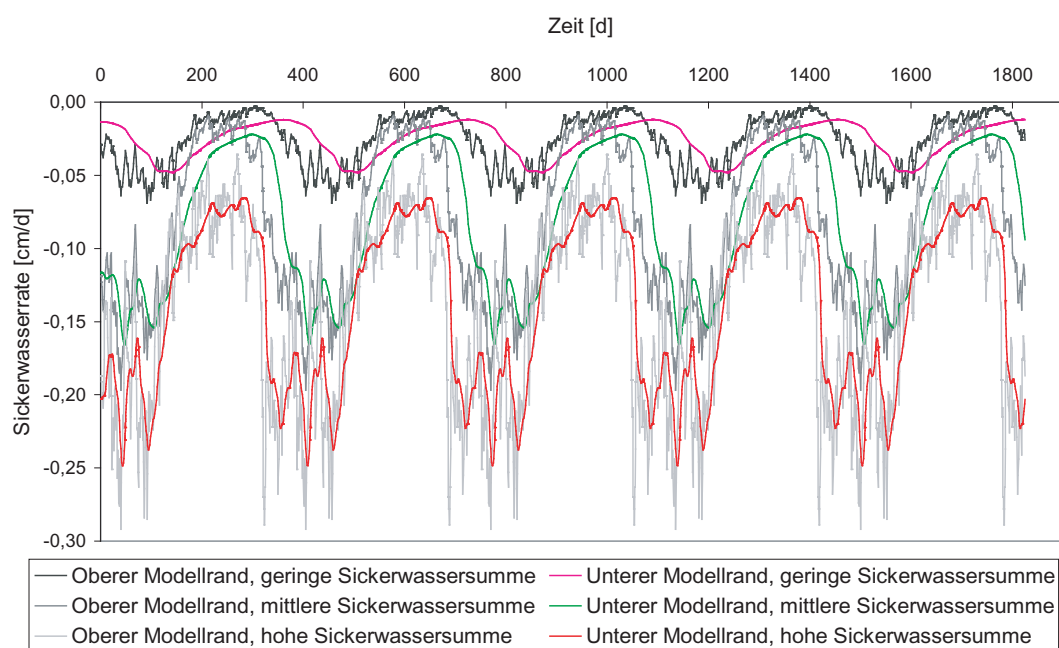


Abbildung 7.6: Sickerwasserraten am oberen und unteren Modellrand bei variierenden jährlichen Sickerwassersummen für den Bodentyp „Parabraunerde und Pseudogley aus Löss(lehm)“.

Diese Unterschiede relativieren sich mit steigender Sickerwassersumme und sind für die im Arbeitsgebiet auftretenden maximalen Sickerwassermengen von 495 mm/a faktisch nicht mehr relevant (Abbildung 7.7). Während bei geringen Sickerwassereinträgen an der oberen Randbedingung der Wasseraustrag am unteren Modellrand fast keinen kurzfristigen Schwankungen unterworfen ist, sondern einen relativ glatten Jahresgang aufweist, ist mit steigendem Sickerwasserangebot am oberen Modellrand auch der Austrag zunehmend von kurzzeitigen Schwankungen charakterisiert. Für die weitere Modellierung der dem Boden unterlagernden Schichten ist also nicht so sehr der überlagernde Bodentyp relevant, sondern mehr die jährlich zur Verfügung stehende Sickerwassermenge. Bei ausgeglichener Wasserbilanz am Ende des Modellierungszeitraums sind im Schnitt die jährlich zu- und abfließenden Wassermengen ausgeglichen. Die Sickerwassersumme am unteren Modellrand ändert sich somit im Vergleich zu der am oberen Rand nicht. Aus der Überschreitung der Infiltrationskapazität bei hohen Sickerwassermengen resultiert bei lediglich 2 Bodentypen Oberflächenabfluss. Dieser liegt für den Boden „Terra fusca-Parabraunerde aus Lösslehm“ (56) in der Summe bei 2 cm und für den „Pseudogley“ (65) bei 0,07 cm für den Modellzeitraum von 5 Jahren.

7.1.3 Dominierende Verweilzeit im Löss

Die Durchgangskurven der Modellrechnung im ungesättigten Löss sind vergleichbar zu den Modellrechnungen der Bodentypen. Die dominierende Verweilzeit ist neben der Abhängigkeit von der durchflossenen Mächtigkeit eine Funktion der Sickerwassersumme (Abbildung 7.8). Die relativ hohen Lössmächtigkeiten ergeben allerdings im Vergleich zu denen des Bodens auch längere Verweilzeiten. So ergibt sich für geringe Sickerwassermengen bei einer Lössmächtigkeit von 35 m eine dominierende Verweilzeit, die bei rund 80 Jahren (29200 Tage) liegt.

Wie auch für die Bodentypen, lässt sich für den Löss aus den Modellrechnungen eine Beziehung zwischen dominierender Verweilzeit, Mächtigkeit und verfügbarer Sickerwassermengen

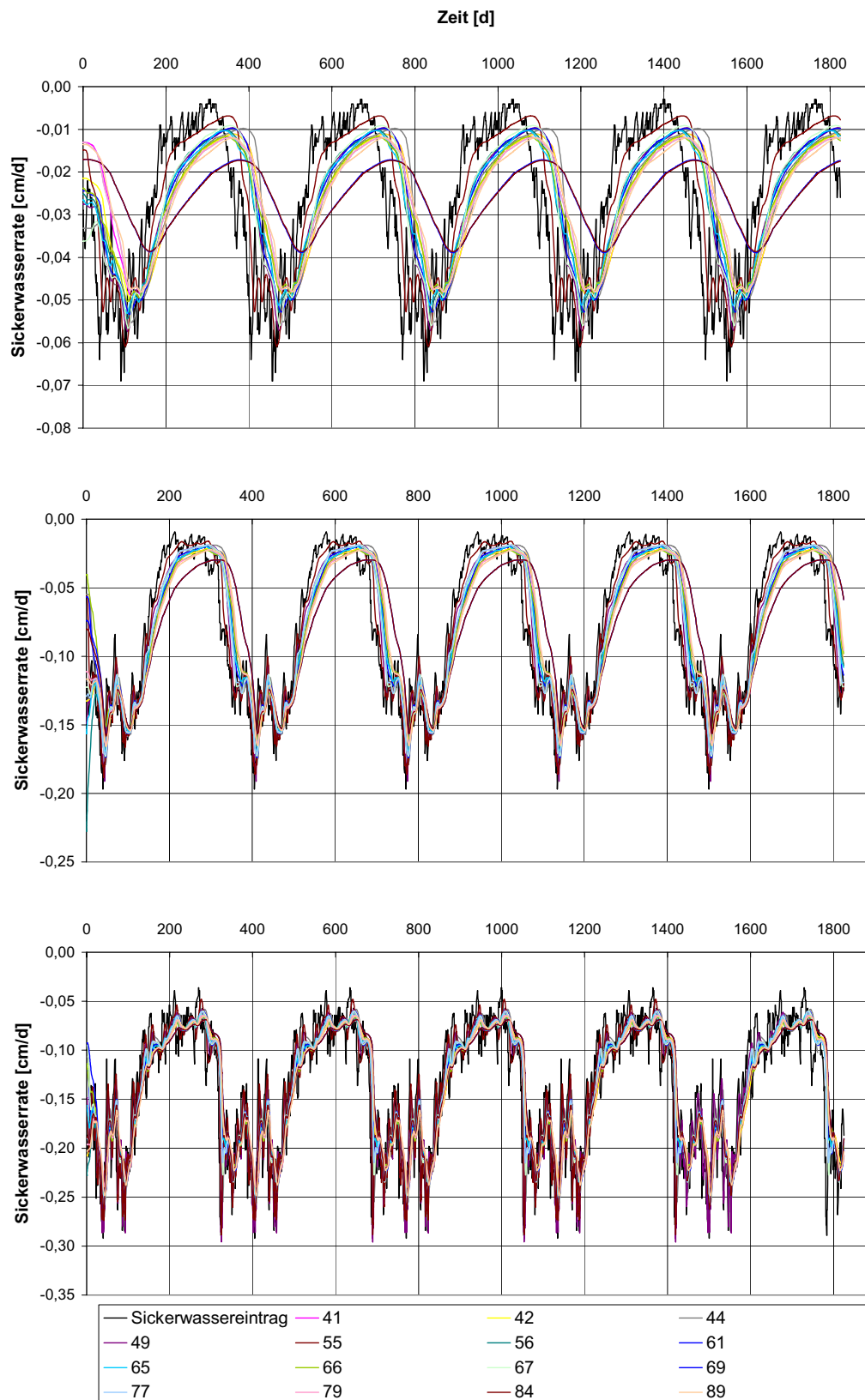


Abbildung 7.7: Sickerwasserganglinien aller Bodentypen am oberen und unteren Modellrand von geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge.

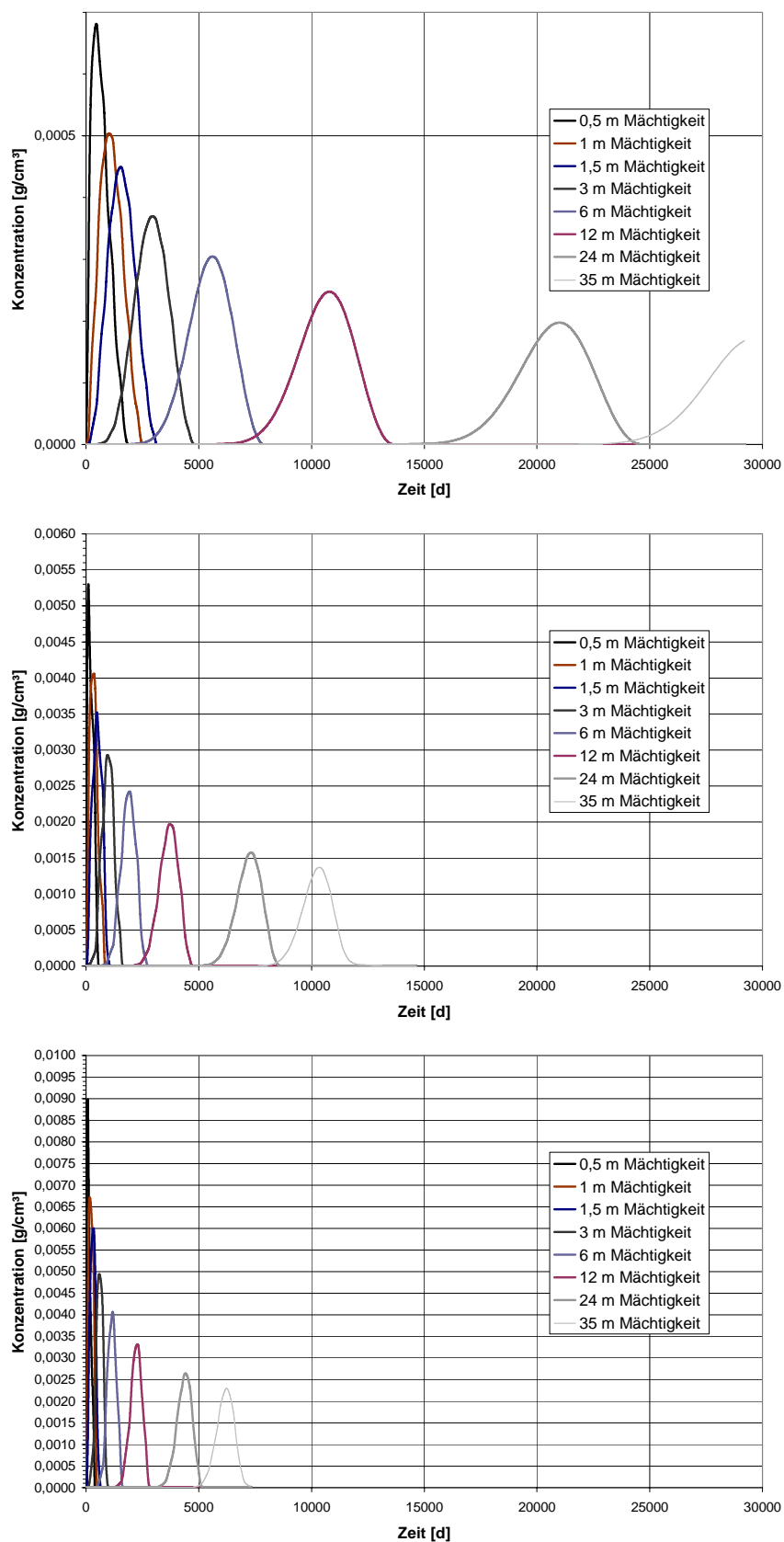


Abbildung 7.8: Durchgangskurven der Transportmodellrechnung des Löss bei variierender Mächtigkeit und mit geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge.

ge ableiten. Die dominierende Verweilzeit ist für eine gegebene Sickerwassermenge linear mit der Mächtigkeit korreliert (Abbildung 7.9). Es zeigt sich auch, dass der variierende Sicker-

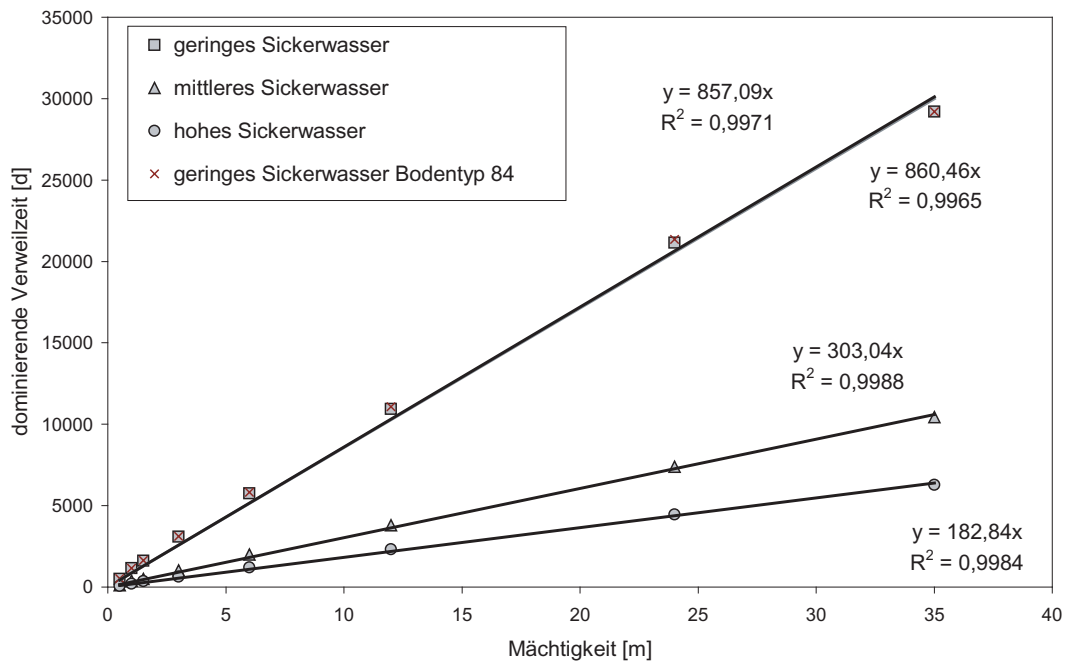


Abbildung 7.9: Zusammenhang zwischen Lössmächtigkeit und dominierender Verweilzeit bei variierender Sickerwassermenge.

wassergang der Bodentypen 84, 67 und 55 keinen wesentlichen Einfluss auf die dominierende Verweilzeit hat. Daher ist es für geringe Sickerwassermengen ausreichend, lediglich die für die meisten Bodenarten gültige Funktion zur Berechnung der räumlichen Verteilung der dominierenden Verweilzeit anzuwenden. Der Zusammenhang zwischen der Geradensteigung der Funktion bezüglich Mächtigkeit und dominierender Verweilzeit und der verfügbaren Sickerwassermenge ist hier dagegen am besten mit einer Potenzfunktion angenähert. Daraus ergibt sich zur Berechnung der dominierenden Verweilzeit folgender Zusammenhang:

$$T_d = d' \cdot R^{n'} \cdot L \quad (7.4)$$

Die berechnete dominierende Verweilzeit im Löss variiert zwischen 193 und 7883 Tagen mit einem Mittelwert von 1157 Tagen. Dominierend wird die Verteilung von der Mächtigkeit und untergeordnet von der zur Verfügung stehenden jährlichen Sickerwassermenge beeinflusst. Die höchsten Verweilzeiten sind demzufolge in der Katharinetalerhof-Senke und im südwestlichen Arbeitsgebiet in der Region um Kämpfelbach, Eisingen und Königsbach-Stein anzutreffen. Im Norden sind durch die geringe Lössmächtigkeit nur geringe Verweilzeiten vorhanden. Lediglich im Nordosten, am Stadtrand von Bretten, wo die Lössmächtigkeiten anwachsen, werden auch die Verweilzeiten zunehmend höher.

Die Strömungsganglinie des Sickerwassers am unteren Modellrand hängt zum einen von der jährlich zur Verfügung stehenden Sickerwassermenge und zum anderen von der durchflossenen Lössmächtigkeit ab (Abbildung 7.11). Im Allgemeinen ist mit steigender Mächtigkeit eine Phasenverschiebung der Ganglinie sowie eine Abnahme der Amplitude verbunden. Dabei oszillieren die Ganglinien um einen gemeinsamen Mittelwert der Sickerwasserrate, dem die Ganglinien mit steigender Lössmächtigkeit zustreben. Bei geringen jährlichen Sickerwassersummen wird

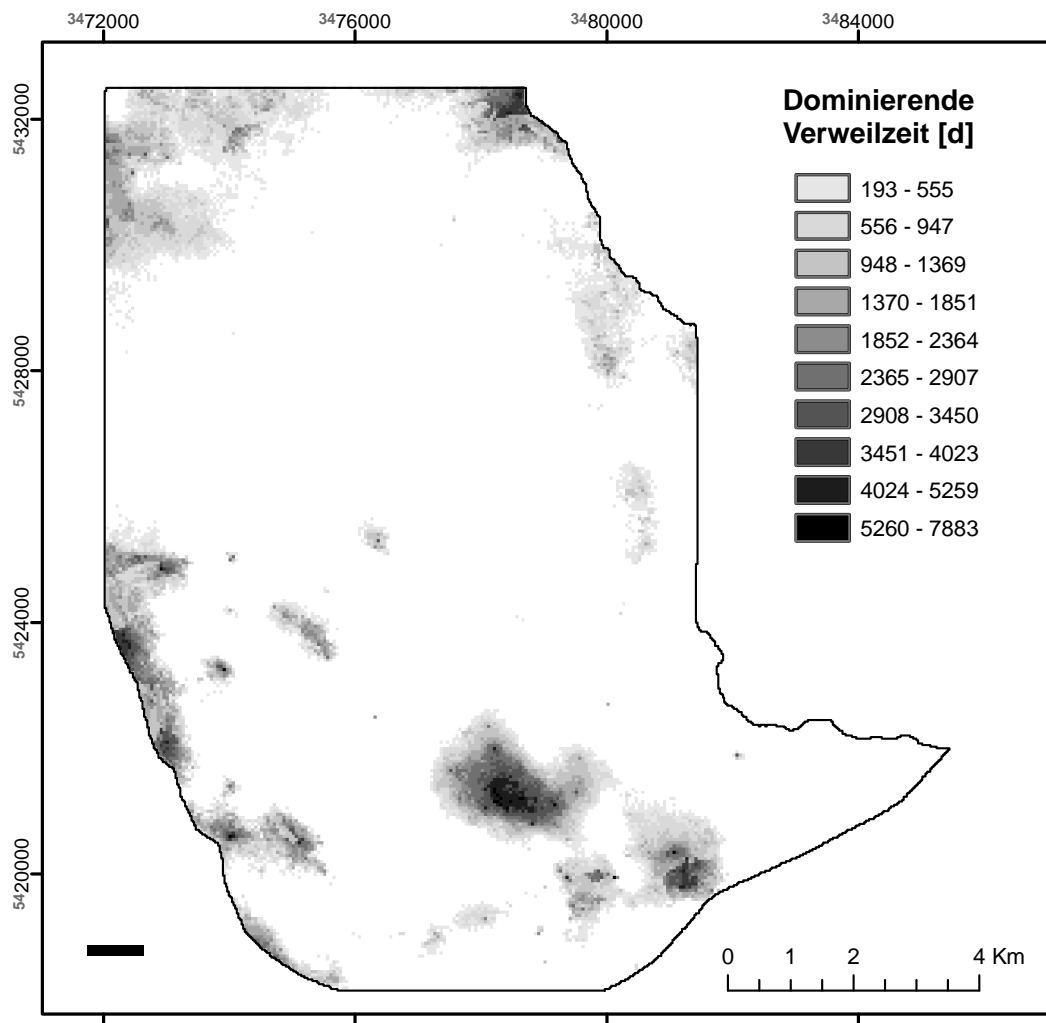


Abbildung 7.10: Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers im Löss.

dieser Mittelwert für hohe Mächtigkeiten erreicht. Die Sickerwasserrate bleibt hier konstant und zeigt keine zeitabhängige Variation. Auch die kurzzeitigen Variationen der Ganglinien verlieren sich mit zunehmender Mächtigkeit. Auch hier sind bei ausgeglichener Wasserbilanz die jährlichen Sickerwassersummen am unteren Modellrand gleich denen am oberen Modellrand.

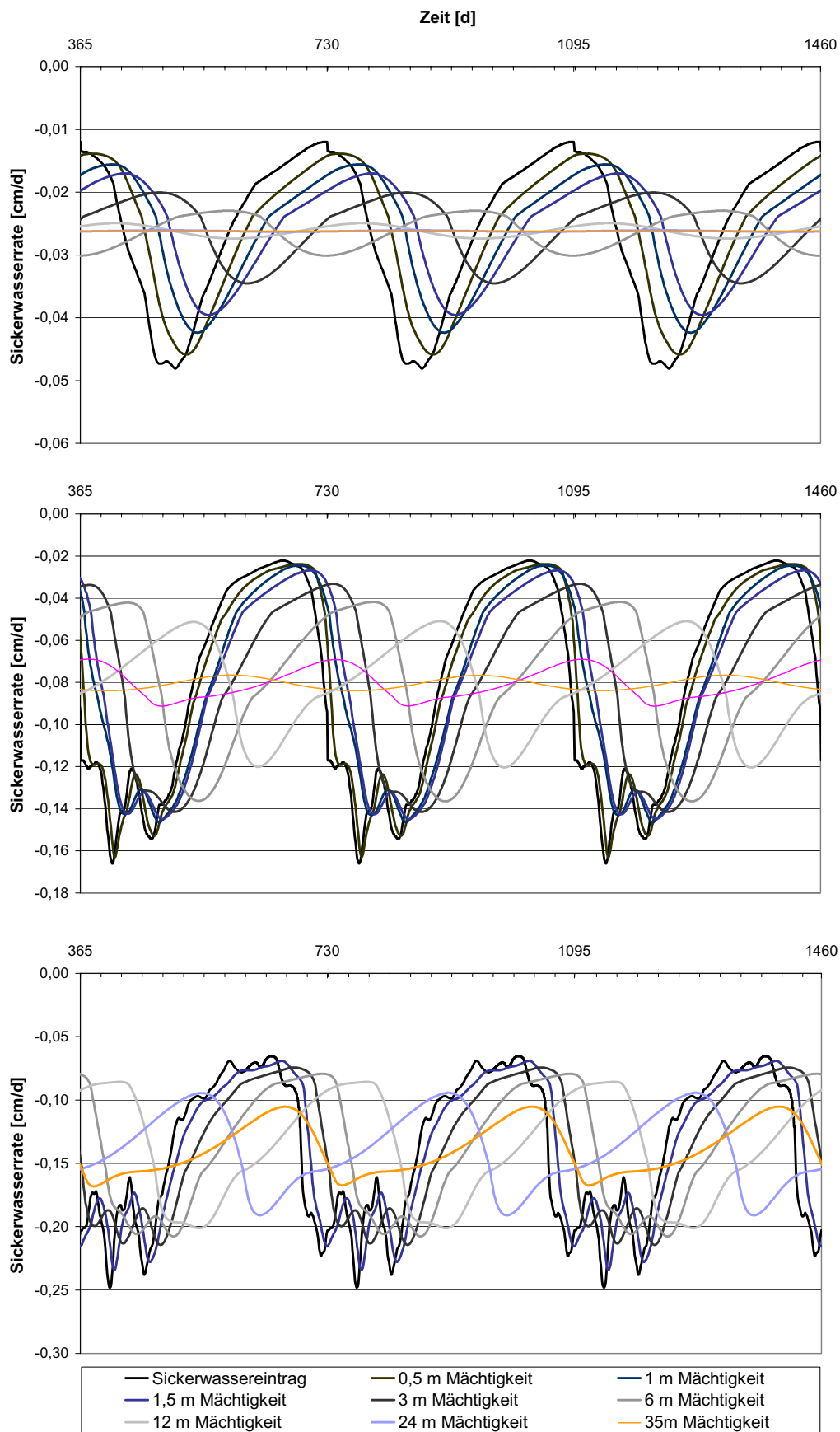


Abbildung 7.11: Ganglinien der Sickerwasserraten in Abhängigkeit von der Lössmächtigkeit und der jährlichen Sickerwassersumme. Oben: Geringe Sickerwassersumme. Mitte: Mittlere Sickerwassersumme. Unten: Hohe Sickerwassersumme.

7.1.4 Verweilzeit im ungesättigten Muschelkalk

Die Verweilzeit im ungesättigten Muschelkalk ist vergleichsweise kurz. Die Abhängigkeit von der durchflossenen Mächtigkeit und der vorhandenen Sickerwassermenge ist auch hier gegeben. Durch die sehr kurzen Verweilzeiten des Wassers im Muschelkalk, sind diese im besonderen Maße abhängig von der am oberen Modellrand einfließenden Sickerwasserrate, die über das Jahr gesehen auch an der Basis mächtiger Lössdecken stark variieren kann. Die Verweilzeiten variieren somit je nach Jahreszeit um einige Tage, bei geringen Muschelkalkmächtigkeiten teilweise nur um Bruchteile von Tagen. Da für die Aufgabenstellung lediglich mittlere Verhältnisse von Interesse sind, wurde der jeweilige Mittelwert der Sickerwasserganglinien (Abbildung 7.11) an der oberen Randbedingung berücksichtigt.

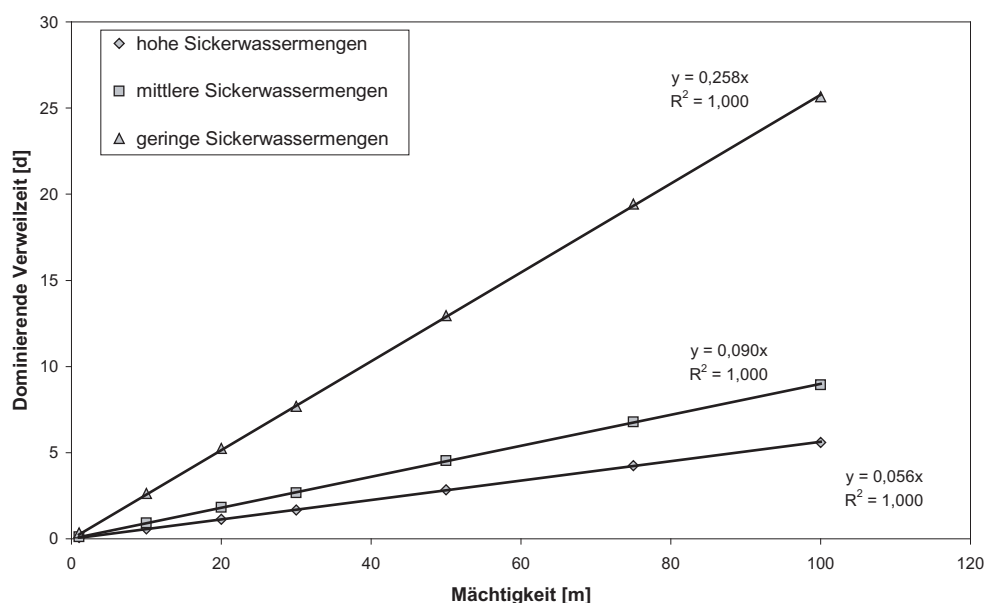


Abbildung 7.12: Zusammenhang zwischen Muschelkalkmächtigkeit und dominierender Verweilzeit bei variierender Sickerwassermenge.

Die Abhängigkeit der dominierenden Verweilzeit von der durchflossenen Mächtigkeit kann für die jeweiligen jährlichen Sickerwassersummen mit einem linearen Modell beschrieben werden (Abbildung 7.12). Die Abhängigkeit der Geradensteigung von der Sickerwassermenge kann am besten durch eine Potenzfunktion genähert werden, so dass sich die dominierende Verweilzeit im ungesättigten Muschelkalk in Abhängigkeit von Mächtigkeit und jährlicher Sickerwassermenge analog zur Gleichung 7.4 berechnen lässt.

Die dominierende Verweilzeit des Sickerwassers im Muschelkalk variiert zwischen 0,06 (1,5 Stunden) und 21 Tagen. Die Verteilung ist bimodal mit einem Hauptmaximum bei 1,6 Tagen und einem Nebenmaximum bei 7,3 Tagen. Der Mittelwert liegt bei 4,2 Tagen. Die räumliche Verteilung wird durch die Mächtigkeitsverteilung und die jährliche Sickerwassermenge bestimmt. Geringe Verweilzeiten finden sich vor allem in den Tälern und sowie auf den Höhenrücken, an denen der Hauptmuschelkalk ausbeißt und deshalb nur geringe Mächtigkeiten aufweist. Dies sind die Gebiete nördlich von Pforzheim und entlang der westlichen Gebietsgrenze von Bilfingen über Königsbach-Stein nach Wössingen. Auch in der Katharinentalerhof-Senke sind nur geringe Verweilzeiten berechnet worden, da hier die Mächtigkeit der ungesättigten Zone insgesamt geringer ist und zudem die Lössauffüllung einen erheblichen Anteil an der ungesättigten Mächtigkeit hat (Abbildung 7.14).

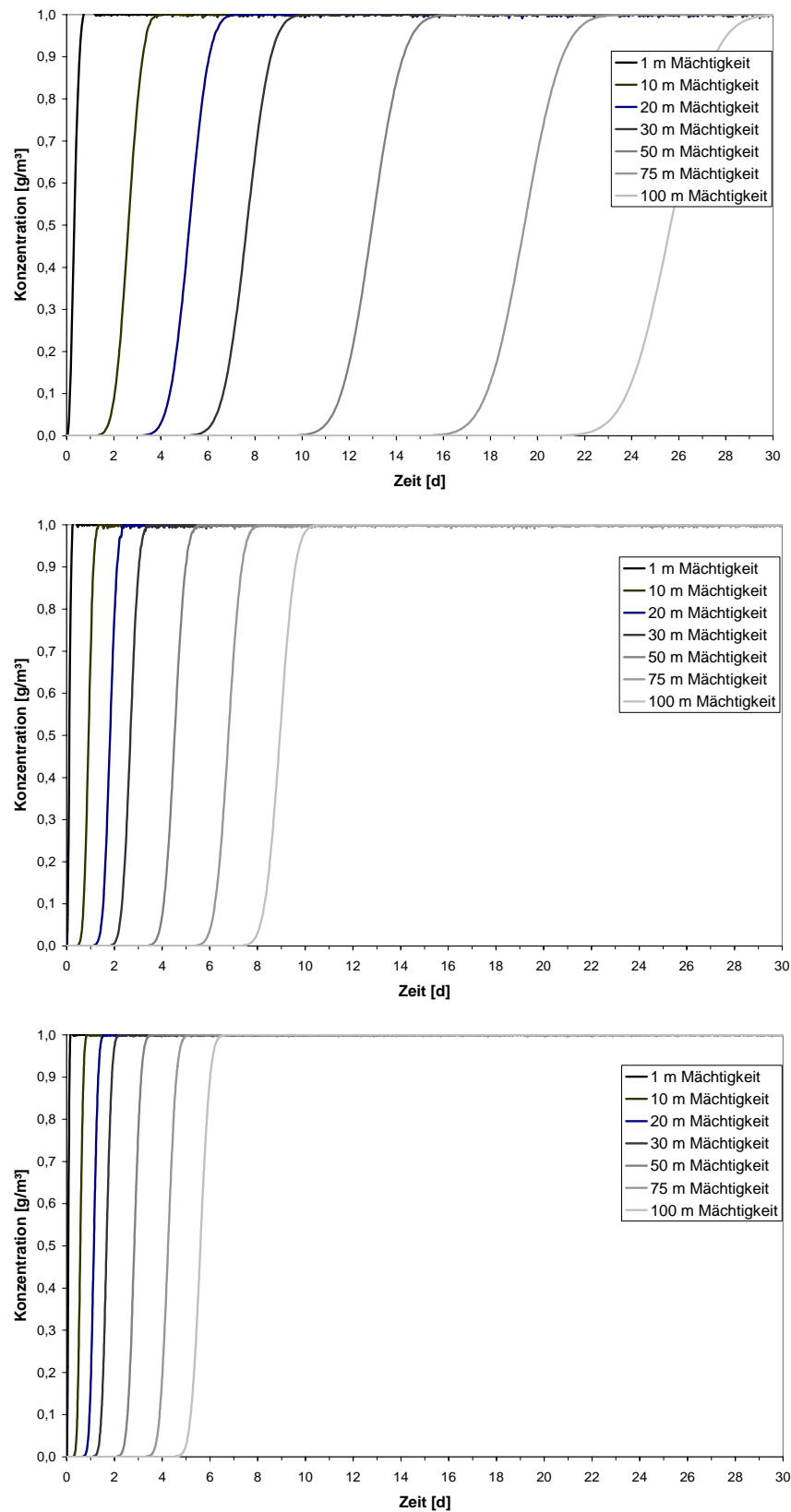


Abbildung 7.13: Durchgangskurven der Transportmodellrechnung durch den Muschelkalk bei variierender Mächtigkeit und mit geringer (oben), mittlerer (mitte) und hoher (unten) jährlicher Sickerwassermenge an der oberen Randbedingung.

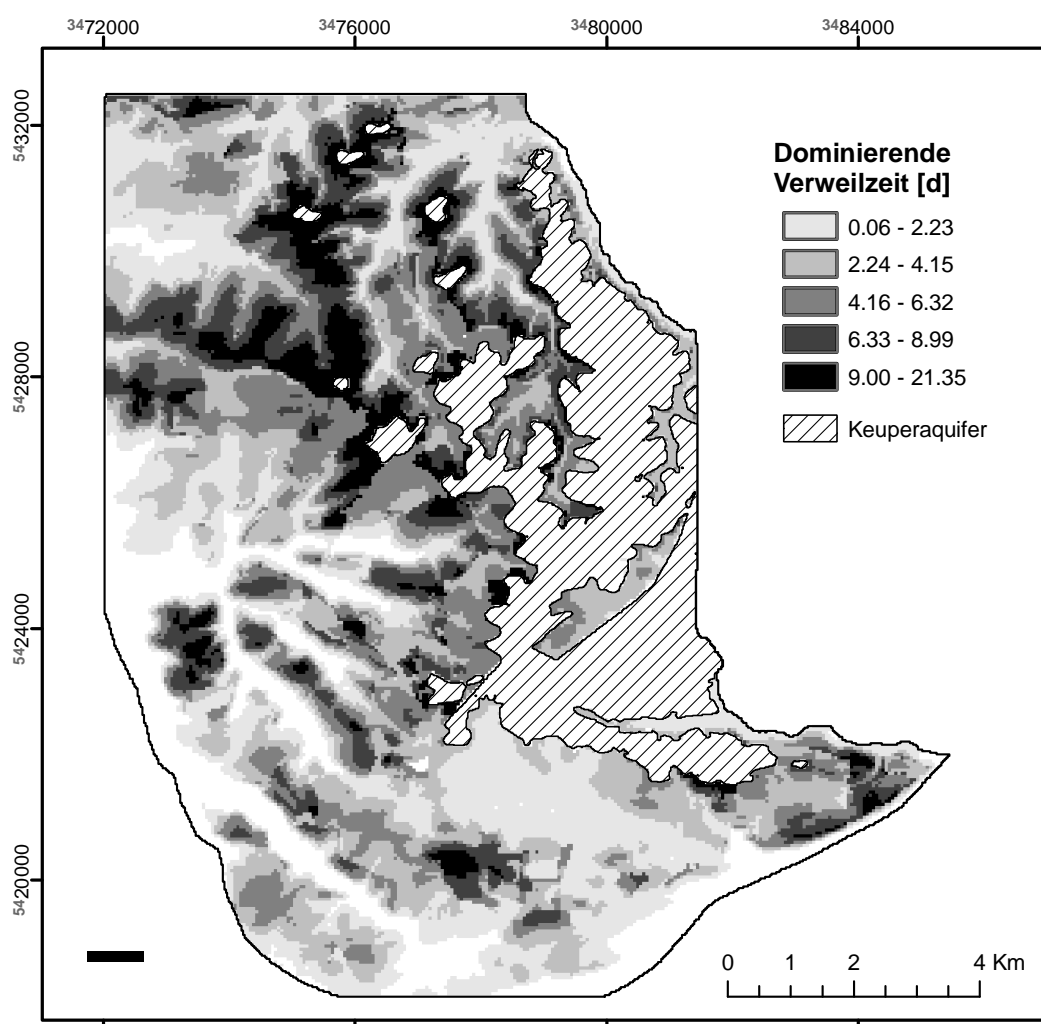


Abbildung 7.14: Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers im Muschelkalk. Gebiete, die stratigraphisch über oder unter dem Hauptmuschelkalk stehen, sind ausgelassen.

7.1.5 Zusammenfassung der Modellrechnung

Die räumliche Verteilung der dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone ergibt sich aus der Addition der Modellergebnisse der Einzelschichten. Aufgrund der verfügbaren Eingangsdaten der Modellrechnung, bleibt die Abschätzung der Verweilzeit auf die Flächen beschränkt, an denen der Hauptmuschelkalk als oberer Grundwasserleiter vertreten ist. Die Gebiete mit Keupergrundwasser sowie Ortschaften wurden bei der Berechnung daher nicht berücksichtigt.

Die dominierende Verweilzeit in der ungesättigten Zone variiert zwischen wenigen Tagen und rund 21 Jahren. Die räumliche Verteilung spiegelt dabei stark die statistisch geschätzte Mächtigkeitsverteilung des Löss wider, die bezüglich der dominierenden Verweilzeit den größten Einfluss hat (Abbildung 7.15). Die statistische Verteilung der dominierenden Verweilzeit für die ungesättigte Zone des Hauptmuschelkalkaquifers hat bei einer positiven Schiefe einen Mittelwert von 2,32 Jahren. Die höchste relative Häufigkeit mit rund 30 % haben die Verweilzeiten mit $\leq 0,5$ Jahren. Die sehr hohen Verweilzeiten von mehr als 14 Jahren kommen nur räumlich eng begrenzt bei hoher Lössmächtigkeit vor. Die höchsten Verweilzeiten von mehr als 20 Jahren

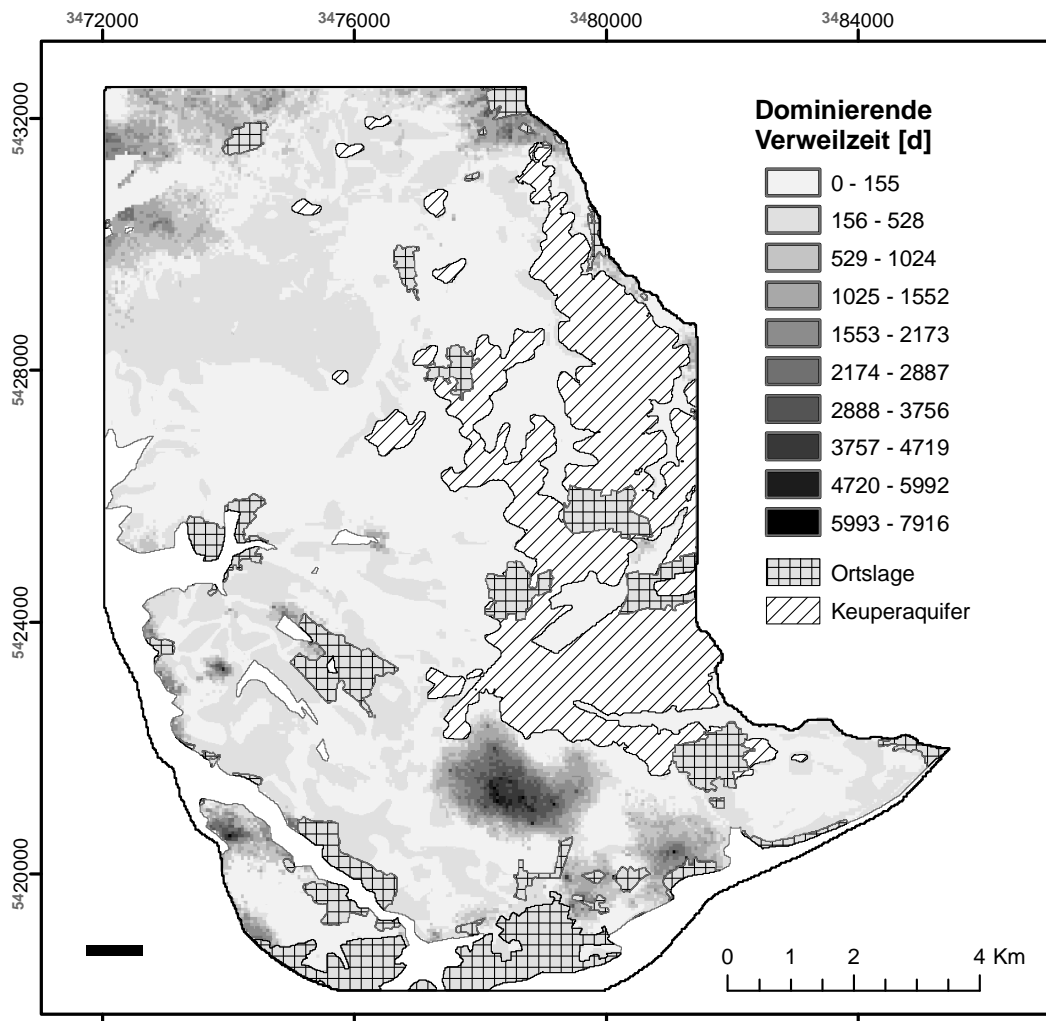


Abbildung 7.15: Räumliche Verteilung der modellierten dominierenden Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone, ohne Berücksichtigung des Keupers und der Ortschaften.

sind nur punktuell bei sehr hohen Lössmächtigkeiten, wie sie z.B. in der Katharintalerhof-Senke anzutreffen sind, vertreten.

Wie eingangs erwähnt, sind die dominierenden Verweilzeiten der Modellberechnung als mittlere Werte zu verstehen. Auf Grundlage der im Zeitraum 2004 und 2005 durchgeführten Messungen von Tritium an der Gennenbachquelle und Grundwasserganglinien an verschiedenen Grundwassermessstellen bzw. Brunnen im Arbeitsgebiet, werden die getroffenen Modellannahmen im Folgenden überprüft.

7.2 Modellvalidierung

Zur Überprüfung der Modellannahmen werden Grundwasserstandsganglinien von 2 Standorten im Arbeitsgebiet für den Zeitraum 2004 und 2005 herangezogen. Die 2 Standorte sind der zur Trinkwassergewinnung genutzte Brunnen Bergmühle am südlichen Stadtrand von Bretten und die Grundwassermessstelle B 9/1 am Hohberg im Süden des Arbeitsgebiets. Die Grundwasserhöhen sind bezüglich ihrem kleinsten Wert relativiert und das gespeicherte Wasservolumen unter Berücksichtigung der nutzbaren Porosität auf eine Einheitsfläche von 1 m^2 bezogen.

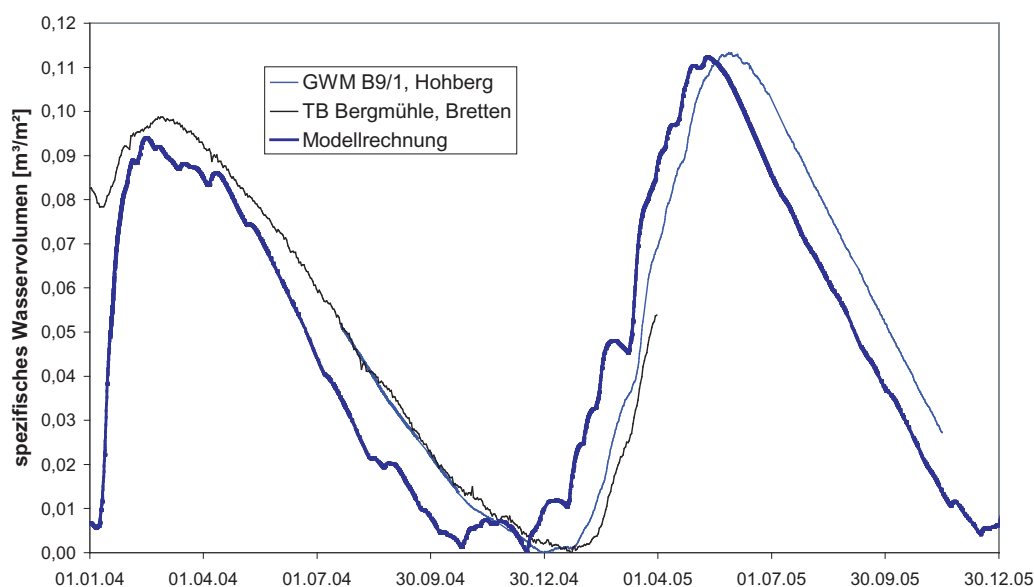


Abbildung 7.16: Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Ganglinien des gespeicherten Wasservolumens.

Die Validierungsrechnung wird an einem repräsentativen mittleren Modellprofil mit 0,6 m Boden, knapp 1 m Löss und rund 43 m Kalkstein in einem doppelporösen Modellansatz durchgeführt. Für den Boden und den Löss wird der immobile Wasseranteil mit jeweils 0,5 % bei einem Austauschkoefizient $\omega = 0$ festgelegt. Der Sickwasserweg ist aus dem flächengewichteten Mittelwert der Einzeltage für die 20 mm/a Klassen berechnet. Um den Einfluss des Fehlers bei der Abschätzung der vertikalen Verteilung des Anfangswassergehalts zu minimieren, ist die Berechnung auf einen Zeitraum vom 01.01.1977 bis 31.12.2005 ausgedehnt worden.

Der Gang des gespeicherten Wasservolumens der Modellrechnung stimmt mit den gemessenen Ganglinien gut überein, wird von der leichten zeitlichen Verschiebung des Minimums im Winter 2004/2005 zwischen gemessener und berechneter Kurve abgesehen (Abbildung 7.16). Zu berücksichtigen sind dabei die getroffenen vereinfachten Modellannahmen sowie die Vernachlässigung des lateralen Grundwasserabstroms und der Grundwasserspiegelschwankungen, die mit dem Modell nicht erfasst werden können. Unter diesen Bedingungen ist der zeitliche Verlauf sowie die mengenmäßige Betrachtung des gespeicherten Wasservolumens der Modellrechnung als repräsentativ zu sehen und somit auch die hydraulischen Parameter, die für die jeweiligen Medien experimentell bzw. analytisch bestimmt wurden.

Anzumerken ist noch, dass unter den mittleren Randbedingungen der Modellvalidierung kein nennenswerter Oberflächenabfluss stattfindet. Die Summe über den gesamten Validierungszeitraum beträgt rund $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ mm}$.

Für die Validierung der Transportmodellierung stehen nur begrenzt Daten zur Verfügung. Es wird hauptsächlich auf die gemessenen Tritiumkonzentrationen der Gennenbachquelle zurückgegriffen. Da diese aber nur einen relativen kurzen Zeitraum abdecken, wird zusätzlich die analytische Modellierung aus Kapitel 6.2.5 zur Beurteilung der numerischen Modellierung unter der Annahme herangezogen, dass der Konzentrationsverlauf für die tatsächlichen Verhältnisse repräsentativ ist. Die Validierung des numerischen Modells verläuft in zwei Schritten. Zuerst wird der senkrechte ungesättigte Transport der eingetragenen Tritiumgehalte von der Erdoberfläche bis zum Grundwasserspiegel gerechnet. Der zweite Schritt ist der subhorizontale gesättigte Transport im Aquifer vom Eintragungspunkt zur Quelle unter mittleren Randbedingun-

gen.

Die Überprüfung der angewendeten Transport- und Strömungsparameter erfolgt auf Grundlage des repräsentativen mittleren Modellprofils, das schon für die Validierung der Strömungsrechnung herangezogen wurde. Der Eintrag des für die Validierung genutzten Tritiums ist mit dem, der für die analytische Modellierung genutzt wurde, identisch (Abbildung 6.20). Der Rechenzeitraum reicht auch hier von 1977 bis einschließlich 2005. Der Austrag und dessen zeitlichen Verlauf geht als Eingangsdatensatz für die subhorizontale Transportrechnung für einen mittleren Abstand im Einzugsgebiet der Gennenbachquelle ein. Der mittlere Abstand liegt nach räumlicher Analyse des interpolierten Fließfelds (Kapitel 6.2.7) bei 2500 m und der mittlere hydraulische Gradient beträgt rund 1,3° bzw. 2,2 %. Die Dispersivität wird auf Grundlage der ausgewerteten Markierungsversuche und Literaturangaben (SEILER et al. 1989) für das Kluftnetzwerk auf der Strecke von 2500 m auf 10 m abgeschätzt.

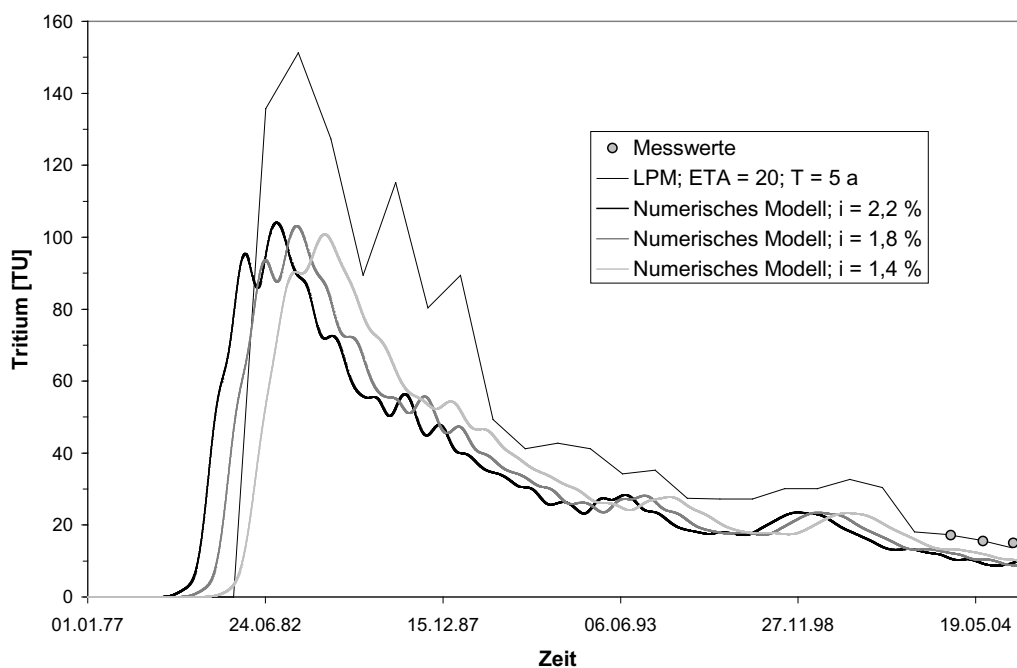


Abbildung 7.17: Ganglinie der Tritiumkonzentration an der Gennenbachquelle der analytischen bzw. numerischen Modellierung mit Modellvarianten nach dem hydraulischen Gradient i sowie die gemessenen Werte.

Die Ergebnisse der numerischen Modellierung passen nur bedingt zu den gemessenen Tritiumwerten. Die an der Gennenbachquelle gemessenen Tritiumkonzentrationen werden für den Untersuchungszeitraum von keiner der Modellvarianten erreicht. Der Trend des Tritiumgangs wird aber für den Beprobungszeitraum 2003 bis 2005 gut nachgebildet.

Werden die numerischen Modellvarianten mit dem Ergebnis der analytischen Modellierung verglichen, zeigen sich, abgesehen von den abweichenden Konzentrationen, Gemeinsamkeiten in den Kurvenverläufen. So liegen die Maxima der Durchgangskurven und die sekundären Peaks im Tailing der Kurven in ähnlichen Zeitabschnitten. Deutlich wird die Abhängigkeit der Verweilzeit bei den Kurven der numerischen Modellierung vom hydraulischen Gradient. Der mittlere hydraulische Gradient ist als sensibler Eingangsparameter bei der numerischen Modellierung entscheidend für das Ergebnis, kann gleichzeitig aber auf Grundlage der Stichtagsbeprobung der Grundwasserstände mit einem relativ hohen Mass an Unsicherheit nur grob abgeschätzt werden. Die Validierung des numerischen Modells zeigt aber, dass auch bei unge-

nügender Anpassung der Konzentrationen an die realen Bedingungen sich Übereinstimmungen in der zeitlichen Entwicklung, die für diese Arbeit entscheidend ist, der analytischen und numerischen Modellierungsergebnisse zeigen. Die für die Modellrechnungen zu Grunde gelegten Strömungs- und Transportparameter werden demnach im Rahmen der Möglichkeiten der Modellersoftware und der verfügbaren Daten mit einem verbleibenden Rest an Unsicherheit für die Lösung der Aufgabenstellung als ausreichend angesehen.

8 Validierung der Vulnerabilitätskarten

Wird die räumliche Verteilung der anhand der numerischen Berechnungen ermittelten Verweilzeit des Sickerwassers der ungesättigten Zone nach der Einteilung der GLA-Methode klassifiziert, ergibt sich die in Abbildung 8.1 dargestellte Verweilzeitverteilung. Die Tatsache das in der numerischen Modellierung die dominierende Verweilzeit ausgewertet wurde und nicht wie beim GLA-Verfahren die mittlere Verweilzeit, wird als Vereinfachung in Kauf genommen und die Karte der klassifizierten Verweilzeit als Referenz für die Validierung herangezogen. Die räumliche Verteilung der Verweilzeit korreliert sehr gut mit der Verteilung der Lössmächtigkeit. Kaum bis keine Korrelation besteht dagegen mit der Verteilung der jährlichen Sickerwassermenge, der Bodenmächtigkeit bzw. dem Bodentyp und der Muschelkalkmächtigkeit, dass allerdings auch durch die Wahl der unteren Klassengrenze von 1 Jahr begründet ist. Würde eine geringere Verweilzeit als Klassengrenze gewählt, wäre der Einfluss der Sickerwassermenge auf die Verteilung in den Gebieten, wo der Muschelkalkgrundwasserleiter lediglich von Boden bedeckten ist, sichtbar.

Die Validierung der Vulnerabilitätskarten erfolgt nicht an den klassifizierten Karten, da die Klassifizierungen als Interpretation des Vulnerabilitätsgrads der einzelnen Methoden willkürlich bzw. aus subjektiven Überlegungen entstanden sind. Es werden daher die unklassifizierten methodenspezifischen Indizes zur Validierung herangezogen. Das Validierungsverfahren gleicht dem Normal-Scores-Verfahren der Geostatistik (DEUTSCH & JOURNAL 1998). Dabei werden zwei statistische Verteilungen miteinander in Q-Q-Diagrammen (Q = Quantile) verglichen und die Klassengrenzen von der Referenzverteilung aus an die untergeordnete Verteilung übertragen. Zur Konstruktion der Q-Q-Diagramme werden die 1 % Quantile (Perzentile) herangezogen. Es werden somit die statistischen Verteilungen der Vulnerabilitäts-Indizes an die, der berechneten Verweilzeitenverteilung angeglichen. Das Verfahren ist in Abbildung 8.2 beispielhaft dargestellt.

Die umklassifizierten Karten zeigen eine deutlich einheitlichere Vulnerabilitätseinschätzung in denen allerdings die methodenspezifischen Eigenheiten noch zu erkennen sind (Abbildung 8.3). Deutlich ist der Trend zu sehr hohen und hohen Vulnerabilitäten im Vergleich zu den ursprünglichen Karten zu erkennen. Die Karten nach PI und GLA zeigen aufgrund ihrer Verwandtschaft eine sehr ähnliche Einschätzung, mit kleineren Abweichungen im Detail, die sich durch die Berücksichtigung des I-Faktors erklären. Auch die Karte nach DRASTIC ist denen von PI und GLA ähnlich. Es macht sich hier allerdings bemerkbar, dass die Methode die mächtige Lössbedeckung in der Katharinentalerhof-Senke scheinbar nicht berücksichtigt. Zwar sind die Informationen Lössbedeckung und mächtige ungesättigte Zone gegeben, es wird aber aufgrund der gewichteten Einzelparameter der Methodik kein exakter Zusammenhang zwischen beiden hergestellt, der in der Lage wäre mächtige undurchlässige Deckschichten besonders zu berücksichtigen.

Da EPIK stark auf karstmorphologische und karstphänomenische Eigenschaften in der Vulnerabilitätsabschätzung fußt und somit auf diese spezialisiert ist, ist bei der Neuklassifizierung die Karstsenke außer acht gelassen, da sonst die detaillierte Einschätzung innerhalb der Senke verloren gehen würde. Es werden also nur die Bereiche umklassifiziert, die nicht zu einer di-

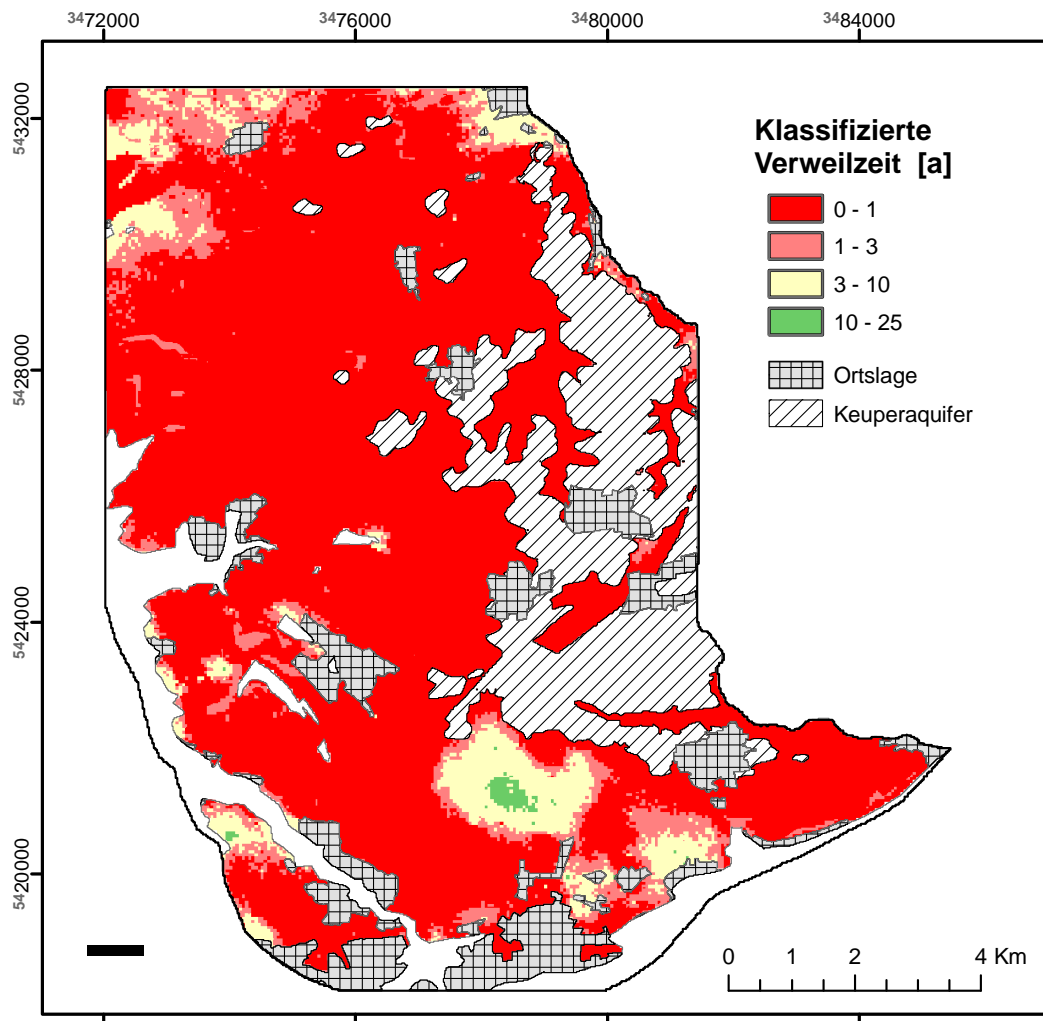


Abbildung 8.1: Karte der klassifizierten Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone in Jahren. Versinkende Bachläufe und deren näheres Einzugsgebiet sind nicht berücksichtigt.

rekten Infiltration in den Grundwasserleiter beitragen können. Auch wenn die umklassifizierte Karte tendenziell mit den anderen übereinstimmt, sind die Einschätzungen im Detail doch stark abweichend. Dies wird darauf zurückgeführt, dass EPIK hauptsächlich auf Einzugsgebiete von Schwinden und versinkenden Bächen spezialisiert ist und Bereichen mit diffuser Infiltration nur wenig Bedeutung zumisst, was bei der Betrachtung der Wichtungsfaktoren deutlich wird. Hier wird der schützenden Deckschicht mit einem Faktor von 1 der geringste Einfluss auf die Schutzwirkung zugemessen.

Die Abweichung der umklassifizierten Vulnerabilitätskarten von der Referenz wird aus der Differenz von der klassifizierten Verweilzeit und der jeweiligen neuklassifizierten Karte berechnet. Ein hoher Wert in der Abweichung bedeutet hierbei, dass die neuklassifizierte Vulnerabilitätskarte die Grundwassergefährdung im Vergleich zur Verweilzeit zu hoch einschätzt. Umgekehrt bedeuten negative Werte der Abweichung, dass die Kartierungsmethode mit der modifizierten Klassifizierung die Vulnerabilität unterschätzt.

Die Abweichungen aller Karten von der klassifizierten Verweilzeit ist um den Wert 0 normalverteilt (Abbildung 8.4). Die geringste Abweichung mit über 90 % Übereinstimmung zeigt die Vulnerabilitätskarte nach der GLA-Methode, gefolgt von der PI-Methode mit 88 % Über-

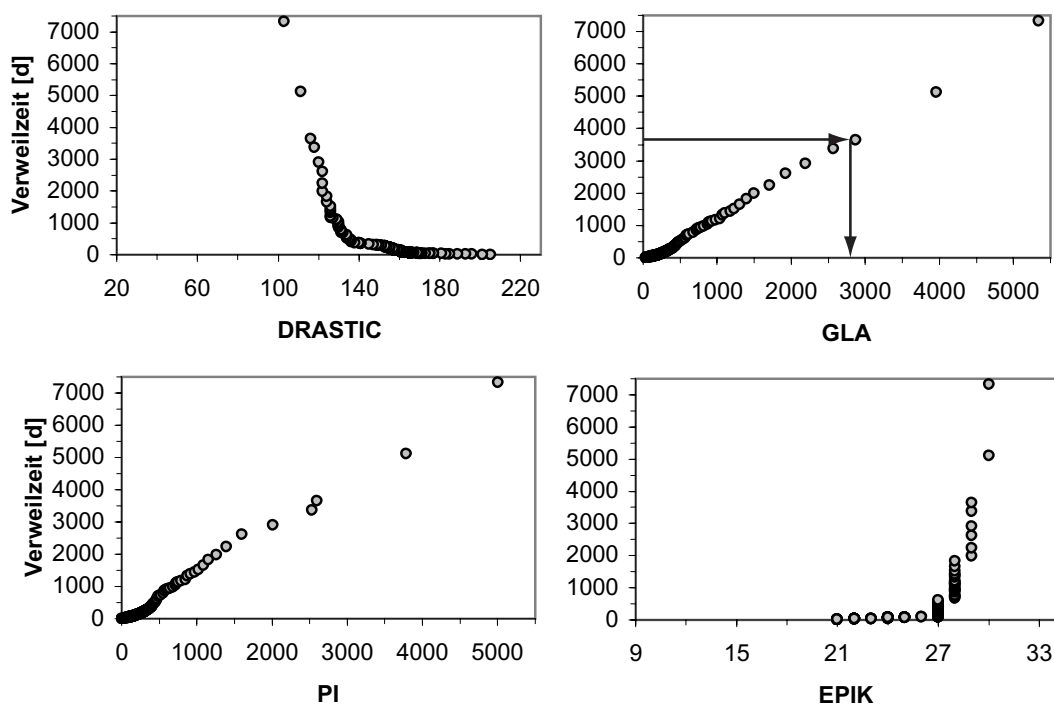


Abbildung 8.2: Q-Q-Plots der Verweilzeit über den unklassifizierten Vulnerabilitätsindizes. Beispielhaft ist das Verfahren der Umklassifizierung anhand der Pfeile dargestellt.

Tabelle 8.1: Klasseneinteilung der Vulnerabilitätsmethoden nach der Neuklassifizierung.

Vulnerabilität	Verweilzeit [d]	GLA	PI	DRASTIC	EPIK
sehr hoch	< 365	≤ 433	≤ 395	≥ 140	< 27
hoch	365 - 1095	> 433-887	> 395 - 725	< 140 - 129	28
mittel	1095 - 3650	> 887 - 2873	> 725 - 2600	< 129 - 116	29
gering	3650 - 9125	> 2873	> 2600	< 116	> 29
sehr gering	> 9125	n.v.	n.v.	n.v.	n.v.

einstimmung. DRASTIC und EPIK zeigen mit jeweils 84 bzw. 83 % geringfügig schlechtere Übereinstimmungen. Zudem zeigt DRASTIC eine breitere Streuung in der Abweichung von -2 bis 2, im Vergleich zur PI- und EPIK-Methode von -1 bis 2 bzw. -1 bis 1 bei der GLA-Methode. Zu beachten ist dabei, dass die berechnete Referenz die direkte Infiltration durch Dolinen und versinkende Bachläufe nicht berücksichtigt, die im Arbeitsgebiet allerdings nur geringe Flächenanteile besitzen aber dennoch einen großen Effekt auf die Verschmutzungsempfindlichkeit haben können.

Die modifizierte DRASTIC-Karte zeigt die höchsten Abweichungen der Neuklassifizierung im Zusammenhang mit der Lössverteilung (Abbildung 8.5). Im Kernbereich der Katharinentalerhof-Senke wie auch am südlichen Stadtrand von Bretten wird die Vulnerabilität tendenziell überschätzt. Es zeigt sich, dass die Vulnerabilität von Flächen mit nur geringer Lössbedeckung generell unterschätzt wird, dagegen bei höherer Lössbedeckung die Vulnerabilität systematisch überschätzt wird. Das zeigt, dass DRASTIC nicht in der Lage ist gering durchlässige Schichten adäquat einzuschätzen. Die Verschmutzungsempfindlichkeit der Flächen ohne

Lössbedeckung wird im Allgemeinen mit nur geringen Fehlern eingeschätzt.

Auch die Vulnerabilitätskarte nach der GLA-Methode zeigt die höchsten Abweichungen in Verbindung mit der Lössbedeckung. Untergeordnet sind Variationen in der Bodenbedeckung und deren Mächtigkeit für den Fehler in der Vulnerabilitätsbewertung von Bedeutung. Die Gebiete ohne Lössbedeckung werden zumeist übereinstimmend zu der Verweilzeitverteilung eingeschätzt.

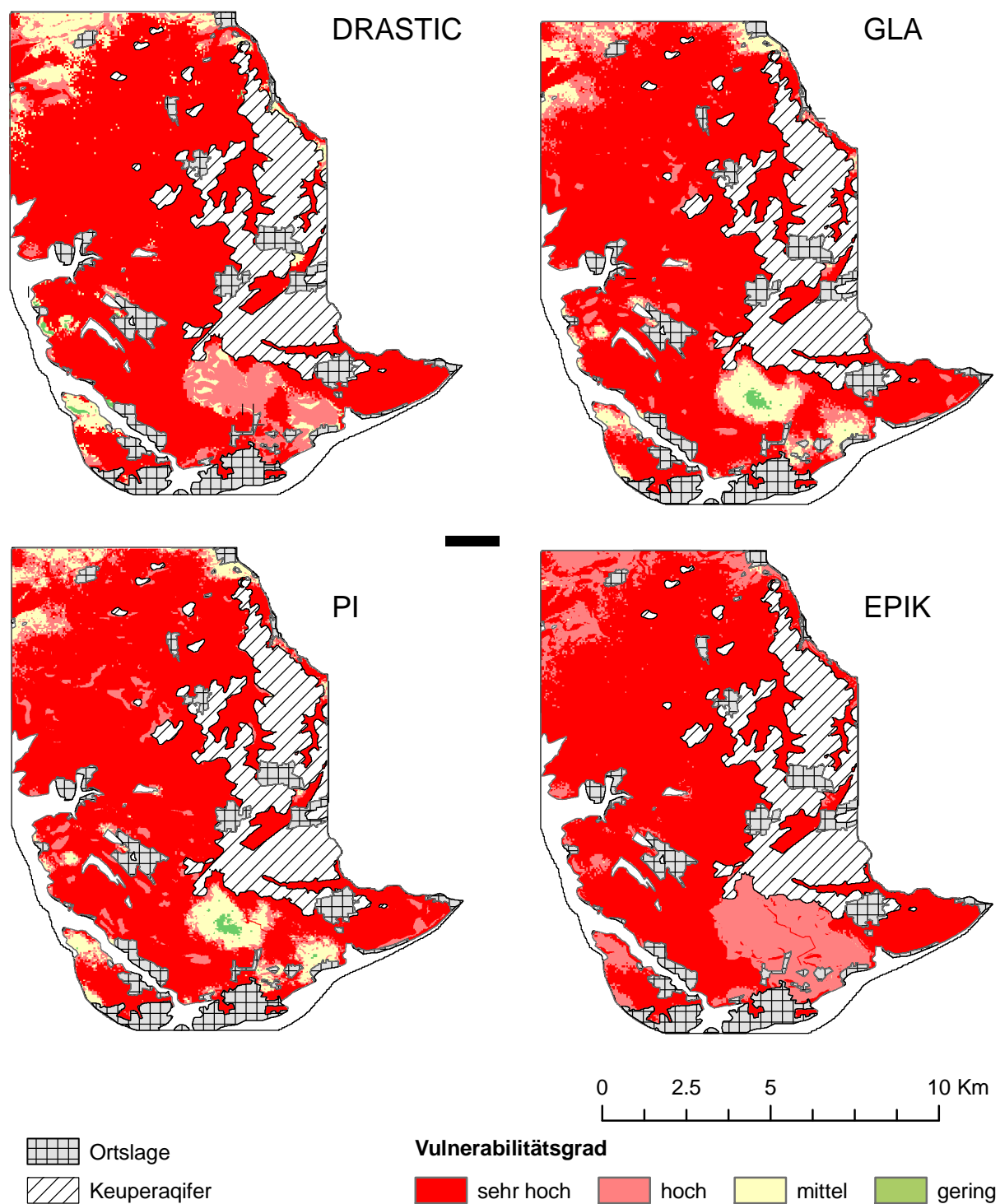


Abbildung 8.3: Neuklassifizierte Vulnerabilitätskarten.

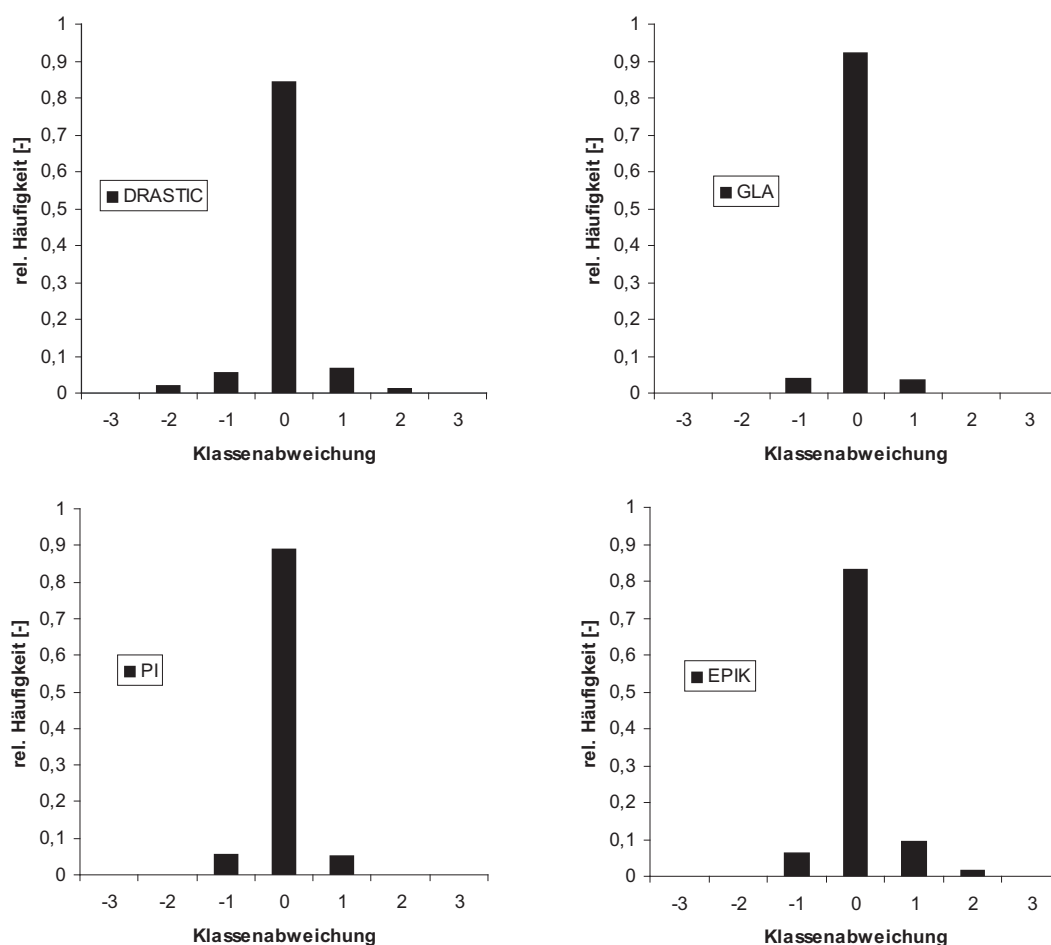


Abbildung 8.4: Histogramme der Abweichung der neuklassifizierten Vulnerabilitätskarte von der klassifizierten Verweilzeit.

Die Karte der PI-Methode zeigt den gleichen Einfluss der Lössbedeckung auf den Klassifizierungsfehler wie die übrigen Methoden. Zudem treten hier Abweichungen, hervorgerufen durch die Hangneigung in Kombination mit der Bodenbedeckung und deren Mächtigkeit hervor. Hier unterschätzen manche Gebiete der Hochlagen mit sehr geringer Hangneigung die Vulnerabilität um eine Klasse. Es ist zu beachten, dass der Einfluss der Hangneigung auf die Verweilzeit mit der gewählten Modellsoftware nicht erfasst werden kann. Aufgrund der fehlenden Einbeziehung der versinkenden Oberflächengewässer in der numerischen Modellierung, bleibt die Überschätzung des im Fuchsloch versinkenden Bachs in der Katharinentalerhof-Senke unbeachtet.

EPIK überschätzt in der zentralen Katharinentalerhof-Senke die Vulnerabilität aufgrund der Tatsache, dass dieses Gebiet zwar in das Einzugsgebiet eines Schlucklochs gehört, durch das geringe Relief ein lateraler oberirdischer Abfluss unter den Modellrandbedingungen aber nicht stattfindet. Im Randbereich der Senke ohne Lössablagerungen unterschätzt EPIK dahingegen die Verschmutzungsempfindlichkeit. Außerhalb der Karstsenke resultiert der Fehler in der Einschätzung des Vulnerabilitätsgrads aufgrund der ungenügenden Berücksichtigung der Lössablagerungen und deren Mächtigkeiten. Hier sind wiederum die Gebiete um den Steinbruch Wössingen wie auch der südliche Stadtrand von Bretten als Beispiele erhöhter Fehlerkonzentration zu nennen.

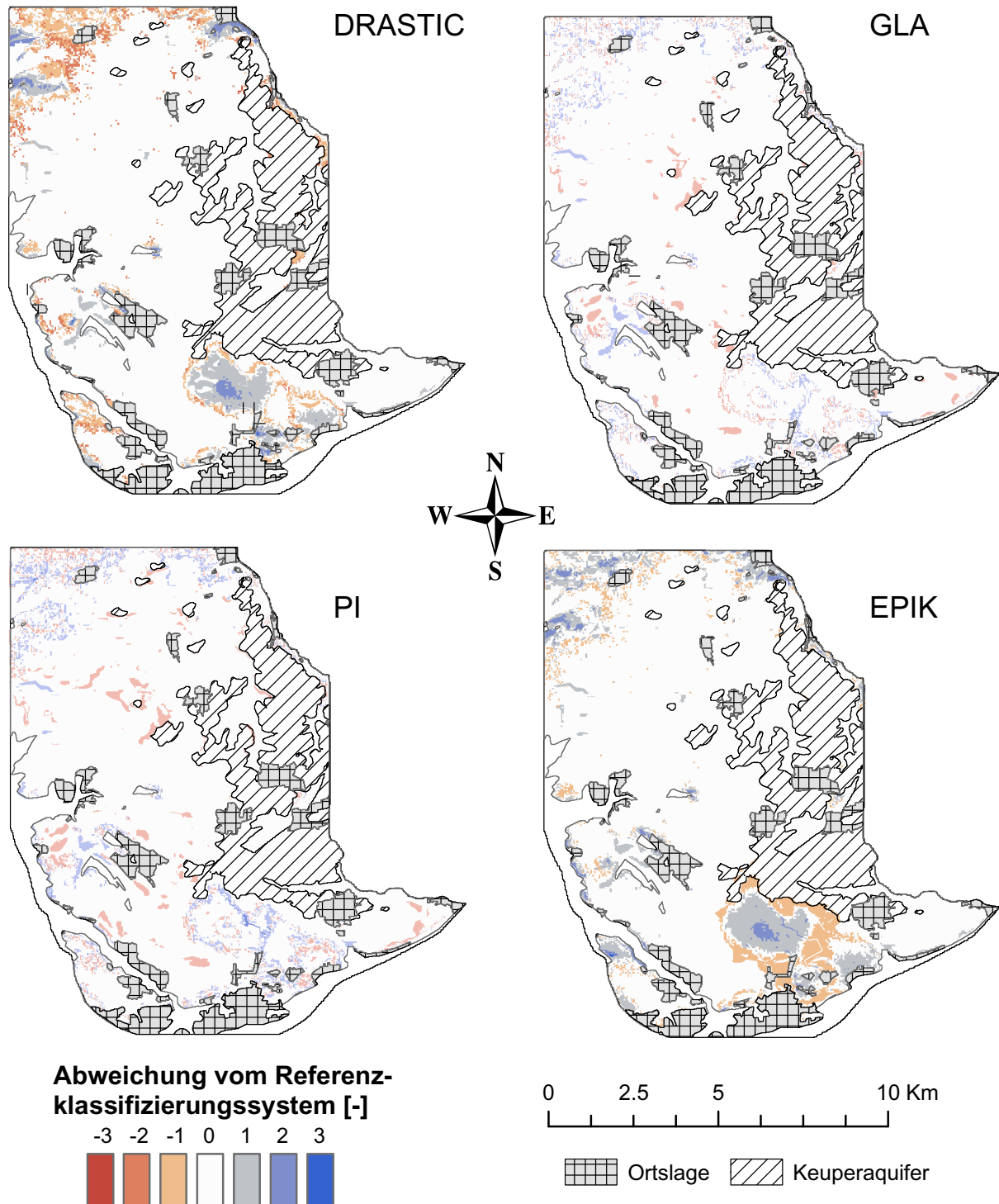


Abbildung 8.5: Abweichung der neuklassifizierten Vulnerabilitätskarten von der Referenzkarte.

9 Zusammenfassung und Ausblick

9.1 Zusammenfassung

Die Vulnerabilitätskarten und deren Validierung basieren auf einem gemeinsamen hydrogeologischen Konzeptmodell des Arbeitsgebiets. Dies besteht aus dem basalen Muschelkalkgrundwasserleiter, der von Lössablagerungen mit sehr variabler Verbreitung und Mächtigkeit und einer Bodenbedeckung überlagert wird. Im östlichen Teil des Arbeitsgebiets liegen dem Muschelkalk Keupersedimente auf, die einen eigenständigen und vom Muschelkalk unabhängigen Grundwasserleiter aufbauen. Für die Validierung wurde aus Gründen der Datenverfügbarkeit auf die Einbeziehung des Keupers verzichtet und lediglich die Vulnerabilitätseinschätzung des Muschelkalkgrundwasserleiters validiert. Die für die numerische Modellierung notwendigen Eingangsparameter für Boden, Locker- und Festgestein wurden aus Labor- und Feldversuchen bestimmt.

Die Bodenarten sind sich alle recht ähnlich und sind hauptsächlich aus Partikeln in Schluffkorngröße zusammengesetzt. Die Variationen in den hydraulischen Parametern für das Van Genuchten-Modell befinden sich zumeist im plausiblen Bereich. Unplausible Werte können auf Störungen im Probenaufbau und auf übermäßige Lufteinschlüsse in der Versuchsanordnung zurückgeführt werden. Diese Werte wurden durch Approximationen in Zusammenhang mit den übrigen Messwerten der jeweiligen Probe ersetzt.

Die Variationen der hydraulischen Durchlässigkeit der Boden- und Lössversuche lassen sich weder auf die unterschiedlichen Bestimmungsmethoden, noch auf die räumliche Lage im Arbeitsgebiet zurück führen. Vielmehr sind sekundäre Makroporositäten und deren räumliche Orientierung für die im Versuchsmaßstab bestimmten Durchlässigkeiten maßgebend. Die Probenahme und die Auswertung der Versuche zeigen, dass die Makroporosität ein charakteristischer Teil des Bodenaufbaus ist, der sich über die gesamte Bodenmächtigkeit erstreckt. Um den Einfluss dieser Makroporositäten zu berücksichtigen, wurden die bodentypspezifischen arithmetischen Mittelwerte sowohl in die Vulnerabilitätskartierung (falls relevant) als auch in die numerische Modellierung einbezogen.

Der verkarstete Muschelkalkgrundwasserleiter kann in drei Porositäts- bzw. Permeabilitätsbereiche unterteilt werden. Die höchste Porosität die Kalksteinmatrix, die allerdings die geringste hydraulische Leitfähigkeit aufweist. Das hydraulisch relevanteste Teilsystem des Hauptmuschelkalks ist das durch Verkarstung erweiterte Kluftsystem mit einer mittleren Transmissivität von $4 \cdot 10^{-4} m^2/s$. Das Karströhrennetzwerk hat ein deutlich geringeren Volumenanteil als das Kluftnetzwerk und wird sich nur auf die Gebiete mit erhöhtem Wasserumsatz in Regionen mit direkter Infiltration bzw. größeren tektonischen Versatzheterogenitäten beschränken. Ein diffusiver Austausch zwischen Karströhren und Matrix kann aus den Durchgangskurvenanalysen nicht abgeleitet werden.

Die Parameter für den doppelporösen Modellansatz des variabel gesättigten Muschelkalks wurden durch inverse Modellierung der Ergebnisse eines Feldversuchs bestimmt. Bei der Umsetzung der ermittelten Werte in das numerische Modell wurde davon ausgegangen, dass nur die

Matrix und das Kluftnetzwerk hydraulisch relevant sind. Die Karströhren sind nicht einbezogen, da diese nur begrenzt vorkommen und sich zudem schon aus den Markierungsversuchen extrem kurze Verweilzeiten ableiten lassen. Versinkende Bäche und deren näheres Einzugsgebiet sowie Dolinen einschließlich ihres näheren Umfelds können mit Verweilzeit in der Größenordnung von wenigen Tagen berücksichtigt werden.

Die auf Grundlage der in Labor- und Feldversuchen experimentell bestimmten Parameter erstellten Vulnerabilitätskarten zeigen stark voneinander abweichende Vulnerabilitätsbewertungen des Testgebiets. Auch wenn einige Teilgebiete durchaus gleiche oder zumindestens ähnliche Bewertungen zeigen, sind die Aussagen für andere Bereiche sogar widersprüchlich. Gerade im Bereich der Katharinentalerhof-Senke gehen die Bewertungen stark auseinander. Dies gilt nicht nur für die Aquifer-unspezifischen Methoden DRASTIC und GLA, sondern auch für die karstspezifischen Methoden PI und EPIK. Während der größte Teil der Fläche von EPIK als hoch vulnerabel eingestuft wird, sind in der PI-Karte weite Bereiche der Senke als gering vulnerabel ausgewiesen. Lediglich bei Bewertung des versinkenden Fließgewässers besteht Einigkeit zwischen den Karten. Auffällig ist die von den übrigen abweichende Vulnerabilitätsbewertung der GLA-Karte, die für große Teile des Arbeitsgebiets sehr hohe Vulnerabilität prognostiziert. Bei den anderen Karten sind dahingegen mittlere Vulnerabilitäten dominant vertreten.

Die Unterschiede resultieren zum einen aus der Einstufung der Vulnerabilität der jeweiligen Klassifizierungssysteme, zum anderen aus der Auswahl der für die Bewertung herangezogenen Parameter und deren Gewichtung. Die Klassifizierungssysteme fassen zwar die ansonsten meist relativ unübersichtlichen räumlichen Punkteverteilungen zusammen, sind aber **nicht aus quantitativen** Gesichtspunkten heraus entstanden und können aus Mangel einer physikalisch begründeten Definition der Vulnerabilität keine objektiv plausible Einteilung treffen. Die Ausnahme hierbei ist die GLA-Methode, die aufgrund ihres Bewertungsverfahrens in der Lage ist, der Punkteskala der Vulnerabilitätsbewertung Größenordnungen der mittleren Verweilzeit zuzuordnen. Die Auswahl der Parameter zur Bewertung der Vulnerabilität ist dahingehend entscheidend, dass die wesentlichen Prozesse, die zur Verlagerung des potenziellen Schadstoffs von der Erdoberfläche in Richtung Grundwasserspiegel beitragen, erfasst werden sollten. Wesentlich ist aber die Wichtung der Parameter, d.h. in welchem Maße sie an der Neubildung teilhaben. An diesem Punkt haben sich in der Vergangenheit die unterschiedlichen Sichtweisen der Fachleute gezeigt. Als Beispiel ist die unterschiedliche Wichtung der dem Grundwasserleiter überlagernden Deckschichten bei DRASTIC und EPIK anzuführen. Während bei DRASTIC den Deckschichten eine sehr hohe Wichtung eingeräumt wird, werden diese bei EPIK mit der geringsten Wichtung, und damit der geringsten Bedeutung bezüglich der Vulnerabilität beigemessen. Eine **objektivere Gewichtung der Einzelparameter** bieten die PI- und GLA-Methode, die den Einfluss der Einzelschichten der ungesättigten Zone nach deren Mächtigkeit wichten. Dies hat den Vorteil, dass besonders schützende Deckschichten mit variabler Mächtigkeit exakter berücksichtigt werden.

Die Ergebnisse der Vulnerabilitätskartierungen zeigen auch, dass die Methoden des unspezifischen Ansatzes nicht in der Lage sind, die Gefährdung der karstspezifischen Infiltration angemessen zu bewerten. Für das Gebiet der Bauschlotter Platte nehmen solche Phänomene allerdings nur wenig Fläche ein, und die Gebiete mit diffuser Infiltration überwiegen. Der Einsatz Nicht-Aquifertyp-bezogener Methoden ist also für die größten Teile des Arbeitsgebiets gerechtfertigt.

Zur Validierung der Vulnerabilitätskarten wurde die dominierende Verweilzeit des Sickerwassers in der ungesättigten Zone herangezogen. Die Berechnung erfolgte in einem eindimensiona-

len numerischen Modell. Die drei hydrogeologischen Einheiten Boden, Löss und Muschelkalk wurden dabei getrennt voneinander berechnet.

Die für die Grundwasserneubildung verfügbare Sickerwassermenge wurde mit der Software GWN-BW für die Normalperiode 1961 bis 1990 sowie für den Validierungszeitraum der numerischen Modellierung von 1977 bis 2005 berechnet. Die errechneten Sickerwassermengen liegen zwischen 11 und 57 % der mittleren jährlichen Niederschlagsmenge. Die langjährigen mittleren Sickerwassersummen, bzw. deren Jahresgang, wurden an der oberen Randbedingung des numerischen Modells als Zustrom in den Boden eingesetzt. Für die darunter liegenden Einheiten Löss bzw. Muschelkalk wurden die berechneten Ganglinien der unteren Randbedingung der Bodenmodelle eingesetzt. Die Ganglinien und deren Phasenverschiebung zum Eingangssignal an der oberen Randbedingung sind stark abhängig von der mittleren jährlichen Sickerwassersumme. Bei geringen Sickerwassermengen ist der Unterschied zwischen den Bodentypen am größten. Mit steigender Sickerwassermenge relativiert sich dieser Unterschied. Für die unterlagernden Schichten ist also nicht so sehr der überlagernde Bodentyp relevant, sondern vielmehr die zur Verfügung stehende Sickerwassermenge. Die Überschreitung der Infiltrationskapazität unter den langjährigen mittleren Bedingungen spielt kaum eine Rolle.

Die Verweilzeiten im Boden liegen zwischen 15 und 859 Tagen. Die Abhängigkeit der Verweilzeit von der verfügbaren Sickerwassermenge, und damit indirekt auch von der Landnutzung, tritt deutlich hervor. Neben der Sickerwassermenge ist auch die Bodenmächtigkeit ein entscheidender Faktor bezüglich der Verweilzeit. Für die Übertragung der eindimensionalen Modellierung in die Fläche kann aufgrund der Modellergebnisse ein funktionaler Zusammenhang zwischen Verweilzeit, Sickerwassermenge und durchflossener Mächtigkeit hergestellt werden.

Auch auf Grundlage der Modellrechnungen im Löss lässt sich ein Zusammenhang zwischen Verweilzeit, Sickerwasser und Mächtigkeit ableiten. Es zeigt sich dabei, dass die abweichenden Sickerwassergänge der Bodentypen keinen Einfluss auf die mittlere Verweilzeit im Löss haben. Die Verweilzeiten im Löss betragen im Arbeitsgebiet zwischen 193 und 7883 Tagen. Der Sickerwassergang am unteren Modellrand des Löss ist stark von der Mächtigkeit und der Sickerwassermenge abhängig. Die Ganglinien oszillieren dabei um einen Mittelwert, der mit zunehmender Sickerwassermenge angestrebt wird.

Aufgrund der sehr kurzen Verweilzeiten im Muschelkalkkarst, ist die Abhängigkeit der Durchbruchskurve von der zeitlichen Entwicklung der Sickerwassermenge am unteren Modellrand des Löss sehr hoch. Um Aussagen über mittlere Verhältnisse zu erhalten, wurden die Mittelwerte an der unteren Randbedingungen in Abhängigkeit der jeweiligen Sickerwassersumme als Eingangssignal für die Verweilzeitberechnung im Muschelkalk eingesetzt. Die Verweilzeiten im ungesättigten Muschelkalk sind im Allgemeinen sehr kurz und können wiederum über eine Funktion in Abhängigkeit von Mächtigkeit und Sickerwassermenge in die Fläche übertragen werden. Die Verweilzeiten im Arbeitsgebiet variieren zwischen 1,5 Stunden und 21 Tagen.

Die Verweilzeit des Sickerwassers in der gesamten ungesättigten Zone berechnet sich aus der Addition der drei Teilsysteme und variiert zwischen wenigen Tagen und rund 21 Jahren. Der Mittelwert der Verweilzeit beträgt für den Muschelkalkgrundwasserleiter 2,3 Jahre, wobei rund 30 % der Fläche Verweilzeiten von $\leq 0,5$ Jahren aufweisen. Hohe Verweilzeiten von mehr als 14 Jahren kommen räumlich nur eng begrenzt in Gebieten mit hoher Lössbedeckung vor.

Die Validierung des numerischen Modells an einem mittleren Normalprofil der hydrogeologischen Abfolge anhand von Grundwasserstandsganglinien und des Tritiumgangs der Gennembachquelle zeigt, dass die Modellrechnung generell in der Lage ist, die zeitliche Entwicklung der Strömung und des Transports in einer für die Aufgabenstellung ausreichenden Genauigkeit nachzubilden.

Die Validierung der Vulnerabilitätskarten erfolgt anhand der Klasseneinteilung der Verweilzeiten, die in der Kartierungsmethode der Geologischen Landesämter vorgeschlagen wird. Die resultierende Karte zeigt für den Großteil des Muschelkalkgrundwasserleiters sehr hohe Vulnerabilitäten (Verweilzeiten kleiner als 1 Jahr). Geringere Vulnerabilitäten sind hauptsächlich an das Vorhandensein und in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Lössablagerungen geknüpft.

Um alleine die Kartierungsmethoden unabhängig von den methodenspezifischen Klassifizierungen zu überprüfen, wurden die jeweiligen unklassifizierten Vulnerabilitätsindizes auf Grundlage der Verweilzeitverteilung neu klassifiziert. Dies geschieht durch den Vergleich der statistischen Verteilungen der Verweilzeit mit den jeweiligen unklassifizierten Vulnerabilitätsindizes in Q-Q-Diagrammen. Dabei wird die Klasseneinteilung der Verweilzeiten über die Kurven auf die Vulnerabilitätsindizierung übertragen. Die so neu klassifizierten Karten lassen sich auf ihre Richtigkeit hin überprüfen. Die Abweichungen der Vulnerabilitätskarten von der Referenzkarte der klassifizierten Verweilzeitverteilung sind im Allgemeinen an die Lössvorkommen geknüpft. Die stärksten Abweichungen zeigen sich bei den Kartierungsmethoden EPIK und DRASTIC. Hier sind gehäuft Fehler im Bereich der Katharinetalerhof-Senke und im Bereich der Lössablagerungen um den Steinbruch Wössingen konzentriert. Die Vulnerabilität des mit Boden bedeckten Muschelkalks wird dagegen übereinstimmend mit der rechnerischen Verweilzeiteinschätzung eingestuft.

Geringe Fehleranteile haben die Karten der PI- und GLA-Methode. Aber auch hier sind die Abweichungen von der Referenzkarte abhängig von der Lössverbreitung und -mächtigkeit. Dementsprechend konzentrieren sich auch hier die Fehler auf die Bereiche Katharinetalerhof-Senke und den nördlichen Bereich des Arbeitsgebiets. Generell ist bei beiden Methoden der Streubereich der Klassenabweichung geringer als bei EPIK oder DRASTIC.

Die Verteilung der klassifizierten Verweilzeit der numerischen Modellierung bestätigt im Allgemeinen die Zuordnung der Verweilzeiten zu der Punktebewertung der GLA-Kartierungsmethode. Allerdings wird bei der Bewertung der Flächen mit Lössbedeckung auch fehlerhaft bewertet. Die fehlerhafte Bewertung folgt dabei keinem Trend, sondern überschätzt die Vulnerabilität in etwa in gleichem Masse wie sie sie anderenorts unterschätzt. Die Klasseneinteilungen der übrigen Methoden zeigen keine Gemeinsamkeiten mit der berechneten Verweilzeitverteilung. Werden die Klassifizierungen allerdings durch das statistische Alternativverfahren ersetzt, bieten auch diese Methoden eine in der Mehrheit mit der Verweilzeit übereinstimmende Vulnerabilitätseinschätzung. Die Abweichungen begründen sich wiederum auf die Bereiche mit Lössablagerungen, die auch von diesen Methoden nicht in Übereinstimmung mit der berechneten Verweilzeit eingeschätzt werden. Dabei wird bei DRASTIC und EPIK bei hohen Lössmächtigkeiten die Vulnerabilität tendenziell überschätzt, dagegen bei geringen Lössmächtigkeit tendenziell unterschätzt. Dies zeigt deutlich, dass beide Methoden variable Überdeckungen nicht in dem Maße einschätzen können, wie dies mit PI und GLA möglich ist. Die Abweichungen bei der PI-Methode im zentralen nördlichen Bereich des Arbeitsgebiets lassen sich auf den Einfluss der Hangneigung in Zusammenhang mit der Bodenbedeckung zurückführen. Teilgebiete mit sehr geringer Hangneigung unterschätzen hier die Vulnerabilität um eine Klasse. Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass die Hangneigung in der quantitativen Berechnung nicht berücksichtigt werden konnte und deshalb bezüglich dem Einfluss der Hangneigung keine Aussage getroffen werden kann. Die schnellen Infiltrationsprozesse an Dolinen oder versinkenden Bächen werden von der rechnerischen Verweilzeiteinschätzung nicht berücksichtigt, die aber wegen der punktuell hohen Massenstromdichte des infiltrierenden Wassers einen hohen Einfluss auf die Grundwasserneubildung bzw. auf die Vulnerabilität haben. Aufgrund der analysierten Markierungsversuche können diese Gebiete gemeinsam mit deren

engeren Einzugsgebieten der Klasse der Verweilzeiten kleiner 1 Jahr zugeordnet werden. Die Einschätzung der karstspezifischen Methoden PI und EPIK sind demnach für diese Teilbereiche richtig, auch wenn dies aus der Darstellung der Abweichungen nicht hervorgeht.

Das nach der hier durchgeführten Validierung geeignetste Verfahren zur Vulnerabilitätskartierung ist für den Bereich der diffusen Infiltration das Verfahren der Geologischen Landesämter. Für die Bereiche direkter Infiltration ist die Erweiterung der PI-Methode geeignet. Allerdings ist zumindest unter den in dieser Arbeit gegebenen Randbedingungen (langjährige mittlere Sickerwassermenge) die Art und Weise der Einbeziehung der Hangneigung im I-Faktor, also der Einfluss der dominierenden Abflussprozesse, fragwürdig. Dies wird auch durch die mittleren Randbedingungen der Validierung unterstrichen. Ebenso erweist sich das Klassifizierungssystem der PI-Methode in diesem Fall als fragwürdig. Der Vorteil der Bewertung von GLA bzw. des P-Faktors der PI-Methode liegt in der Möglichkeit der Einzelbewertung jeder hydrogeologisch signifikanten Schicht unter Berücksichtigung ihrer Mächtigkeit. Dies wird besonders wichtig, wenn mehrere Schichten mit stark unterschiedlichen Eigenschaften einbezogen werden müssen. Hier können die tatsächlichen hydrogeologischen Gegebenheiten präziser in die Bewertung integriert werden.

Auch wenn EPIK in der Vulnerabilitätsbewertung mit der geringsten Anzahl von Einzelparametern auskommt und damit am einfachsten umgesetzt werden kann, zeigt es doch große Schwächen bei der Vulnerabilitätsbewertung. Dies liegt vornehmlich an der geringen Wichtung der schützenden Deckschichten und der Hervorhebung karstspezifischer Eigenheiten, die zugegeben im Arbeitsgebiet nur untergeordnet vertreten sind. Trotzdem wird die Vulnerabilität des lössgefüllten Bereichs der Karstsenke im Vergleich zu dem restlichen Gebiet stark überbewertet. Die Anwendung der EPIK-Methode ist somit für Karstgebiete mit den Charakteristika der Bauschlotter-Platte nicht geeignet.

Für DRASTIC gilt Ähnliches wie für EPIK. Die Bewertungsmethode ist nicht in der Lage, schützende Deckschichten mit stark variabler Mächtigkeiten richtig einzuschätzen. Auch wenn die Mächtigkeit der Deckschichten mit berücksichtigt werden, wird kein Zusammenhang zu der Mächtigkeit der schützenden Deckschicht hergestellt. Auch Wechsellagerungen von unterschiedlich gut schützenden Deckschichten können nicht erfasst werden. So ist es nicht verwunderlich, dass auch hier bei hohen Lössmächtigkeiten die Vulnerabilität tendenziell überschätzt, bei geringen Lössmächtigkeiten dagegen eher unterschätzt wird. DRASTIC ist demnach nicht für Gebiete mit stark wechselnden Lithologien geeignet. Die Anwendung sollte sich eher auf geologisch einfach aufgebaute Gebiete mit möglichst einheitlichen hydrogeologischen Eigenschaften beschränken.

Auch wenn bei geringer Datenbasis die Versuchung nahe liegt, einfach strukturierte Methoden anzuwenden, ist nach den Erfahrungen dieser Arbeit eine nähergehende Erkundung der hydrogeologischen Verhältnisse, um etwas aufwendigere Bewertungsmethoden anwenden zu können, einer schnellen aber unpräziseren Vulnerabilitätsbewertung vorzuziehen. Im Allgemeinen sollte die bei den Methoden der Punktebewertungs- und Matrixverfahren verwendeten Klasseneinteilungen zur verbalen Definition des Vulnerabilitätsgrads unterbleiben. Sie sind für den unerfahrenen Nutzer irreführend und Fehlentscheidungen auf Grundlage der Einteilung sind nicht auszuschließen. Eine ehrlichere und dem Informationsniveau solcher Karten entsprechendere Ausweisung der Grundwassergefährdung, ist die Darstellung der unklassifizierten methodenspezifischen Indizes.

9.2 Ausblick

Die in dieser Arbeit hergestellte Beziehung zwischen Verweilzeit und den methodenspezifischen Vulnerabilitätsindizes ist streng genommen nur für das bearbeitete Gebiet gültig. Es wird allerdings davon ausgegangen, dass Karstgebiete mit ähnlichen geologischen und hydrologischen Ausprägungen wie die der Bauschlotter Platte, ähnliche Ergebnisse zeigen werden. Die Bearbeitung von Gebieten mit ähnlichen Charakteristiken sowie die Bearbeitung von Karstgebieten mit abweichender Ausprägung der Verkarstung kann helfen, die Kenntnisse über den Zusammenhang zu vertiefen. Als Ziel könnte hier die Erstellung von Zusammenhängen zwischen Verweilzeit und Vulnerabilitätsindex in Form von Typkurven stehen, wenn sich eine Abhängigkeit vom Verkarstungstyp herausstellen sollte. Die hier vorgestellte Herangehensweise der Validierung, und dabei insbesondere die numerische Modellierung, ist nicht nur vom zeitlichen Aufwand eine einfach durchzuführende mit der klassischen Vulnerabilitätskartierung vergleichbare Methode, die sich leicht auf andere Gebiete übertragen lässt.

Die Wahl des Referenzparameters mittlere Verweilzeit bietet den Vorteil, dass zur Validierung der Modellrechnung unterschiedlichste hydrogeologische Erkundungsmethoden genutzt werden können. Je nach Anwendung sollte allerdings überlegt werden, ob die zeitliche Einteilung der Klassen sinnvoll ist. So sollte zum Beispiel für den Schutz von Trinkwassergewinnungsanlagen die Klassenbreite an das DVGW-Regelwerk, Arbeitsblatt W 101 (2006) angepasst werden. Das würde eine Verschiebung der Klassen hin zu kürzeren Verweilzeiten bedeuten (50-Tage-Linie).

Die Einschätzung der Hangneigung in Bezug auf die Vulnerabilität konnte mit der in dieser Arbeit verwendeten Software nicht berücksichtigt werden und müsste in Zukunft verstärkt untersucht werden. Hier ist vor allem die Einteilung der Hangneigungsstufen in Abhängigkeit von der Infiltrationskapazität und dem Niederschlag bezüglich dem Oberflächenabfluss bzw. oberflächennahen Abfluss zu beachten. Gerade diese Prozesse sind für Einzugsgebiete von Schwinden und versinkenden Bachläufen in Karstgebieten von großer Wichtigkeit. Ihre Einschätzung sollte im Detail untersucht und modellhaft in der Vulnerabilitätskartierung umgesetzt werden.

Die zunehmende Steigerung der Rechengeschwindigkeit und Speicherkapazität von Computern wird in den nächsten Jahren einen Wandel in der Vulnerabilitätskartierung bewirken. Es wird davon ausgegangen, dass es mit der Verbesserung der Rechenkapazität zu einem Umstieg von qualitativen zu quantitativen Einschätzungen kommt. Mit entsprechender Modellsoftware könnten so auch größere Gebiete in ausreichender Präzision numerisch bearbeitet werden. Eine Schnittstelle zwischen Geographischen Informationssystemen (GIS) und den numerischen Methoden wäre hier mit Sicherheit angebracht. Aber nicht nur die intrinsische Vulnerabilität wäre mit solch rechnerischen Methoden umsetzbar. Auch die Berechnung der spezifischen Vulnerabilität (Einbeziehung von Schadstoffen bzw. Schadstoffgruppen) wäre damit leicht umsetzbar. Dazu sind neben den hydraulischen Parametern zusätzlich die stoffspezifischen Soptionsisotherme bzw. Abbauraten in die Modellierung einzubeziehen. Die qualitativen Vulnerabilitätskonzepte könnten dann zu Mindestens teilweise als Paten für die neueren Konzepte stehen. Auch hier wäre die Verweilzeit eine geeignete Größe zur Klassifizierung der Vulnerabilität. Aber auch die Vulnerabilitätsdefinition nach VULK (JEANNIN et al. 2001) wäre dann für größere Einzugsgebiete umsetzbar.

Die Risikobewertung der Grundwasserverschmutzung nach der Methodik der COST Action 620 (HÖTZL 2004) auf Basis einer quantifizierten Vulnerabilitätskarte ist denkbar und auch erstrebenswert, da ein möglichst effektiver Grundwasserschutz angestrebt werden sollte und mit einer quantitativen Risikoanalyse eine verlässliche Schutzzonenausweisung bzw. ein verlässlicher Ressourcenschutz und eine nachhaltige Landnutzungsplanung gewährleistet werden könnte.

10 Literatur

ABDEL-SALAM, A. & CHRYSIKOPOULOS, C.V. (1996): Unsaturated flow in a quasi-three-dimensional fractured medium with spatially variable aperture. *Water Resour. Res.*, 32(6), 1531-1540.

ACKERMANN, M. (1998): Hydrogeologische Systemanalyse und Grundwasserhaushalt des Weiherbach-Einzugsgebietes. - Dissertation, *Schr Angew Geol Karlsruhe Band 53*, 144 S.; Karlsruhe

ALLEN, R.G.; SMITH, L.S.; PEREIRA & PERRIER, A. (1994): An update for the calculation of reference evaporation. - *Int. Comm. Irrigation Drainage Bull.*, 43(2):35-93; Delhi.

ALLER, L.; BENNET, T.; LEHR, J.H.; PETTY, R.J.; HACKETT, G. (1987): DRASTIC: a standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeological settings. Dublin, Ohio, National Water Well Association, 266 S.

ALVINO, R. et al. (1998): Aquifer pollution vulnerability in the Rocamonfino Volcano Area, Southern Italy.- In: HERBERT, M., KOVAR, K. [Eds.]: *Groundwater quality 1998: Remediation and protection.*- Proc. GQ'98 conference, IAHS Publ. 250: 63-67; Tübingen

ANDREO, B.; GOLDSCHER, N.; VADILLO, I.; VIAS, J.; NEUKUM, CH.; BRECHENMACHER, J.; CARRASCO, F.; HÖTZL, H.; JIMENEZ, P.; PERLES, M.; SINREICH, M. (2004): Sierra de Libar, Southern Spain. -In: ZWAHLEN, F. (Ed.) (2004): *Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report (COST Action 620).* European Commission, Directorate XII Science, Research and Development, Report EUR 20912, Brussels, 297pp.

ARMBRUSTER, V. (2002): Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg. *Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 7.* Dissertation. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.

ATV-DVWK (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. *ATV-DVWK-Regelwerk, Merkblatt M 504*, 144S.; Hennef.

BAUMGARTL, T.; ROSTEK, J. & HORN, R. (2000): Internal and external stresses affecting the water retention curve. - In: HRON, R.; VAN DEN AKKER, J.J.H. & ARVIDSSON, J. [Eds.] (2000): *Subsoil compaction. distribution, processes and consequences.*- *Advances in geocology 32*, Catena Verl.; Reiskirchen.

BÄUMLE, R.; HÖTZL, H.; THÜRINGER, CH.; WITTHÜSER, K. (1998): Untersuchung zur Einrichtung eines Festgestein- Naturmessfeld. - In: CZURDA, K.; EISWIRTH, M.; HÖTZL, H. [Eds.] (1998): *Natürliche und anthropogene Umweltgefährdung. Forschungsergebnisse aus dem*

Lehrstuhl für Angewandte Geologie. Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, Band 50; Karlsruhe.

BEAR, J. (1972): Dynamics of Fluid in Porous Media. Elsevier; New York.

BEKESI, G. & MCCONCHI, J. (1998): Groundwater protection through vulnerability assessment.- In: Holz, K., Bechteler, W., Wang, S., Kawahra, M. [eds.]: Advances in hydro-science and -engineering 3 :155.

BENGSTON, M. L. & ROSEN, L. (1995): A probabilistic approach for groundwater vulnerability assessment.- Proc. IAH Solution '95.

BERCKHEMER, H. (1997): Grundlagen der Geophysik. - 2. durchgesehene und korrigierte Auflage, 201 S., Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt; Darmstadt.

BROOKS, R.H. & COREY, A.T. (1966): Properties of porous media affecting fluid flow. - J. Irrig. Drainage Div., ASCE Proc. 72(IR2): 61-88.

CHILÉS, J.P. & DE MARSILY, G. (1993): Stochastic models of fracture systems and their use in flow and transport modeling. - In: BEAR, J. TSANG, C.F.; DE MARSILY, G. [Eds.]: Flow and contaminant transport in fractured rock, pp 169-236, San Diego.

CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology.- Lewis Publishers; New York.

CIVITA, M.(1994): Le carte della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento. Teoria and practica, Pitagora; Bologna.

CIVITA, M. & DE MAIO, M. (2000): Valutazione e cartografica della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento con il sistema parametrico SINTACS R5. Pitagora Editrice, Bologna.

CIVITA, M. & DE REGIBUS, C. (1995): Sperimentazione di alcune metodologie per la valutazione della vulnerabilità degli aquiferi. Q Geol Appl Pitagora, 3: 63-71; Bologna.

CONSTANTZ, J. (1982): Temperatur dependence of unsaturated hydraulic conductivity of soils. - Soil Science Society of America Journal, 46/3: 466 - 470.

DALY, D.; DASSARGUES, A.; DREW, D.; DUNNE, S.; GOLDSCHIEDER, N.; NEALE, S.; POPESCU, I.; ZWAHLEN, F. (2002): Main concepts of the European Approach for (karst) groundwater vulnerability assessment and mapping. - Hydrogeological Journal 10: 340-345; Berlin, Heidelberg.

DALY, D. & WARREN, W. (1998): Mapping groundwater vulnerability - the Irish perspective.- In: ROBINS, N. [Ed.]: Groundwater pollution, aquifer recharge and vulnerability.- Geol. Soc. Special Publications 130: 179-190; Cambridge.

DAVIS, J.C. (2002): Statistics and data analysis in geology. - 638p., John Wiley & Sons; New York.

DEUTSCH, C.V. (2002): Geostatistical reservoir modelling. - 375p., Oxford University Press; New York.

DEUTSCH, C.V. & JOURNAL, A.G. (1998): GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide. - Oxford University Press; New York.

DEUTSCHER VEREIN DES GAS- UND WASSERFACHES E.V. (DVGW) (2006): Richtlinien für Trinkwasserschutzgebiete; I. Teil: Schutzgebiete für Grundwasser. - Technische Regeln Arbeitsblatt W 101 (Gelbdruck); Bonn.

DIEPOLDER, G. (1995): Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung: Grundlagen - Bewertung - Darstellung in Karten.- Bayr. Geol. L.- Amt Fachber. 13: 5-79; München

DIJK, P.E. & BERKOWITZ, B. (1999): Three-Dimensional Flow Measurements in Rock Fractures. - Water Res. Res. 35 (12): 3955- 3959.

DIN 18130 T1 (1998): Baugrund, Untersuchung von Bodenproben, Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts. Teil 1: Laborversuche - 20 S., Beuth; Berlin.

DIN 18124 (1997): Baugrund, Untersuchung von Bodenproben, Bestimmung der Korndichte. Kapillarpngnometer - Weithalspyngnometer. - 6S., Beuth; Berlin.

DIN 18125-1 (1997): Baugrund, Untersuchung von Bodenproben, Bestimmung der Dichte des Bodens. Teil1: Laborversuche. - 4S., Beuth; Berlin.

DIN 18123 (1996): Baugrund, Untersuchung von Bodenproben, Bestimmung der Korngrößenverteilung. - 12 S., Beuth; Berlin.

DIN 4049 T3 (1994): Hydrologie. Begriffe zur quantitativen Hydrologie. - 80 S., Beuth; Berlin.

DOERFLIGER, N. & ZWAHLEN, F. (1998): Practical guide, groundwater vulnerability mapping in karstic regions (EPIK). Swiss Agency for the Environment, Forests and Landscape (SAEFL), Bern, 56pp.

DVWK (1995): Speicher-Durchfluß-Modelle zur Bewertung des Stoffein- und Stoffaustrags in unterschiedlichen Grundwasser-Zirkulationssystemen.- DVWk Schriften Heft 109, DVWK-Fachauschuß „Grundwassererkundung“, 118p., 47 Abb.; Bonn.

DVWK (1993): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. - DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft / Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau, 128, Parey; Hamburg.

EU-COST ACTION 65 (1995): Karstgroundwater protection. Final report - Europ. Commission, Report EUR 16547 EN, 246 S.; Brüssel-Luxemburg.

EUROPÄISCHES PARLAMENT UND RAT DER EUROPÄISCHEN UNION (2000): Richtlinie 2000/60/EG des europäischen Parlaments und des Rates vom 23.10.2000 zur Schaffung eines

Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. - Amtsblatt EG L327.

FETTER, C.W. (1999): Contaminant Hydrogeology. - Second Edition, Prentice-Hall, Inc.; New York.

FOSTER, S.S.D. (1987): Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. In: DUIJVENBOODEN, W VAN; WAEGENINGH, HG VAN (Eds.) TNO Committee on Hydrological Research, The Hague. Vulnerability of soil and groundwater to pollutants, Proceedings and Information, 38: 69-86.

GERLACH, A. (2003): Geologische Kartierung im Bereich Neulingen/Göbrichen, Bauschlottler Platte, Baden Württemberg, DA Teil 2.- Unveröffentl. Diplomarbeit; Universität Karlsruhe (TH).

GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.

GIMÉNEZ, D. (2006): Macroporosity. - In: LAL, R. [Ed.] (2006): Encyclopedia of soil science.- Vol. 2: 1042 - 1044, Taylor & Francis; London, New York.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1997): Vorläufige Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000, Blatt 6918 Bretten. Karte und Erläuterungen; Freiburg i. Br.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1993a): Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25000, Blatt 6917 Weingarten (Baden). Karte und Tabellarische Erläuterung; Freiburg i. Br.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1993b): Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25000, Blatt 7018 Pforzheim-Nord. Karte und Tabellarische Erläuterung; Freiburg i. Br.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1992a): Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25000, Blatt 6918 Bretten. Karte und Tabellarische Erläuterung; Freiburg i. Br.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1992b): Bodenkarte von Baden-Württemberg 1:25000, Blatt 7017 Pfinztal. Karte und Tabellarische Erläuterung; Freiburg i. Br.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1992c): Hydrogeologisches Abschlussgutachten zur Abgrenzung von Wasserschutzgebieten für die Gennebachquelle der Gemeinde Eisingen und den Galgenbrunnen der Gemeinde Königsbach-Stein (Az.:1640.02/91-4763 Seu/di).

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1985): Geologische Karte 1:25000 von Baden-Württemberg, Blatt 7017 Pfinztal. Karte und Erläuterungen; Freiburg i. Br.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1985): Geologische Karte 1:25000 von Baden-Württemberg, Blatt 6917 Weingarten. Karte und Erläuterungen; Freiburg i. Br.

GLA (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) (1984): Geologische Karte 1:25000 von Baden-Württemberg, Blatt 7018 Pforzheim-Nord. Karte und Erläuterungen; Freiburg i. Br.

GOGU, R.C. & DASSARGUE A. (2001): Intrinsic vulnerability maps of a karstic aquifer as obtained by five different assessment techniques: comparison and comments. - 7th Conference on limestone, Hydrology and fissured media, 20th - 22nd September 2001 Besançon, France.

GOGU, R.C. & DASSARGUE, A. (2000): Current trends and future challenges in groundwater vulnerability assessment using overlay and index methods. *Environ Geol.* 30 (6): 549-559.

GOLDSCHIEDER, N.; BRECHEMNACHER, J.; HÖTZL, H.; NEUKUM, CH. (2004): Engen, Swabian Alb, Germany. In: ZWAHLEN, F. (Ed.) (2004): Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report (COST Action 620). European Commission, Directorate XII Science, Research and Development, Report EUR 20912, Brussels, 297 pp.

GOLDSCHIEDER, N. (2002): Hydrogeology and Vulnerability of Karst Systems - Examples from the Northern Alps and the Swabian Alb. PhD Thesis, *Schr Angew Geol Karlsruhe Band 68*, 236 pp.; Karlsruhe.

GOLDSCHIEDER, N.; HÖTZL, H.; FRIES, W.; JORDAN, P. (2001): Validation of a vulnerability map (EPIK) with tracer tests. - 7th Conference on limestone, Hydrology and fissured media, 20th - 22nd September 2001 Besançon, France: 167-170.

GOLDSCHIEDER, N.; KLUTE, M.; STURM, S.; HÖTZL, H. (2000): The PI method: a GIS based approach to mapping groundwater vulnerability with special consideration of karst aquifers. *Z Angew Geol* 463: 157-166.

GSCHV (1998): Gewässerschutzverordnung vom 28. Oktober 1998 (GSchV, SR 814.201). - Swiss Federal Law; Bern.

HIMMELSBACH, T.; HÖTZL, H.; MALOSZEWSKI, P. (1998): Solute Transport Processes in a highly Permeable Fault Zone of Lindau Fractured Rock Test Site (Germany). - *Ground water*, Vol. 36/5, 792-800.

HOELAND, G. (1977): Hydrogeologische Untersuchungen im Bereich der Bauschlotter Platte (Nordbaden). - Unveröffentl. Diplomarbeit, 263 S.; Universität Karlsruhe (TH).

HÖTLING, B.; HAERTLE, T.; HOHBERGER, K.H.; NACHTIGALL, K.H.; VILLINGER, E.; WEINZIERL, W.; WROBEL, J.P. (1995): Konzept zur Ermittlung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung. *Geol Jahrb C63*: 5-24.

HÖTZL, H. (2004): Risk Assessment - Assessment concept. - In: ZWAHLEN, F. (Ed.) (2004): Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report

(COST Action 620). European Commission, Directorate XII Science, Research and Development, Report EUR 20912, Brussels, 297 pp.

HÖTZL, H. (1996): Grundwasserschutz in Karstgebieten. Grundwasser 1/1: 5-11.

ISAAK, E.H. & SRIVASTAVA, R.M.(1989): An Introduction to Applied Geostatistics. - Oxford University Press, New York, 561p.

JEANNIN, P.Y.; CORNATON, F.; ZWAHLEN, F.; PERROCHET, P.(2001): VULK: a tool for intrinsic vulnerability assessment and validation. - 7th Conference on limestone, Hydrology and fissured media, 20th - 22nd September 2001 Besançon, France: 185-190.

KINZELBACH, W. & RAUSCH, R. (1995): Grundwassermodellierung. - 283 S., Gebrüder Borntraeger; Berlin, Stuttgart.

KRALIK, M. (2001): Strategie zum Schutz der Karstwassergebiete in Österreich. - report, BE-189, 99p., Environmental Agency, Vienna.

KRAUSS, N. (2002): Geologische Kartierung im Gebiet von Stein und Eisingen (Baden-Württemberg). - Unveröffentl. Diplomarbeit; Universität Karlsruhe (TH).

LANDESAMT FÜR GEOLOGIE, ROHSTOFFE UND BERGBAU(2001): Bodenkarte der Region Nordschwarzwald 1 : 50 000, Freiburg i. Br.

LEVER, D.A. & BRADBURY, M.H.(1985): Rock-matrix diffusion and its implications for radionuclide migration.- Mineralogical magazine 49: 245-254.

LIU, H.H.; BODVARSSON, G.S. (2001): Constitutive relations for unsaturated flow in a fractured network. - J. Hydrol. 252: 116-125.

LIU, H.H.; HAUKWA, C.; AHLERS, F.; BODVARSSON, G.; FLINT, A.; GUERTAL, W. (2003): Modeling flow and transport in unsaturated fractured rock: an evaluation of the continuum approach. J. Contam. Hydrol. 62-63: 173-188.

LOUIS, C. (1967): Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Stand-sicherheit von Bauwerken und Böschungen im Feld.- Diss. Univ. Karlsruhe: 121 S.; Karlsruhe.

MAGIERA, P.(2000): Methoden zur Abschätzung der Verschmutzungsempfindlichkeit des Grundwassers. Grundwasser 3: 103-114.

MALOSZEWSKI & ZUBER (1996): Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. - In: Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology, IAEA-TECDOC-910, 9-58, IAEA; Vienna.

MALOSZEWSKI & ZUBER (1993): Tracer Experiments in Fractured Rocks: Matrix Diffusion and the Validity of Models. - Water Resour. Res., Vol.29/8, 2723-2735.

MALOSZEWSKI & ZUBER (1990): Mathematical Modeling of Tracer Behaviour in Short-Term Experiments in Fissure Rocks. - *Water Resour. Res.*, Vol.26/7, 1517-1528.

MALOSZEWSKI & ZUBER (1982): Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers 1. Models and their applicability. - *J.Hydrol.* 57: 207-231; Amsterdam.

MARGAT, J.(1968): Vulnérabilité des nappes d'eau souterraine à la pollution. BRGM-Publication 68 SGL 198 HYD, Orléans.

MARTINEZ, M.J.; DYKHUIZEN, R.C. & EATON, R.R. (1992): The Apparent Conductivity for steady Unsaturated Flow in Periodically Fractured Media. - *Water Resour. Res.*, 28(11): 2879-2887.

MATHÉRON, G. (1965): Les variables régionalisées et leur estimation. - Edition Masson et Cie, 212p.; Paris.

MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.M. (1961): Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, 57, 1200-1207.

MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR (UVM) BADEN WÜRTTEMBERG [Ed.] (2004): Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg, Enztal-Pforzheim, Mapped 3, Grundwasserdynamik, Grundwasserhaushalt, Grundwasserschutz.

MINISTERIUM FÜR UMWELT UND VERKEHR (UVM) BADEN WÜRTTEMBERG [Ed.] (2002): Hydrogeologische Erkundung Baden-Württemberg, Enztal-Pforzheim, Mapped 2, Hydrogeologischer Bau, Grundwassergleichen.

MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie. - Lehrbuch der Hydrogeologie Band 8, Gebrüder Bornträger; Berlin, Stuttgart.

NÜTZMANN, G. (1999): Modellierung ungesättigter Strömungs- und Transportprozesse in porösen Medien. Habil, Fachbereich Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften, Technische Universität Berlin; Berlin.

PANNATIER, Y. (1996): VARIOWIN: Software for Spatial Data Analysis in 2D. - In: *Statistics and Computing*, 91p., Springer Verlag, Berlin.

PREUSSER, W. (1999): Hydrogeologische Untersuchungen im Trinkwassergewinnungsgebiet Nord der Stadt Pforzheim. - Unveröffentl. Diplomarbeit, 59p.; Universität Karlsruhe (TH).

PRIEST, S.D. (1993): The collection and analysis of discontinuity orientation data for engineering design, with examples. - In: HUDSON, J.A. [Ed.]: *Comprehensive Rock Engineering, Principles, Practice* Projekts, vol. 3, Rock Testing And Site Characterization, pp. 167-192, Oxford (Pergamon Press).

RASMUSSEN, T.C. & EVANS, D.D. (1993): Water infiltration into exposed fractured rock

surfaces.- *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 57: 324-329.

RAUSCH, R.; SCHÄFER, W. & WAGNER, CH. (2002): Einführung in die Transportmodellierung im Grundwasser.- 183 S., 58 Abb., 9 Tab., Gebr. Bornträger; Berlin, Stuttgart.

RAT DER EUROPÄISCHEN UNION (1999): Gemeinsamer Standpunkt (EG) Nr. 41/1999 des Rates vom 22.10.1999 im Hinblick auf den Erlass der Richtlinie des europäischen Parlaments und des Rates zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. - *Amtsblatt EG* c343:11ff.

REYNOLDS, W.D. & ELRICK, D.E. (1985): In situ measurements of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.* 140(4): 292-302.

REYNOLDS, W.D.; ELRICK, D.E. & TOPP, G.C. (1983): A reexamination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table.- *Soil. Sci.* 136, 4: 250-268.

RIEBER, M. (2001): Geologische Kartierung der Katharinentalerhof-Senke im Norden von Pforzheim (Baden-Württemberg) - DA Teil 1. - Unveröffentl. Diplomarbeit; Universität Karlsruhe (TH).

SCHAFMEISTER, M.TH. (1999): Geostatistik für die hydrogeologische Praxis. - 172p., Springer; Berlin.

SCHEFFEL & SCHACHTSCHABEL (1999): Lehrbuch der Bodenkunde. - 14. Auflage, 490 S., Enke; Stuttgart.

SCHWARZ, M. & HENK, A. (2004): Evolution and structure of the Upper Rhine Graben: insights from three dimensional thermomechanical modelling.- *International Journal of Earth Sciences*, online publication.

SEILER, K.P.; MALOSZEWSKI, P.; BEHRENS, H. (1989): Hydrodynamic dispersion in karstified limestones and dolomites in the upper jurassic of the Franconian Alb, F.R.G.. - *J. Hydrol.*, 108: 235-247.

ŠIMŮNEK, J.; VAN GENUCHTEN, M.TH.; ŠENJA, M. (2005): The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. - Version 3, Department of Environmental Sciences University of California Riverside; Riverside California.

SMUCKER, A.J.M. (2006): Structure and Roots. - In: LAL, R. [Ed.] (2006): *Encyclopedia of soil science*.- Vol. 2: 1695 - 1697, Taylor & Francis; London, New York.

TENHAEFF, G. & KÄSS, W. (1987): Karsthydrologische Untersuchungen im Bereich der Bauschlotter Platte (Nordbaden). *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 29: 209-254.

TRUMAN, C.C. & FRANZMEIER, D.P. (2006): Structure, pedological concepts, and water flow. - In: LAL, R. [Ed.] (2006): Encyclopedia of soil science.- Vol. 2: 1698 - 1703, Taylor & Francis; London, New York.

TRUNKÓ, L. (1984): Karlsruhe und Umgebung. - Sammlung Geologische Führer Band 78, Gebr. Bornträger; Berlin, Stuttgart.

TSANG, Y.W. (1995): Study of alternative tracer tests in characterizing transport in fractured rocks. - Geophysical Research Letters 22(11): 1421-1424.

VAN GENUCHTEN, M.TH. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci.Soc.Am.J., 44: 892-898.

VAN STEMPTVOORT, D.; EVERT, L.; WASSENAAR, L.(1993): Aquifer vulnerability index: a GIS compatible method for groundwater vulnerability mapping. Can Wat Res J, 18:25-37.

VIAS, J.M.; ANDREO, B.; PERLES, M.J.; CARRASCO, F.; VADILLO, I; JIMENEZ, P (2002): Preliminary proposal of a method for vulnerability mapping in carbonate aquifers. In: CARRASCO, F; DURAN, JJ; ANDREO, B [Eds.]: Karst and Environment. - Fundación Cueva de Nerja; Nerja, Malaga.

VOGEL, T. & CISLEROVÁ, M. (1988): On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. - Transport in Porous Media, 3: 1-15.

VRBA, J. & ZAPOROZEC, A. (Eds.) (1994): Guidebook on mapping groundwater vulnerability, vol. 16. Int Contrib Hydrogeol, Hannover 131 pp.

WALTER, R. (1992): Geologie von Mitteleuropa. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.

WEEDE, M. (2006): Fluidströmung und Stofftransport in geklüftetem porösen Festgestein. Experimente und Modellierung an einem Aquifer-Analog Testfeld. -Diss. Univ. Karlsruhe: 148 S.; Karlsruhe.

WHG (1996): Gesetz zur Ordnung des Wasserhaushalts (Wasserhaushaltsgesetz). - BGBl; Bonn.

WITTHÜSER, K. (2001): Untersuchungen zum Stofftransport in geklüfteten Festgesteinen unter besonderer Berücksichtigung der Matrixdiffusion. - Diss. Univ. Karlsruhe: 145 S.; Karlsruhe.

XU, M. & ECKSTEIN, Y. (1995): Use of Weighted Least-Squares Method in Evaluation of the Relationship Between Dispersivity and Field Scale. - Ground Water, 33/6: 905-908.

ZAPOROZEC, A. & VRBA, J. (1994): Classification and review of groundwater vulnerability maps. In: VRBA, J. & ZAPOROZEC, A. (Eds.) (1994) Guidebook on mapping groundwater vulnerability, vol. 16. Int Contrib Hydrogeol, Hannover 131 pp.

ZWAHLEN, F. (Ed.) (2004): Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers, final report (COST Action 620). European Commission, Directorate XII Science, Research and Development, Report EUR 20912, Brussels, 297 pp.