

4. Numerisches Grundwasserströmungsmodell

4.1 Modellgrundlagen

Die Simulation der Grundwasserströmung erfolgt mit dem Simulator FEFLOW in der Version 4.9 (WASY GmbH 2001). FEFLOW verwendet das Finite-Elemente (FE)-Verfahren zur numerischen Lösung der Strömungsgleichungen. Dazu wird über dem Modellgebiet ein FE-Netz aus homogenen Dreiecks-Elementen generiert, um das Modellgebiet in Teilelemente zu zerlegen. Entlang der entstehenden Netz-Knoten erfolgt dann die Lösung der Strömungsgleichungen. Die dafür notwendigen mathematischen und physikalischen Grundlagen werden im folgenden Abschnitt beschrieben. Der Übergang in die Dreidimensionalität wird durch die senkrechte Projektion der Dreiecks-Elemente realisiert. Dadurch entstehen Tetraeder-Elemente, deren obere und untere Begrenzung zwei Flächen bilden, die jeweils eine Schicht – so genannte Modellgrundwasserleiter (Modell-GWL) - begrenzen. Es können beliebig viele Modell-GWL übereinander gelegt werden, deren Anzahl sich aus dem hydrogeologischen Modell bzw. der Aufgabenstellung ableitet. Die vertikale Erstreckung kann in jedem Modell-GWL separat variiert werden, wogegen die Festlegung der Dreiecksstrukturen im FE-Netz für alle Modell-GWL gilt. Durch horizontale und vertikale Diskretisierung kann das FE-Netz beliebigen hydrogeologischen Strukturen und Randbedingungen angepaßt werden. Die damit zunehmende Anzahl der zu lösenden Gleichungen beeinflusst die Genauigkeit der Simulation. Allerdings sind mit steigender Netzverfeinerung auch ein höherer Rechenaufwand und damit längere Rechenzeiten verbunden.

4.2 Mathematische Grundlagen

Die mathematischen und physikalischen Grundlagen der Grundwasserströmung im ungespannten GWL sind im Detail in vielen Lehrbüchern dargestellt (z.B. BEAR (1979), FREEZE & CHERRY (1979)). Anhand einer konkreten Anwendung werden diese Vorgänge in KINZELBACH & RAUSCH (1995) oder SOMMERHÄUSER (1999) zusammengefaßt und wie folgt erklärt: Antriebskräfte für die Grundwasserströmungen sind die Schwerkraft und die daraus resultierenden Druckkräfte. Die Piezometerhöhe oder hydraulische Höhe (1) berücksichtigt dabei den hydrostatischen Druck und die Lage relativ zum Bezugsniveau:

$$h = \frac{p}{g\rho} + z, \quad (1)$$

mit h : Piezometerhöhe, p : Druck, ρ : Dichte des Wassers, g : Erdbeschleunigung, z : Ortshöhe.

Im Modell wird zur Beschreibung der GW-Strömung in der gesättigten Zone das Darcy-Gesetz für eine dreidimensionale Grundwasserströmung (2) mit dem Massenerhaltungsgesetz (Kontinuitätsgleichung (3)) kombiniert:

$$\mathbf{v} = -K\nabla h \quad (2)$$

mit \mathbf{v} : spezifischer Abfluß/Filtergeschwindigkeit, K : Durchlässigkeitstensor.

$$-\nabla(m\mathbf{v}) + q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3)$$

mit $m = h - b$: Aquifermächtigkeit, b : Höhenlage der Aquifersohle [m], h : Piezometerhöhe [m], S : Speicherkoeffizient, q : Zugabe/Entnahmerate pro horizontaler Einheitsfläche [$\text{m}^3/(\text{s} \cdot \text{m}^2)$], t : Zeit [s].

Es wird angenommen, daß die Strömung im wesentlichen horizontal ist (Dupuit-Annahme) und die Dichte des Grundwassers im Aquifer konstant ist. Dadurch ergibt sich die Strömungsgleichung für den gespannten Aquifer (4) mit der unbekanntem Piezometerhöhenverteilung als Funktion der Zeit und des Ortes $h(x,y, t)$:

$$\nabla(mK\nabla h) + q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4)$$

Im ungespannten Aquifer ist der Speicherkoeffizient nicht nur eine Funktion der Kompressibilität des Grundwasserleiters, sondern Wasser kann zusätzlich auch noch durch Änderung der Wasserspiegelhöhe gespeichert werden. Damit entspricht der Speicherkoeffizient im wesentlichen der entwässerbaren Porosität (n_e) und muß durch diese in der Strömungsgleichung (5) ersetzt werden:

$$\nabla((h-b)K\nabla h) + q = n_e \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

mit K als Durchlässigkeitstensor (5) für den anisotropen Aquifer bzw.

$$\nabla((h-b)k_f \nabla h) + q = n_e \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6)$$

mit k_f als Vektor des Durchlässigkeitsbeiwertes (6) für den vereinfachten isotropen Aquifer. Dieser Fall findet im Modell Anwendung.

Die Lösung der Strömungsgleichungen ist nur innerhalb eines durch Anfangs- und Randbedingungen definierten Gebietes möglich, die wie folgt formuliert werden können.

4.2.1 Anfangsbedingung

Die Anfangsbedingungen bestehen aus einer gegebenen Piezometerhöhenverteilung. Für stationäre Simulationen kann die Verteilung aus Mittelwerten abgeleitet werden, wogegen für instationäre Simulationen die Piezometerhöhenverteilung zum Zeitpunkt t_0 (Beginn der Simulation) benötigt wird.

4.2.2 Randbedingungen

Die Randbedingung 1. Art (Dirichlet-Bedingung) schreibt die Piezometerhöhen am Rand (7) vor, d.h. es strömt soviel Wasser zu bzw. ab, wie zum Erhalt der Piezometerhöhe nötig ist (stationär zum Einstellen des Gleichgewichtes). Ein Spezialfall stellt der Festpotentialrand mit einer zeitlich unabgängigen Piezometerhöhe $h = \text{konstant}$ dar.

$$h(x_i, t) = h_1^R(t) - \text{Festpotential [L]} \quad (7)$$

mit h_1^R, h_2^R als Randwerte für die hydraulische Höhe h , x_i als Koordinate der Randbedingung, t Zeit.

Die Grundwassergleichen stellen sich also in der Nähe dieses Randes nicht in Abhängigkeit von den hydrogeologischen Parametern ein, sondern sind festgelegt. Daher sollte eine genügend große Entfernung zwischen Rand und dem Hauptinteressengebiet der Berechnung liegen, d.h. umgekehrt, eine langfristig durch die Absenkung einer Brunnengalerie unbeeinflusste Grundwassergleiche kann als Randbedingung 1. Art im Spezialfall $h = \text{konstant}$ genutzt werden.

Die Randbedingung 2. Art (Neumann-Bedingung) gibt den Zu- bzw. Abstrom am Rand (8) in der Dimension einer Geschwindigkeit wieder.

$$q_{n_h}(x_i, t) = q_h^R(t) - \text{Fluß [L}^3\text{T}^{-1}] \quad (8)$$

mit q_{n_h} als Darcy-Normalstrom (positiv nach außen gerichtet), q_h^R Normalstromrandfunktion.

Die dafür notwendigen Angaben liegen aber meist nicht vor oder können nur aus der Wasserbilanz geschätzt werden. Eine häufige Anwendung findet nur der Sonderfall dieser Randbedingung, der einen Rand ohne Fluß („no flow“) entlang einer Grundwasserscheide abbildet.

Die Randbedingung 3. Art (Cauchy-Bedingung) legt eine Flußrate in Abhängigkeit von der Potentialdifferenz (9) auf einem vorher definierten Randabschnitt fest. Sie stellt eine Kombination aus der Randbedingung 1. und 2. Art dar. Das äußere Potential wird durch einen Widerstand abgeschwächt im GWL wirksam.

$$q_{n_h}(x_i, t) = -\Phi_h(h_2^R - h) - \text{Transfer [T}^{-1}] \quad (9)$$

mit Φ_h als Transferkoeffizient (Leakage-Parameter).

Damit kann der Transfer zwischen Oberflächengewässer und Grundwasser, sowohl effluent als auch influent, festgelegt werden. Dies setzt vor allem die Kenntnis der hydraulisch wirksamen Bereiche entlang der Gewässersohle, des Sohlgefälles und der Wasserstände der Oberflächengewässer voraus. Da die Datenlage zumeist unzulänglich ist, müssen die Transferfaktoren im Verlauf der Kalibrierung ermittelt werden.

In FEFLOW wird mit der sogenannten Randbedingung 4. Art die Entnahme der Wasserwerke über Brunnen (10) simuliert. Diese Funktion wirkt wie ein Quell/Senkenterm, d.h. ein bestimmtes Wasservolumen wird an der Brunnenkoordinate x zur Zeit t aus dem Aquifer entnommen.

$$Q_\rho^w(x_i, t) = \sum_m Q_m^w \prod_i \{\delta(x_i - x_i^m)\} - \text{Einzelbrunnen Typ [L}^3\text{T}^{-1}] \quad (10)$$

mit Q_ρ^w als Brunnenfunktion, Q_m^w Förderrate des Einzelbrunnens m , x_i^m Koordinate des Einzelbrunnens m , δ (...) Dirac delta Funktion.

4.3 Übergabe der hydrogeologischen Strukturen und Parameter an FEFLOW

4.3.1 Festlegung der Modellgrundwasserleiter in FEFLOW

Die im Ergebnis der Erarbeitung des HGM vorliegenden Horizonte weisen eine sehr heterogene Mächtigkeit und eine lückenhafte Verteilung über das Modellgebiet auf (Abb. 3.0-02). Besonders die Teufenlage der Basis des Hauptgrundwasserleiters schwankt sehr stark im Bereich von +20 mNN bis -60 mNN (Abb. 3.0-03). Die Strömungssimulation in dreidimensionalen Modellkörpern mittels FEFLOW erfordert aber flächenmäßig durchgängige Modellgrundwasserleiter (Modell-GWL). Für eine fehlerfreie Rechnung dürfen diese zudem in Mächtigkeit und Teufe nicht so stark variieren. Die sechs petrographisch geprägten Horizonte sind somit nicht direkt als Modell-GWL in FEFLOW nutzbar.

Daher wurden zwölf künstliche Modell-GWL als Struktur in FEFLOW erzeugt, deren dreizehn Grenzflächen sich an den 5-Meter-Schritten der Modellbearbeitungsmethodik für das hydrogeologische Modell orientieren. Die so entstandenen Schichten und Grenzflächen wurden von oben nach unten durchnummeriert. Als Basisfläche der untersten Schicht wird die Unterkante des Hauptgrundwasserleiters als Grenzfläche 13 festgelegt (Abb. 3.0-03). Für die Aufgaben der Simulation wurden die Fehlstellen gekennzeichnet und im Niveau des liegenden Holstein sowie an der Basis der Förderbrunnen geschlossen (ergänzt). Die im Hangenden folgende Grenze wird durch das tiefste Auftreten von Geschiebemergellinsen im Hauptgrundwasserleiter, bei -25 mNN, bestimmt. Bis +30 mNN wird dann alle fünf Meter eine Grenze definiert. Wo diese Grenzen an die Basis oder darunter liegende Schicht stoßen, generiert FEFLOW automatisch einen Abstand von einem Meter. Bei +30 mNN liegt die letzte auf diese Weise erzeugte Grenzfläche. Als obere Begrenzung des Modellgebietes wird die Geländeoberkante (GOK) als Grenzfläche 1 festgelegt, die aus den topografischen Daten des DGM25 generiert wurde. Die oberste und unterste Schicht weicht hinsichtlich ihrer stark schwankenden Mächtigkeit von den übrigen ab, die zwischen ein und fünf Meter mächtig sind. Die Zuordnung zu den Grundwasserleitern bzw. -hemmern ging verloren, zu Gunsten einer für FEFLOW nutzbaren Struktur.

4.3.2 Zuweisung der kf-Werte und Ableitung der effektiven Porosität

Die dem hydrogeologischen Modell zugrunde liegende Datenbank wurde so strukturiert, daß den in den jeweiligen Modell-GWL vorhandenen petrographischen Klassen die entsprechenden Materialparameter (kf-Werte) direkt zugewiesen werden können. Die Zuweisung der kf-Werte erfolgte auf der Grundlage von Literaturangaben zur Berlin/Brandenburger Geologie. Dabei wurden für jeden Modell-GWL die Angaben zur Stratigraphie und Petrographie an den Rasterpunkten des HGM durch entsprechende Zahlen(kf-)werte ersetzt. Beispielhaft für einen Datensatz an einem Rasterpunkt der kf-Wert Matrix wird dies im folgenden dargestellt:

Daten aus dem hydrogeologischen Modell					Matrix in FEFLOW
Rechtswert Rasterpunkt	Hochwert Rasterpunkt	Unterkante [mNN] Modellhorizont 2	Petrographie Modellhorizont 2	Stratigraphie Modellhorizont 2	Zuordnung eines kf-Wertes nach Tabelle 4.3-01
4615500	5822500	+35	Geschiebemergel	Saale (II)	0,05*10 ⁻⁴ m/s

Eine Berücksichtigung eventueller Anisotropien innerhalb einer stratigraphischen Einheit erfolgte dabei nicht. Durchschnittswerte für die kf-Werte der betrachteten regionalen Grundwasserleiter sind u.a. in VOIGT (ZGI, 1987 B), GCI (1998) und FUGRO/LMBV (1998) angegeben. Für die bindigen Sedimente der einzelnen Vereisungen wurde sich innerhalb der AG-WASSER (1996) auf für diese Region charakteristische kf-Wert-Bereiche geeinigt. In Tabelle 4.3-01 ist die Zuordnung dargestellt, wobei nur bei den Geschiebemergeln eine deutliche Abhängigkeit der Durchlässigkeit von der stratigraphischen Einordnung besteht. Die den Grundwasserleitern zugehörigen Korngrößenspektren und den meist schluffig-bindigen Holsteinablagerungen konnten somit direkt über die Petrographie kf-Werte zugeordnet werden. Für die Geschiebemergel der einzelnen Vereisungen wurde zusätzlich die stratigraphische Einordnung herangezogen.

Zur Anwendung in der Simulation kommen die aus den Mittelwerten abgeleiteten kf-Werte, die in der Tabelle 4.3-01 in der Spalte „Simulation“ dargestellt sind. Die Verwendung dieser Werte wird durch eine Vielzahl von Modellanwendungen im norddeutschen und speziell im Berlin/Brandenburger Raum gestützt. GCI (1998) hat diese Werte erfolgreich für ein Grundwasserströmungsmodell eines Teilbereiches des Bearbeitungsgebietes verwendet. Für die weichsel- und saalezeitlichen Ablagerungen im vergleichbaren Modellumfang untersuchte SOMMERHÄUSER (1998) die Modellanpassung in Abhängigkeit von den kf-Wert-Bereichen. Unter Verwendung der mittleren kf-Werte wurde bei seinen Untersuchungen die mit Abstand beste Modellanpassung erreicht.

Tabelle 4.3-01: Ableitung der zur Simulation genutzten kf-Werte aus den Literaturangaben. Im oberen Tabellenteil wird die Zuordnung der kf-Werte in Abhängigkeit von den petrographischen Klassen dargestellt. Im unteren Tabellenteil kommen die minimalen und maximalen kf-Werte der Geschiebemergel nach ihrer stratigraphischen Zuordnung zur Darstellung. Die vorletzte Spalte enthält die Mittelwerte, die (gerundet) für die Simulation genutzt wurden (letzte Spalte).

Petrographie	ZGI/GCI kf*10 ⁻⁴ m/s	FUGRO/LMBV kf*10 ⁻⁴ m/s	Mittelwert kf*10 ⁻⁴ m/s	Simulation kf*10 ⁻⁴ m/s
Schluff (U)	0,005	0,001	0,003	0,003
Schluff, feinsandig (U,fS)	0,01	0,01	0,01	0,01
Feinsand, schluffig (fS,U)	0,5	0,2	0,35	0,3
Feinsand (fS)	1	1	1	1
Feinsand, mittelsandig (fS,mS)	2	2	2	2
Mittelsand, feinsandig (mS,fS)	2,5	3,5	3	3
Mittelsand (mS)	5	6	5,5	5
Mittelsand, grobsandig (mS,gS)	7,5	7	7,25	7
Grobsand (gS)	10	10	10	10
Stratigraphie	AG-Wasser (Min)	AG-Wasser (Max)		
Weichsel-Geschiebemergel	0,1	0,01	0,055	0,1
Saale/Weichsel-Geschiebemergel	0,1	0,0001	0,05005	0,05
Elster/Saale-Geschiebemergel	0,01	0,0001	0,00505	0,005

Die Verteilung der kf-Werte am Raster innerhalb der 12 Modell-GWL bildet eine Matrix, die in FEFLOW eingelesen und dort auf eine räumliche Verteilung interpoliert (regionalisiert) wurde. Der beispielhafte Schnitt in Abbildung 4.3-01 verdeutlicht diesen Vorgang. Die vollständige in FEFLOW genutzte geologische Struktur wird durch die horizontale Darstellung der kf-Wert Verteilung aller Modell-GWL in Abbildung 4.3-02 visualisiert.

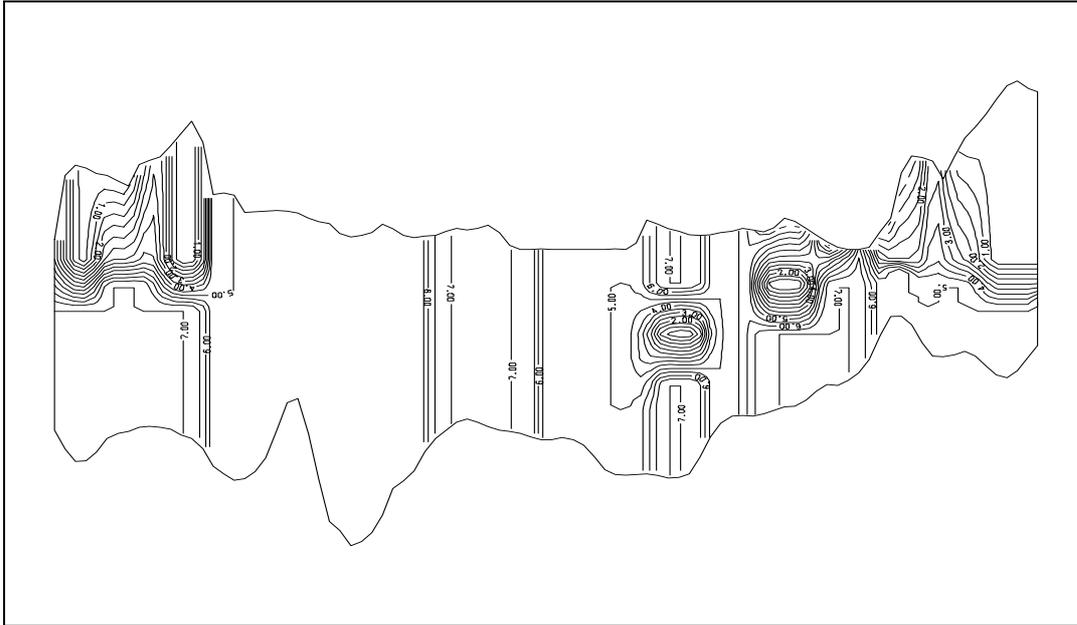


Abbildung 4.3-01: Vertikale Verteilung der kf-Werte [$\cdot 10^{-4}$ m/s] in einem beispielhaften N-S-Schnitt durch das Modellgebiet.

Da für das gesamte Modellgebiet ungespannte Verhältnisse im HGWL angenommen werden, sind für die instationäre Simulation der Grundwasserströmung nur die effektiven (durchflossenen) Porositäten (neff) erforderlich. Diese können aus den kf-Werten abgeleitet werden. Nach MAROTZ (1968, in HÖLTING 1992, S.79) und in Absprache mit Herrn Brandt (HYDROGEOLOGIE GMBH) kann näherungsweise folgende Formel zur Berechnung verwendet werden: $neff = 0,462 + 0,045 \cdot \ln kf$. Da für die im Modellraum verwendeten kf-Werte aber auch nur Mittelwerte angenommen wurden, können die so abgeleiteten effektiven Porositäten ebenfalls nur Mittelwerte darstellen. Nach HÖLTING (1992) liegen die Werte für die effektiven Porositäten der betrachteten Sand/Kiesfraktion im Bereich zwischen 0,1 und 0,3. Da keine detaillierten Angaben vorliegen, wird vereinfacht für den gesamten Modellraum der Wert 0,2 festgelegt. Auch SOMMERHÄUSER (1998) diskutiert die Verwendung der effektiven Porosität. Dort kommt eine effektive Porosität von 0,18 für das Weichselglazial und von 0,22 für das Saaleglazial erfolgreich zur Anwendung. Die o.g. Vereinfachung ist insofern für Bilanzbetrachtungen mit einem Grundwasserströmungsmodell akzeptabel, da die langfristige Bilanz durch den Speicherkoeffizienten nicht beeinflusst wird (KINZELBACH & RAUSCH 1995, S.69).

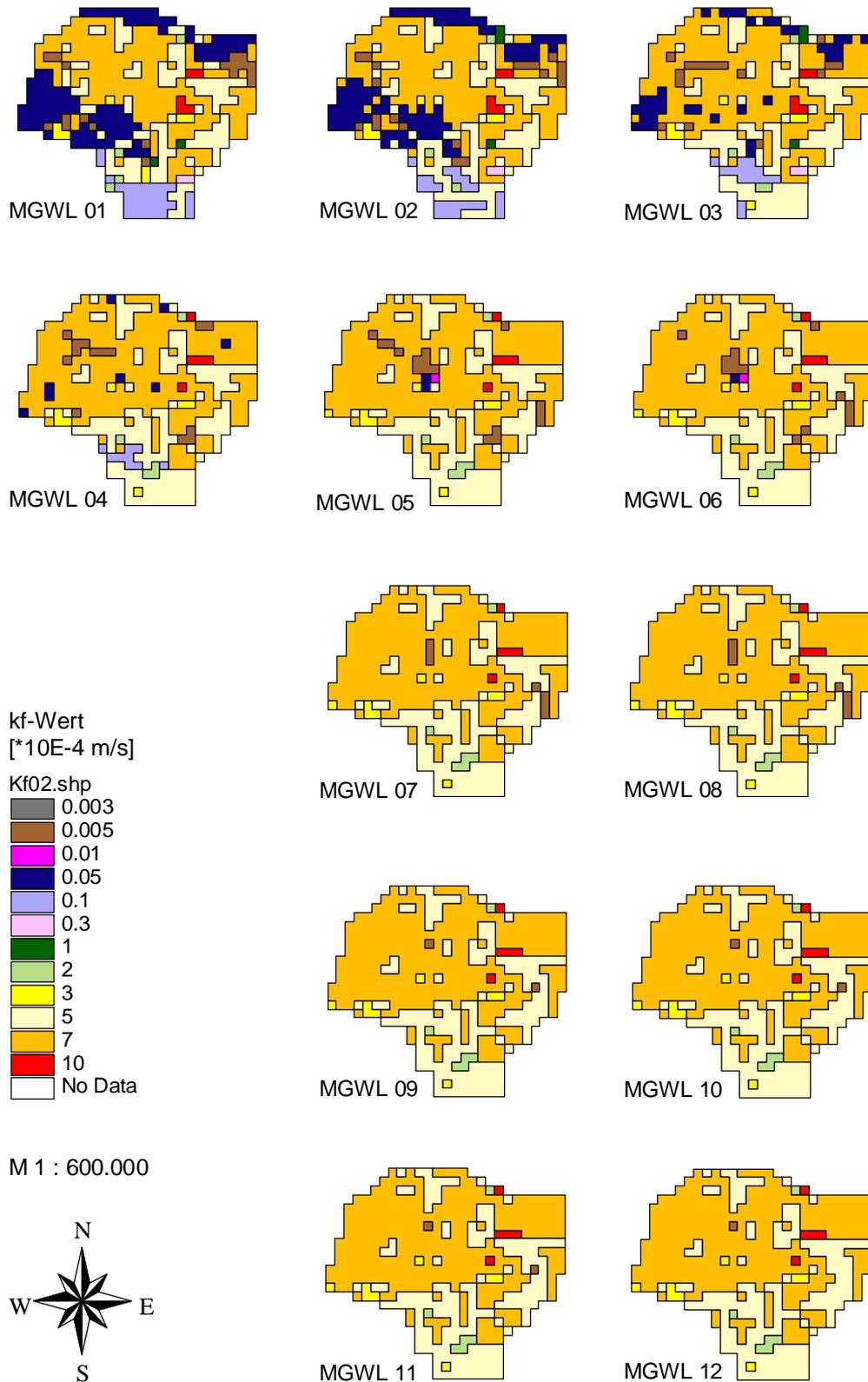


Abbildung 4.3-02: Horizontale Verteilung der kf-Werte [*10-4m/s] über das Modellgebiet innerhalb der Modellgrundwasserleiter (MGWL).

4.3.3 Parametersensitivität

Das hydrogeologische Modell wurde als Grundlage für die numerische Simulation entwickelt. Der gezielt hohe Aufwand zur Regionalisierung der geologischen Daten erfolgte mit der Absicht, die kf-Werte nicht zur Modellkalibrierung (Kap. 4.5) einzusetzen.

Um nachzuweisen daß die differenzierte Verteilung der Materialparameter aus dem hydrogeologischen Modell auch zu einer besseren Anpassung der Grundwasserströmung im Ergebnis der Simulation führt, wurden Vergleichsrechnungen (stationäre 3D-Strömungs-Simulationen) durchgeführt. Die Gegenüberstellung der Gleichverteilung mit $k_f = 4 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ und der Verteilung nach Einfügen der erarbeiteten kf-Wert Matrix auf Basis der Modell-GWL erfolgte unter Verwendung der selben Randbedingungen. Als Förderzustand kam beispielhaft der Zustand mit der Förderung der Wasserwerke im Mai 1996 zum Einsatz. Den Verlauf der Isolinien im Ergebnis der Simulation nach Einfügen der kf-Wert-Matrix zeigt Abbildung 4.3-03.

Dazu war es allerdings noch notwendig, ein Qualitätskriterium für die Ergebnisdiskussion zu definieren. Da die Berliner Wasserbetriebe halbjährlich (Mai, November) Stichtagsmessungen an ihren Grundwasserbeobachtungsrohren durchführen und diese außerdem als Isolinienpläne darstellen lassen, konnten diese Daten zur Validierung der Parameterverteilung herangezogen werden.

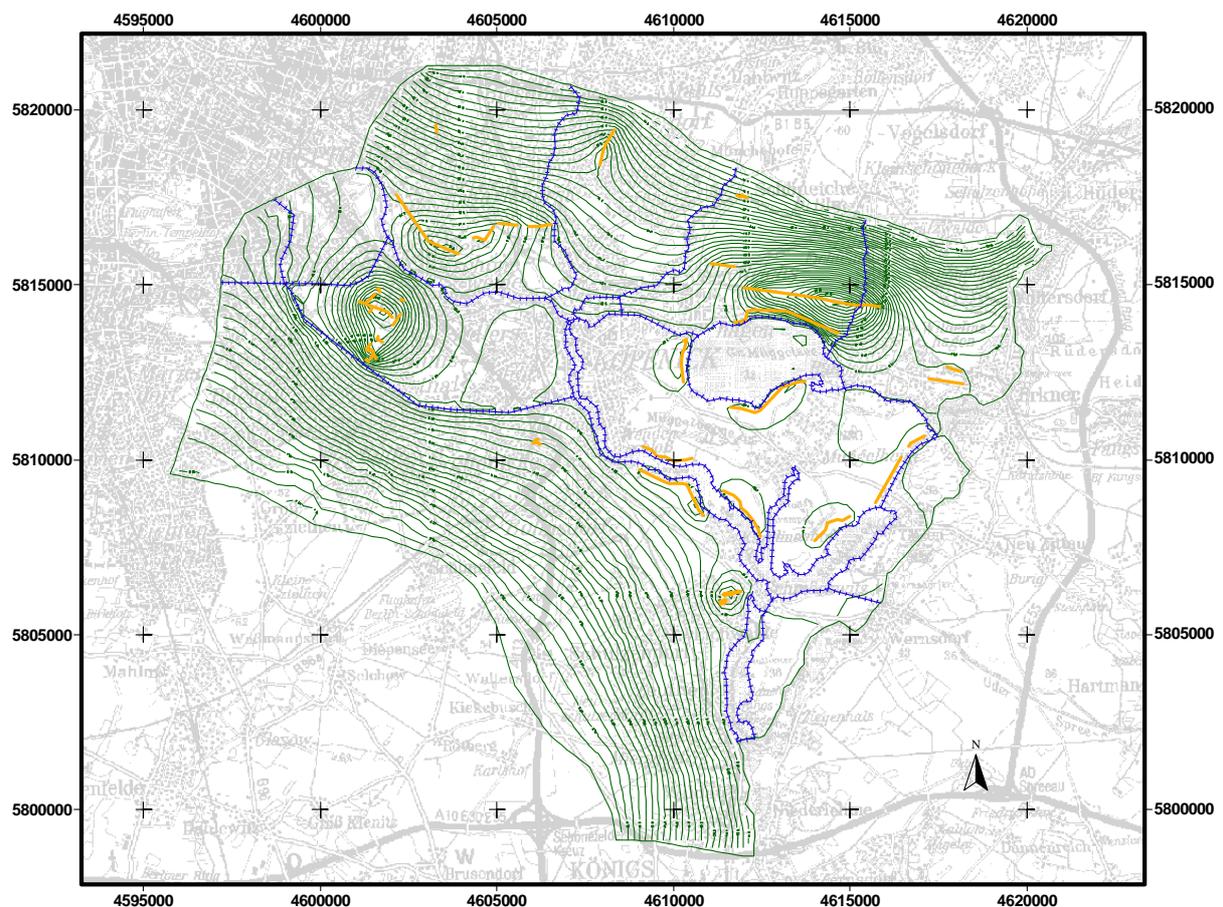


Abbildung 4.3-03: Verlauf der Grundwasserisohypsen (grün) bei einer Simulation der Wasserwerksförderung im Mai 1996 unter Verwendung der kf-Wert-Matrix. Ein Ausschnitt nördlich des Müggelsees wird in Abbildung 4.3-04 im Detail dargestellt. Zur Orientierung sind die Brunnergalerien (orange) und die Gewässerumrisse (blau) dargestellt.

Anhand der Differenzen zu den Isolinenplänen der Stichtagsmessungen lassen sich folgende Aussagen ableiten. Ohne die Verwendung der Daten aus dem hydrogeologischen Modell wird die Gesamtsituation auch schon näherungsweise richtig abgebildet. Aber nach Verwendung der kf-Wert Matrix erfolgt eine bessere gebietsbezogene Anpassung im gesamten Modellgebiet an den Zustand der Stichtagsmessung. Im direkten Kernbereich der Absenkungen der Brunnengalerien wurden beispielsweise Abweichungen von bis zu 400 cm auf bis zu 150 cm reduziert (Abb. 4.3-04). Die verbleibenden Abweichungen sind Gegenstand der Kalibrierung und werden in Kapitel 4.5 (Kalibrieren) diskutiert. Aus der insgesamt positiven Modellanpassung nach Einsatz der Parameter aus dem hydrogeologischen Modell ist deren Integration in FEFLOW und die daraus abgeleitete Gliederung des Modells in Modell-GWL als erfolgreich anzusehen. Dieser Vergleich verdeutlicht zudem, wie sensitiv das numerische Modell gegenüber Veränderung der Parameter ist. Auch SOMMERHÄUSER (1998) bestätigt: „daß die hydraulische Durchlässigkeit der sensibelste Parameter bei der Modelleichung ist“. Die gleiche Aussage machen MCADA & BARROLL (2002) und HAUGH (2002). Das bedeutet, daß der Genauigkeit bei der Konzipierung und Erarbeitung des hydrogeologischen Modells eine hohe Wertigkeit beizumessen ist. Davon hängt im entscheidenden Maße die Qualität der Modellanpassung ab (KINZELBACH & RAUSCH 1995, S. 270), und es läßt sich der Aufwand für die Kalibrierung erheblich verringern bzw. auf die Anpassung der Randbedingungen begrenzen.

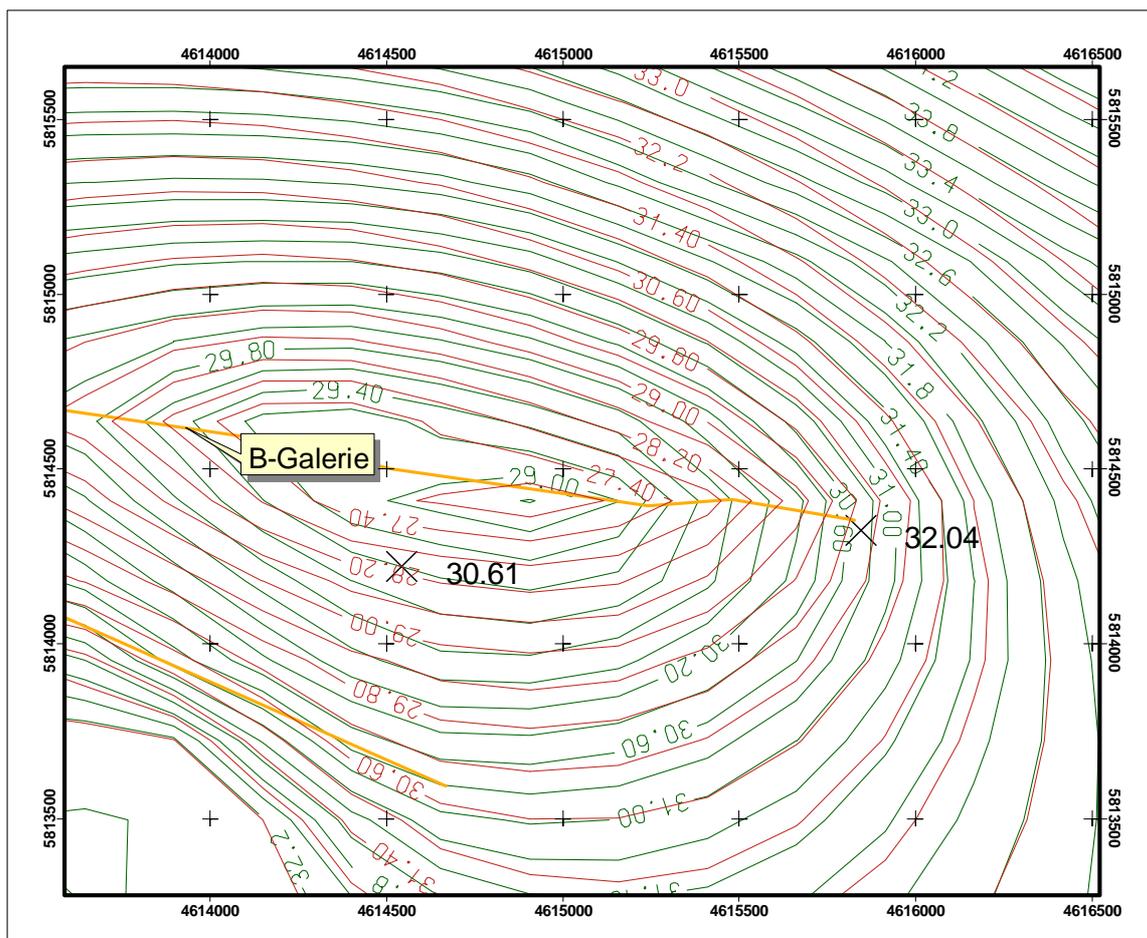


Abbildung 4.3-04: Vergleich der Simulationsergebnisse mit einheitlichem kf-Wert (rote Isohypsen) und nach Einsatz des hydrogeologischen Modells (grüne Isohypsen) anhand der Förderung der B-Galerie des WW Friedrichshagen im Mai 1996. Erkennbar ist eine deutliche Anpassung der Wasserstände in Richtung der beiden Meßstellen (schwarz).

4.4 Modellgrenzen, Rand- und Anfangsbedingungen und Netzaufbau

4.4.1 Ableitung der Modellgrenzen und Randbedingungen nach hydrogeologischen Aspekten

Die obere Berandung des Modellraumes wurde mittels digitaler Rasterdaten des Landesvermessungsamtes Brandenburg (LVA) in FEFLOW eingelesen und dort als Grenzfläche interpoliert. Zur Anwendung kamen Daten des „Digitalen Geländemodells“ mit einer Rasterweite von 25 Metern (DGM 25) bezogen auf das verwendete Koordinatensystem. Als untere Berandung wurde die Lage der Oberkante der relativ undurchlässigen Schichten des Holstein Interglazials, interpoliert über den Bereich der Fehlstellen, verwendet (Abb. 3.0-03). Sie bildet die Basis des Hauptgrundwasserleiters und wurde aus dem hydrogeologischen Modell abgeleitet. Damit ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit des Modellraumes von durchschnittlich 35-40 Metern (Abb. 4.4-01).

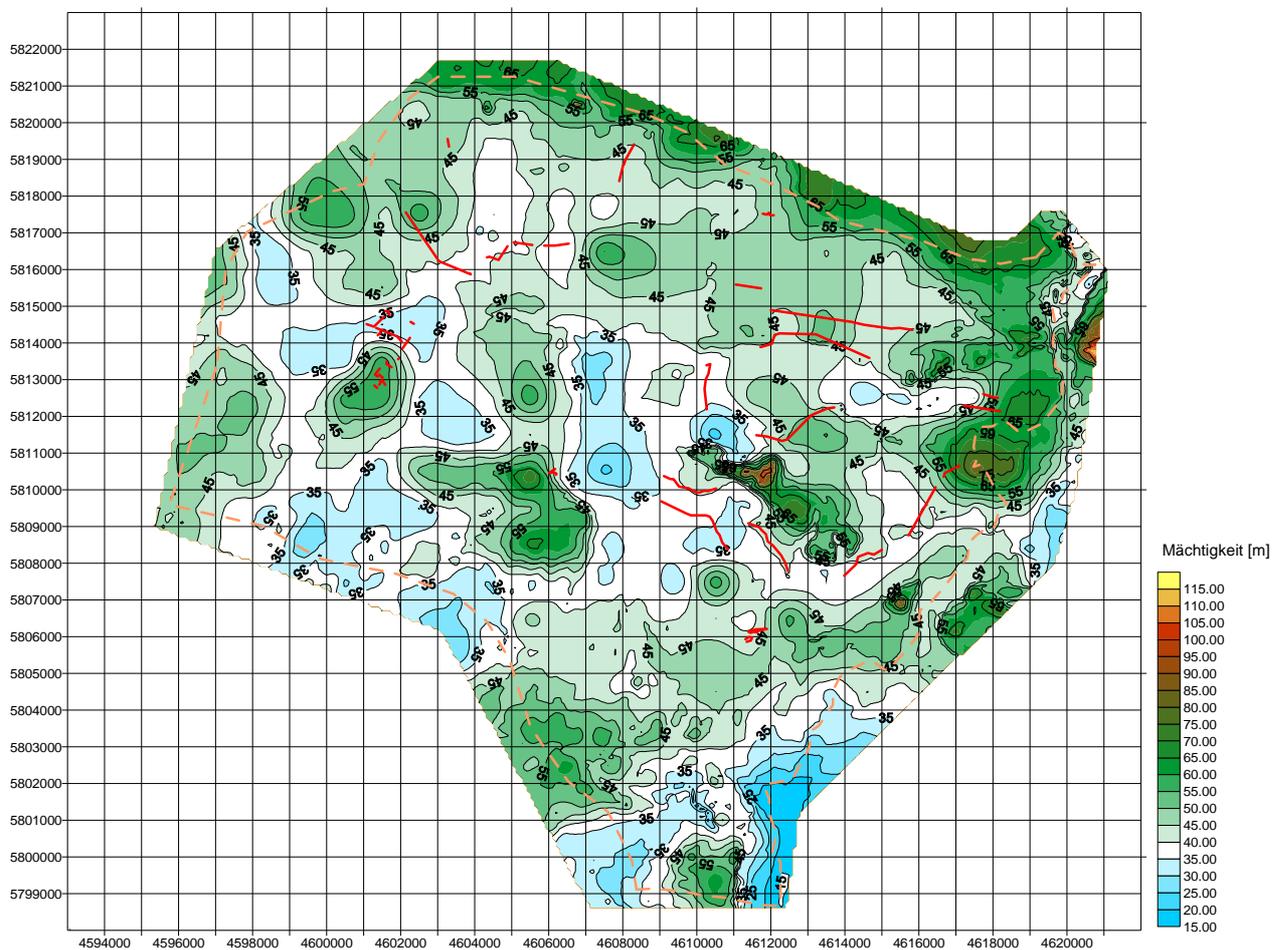


Abbildung 4.4-01: Mächtigkeit des Modellraumes als Differenz von Geländeoberkante und der Modellbasis. Die hohen Mächtigkeiten entlang der Nordostgrenze und im Zentrum resultieren aus den Geländehöhen am Barnimrand bzw. im Bereich der Müggelberge.