

Revisionsblatt



EU 213	Projekt:	PSP-Element	Obj. Kenn.	Aufgabe	UA	Lfd. Nr.	Rev.
	N A A N	N N N N N N N N N N	N N N N N N	X A A X X	A A	N N N N	N N
	9K			EGA	RB	0010	00

Titel der Unterlage: Zum Einfluß hochsaliner Porenwässer auf die Grundwasserströmung

Seite: II.
Stand: 01.08.88

Rev.	Revisionsst. Datum	verant. Stelle	Gegenzeichn. Name	rev. Seite	Kat. *)	Erläuterung der Revision

*) Kategorie R = redaktionelle Korrektur
 Kategorie V = verdeutlichende Verbesserung
 Kategorie S = substantielle Änderung
 Mindestens bei der Kategorie S müssen Erläuterungen angegeben werden.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
HANNOVER

Zum Einfluß hochsaliner Porenwässer
auf die Grundwasserströmung

-
1. Sachbearbeiter: 
2. Auftraggeber: BGR
3. Datum: 01.08.1988
4. Archiv-Nr.: 103.758
5. Tagebuch-Nr.: 11.786/88

1. ZUSAMMENFASSUNG

Salines Tiefengrundwasser beeinflusst die Grundwasserströmung aufgrund seiner höheren Dichte. Darauf weisen Messungen in der Gorlebener Rinne hin ebenso wie numerische Modelle, mit denen über die Porenwasserdichte gekoppelte Bewegungsgleichungen behandelt werden können.

Das hochsaline Tiefengrundwasser bildet nach den bisherigen Befunden eine Barriere für den Transport von Schadstoffen, die aus tiefen Deponien austreten könnten.

2. ANLASS

Im Rahmen der

Hydrogeologischen Begutachtung der Antragsunterlagen
im Hinblick auf die sicherheitstechnische Realisier-
barkeit für ein Endlager für radioaktive Abfälle in
der Schachtanlage Konrad/Salzgitter

hat der Niedersächsische Umweltminister (NMU) Nachforderungen zur Hydrogeologie gestellt (NLfB, Archiv-Nr. 101833, Tgb.-Nr. 7151/87).

Die Nachforderung HY 35 "Dichte von Grundwässern im Hinblick auf die Ergebnisse der Modellrechnungen" wurde in der abgestimmten Protokollnotiz vom 09.03.1988 umformuliert in:

"Die BGR wird in einem Vermerk die zu diesem Problem bisher vorgelegten Ausarbeitungen (BGR-Bericht Archiv-Nr. 101.314)[1] u. a. um Hinweise über erste Testrechnungen im Rahmen von HYDROCOIN ergänzen."

3. PROBLEMSTELLUNG

In Aquifersystemen, die wie in Norddeutschland aus quartären und tertiären Sanden und Tonen sowie mesozoischen Schichtenfolgen aufgebaut sind, nimmt die Salinität des Porenwassers im allgemeinen mit der Tiefe zu. Mit dem Anstieg der Salinität zur Tiefe hin ist ursächlich eine Zunahme der Porenwasserdichte verbunden.

Zur Analyse der sicheren Lagerung von Schadstoffen im tiefen Gebirge ist es wichtig zu wissen, in welchem Maße saline und damit "schwere" Tiefengrundwässer die Grundwasserströmung beeinflussen.

Es werden einige Aspekte zum Stand der Forschung beschrieben vor allem im Hinblick auf die Endlager "Gorleben" und "Konrad".

4. EINIGE ASPEKTE ZUM STAND DER FORSCHUNG

Zu Beginn unseres Jahrhunderts konnten die Süßwasservorkommen auf den Nodseeinseln und die an ihnen beobachteten Phänomene quantitativ gedeutet werden. Durch Niederschlag gebildetes frisches Grundwasser fließt horizontal im oberen Teil des Aquifers relativ scharf abgegrenzt gegen Tiefengrundwasser, das Salzgehalt und Dichte des umgebenden Meeres aufweist, zur Küste ab. Das GHIJBEN-HERZBERG-Gesetz, dessen Herleitung auf der Existenz ruhenden Tiefengrundwassers fußt, ist Ausdruck entsprechender immer wieder gemachter Beobachtungen und deren theoretischer Analyse [2].

Damit verwandte Beobachtungen und Deutungen folgen aus Bohrlochmessungen, die im Bereich der GORLEBENER RINNE bis direkt an die Oberkante des Salzstocks gefahren wurden [3]. Es konnte die elektrische Leitfähigkeit des (überwiegend NaCl)-Porenwassers aus "Focussed Electric Logs" und "Induction Logs" bestimmt werden. Aus der Leitfähigkeit wurde auf die Dichte des Porenwassers geschlossen. Im Aquifer direkt über dem Salzstock folgte daraus ein hoher Gradient für die Porenwasserdichte (Abb. 1). Aus der Neigung der Flächen gleicher Dichte konnte die Grundwasserströmung bestimmt werden, die mit direkten Messungen der Grundwasserströmung korrelierbar war. Es zeigte sich, daß die Darcy-Geschwindigkeit des Porenwassers in der Zone, in der die Porenwasserdichte zunimmt, im allgemeinen mit der Tiefe kontinuierlich zurückgeht.

Weitere theoretische Abschätzungen führten zu einem Bild (Abb. 2) für den Grundwasserströmungsverlauf in diesem Bereich [4]. Ein Teil des salinen Grundwassers rotiert.

Beleg für die Existenz salinen, dichten Tiefengrundwassers sind Sammel-diagramme aus dem Gebiet über dem Salzstock Gorleben und aus dem Gifhorner Trog (Abb. 3) und man muß fragen, ob nicht überall die Bewegung des tieferen Porenwassers durch seine hohe Dichte behindert wird.

In den letzten Jahren ist dieser Frage von theoretischer Seite und ausgehend von allgemeinen mathematisch-physikalischen Ansätzen verstärkt Aufmerksamkeit geschenkt worden. Es wurden in einigen Ländern numerische

Modelle entwickelt, mit denen über die Dichte gekoppelte Bewegungsgleichungen behandelt werden können.

Ein umfassender Vergleich solcher Modelle wurde ab 1984 international im Rahmen des Projektes HYDROCOIN durchgeführt. Ansatz und Ziele sowie erste Ergebnisse liegen vor [6, 7].

Grundlage für die Modellvergleiche ist eine Modellsituation, bei der für einen geometrisch sehr einfachen Fall versucht wird, die Grundwasserbewegung in einem Aquifer über einem Salzstock unter Berücksichtigung des Einflusses von variablen Salzgehalten zu simulieren.

Die zugrunde gelegte Modellsituation zeigt Abb. 4 (links oben):

- Der Aquifer ist 900 m lang und 300 m tief.
- Die Aquiferbasis und die seitlichen Begrenzungen sind undurchlässig bezüglich Porenwasserumsatz.
- Am oberen Rand wird ein hydraulischer Druck vorgegeben, abnehmend von $p = 10^5 \text{ Nm}^{-2}$ entsprechend $h = 10 \text{ mWS}$ am linken Rand bis zum Druck Null am rechten Rand.
- In der Mitte des Modellbeckens wird von 300 bis 600 m die Sättigungskonzentration einer NaCl-Lösung mit einer Porenwasserdichte von 1200 kg/m^3 festgehalten. Das bedeutet: Dort begrenzt ein Modell-Salzstock aus reinem NaCl-Salz den Aquifer.
- Der Aquifer ist homogen und isotrop. Seine Permeabilität beträgt $K = 10^{-12} \text{ m}^2$ entsprechend $k_f = 10^{-5} \text{ m/s}$.
- Die Grundwasserbewegung soll auf die dargestellte Ebene beschränkt sein.

Aufgrund des ortsvariablen, als Randbedingung an der Oberfläche definierten Druckes bildet sich ein stationäres Grundwasserströmungsfeld aus mit Einstrom und Ausstrom am oberen Rand. Mit dem Einstrom soll nur Süßwasser in das System gelangen.

Dieses System beschreibt sehr vereinfacht eine hydrogeologische Standard-situation: Unter topographischen Hochlagen liegt der Grundwasserspiegel höher als in den benachbarten Talauen. Der daraus resultierende Grundwasserabstrom aus den hochliegenden Gebieten in die Talauen, in denen das Grundwasser wieder zutage tritt, steht im Gleichgewicht mit der Grundwasserneubildung aus Niederschlag in den Hochlagen. So wird ein langfristig stationäres Grundwasserfließsystem aufrechterhalten.

Wie in [6] abschließend zu diesem Fall festgestellt werden konnte, stellt bereits dieses einfache Beispiel eine sehr große Herausforderung an eine theoretische Behandlung dar. Das Problem ist nicht mehr analytischen Rechnungen zugänglich. Es wurden von den einzelnen Arbeitsgruppen unterschiedliche numerische Methoden benutzt, die z. T. erst entwickelt wurden. Damit erzielte anfängliche Ergebnisse weichen z. T. sehr von den abschließenden Resultaten ab, die nach ausführlichen Diskussionen auf verschiedenen HYDROCOIN-Workshops erzielt wurden.

Schließlich ergab sich allgemeine Übereinstimmung darin, daß der Grundwasserfluß in einer Hauptzelle im Süßwasserbereich abläuft sowie wesentlich schwächer in zwei tiefer liegenden Konvektionszellen, die im salinen Tiefenwasser liegen (Abb. 4, links unten). Die anfänglichen kontröversen Diskussionen betrafen vor allem die Existenz der Konvektionszellen im tiefen, salinen Teil des Aquifers.

Anschließend wurden Parametervariationen zu diesem Beispiel durchgeführt, die noch nicht veröffentlicht sind. Vorläufige Ergebnisse dazu liegen bislang nur von einer Arbeitsgruppe der GSF vor. Sie zeigen, daß sich bei Anisotropie des Aquifers bezüglich seiner Durchlässigkeit und bei Aufteilung des Modellgebiets in zwei horizontale Schichten ebenfalls Konvektionszellen einstellen, deren Größe jedoch je nach Parameterwahl unterschiedlich ausfällt.

Viele Fragen, die die theoretische Behandlung der Grundwasserbewegung bei variabler Grundwasserdichte betreffen, blieben am Ende des Projekts HYDROCOIN noch offen. Dazu gehören

- die Vollständigkeit der verwendeten Grundgleichungen,
- die optimale Rechentechnik zur Behandlung nichtlinearer parabolisch/hyperbolischer partieller Differentialgleichungen,
- die exakte Definition von Randbedingungen,
- die Notwendigkeit sehr feiner Gitternetze, die sehr viel Speicherplatz und lange Rechenzeiten auf Großrechnern erfordern.

Die Behandlung komplexer hydrogeologischer Systeme ist deswegen vorläufig nicht möglich.

5. DISKUSSION EINES SPEZIELLEN BEISPIELS

Im Folgenden soll der Testfall aus HYDROCOIN, Level 1, der im vorigen Abschnitt beschrieben wurde, noch einmal aufgegriffen werden. Dazu werden Ergebnisse benutzt, die demnächst veröffentlicht werden [8].

Diesem Beispiel werden Ergebnisse aus einer eigenen Rechnung gegenübergestellt, deren Voraussetzungen nur in einem Punkt anders sind: Es wird die Variabilität der Porenwasserdichte ausgeschlossen. Eine solche Situation kann mit wesentlich kleinerem mathematischen Aufwand behandelt werden. Der Vergleich beider Modellergebnisse macht deutlich, welche wichtige Rolle hochsalines Tiefenwasser für das Grundwasser-Strömungsregime spielt.

Beide Modellsituationen in Abb. 4, Zeile 1 unterscheiden sich in einem einzigen Punkt: In der Mitte des Modellbodens (linke Darstellung) wird die Sättigungskonzentration einer NaCl-Lösung gehalten, die auf dieser Linie zu einer Porenwasserdichte von 1200 kg/m^3 führt. Dort begrenzt ein Modell-Salzstock aus reinem NaCl-Salz den Aquifer. Demgegenüber ist der Modellboden in der rechten Darstellung auch für Stoffaustausch unpassierbar.

Die Rechnungen mit einem numerischen Modell liefern bei HERBERT et al. zunächst die Verteilung des "Residualdrucks"

$$p^R = p - \rho_0 g z$$

im Schnitt (Abb. 4, Zeile 2, links).

Aus einer in [9] angegebenen mathematischen Lösung ließ sich für den äquivalenten Fall mit konstanter Porenwasserdichte ρ_0 die Verteilung der "Hydraulischen Höhe" berechnen (Abb. 4, Zeile 2, rechts):

$$h = \frac{p}{\rho_0 g} - z$$

Der Massenanteil an konzentrierter Salzwasserlösung ist in Abb. 4, Zeile 3 angegeben. Für den Salzwasserfall folgt er aus der Modellrechnung, für den Süßwasserfall ist er nach Voraussetzung überall gleich Null.

Die Stromfunktionen ψ für beide Fälle werden in Abb. 4, Zeile 4 miteinander verglichen. Definition und Bedeutung der Stromfunktion ist in [10] beschrieben.

Im oberen Teil der Abb. 4, Zeile 4 links hat man im Bereich "a" eine Massenstromdichte

$$q_x = - \frac{\Delta \psi}{\Delta z} = \frac{0.25 \cdot 10^{-2} \text{ kg/m}^3 \text{ s}}{28 \text{ m}} \sim 9 \cdot 10^{-5} \frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{ s}}$$

Da in diesem Gebiet nach Abb. 2, Zeile 3. links der Massenanteil konzentrierter Salzlösung sehr klein ist und die Dichte des Porenwassers demnach $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ beträgt, ist die Volumenstromdichte $q_x \sim 9 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$.

Im tieferen Teil des Aquifers laufen die Stromlinien in sich selbst zurück. Sie bilden Wirbel. An der mit "b" bezeichneten Stelle gilt

$$q_z = \frac{\Delta \psi}{\Delta x} = \frac{0.25 \cdot 10^{-4} \text{ kg/m}^3 \text{ s}}{55 \text{ m}} \sim 5 \cdot 10^{-7} \frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{ s}}$$

An der Stelle "c" ist die Bewegung gegenläufig:

$$q_z = \frac{\Delta \psi}{\Delta z} = - \frac{8 \cdot 0.25 \cdot 10^{-4} \text{ kg/m}^3 \text{ s}}{30 \text{ m}} \sim - 7 \cdot 10^{-6} \frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{ s}}$$

Die Massenstromdichte ist somit im unteren Teil des Aquifers um mindestens eine Größenordnung kleiner als im oberen Teil, in dem sehr wenig Salzlösung vorhanden ist.

Nach den Modellrechnungen muß man also deutlich unterscheiden zwischen einem relativ schnell sich bewegendem Süßwasserkörper und einem langsamer rotierenden Wasserkörper in der Tiefe mit höherer Salinität.

Für den Süßwasserfall ergibt sich in der Mitte des Profils (Abb. 4, Zeile 4, rechts) eine Volumenstromdichte zwischen Aquifertop und -basis

$$q_x = - \frac{\Delta \psi}{\Delta z} = \frac{27.5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}}{300 \text{ m}} \sim 9 \cdot 10^{-8} \text{ m/s} ,$$

ziemlich gleichmäßig über die gesamte Aquifermächtigkeit verteilt. Sie ist ebenso groß wie die Volumenstromdichte im oberen Teil des "Salzwasserfalls".

Der "Salzwasserfall" unterscheidet sich demnach vom "Süßwasserfall" in guter Näherung durch die Existenz des rotierenden, salinen Tiefengrundwassers.

Nach den Modellrechnungen hat ein im salinen Teil des Aquifers gefangener Wasserinhaltsstoff nur eine geringe Chance, dem Kreislauf des Tiefengrundwasser zu entkommen. Das saline Tiefengrundwasser bildet eine Barriere für den Transport von Schadstoffen in die Biosphäre.

6. BEDEUTUNG DER ERGEBNISSE IM HINBLICK AUF DIE STANDORTBEURTEILUNG KONRAD

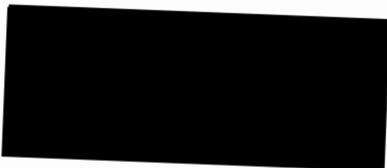
Die in [1] auf Seite 9/10 gemachten Feststellungen zum Einfluß des salinen Tiefengrundwassers auf die Grundwasserbewegung am Standort KONRAD werden durch die in diesem Bericht gemachten Erläuterungen zum Stand der Forschung auf diesem Gebiet unterstrichen.

Nach Abschnitt 4 dieses Berichts war es nicht möglich, während der Standortuntersuchungen KONRAD das dort vorliegende komplexe hydrogeologische System mit Modellen zu untersuchen, die die Salz-/Süßwasserproblematik berücksichtigen.

Im Plan KONRAD wurden deswegen Modelle benutzt, die die variable Grundwasserichte im System ausschließen. Man kann aus den in diesem Bericht geschilderten Arbeiten deduktiv ableiten, daß die Benutzung solcher Modelle zu konservativen Abschätzungen bezüglich Grundwasserlaufzeiten führt.

Bundesanstalt für Geowissenschaften
und Rohstoffe

Im Auftrage:



Sachbearbeiter:



LITERATUR

- [1] VIERHUFF, H., KLINGE, H., HÜSER, M.: Hydrogeologie im Bereich der Grube Konrad. - BGR-Bericht 101.314, 1987.
- [2] EDELMAN, J.H.: Groundwater Hydraulics in Extensive Aquifers. - Intern. Inst. Land Reclamation and Improvement ICRI Wageningen, The Netherlands, 216 S., 1972.
- [3] FIELITZ, K., GIESEL, W.: Evaluation of Groundwater Salinity from Well Logs and Conclusions on Flow on Highly Saline Water. - Geologia Appl. e Idrogeologia - S. 107-116, 8 Fig., 1983.
- [4] FIELITZ, K.: Das horizontale hydraulische Potentialgefälle im hochversalzten Grundwasser eines Teilbereiches der Gorlebener Rinne. - BGR-Bericht 95.495, 1983.
- [5] Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben "Bewegung des Grundwassers in der Umgebung eines Salzstocks - Analyse geologischer Daten und Modellstudien" KWA 51073, BGR-Bericht 97.068, 1985.
- [6] The International Hydrocoin Project, Level 1: Code verification. - Hrsg.: Coordinating Group of the HYDROCOIN Project, Swedish Nuclear Power Inspectorate (SKI), NEA, OECD, Paris, 1988.
- [7] GEOVAL: A Symposium on Verification and Validation of Geosphere Performance Assessment Models, Proc. Vol. 1 und 2 (SKI), Stockholm, 1987.
- [8] HERBERT, A.W., JACKSON, C.P., LEVER, D.A.: Coupled Groundwater Flow and Solute Transport with Fluid Density Strongly Dependent upon Concentration. - Theoretical Physics Division, Harwell Laboratory, Oxon - TP. 1207 - to be submitted to Wat.Res.Research. (Benutzung des linken Teils der Abb. 4 mit freundlicher Genehmigung der Verfasser.)
- [9] TÖTH, J.: A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. - J.Geophy.Res., 68, 4795-4821, 1963.
- [10] BEAR, J.: Hydraulics of Groundwater. - McGraw Hill Inc., 569 S., 1979.

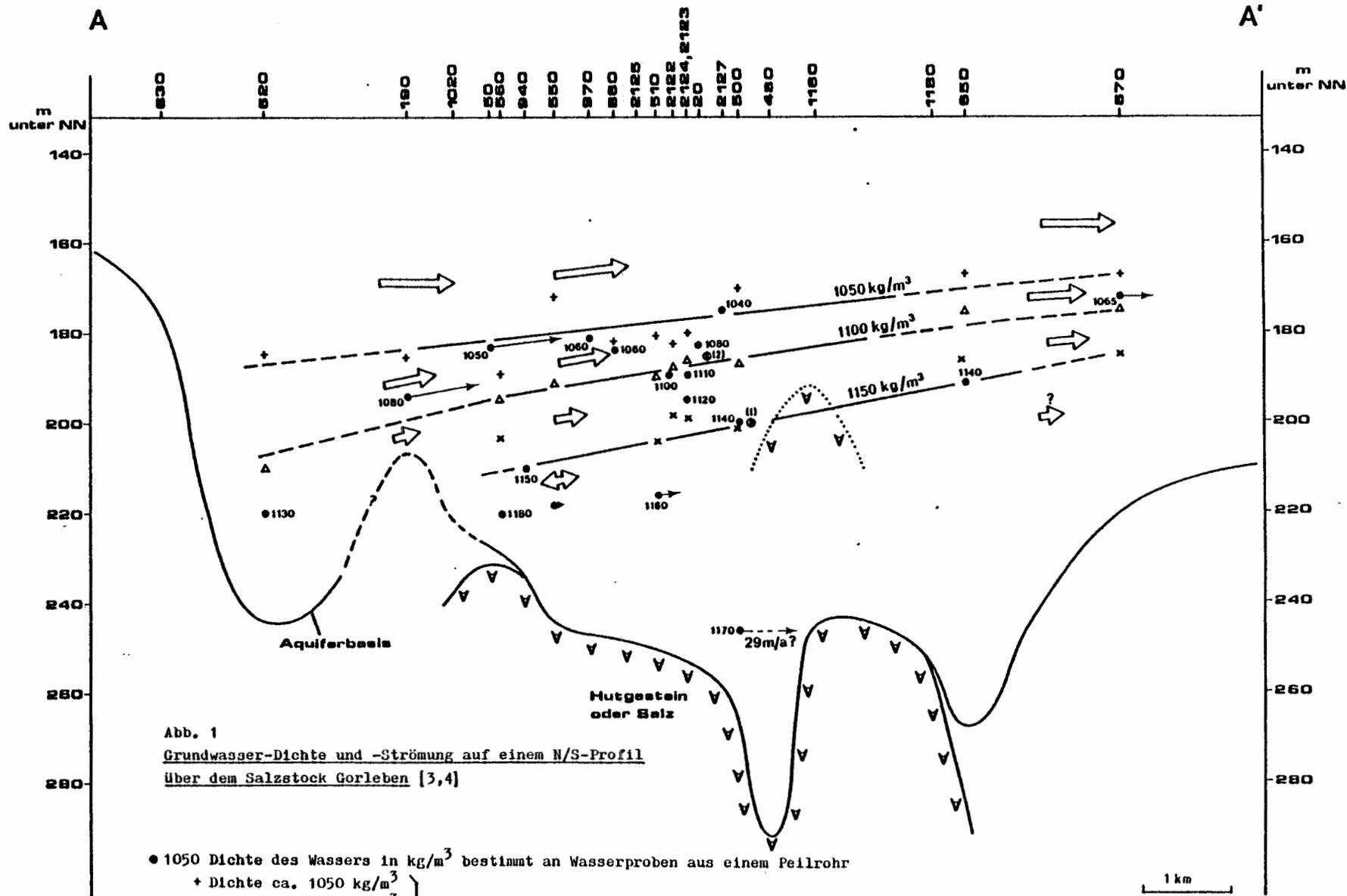


Abb. 1
Grundwasser-Dichte und -Strömung auf einem N/S-Profil
über dem Salzstock Gorleben [3,4]

- 1050 Dichte des Wassers in kg/m^3 bestimmt an Wasserproben aus einem Peilrohr
- + Dichte ca. 1050 kg/m^3
- Δ Dichte ca. 1100 kg/m^3
- x Dichte ca. 1150 kg/m^3
- } abgeleitet aus Bohrlochmessungen
- ⇒ Abstrommenge ermittelt aus Neigung der Flächen gleicher Dichte für $k_f = 3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$
- Abstrommenge gemessen nach der Tracermethode (GSF)
- ⇨ bzw. ⇨ Pfeillänge entspricht einer Abstrommenge von $2 \text{ m}^3/\text{m}^2\text{a}$
- 500 Bohrloch-Nr.

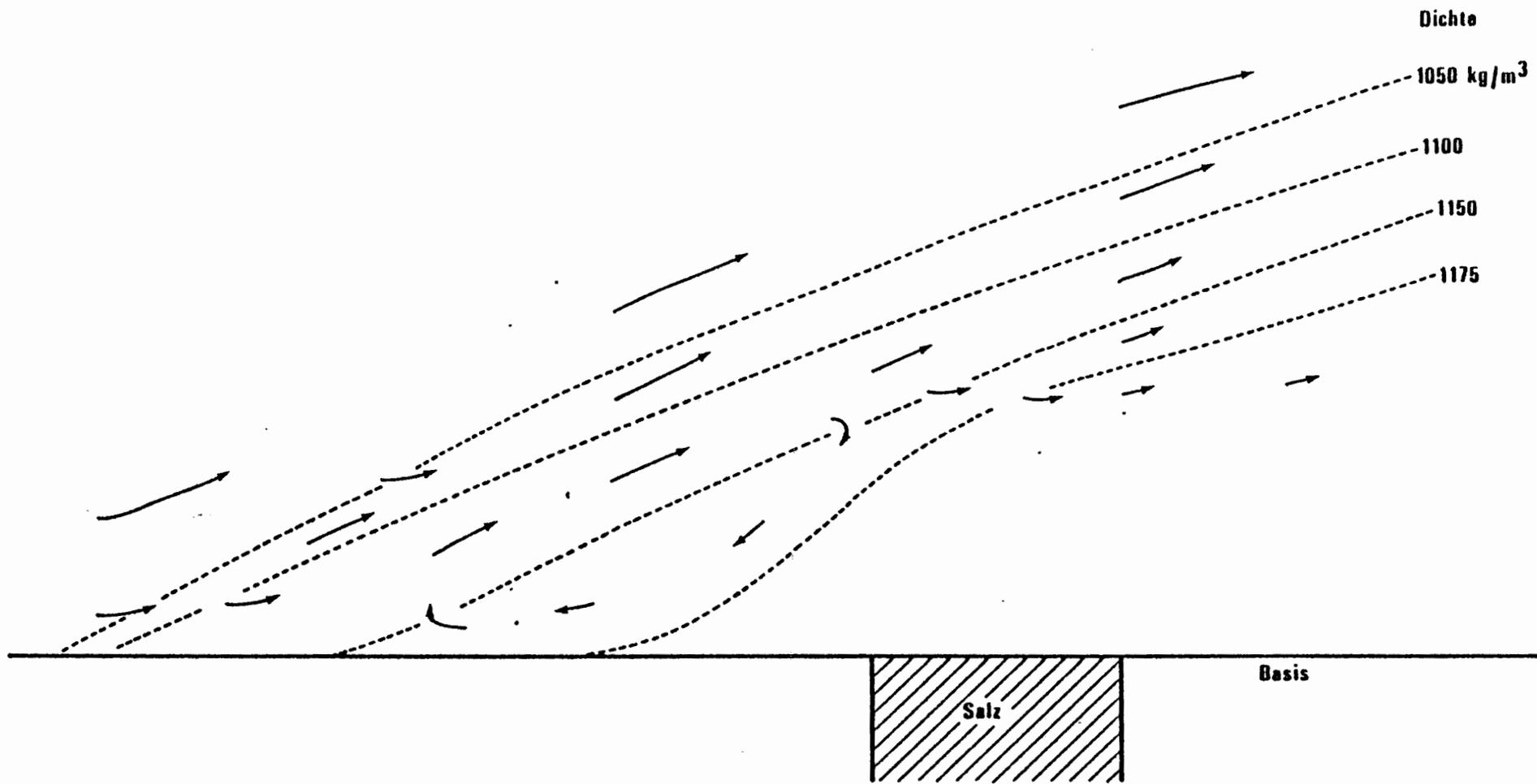


Abb. 2: Schematische Skizze des möglichen Strömungsverlaufs in Grundwasser mit unterschiedlichem Salzgehalt über einer Fläche, in der Salz in Lösung geht (Salztransport quer zu den Flächen gleicher Dichte durch Diffusion und Dispersion) [4]

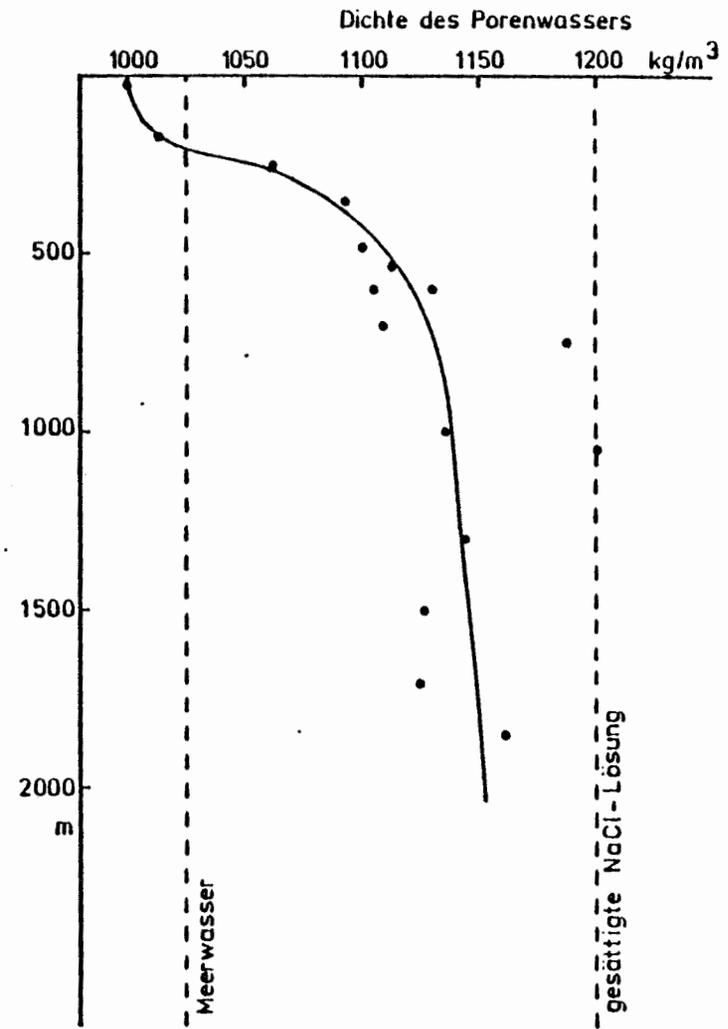
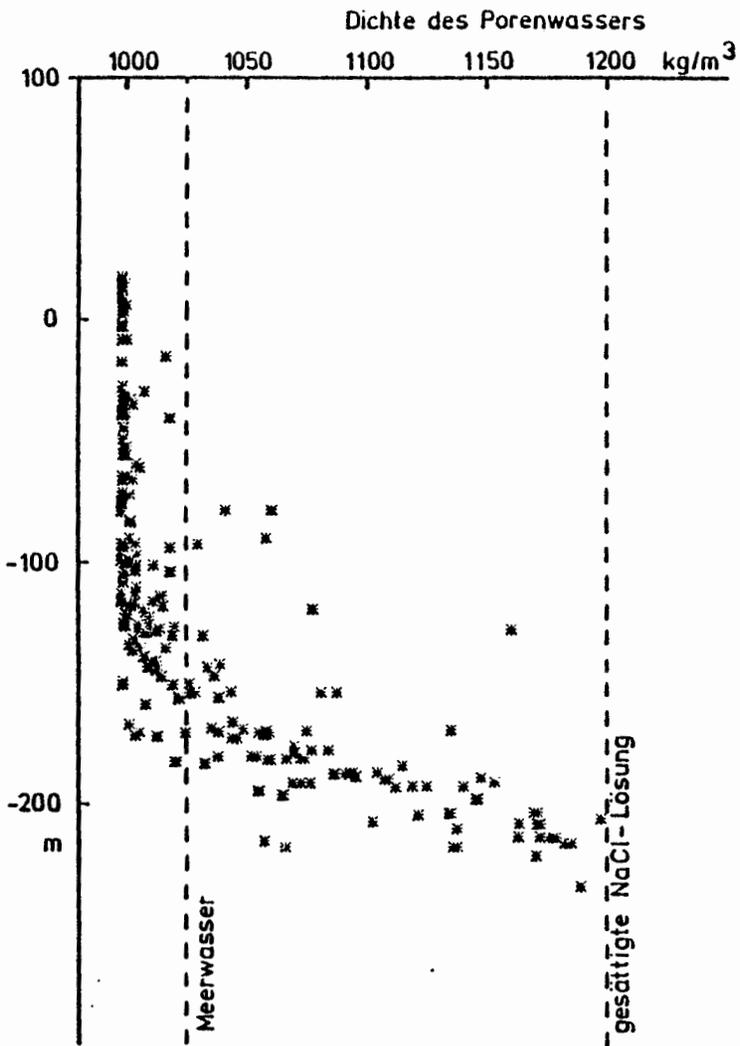


Abb. 3

Dichte des Porenwassers als Funktion der Tiefe

links: Untersuchungsgebiet Gorleben, BGR-Labormessungen bei 20°C, Ordinate: Tiefe zu NN, erst zum Teil dokumentiert in [5]

rechts: Schachtanlage Konrad und Gifhorner Trog, Ordinate: Tiefe, [1]

Abb. 4: Transport von Grundwasser und gelösten Salz, dessen Konzentration die Grundwasser-Dichte stark beeinflusst (linke Spalte nach [8]), Transport von Grundwasser konstanter Dichte (rechte Spalte), Erläuterungen und Diskussionen siehe Abschnitt 5

