

## 9 Hinweise zu thermalem, mineralisiertem und gasführendem Grundwasser

### 9.1 Allgemeines

In zunehmendem Maße wird heutzutage bis zu einigen 100 m Tiefe Grundwasser erschlossen. Je nach Beschaffenheit wird es als Trink- oder Brauchwasser, als Heil- oder Mineralwasser verwendet oder geothermisch genutzt. Tiefes Grundwasser ist in der Regel gespannt. Die Fließgeschwindigkeiten sind gering, und dementsprechend ist die mittlere Verweilzeit im Untergrund wesentlich größer als bei oberflächennahem Grundwasser. Häufig wird eine Regeneration erst durch die Entnahme größerer Wassermengen in Gang gesetzt. Aus diesem Grund weisen tiefe Grundwässer isotopische Besonderheiten auf, z. B. fehlt Tritium, und der Gehalt an  $^{14}\text{C}$  ist gering. In vielen Fällen sind sie stark mineralisiert. Die Drücke und Temperaturen sind erhöht, was sich auf die physikalischen Eigenschaften des Wassers und des Gesteins auswirkt. Dies ist bei der Beurteilung von Durchlässigkeiten und bei der Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen zu berücksichtigen.

### 9.2 Physikalische Eigenschaften

#### 9.2.1 Wasser

Die wichtigsten physikalischen Parameter und ihre Gesetzmäßigkeiten enthält Tab. 8. Die grundlegen-

den Eigenschaften des Wassers sind Dichte, dynamische Viskosität, Wärmeausdehnung und Kompressibilität.

Die **Dichte**  $\rho$  des Wassers ist temperatur- und druckabhängig (Abb. 55a). Reines Wasser unter Normaldruck hat seine größte Dichte bei 4 °C. Bei normalen geothermischen Gradienten dominiert der Temperatureffekt geringfügig, so daß mit zunehmender Tiefe mit einer Abnahme der Dichte zu rechnen ist. Einem Aufstieg von heißem Wasser steht jedoch i. allg. eine mit der Tiefe abnehmende Gesteinsdurchlässigkeit und eine zunehmende Mineralisation entgegen.

Die **dynamische Viskosität**  $\mu$  von Wasser, d. h. seine Zähigkeit, ist fast ausschließlich temperaturabhängig (Abb. 55b.) Zwischen 0 °C und 150 °C schwankt sie im Vergleich zur Dichte um ein Vielfaches ( $\mu = 1,75 \cdot 10^{-3}$  bis  $0,2 \cdot 10^{-3}$  Pa · s). Sie ist deshalb für das Fließverhalten thermaler Grundwässer von ausschlaggebender Bedeutung.

Die **Wärmeausdehnung**  $\gamma^*$  von Wasser vergrößert sich mit zunehmender Temperatur (vgl. Abb. 55c). Für ihre Druckabhängigkeit gilt: Bei Temperaturen unter 50 °C nimmt die Wärmeausdehnung mit dem Druck zu, während sie bei Temperaturen über 50 °C mit ihm abnimmt.

Die **Kompressibilität**  $c$  von Wasser verhält sich umgekehrt proportional zum Druck (Abb. 55d). Bei Temperaturen über 50 °C nimmt sie mit der Tempe-

Tab. 8: Verzeichnis der wichtigsten physikalischen Parameter

Bezeichnung	Symbol	Einheit	Gleichung	
Dichte	$\rho$	kg/m <sup>3</sup>	$\rho = m/V$	Symbole: m – Masse (kg) V – Volumen (m <sup>3</sup> ) g – Erdbeschleunigung (m/s <sup>2</sup> ) Baden-Württemberg 9,809 + 0,0015 – 0,0046 V <sub>0</sub> – Ausgangsvolumen (m <sup>3</sup> ) ΔT – Temperaturdifferenz (K) Δp – Druckdifferenz (Pa) l <sub>0</sub> – Ausgangslänge (m) Δl – Längendifferenz (m) ΔV – Volumendifferenz (m <sup>3</sup> )
spezifisches Volumen	V <sub>s</sub>	m <sup>3</sup> /kg	V <sub>s</sub> = 1/ρ	
Wichte	γ	kg/s <sup>2</sup> · m <sup>2</sup>	γ = ρ · g	
dynamische Viskosität	μ	Pa · s	—	
kinematische Viskosität	ν	m <sup>2</sup> /s	ν = μ / ρ	
Raumausdehnungskoeffizient	γ <sup>o</sup>	1/K	γ <sup>o</sup> = ΔV/(V <sub>0</sub> · ΔT)	
Kompressibilität	c	1/Pa	c = ΔV/(V <sub>0</sub> · Δp)	
Elastizitätsmodul	E	Pa	E = Δp · l <sub>0</sub> /Δl	
Poisson-Zahl	μ <sub>p</sub>	—	μ <sub>p</sub> = 0,5 – c · E/6	

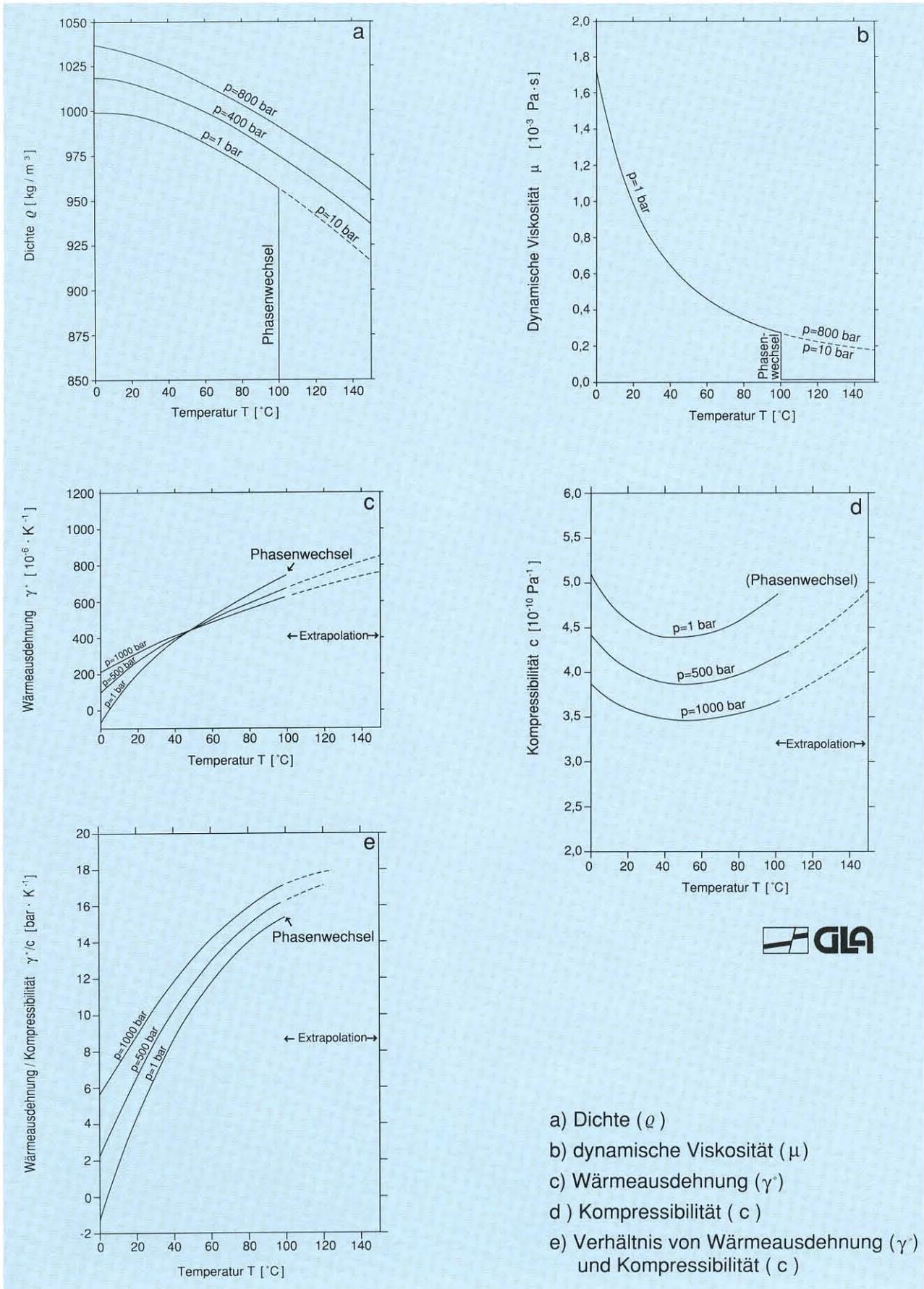


Abb. 55: Physikalische Eigenschaften des Wassers in Abhängigkeit von Druck und Temperatur

ratur zu, während sie für Temperaturen unter 50 °C abnimmt. Die Kompressibilität von Wasser liegt i. allg. zwischen  $c = 4 \cdot 10^{-10}$  und  $c = 5,5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ .

In Abb. 55e wurde das Verhältnis zwischen Wärmeausdehnung und Kompressibilität in Abhängigkeit von Druck und Temperatur aufgetragen. Man erkennt, daß mit zunehmender Temperatur und Druck der Einfluß der Wärmeausdehnung auf Kosten der Kompressibilität wächst. Unter der Annahme eines mittleren geothermischen Gradienten von  $\text{grad } T = 3 \text{ K}/100 \text{ m}$  beträgt das Druck-/Temperatur-Verhältnis ca.  $\Delta p/\Delta T = 3,3 \text{ bar K}^{-1}$ . Damit dominiert bei Temperaturen über 15 °C die Wärmeausdehnung gegenüber der Kompressibilität.

## 9.2.2 Gestein

Tab. 9 stellt einen Versuch dar, die Größenordnung einiger mechanischer und thermischer Gesteinsparameter abzugrenzen. Bei der Vielzahl der Gesteine ist es nicht möglich, verbindliche Zahlenwerte für einzelne Gesteinsarten anzugeben. Von Ausnahmen abgesehen, lassen sich lediglich pauschale Größenordnungen für bestimmte Parameter abschätzen

Die **Dichte**  $\rho$  verschiedener Gesteine schwankt nur geringfügig. Sie liegt i. allg. zwischen  $\rho = 2,3 \cdot 10^3$  und  $\rho = 3,0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ . Die größten Dichten weisen Gesteine auf, deren Genese oder Umbildung in großer Tiefe erfolgt ist, wie z. B. Basalte, Gneise, Syenite und Granite.

Tab. 9: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen bei Normaldruck und 0–30 °C Temperatur

Gestein	Dichte [ $10^3 \text{ kg/m}^3$ ]	Elastizitätsmodul [ $10^{10} \text{ Pa}$ ]	Poisson-Zahl [ ]	Spez. Wärme [ $\text{J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ]	Wärmeleitfähigkeit [ $\text{J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ]
Granit	2,60 – 2,65	3,0 – 6,5	0,12 – 0,20	0,787 – 0,975	2,9 – 3,2
Syenit	2,70 – 2,75	5,0 – 7,0	0,15 – 0,25	0,787 – 0,975	2,8 – 4,1
Gneis { hell	2,60 – 2,65	3,0 – 4,0	~ 0,24	0,75 – 0,84	2,7 – 3,1
dunkel	2,70 – 2,75	2,0 – 2,5	~ 0,27	0,75 – 0,84	~ 2,7
Sand- { stein { verkieselt	2,65 – 2,75	3,8 – 5,0	0,10 – 0,15	~ 0,774	2,7 – 3,0
grob, mäßig gebunden	2,35 – 2,55	0,18 – 0,36*	0,2 – 0,3	~ 0,753	2,1 – 2,3
Kalkstein	2,41 – 2,67	0,6 – 2,0	0,20 – 0,25	~ 0,749	2,5 – 3,5
Dolomitstein	2,7 – 2,8	0,6 – 1,0	0,20 – 0,25		~ 2,5
Ton- { stein { stark, kompakt (Typ Rotliegendes)	2,7 – 2,8	0,3 – 0,4	0,25 – 0,30	~ 1,004	~ 1,7
mäßig, kompakt (Typ Opalinuston)	2,6 – 2,7	0,005 – 0,05	~ 0,4 (?)	~ 0,879	1,5 – 1,7
Ölschiefer	2,1 – 2,3	~ 0,5**	~ 0,3***		~ 0,8
Kohleschiefer	~ 2,3	0,01 – 0,10	0,6 – 0,8***		0,6 – 0,8
Steinkohle	1,2 – 1,4	0,05 – 0,20 (?)	0,4 – 0,6		~ 0,3
Gips	2,30 – 2,37	~ 0,2	0,25 – 0,30 (?)		~ 2,3
Anhydrit	2,75 – 2,95	0,6 – 1,0	0,15 – 0,20		~ 2,8
Salz	2,08 – 2,28	0,05 – 0,10	groß	~ 0,917	4,60 – 5,96
Basalt	2,8 – 3,0	~ 7,0	0,09 – 0,15	~ 0,858	1,6 – 2,8

\* = Molasse; \*\* = senkrecht zur Schichtebene; \*\*\* = in der Schieferungsebene

Zusammenstellung von SCHÄDEL & STÖBER nach MÜLLER (1963), WEAST (1975), D'ANS-LAX (1967), KAPPELMAYER (1974)

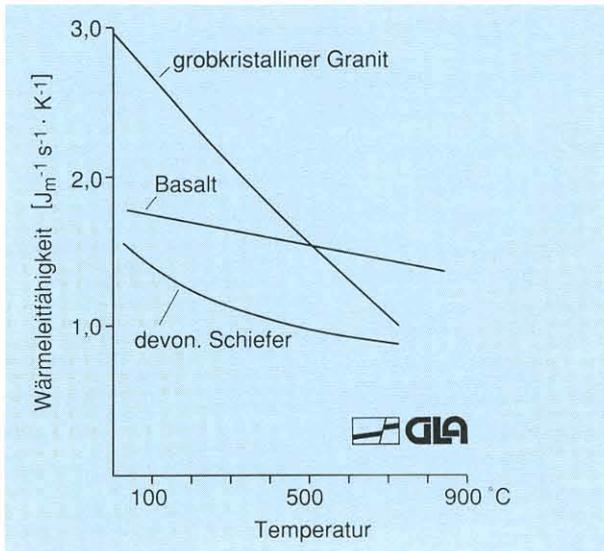


Abb.56: Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen in Abhängigkeit von der Temperatur nach Angaben des NLFb Hannover

Als Maß für die Elastizität wird bei Flüssigkeiten die Kompressibilität benutzt, bei Gesteinen der **Elastizitätsmodul** ( $E$ ) und die Poisson-Zahl ( $\mu_p$ ). Die Elastizitätsparameter besitzen nur für die Deformationsbereiche Gültigkeit, in denen eine lineare Beziehung zwischen Spannung und Dehnung entsprechend dem Hook'schen Gesetz vorliegt. Der Elastizitätsmodul schwankt zwischen  $E = 10^9$  und  $E = 70 \cdot 10^9$  Pa; er weist also eine wesentlich größere Spannweite auf als z. B. die Dichte. Gesteine mit großen Elastizitätsmodulen sind hart und nur mit sehr hohen Drücken verformbar (vgl. Tab. 9), wie z. B. Basalte und Granite.

Während der Elastizitätsmodul für die einzelnen Gesteine eine große Streubreite aufweist, schwankt die **Poisson-Zahl** ( $\mu_p$ ), auch Querdehnungszahl genannt, lediglich zwischen  $\mu_p = 0,1$  und  $\mu_p = 0,4$ . Große Poisson-Zahlen kennzeichnen Gesteine mit geringen Elastizitätsmodulen und hohen Kompressibilitäten (z. B. Kalkstein, Dolomitstein, Gneis). Für einen Kalkstein mit einer Poisson-Zahl von  $\mu_p = 0,25$  und einem Elastizitätsmodul von  $E = 0,6 \cdot 10^{10}$  Pa (Tab. 9) errechnet man mit der Gleichung aus Tab. 8 die Kompressibilität zu:

$$\begin{aligned}
 c_{\text{Kalk}} &= 3(1-2\mu_p)/E & (9.1) \\
 &= 3(1-2 \cdot 0,25) / 0,6 \cdot 10^{10} \text{ Pa} \\
 &= 2,5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}
 \end{aligned}$$

Für Basalt erhält man wesentlich geringere Werte von ca.  $c_{\text{Basalt}} = 3,5 \cdot 10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$ . Mit den größten Kompressibilitäten muß man bei mäßig kompakten Tonsteinen (Opalinuston, Keupertone) rechnen. Sie können sogar eine größere Kompressibilität als Wasser ( $c_w = 5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ ) aufweisen. In dichten Gesteinen mit geringen Porositäten kann daher der kompressible Anteil des Gesteins den des Wassers übertreffen, so daß der Speicherkoeffizient im wesentlichen von den Gebirgseigenschaften abhängt.

### 9.3 Grundlagen der Wärmeleitung

Von den drei Arten des Wärmetransportes – Wärmeströmung oder Konvektion, Wärmeleitung oder Konduktion und Wärme- oder Temperaturstrahlung – ist in Tiefenaquiferen vorwiegend die Wärmeleitung von Bedeutung. Tab.10 enthält eine Gegenüberstellung von Grundwasserströmung und Wärmeleitung. Ihre Gesetze sind analog.

### 9.4 Konsequenzen für Ergiebigkeitsuntersuchungen in tiefen Aquiferen

#### 9.4.1 Hydraulische Parameter

Das tiefe Grundwasser weist neben den genannten physikalischen und thermischen Eigenschaften auch chemische Besonderheiten auf. Hier interessieren jedoch nur die Aquifere, die gering mineralisiertes Grundwasser enthalten, das als Trink-, Heil- oder Brauchwasser genutzt werden kann. Hochmineralisierte Tiefenwässer werfen hinsichtlich Korrosion und Entsorgung große Probleme auf.

Da die Transmissivität bzw. der Durchlässigkeitsbeiwert und der Speicherkoeffizient bzw. der spezifische Speicherkoeffizient nicht nur Eigenschaften des Gesteins, sondern auch Eigenschaften des Wassers wiedergeben, ändern sich diese hydraulischen Parameter mit der Mineralisation, dem Gasgehalt, der Temperatur und dem Druck des Wassers.

Tab. 10: Vergleich zwischen thermischen und hydraulischen Parametern (vereinfacht)

Thermik	Hydraulik
Temperaturgradient grad T = $\Delta T / \Delta l$ (K/m)	hydraulischer Gradient $J = \Delta T / \Delta l$ ( )
Wärmemenge $Q^*$ (J)	Fluidmenge $V$ (m <sup>3</sup> )
Wärmestrom $I = Q^*/t$ (J/s)	Durchfluß $Q = V/t$ (m <sup>3</sup> /s)
Wärmeflußdichte $q^* = I/A$ (J·s <sup>-1</sup> · m <sup>-1</sup> )	spezifischer Durchfluß $q = Q/A$ (m/s)
Wärmeleitfähigkeit $\lambda = q^*/\text{grad T}$ (J·s <sup>-1</sup> · m <sup>-1</sup> · K <sup>-1</sup> )	Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = q/J$ (m/s)
Temperaturleitfähigkeit $\kappa = \lambda/(\rho c)$ (m <sup>2</sup> /s)	hydraulische Diffusivität $D = T/S$ (m <sup>2</sup> /s)
spezifische Wärme $c = \frac{\Delta Q^*}{\Delta T \cdot m}$ (J · kg <sup>-1</sup> · K <sup>-1</sup> )	spezifischer Speicherkoeffizient $S_s = \frac{\Delta V}{\Delta h \cdot V_t} = \frac{\Delta V \cdot \rho}{m \cdot \Delta h}$ (m <sup>-1</sup> )

$\lambda H \hat{=} \text{Transmissivität}$  ;  $c_0 H \hat{=} \text{Speicherkoeffizient}$

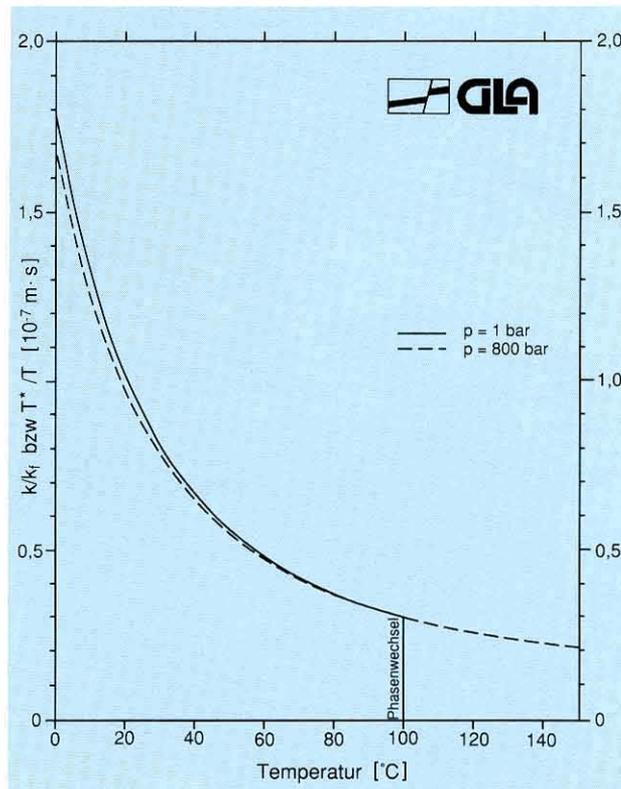


Abb. 57: Beziehung zwischen Permeabilität  $k$  und hydraulischer Leitfähigkeit  $k_f$  (bzw. Transmissivität  $T^*$  und Transmissivität  $T$ ) in Abhängigkeit von der Wassertemperatur und dem Wasserdruck  $p$

Abb. 57 zeigt die Druck- und Temperaturabhängigkeit des  $k_f$ -Wertes und der Transmissivität, die mit den Gleichungen in Kapitel 2.2.3 erstellt wurde. Der Einfluß des Druckes ist vernachlässigbar. Der Ausdruck  $k/k_f$  bzw.  $T^*/T$  gibt die Fluideigenschaften

$$\left( \frac{\mu}{\rho g} \right)$$

wieder. Durch eine Änderung der Wassertemperatur von 10 auf 60 °C erhöht sich die Durchlässigkeit um den Faktor drei.

### 9.4.2 Auswirkungen auf die Durchführung von Pumpversuchen

Bei Pumpversuchen in thermalen Aquiferen beobachtet man häufig, daß mit Förderbeginn der Wasserspiegel im Brunnen zunächst ruckartig abfällt, dann jedoch, obwohl gepumpt wird, über den Ruhewasserspiegel hinaus ansteigt, vgl. Abb. 58. Dieses scheinbar paradoxe Verhalten ist allein auf die Temperaturverteilung im Bohrloch zurückzuführen. Während in nicht-thermalen Aquiferen der Brunnenwasserspiegel den hydraulischen Druck direkt wiedergibt, ergeben sich in Thermalwasserbohrungen temperaturbedingte Differenzen. Da die Dichte von Wasser temperaturabhängig ist, besitzen gleichschwere

Wassersäulen verschiedener Temperatur eine unterschiedliche Länge. Der an sich geringe Dichteunterschied wirkt sich bei mehreren hundert Meter langen Wassersäulen mit einer Längenänderung aus, die mehrere Meter betragen kann. Im Ruhezustand paßt sich der Wasserkörper in einem Thermalwasserbrunnen den jeweiligen Gesteinstemperaturen an. Wird Wasser aus der Bohrung entnommen, so strömt das warme Wasser von unten rasch nach oben. Demzufolge nimmt die mittlere Dichte während des Pumpversuches ab, d. h., das spezifische Gewicht und der spezifische Druck sind kleiner als

vor dem Pumpversuch. Diese Effekte werden überlagert von der tatsächlichen „Absenkung“, d. h. der Druckreduktion infolge Förderung. Ist der Dichteeffekt größer als der Druckabfall durch die Entnahme, so ist zu Beginn eines Pumpversuchs statt einer Absenkung ein Wasserpiegelanstieg und nach Abstellen der Pumpe statt eines Wiederanstiegs ein Abfallen des Wasserpiegels zu beobachten (Abb. 58).

Zur Auswertung von Pumpversuchen aus thermalen Aquiferen muß folglich jeder gemessene Wasserstand über die Dichte temperatur- und druckkorrigiert werden.

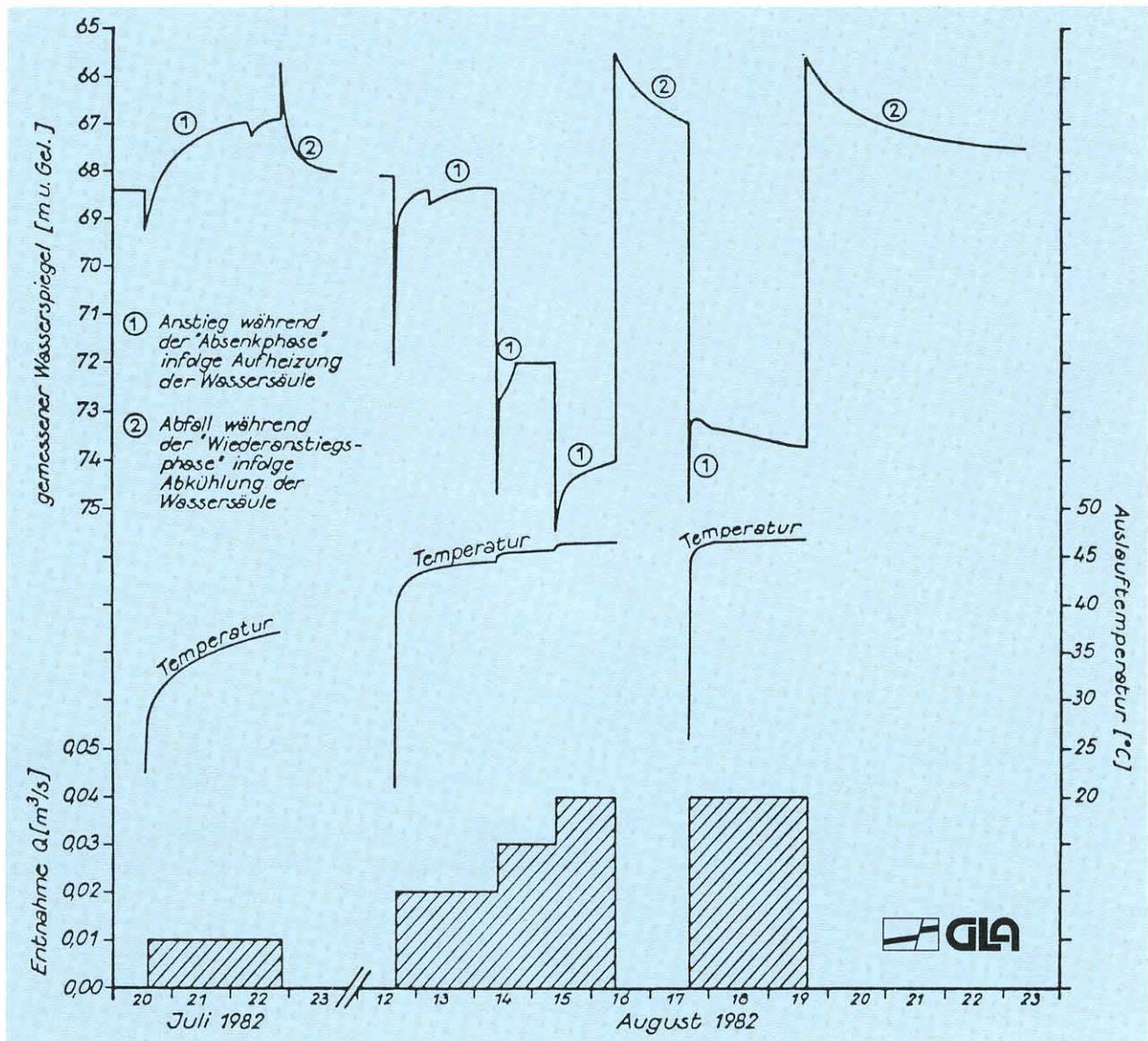


Abb. 58: Betriebsplan, Auslaufemperatur und gemessener Wasserpiegelgang beim Pumpversuch in der Thermalwasserbohrung Bad Buchau – Beispiel für den thermischen Einfluß auf den „Absenkungs“- und „Wiederanstiegsvorgang“

Unter einem Basisdruck  $p$  (Pa) errechnet sich die Länge  $H_0$  (m) einer Wassersäule mit konstanter Temperatur  $T_0$  und Dichte  $\rho_0$  ( $\text{kg/m}^3$ ) zu:

$$H_0 = \frac{p}{\rho_0 \cdot g} \quad (9.2)$$

Unter dem gleichen Basisdruck errechnet sich die Länge  $H_1$  einer Wassersäule mit einem linearen Temperaturgefälle von  $T_0$  nach  $T_1$  und demzufolge einer mittleren Dichte von ca.  $(\rho_0 + \rho_1)/2$  zu :

$$H_1 = \frac{p}{(\rho_0 + \rho_1)/2 \cdot g} = \frac{2H_0 \cdot \rho_0}{(\rho_0 + \rho_1)} \quad (9.3)$$

Mit Hilfe der Gleichungen (9.2) und (9.3) ist das Nogramm in Abb. 59 zur Korrektur der Länge einer Wassersäule bei konstantem Temperaturgradienten erstellt worden. Da die Temperaturzunahme in einem Bohrloch i. allg. jedoch nicht konstant ist, muß diese Korrektur in diskreten Abschnitten erfolgen. Abb. 60 zeigt den typischen Verlauf eines Temperaturprofils. Im oberen Bereich nimmt die Temperatur deutlich stärker zu als im unteren. Daher erfolgt die Längenkorrektur in einzelnen Teufenabschnitten.

Die Korrektur berechnet sich zu  $\Delta H = 2,0$  m. Legt man demgegenüber der Berechnung einen konstanten Temperaturgradienten zugrunde, so ergibt sich  $\Delta H = 4,73$  m (Abb. 60).

Streng genommen müßte daher während eines Pumpversuchs die Temperaturverteilung über die gesamte Bohrlochtiefe für jeden Meßzeitpunkt gemessen werden. Dies ist meßtechnisch jedoch kaum durchführbar. Praktisch kann nur die Auslauftemperatur gemessen werden. Die Basistemperatur ändert sich nicht und kann zusammen mit der Auslauftemperatur dazu benutzt werden, die Wasserstände linear zu korrigieren. Der Einfluß der Brunnen-speicherung und des Totraumes über der Pumpe wird dabei außer acht gelassen.

Bei Pumpversuchen aus Tiefenaquiferen sollte daher die Messung des Wasserspiegels durch eine Messung des Basisdrucks ersetzt werden. Die aufgezeigten Wasserspiegelkorrekturen bei Thermalwässern können nur Notbehelfe sein. Bei hochmineralisierten oder stark gasführenden Aquiferen ist eine Korrektur kaum mehr möglich.

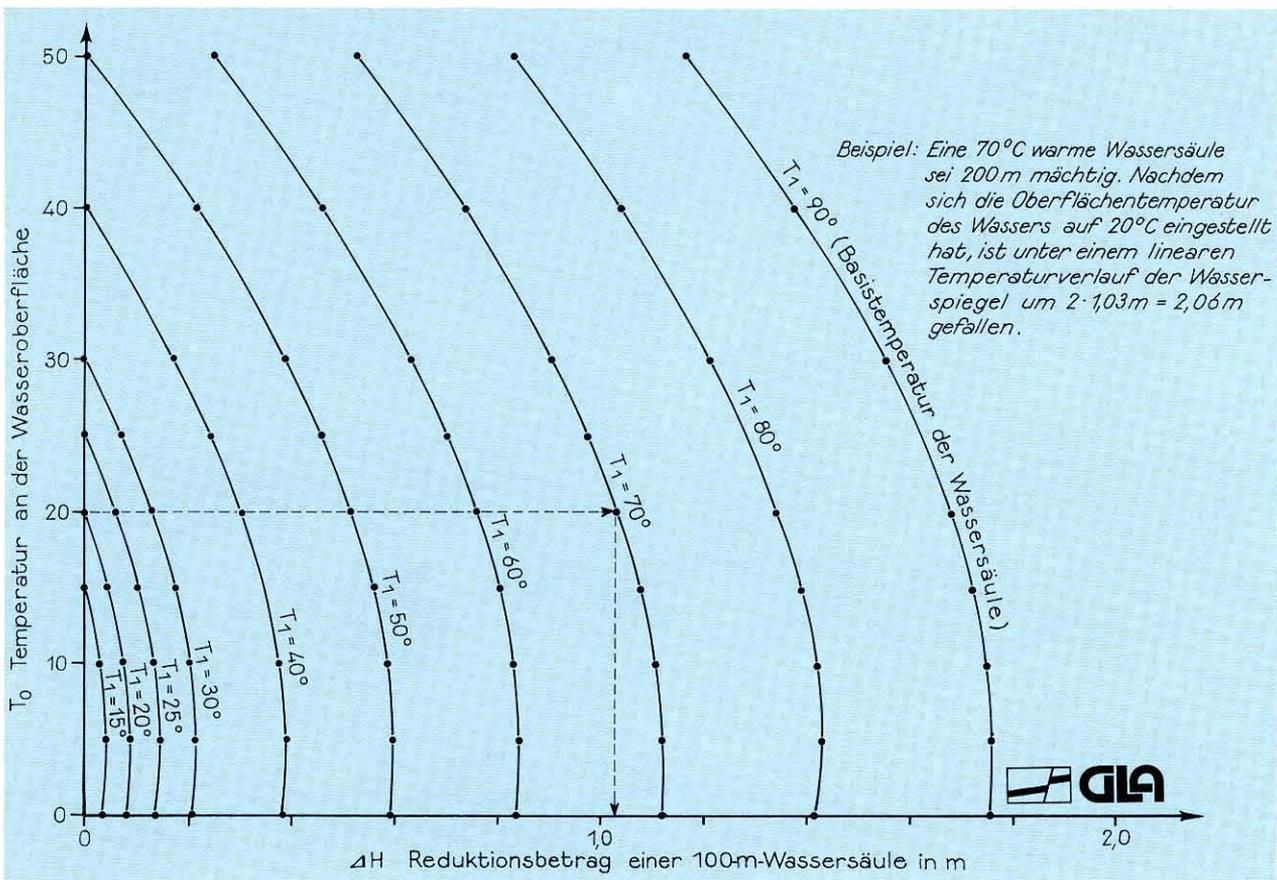


Abb. 59: Längenkorrektur einer 100-m-Wassersäule in Abhängigkeit von der Temperatur bei konstantem Temperaturgradienten

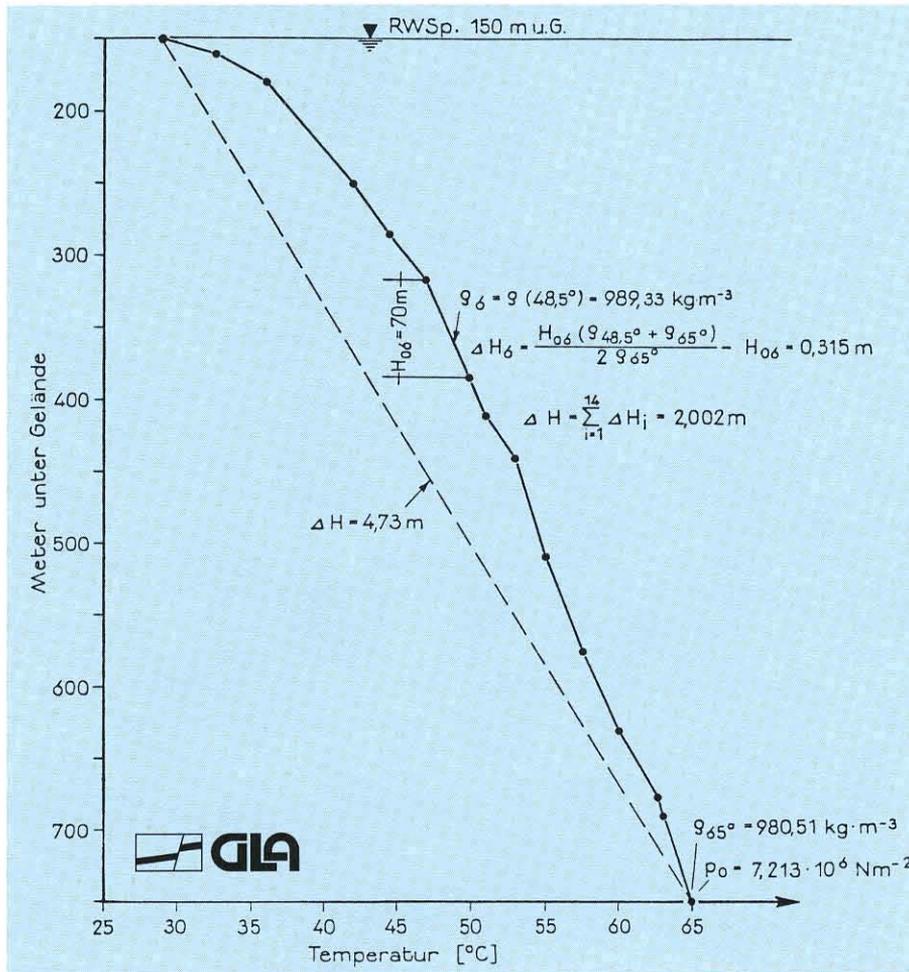


Abb. 60: Temperaturlog Bohrung Urach 2