



Physikalische Eigenschaften von Wasser, Schwankungen im Zusammenhang mit Geothermiebohrungen und Auswirkungen auf die thermische Leistung und die Aquiferparameter

Ingrid Stober & Marco Jodocy

Der Faktor des Fündigkeitsrisikos stellt bei der Projektierung geothermischer Anlagen eine der entscheidenden Planungsgrößen dar. Im Rahmen der Vorbereitung von Geothermieprojekten mit hydrothormaler Wärmeenergienutzung sind die erreichbare Förderrate, die Fördertemperatur sowie Dichte und spezifische Wärmekapazität des heißen, z.T. hochkonzentrierten Tiefenwassers die ausschlaggebenden Kenngrößen, wenn es um die Beurteilung des Fündigkeitsrisikos geht.

1. Definition des Fündigkeitsrisikos

Das Fündigkeitsrisiko bei geothermischen Bohrungen ist das Risiko, ein geothermisches Reservoir mit einer (oder mehreren) Bohrung(en) in nicht ausreichender Quantität oder Qualität zu erschließen (STOBER et al. 2009).

Unter **Qualität** versteht man im Wesentlichen die Zusammensetzung (Chemismus) des Wassers. Es können Bestandteile im Wasser auftreten (Gase, Salinität o. ä.), die eine geothermische Nutzung ausschließen oder erschweren. Allerdings galten alle bisher bei geothermischen Bohrungen in Deutschland angetroffenen Wässer hinsichtlich ihrer Zusammensetzung für die geothermische Nutzung, zwar mit unterschiedlichem technischen Aufwand, als beherrschbar (STOBER et al. 2009).

Somit ist die Fündigkeit einer Geothermiebohrung in Deutschland allein an die **Quantität** gekoppelt. Die Quantität wird über die **thermische Leistung**, die mit Hilfe einer Bohrung erreicht werden kann, definiert. Diese Leistung P (kW) ist proportional zur Förderrate Q (m^3/s) und der Temperatur T ($^{\circ}\text{C}$):

$$P = \rho \cdot c_p \cdot Q \cdot (T_i - T_o) \quad (1.1)$$

ρ = Dichte des geförderten Thermalwassers (kg/m^3)

c_p = spezifische Wärmekapazität des Thermalwassers ($\text{kJ}/(\text{kg } ^{\circ}\text{C})$)

T_i = Fördertemperatur ($^{\circ}\text{C}$)

T_o = Reinjektionstemperatur ($^{\circ}\text{C}$)

Die Angaben zur Mindestförderrate und Mindestfördertemperatur sind an eine zuvor festgelegte maximale Absenkung Δs gekoppelt und ergeben sich in der Regel aus den Wirtschaftlichkeitsüberlegungen des Betreibers.

Der Definition der Fündigkeit wird gemäß **Gleichung 1.1** der Summenwert zugrunde gelegt, d.h. die Leistung und nicht die Einzelwerte. Das bedeutet eine höhere Wassertemperatur kann bis zu einem gewissen Grad eine etwas niedrigere Förderrate kompensieren.

Für die Berechnung der thermischen Leistung (**Gl. 1.1**) ist die Kenntnis der Dichte und der spezifischen Wärmekapazität des Thermalwassers erforderlich. Beide Parameter sind von der Temperatur, dem Druck, der Mineralisation und dem Gasgehalt des Thermalwassers abhängig. Die Wärmekapazität gibt an, wie viel Wärme gespeichert werden kann. Wasser kann Wärme wesentlich effizienter speichern als Gestein.

Abbildung 1.1 zeigt die Druck- und Temperaturabhängigkeit der **Dichte** von reinem Wasser für den Temperaturbereich 0°C - 200°C und den Druckbereich 1 bar - 700 bar. Die Dichte schwankt in diesem Bereich zwischen $\rho = 1033 \text{ kg/m}^3$ und $\rho = 865 \text{ kg/m}^3$. Im betrachteten Temperaturbereich vollzieht Wasser bei 1 bar und 10 bar einen Phasenwechsel zur Dampfphase (**Abb. 1.1, 1.2**). Auf **Abbildung 1.2** ist die Druck- und Temperaturabhängigkeit der **spezifischen Wärmekapazität** von reinem Wasser für denselben Temperatur- und Druckbereich dargestellt. Der Schwankungsbereich liegt zwischen $c_p = 3,97 \text{ kJ/(kg K)}$ und $c_p = 4,49 \text{ kJ/(kg K)}$.

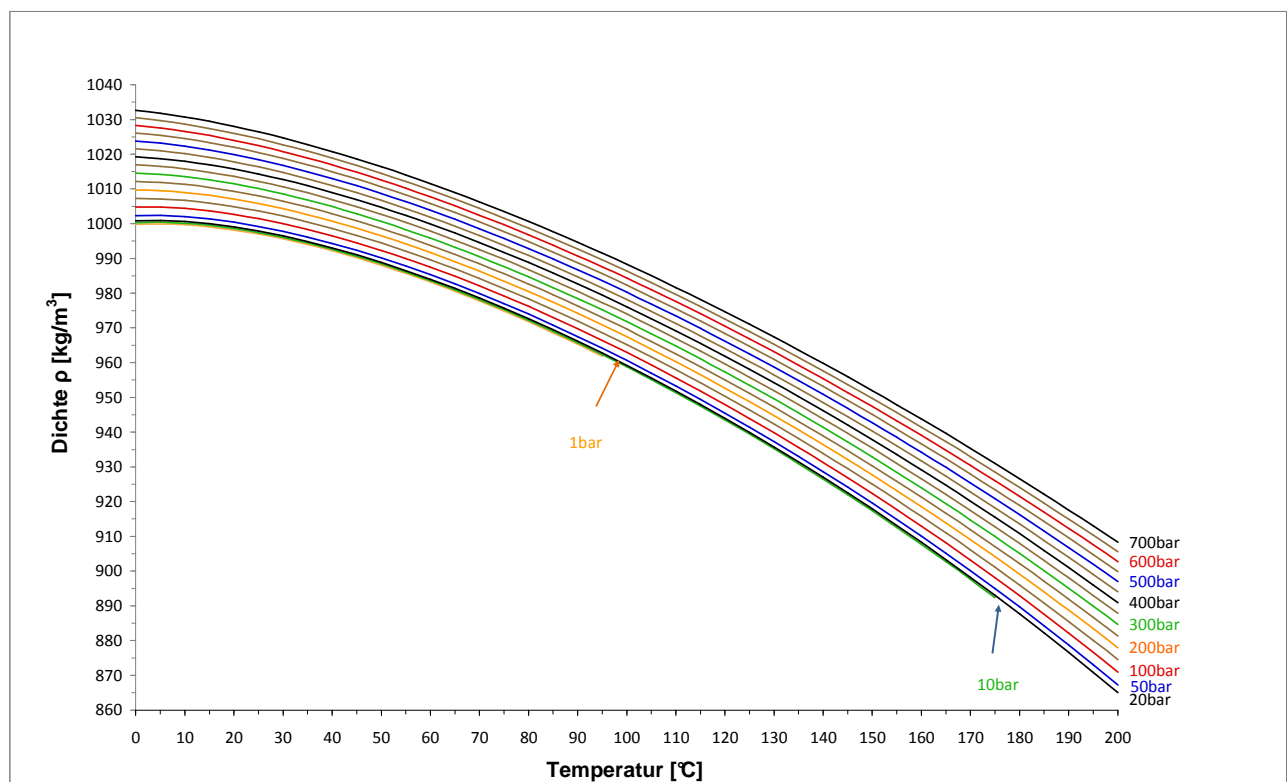


Abb. 1.1: Abhängigkeit der Dichte reinen Wassers von Druck und Temperatur (nach WAGNER & KRETSCHMAR 2008)

Das Produkt aus Dichte und spezifischer Wärmekapazität schwankt daher für reines Wasser im angegebenen Druck- und Temperaturbereich zwischen $\rho \cdot c_p = 4219 \text{ kJ/(m}^3\text{K)}$

und $\rho \cdot c_p = 3832 \text{ kJ}/(\text{m}^3\text{K})$ (Abb. 1.3), d.h. um etwa 9%, und nimmt im wesentlichen mit zunehmender Temperatur ab. Das hat direkte Auswirkungen auf die thermische Leistung P (Gleichung 1.1), die ebenfalls unabhängig von der Höhe der Förderrate und der genutzten Temperatur diesen Schwankungen unterliegt. Abb. 1.3 zeigt auch, dass die thermische Leistung von Wasser mit zunehmender Temperatur abnimmt. In diesen Überlegungen sind Abhängigkeiten aufgrund von erhöhter Mineralisation oder Gasgehalt nicht berücksichtigt.

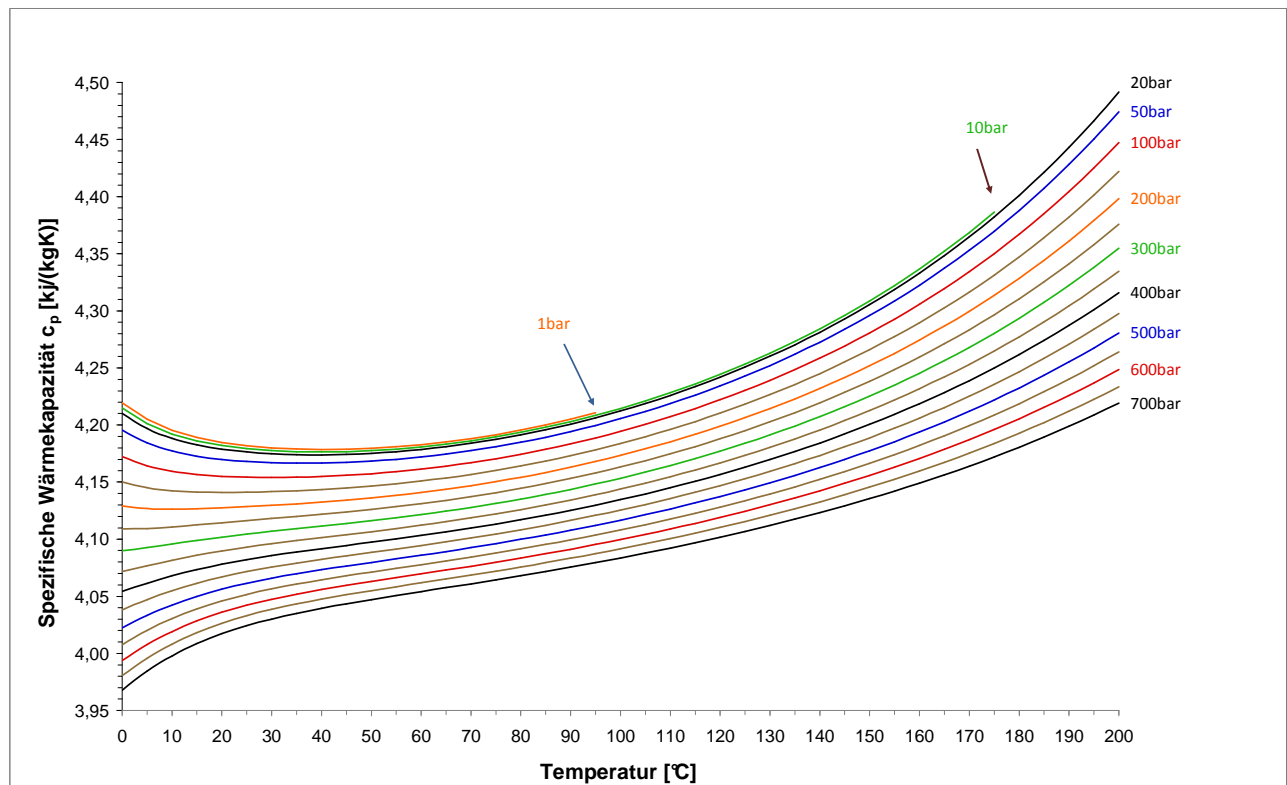


Abb. 1.2: Abhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität reinen Wassers von Druck und Temperatur (nach WAGNER & KRETSCHMAR 2008)

Ist das Thermalwasser hoch mineralisiert, so erhöht sich die thermische Leistung, da die Dichte durch die Mineralisation zunimmt. Die Dichte der Lösung ergibt sich aus der Summe der Massenkonzentrationen der Bestandteile einer Lösung, indem die Summe der Massen der Bestandteile (m_i) durch das Volumen der Lösung (V) geteilt wird (Gleichung 1.2).

$$\rho = 1/V \sum m_i = \sum \rho_i \quad (1.2)$$

Es gibt verschiedene Ansätze, um die p- / T-Abhängigkeit der Dichte auch für höher mineralisierte Wässer zu bestimmen (z.B. <http://www.csgnetwork.com/h2odenscalc.html>, Häfner et al. 1985), jedoch sind diese Ansätze für den hier interessierenden p- / T-Raum (<700 bar, <200°C) leider nicht durchgehend gültig. SUN et al. (2008) geben für verschiedene Temperaturen Funktionen für die Dichte in Abhängigkeit von der Salinität an, allerdings nur für atmosphärische Bedingungen (Abb. 1.4).

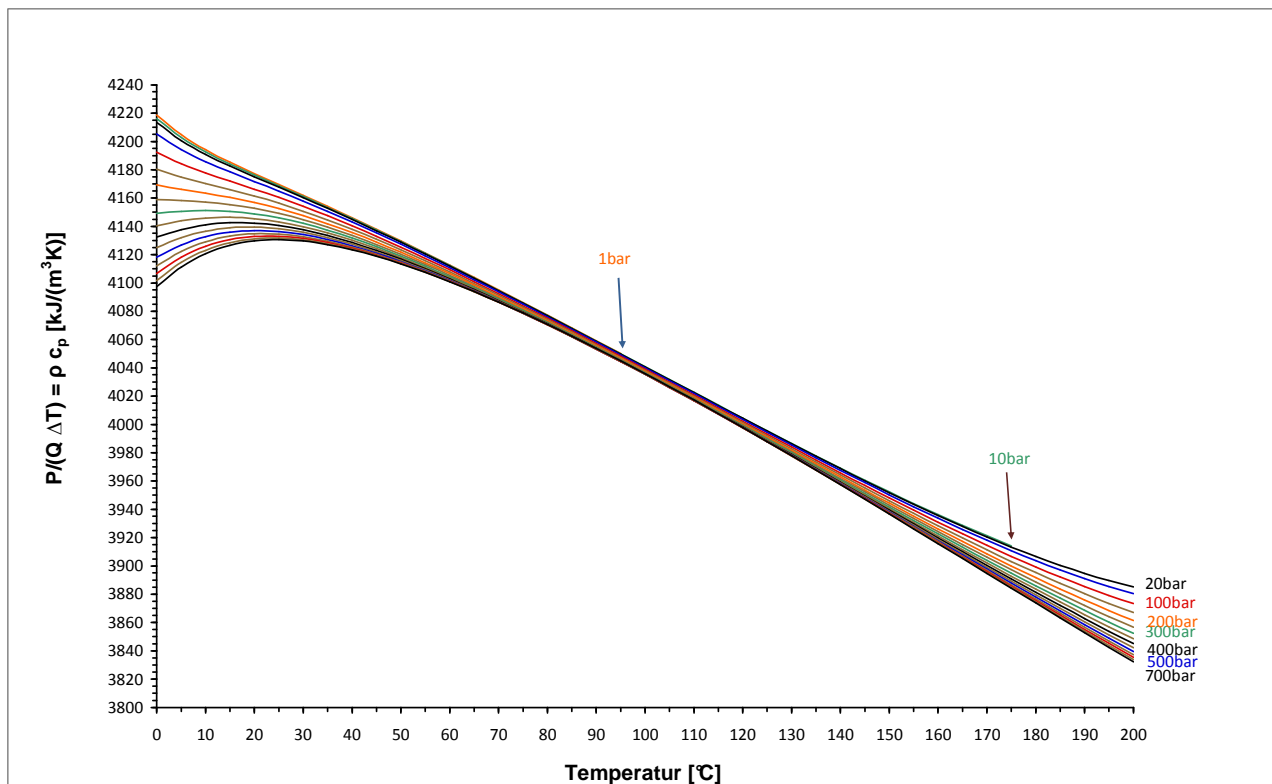


Abb. 1.3: Abhängigkeit der thermischen Leistung, d.h. des Quotienten $P/(Q \Delta T)$ oder des Produktes aus Dichte und spezifischer Wärmekapazität, reinen Wassers von Druck und Temperatur

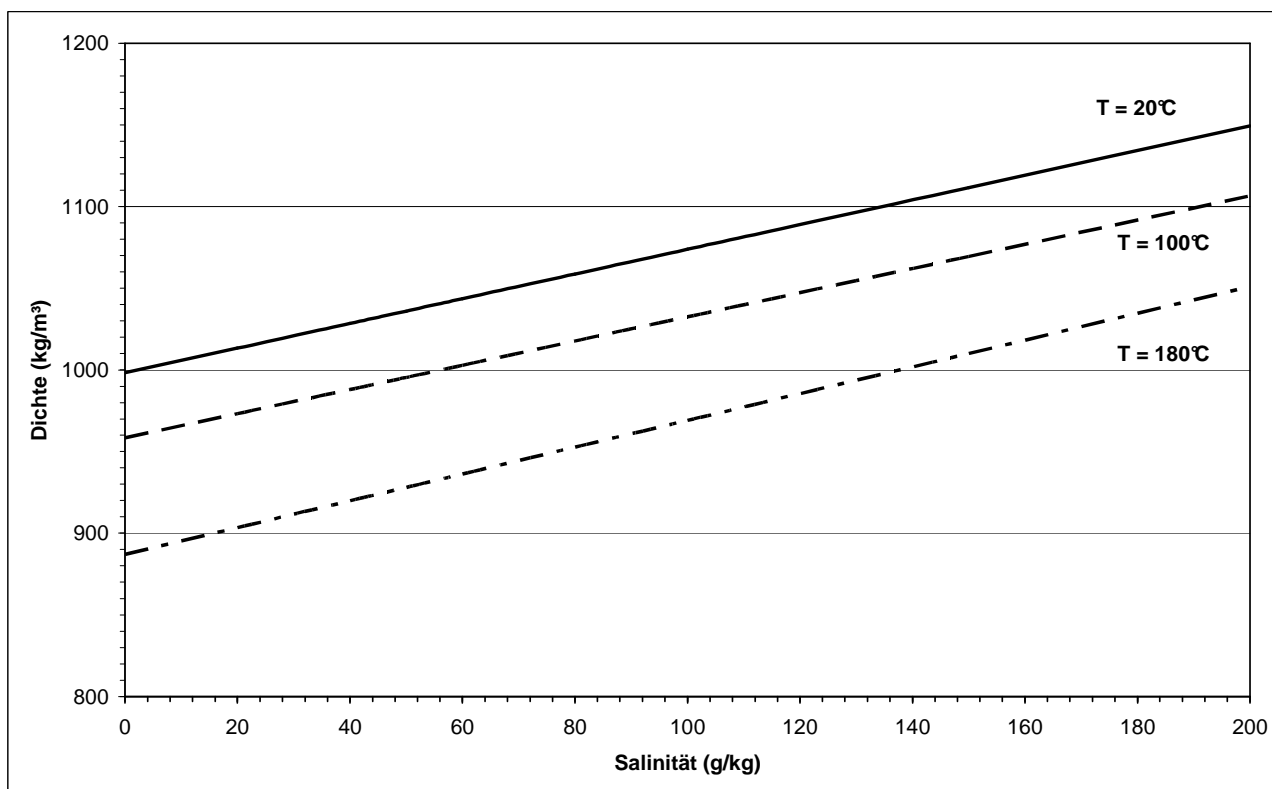


Abb. 1.4: Abhängigkeit der Dichte von der Salinität (NaCl) und der Temperatur bei atmosphärischen Bedingungen

Abbildung 1.4 zeigt, dass mit zunehmender Salinität die Dichte zunimmt und zwar für höhere Temperaturen ähnlich wie für niedrigere. Eine erhöhte Dichte würde daher die thermische Leistung gemäß Gleichung 1.1 erhöhen.

Wird der Lösungsinhalt in Gew.% (x) angegeben, so muss er in kg/m^3 umgerechnet werden. Für NaCl-Wasser kann bei 20°C die Dichte mit Gleichung 1.3 abgeschätzt werden.

$$\rho = 7,62 \cdot x + \rho_0 \quad (1.3)$$

wobei ρ_0 die Dichte von reinem Wasser ist.

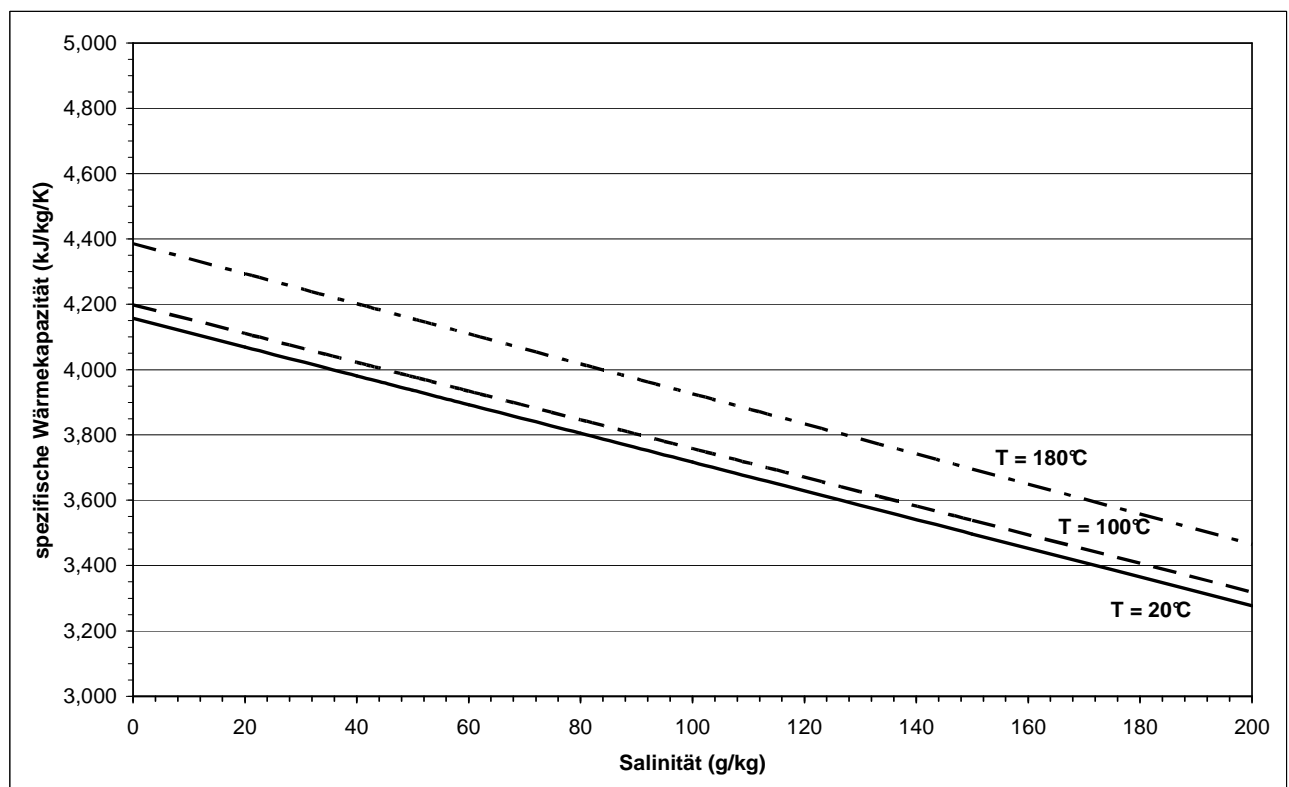


Abb. 1.5: Abhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität von der Salinität (NaCl) und der Temperatur bei atmosphärischen Bedingungen

Im Gegensatz zur Dichte nimmt die spezifische Wärmekapazität mit zunehmender Salinität ab (SUN et al. 2008, Abb 1.5). So hat Meerwasser beispielsweise nur eine spezifische Wärmekapazität von $c_p = 3,99 \text{ kJ}/(\text{kg}\cdot\text{K})$. Die spezifische Wärmekapazität nimmt auch für höhere Salinitäten mit zunehmender Temperatur zu. Die Salinität bewirkt somit im Hinblick auf die spezifische Wärmekapazität für die thermische Leistung eine Reduktion; sie hat genau den gegenteiligen Effekt wie die Dichte.

Um den Gesamteffekt von Dichte und spezifischer Wärmekapazität auf die thermische Leistung zu ermitteln, wurde auf Abbildung 1.6 das Produkt aus Dichte und spezifischer Wärmekapazität in Abhängigkeit von der Salinität dargestellt, d.h. die auf die Rate und Temperatur normierte thermische Leistung. Abbildung 1.6 zeigt, dass mit zunehmender Salinität und mit zunehmender Temperatur die thermische Leistung abnimmt. Der Dichtebonus geht somit wegen der stärkeren Abnahme der spezifischen Wärmekapazität verloren.

Der Einfluss der Salinität ist dramatisch (Abb. 1.6); der Einfluss des Druckes - insbesondere im Temperaturbereich 50°C bis 150°C - ist vernachlässigbar (Abb. 1.3). Die entsprechenden normierten thermischen Leistungen für höher mineralisierte Wässer (Abb. 1.6) liegen außerhalb des Wertebereichs von Abbildung 1.3. Bei einer Salinität von 200 g/kg reduziert sich die thermische Leistung der Flüssigkeit bei einer Temperatur von 20°C um 9,2%, bei 100°C um 8,7% und bei 180°C um 6,4%.

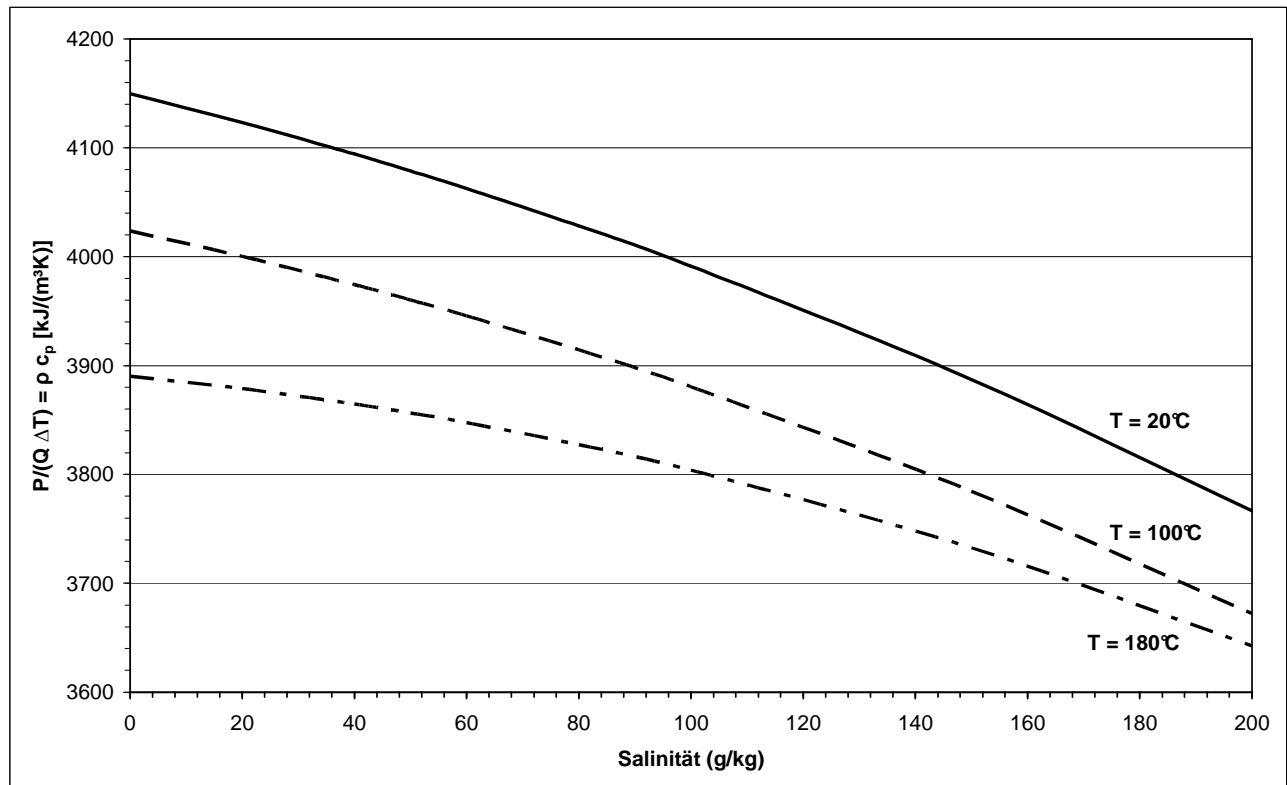


Abb. 1.6: Abhängigkeit der thermischen Leistung, d.h. des Quotienten $P/(Q \Delta T)$ oder des Produktes aus Dichte und spezifischer Wärmekapazität, von der Salinität (NaCl) und der Temperatur

2. Durchlässigkeit (Durchlässigkeitsbeiwert, Transmissivität), Speicherkoeffizient

Die **Transmissivität** T (m^2/s) und der **Speicherkoeffizient** S (-) gehören zu den wichtigsten Aquiferparametern in der Hydrogeologie. Sie können aus Pumpversuchen direkt ermittelt werden. Der **Durchlässigkeitsbeiwert** k_f (m/s) und der **spezifische Speicherkoeffizient** S_s (m^{-1}) sind aus der Transmissivität und dem Speicherkoeffizienten abgeleitete Größen. Die Permeabilität k (m^2) sowie die Transmissibilität T^* (m^3) können nur bei Kenntnis der Dichte ρ (kg/m^3) und der dynamischen Viskosität μ ($Pa \cdot s$) des Fluids aus dem k_f -Wert und der Transmissivität ermittelt werden.

Die Parameter der Hydrogeologie: Transmissivität, k_f -Wert, Speicherkoeffizient und spezifischer Speicherkoeffizient beschreiben die Eigenschaften des Aquifers in seiner Gesamtheit, d.h. Gebirge plus Wasser. Die Parameter: Permeabilität und Transmissibilität jedoch kennzeichnen nur die leitenden Eigenschaften des Gebirges und sind unabhängig von der Flüssigkeit. Mit dem k_f -Wert und der Transmissivität sind die beiden Parameter

über nachstehende Beziehung (Gleichung 2.1, 2.2) verknüpft. In Gleichung 2.1 bzw. 2.2 ist g die Erdbeschleunigung.

$$k_f = k \cdot \rho \cdot g / \mu \quad (2.1)$$

$$T = T^* \cdot \rho \cdot g / \mu \quad (2.2)$$

Gleichung 2.1 veranschaulicht, dass sich der k_f -Wert aus einem gesteinspezifischen Durchlässigkeitsanteil (k) und einem fluidspezifischen Anteil (ρ/μ) zusammensetzt. Entsprechendes gilt für die Transmissivität.

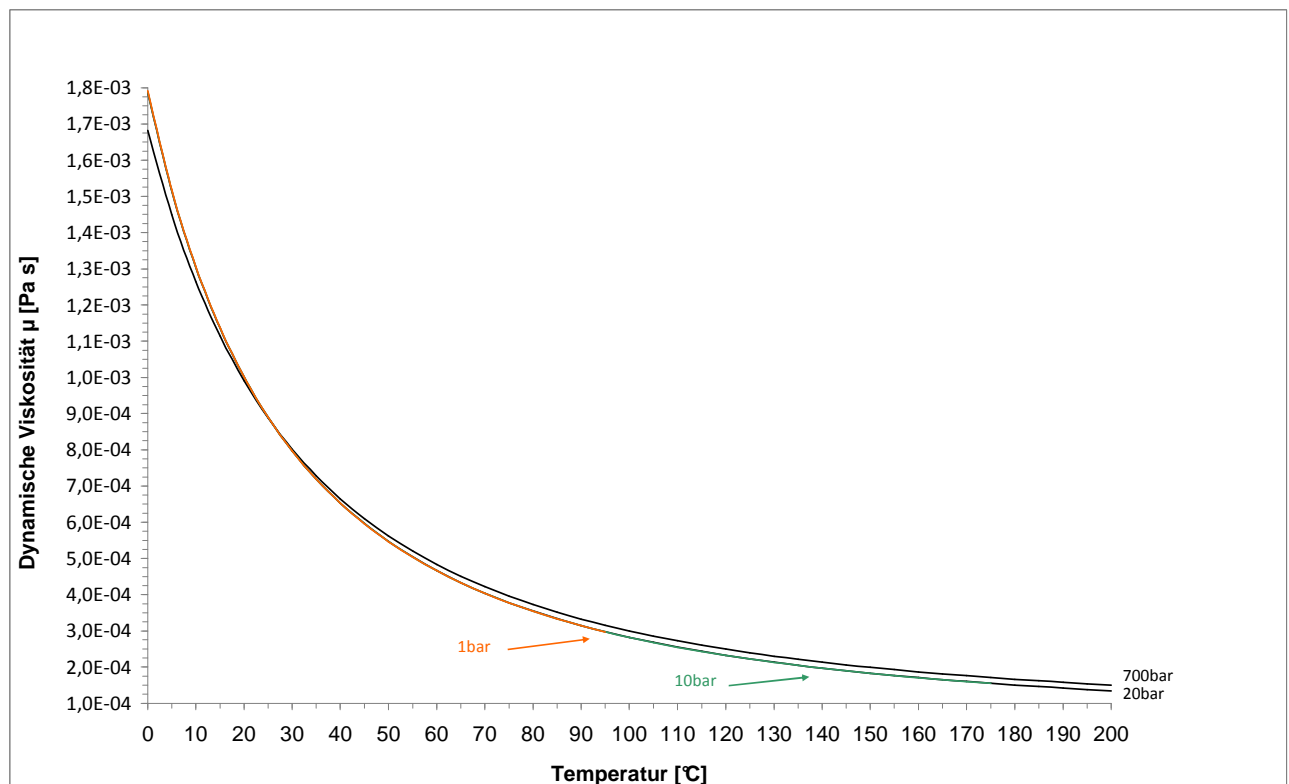


Abb. 2.1: Abhängigkeit der dynamischen Viskosität reinen Wassers von Druck und Temperatur (nach WAGNER & KRETSCHMAR 2008)

Die **dynamische Viskosität**, also die Zähigkeit, von reinem Wasser hängt wie die Dichte von der Temperatur und dem Druck ab (Abb. 1.1, 2.1). Allerdings ist die Abhängigkeit vom Druck im Vergleich zu derjenigen der Temperatur verschwindend gering. Im angegebenen Druck- und Temperaturbereich schwankt die dynamische Viskosität zwischen $\mu = 1,35 \cdot 10^{-4}$ Pa·s und $\mu = 17,92 \cdot 10^{-4}$ Pa·s, d.h. um mehr als Faktor 13.

Abbildung 2.2 zeigt die Abhängigkeit des k_f -Wertes und der Transmissivität eines Aquifers, der reines Wasser enthält, von Druck und Temperatur gemäß Gleichung 2.1 und 2.2. Im angegebenen Druck- und Temperaturbereich schwankt der Faktor $k_f/k = \rho \cdot g / \mu$ zwischen $k_f/k = 5,47 \cdot 10^6 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ und $k_f/k = 63,00 \cdot 10^6 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$, d.h. um den Faktor 11,5. k_f -Wert und Transmissivität sind relativ unempfindlich gegenüber Druckänderungen, reagieren jedoch sehr stark auf Temperaturänderungen. Der dominante Einflussfaktor dabei ist die dynamische Viskosität (STOBER 1994, 1986).

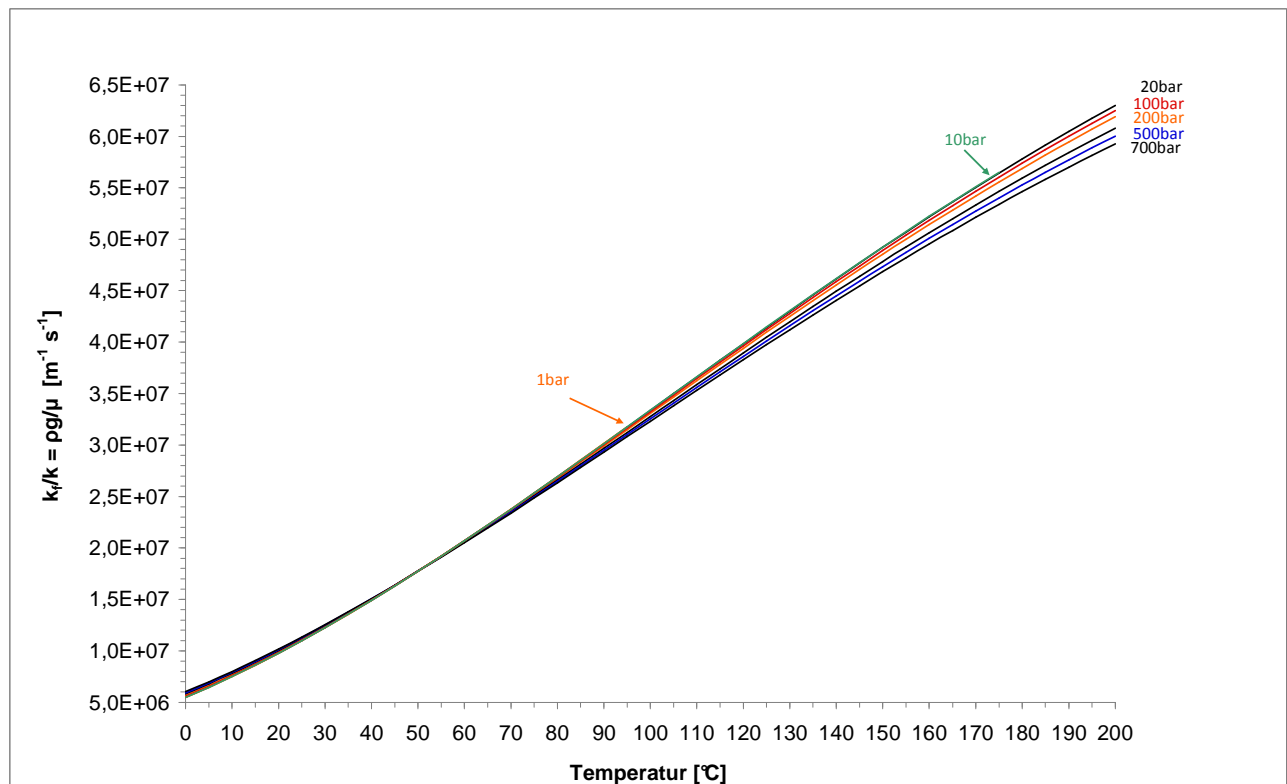


Abb. 2.2: Abhängigkeit des k_f -Wertes und der Transmissivität, d.h. des Faktors $k_f/k = \rho \cdot g / \mu$, bei reinem Wasser von Druck und Temperatur

Der Durchlässigkeitsbeiwert (bzw. die Transmissivität) eines 80°C heißen Aquifers ist beispielweise gegenüber einem 10°C-temperierten Grundwasserleiter um den Faktor 3,6 höher, rein aufgrund der Änderung der physikalischen Eigenschaften von reinem Wasser. Ist das Wasser 160°C heiß, so ist der k_f -Wert 6,9 mal so groß.

In die Durchlässigkeits-Eigenschaften fließt die Dichte des Thermalwassers als Faktor direkt proportional ein (**Gleichung 2.1, 2.2**). Ist das Thermalwasser erhöht mineralisiert, so hat dies entsprechend **Abschnitt 1** direkte Auswirkungen auf die Größe der Durchlässigkeit, die sich bei einer Salinität (NaCl) von x g/kg durch die Dichtezunahme um den entsprechenden Faktor (**Abb. 1.4**) erhöht.

Die dynamische Viskosität nimmt ebenfalls mit zunehmender Salinität (NaCl) zu (**Abb. 2.3**). Allerdings ist die Zunahme bei höheren Temperaturen geringer als bei niedrigen. Da sie jedoch umgekehrt proportional in die Durchlässigkeit einfließt (**Gleichung 2.1, 2.2**) wirkt sie der durch die Dichte hervorgerufenen Durchlässigkeitszunahme entgegen. Bei 20°C reduziert sich dadurch beispielsweise das k_f/k -Verhältnis von $k_f/k = 9,78 \cdot 10^6 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ bei reinem Wasser auf $k_f/k = 8,85 \cdot 10^6 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ bei Wasser mit einer Salinität (NaCl) von 100 g/kg oder bei 200 g/kg auf $k_f/k = 7,35 \cdot 10^6 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, das bedeutet bei 100 g/kg um 9,5% und bei 200 g/kg sogar um 25%.

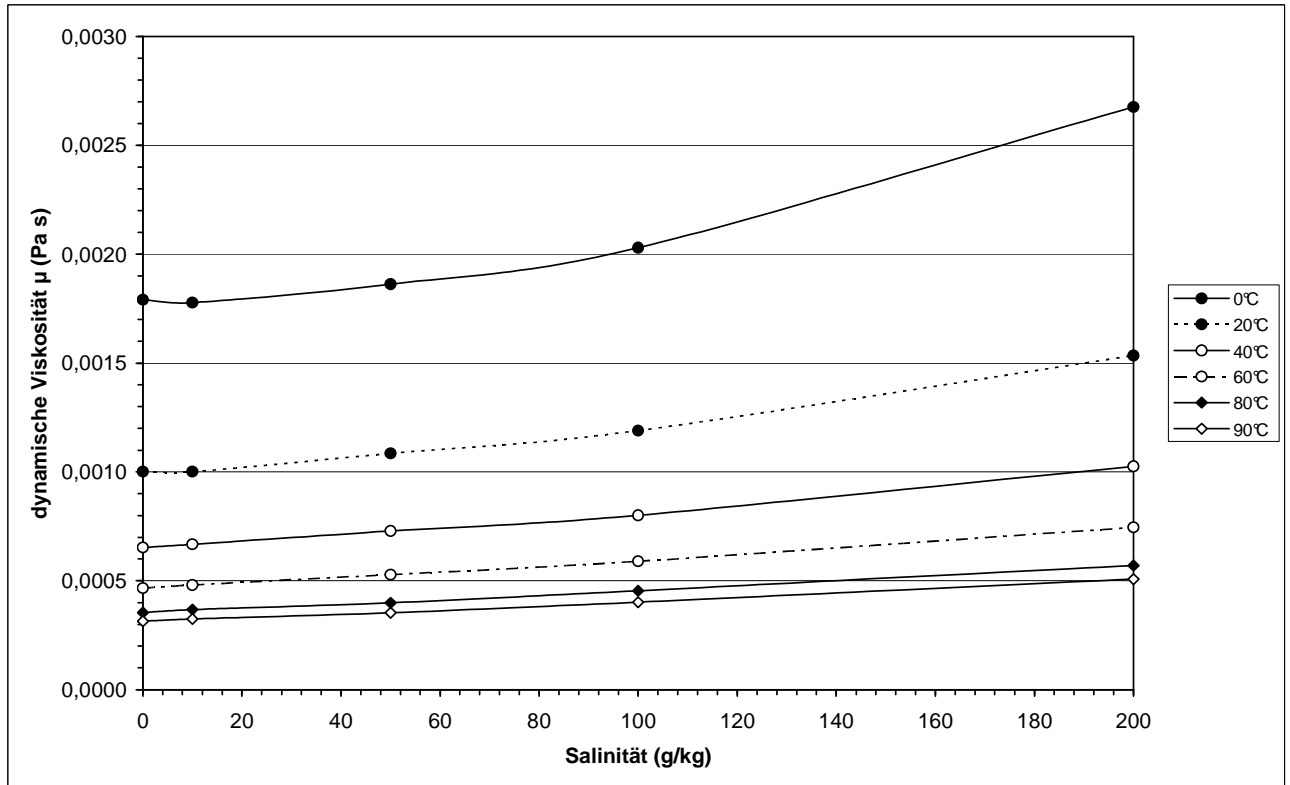


Abb. 2.3: Abhängigkeit der dynamischen Viskosität von der Salinität (NaCl) und der Temperatur bei atmosphärischen Bedingungen; Datenquelle: Landolt-Börnstein (1982)

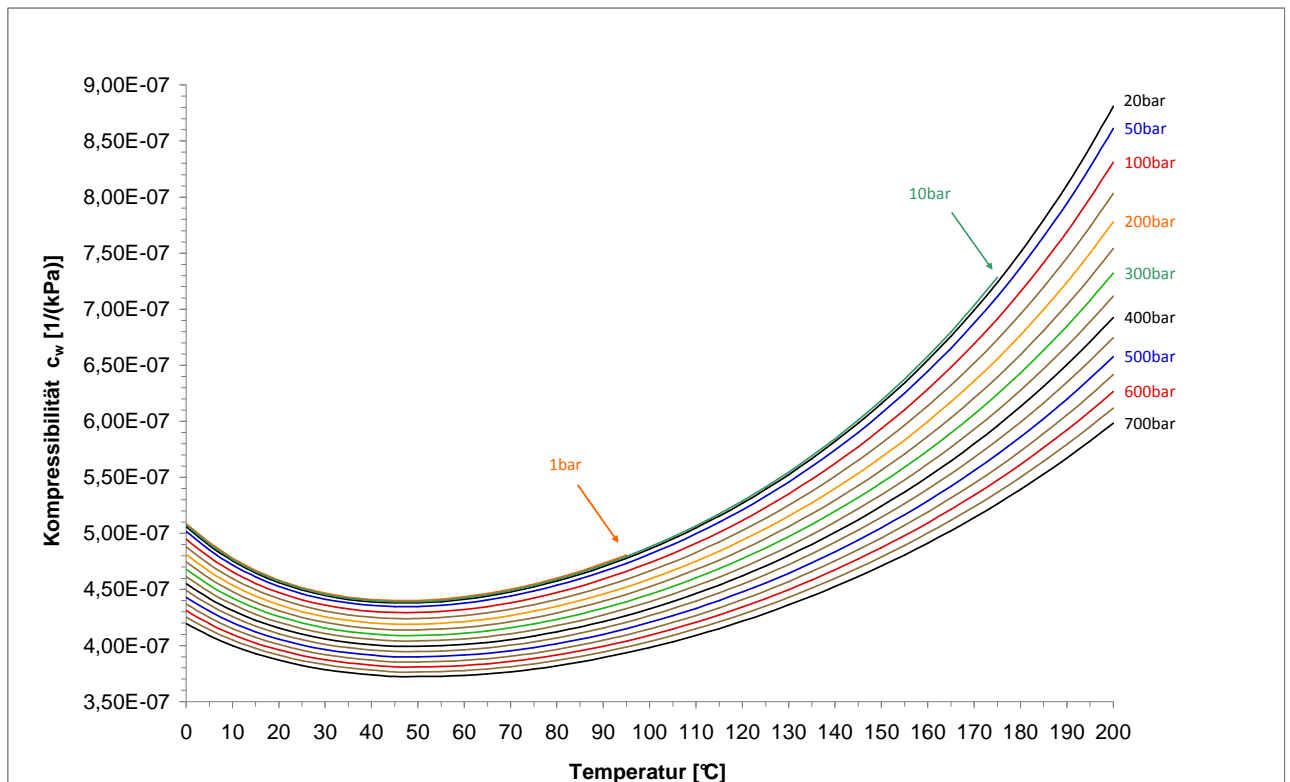


Abb. 2.4: Abhängigkeit der Kompressibilität reinen Wassers von Druck und Temperatur (nach WAGNER & KRETSCHMAR 2008)

Der **Speicherkoeffizient** S (-) ist genau wie die Durchlässigkeit von den Eigenschaften des Gebirges und des Fluids abhängig. In sehr harten Gebirgen ist der Speicherkoeffizient eine Funktion der Dichte und der Kompressibilität der Flüssigkeit (c_w):

$$S = \int_0^H \rho \cdot c_w \cdot g \cdot n \, dh = \int_0^H S_s \, dh \quad (2.3)$$

Dabei ist n die absolute Porosität, d.h. Hohlraumanteil, und S_s (m^{-1}) der **spezifische Speicherkoeffizient**. **Abbildung 2.4** zeigt die Abhängigkeit der **Kompressibilität** c_w ($1/kPa$) für reines Wasser von Druck und Temperatur. Im betrachteten Temperatur- und Druckbereich liegen die Werte zwischen $c_w = 3,72 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ und $c_w = 8,81 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$, d.h. die Werte schwanken um bis zu Faktor 2,4. Die niedrigsten Werte für die Kompressibilität werden bei 45 - 50°C erreicht.

Für den Speicherkoeffizienten bzw. den spezifischen Speicherkoeffizienten hat dies zur Folge, dass er im betrachteten Druck- und Temperaturintervall aufgrund der Schwankungen von Dichte und Kompressibilität (**Gleichung 2.3**) die niedrigsten Werte bei allen Drücken jeweils bei 50-60°C erreicht, wobei sich das Minimum mit zunehmendem Druck geringfügig in den höher temperierten Intervallbereich verschiebt (STOBER 1994, 1986). Oberhalb und unterhalb des angegebenen Temperaturintervalls nehmen die Speichereigenschaften (S , S_s) mit zu- und abnehmender Temperatur und abnehmendem Druck zu. Insgesamt bewegt sich der Schwankungsbereich im betrachteten Druck- und Temperaturintervall zwischen $S_s/n = 3,70 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ und $S_s/n = 7,47 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$, d.h. er ist mit Faktor 2 wesentlich niedriger als bei der Durchlässigkeit (**Abb. 2.5**).

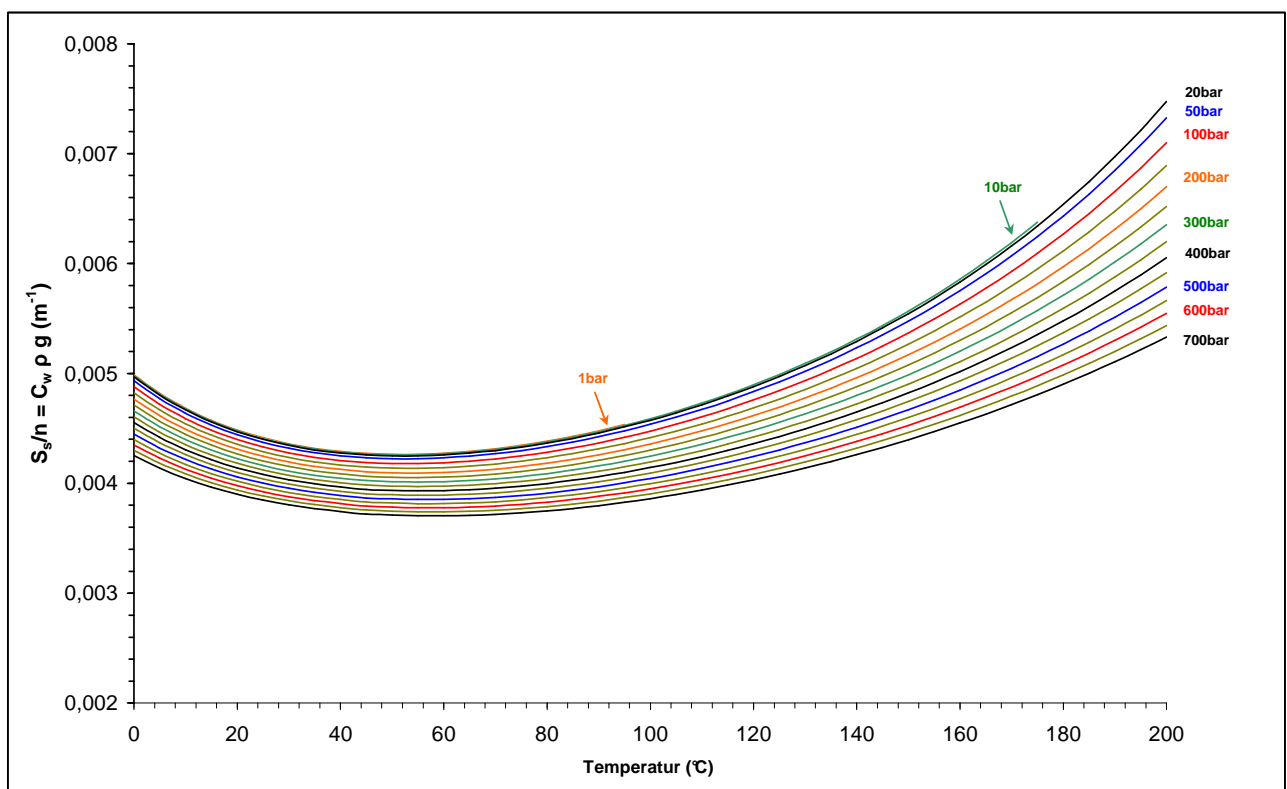


Abb. 2.5: Abhängigkeit des Speicherkoeffizienten (S) und des spezifischen Speicherkoeffizienten (S_s), d.h. des Faktors $S_s/n = c_w \cdot \rho \cdot g$ (m^{-1}), bei reinem Wasser von Druck und Temperatur

In die Speichereigenschaften fließt ebenfalls die Dichte des Thermalwassers als Faktor direkt proportional ein. Ist das Thermalwasser erhöht mineralisiert, so hat dies entsprechend **Abschnitt 1** direkte Auswirkungen auf die Größe dieses Parameters, der sich bei einer Salinität von x g/kg durch die Dichtezunahme um den entsprechenden Faktor (**Abb. 1.4**) erhöht.

3. Druck- und Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit und der Temperaturleitfähigkeit von reinem Wasser

Die **Wärmeleitfähigkeit** λ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) reguliert den Nachschub an Wärme, also an thermischer Energie. Die Wärmeleitfähigkeit von Wasser ist niedriger als diejenige von Gestein. Auch die Wärmeleitfähigkeit von reinem Wasser ist vom Druck und der Temperatur abhängig. Im untersuchten Druck- und Temperaturbereich werden Werte zwischen $\lambda = 0,562 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ und $\lambda = 0,726 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ erreicht, d.h. die Wärmeleitfähigkeit schwankt etwa um den Faktor 1,3. **Abbildung 3.1** zeigt, dass die Wärmeleitfähigkeit mit zunehmendem Druck ansteigt und dass sie bis etwa 135 - 150°C mit der Temperatur ebenfalls wächst. Mit zunehmendem Druck verschiebt sich das Maximum zur höheren Temperatur im angegebenen Intervall.

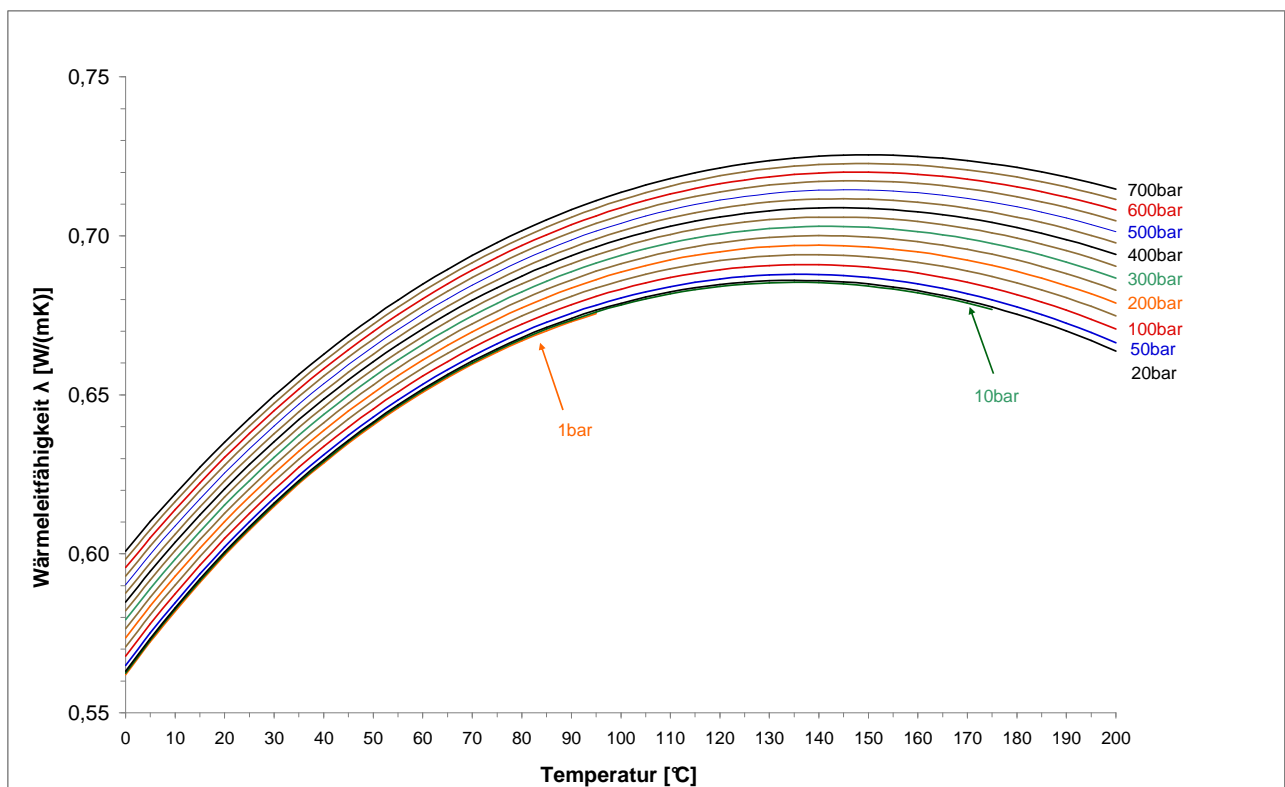


Abb. 3.1: Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit reinen Wassers von Druck und Temperatur (nach WAGNER & KRETSCHMAR 2008)

Die **Temperaturleitfähigkeit** α (thermische Diffusivität, Wärmediffusivität) ist eine Materialeigenschaft, die zur Beschreibung der zeitlichen Veränderung der räumlichen Verteilung der Temperatur durch Wärmeleitung als Folge eines Temperaturgefälles dient. Sie ist definiert als:

$$\alpha = \lambda / (\rho c_p) \quad (\text{m}^2/\text{s}) \quad (3.1)$$

In Gleichung 3.1 ist λ die Wärmeleitfähigkeit, ρ die Dichte und c_p die Wärmekapazität von Wasser.

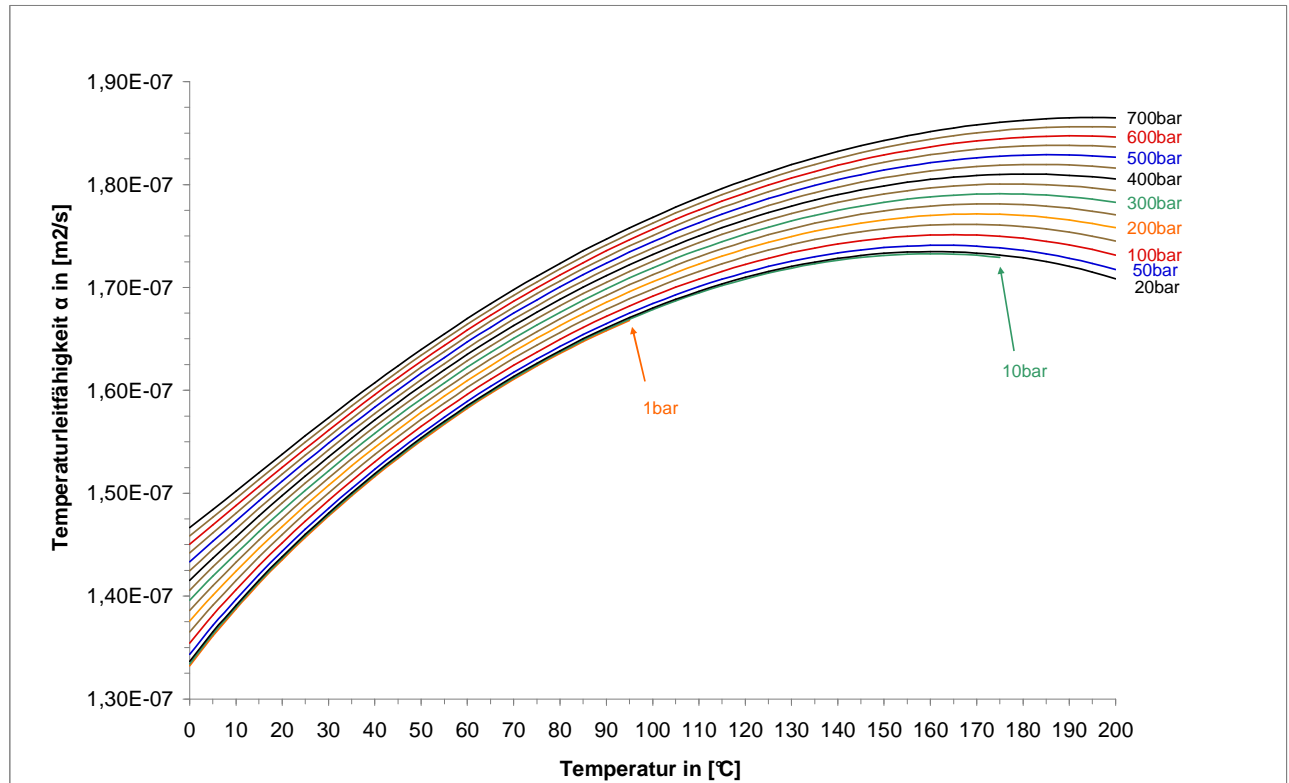


Abb. 3.2: Abhängigkeit der Temperaturleitfähigkeit reinen Wassers von Druck und Temperatur

Auf Abbildung 3.2 ist die Temperaturleitfähigkeit in Abhängigkeit von Druck und Temperatur für reines Wasser dargestellt. Die dargestellten Kurven haben eine große Ähnlichkeit mit denjenigen der Wärmeleitfähigkeit. Im untersuchten Druck- und Temperaturbereich schwankt die Temperaturleitfähigkeit zwischen $\alpha = 1,33 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ und $\alpha = 1,87 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, d.h. nur um einen Faktor von etwa 1,4. Die höchsten Werte erreicht die Temperaturleitfähigkeit bei Temperaturen zwischen 160°C und 195°C des jeweiligen Druckes. Mit zunehmendem Druck verschiebt sich das Maximum in immer höhere Temperaturbereiche.

Sind die Wässer höher mineralisiert, so nimmt die Wärmeleitfähigkeit ab. Abbildung 3.3 zeigt die Abhängigkeit der Mineralisation vom Gehalt in Gewichtsprozent für verschiedene Stoffe (KCl, CaCl_2 , NaCl) nach LANDOLT-BÖRNSTEIN (1972) und D'ANS-LAX (1992). Tendenziell nimmt die Wärmeleitfähigkeit für CaCl_2 - und NaCl-dominierte Wässer um etwa den gleichen Betrag ab: bei 10Gew.% um etwa $0,009 - 0,010 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ und bei 20Gew.% um etwa $0,020 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. Bei KCl-dominanten Wässern ist die Reduktion der Wärmeleitfähigkeit größer. Sie liegt bei Wässern mit 10Gew.% KCl bei etwa $0,018 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. Bei 20Gew.% KCl sind es etwa $0,038 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. Im Oberrheingraben sind die Tiefenwässer dem NaCl-Typ zuzurechnen.

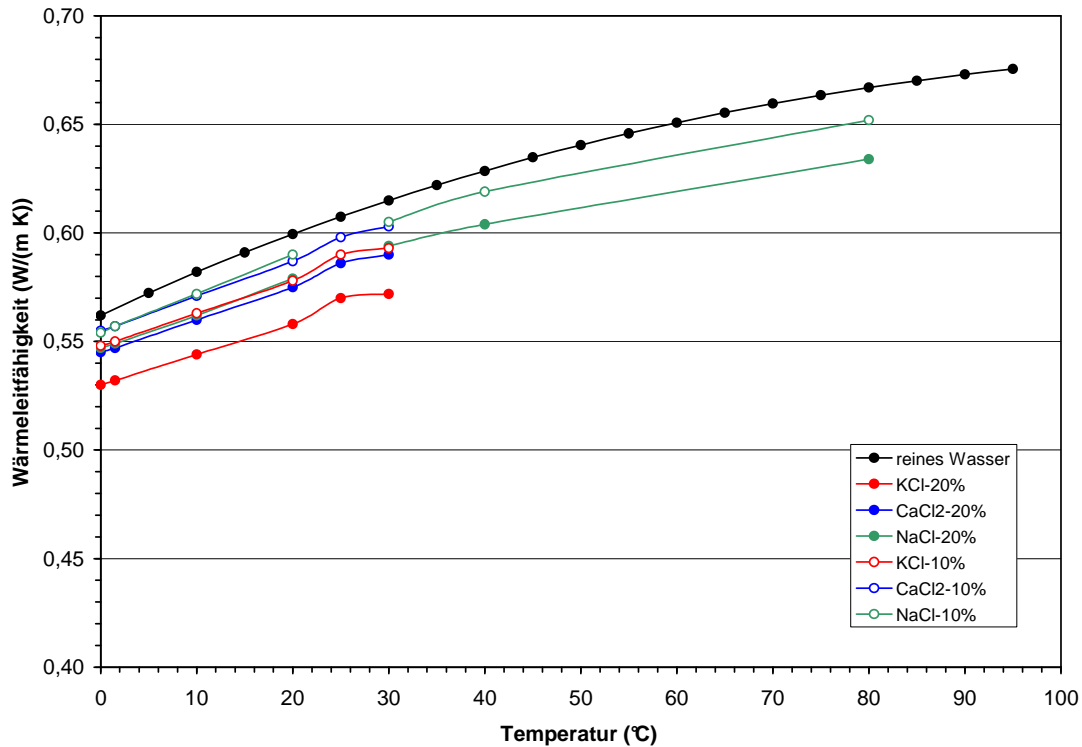


Abb. 3.3: Einfluss der Mineralisation auf die Wärmeleitfähigkeit (nach LANDOLT-BÖRNSTEIN 1972)

5. Literatur

D'ANS-LAX (1992): Taschenbuch für Chemiker und Physiker, 4. Auflage, I Band. Springer-Verlag, Heidelberg.

HÄFNER, F., LAUTERBACH, M., BAMBERG, H.F. (1985): Physikalische Eigenschaften von Grund- und mineralisiertem Wasser, von Erdöl und Erdgas.- Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst, Jg. 26, H. 1, S. 18-27, Berlin.

LANDOLT-BÖRNSTEIN (1972): Tabellenwerk Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik; 6. Auflage, II Band., 5. Teil; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982): Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Neue Serie, Gesamtausgabe: K.-H. Hellwege, Gruppe V: Geophysik und Weltraumforschung, 1, Physikalische Eigenschaften der Gesteine, Teilband a; Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

STOBER, I., FRITZER, T., OBST, K., SCHULZ, R. (2009): Nutzungsmöglichkeiten der Tiefen Geothermie in Deutschland.- BMU (Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit), 73 S., Berlin.

STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen.- Geologisches Jahrbuch, Reihe C, Heft 42, 57 Abb., 8 Tab., 38 Abb. i. Anh., 204 S., Hannover.

STOBER, I. (1994): Die physikalischen Eigenschaften von Wasser und Gestein, ihre Tiefenabhängigkeit und Folgerungen für die Praxis - unter besonderer Berücksichtigung des kristallinen Grundgebirges.- Beiträge zur Hydrogeologie, H.45, 11 Abb., 2 Tab., S.105-132, Graz.

SUN, H., FEISTEL, R., KOCH, M., MARKOE, A. (2008): New equations for density, entropy, heat capacity, and potential temperature of a saline thermal fluid.- Deep-Sea Research, 55, p. 1304-1310, Elsevier.

WAGNER, W. & KRETSCHMAR, H.-J. (2008): International Steam Tables, Properties of Water and Steam.- Springer-Verlag, 2nd ed., Berlin Heidelberg.

Dank

Unser Dank gilt dem Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) für die Unterstützung des Projektes GeoTool (BMU-Fördernummer 0325136). Ein weiterer Dank gilt unserer studentischen Hilfskraft Herrn Mathias Burisch.

Freiburg im Breisgau, 10. Mai 2011