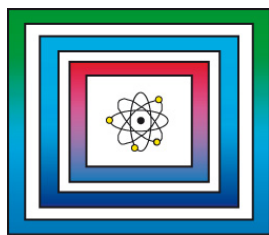


# F+E Endlagerung

9Y2015010000

Zusammenstellung der  
Materialparameter für THM-  
Modellberechnungen

Ergebnisse aus dem  
Vorhaben KOSINA



Ergebnisbericht

Hannover, Dezember 2017

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE  
HANNOVER

F+E Endlagerung

Zusammenstellung der Materialparameter für THM-  
Modellberechnungen

Ergebnisse aus dem Vorhaben KOSINA

Ergebnisbericht

Autoren:	Liu, Wenting Völkner, Eike Minkley, Wolfgang, Dr. Popp, Till, Dr.
Auftraggeber:	BMWi
Auftragsnummer:	9Y2015010000
Geschäftszeichen:	B3.2/B50112-49/2018-0005/001
Datum:	01.12.2017

Im Auftrag:

gez. G. Enste

Direktor und Professor G. Enste

Stellvertretende Abteilungsleitung B3 und Projektleitung Endlagerung

	Seite
Verkürzte Zusammenfassung.....	4
1 Einleitung.....	5
2 Vorgehensweise Modellberechnungen.....	5
3 Geologische Modellgrundlage.....	7
4 Dichte / Grundspannungszustand.....	9
4.1 Grundlagen.....	9
4.2 Dichte-Angaben für Salinargesteine.....	10
4.3 Dichte-Angaben für das Deck-, Neben- und Grundgebirge.....	12
4.4 Grundspannungszustand - Teufendruckgradient.....	13
4.5 Empfehlungen.....	15
5 Thermische Parameter.....	16
5.1 Grundlagen.....	16
5.2 Thermische Parameter für Salinargesteine.....	17
5.3 Thermische Parameter für das Deck-, Neben- und Grundgebirge.....	19
5.4 Empfehlungen.....	20
6 Mechanische Parameter.....	21
6.1 Grundlagen.....	21
6.2 Integritätsnachweis / Modellierungskonzept.....	22
6.2.1 Von der BGR verwendete Stoffansätze.....	25
6.2.2 Vom IfG verwendete Stoffansätze.....	30
6.3 Elastizitätsparameter.....	32
6.3.1 Elastizitätsparameter für Salinargesteine.....	32
6.3.2 Elastizitätsparameter für das Deck-, Neben- und Grundgebirge.....	35
6.3.3 Empfehlungen.....	37
6.4 Stationäres Kriechen.....	38
6.4.1 Datensätze.....	39
6.4.2 Kriechen in unterschiedlichen Spannungsbereichen.....	45
6.4.3 Empfehlungen.....	48
6.5 Dilatanz.....	50
6.5.1 Datensätze.....	50
6.5.2 Empfehlungen.....	52
6.6 Festigkeit.....	54
6.6.1 Datensätze.....	54
6.6.2 Empfehlungen.....	57

Seite

7	Hydraulische Parameter.....	57
7.1	Grundlagen.....	57
7.2	Permeabilität.....	58
7.2.1	Datensätze.....	59
7.2.2	Dilatante Verformung – Permeabilitäts-/Porositätsbeziehung.....	65
7.2.3	Permeabilitätszunahme bei Fluiddruckanstieg.....	68
7.2.4	Empfehlungen.....	69
7.3	Porosität.....	70
7.3.1	Datensätze.....	70
7.3.2	Empfehlungen.....	71
7.4	Lösungsdichte.....	71
7.4.1	Lösungsdichte für Salinargesteine.....	72
7.4.2	Lösungsdichte für das Deck-, Neben- und Grundgebirge.....	72
7.4.3	Empfehlungen.....	73
7.5	Wassergehalt.....	73
8	Zusammenfassung.....	74
	Literaturverzeichnis.....	75
	Abkürzungsverzeichnis.....	85
	Tabellenverzeichnis.....	86
	Abbildungsverzeichnis.....	88

Gesamtblattzahl: 88

---

## Verkürzte Zusammenfassung

Autoren:	Liu, Wenting; Völkner, Eike; Minkley, Wolfgang, Dr.; Popp, Till, Dr.
Titel:	Zusammenstellung der Materialparameter für THM-Modellberechnungen (Ergebnisse aus dem Vorhaben KOSINA)
Schlagwörter:	Geologie, KOSINA, Materialparameter, Modellberechnungen, Salzbarriere

Der vorliegende Bericht dient im Rahmen des KOSINA-Projektes der Materialparameter-Zusammenstellung für THM-Modellberechnungen in flach lagernden Salzschieben in Deutschland. Im Auftrag des BMWi werden die Arbeiten gemeinsam von der DBE Technology GmbH (Peine), der GRS (Braunschweig), dem Institut für Gebirgsmechanik (Leipzig) und der BGR (Hannover) durchgeführt. Die verschiedenen Parameter werden für Salinargesteine sowie das Deck-, Neben- und Grundgebirge beschrieben.

## 1 Einleitung

Das FuE-Vorhaben KOSINA „Konzeptentwicklung für ein generisches Endlager für wärmeentwickelnde Abfälle in flach lagernden Salzschieben in Deutschland sowie Entwicklung und Überprüfung eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes“ dient dazu, für flach lagernde Salzschieben in Deutschland die technische Machbarkeit und die Sicherheit eines Endlagers für wärmeentwickelnde radioaktive Abfälle und ausgediente Brennelemente zu untersuchen. Damit wird eine weitere Grundlage für einen im Standortauswahlgesetz vom 5. Mai 2017 (BGBl. I S. 1074), das zuletzt durch Artikel 2 Absatz 16 des Gesetzes vom 20. Juli 2017 (BGBl. I S. 2808) geändert worden ist, implizit vorgesehenen Vergleich von Endlagersystemen geschaffen.

Für Endlager in einer Steinsalzformation müssen die Stabilität des Bergwerkes während der Betriebsphase und die langfristige Integrität der geologischen Barriere nachgewiesen werden. Dazu werden numerische Modellberechnungen durchgeführt, in denen das Gesteinsverhalten unter verschiedenen In-situ-Einflüssen mit Stoffgesetzen beschrieben wird. Das individuelle Verhalten unterschiedlicher Salinargesteine wird dabei über Kennwerte für die Modellparameter berücksichtigt.

Im Rahmen des Vorhabens KOSINA (AP2 und AP4) werden arbeitsteilig thermomechanische Berechnungen von BGR und IfG sowohl mit unterschiedlichen numerischen Berechnungsprogrammen als auch Stoffgesetzen durchgeführt. Es ist daher von besonderer Bedeutung, dass zu Beginn des Projektes eine gemeinsame Datenbasis (z. B. geologisch/geometrische Darstellung der Salzstruktur, Materialparameter) festgelegt wird. Dies umfasst die Herleitung und Zusammenstellung von Materialparametern zur Auswahl von repräsentativen Datensätzen für das weitere Vorgehen im Projekt.

## 2 Vorgehensweise Modellberechnungen

Ausgehend von den Erfahrungen der VSG (Kock et al. 2012) müssen für die thermomechanische Modellierung eines Standorts zum Nachweis der Barrierenintegrität folgende Grundlagen bekannt sein:

- Geologische Struktur des Salzvorkommens einschließlich Deck- und Nebengebirge als Basis für die Festlegung der Homogenbereiche (s. hierzu VÖLKNER et al. 2017).
- Technisches Einlagerungskonzept einschließlich Einlagerungsgeometrie (Vorgabe von DBE Tec).
- Gebirgstemperatur und Gebirgsspannungszustand vor Beginn der Einlagerung.

- Thermische Materialeigenschaften der angenommenen Homogenbereiche bezüglich Wärmeleitfähigkeiten und spezifischen Wärmekapazitäten.
- Mechanische Materialeigenschaften der angenommenen Homogenbereiche bezüglich Elastizität, stationärem Kriechen (Kriechklassen), Dilatanzgrenze, Bruchgrenze sowie Post-failure-Verhalten.
- Nachweis der hydraulischen Dichtheit der Wirtsgesteine, sowie der Auswirkungen möglicher Schädigungsprozesse.

Für den Integritätsnachweis liegt der Fokus der Parameterstudie auf thermischen, hydraulischen und mechanischen Materialparametern des Salinars sowie nachgeordnet auf entsprechenden Eigenschaften der Deckgebirgseinheiten. Im Folgenden werden die gesammelten Materialparameter beschrieben und jeweils gesondert für Salinargesteine sowie das Deck-, Neben- und Grundgebirge aufgelistet.

Da es sich bei der zu untersuchenden Situation um einen generischen Standort „Flache Lagerung“ handelt, gibt es keine konkreten standortspezifischen Datensätze von petrophysikalischen und geomechanischen Parametern. Die Grundlage zur Festlegung der Datenbasis bildet deshalb die Dokumentation repräsentativer Datensätze von verschiedenen Standorten. Allerdings finden sich standort-referenzierte Daten zu flach lagernden Salzschieben in der einschlägigen Literatur nur selten, weshalb auch zusätzlich Datensätze von Salzstöcken in die Recherche einbezogen wurden. Dabei ist weiterhin zu berücksichtigen, dass die petrophysikalischen und geomechanischen Parameter zusätzlich zu den lokationsspezifischen Unterschieden ortsabhängig bzw. bereichsweise variieren können.

Für einen realen Standort wird dieser Umstand über eine „Homogenbereichskartierung“ berücksichtigt, wobei z. B. ausgehend von den geologischen Erkundungsergebnissen Korrelationen zwischen den bereichsweise charakteristischen Gefügeeigenschaften und der Kriech-Duktilität (also dem Kriechvermögen) der anstehenden Steinsalz-Typen systematisch genutzt werden. Vorlagen für eine derartige Vorgehensweise bilden die Untersuchungen an den Standorten Morsleben, Asse und Gorleben (BRÄUER et al. 2012) wo jeweils für die verschiedenen Einheiten statistisch abgesicherte Laboruntersuchungen durchgeführt wurden. Darüber hinaus sind aber auch jeweils Ergebnisse aus unter- (z. B. Konvergenz- oder Extensometermessungen) und übertägigen Messungen (z. B. Senkungen) zur Kalibrierung der zunächst auf Labordatensätzen basierenden Stoffgesetzparameter unerlässlich.

### 3 Geologische Modellgrundlage

Ausgangspunkt für die Festlegung von Parametern für relevante geologische Einheiten bildet das in Abb. 2.1 dargestellte geologische Normalprofil (BERTRAMS et al. 2015). Eine detaillierte Beschreibung der geologischen Gesamtstruktur mit den spezifischen Einheiten des Salinars sowie des Deck-, Neben- und Grundgebirges ist in VÖLKNER et al. (2017) dargestellt. Zur Minimierung der Berechnungszeiten ist es notwendig, die geologische Struktur, bzw. als ersten Schritt für die Ableitung der geomechanischen Parameter, das Normalprofil zu generalisieren. Als repräsentative Homogenbereiche werden in der Salinarformation nur noch acht generalisierte lithologisch-stratigraphische Einheiten betrachtet (siehe auch Abb. 2.1):

- NA4 Aller-Steinsalz (bestehend aus z4NA und z4RT-z4PA),
- AM3 Anhydritmittelsalz (bestehend aus z3SS-TM und z3AM),
- K3 Kaliflöz Ronnenberg (bestehend aus z3Ro),
- NA3 Leine-Steinsalz (bestehend aus z3NA),
- A3 Hauptanhydrit (bestehend aus z3HA, z3GT, z2DA und z2DS),
- K2 Kaliflöz Staßfurt (bestehend aus z2SF und z2UE),
- NA2 Staßfurt-Steinsalz (bestehend aus z2NA),
- A2/C2 Anhydrit/Karbonat (bestehend aus z2BA und z2SK).

Im Deckgebirge werden drei Homogenbereiche betrachtet:

- Q Quartär (bestehend aus q),
- T Tertiär (bestehend aus t),
- S Buntsandstein (bestehend aus sm, su und z5-z7).

Im Grundgebirge ist ein Homogenbereich ausgewiesen:

- R Rotliegend (bestehend v. a. aus Sandsteinen).

Für diese Einheiten werden auf Basis von „Expert Judgement“ synthetische Datensätze festgelegt, die im Wesentlichen den Extrakt von umfangreichen Laboruntersuchungen für Standorte in Mitteldeutschland (u. a. Teutschenthal, Staßfurter Raum, Bernburg und Scholle von Calvörde - Zielitz sowie den Südharz, u. a. mit Sondershausen, Bleicherode) repräsentieren.



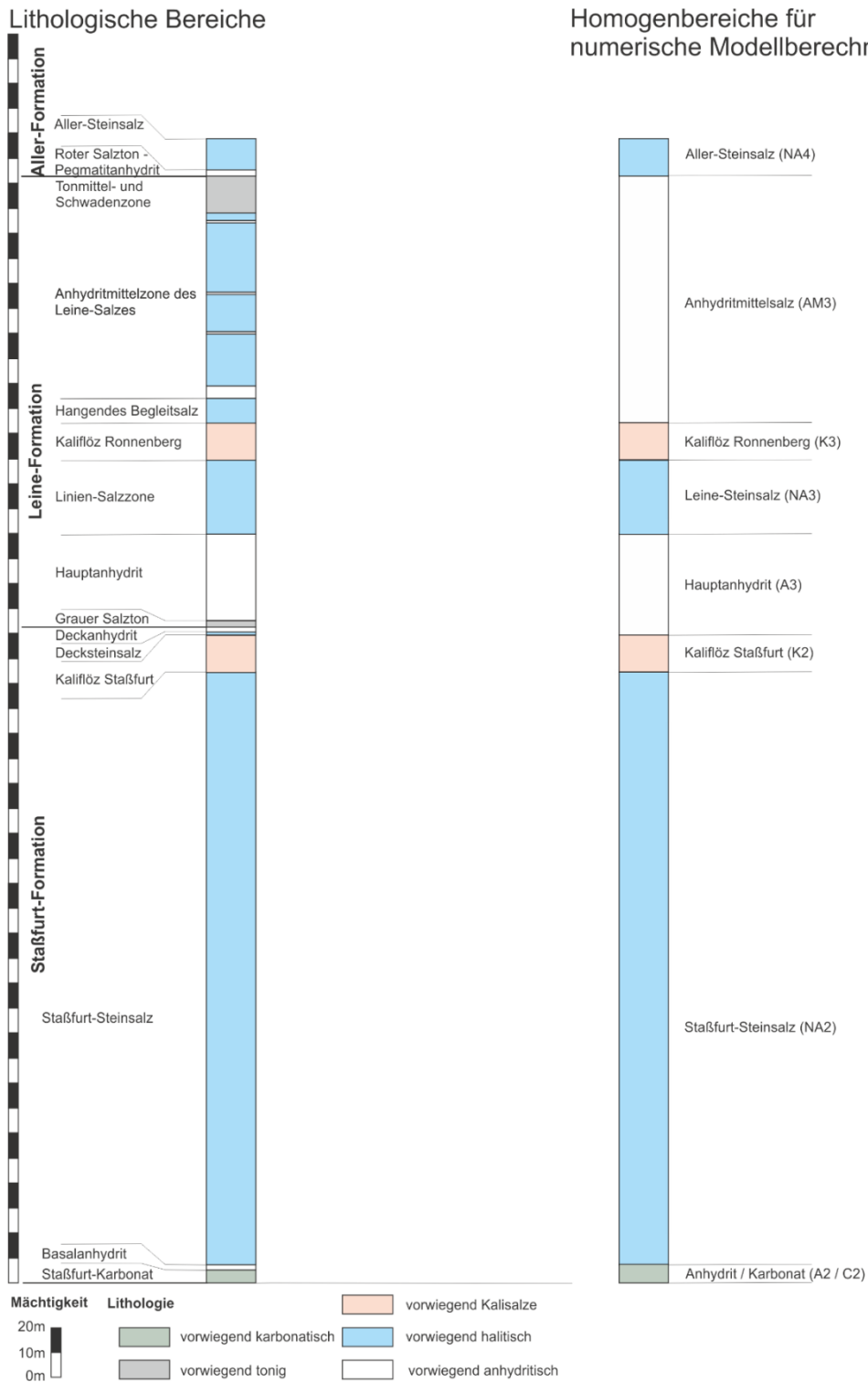


Abb. 2.1: Gegenüberstellung des generalisierten Normalprofils (BERTRAMS et al. 2015) (links) und der für die numerischen Modellberechnungen generalisierten Einheiten (rechts).

## 4 Dichte / Grundspannungszustand

### 4.1 Grundlagen

Die Dichte  $\rho$  eines Körpers wird als Quotient aus seiner Masse  $m$  und seinem Volumen  $V$  berechnet (Gl. 1). Als Stoffkonstante ist sie eine für das Material des Körpers charakteristische und von seiner Form und Größe unabhängige Eigenschaft. Die Einheit der Dichte wird in  $\text{kg pro m}^3$  angegeben. Aus der Dichte  $\rho$  ergibt sich die Wichte  $\gamma$  durch Multiplikation mit der Erdbeschleunigung  $g$ . Die Wichte ist somit im Gegensatz zur Dichte ortsabhängig und wird in der Einheit  $\text{N pro m}^3$  angegeben.

In-situ kann die Gesteinsdichte indirekt aus geophysikalischen Bohrlochmessungen (Gamma-Gamma-Dichte-Messungen) abgeleitet werden. Eine direkte Ermittlung erfolgt in der Regel als Rohdichte (Festkörper mit fluidgefüllter Porosität) durch das Ausmessen des Volumens und das Wiegen von Kernproben. Neben der Gesteinsdichte ist für Lockersedimente auch die Korndichte  $\rho_s$  von Bedeutung (Gl. 2). Diese bezeichnet die Rohdichte der festen Einzelbestandteile z. B. eines Bodens und ergibt sich aus dem Verhältnis der Trockenmasse der festen Einzelbestandteile und des Volumens der Einzelbestandteile einschließlich ihrer von der Messflüssigkeit nicht benetzten Hohlräume. Sie wird mit Pyknometern nach einer standardisierten Vorschrift ermittelt.

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (1)$$

mit

$$\rho = \text{Gesteinsdichte } [\text{kg/m}^3]$$

$$m = \text{Masse } [\text{kg}]$$

$$V = \text{Volumen } [\text{m}^3]$$

$$\rho = \rho_s \cdot (1 + w) \cdot (1 - n) \quad (2)$$

mit

$$w = \text{Wassergehalt } [-]$$

$$n = \text{Porosität } [-]$$

$$\rho_s = \text{Korndichte } [\text{kg/m}^3]$$

## 4.2 Dichte-Angaben für Salinargesteine

Für die Dichte von Salinargesteinen liegt eine Vielzahl von standortbezogenen Messwerten, u. a. aus den Projekten Asse, ERA Morsleben und Gorleben sowie sonstigen Nutzungen des tiefen Untergrundes (z. B. für Bergbau oder Speicherung) vor. Aufgrund der großen Variabilität von Salzgesteinen werden sowohl unterschiedliche Lithologien (z. B. Steinsalz, Kalisalz) als auch unterschiedliche stratigraphische Einheiten, z. B. des Zechstein betrachtet. Im Einzelnen werden Gesteinsdichten für Steinsalz allgemein, für Steinsalzgesteine aus den unterschiedlichen Zechstein-Formationen z1 bis z5, Kalisalz allgemein, Carnallit, Sylvinit, Kieserit, Hartsalz, Polyhalit, Liniensalz, Kristallbrockensalz, Streifensalz, Knäuelsalz und Anhydrit sowie Grauer Salzton angegeben (siehe Tab. 3.1).

Tab. 3.1: Gemittelte (nicht standortspezifische) Dichten von Salinargesteinen aus dem Projekt VIRTUS (HEEMANN et al. 2014)

Mineral / Gesteinstyp	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]		
	Mittelwert	Min	Max
z3; Grauer Salzton	2565	2550	2580
Steinsalz, allgemein	2182	2100	2385
z3; Leine-Steinsalz	2161	2148	2181
z2; Staßfurt-Steinsalz	2177	2150	2204
z1; Werra-Steinsalz	2167	2140	2204
Kalisalz, allgemein	2141	k. A.	k. A.
Sylvinit	2056	2000	2100
Carnallit	1834	1600	2200
Polyhalit	2750	k. A.	k. A.
Anhydrit	2745	2350	3000
Kieserit	2600	k. A.	k. A.
Hartsalz	2245	2153	2340

Die Dichteunterschiede der Salzgesteine lassen sich in erster Linie auf die verschiedenen mineralogischen Zusammensetzungen der Gesteine, Verunreinigungen und variierenden Einzelkorndichten zurückführen. Einen weiteren Einfluss auf die Dichte übt die Porosität, respektive der Fluidanteil (z. B. Salzlösungen, Gas) aus. Reiner Halit hat eine Dichte von 2160 kg/m<sup>3</sup> und Steinsalz mit geringen Verunreinigungen nähert sich diesem Wert stark an. Mit einem höheren Anhydrit- oder Polyhalitanteil im Steinsalz steigt die Dichte teilweise auf 2385 kg/m<sup>3</sup> an. Kalisalze wie Sylvinit und Carnallit zeigen dagegen häufig

aufgrund der Hauptkomponenten Carnallit und Sylvit geringere Dichten zwischen 1600 und 2200 kg/m<sup>3</sup>, wobei höhere Dichten zumeist auch auf Anteile von Sulfatmineralen (Kieserit, Anhydrit) zurückzuführen sind. HEEMANN et al. (2014) weisen eine mittlere Dichte von 2141 kg/m<sup>3</sup> aus. Für verschiedene Lokationen (z. B. Asse, Morsleben, Gorleben) wurde für carnallitisches Kalisalz eine mittlere Dichte von 1850 kg/m<sup>3</sup> bestimmt (z. B. HUNSCHKE et al. (2003)). Für Kalisalz in typischer Hartsalzausbildung, das im generischen Standortmodell nicht vorliegt, wird eine mittlere Dichte von 2200 kg/m<sup>3</sup> angegeben.

Dichteangaben zu flach lagernden Salinargesteinen finden sich in der Literatur im Vergleich zu Salzstöcken nur sehr selten. Als Beispiel dienen im Folgenden die Rötsalze (Oberer Buntsandstein, Trias) aus dem niederländischen Kavernenfeld Hengelo (siehe Tab. 3.2). In dieser Lokation liegt die Dichte der Salinargesteine ebenfalls bei 2160 kg/m<sup>3</sup>. Auch für flach lagernde Werra-Steinsalz-Proben wurden Dichtewerte um 2160 kg/m<sup>3</sup> bestimmt (Tab. 3.3).

Tab. 3.2: Dichte des Rötsalzes in Hengelo – Bohrung 380 (LANGER 1984)

Gesteinstyp	Teufenbereich [m]	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]
Rötsalz A	468,05 – 502,83	2160 – 2200
Rötsalz C	439,76 – 460,71	2160 – 2180
Buntsandstein (Deckgebirge)	402,91 – 428,90	2300 – 2900

Tab. 3.3: Dichte der getesteten Proben aus dem flach lagernden Werra-Steinsalz (KLÜGEL et al. 2001)

Gesteinstyp	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]		
	Mittelwert	Min	Max
glasig (m)	2,162	2,159	2,166
körnig (k)	2,159	2,149	2,158

m: Probe vom milchglasigen Gefügetyp ; k: Probe vom körnigen Gefügetyp

### 4.3 Dichte-Angaben für das Deck-, Neben- und Grundgebirge

Neben den permischen Rotliegend- und Zechsteininformationen ist auch eine Charakterisierung der mesozoischen und känozoischen Gesteinsschichten im Hangenden notwendig. Bezüglich der Dichte liegen hierfür präzise Messungen vom Standort Gorleben vor, wobei diese Angaben über den Vergleich mit Daten von anderen Salzbergwerken in Niedersachsen und Sachsen-Anhalt als allgemein gültige Angaben von Gesteinsdichten für das norddeutsche Deckgebirge sowie das Salinar verifiziert werden konnten (siehe Tab. 3.4).

Die Dichte nimmt durch die zunehmende Auflast des Deckgebirges, d. h. durch die sich erhöhende Kompaktion der Sedimentgesteine, in den tieferen bzw. älteren Gesteinsschichten zu. Die känozoischen Deckgebirgseinheiten zeigen mit 2000 bis 2100 kg/m<sup>3</sup> eine geringere Dichte als Steinsalz. Ab der Oberkreide liegt die durchschnittliche Dichte der Gesteinsschichten über der von Steinsalz. Die anhydritischen Einheiten haben mit bis zu 3000 kg/m<sup>3</sup> die höchste Dichte, während das Hutgestein eine relativ geringe Dichte von 2300 kg/m<sup>3</sup> besitzt.

Tab. 3.4: Mittlere Dichten von Deckgebirgseinheiten und Salinar für das Norddeutsche Becken (MINKLEY et al. 2010)

Gesteinsschicht Homogenbereich	Symbol	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]
Quartär	Q	2000
Tertiär	T	2100
Oberkreide	kro	2400
Unterkreide	kru	2500
Jura – Keuper	j – k	2600
Buntsandstein	su + sm	2500
Hutgestein	-	2300
Hauptanhydrit	z3HA	2900
Steinsalz	NA2, NA3, NA4	2160
Zechsteinbasis	A2-T1	2700
Hauptanhydrit und Grauer Salzton	A3-T3	2700
Pegmatitanhydrit und Roter Salzton	A4-T4	2900
Rotliegendes	R	2500

#### 4.4 Grundspannungszustand - Teufendruckgradient

Eine Abschätzung des petrostatischen Teufendruckes im Salinar, d. h. des Primär- oder Grundspannungszustandes, kann anhand des Aufbaus des Deckgebirges und des Salinars auf Basis der vorstehend erläuterten Wichtedaten erfolgen. Der mittlere lithostatische Teufendruck  $\sigma_G$  errechnet sich demnach zu:

$$\sigma_G = \sum_{i=1}^n (h_i \cdot \gamma_i) \quad (3)$$

mit

$n$  = Anzahl der stratigraphischen Horizonte [–],

$h_i$  = Mächtigkeit [m] des i-ten Horizontes,

$\gamma_i$  = Wichte [MPa/m] des i-ten Horizontes.

Beispielsweise wurde ausgehend vom Schichtenaufbau des Deckgebirges und des Salinars für die VSG ein mittlerer Teufendruckgradient von  $\gamma = 0,022$  MPa/m angesetzt (Kock et al. 2012).

Darüber hinaus kann der Betrag der minimalen Hauptspannung mit verschiedenen Bohrlochmethoden (z. B. dem Hydrofrac-Verfahren) gemessen oder abgeschätzt werden. Aufgrund der plastischen Eigenschaften der z. T. sehr mächtigen salinaren Abfolgen ist eine deutliche Spannungsanisotropie im Salinar nicht zu erwarten, d. h. vertikale und horizontale Spannungskomponenten sind gleich. Sollten sich trotzdem bevorzugte Spannungsrichtungen ausbilden, dann dürften diese im Wesentlichen auf strukturelle Einflüsse in Bereichen mit Salztektonik zurückzuführen sein.

Eine Zusammenfassung von Spannungsdaten aus übertägigen Bohrlochtests für das Salinar im Norddeutschen Becken gibt Tab. 3.5, wobei die Teufengradienten zwischen 17,6 und 24,5 MPa/km variieren.

Tab. 3.5: Spannungsbeträge von  $S_h$  im Salinar der ausgewerteten Bohrungen im Ostteil des Norddeutschen Beckens nach ROCKEL & LEMPP (2003)

Bohrung	Teufe [m]	$S_h$ [MPa]	$S_h$ -Gradient [MPa/km]	Stratigr. Einheit	Methode
Angermünde1/68	2401 – 3577	> 50,4 > 75,1	> 21,0	Ohre-Staßfurt	Spülungsdichte
Barth 8/8	2697,6	54,5	20,2	Staßfurtkarbonat	Absorptionsdruckprobe
Barth 9/78	2644,7	60,8	23,0	Staßfurtkarbonat	Absorptionsdruckprobe
Eldena 1/74	3705	79,1	21,1	Ohre	Absorptionsdruckprobe
Feldberg 1/87	2989 – 4271	> 62,0 – 89,4	> 20,7	Nordhausen-Werra	Spülungsdichte
Gingst 1/73	1346,5	23,7	17,6	Kont. Zechstein	Spülungsverlust
Gorgast 1//70	3108,3	>70,0	> 22,5	Staßfurtkarbonat	Totpumpen
Greifswald 1/62	2150	43,3	> 20,1	Zechstein	Spülungsdichte
Grevesmühlen 1/78	3827 – 49356	>80,4 – >103,7	> 21,0	Ohre-Werra	Spülungsdichte
Lalendorf 1/75	3777 – 4168	> 79,7	> 21,1	Aller-Staßfurt	Druckbeaufschlagung
Parchim 1/68	2319 – 4705	> 48,0	> 20,7	Aller-Werra	Spülungsdichte
Pes 233/82	3262	79,9	24,5	Werra-Anhydrit	Hydrofrac
Ramow 11a/69	3399	65,2	19,2	Staßfurtkarbonat	Absorptionsdruckprobe
Pröttlin 1/81	3697	> 83,9	> 22,7	Ohre	Spülungsdichte
Schwaan 1/76	3426	>77,4	>22,6	Staßfurtkarbonat	Gleichgewicht
Schwerin 1/87	3381 – 5037		>24,0	Friesland-Werra	Spülungsdichte
Wesenberg 1/72	4206 – 2148		>20,4	Bernburg-Werra	Spülungsdichte
Wittenberge 7/75	1001 – 3776	23,1 – 72,2	23,1 – 19,1	Salzstock	Absorptionsdruckprobe
Zehdenick 2/75	3813 – 3997	> 79,8 – > 83,6	> 20,9	Nordhausen-Werra	Spülungsdichte

Mit Blick auf den generischen Standort wird für die Modellberechnungen empfohlen, einen mittleren Teufendruckgradienten mittels Gl. 3, ausgehend von dem bei BERTRAMS et al. (2015) beschriebenen Normalprofil sowie den nachfolgend spezifizierten Dichten abzuleiten.

## 4.5 Empfehlungen

Die Materialparameterempfehlungen für die Dichte sind bezüglich des Deckgebirges den Angaben aus MINKLEY et al. (2010) entnommen. Für die känozoischen Einheiten q und t beträgt die Dichte 2000 kg/m<sup>3</sup> bzw. 2100 kg/m<sup>3</sup>. Für die Buntsandstein-Horizonte sm und su, sowie für z5, wird eine Dichte von 2500 kg/m<sup>3</sup> empfohlen. Aufgrund der nahezu rein halitischen Zusammensetzung der Steinsalz-Einheiten z2NA, z3NA und z4NA besitzen diese eine Dichte von 2160 kg/m<sup>3</sup>. Da die Homogenbereiche NA2 und NA3 fast nur aus Steinsalz bestehen, empfiehlt sich diese Dichte ebenfalls. Für den Homogenbereich NA4, inklusive der Einheiten z4RT-z4PA mit einer Dichte von 2900 kg/m<sup>3</sup> (MINKLEY et al. 2010), ergibt sich insgesamt eine etwas höhere Dichte von ca. 2235 kg/m<sup>3</sup>. Für die Kalisalze K2 und K3 wird entsprechend dem Stoffansatz BGR<sub>c</sub> eine mittlere Dichte von 1850 kg/m<sup>3</sup> empfohlen. Für den Homogenbereich AM3 wird ein Anhydritgehalt von ca. 20% angenommen, wodurch sich eine Dichte von 2275 kg/m<sup>3</sup> ergibt. Für den Homogenbereich A3, zusammengesetzt aus z3HA und z3GT, empfiehlt sich nach MINKLEY et al. (2010) eine Dichte von 2700 kg/m<sup>3</sup>. Im Sandstein des Rotliegend gilt eine Dichte von 2500 kg/m<sup>3</sup> (siehe Tab. 3.6).

Tab. 3.6: Empfehlungen bezüglich der Dichte

Gesteinsschicht Homogenbereich	Symbol	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]
Quartär	Q	2000
Tertiär	T	2100
Buntsandstein	S	2500
Aller-Steinsalz	NA4	2235
Anhydritmittelsalz	AM3	2275
Kaliflöz Ronnenberg	K3	1850
Leine-Steinsalz	NA3	2160
Hauptanhydrit	A3	2700
Kaliflöz Staßfurt	K2	1850
Staßfurt-Steinsalz	NA2	2160
Anhydrit/Karbonat	A2/C2	2700
Rotliegendes	R	2500



## 5 Thermische Parameter

### 5.1 Grundlagen

Ausgehend vom initialen Temperaturfeld sind für die TM-Modellberechnungen die nachfolgend genannten thermischen Gesteinsparameter für die Beschreibung der instationären Temperaturlausbreitung im Berechnungsmodell maßgeblich:

Wärmeleitfähigkeit	$\lambda$	$[W/(m \cdot K)]$
Spezifische Wärmekapazität	$c_p$	$[J/(kg \cdot K)]$
Thermischer Ausdehnungskoeffizient	$\alpha$	$[1/K]$

Die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  ist eine Stoffkonstante und beschreibt die Wärmemenge, die in 1 s durch eine 1 m dicke Stoffschicht der Fläche 1 m<sup>2</sup> fließt, wenn der Temperaturunterschied 1 K beträgt. Die temperaturabhängige Wärmeleitfähigkeit berechnet sich nach BIRCH & CLARK (1940) für Steinsalz gemäß folgender Gleichung (Gl. 4):

$$\lambda = \frac{\lambda_0}{1 + C \cdot (T - 273,15K)} \tag{4}$$

mit

$$\lambda = \text{Wärmeleitfähigkeit } [W/(m \cdot K)]$$

$$\lambda_0 = 6,1 [W/(m \cdot K)], \text{ die Wärmeleitfähigkeit von Steinsalz bei } 0 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$C = 0,0045 [1/K], \text{ die Konstante für Steinsalz}$$

$$T = \text{Temperatur } [K]$$

Die spezifische Wärmekapazität  $c_p$  ist diejenige Wärmemenge Q, die notwendig ist, um 1 kg Masse eines Körpers um 1 K zu erwärmen (Gl. 5). Weil sich die Körper bei Erwärmung ausdehnen, wird zwischen der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Volumen  $c_v$  sowie bei konstantem Druck  $c_p$  unterschieden. Aufgrund der nur sehr geringen Differenzen wird bei Festkörpern  $c_p = c_v$  angenommen.

$$c_p = \frac{\Delta Q}{m \cdot \Delta T} \tag{5}$$

mit

$c_p$  = Wärmekapazität [ $\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ ]

$\Delta Q$  = Wärme, die dem Stoff zugeführt oder entzogen wird [ $\text{J}$ ]

$\Delta T$  = Differenz von End- und Anfangstemperatur [ $\text{K}$ ]

$m$  = Masse des Stoffes [ $\text{kg}$ ]

An der Geländeoberfläche des Modells wird eine initiale Gebirgstemperatur von 281,65 K (8,5 °C) eingesetzt, die der mittleren Jahrestemperatur in Norddeutschland entspricht. An der Modellbasis werden Temperaturen vorgegeben, die analog zu den Berechnungen der VSG großräumigen Temperaturberechnungen entnommen wurden (KOCK et al. 2012). Zur Tiefe hin nimmt die Temperatur durchschnittlich um 3 °C pro 100 m zu (geothermischer Gradient).

Der Wärmeausdehnungskoeffizient ist eine physikalische Größe, die das Verhalten eines Materials bezüglich seiner Längenabmessungen bei Temperaturveränderungen beschreibt. Der hierbei wirkende Prozess ist die Wärmeausdehnung.

## **5.2 Thermische Parameter für Salinargesteine**

In der gesichteten Literatur verfügt Steinsalz aus verschiedenen Standorten über eine Wärmeleitfähigkeit zwischen 5,0 und 5,8  $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$  (siehe Tab. 4.1 bis Tab. 4.5). Die geringe Varianz der Werte deutet darauf hin, dass das Gesteinsgefüge wenig Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeiten hat. Verunreinigungen machen sich in der Regel durch eine Verringerung der Wärmeleitfähigkeit bemerkbar (HEEMANN et al. 2014). Für Kalisalz sind Daten aus dem Standort Gorleben bekannt (siehe Tab. 4.4). Die Wärmeleitfähigkeit von z2SF liegt dort mit 1,5  $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$  deutlich unter dem Wert von Steinsalz. Ein Einfluss der Temperatur auf die Wärmeleitfähigkeit wird bei Kalisalz nicht festgestellt (LERCH et al. 2012).

Tab. 4.1: Thermomechanische Kennwerte aus dem BAMBUS-II-Project (MINKLEY et al. 2010)

		Steinsalz, Steinsalzversatz
Wärmeleitfähigkeit	$\lambda$ [W/(m·K)]	5,8
Spezifische Wärmekapazität	$c_p$ [J/(kg·K)]	860
Wärmeausdehnungskoeffizient	$\alpha$ [1/K]	$4 \cdot 10^{-5}$

Tab. 4.2: Thermische Eigenschaften von Steinsalz und Versatzmaterial nach OLIVELLA & GENS (2007)

		Salzgestein	Versatzmaterial
Wärmeleitfähigkeit	$\lambda$ [W/(m·K)]	5,73	5,73
Spezifische Wärmekapazität	$c_p$ [J/(kg·K)]	855	855
Wärmeausdehnungskoeffizient	$\alpha$ [1/K]	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$

Tab. 4.3: Thermische Parameter für Steinsalz (LEUGER et al. 2012)

Wärmeleitfähigkeit	$\lambda$ [W/(m·K)]	5,0 - 5,5
Spezifische Wärmekapazität	$c_p$ [J/(kg·K)]	850 - 890

Tab. 4.4: Thermische Parameter für den Salzstock Gorleben (LERCH et al. 2012)

Geologische Einheit	Symbol	$\lambda$ [W/(m·K)]	$c_p$ [J/(kg·K)]
Hauptsalz	z2HS	3,2 – 5,2	864
Kaliflöz Staßfurt	z2SF	1,5	903
Hauptanhydrit	z3HA	3,2 – 5,2	864
Zechstein 3-Salz	z3	3,2 – 5,2	864

Ähnlich der Wärmeleitfähigkeit ist die spezifische Wärmekapazität verschiedener Salinar-gesteine recht einheitlich. LERCH et al. (2012) geben bei Steinsalz Werte zwischen 850 und 890 J/(kg·K) an. Eine Temperaturabhängigkeit der spezifischen Wärmekapazität wurde nachgewiesen, ist jedoch generell als gering anzusehen. Die spezifische Wärmekapazität für Kalisalz ist geringfügig höher als die für Steinsalz.

KOCK et al. (2012) geben für die Steinsalze des Zechstein für den Standort Gorleben einen Wärmeausdehnungskoeffizient von  $4,0 \cdot 10^{-5}$  1/K an (siehe Tab. 4.5). Für z2SF liegt der Wert bei  $2,5 \cdot 10^{-5}$  1/K. Während MINKLEY et al. (2010) für das Steinsalz im BAMBUS-II-Projekt zu identischen Ergebnissen gelangten, präsentieren OLIVELLA & GENS (2007) einen geringfügig höheren Wert für den Wärmeausdehnungskoeffizienten (siehe Tab. 4.2).

In den Modellberechnungen im Rahmen der VSG wurden die in Tab. 4.5 zusammengestellten Kennwerte angesetzt.

Tab. 4.5: Wärmeausdehnungskoeffizienten für die Zechstein-Salinare nach VSG (KOCK et al. 2012)

Homogenbereich	Symbol	$\alpha$ [1/K]
Zechstein 4	z4	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Zechstein 3	z3	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Zechstein 2	z2	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Liniensalz	z3LS	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Kaliflöz Staßfurt	z2SF	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Kristallbrockensalz	z2HS3	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Streifensalz	z2HS2	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Knäuelsalz	z2HS1	$4,0 \cdot 10^{-5}$

### 5.3 Thermische Parameter für das Deck-, Neben- und Grundgebirge

Für das Deck-, Neben- und Grundgebirge finden sich Angaben zu den thermischen Parametern bei KOCK et al. (2012). Außerhalb der salinaren Einheiten wurden die spezifische Wärmekapazität konstant bei  $6,027 \text{ W} \cdot \text{a}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$  und der Wärmeausdehnungskoeffizient bei  $1,0 \cdot 10^{-5}$  1/K festgelegt. Auch die Wärmeleitfähigkeiten sind in diesen Einheiten einheitlicher als in den Salzgesteinen und schwanken zwischen 2,0 und 2,7  $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$  (siehe Tab. 4.6). Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass sich Steinsalz, Kalisalz und Anhydrit in ihren thermischen Parametern deutlich von den Gesteinen des Deck-, Neben- und Grundgebirges unterscheiden sowie auch eine höhere Varianz ihrer Werte zeigen.

Tab. 4.6: Thermische Kennwerte für das Deck-, Neben- und Grundgebirge sowie Kaligestein (Kock et al. 2012)

Homogenbereich bzw. geologische Einheit	Symbol	Wärmeleitfähigkeit	Spezifische Wärmekapazität			Wärmeausdehnungskoeffizienten
		$\lambda$ [W/(m·K)]	$c_p \cdot \rho$ [W·d/(m <sup>3</sup> ·K)]	$c_p \cdot \rho$ [W·a/(m <sup>3</sup> ·K)]	$c_p$ [J/(kg·K)]	$\alpha$ [1/K]
Quartär	Q	2,3	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	950	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Tertiär	T	2,1	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	905	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Hutgestein	Cr	2,2	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	826	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Oberkreide	Kro	2,0	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	792	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Unterkreide	Kru	2,4	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	760	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Jura - Keuper	J - K	2,5	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	731	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Buntsandstein	S	2,6	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	760	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Hauptanhydrit	A3	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.	$1,6 \cdot 10^{-5}$
Kaliflöz Staßfurt	K2	1,5	23	$6,301 \cdot 10^{-2}$	928	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Rotliegendes	R	2,7	22	$6,027 \cdot 10^{-2}$	760	$1,0 \cdot 10^{-5}$

## 5.4 Empfehlungen

Die Materialparameterempfehlungen für die thermischen Parameter des Deckgebirges sind Kock et al. (2012) entnommen. Die Wärmeleitfähigkeit in den quartären Deckschichten beträgt 2,3 W/(m·K). Im gesamten Deckgebirge schwankt diese zwischen 2,1 W/(m·K) im Tertiär und 2,6 W/(m·K) im Buntsandstein. In der Grundgebirgseinheit Sandstein des Rotliegend liegt die Wärmeleitfähigkeit bei 2,7 W/(m·K). Der Wärmeausdehnungskoeffizient im Deck- und Grundgebirge liegt bei  $1,0 \cdot 10^{-5}$  1/K. Die spezifische Wärmekapazität im Quartär beträgt 950 J/(kg·K), im Tertiär 905 J/(kg·K), im Buntsandstein 760 J/(kg·K) und im Rotliegenden 760 J/(kg·K).

Empfehlungen bezüglich thermischer Parameter finden sich in Tab. 4.7 und Tab. 4.8.

Tab. 4.7: Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit für die Salzgesteine (NA2, NA3, AM3 und NA4) nach Gl. 4 für ausgewählte Temperaturen

T [K]	280	310	350	400	480
$\lambda$ [W/(m·K)]	5,91	5,23	4,53	3,88	3,16

Tab. 4.8: Empfehlungen bezüglich thermischer Parameter

Gesteinsschicht Homogenbereich	Symbol	$\lambda$ [W/(m·K)]	$c_p$ [J/(kg·K)]	$\alpha$ [1/K]
Quartär	Q	2,3	950	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Tertiär	T	2,1	905	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Buntsandstein	S	2,6	760	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Aller-Steinsalz	NA4	siehe Tab. 4.7	860	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Anhydritmittelsalz	AM3	siehe Tab. 4.7	860	$3,5 \cdot 10^{-5}$
Kaliflöz Ronnenberg	K3	1,5	903	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Leine-Steinsalz	NA3	siehe Tab. 4.7	860	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Hauptanhydrit	A3	4,2	860	$1,6 \cdot 10^{-5}$
Kaliflöz Staßfurt	K2	1,5	903	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Staßfurt-Steinsalz	NA2	siehe Tab. 4.7	860	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Anhydrit/Karbonat	A2/C2	4,2	860	$1,6 \cdot 10^{-5}$
Rotliegendes	R	2,7	760	$1,0 \cdot 10^{-5}$

## 6 Mechanische Parameter

### 6.1 Grundlagen

Salzgesteine besitzen ein komplexes nichtlineares Spannungs-Verformungs-Verhalten. Steinsalz z. B. reagiert unter Belastung mit einem ausgeprägten duktilen Verformungsverhalten, bei dem sich viskoses Kriechen mit schädigungsinduzierten Verformungen überlagert, woraus ein zeitabhängiges Festigkeits- und Verformungsverhalten resultiert. Das Salzkriechen kann in 3 Kriechphasen (Abb. 5.1) unterteilt werden. Die erste Kriechphase ist das primäre oder transiente Übergangskriechen. Dieses ist durch eine instationäre Kriechrate gekennzeichnet, die sich jedoch zeitlich degressiv entwickelt. Daran schließt sich in der Regel das sekundäre Kriechen an. In dieser Kriechphase wird die Kriechrate für konstante Spannungen konstant bzw. stationär, weshalb es auch als stationäres Kriechen bezeichnet wird. In dieser Phase wird das Kriechen fast ausschließlich von Versetzungen getragen (HUNSCHKE et al. 2003).

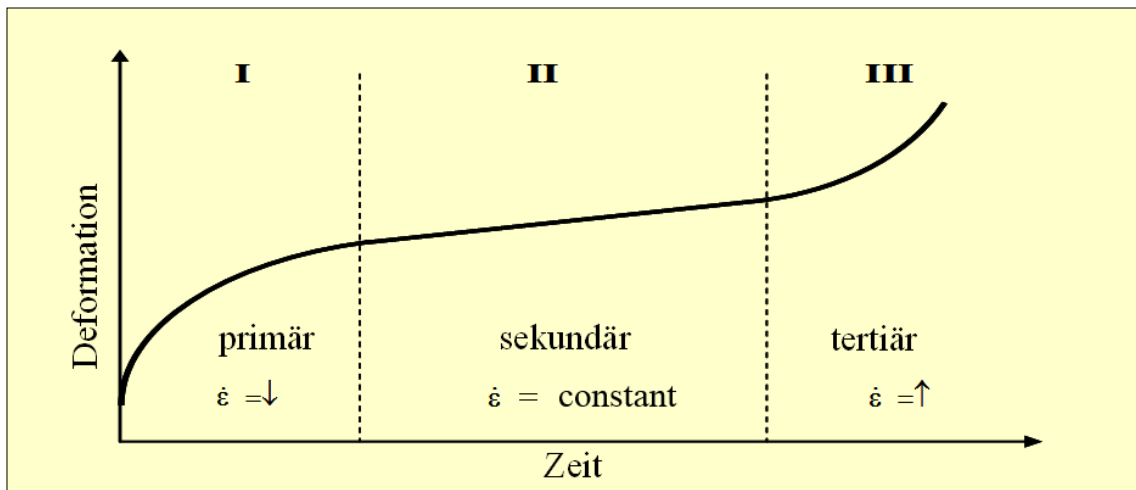


Abb. 5.1: Die drei Kriechphasen von Salzgesteinen (HUNSCHE et al. 2003)

Erfolgt eine Belastung oberhalb der Dilatanzgrenze, entstehen Mikrorisse (Schädigungen), die mit der Verformung akkumuliert werden. Mit Zunahme der Rissdichte kann es zum tertiären Kriechen bzw. zum Kriechbruch kommen, wobei infolge von Entfestigungsvorgängen die Kriechrate überproportional zunimmt. Im Vorbruchbereich nimmt durch die schädigungsinduzierte Verformung die Duktilität (Verformbarkeit, Kriechfähigkeit) des Salzes zu, jedoch findet zunächst noch eine Verformungs-Verfestigung statt.

Im Bruchbereich aber wachsen die Mikrorisse zu makroskopischen Riss- und Bruchstrukturen zusammen, was mit einer Gefügeentfestigung verbunden ist. Im Nachbruchbereich reduziert sich die Materialfestigkeit und strebt letztlich einer Restfestigkeit entgegen, deren Größe durch die Reibungseigenschaften entlang der Risszone und die Höhe der wirkenden Normalspannung bestimmt wird. Die Gefügeschädigungen im Mikro- wie auch im Makrobereich sind mit einer Volumenzunahme verbunden, die als Dilatanz bezeichnet wird.

## 6.2 Integritätsnachweis / Modellierungskonzept

Zur Bewertung der Barriereigenschaften der Salzsichten unter thermomechanischen Einwirkungen aus der Wärmefreisetzung im Einlagerungsbereich werden mittels numerischer Rechenverfahren die geomechanischen Prozesse simuliert, die zur Entstehung von Mikrorissen durch mechanische Schädigung oder fluiddruckgetriebene Öffnung von Korngrenzen führen, da die hierbei entstehenden Wegsamkeiten schließlich das Eindringen von Lösungen in die Einlagerungsfelder ermöglichen könnten. Diese konzeptionelle Vorgehensweise hat zur Folge, dass die Bewertung der hydraulischen Barriereigenschaften auf der Grundlage mechanischer Zustandsgrößen, nämlich berechneter Spannungs- und Verformungsfelder, erfolgt.

Die beiden Mechanismen zur Schaffung von Konnektivität entlang der Korngrenzen der Salzgesteine entsprechen den allgemein angewandten Kriterien zur Prüfung des Dichtheits- und Integritätsverhaltens von Salinarbarrieren, die auch bekannt sind als:

- Dilatanzkriterium (siehe Abb. 5.2):

Die Integrität ist erfüllt, wenn keine Schädigung des Gebirges auftritt. Es ist wissenschaftlich nachgewiesen, dass Spannungszustände unterhalb der Dilatanzgrenze auch langfristig nicht mit Auflockerungen verbunden sind, so dass für Spannungen in diesem Bereich die Dichtheit des Salzgesteins gewährleistet ist (Gl. 6). Der Spannungszustand, an dem die Volumenänderungsgröße positiv wird, also Dilatanz infolge Schädigung eintritt, wird als Dilatanzgrenze bezeichnet. Erst Spannungszustände oberhalb der Dilatanzgrenze führen zu einer Auflockerung des Mikrogefüges, wodurch bei Andauern des Zustandes allmählich ein Netzwerk von Mikrorissen entsteht.

$$\Delta \varepsilon_{vol,dil} \leq 0 \quad (1) \quad (6)$$

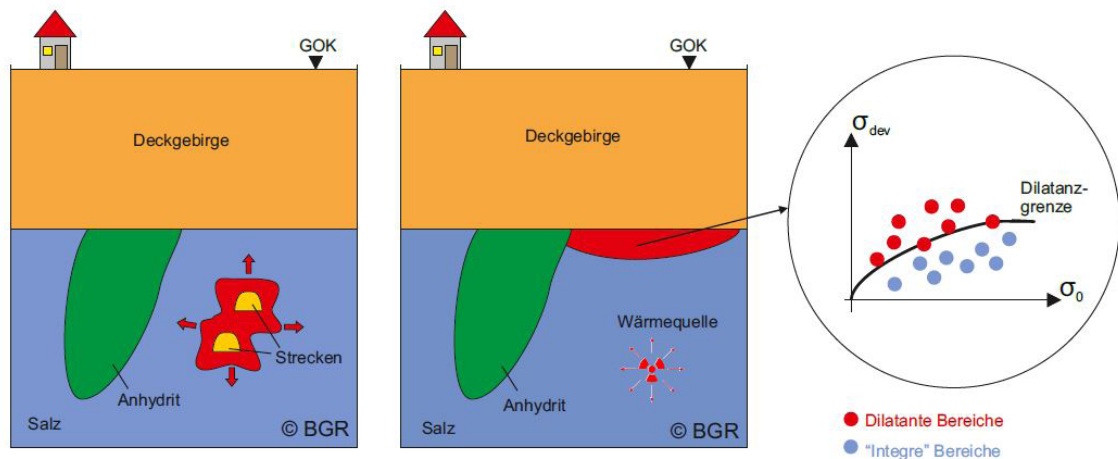


Abb. 5.2: Schematische Darstellung des Dilatanzkriteriums

- Minimalspannungs- bzw. Fluiddruckkriterium (siehe Abb. 5.3):

Die Integrität ist erfüllt, wenn die kleinste Hauptdruckspannung ( $\sigma_{min}$ ) nicht unter den Wert des in der entsprechenden Tiefe anzunehmenden hydrostatischen Drucks ( $p_{Fluid}$ ) fällt. Dieser Druck ergibt sich aus einer hypothetischen, bis zur Geländeoberfläche reichenden Flüssigkeitssäule (Gl. 7).

(1) Volumenzunahmen besitzen ein positives Vorzeichen.



$$\sigma_{\min} > p_{\text{Fluid}} \text{ bzw. } \sigma_{\min} - p_{\text{Fluid}} > 0 \quad (2) \quad (7)$$

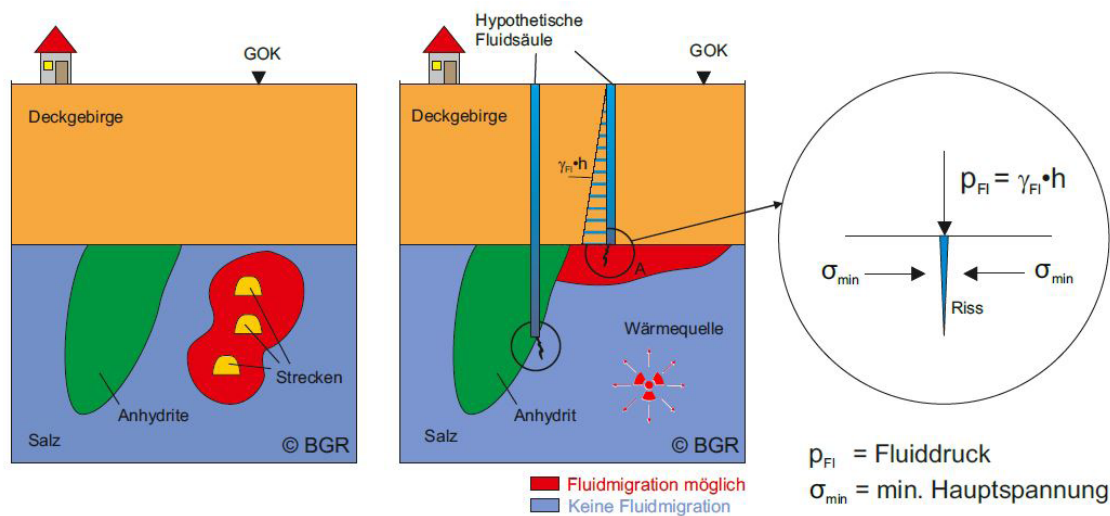


Abb. 5.3: Schematische Darstellung des Fluiddruckkriteriums

Die Funktionsfähigkeit der Salzbarriere gilt als rechnerisch nachgewiesen, wenn beide Integritätskriterien in einem ausreichend mächtigen Bereich um das Endlagerbergwerk unverletzt bleiben und somit eine Bildung von Wegsamkeiten von wasserführenden Schichten bis in den Einlagerungsbereich aus geomechanischer Sicht ausgeschlossen werden kann (LANGER & HEUSERMANN 2001). Diese beiden Kriterien zur Überprüfung der Integrität des einschlusswirksamen Gebirgsbereiches sind in den Sicherheitsanforderungen des BMU festgeschrieben (BMU 2010).

Im Rahmen der kooperativen Zusammenarbeit von IfG und BGR zu den Arbeitspaketen (AP2 und AP4) des KOSINA-Projektes wurde ein skalenübergreifender Ansatz gewählt, in dem die Integrität der geologischen Barriere durch die Modellberechnungen bewertet werden konnte. Zudem konnte somit die Konsistenz des Systemverhaltens unter Verwendung unterschiedlicher Stoffmodelle überprüft und der Einfluss von Schichtflächeneffekten beurteilt werden.

Die thermomechanischen Berechnungen wurden mit unterschiedlichen numerischen Rechenprogrammen durchgeführt. Während das IfG für die Modellberechnungen die Distinct-Element Codes UDEC (2D) bzw. 3DEC (3D) (ITASCA 2011, 2013) verwendet, benutzt die BGR für die Berechnungen das Finite-Elemente-Programm JIFE (FAUST et al. 2016). In beiden Rechenprogrammen sind unterschiedliche Stoffgesetze implementiert.

<sup>(2)</sup> Der Fluiddruck  $p_{\text{Fluid}}$  und die minimale Hauptdruckspannung  $\sigma_{\min}$  sind in dieser Formel mit positivem Vorzeichen einzusetzen.

### 6.2.1 Von der BGR verwendete Stoffansätze

Für die Beschreibung des geomechanischen Verhaltens der kriechfähigen Salzgesteine existieren von verschiedenen Arbeitsgruppen unterschiedliche Beschreibungen, die in einschlägigen Veröffentlichungen (HAMPEL et al. 2012, SCHULZE et al. 2007) umfassend dargestellt sind. Im Folgenden wird das im Rahmen der VSG von der BGR benutzte und auch für KOSINA vorgesehene Stoffgesetz als Referenz für die Ableitung von wesentlichen Verformungsparametern herangezogen (KOCK et al. 2012).

Es erfasst neben den elastischen Formänderungen auch stationäres Kriechen und dilatante Formänderungen. Die drei Anteile werden additiv zur Gesamtverzerrungsrate zusammengefasst (Gl. 8):

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \dot{\varepsilon}_{ij}^{el} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{cr} + \dot{\varepsilon}_{ij}^{dil} \quad (8)$$

mit

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{el} = \text{elastische Verzerrungsrate [1/d],}$$

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{cr} = \text{Kriechverzerrungsrate [1/d],}$$

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{dil} = \text{dilatante Verzerrungsrate [1/d].}$$

Die elastische Verzerrungsrate  $\dot{\varepsilon}_{ij}^{el}$  wird durch das erweiterte HOOKE'sche Gesetz ermittelt, das nach KOCK et al. (2012) wie folgt beschrieben wird (Gl. 9):

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{el} = \frac{1+\nu}{E} \cdot \dot{\sigma}_{ij} - \frac{\nu}{E} \cdot \dot{\sigma}_{kk} \cdot \delta_{ij} + \alpha_T \cdot \dot{T} \cdot \delta_{ij} \quad (9)$$

mit

$$\sigma_{ij} = \text{Komponenten des Spannungstensors [MPa],}$$

$$\sigma_{kk} = \text{Spur des Spannungstensors [MPa],}$$

$$T = \text{Temperatur [K],}$$

$$\delta_{ij} = \text{Kronecker-Delta [-].}$$

und den Materialkonstanten

$$\alpha_T = \text{Wärmeausdehnungskoeffizient [1/K],}$$

$E$  = Elastizitätsmodul [MPa],

$\nu$  = Querdehnungszahl [-].

Die Kriechverzerrungsrate  $\dot{\epsilon}_{ij}^{cr}$  wird wie folgt ermittelt:

$$\dot{\epsilon}_{ij}^{cr} = \frac{3}{2} \cdot \frac{s_{ij}}{\sigma_{eff}} \cdot \dot{\epsilon}_{eff}^{cr} \quad (10)$$

mit

$s_{ij}$  = Komponenten des Spannungsdeviators [MPa]

Bei stationärem Kriechen wird die effektive Kriechrate  $\dot{\epsilon}_{eff}^{cr}$  in Abhängigkeit von der Temperatur  $T$  nach dem Stoffgesetz  $BGR_a$  (Gl. 11) wie folgt ermittelt (eindimensionale Formulierung) (Kock et al. 2012):

$$\dot{\epsilon}_{eff}^{cr} = A \cdot e^{-\frac{Q}{R \cdot T}} \cdot \left( \frac{\sigma_{eff}}{\sigma^*} \right)^n \quad (11)$$

mit

$A$  = 0,18 [d<sup>-1</sup>] (Strukturfaktor),

$Q$  = 54 [kJ/mol] (Aktivierungsenergie),

$R$  = 8,3143·10<sup>-3</sup> [kJ/(mol·K)] (universelle Gaskonstante),

$\sigma^*$  = 1,0 [MPa] (Normierungsspannung),

$n$  = 5 [-] (Spannungsexponent),

$T$  = Temperatur [K],

$\sigma_{eff}$  = Effektivspannung nach v. Mises [MPa].

Das Stoffgesetz  $BGR_b$  unter Berücksichtigung von zwei voneinander unabhängig wirksamen Deformationsmechanismen zur besseren Erfassung des Kriechens bei höheren Temperaturen lautet in eindimensionaler Formulierung (Gl. 12):

$$\dot{\epsilon}_{eff}^{cr} = \left[ A_1 \cdot e^{-\frac{Q_1}{R \cdot T}} + A_2 \cdot e^{-\frac{Q_2}{R \cdot T}} \right] \cdot \left( \frac{\sigma_{eff}}{\sigma^*} \right)^n \quad (12)$$

mit

$$A_1 = 2,3 \cdot 10^{-4} [\text{d}^{-1}],$$

$$A_2 = 2,1 \cdot 10^6 [\text{d}^{-1}],$$

$$Q_1 = 42 [\text{kJ/mol}],$$

$$Q_2 = 113,4 [\text{kJ/mol}],$$

$$R = 8,3143 \cdot 10^{-3} [\text{kJ/mol/K}] \text{ (universelle Gaskonstante),}$$

$$\sigma^* = 1,0 [\text{MPa}] \text{ (Normierungsspannung),}$$

$$n = 5 [-] \text{ (Spannungsexponent),}$$

$$T = \text{Temperatur [K],}$$

$$\sigma_{eff} = \text{Effektivspannung nach v. Mises [MPa].}$$

Für Carnallitit wird, wie bei Kock et al. (2012) beschrieben, auf der Grundlage der bisherigen Befunde der BGR ein Stoffgesetz - im folgenden  $BGR_{SF}$  genannt - in der folgenden Form, basierend auf dem Stoffansatz für Steinsalz ( $BGR_a$ ) verwendet (Gl. 13):

$$\dot{\epsilon}_{eff}^{cr} = A \cdot e^{-\frac{Q}{R \cdot T}} \cdot \left( \frac{\sigma_{eff}}{\sigma^*} \right)^n + C \cdot \left( \frac{\sigma_{eff}}{\sigma^*} \right)^2 \quad (13)$$

mit

$$C = \text{Struktur-/Vorfaktor.}$$

Der Vorfaktor C in  $BGR_{SF}$  wird so bestimmt, dass die stationäre Kriechrate des Carnallitits bei einer bestimmten Effektivspannung und Temperatur um einen bestimmten Faktor  $C^*$  größer ist als nach dem Kriechansatz entsprechend  $BGR_a$ .

Für die Bestimmung des Vorfaktors C werden neben den Kriechparametern nach dem Stoffgesetz  $BGR_a$  zurzeit folgende Parameter empfohlen (Gl. 14):

$$C = A(C^* - 1) \cdot e^{-\frac{Q}{R \cdot T}} \cdot \left( \frac{\sigma_{eff}}{\sigma^*} \right)^{n-2} \quad (14)$$

mit

$$C^* = 5 \text{ (für Trümmercarnallit),}$$

$$T = 22^\circ\text{C} = 295 \text{ K (für Trümmercarnallit),}$$

$$\sigma_{eff} = 10 \text{ MPa.}$$

Damit ergibt sich gemäß HUNSCHE et al. (2003) für den Trümmercarnallit ein Vorfaktor von  $C = 1,976 \cdot 10^{-7} [1/d]$  bzw.  $C = 7,212 \cdot 10^{-5} [1/a]$ .

Um unterschiedliche Prozesse, die das Kriechen beeinflussen (z. B. unterschiedliche Temperatur- und Spannungsbereiche) abzubilden, kann das Kriechgesetz  $BGR_c$  (Gl. 15) in der folgenden Form verwendet werden:

$$\dot{\varepsilon}_{eff}^{cr} = A_1 \cdot e^{-\frac{Q_1}{R \cdot T}} \cdot \left( \frac{\sigma_{eff}}{\sigma^*} \right)^{n_1} + A_2 \cdot e^{-\frac{Q_2}{R \cdot T}} \cdot \left( \frac{\sigma_{eff}}{\sigma^*} \right)^{n_2} \quad (15)$$

mit

$$R = 8,3143 \cdot 10^{-3} \text{ kJ/mol/K (universelle Gaskonstante),}$$

$$\sigma^* = 1 \text{ MPa (Normierungsspannung),}$$

$$T = \text{Temperatur [K],}$$

$$\sigma_{eff} = \text{Effektivspannung nach v. Mises [MPa].}$$

Ausgehend vom Ergebnis aus Kriechversuchen mit konstanter Deviatorspannung wird die stationäre Kriechrate bestimmt, womit sich über Ausgleichsrechnung entsprechende Werte für die Variablen  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $n_1$ ,  $n_2$  ableiten lassen.

Die dilatante Verzerrungsrate  $\dot{\varepsilon}_{ij}^{dil}$  von Salzgestein wird mit dem Dilatanzkonzept ( $r_v$ -Konzept) nach HUNSCHE et al. (2003), wie folgt beschrieben (Gl.16):

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{dil} = \frac{1}{3} \cdot \dot{\varepsilon}_{vol,dil} \cdot \delta_{ij} \quad (16)$$

mit

$$\dot{\varepsilon}_{vol,dil} = \text{volumetrische Verformungsrate [-],}$$

$$\delta_{ij} = \text{Kronecker-Delta [-].}$$

Die Entwicklung der Dilatanz wurde in umfangreichen Laboruntersuchungen an Salzgestein aus dem Salzstock Gorleben untersucht (SCHULZE 2013). Die Dilatanz korreliert mit der Kriechverformung. Der empirische Faktor  $r_v$  beschreibt den spannungsabhängigen Zusammenhang zwischen der volumetrischen Verformungsrate  $\dot{\epsilon}_{vol,dil}$  und der stationären Kriechrate  $\dot{\epsilon}_{eff}^{cr}$  (Gl.17):

$$\dot{\epsilon}_{vol,dil} = r_v \cdot \dot{\epsilon}_{eff}^{cr} \quad (17)$$

mit

$\dot{\epsilon}_{eff}^{cr}$  = stationäre Kriechrate [-],

$r_v$  = empirischer Faktor, abhängig von der Effektivspannung nach von Mises  $\sigma_{eff}$  (kurz: Effektivspannung) und der minimalen Hauptdruckspannung  $\sigma_3$ .

Überschreitet die Effektivspannung die Dilatanzgrenze, dann wird der Faktor  $r_v$  nach Gleichung 18 positiv und es treten dilatante volumetrische Verformungen auf:

$$r_v = a \left| \frac{\langle \sigma_{eff} - \sigma_{eff,Dil} \rangle}{|\sigma_3 - \sigma_{eff} / 3|} \right|^m \quad (18)$$

mit der Dilatanzgrenze (nur implizit darstellbar)

$$\sigma_3 = \frac{1}{3} \cdot \sigma_{eff,Dil} - \sigma^* \cdot \left( \frac{\sigma_{eff,Dil}}{b'} \right)^{1/c} \quad (19)$$

Dabei bedeuten:

$\langle \dots \rangle$  = Föppl-Klammer,

$\sigma^*$  = Normierungsspannung [1 MPa],

$\sigma_{eff,Dil}$  = Dilatanzgrenze / Dilatanzspannung [MPa],

$\sigma_3$  = Minimale Hauptdruckspannung [MPa], es gilt  $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$   
 (Druckspannungen negativ),

$\sigma_{eff}$  = Effektivspannung nach von Mises [MPa],

$a$  = Stoffgesetzparameter zur Beschreibung der Dilatanzgrenze [MPa],

$b'$  = Stoffgesetzparameter zur Beschreibung der Dilatanzgrenze [MPa],

$c$  = Stoffgesetzparameter zur Beschreibung der Dilatanzgrenze [-],

$m'$  = Stoffgesetzparameter zur Beschreibung der Dilatanzgrenze [-].

Für die empirischen Stoffgesetzparameter  $a$ ,  $b'$ ,  $c$  und  $m'$  werden für den Salzstock Gorleben die folgenden Werte eingesetzt (Kock et al. 2012):

$a$  = 0,8165 [MPa],

$b'$  = 3,20 [MPa],

$c$  = 0,78 [-],

$m'$  = 2,0 [-].

### 6.2.2 Vom IfG verwendete Stoffansätze

Ein alternativer Ansatz, der im Rahmen der VSG bereits eingesetzt wurde und ebenfalls erneut im Vorhaben KOSINA zum Einsatz kommt, ist das für Salzgesteine entwickelte Stoffgesetz nach MINKLEY (2004) und GÜNTHER et al. (2007). Es basiert auf dem in Abb. 5.4 dargestellten Modellkonzept, welches die zeitunabhängigen und zeitabhängigen Komponenten erfasst. Es veranschaulicht die Anwendung phänomenologischer Grundkörper auf die Simulation der oben skizzierten Prozesse und deren Wechselwirkungen.

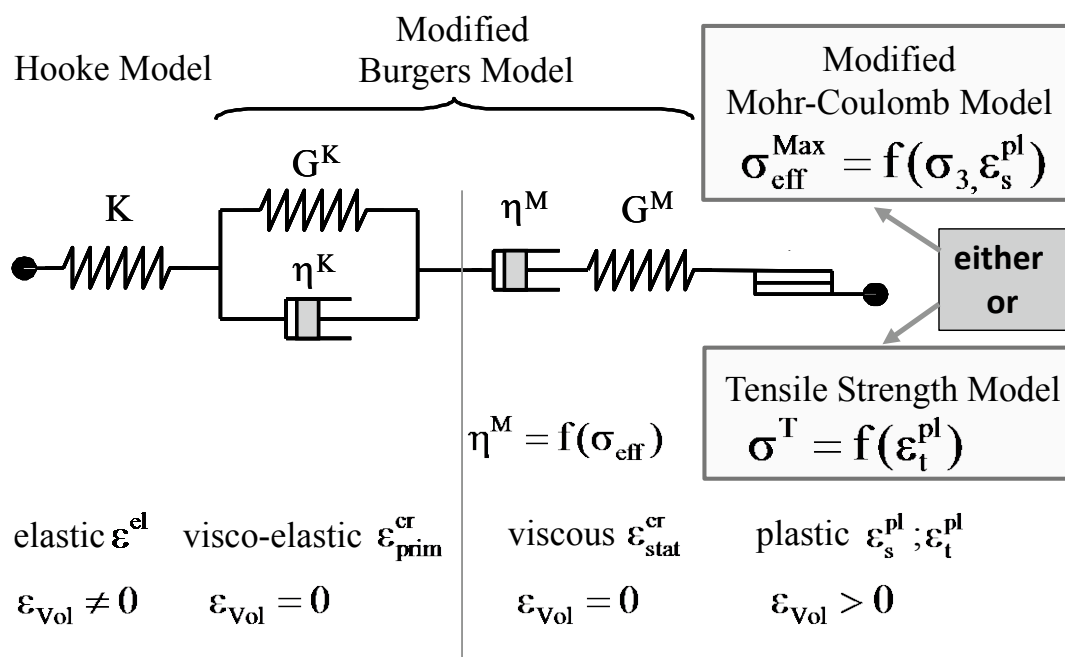


Abb. 5.4: Visko-elasto-plastisches Modellkonzept des IfG-Minkley-Modells

Die aus Abb. 5.1 resultierenden Gesamtverformungen setzen sich aus den folgenden Verformungsanteilen zusammen:

- Hooke-Modell – elastische isotrope Kompression,
- Kelvin-Element – primäres oder transientes Kriechen,
- Maxwell-Element – sekundäres oder stationäres Kriechen,
- Schädigungsinduzierter plastischer Verformungsanteil (generalisiertes Mohr-Coulomb-Modell mit Entfestigung und Dilatanz) und
- Zugentfestigungsmodell.

Dieses Modellkonzept basiert auf bewährten Standardmodellen der Mechanik und ist universell neben Steinsalz auch auf andere Salinargesteine und nichtsalinare Gesteine anwendbar, wobei sowohl duktiler Materialverhalten als auch Sprödbbruchverhalten von Gesteinen beschrieben werden kann.

Als Bruchkriterium wird ein verallgemeinertes nichtlineares Mohr-Coulomb'sches Fließkriterium verwendet (MINKLEY & MÜHLBAUER 2007):

$$\sigma_1^B = \sigma_D + N_\phi \cdot \sigma_3 \quad (20)$$

mit der Reibungsfunktion

$$N_\phi = 1 + \frac{\sigma_{MAX} - \sigma_D}{\sigma_\phi + \sigma_3} \quad (21)$$

und somit

$$\sigma_{eff}^B = \sigma_1^B - \sigma_3 = \sigma_D + \frac{\sigma_{MAX} - \sigma_D}{\sigma_\phi + \sigma_3} \cdot \sigma_3 \quad (22)$$

wobei  $\sigma_3$  die minimale Hauptspannung,  $\sigma_1^B$  die maximale Hauptspannung (Bruchspannung),  $\sigma_{eff}^B = \sigma_1^B - \sigma_3$  die maximal ertragbare Effektivspannung,  $\sigma_D(\varepsilon^P)$  die einaxiale Druckfestigkeit,  $\sigma_{MAX}(\varepsilon^P)$  die maximale effektive Festigkeit,  $\sigma_\phi(\varepsilon^P)$  der Krümmungsparameter der Festigkeitskurve und  $\varepsilon^P$  die plastische Scherverformung sind. Mit der Fließfunktion werden die Dilatanzfestigkeit, die Bruchfestigkeit und die Restfestigkeit in Abhängigkeit von der plastischen Scherverformung beschrieben. Der plastische Verformungsanteil wird aus einem plastischen Potential unter Verwendung einer nichtassozierten Fließregel

<sup>(3)</sup> In den Gleichungen (20) bis (22) sind Druckspannungen positiv definiert.



abgeleitet, wodurch die für Sedimentgesteine typische Volumenvergrößerung (Dilatanz) infolge von Scherbeanspruchungen erfasst wird. Die spezielle mathematische Formulierung ist in MINKLEY & MÜHLBAUER (2007) zu finden.

Das für Salzgesteine typische viskose Materialverhalten ist dadurch gekennzeichnet, dass die Verformung bei konstanter Spannung ( $\dot{\sigma} = 0$ ) anwächst und die Spannung bei konstanter Dehnung ( $\dot{\epsilon} = 0$ ) abnimmt. Diese Erscheinungen werden Kriechen und Relaxation genannt. Der zeitabhängige Verformungsprozess wird im visko-elasto-plastischen Materialmodell mit einem modifizierten Burgers-Modell beschrieben. Das so genannte primäre Kriechen tritt unmittelbar nach Belastungsbeginn ein und ist durch die Parameter  $G_K$  und  $\eta_K$  des Kelvin-Modells bestimmt. In der anschließenden sekundären Kriechphase ist nur die Maxwell-Viskosität  $\eta_M$  bestimmend für die Verformungen. Das tertiäre Kriechen ist verbunden mit einem dilatanten Entfestigungsprozess, der zum Kriechbruchversagen führen kann.

Die Spannungsabhängigkeit der Kriechrate wird im visko-elasto-plastischen Modell durch folgende Abhängigkeit von Temperatur  $T$  und der deviatorischen Spannung  $\sigma_{eff}$  berücksichtigt

$$\dot{\epsilon}_{eff}^{cr} = \frac{\sigma_{eff}}{3\eta_M} \cdot e^{-\frac{Q}{R \cdot T}} \cdot \sinh\left(m \cdot \sigma_{eff}^n\right) \quad (23)$$

wobei  $m$  und  $n$  empirische Parameter sind. Der Arrhenius-Term  $e^{-\frac{Q}{R \cdot T}}$  ist analog zum  $BGR_a$ -Ansatz zu verstehen.

## 6.3 *Elastizitätsparameter*

### 6.3.1 **Elastizitätsparameter für Salinargesteine**

Die für die Modellberechnungen wichtigsten elastischen Gesteinsparameter sind der Elastizitätsmodul  $E$  und die Poissonzahl  $\nu$ :

Elastizitätsmodul	$E$	[MPa]
Poissonzahl	$\nu$	[-]

Für die als kriechfähig angenommenen Homogenbereiche im Salzstock Gorleben wurden die in Tab. 5.1 angegebenen elastischen Referenzparameter angenommen (Kock et al. 2012). Weitere Parameter sind in Tab. 5.2 zusammengestellt (LERCH et

al. 2012). Die für die Berechnung der Temperaturverzerrungen notwendigen linearen Wärmeausdehnungskoeffizienten ( $\alpha$ ) sind in Tab. 5.1 und Tab. 5.6 enthalten.

Tab. 5.1: Mechanische Kennwerte der als kriechfähig angenommenen Homogenbereiche im Salzstock Gorleben (Kock et al. 2012)

Homogenbereich	Symbol	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]
Zechstein 4	z4	25000	0,27
Zechstein 3	z3	25000	0,27
Zechstein 2	z2	25000	0,27
Liniensalz	z3LS	25000	0,27
Kaliflöz Staßfurt	z2SF	16000	0,27
Kristallbrockensalz	z2HS3	25000	0,27
Streifensalz	z2HS2	25000	0,27
Knäuelsalz	z2HS1	25000	0,27

Tab. 5.2: Mechanische Parameter für den Salzstock Gorleben (LERCH et al. 2012)

	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]	Vorfaktor $V$
z2HS1	25000	0.27	2
z2HS3	25000	0.27	0,125
z2SF	16000	0.27	1,0
z3HA	25000	0.27	k. A.
Z3	25000	0.27	0,25

Flach lagernde Salzschichten besitzen im Vergleich zum Salzstock höhere Wassergehalte und horizontale Diskontinuitäten (HANSEN et al. 2016). Die Salado-Formation (WIPP<sup>(4)</sup>) in den USA entspricht in ihrem lithologischen Aufbau und in ihren Eigenschaften nicht der Abfolge der in Deutschland, in Niederlande und Polen potenziell für die Endlagerung vorgesehenen salinaren Formationen. BRUNO & DUSSEAUULT (2002) haben die in Tab. 5.3 aufgelisteten Parameter in geomechanischen 3D-Modellen zur Analyse des Grenzdruckes für Kavernen in flach lagernden Salzformationen in Nord-Amerika (Permian Basin, Michigan Basin und Appalachian) eingesetzt.

<sup>(4)</sup> Die Waste Isolation Pilot Plant (WIPP) ist ein Endlager für radioaktive Abfälle, das in einer Salzformation in der Nähe von Carlsbad im US-amerikanischen Bundesstaat New Mexico errichtet wurde. Das dort vorliegende geschichtete Salzgestein mit Ton- und Anhydritlagen ist lösungsgesättigt, wobei im Unverritzten annähernd lithostatische Porendrucke nachgewiesen wurden (BEAUHEIM & ROBERTS, 2002).

Tab. 5.3: In parametrischen Simulationen verwendete Materialparameter (BRUNO & DUSSEAUULT 2002)

Material	Kompressions- modul K [MPa]	Schubmodul G [MPa]	Dichte $\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	Zugfestigkeit [MPa]	Kohäsion [MPa]	Reibungs- winkel [°]
Anhydrit	74000	25000	3000	7	20	35
Dolomit, Kalkstein	40000	25000	2700	4	15	35
Schiefer	13000	8000	2600	1	5	20
Red- beds, Breccias	20000	18000	2000	4	2	35
Salz	50000	10710	2100	k. A.	k. A.	k. A.

In Tab. 5.4 wurden der Elastizitätsmodul  $E$ , der Kompressionsmodul  $K$ , der Schubmodul  $G$ , die Poissonzahl  $\nu$  sowie der Wärmeausdehnungskoeffizient  $\alpha$  zur Beschreibung des elastischen Verhaltens des Steinsalzes aus verschiedenen Quellen zusammengestellt. Hierbei besteht folgende Beziehung zwischen dem Elastizitätsmodul  $E$ , dem Kompressionsmodul  $K$ , dem Schubmodul  $G$  und der Poissonzahl  $\nu$  unter der Voraussetzung eines linear-elastischen Materialverhaltens und eines isotropen Materials (Gl. 24 und 25):

$$G = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)} \quad (24)$$

$$K = \frac{E}{3 \cdot (1 - 2 \cdot \nu)} \quad (25)$$

Tab. 5.4: Elastische Parameter für Steinsalz (aus unterschiedlichen Quellen zusammengestellt)

Salztyp (Lokation)	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]	$K$ [MPa]	$G$ [MPa]	$\alpha$ [1/K]	Quelle
Salzgestein	25000	0,27	k. A.	k. A.	k. A.	OLIVELLA & GENS (2007)
	24000	0,27	k. A.	k. A.	$4,2 \cdot 10^{-5}$	WANG et al. (2007)
Salzgestein	27000	0,27	k. A.	k. A.	$4,2 \cdot 10^{-5}$	PUDEWILLS (2012)
Salzgestein	10000	0,40	k. A.	k. A.	k. A.	LI et al. (2012)

Salztyp (Lokation)	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]	$K$ [MPa]	$G$ [MPa]	$\alpha$ [1/K]	Quelle
Bayou Choctaw salt	31000	0,25	1653	k. A.	k. A.	PARK & EHGARTNER (2012)
West Hackberry salt	31000	0,25	k. A.	12400	k. A.	SOBOLIK & EHGARTNER (2012)
Flach lagerndes Salz (GNOME drift, New Mexico)	24500	0,31	21700	k. A.	k. A.	GEVANTMAN et al. (1981)
Leinsteinsalz der flachen Lagerung (Bernburg)	25000	0,25	k. A.	k. A.	k. A.	SALZER & WIEDEMANN (2000)

In den flach lagernden Steinsalzen der Werra-Formation haben KLÜGEL et al. (2001) Proben mittels dynamischen (über die Bestimmung der Ultraschallgeschwindigkeiten) und statischen Messungen (im mechanischen Druckversuch) bezüglich des Elastizitätsmoduls und der Poissonzahl untersucht. Der Ultraschallversuch wurde für milchglasige und körnige Typen des Steinsalzes durchgeführt. Für erstere beträgt der dynamische E-Modul 33500 – 36900 MPa und für die körnigen Typen 22800 – 36800 MPa. Die Poissonzahl schwankt zwischen 0,24 und 0,28. Im Druckversuch wurden ein statischer E-Modul von 28200 – 32000 MPa und eine Poissonzahl von 0,205 – 0,237 ermittelt (siehe Tab. 5.5).

Tab. 5.5: Elastische Parameter für Proben von flach lagernden Werra-Steinsalzen (KLÜGEL et al. 2001)

Versuch	Gefügetyp der Probe	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]
Ultraschallversuch	glasig (m)	33500 – 36900	0,240 – 0,280
	körnig (k)	22800 – 36800	
Druckversuch	-	28200 – 32000	0,205 – 0,237

m: Probe vom milchglasigen Gefügetyp ; k: Probe vom körnigen Gefügetyp

### 6.3.2 Elastizitätsparameter für das Deck-, Neben- und Grundgebirge

Die Schichten des Deck-, Neben- und Grundgebirges des Salzstockes Gorleben wurden im Rahmen der VSG mit einem linear-elastischen Materialverhalten beschrieben (KOCK et al. 2012). Die in den Berechnungen verwendeten mechanischen Referenzwerte sind der Tab. 5.6 zu entnehmen.

Tab. 5.6: Mechanische Kennwerte und Wärmeausdehnungskoeffizienten der elastisch angenommenen Gesteine des Deck- und Grundgebirges des Salzstocks Gorleben (Kock et al. 2012)

Homogenbereich Gesteinstyp	Symbol	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]	$\alpha$ [1/K]
Quartär	q	100	0,33	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Tertiär	t	500	0,33	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Hutgestein	cr	500	0,27	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Oberkreide	kro	9000	0,27	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Unterkreide	kru	12000	0,27	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Jura – Keuper	j – k	12000	0,27	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Buntsandstein	su + sm	15000	0,27	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Hauptanhydrit	z3HA	30000	0,23	$1,6 \cdot 10^{-5}$
Rotliegend	r	17000	0,27	$1,0 \cdot 10^{-5}$

In Tab. 5.7 wurden der Elastizitätsmodul  $E$ , der Kompressionsmodul  $K$ , der Schubmodul  $G$ , die Poissonzahl  $\nu$  sowie der Wärmeausdehnungskoeffizient  $\alpha_t$  zur Beschreibung des elastischen Verhaltens der Gesteine des Deckgebirges, des Hutgesteins und der anhydritischen Schichten in Salzformationen aus verschiedenen Quellen zusammengestellt. Die Beziehungen zwischen dem Elastizitätsmodul  $E$ , dem Kompressionsmodul  $K$ , dem Schubmodul  $G$  und der Poissonzahl  $\nu$  sind in den Gleichungen 24 und 25 enthalten.

Tab. 5.7: Elastische Parameter für das Deckgebirge, Hutgestein und anhydritische Schichten aus unterschiedlichen Standorten

Gesteinstyp	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]	$K$ [MPa]	$G$ [MPa]	Quelle
Big hill salt	2480	0,25	1650	992	SOBOLIK & EHGARTNER (2007)
Unteres Deckgestein (Anhydrit)	75100	0,35	83400	27800	
Oberes Deckgestein (Kalkstein)	7000	0,29	k. A.	k. A.	
Überdeckung	100	0,33	k. A.	k. A.	PARK & HANSEN (2009)
Anhydrit in flach lagernden Salzen	75100	0,35	83440	27815	
Anhydritblöcke	10000	0,30	k. A.	k. A.	LI et al. (2012)

### 6.3.3 Empfehlungen

Als Empfehlung für die Modellberechnungen sind aus Laborergebnissen und Berichten des IfG gemittelte Materialparameter (von verschiedenen Standorten Mitteldeutschlands) zur Elastizität des Salinars in folgender Tabelle (Tab. 5.8) zusammengestellt worden. Dabei ist zu beachten, dass sämtliche Parameter durch Untersuchungen bei Raumtemperatur ermittelt wurden. Sie weichen im Detail etwas von den Parametern der VSG ab, insbesondere deshalb weil z. B. für das Hauptsalz keine verschiedenen Varietäten unterschieden werden.

Für das Deckgebirge können die bei Kock et al. (2012) angegebenen Daten und der Datenfundus der IfG benutzt werden (siehe Tab. 5.8). Die Empfehlungen bezüglich Elastizitätsparametern für alle im Projekt KOSINA relevanten Homogenbereiche sind in Tab. 5.9 zusammengestellt.

Tab. 5.8: Dichte und elastische Parameter der Staßfurt- und Leinefolge

Gesteinsschicht Homogenbereich	Symbol	$\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]
Staßfurt-Steinsalz	NA2	2,15	33000	0,25
Kaliflöz Staßfurt (Carnallit)	K2	1,7	17000	0,28
Kaliflöz Staßfurt (Hartsalz)	K2	2,2	25000	0,25
Hauptanhydrit	A3	2,9	60000	0,25
Ronnenbergflöz (Carnallit)	K3	1,7	16000	0,26
Leine-Steinsalz	NA3	2,15	25000	0,25

Tab. 5.9: Empfehlungen bezüglich der Elastizitätsparameter

Gesteinsschicht Homogenbereich	Symbol	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]
Quartär	Q	100	0,33
Tertiär	T	500	0,33
Buntsandstein	S	15000	0,27
Aller-Steinsalz	NA4	25000	0,27
Anhydritmittelsalz	AM3	30000	0,27
Kaliflöz Ronnenberg	K3	16000	0,26
Leine-Steinsalz	NA3	25000	0,25
Hauptanhydrit	A3	60000	0,25

Gesteinsschicht Homogenbereich	Symbol	$E$ [MPa]	$\nu$ [-]
Kaliflöz Staßfurt	K2	17000	0,28
Staßfurt-Steinsalz	NA2	33000	0,25
Anhydrit/Karbonat	A2/C2	30000	0,27
Rotliegendes	R	17000	0,27

Im Gegensatz zum Salzstock Gorleben, wo der Buntsandstein zum Nebengebirge zählt, wird in flacher Lagerung das Deckgebirge durch mehrere hundert Meter mächtige Buntsandstein-Sedimente gebildet, welche sich partiell durch hohe Klüftigkeit und Porosität auszeichnen (VÖLKNER et al. 2017). Wegen der hohen Anzahl von als mechanische Schwächeflächen wirkenden Diskontinuitäten im Gestein ist der E-Modul in situ deutlich kleiner als die im Labor gemessenen Werte (PRIEST 1993). Der effektive E-Modul eines solchen Gesteins kann bis auf zehn Prozent des E-Moduls des intakten Gesteins reduziert werden (HUDSON & HARRISON 1997). Daher wird in den Berechnungen der BGR der effektive E-Modul für den Buntsandstein bei der thermomechanischen Modellierung auf 1500 MPa reduziert.

In den IfG-Berechnungen wird die Klüftigkeit des Buntsandsteins nicht durch Reduktion des E-Moduls, sondern durch die Verwendung des sog. „ubiquitous joints“-Modells modelliert. Dieses unterstellt eine vertikal orientierte Klüftung des Gesteins, wodurch das Material eine signifikant verringerte Scherfestigkeit bei Scherbeanspruchung parallel zur Klüftstruktur aufweist. Das Modell wird vom IfG regelmäßig für die Modellierung des Deckgebirges angewendet, da es die Klüftung des Hangenden implizit abbildet und hierdurch den Senkungs- bzw. Hebungsprozess in besserer Übereinstimmung mit In-situ-Beobachtungen folgen kann.

#### **6.4 Stationäres Kriechen**

Für Modellberechnungen zur zeitlichen und räumlichen Entwicklung des Spannungszustandes sowie der Verformungen in einer ausgedehnten Steinsalzformation mit Grubenbauwerken muss vorrangig die Duktilität in den anstehenden Gesteinsbereichen ermittelt werden - also das ortsabhängige und bereichsweise variierende Kriechvermögen. Diese Ermittlung erfolgt in der Regel auf Grundlage der Ergebnisse aus Laboruntersuchungen. Da hier kein konkreter Standort charakterisiert werden soll, sind im Folgenden Kriechparameter von bekannten Lokationen zusammengestellt.

Das Kriechen von Steinsalz wird mathematisch mit Formeln, die der starken Nichtlinearität der Verformungsrate in ihrer Abhängigkeit vom Spannungsdeviator und von der Temperatur Rechnung tragen, beschrieben. Wie die Langzeitversuche von HUNSCHKE et al. (2003) zeigen,

kann das stationäre Kriechen in erster Näherung mit einem Potenzansatz unter Verwendung eines Spannungsexponenten von  $n = 7$  beschrieben werden. Aus Kriechversuchen, die möglicherweise noch nicht vollständig den Endzustand des stationären Kriechens erreicht haben, ergibt sich dagegen ein Spannungsexponent von  $n = 5$ , der auch in den Kriechgesetzen  $BGR_a$  und  $BGR_b$  (Gl. 11 und 12) verwendet wird. Unabhängig davon ist es möglich, unter Annahme der Gültigkeit von  $BGR_a$  die vorliegende Beziehung zur Klassifizierung der Kriecheigenschaften lithologisch unterschiedlicher oder räumlich getrennter Salzeinheiten heranzuziehen, was in der Vergangenheit, u. a. für die Lokationen Gorleben und Morsleben als „Homogenbereichskartierung“ auf Basis repräsentativer Laboruntersuchungen sowie der vorliegenden geologischen Informationen durchgeführt wurde.

Zur Beschreibung des Kriechvermögens werden die im Versuch bestimmten stationären Kriechraten genutzt. Dabei wird die ermittelte Kriechrate mit einer Referenzkriechrate verglichen und entsprechend in eine Kriechklasse  $K$  eingeordnet. Die Homogenbereiche, in denen das Gestein ein ungefähr gleiches Verformungsverhalten zeigt, unterscheiden sich voneinander durch den Vorfaktor  $V$  im Kriechgesetz (HUNSCHE et al. 2003), wobei folgende Beziehung gilt:  $V = 2^{K-5}$ . In Tab. 5.10 ist die Zuordnung der Kriechklassen  $K$  zum Vorfaktor  $V$  aufgelistet. Die Kriechklasse 5 entspricht dem Referenzgesetz  $BGR_a$ .

Tab. 5.10: Relation zwischen Vorfaktoren und Kriechklassen

Kriechklasse $K$	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Vorfaktor $V$	1/64	1/32	1/16	1/8	1/4	1/2	1	2	4	8	16

Als alternative Vorgehensweise liegt die in Kap. 5.2.2 beschriebene Vorgehensweise mit einem Maxwell-Kriechansatz vor.

### 6.4.1 Datensätze

In der Literatur liegt eine Vielzahl von unterschiedlichen Stoffgesetzanpassungen für Salz verschiedener Lokationen vor, wobei nachfolgend der Schwerpunkt in einer Auswahl von Datensätzen für das Zechsteinbecken Mitteleuropas sowie für die WIPP-Site (New Mexiko) liegt. Neben Beispielen aus der flachen Lagerung liegen umfassende Datensätze der BGR vor allem für die Standorte Gorleben und Morsleben vor, womit gleichzeitig auch Kenntnisse zur Streuung der Parameterwerte für einzelne Homogenbereiche vorhanden sind. Darüber hinaus liegen sehr hochwertige Datensätze für Asse-Speisesalz, das wegen seiner Reinheit als Referenzmaterial intensiv untersucht wurde, sowie zum Steinsalz der WIPP-Site vor, das im Rahmen des BMWi-Verbundvorhabens „Stoffgesetzvergleich“ ebenfalls sehr aufwendig untersucht wurde.



Im niederländischen Kavernenfeld Hengelo ist die Mächtigkeit der Steinsalzfolgen (siehe Abb. 5.5), wie für die flache Lagerung typisch, relativ gering. In Tab. 5.11 wurden die Kriechklassen aus Laboruntersuchungen an Steinsalz aus dem Kavernenfeld Hengelo zusammengestellt. Die Werte in Tab. 5.12 sind Empfehlungen für den Salzstock Gorleben aus den im Jahr 2000 durchgeführten Laboruntersuchungen (Kock et al. 2012).

Tab. 5.11: Untersuchungsergebnisse des Hengelo-Rötsalzes zur Bewertung des stationären Kriechens (HUNSCHKE et al. 2004)

Homogenbereich	Kriechversuch	Temperatur	Referenzkriechgesetz	Kriechklasse
Salz C (so3)	uniaxial	22	BGR <sub>a</sub>	4 – 6
Salz A (so1)	uniaxial	22	BGR <sub>a</sub>	4 – 8
Salz A (so1)	triaxial	40	BGR <sub>b</sub>	7 – 9

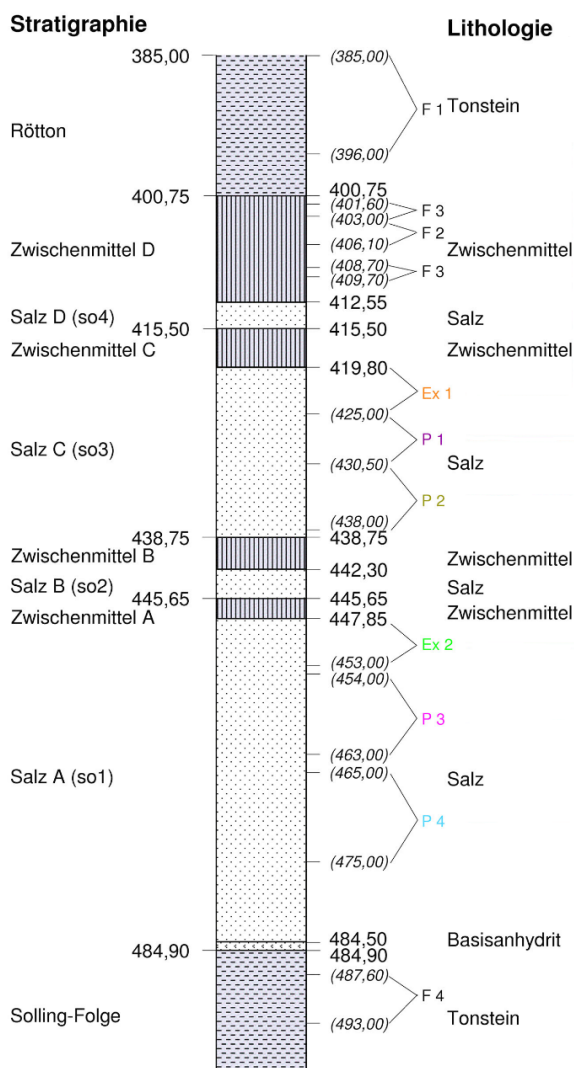


Abb. 5.5: Säulenprofil der Bohrung Twenthe-Rijn 480 im Kavernenfeld Hengelo (HUNSCHKE et al. 2004)

Tab. 5.12: Für die VSG-Modellberechnungen ausgewählte Kriechparameter zur Bewertung des stationären Kriechens im Erkundungsbereich EB1 des Salzstocks Gorleben (Kock et al. 2012).

Homogenbereich	Symbol	empfohlene Formel (mit Vorfaktor)	Streubereich	
			schnelles Kriechen	langsameres Kriechen
Zechstein 4	z4	$1/8 \cdot BGR_a$	2-fach	$1/2$ -fach
Zechstein 3	z3	$1/4 \cdot BGR_a$	2-fach	$1/2$ -fach
Zechstein 2	z2	$1/2 \cdot BGR_a$	2-fach	$1/2$ -fach
Liniensalz	z3LS	$BGR_a$	2-fach	$1/4$ -fach
Kaliflöz Staßfurt	z2SF	BGR-Carnallit	k. A.	k. A.
Kristallbrockensalz	z2HS3	$1/8 \cdot BGR_{EB1}^*$	2-fach	$1/2$ -fach
Streifensalz	z2HS2	$2 \cdot BGR_{EB1}^*$	2-fach	$1/2$ -fach
Knäuelsalz	z2HS1	$2 \cdot BGR_{EB1}^*$	2-fach	$1/2$ -fach

\*  $BGR_{EB1} = 5,872 \cdot BGR_b$  (NIPP & HEUSERMANN 2000)

In der Tab. 5.13 werden die für die Modellberechnungen im Rahmen der VSG empfohlenen Kriechklassen und Bandbreiten im Kriechvermögen von Steinsalz aus den relevanten stratigraphischen Einheiten und Feldesteilen für den Standort Gorleben (HUNSCHKE et al. 2003) wiedergegeben.

Tab. 5.13: Empfohlene Kriechklassen für den Salzstock Gorleben und deren Streubereiche (HUNSCHKE et al. 2003)

	Stratigraphische Einheit	Kriechklasse	Streubereich
Knäuelsalz	z2HS1	6	5 – 8
Streifensalz	z2HS2	5	4 – 6
Kristallbrockensalz	z2HS3	4	2 – 6
Liniensalz	z3LS	5	4 – 6
Unteres Orangesalz	z3OSU	2	1 – 3
Oberes Orangesalz	z3OSO	3	1 – 5
Bank-/Bändersalz	z3BK/BD	2	0 – 3
Buntes Salz	z3BT	2	0 – 4
Anhydritmittelsalz	z3AM	2	0 – 4

In Tab. 5.14 sind Parameter für das WIPP-Salz angegeben (BRUNO & DUSSEAULT 2002). Das Deformationsverhalten für unterschiedliche Salzlokationen wird bei SCHOENHERR et al. (2007) durch das Norton-Kriechgesetz und die in Tab. 5.15 aufgelisteten Werte beschrieben.

Zur Beschreibung des stationären Kriechens wurden die Struktur-Parameter A, die Aktivierungsenergie Q, die Spannungspotenz n sowie weitere Parameter für die Modellberechnung aus verschiedenen Quellen in Tab. 5.14 bis Tab. 5.16 zusammengestellt.

Tab. 5.14: Für WIPP-Salz verwendete stationäre Kriechparameter ( $BGR_a$ , Gl. 11) nach BRUNO & DUSSEAULT (2002)

Parameter	Wert
A [1/d]	0,126
n [ - ]	4,9
[ - ]	1,0
Q [kal/mol]	12000
R [kal/(mol·K)]	1,987

Tab. 5.15: Aus der Literatur entnommene Kriechdaten für unterschiedliche Salzlokationen nach SCHOENHERR et al. (2007)

Salzlokation	A (MPa <sup>-n</sup> ·d <sup>-1</sup> )	Q (J·mol <sup>-1</sup> )	n	Quelle
Salado I	0,779	50160	4,9	WAWERSIK & ZEUCH (1986)
Salado II	234	69180	5,1	
Asse	0,627	53920	5,0	
West Hackbr.	2,72	54840	4,7	
Bryan mound I	8,58	63290	4,5	
Bryan mound II	672	74530	5,2	
Bayou Choctaw	0,340	49450	4,1	
Synthetisch	40,6	24530	3,0	SPIERS et al. (1990)
Avery Island I	13,8	68100	5,3	CARTER et al. (1993)
Avery Island II	7,00	51600	3,4	
Synthetisches Feuchtsalz	2380	80000	5,6	TER HEEGE et al. (2005)
Ara Salz	0,000157	32400	5,0	SCHOENHERR et al. (2007)

Tab. 5.16: Material-Parameter des BGR-Verbundmodells für das Asse-Speisesalz (z2SP)  
 (HUNSCHE & HAMPEL 1999)

Parameter	Asse-Speisesalz (z2SP)
$F_{h,\infty}$ [-]	0,07
$\alpha$ [-]	0,17
$v_o$ [m·s <sup>-1</sup> ]	$4 \cdot 10^6$
$k_w$ [-]	$30 \cdot 10^{-3}$
$k_h$ [-]	3,4
M [-]	3
$d_p$ [μm]	1
$k_p$ [-]	$3 \cdot 10^{-3}$
b [m]	$3,99 \cdot 10^{-10}$
R [J·mol <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup> ]	8,314
$\sigma_p$ [MPa]	0,4
ka [-]	$2 \cdot 10^{-3}$
Q [kJ·mol <sup>-1</sup> ]	180
k [J·K <sup>-1</sup> ]	$1,3805 \cdot 10^{-23}$

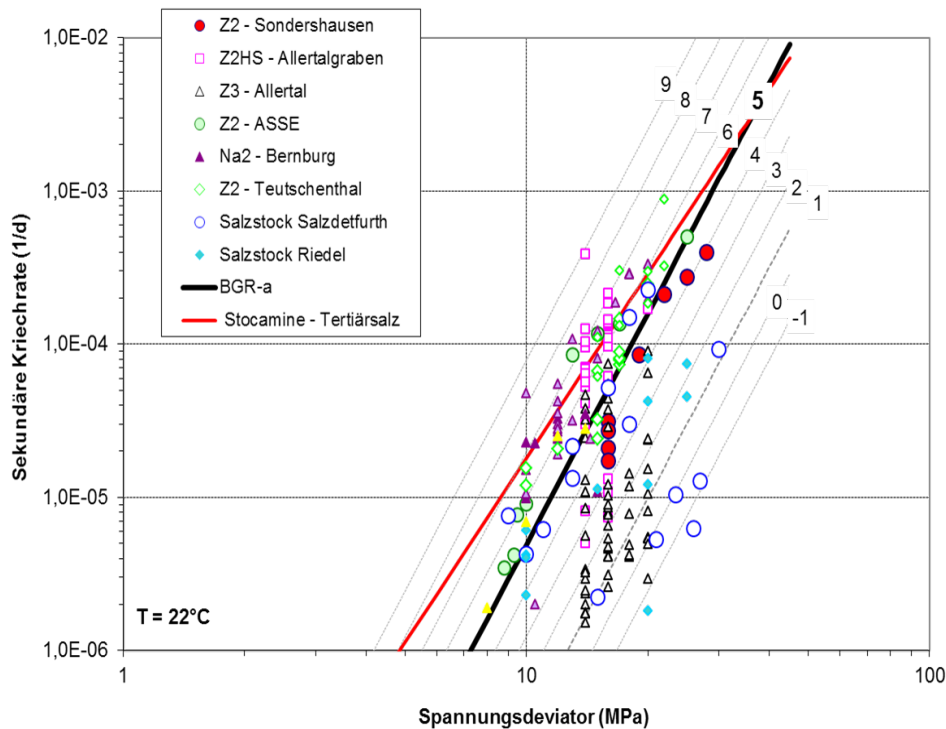


Abb. 5.6: Datensätze von stationären Kriechraten für verschiedene Steinsalzvarietäten unterschiedlicher Stratigraphie bzw. lokaler Herkunft, aus Kriechversuchen bei Raumtemperatur. Zusätzlich sind verschiedene Kriechklassen nach  $BGR_a$  dargestellt.

Zur Darstellung lithologischer Unterschiede oder sonstiger Gesetzmäßigkeiten zeigt Abb. 5.6 einen Vergleich von ausgewählten, beim IfG aus Laborversuchen an unterschiedlichen Steinsalzvarietäten von verschiedenen Standorten bzw. Stratigraphien bestimmten Datensätzen. Es wird deutlich, dass die Kriechraten bezogen auf  $BGR_a$  zwischen der Kriechklasse 9 (16x) und -1 (1/64) variieren (Faktor 1024 zwischen kleinster und höchster Kriechklasse). Qualitativ erscheint das ältere Steinsalz (z2) generell kriechfreudiger als das jüngere Steinsalz (z3), wobei innerhalb einer Serie das Kriechverhalten noch sehr viel stärker variieren kann, was u. a. auch für den Standort Gorleben nachgewiesen wurde, z. B. HUNSCHKE et al. (2003). Zusätzlich zu den lithologisch-petrographischen Merkmalen (z. B. Anteil, Größe und Verteilung von Sulfatphasen in der Steinsalmatrix) können tektonische Merkmale oder der vorhandene Feuchtigkeitsgehalt das Kriechverhalten beeinflussen.

Unabhängig davon ergaben sich für den Standort Bernburg keine signifikanten Unterschiede, wenn pauschal Leine- und Staßfurt-Steinsalzeigenschaften verglichen wurden. Somit sind für zuverlässige Vorhersagen des Kriechverhaltens immer standortspezifische Untersuchungen erforderlich.

#### 6.4.2 Kriechen in unterschiedlichen Spannungsbereichen

Für die Beschreibung des Kriechverhaltens von Salzgesteinen unterschiedlicher Stratigraphie und Lokation hat sich die oben beschriebene Methodik der Klassifizierung der Kriecheigenschaften anhand des Vergleichs mit dem Kriechansatz  $BGR_a$  bewährt. Grundlage dafür bilden Laboruntersuchungen in einem Spannungsbereich zwischen 10 und 30 MPa. In situ werden die Spannungsdeviatoren langfristig generell abgebaut. Bzgl. des Materialverhaltens von Salzgesteinen bei kleinen Spannungsdeviatoren bestehen noch Ungewissheiten.

Sehr umfangreiche Kriechuntersuchungen wurden aktuell im Rahmen des BMWI-Verbundvorhabens „Vergleich aktueller Stoffgesetze und Vorgehensweisen anhand von Modellberechnungen zum thermo-mechanischen Verhalten und zur Verheilung von Steinsalz (Teilvorhaben 2) für zwei Salzvarietäten der WIPP-Site durchgeführt. Als Lagerstätte in flach lagergernden Formationen besteht die idealisierte Stratigraphie des Salinars der WIPP-Site hauptsächlich aus „argillaceous salt“ mit einer Schicht aus „clean salt“ im Horizont der Einlagerungskammern zwischen den Tonbändern G und I, dem Anhydrit MB 139 und einer dünnen Anhydritlage in der „clean salt“-Schicht, bezeichnet als Anhydrit A (Abb. 5.7). Entsprechend des Volumenanteils vor Ort lag das Hauptgewicht der Laboruntersuchungen auf „argillaceous salt“ und in zweiter Linie auf „clean salt“.

In Ergänzung der aus den 1980er und 1990er vorliegenden Laboruntersuchungen (ARGÜELLO & HOLLAND 2015) wurden am IfG und an der TU Clausthal Kriechversuche am „clean“ und „argillaceous salt“ auf Basis einer qualifizierten Laborversuchstechnik mit definierten Konsolidierungs-, Be- und Entlastungsphasen durchgeführt (SALZER et al. 2015).

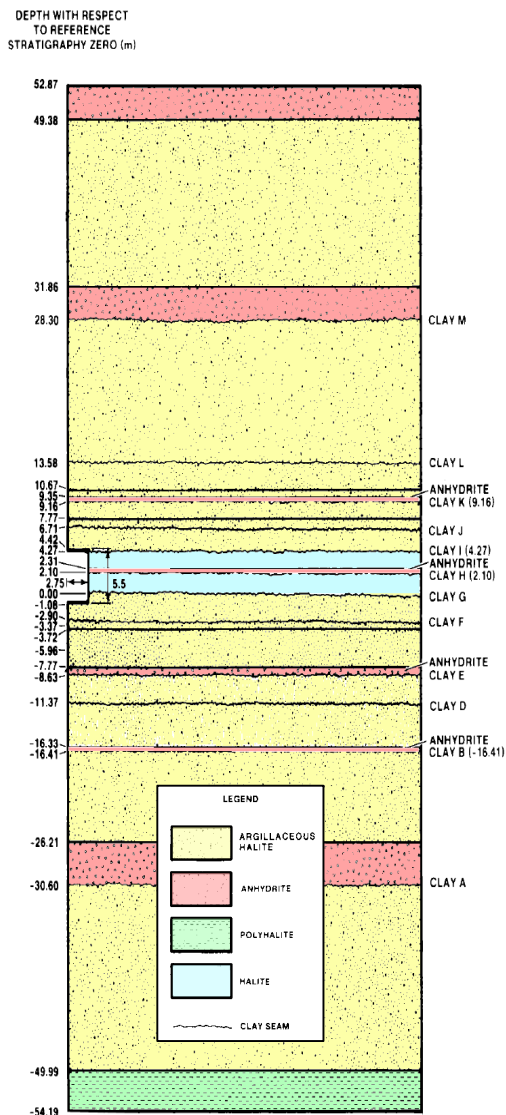


Abb. 5.7: Vertikalschnitt durch Room B und D sowie die Randbedingungen für die gebirgsmechanische Modellierung nach MUNSON et al. (1990).

Abb. 5.8 zeigt als Sammeldiagramm für die stationären Kriechraten vs. Differenzspannung sowohl die bei definierten Spannungen und Temperaturen experimentell bestimmten Daten als auch die Modellkurven auf Basis des Minkley-Ansatzes. Es wird deutlich, dass abgesehen von einer lithologisch bedingten Streuung der Datenpunkte, die generelle Spannungs- und Temperaturabhängigkeit mit dem einheitlichen Modellansatz sehr gut beschrieben wird, womit Extrapolationen zu höheren Temperaturen oder auch sehr kleinen Verformungsraten möglich sind. Gleichzeitig fällt auf, dass bei kleinen Spannungen ( $\sigma_{Diff} \leq 10$  MPa) die Steigung der Modellkurven deutlich geringer ist, als aufgrund der Spannungsabhängigkeit bei höheren Kriechraten zu erwarten wäre, was möglicherweise auf einen überlagerten Feuchteinfluss mit Änderung des dominierenden Verformungsmechanismus zu „pressure solution creep“ (mit  $n = 1$ ) zurückgeführt werden kann.

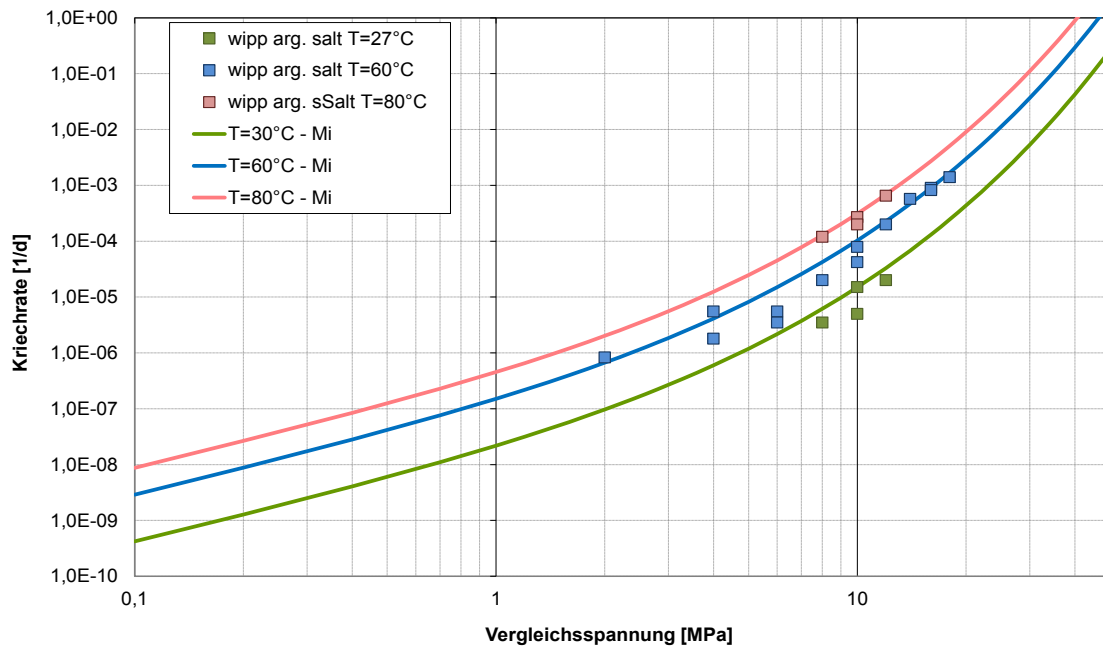


Abb. 5.8: Datensätze von stationären Kriechraten für „argillaceous salt“, aus Kriechversuchen bei 30 °C, 60 °C und 80 °C in einem Differenzspannungsintervall zwischen  $2 \text{ MPa} \leq \sigma_{\text{Diff}} \leq 18 \text{ MPa}$  ( $\sigma_3 = 20 \text{ MPa}$ ). Zusätzlich ist eine Anpassung mit dem Minkley-Modell dargestellt.

Dieses Phänomen (höherer Kriechraten bei kleineren Spannungen) könnte durch einen eingliedrigen Potenzansatz, z. B.  $BGR_a$ , nicht angemessen wiedergegeben werden, sondern erfordert entweder einen Exponentialansatz (z. B. Lubby, Minkley-Ansatz) oder zumindest einen zweiteiligen Potenzansatz (z. B.  $BGR_c$ ). Allerdings ist anzumerken, dass der mikromechanische Prozess, der für das nichtlineare Spannungsverhalten verantwortlich ist, noch nicht vollständig geklärt ist. Unabhängig davon wird es aktuell bzgl. möglicher Konsequenzen auf das generelle Kriechverhalten (z. B. für die Simulation des Salzaufstieges bzw. Integritätsnachweise) intensiv diskutiert (z. B. CARTER et al. (1993), URAI & SPIER (2007), URAI et al. (1987)). Aus der Bandbreite der vorliegenden Ergebnisse zu den Kriechraten bei kleinen Deviatorspannungen resultieren erhebliche Unsicherheiten, die bei der Bewertung von Ergebnissen für In-situ-Kriechraten ( $10^{-9}$  bis  $10^{-13} \text{ s}^{-1}$ ) zu berücksichtigen sind. Für die VSG (KOCK et al. 2012) wurde dieser Effekt über Variationsrechnungen für „schnelles“ bzw. „langsameres“ Kriechen untersucht. Im Falle höherer Kriechraten bei geringen Deviatorspannungen werden die thermomechanisch induzierten Differenzspannungen schneller abgebaut, was somit zu einer geringeren Verletzung des Minimalspannungskriteriums führt. Die Annahme höherer Kriechraten wirkt also als begünstigender Faktor für die Integrität der geologischen Barriere. Allerdings ist die grundsätzliche Untersuchung dieses Phänomens gegenwärtig Gegenstand laufender experimenteller Arbeiten (u.a. im Rahmen des Vorhabens WEIMOS), weshalb hier keine weitergehenden Analysen durchgeführt werden.



### 6.4.3 Empfehlungen

Als Homogenbereiche mit den Materialeigenschaften kriechfähiger Gesteine werden folgende stratigrafische Schichten im vereinfachten Modell angesprochen:

#### Steinsalz

- NA4 Aller-Steinsalz (bestehend aus z4NA und z4RT-z4PA),
- AM3 Anhydritmittelsalz (bestehend aus z3SS-TM und z3AM),
- NA3 Leine-Steinsalz (bestehend aus z3NA),
- NA2 Staßfurt-Steinsalz (bestehend aus z2NA).

#### Kaliflöze (Carnallit)

- K3 Kaliföz Ronnenberg (bestehend aus z3Ro),
- K2 Kaliföz Staßfurt (bestehend aus z2SF und z2UE).

Die verschiedenen Steinsalzeinheiten können als lithologische Abfolgen bzgl. unterschiedlicher Kriecheigenschaften innerhalb der verschiedenen Sequenzen aktuell nicht weiter differenziert werden. Ebenfalls wurden von IfG an unterschiedlichen Standorten für das Hauptsalz (z2HS) bzw. das Liniensalz (z3LS) keine eindeutigen Unterschiede beider Salztypen nachgewiesen, weshalb die Einordnung sehr ähnlich ist. Da weiterhin, mit Ausnahme der Proben aus dem ERAM keine spezifizierten Daten für das NA4-Aller-Steinsalz und AM3-Anhydritmittelsalz vorliegen, werden diese Einheiten zusammengefasst und wie Leinsteinsalz behandelt.

In Anlehnung an vorliegende Einstufungen aus der VSG (Kock et al. 2012) werden für die BGR-Ansätze (unter Berücksichtigung einer möglichen Streuung) folgende Parameter empfohlen (siehe Tab. 5.17):

Tab. 5.17: Gewählte Kriechparameter zur Bewertung des stationären Kriechens für die als kriechfähig angenommenen Homogenbereiche

Gesteinsschichten Homogenbereich	Symbol	empfohlene Formel (mit Vorfaktor)	Streubereich	
			schnelles Kriechen	langsames Kriechen
Aller-Formation	NA4	$1/8 \cdot BGR_a$	2-fach	$1/2$ -fach
Anhydritmittelsalz	AM3	$1/16 \cdot BGR_a$	1-fach	$1/2$ -fach
Kaliflöz Ronnenberg	K3	$BGR_{SF}$	k. A.	k. A.
Leine-Steinsalz	NA3	$1/4 \cdot BGR_a$	2-fach	$1/2$ -fach
Kaliflöz Staßfurt	K2	$BGR_{SF}$	k. A.	k. A.
Staßfurt-Steinsalz	NA2	$2 \cdot BGR_{EB1}$	2-fach	$1/2$ -fach

Um trotz unterschiedlicher Stoffansätze für das stationäre Kriechen vergleichbare Resultate zu gewährleisten, wurde der Umstand genutzt, dass sich der Sinus-Hyperbolicus-Ansatz mit geeigneter Parameterwahl auch flexibel an die BGR-Kriechgesetze anpassen lässt. Dementsprechend wurden die Kriechparameter in den IfG-Berechnungen derart gewählt, dass sie in guter Näherung das Verhalten der obigen Empfehlungen abbilden (Vgl. Abb. 5.9:)

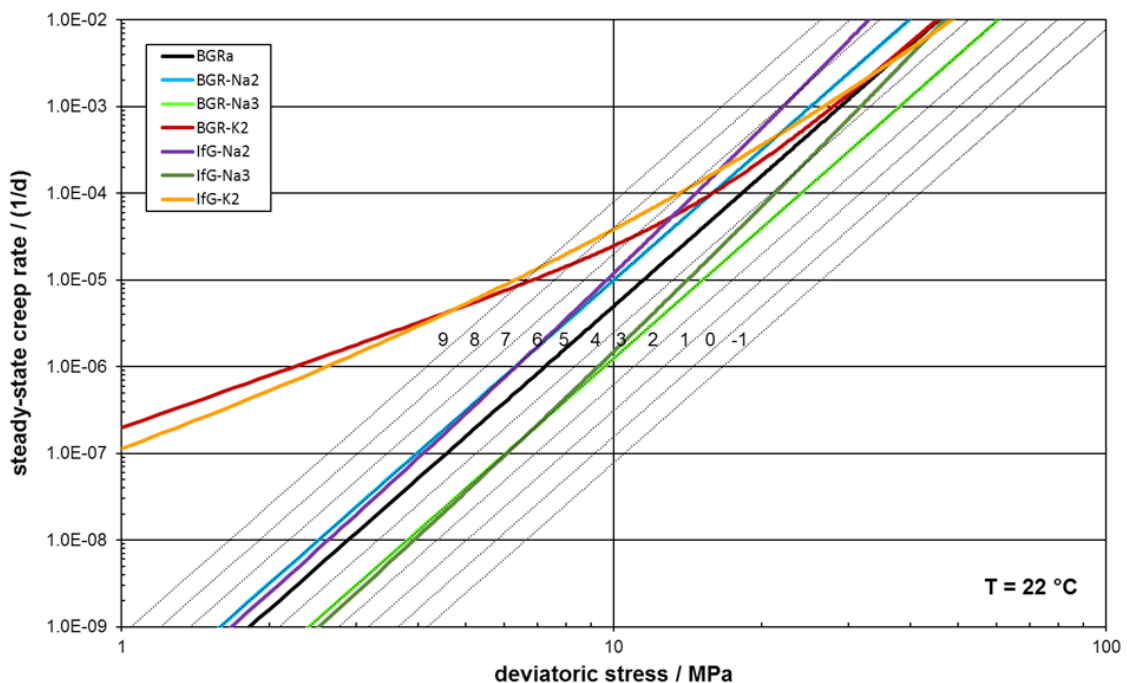


Abb. 5.9: Vergleichende Darstellung der modellierten Kriecheigenschaften von BGR und IfG.

Tab. 5.18: Verwendete Parameter für das stationäre Kriechen im Sinus-Hyperbolicus-Kriechgesetz des IfG.

	$\eta_M$ [MPa·d]	m [-]	n [-]	Q [kJ/mol]	R [kJ/mol/K]
NA2	$10^{28}$	65	0,06	54	$8,3143 \cdot 10^{-3}$
NA3	$8 \cdot 10^{28}$	65	0,06		
NA4	$1,6 \cdot 10^{29}$	65	0,06		
AM3	$3,2 \cdot 10^{29}$	65	0,06		
K2 / K3	0,03	4,3	0,26		

## 6.5 Dilatanz

Das von der BGR entwickelte Dilatanzkonzept basiert auf der Festlegung eines Spannungskriteriums, auf dessen Basis wirkende Spannungsbedingungen innerhalb eines Gebirgsbereiches bezüglich eines möglichen Schädigungszustandes bewertet werden können (HUNSCHE et al. 2003).

### 6.5.1 Datensätze

Die Dilatanzgrenze wird allgemein auf Basis von Kompressionsversuchen bestimmt, bei denen simultan mit der Deformation die Dilatanzentwicklung in der Probe gemessen wird. Die Dilatanzgrenze ist als die Fläche definiert, auf der die volumetrische Dehnungsrate Null ist; oberhalb dieser Grenze nimmt das Gesteinsvolumen zu und unterhalb ab. Der Dilatanzgrenze kommt damit die Bedeutung einer Stabilitätsgrenze oder Sicherheitsgrenze zu. Langfristig muss jedes Gestein versagen, dessen Spannungszustand sich oberhalb der Dilatanzgrenze befindet. Die fortschreitende Schädigung führt dort nicht nur zur kontinuierlichen Erhöhung des Volumens und der Permeabilität sondern auch zur Ausbildung von Bruchzonen und Bruchflächen (z. B. POPP (2011)).

In den letzten Jahren hat sich ein erheblicher Fortschritt in der Definition, der Formulierung und der Bestimmung der Dilatanzgrenze ergeben. Es zeigte sich, dass die Volumenzunahme erst bei höheren Differenzspannungen beginnt, als in der ursprünglichen Gleichung von CRISTESCU & HUNSCHE (1998) angegeben (HUNSCHE et al. 2003). Die „alte“ Gleichung nach CRISTESCU & HUNSCHE (1998) hat jedoch vermutlich weiterhin Bedeutung, weil Ergebnisse von Ultraschalluntersuchungen (POPP et al. 2001) zeigen, dass dort offenbar die erste Rissentwicklung beginnt. Die durch die „alte“ Gleichung beschriebene Grenze kann deshalb als „Mikroriss- oder Schädigungs-Grenze“ definiert werden. Es ist zu prüfen, ob oberhalb der „Mikroriss-Grenze“ auch die Permeabilität erhöht ist, die Mikrorissbildung jedoch nicht fortschreiten kann und es deshalb nicht zu einer messbaren Volumenerhöhung kommt.

Dieses Phänomen ist ebenso, wie die Frage des Einflusses der Belastungsgeschwindigkeit oder der Belastungsgeometrie (Kompression – Extension) noch Gegenstand der Forschung.

Unabhängig davon bildet die im Laborversuch gemessene Dilatanzgrenze bzw. nach deren Überschreiten die sich entwickelnde Dilatanz eine wesentliche Basis für die Ableitung von Parametern zur Beschreibung der sich entwickelnden Schädigung, beispielsweise für den Minkley-Ansatz. Erreicht die Spannung die Dilatanzgrenze als untere Fließbedingung im Vorbruchbereich, entsteht außer einer elastischen (und Kriech-) Verformung auch eine plastische Verformung. Das plastische Verhalten wird durch die Fließ- bzw. Bruchgrenzbedingung und eine Fließregel definiert. Die Fließregel legt Richtung und Betrag des Zuwachses der plastischen Verformung fest. Der plastische Verformungsanteil wird aus einem plastischen Potential abgeleitet und ermöglicht die Berücksichtigung einer Volumenvergrößerung (Dilatanz) infolge von Scherbeanspruchungen.

Am IfG werden zur Beschreibung des lokations- und materialspezifischen Verhaltens von Steinsalz Festigkeitsuntersuchungen mit Messung der Dilatanz durchgeführt, woraus individuelle Dilatanzgrenzen resultieren. Zu deren Beschreibung wird ein nicht-lineares Spannungskriterium verwendet:

$$\sigma_{eff,B} = \sigma_D + \frac{\sigma_{Max} - \sigma_D}{\sigma_\phi + \sigma_3} \cdot \sigma_3 \quad (26)$$

wobei  $\sigma_3$  die minimale Hauptspannung,  $\sigma_{eff,B} = \sigma_{1,B} - \sigma_3$  die Effektivspannung,  $\sigma_{Max}$  die maximale effektive Festigkeit (Bruchfestigkeit) bzw. die Dilatanzfestigkeit und  $\sigma_\phi$  den Krümmungsparameter der Festigkeitskurve bezeichnen.

Die entsprechenden Parameter sind für die verschiedenen Gesteine in Tab. 5.17 zusammengefasst bzw. zum besseren Vergleich in Abb. 5.10 als Dilatanzgrenzen im  $(\sigma_3, \sigma_{eff})$ -Diagramm dargestellt.

Tab. 5.19: Dilatanzgrenzen der Gesteine der Staßfurt- und Leinefolge

		$\sigma_D$ [MPa]	$\sigma_{Max}$ [MPa]	$\sigma_\phi$ [MPa]
Staßfurt- Steinsalz	Na2	12,1	33,6	3,4
Kaliflöz Staßfurt (Carnallitit)	K2	17,2	86	6,7
Hauptanhydrit	A3	70	161	6,7
Ronnenbergflöz (Carnallitit)	K3	18,5	95	7,5
Leine- Steinsalz	Na3	9	39	6

<sup>(5)</sup> In Gleichung (26) sind Druckspannungen positiv definiert.

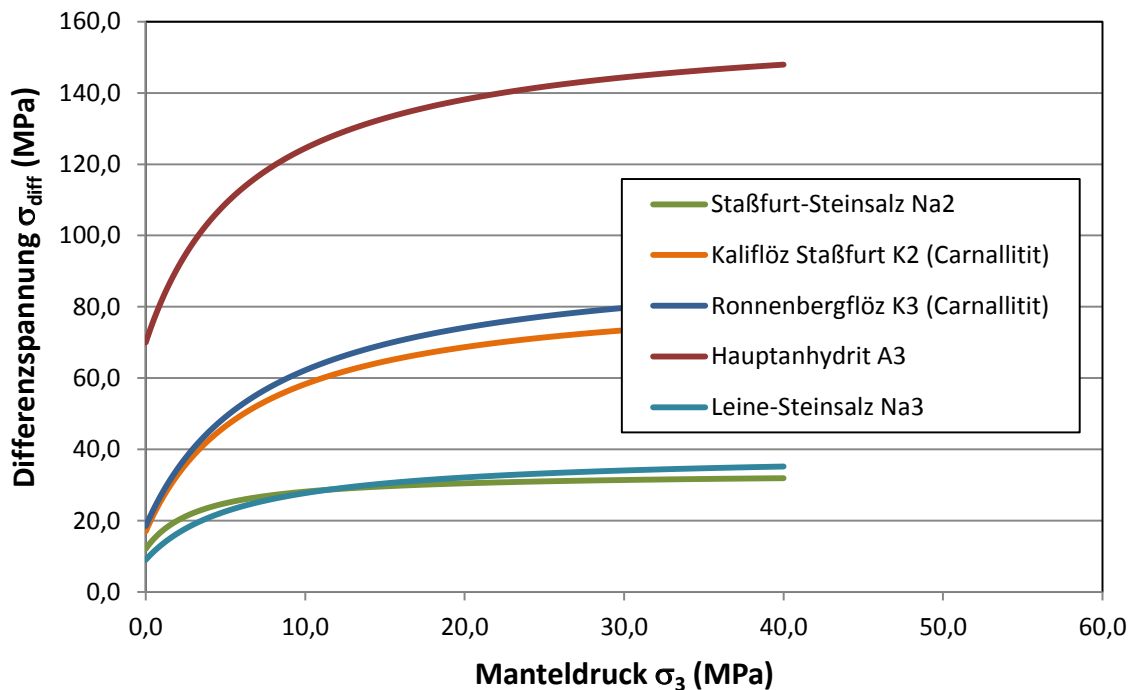


Abb. 5.10: Dilatanzgrenzen der Einheiten der Staßfurt- und Leinefolge im  $(\sigma_3, \sigma_{eff})$ -Diagramm

### 6.5.2 Empfehlungen

Materialspezifische Dilatanzgrenzen dienen als wesentliche Kriterien bzgl. der Integritätsbewertung der geologischen Barriere. Zur Absicherung der Konservativität der Dilatanzgrenze wurden im Rahmen der VSG die bereits zuvor beschriebenen Laborversuche des IfG an Steinsalzproben herangezogen (POPP 2011). Die daraus ermittelten Festigkeits- bzw. Dilatanzgrenzen sind in Abb. 5.10 im Vergleich zu den von BGR und IfG im Rahmen der VSG für Steinsalz verwendeten Dilatanzgrenzen dargestellt. Die vom IfG verwendete Dilatanzgrenze liegt hierbei, ebenfalls wie die ursprüngliche Dilatanzgrenze von CRISTESCU & HUNSCH (1998) im konservativen Sinne stets unter der experimentell ermittelten Grenze. Für die von der BGR (HUNSCH et al. 2003) verwendete Grenze gilt dies nur bis zu einer Minimalspannung von ca. 7 MPa.

Aus Konservativitätsgründen wird deshalb hier empfohlen, eine Bewertung des Auftretens anhand der von IfG materialspezifisch abgeleiteten mittleren Dilatanzgrenze, was für den Minkley-Ansatz auch erforderlich ist, bzw. für Steinsalz auf Basis des Cristescu-Hunsche-Ansatzes durchzuführen.

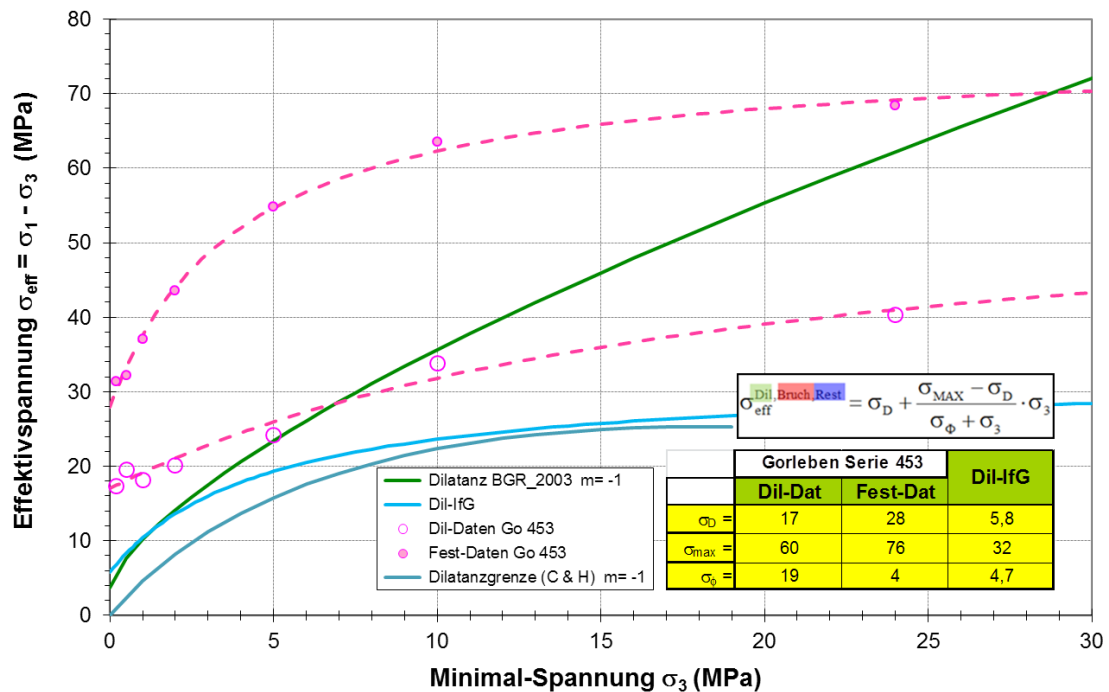


Abb. 5.11: Experimentell ermittelte Festigkeits-/Dilanzgrenze im Vergleich zu den von BGR und IfG in den Simulationen verwendeten Dilanzgrenzen

Im Rahmen der IfG-Berechnungen wird die in Abb. 5.11 dargestellte konservative Dilanzgrenze mit den Parametern  $\sigma_D = 5,8$  MPa,  $\sigma_{\text{MAX}} = 32,0$  MPa und  $\sigma_\phi = 4,7$  MPa verwendet. Die Festigkeitsparameter sind dabei abhängig von der plastischen Verformung. Für konservative Langzeitanalysen wird hierbei davon ausgegangen, dass keine Verfestigung stattfindet und die Festigkeit mit zunehmender plastischer Verformung auf ein Restfestigkeitsniveau ohne einaxiale Druckfestigkeit abnimmt (vgl. Tab. 5.20).

Tab. 5.20: Angesetzte Verformungsabhängigkeit der Festigkeitsparameter.

$\varepsilon_{\text{plas}}$ [%]	0	10
$\sigma_D$ [MPa]	5,8	0
$\sigma_{\text{MAX}}$ [MPa]	32	32
$\sigma_\phi$ [MPa]	4,7	4

## 6.6 Festigkeit

Unter Gesteinsfestigkeit versteht man die Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegen Druck-, Zug-, Biege- und anderer Beanspruchung. Sie beschreibt also die Gesamtheit des Festigkeitsverhaltens unter beliebigen Einspannungsbedingungen. Zur Charakterisierung der vom jeweiligen Salinargestein ertragbaren Beanspruchungen (Spannungen/Verformungen) werden ein- und triaxiale Kurzzeitversuche durchgeführt, um die Bruchfestigkeit abzuleiten. In der Felsmechanik wird für Versuchsauswertungen und für analytische Berechnungen meist das Mohr-Coulombsche Festigkeitskriterium verwendet. Die Festigkeit von Gesteinen hängt von allen drei Hauptnormalspannungen, dem Spannungspfad und in geringerem Umfang von der Verformungsrate und der Temperatur ab. Allgemein wird beobachtet, dass schnell kriechendes Salzgestein eine geringere Kurzzeitfestigkeit besitzt als langsam kriechendes.

### 6.6.1 Datensätze

Daten zur Festigkeit von Steinsalzproben und anderen Salinargesteinen finden sich beispielhaft für den Salzstock Gorleben bei HUNSCHE et al. (2003). Exemplarisch sind in Tab. 5.21 die für ein Versuchsprogramm von triaxialen Festigkeitsversuchen abgeleiteten versuchsrelevanten Parameter Festigkeit und Dilatanz in Abhängigkeit von der Verformung zusammengestellt (POPP 2011). Die Festigkeit und Dilatanz von Proben aus dem Hauptsalz des Salzstocks Gorleben (z2HS2) werden durch triaxiale Kompressionsversuche ermittelt (POPP 2011). Die daraus abgeleiteten Dilatanz- bzw. Festigkeitsgrenzen sind in Tab. 5.21 dargestellt.

Tab. 5.21: Kenndaten aus Laborversuchen des IfG zum Verformungs- und Festigkeitsverhalten sowie zur Dilatanz von Staßfurt-Hauptsalz der Lokation Gorleben (z2HS2) (POPP 2011)

$\sigma_3$	[MPa]	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	24,0	1,00	2,00
$\dot{\epsilon}_1$	[1/s]	$2,5 \cdot 10^{-5}$							$1,0 \cdot 10^{-7}$	
$\Delta\sigma_{Dil}$	[MPa]	17,35	19,48	18,10	20,06	24,19	33,82	40,32	18,35	15,5
$\epsilon_{Vol,Dil}$	[%]	-0,05	-0,09	-0,08	-0,11	-0,07	-0,16	-0,21	-0,07	-
$\epsilon_{1,Dil}$	[%]	0,14	0,20	0,18	0,26	0,40	1,31	1,98	0,18	-
$\sigma_{Dil}$	[MPa]	31,43	32,23	37,01	43,51	54,83	63,56	68,35	34,40	38,68
$\epsilon_{Vol,Fail}$	[%]	2,78	2,93	3,25	3,45	2,85	2,75	1,06	2,87	2,70
$\epsilon_{1,Fail}$	[%]	3,07	3,46	5,00	7,49	13,11	19,35	19,12	5,85	9,51

Im Triaxialversuch fällt die Festigkeit nach dem Bruch keinesfalls auf 0, sondern stabilisiert sich auf dem Niveau der Restfestigkeit.

Die einaxiale Zugfestigkeit von Salzgestein beträgt ca. 2 MPa (HUNSCHE et al. 2003). Bei Vorliegen eines Manteldruckes ergibt sich eine abnehmende Zugfestigkeit.

Von HUNSCHE et al. (2004) wurde die Bruchfestigkeit mittels eines echt-triaxialen Versuches an Steinsalzproben aus dem Röt ermittelt (siehe Abb. 5.12). Die Bestimmung der Festigkeit erfolgte durch Analyse der Parameter  $\alpha$  und  $p$  eines modifizierten Drucker-Prager-Kriteriums (Gl.27). Dabei ist die Wurzel der zweiten Invariante des Spannungsdeviators  $\sqrt{II_s}$  als Potenzfunktion nichtlinear abhängig von der ersten Invariante des Spannungstensors  $I_\sigma$ . Die Ergebnisse der Bestimmung der Bruchfestigkeit bei Kompression sind in Tab. 5.22 enthalten.

$$\sqrt{II_s} = \alpha \cdot I_\sigma^p \tag{27}$$

Tab. 5.22: Untersuchungsergebnisse zu den Festigkeitsparametern für das modifizierte Drucker-Prager-Kriterium und zu der Dilatanzgrenze der Rötsalze in Hengelo (HUNSCHE et al. 2004)

Salz A	Teufe [m]	Horizont	Festigkeitsparameter	
			$\alpha$	p
Festigkeit - Kompression	454 – 475	Untere Einhüllende	2,272	0,601
		Mittelwert (MKQ)	2,882	0,557
Dilatanz - Kompression		Mittelwert (MKQ)	1,005	0,575



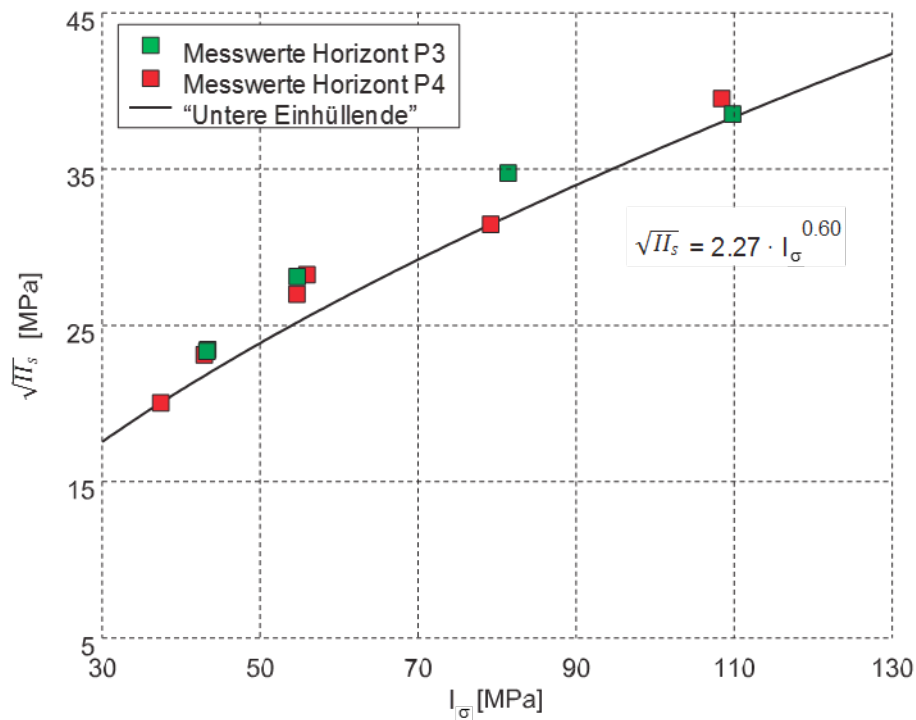


Abb. 5.12: Festigkeit des Röt-Steinsalzes bei echt-triaxialer Kompression; „Untere Einhüllende“ gemäß modifiziertem Drucker-Prager-Kriterium (HUNSCHKE et al. 2004)

In Tab. 5.23 sind die Untersuchungsergebnisse zu Carnallitit von der CARLA-Testlokation in Teutschenthal enthalten. In der Abb. 5.13 haben XING et al. (2013) die Ergebnisse aus den Triaxial-Kompressions- und Extensionsversuchen an den Steinsalzproben aus der flachen Lagerung vom Standort Jintan, China zusammengestellt.

Tab. 5.23: Festigkeits- und Dilatanzparameter für Carnallitit vom CARLA-Testfeld, Teutschenthal (POPP et al. 2012a)

$\varepsilon_p$	[-]	0,0	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0
$\sigma_D(\varepsilon_p)$	[MPa]	14	18	12	5	1,2	0,0	5
$\sigma_\phi(\varepsilon_p)$	[MPa]	10,7	6	4,4	6,3	8,5	12,2	18
$\sigma_{\max}(\varepsilon_p)$	[MPa]	81,0	81,0	81,0	81,0	81,0	81,0	81,0

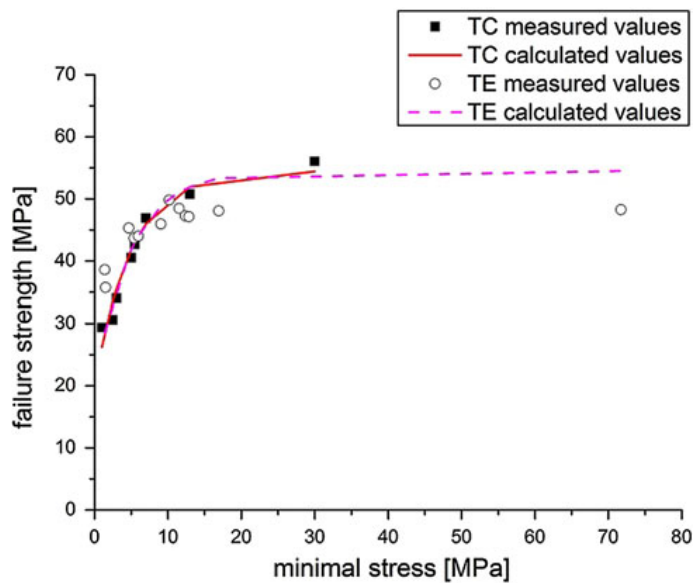


Abb. 5.13: Gemessene und kalkulierte Kompressions- und Extensionsbruchfestigkeiten von flach lagernden Salzschieben (XING et al. 2013)

## 6.6.2 Empfehlungen

Zu den Festigkeitseigenschaften von Salzgesteinen gibt es mit der Zielsetzung „Hohlraum- und Pfeilerdimensionierung“ wegen der bergbaulichen Nutzung in Deutschland umfangreiche Datensätze, wobei im Unterschied zum konventionellen Bergbau (Beispiel Asse) die Hohlräume in einem Endlager generell langfristig standsicher (mit großen Reserven) dimensioniert sind, sodass ein Tragfähigkeitsverlust infolge Überschreitung der Festigkeitsgrenze ausgeschlossen ist.

Deshalb wird das Festigkeitsverhalten mit dem BGR-Ansatz notwendigerweise nicht abgebildet. Im IfG-Konzept (Minkley-Ansatz) ist die Gesteinsfestigkeit implizit enthalten. Für die Berechnungen wird die Dilatanzgrenze gemäß Abschnitt 5.5 als Langzeitfestigkeitsgrenze verwendet.

## 7 Hydraulische Parameter

### 7.1 Grundlagen

Die Transporteigenschaften von Salzgesteinen für Lösungen und verschiedene Gase sind vor dem Hintergrund der Schutzschichtproblematik für die bergbauliche Nutzung zur Salzgewinnung (konventionell oder soltechnisch) und einer anschließenden Nutzung als

Speicherhohlraum für Kohlenwasserstoffe sowie als Barrieregesteine für Deponiezwecke (konventionelle oder radioaktive Abfälle) weltweit seit den 1970er Jahren umfangreich in Labor- und Felduntersuchungen charakterisiert worden. Die zur Beschreibung der Transporteigenschaften relevanten hydraulischen Parameter sind:

- Permeabilität,
- Porosität,
- 2-Phasenfluß (z. B. kapillarer Sperrdruck, relative Permeabilitäten),
- innere Oberfläche,
- Diffusionskonstante,
- Lösungsdichte / -viskosität,
- Wassergehalt / Sättigung.

Zusammenfassende Darstellungen zu hydraulischen Parametern (z. B. Permeabilität, Porosität und inhärente Feuchte) von Steinsalz unter Laborbedingungen sowie aus Feldmessungen finden sich u. a. bei folgenden Autoren: GIES et al. (1994), CONEN (2000) und HÄFNER et al. (2001). Ergebnisse von Permeabilitätsmessungen an Steinsalz unter Berücksichtigung zusätzlicher 2-Phaseneffekte liegen bisher nur in wenigen Datensätzen, beispielsweise für die WIPP-Site vor (DAVIES 1991).

Im folgenden Kapitel wird auf die hydraulischen Parameter von Salinargesteinen eingegangen. Diese umfassen die Permeabilität, Porosität, Lösungsdichte bzw. Wasserdichte und den Wassergehalt.

## 7.2 **Permeabilität**

Die Permeabilität  $k$  ist ein Maß zur Quantifizierung der Durchlässigkeit von Böden und Fels für Flüssigkeiten oder Gase (z. B. Grundwasser, Erdöl, Erdgas). Im Laborexperiment zur Untersuchung des Transportverhaltens von Steinsalz wird allgemein die Durchtrittsrate  $q$  eines Fluids durch eine Probe für einen bestimmten Druckgradienten gemessen. Dies lässt sich über die DARCY-Gleichung (Gl.28) beschreiben, wobei die Durchtrittsrate ausgehend von der gegebenen Druckdifferenz  $\Delta p$ , von der Viskosität des strömenden Mediums, dem Geometriefaktor  $A/l$  der Probe und von der Permeabilität  $k$  abhängt:

$$q = \frac{k \cdot \eta \cdot l}{A \cdot \Delta p} \quad (28)$$

mit	k	= Permeabilität (m <sup>2</sup> )	A =	Querschnittsfläche (m <sup>2</sup> )
	l	= Länge der Probe (m)	$\eta$	= dynamische Viskosität (Pa · s)
	q	= Flussrate (m <sup>3</sup> /s)	$\Delta p$	= Druckdifferenz (N/m <sup>2</sup> )

Die Permeabilität ist eine reine Stoffeinheit und wird als SI-Einheit in m<sup>2</sup> bzw. traditionell in D (DARCY) angegeben (1 D entspricht 9,87·10<sup>-13</sup> m<sup>2</sup>). Bezüglich der Viskosität des Strömungsmediums ist zu berücksichtigen, dass die Viskosität von Gas ca. 100-mal kleiner ist als die von Wasser; somit können mit Gas auch sehr kleine Permeabilitäten bestimmt werden.

Beim Strömen eines Gases durch den Porenraum eines Feststoffes findet zusätzlich eine Expansion des Gases längs des Strömungsweges statt, so dass die Fließrate hier nicht konstant ist. In diesem Fall wird anstelle der Fließrate q in Gl. 29 die mittlere Fließrate  $q_m$  gesetzt, für die bei kleinen Drücken mit ausreichender Genauigkeit nach Boyle-Mariotte gilt:

$$q_m \cdot p_m = q_0 \cdot p_0 \quad (29)$$

mit	$q_m$	= mittlere Fließrate	$p_m$	= mittlerer Druck
	$q_0$	= gemessene Fließrate bei $p_0$	$p_0$	= Druck bei Fließratenmessung

Wird für den mittleren Druck  $p_m$  das arithmetrische Mittel aus den Drücken  $p_1$  hochdruckseitig und  $p_2$  niederdruckseitig des porösen Feststoffes eingesetzt, folgt unter Berücksichtigung, dass  $\Delta p = p_1 - p_2$  ist, die DARCY-Gleichung für lineare Gasströmungen (Gl.30):

$$k = \frac{2 \cdot p_0 \cdot q_0 \cdot \eta \cdot l}{A \cdot (p_1^2 - p_2^2)} \quad (30)$$

Die Gültigkeit des DARCY-Gesetzes ist an gewisse Bedingungen geknüpft (vgl. HÄFNER et al. (1985)):

- Laminare Strömung ( $\Rightarrow$  Forchheimer-Korrektur),
- Keine Reaktion zwischen Messfluid und Porenwandung,
- Einphasenströmung,
- Vernachlässigbarer Gleiteffekt ( $\Rightarrow$  Klinkenberg-Effekt).

### 7.2.1 Datensätze

Es gibt zu Permeabilitätsmessungen an Salzgesteinen eine umfangreiche Basis, wobei die Datenbasis in verschiedene Kategorien zu unterteilen ist:

## 1. Permeabilität von Steinsalz ohne genaue Referenz

Bei Permeabilitätswerten ohne Herkunftsangabe oder pauschalen Einschätzungen handelt es sich um solche Literaturstellen, in denen der Autor z. B. im Rahmen einer durchgeführten Berechnung einen Zahlenwert für die Permeabilität von Steinsalz angibt, ohne jedoch die Herkunft dieses Zahlenwertes (bzgl. Lokation, Messverfahren) zu belegen.

Beispielsweise ist allgemein akzeptiert, dass Salzgesteine unter ungestörten Bedingungen im Gebirge flüssigkeits- und gasdicht sind. Da übliche Definitionen zur technischen Dichtheit bei Steinsalz nicht angewendet werden können, wurde von P. Bérest im Rahmen eines Übersichts-vortrages auf der Saltmech6<sup>(6)</sup> auf der Basis praktischer Erfahrungen aus der Gasspeicherung in Salzformationen eine Permeabilität  $\leq 10^{-22}$  m<sup>2</sup> als dicht definiert.

Solche Zahlenwerte können zwar nicht Bestandteil einer verlässlichen Datenbasis werden, sie spiegeln jedoch die herrschende Meinung einer allgemeinen Dichtheit von Salzgesteinen gegenüber Fluiden wider.

## 2. abgeleitete Kenngrößen aus Analogiebetrachtungen

Unter abgeleiteten Permeabilitätsangaben werden Werte verstanden, die nicht in einer Messung ermittelt, sondern indirekt über kausale Zusammenhänge abgeleitet werden. In dieser Kategorie werden vor allem diejenigen Arbeiten aufgeführt, die aus dem Einschluss von Fluiden über lange Zeiträume hinweg die Dichtigkeit des umgebenden Gebirges ableiten. Diese Analogiebetrachtungen erlauben im Umkehrschluss die Extrapolation auf lange Zeiträume von momentan vorliegenden Permeabilitätswerten.

Beispielsweise leitet HOFRICHTER (1976) auf Basis der gemessenen Schallgeschwindigkeiten an kompaktem Steinsalz für unverritztes Steinsalz eine Porosität von 0 und entsprechend auch eine Permeabilität von 0 ab<sup>(7)</sup>. Die Existenz von KW-Lagerstätten unterhalb von Salzlagerstätten wird allgemein als Beleg für die Langzeitsicherheit von Salzlagerstätten angesehen, (z. B. SMITH (1990)).

Auf der Basis geochemischer Untersuchungen für die Lagerstätte Zielitz folgert SIEMANN (2007), dass neben den vorhandenen Lösungen auch Gaseinschlüsse (z. B. Methan) in den Evaporiten der flachen Lagerung seit der Ablagerung und Diagenese der Formation weitgehend unverändert auf den Korngrenzen und in den Einschlüssen gespeichert wurden. Das bedeutet, dass die Salzgesteine im unverritzten Zustand hydraulisch dicht sind.

---

<sup>(6)</sup> 6th Conference on the Mechanical Behavior of Salt: Understanding of the THMC Processes in Salt Rocks, 22.05.2007 - 25.05.2007 in Hannover.

<sup>(7)</sup> Obwohl bei HOFRICHTER (1976) ausdrücklich der Wert 0 genannt wird, ist dies physikalisch nicht möglich, sondern nimmt nur infinitesimal kleine Werte an.

Diese auf Basis von Lösungseinschlüssen abgeleitete Annahme wird eindrucksvoll als natürliches Analogon für die Dichtheit von Salzgesteinen durch die CO<sub>2</sub>-Vorkommen in den flachgelagerten Salzvorkommen der Werra-Region bestätigt, die als Folge des tertiären Rhön-Vulkanismus vor ca. 6 Mio. Jahren ins Salz intrudiert sind. Das CO<sub>2</sub> liegt im flüssigen, gasförmigen und superkritischen Aggregatzustand unter hohem Druck in kavernen Hohlräumen mit Volumina bis 100.000 m<sup>3</sup> eingeschlossen vor (MINKLEY & KNAUTH 2013).

### 3. Labormessungen

Die in Labormessungen ermittelten Permeabilitätswerte sind wegen der Abhängigkeit von den im Versuch eingestellten Randbedingungen nicht ohne weiteres auf den In-situ-Zustand übertragbar.

In der Petrophysik ist es ein etabliertes Vorgehen, die initiale Permeabilität von Gesteinsproben unter geringer hydrostatischer Einspannung zu untersuchen.

Allerdings beschreiben nach Untersuchungen verschiedener Autoren, z. B. PEACH (1991), SCHOPPER (1983), STORMONT & DAEMEN (1992) und POPP et al. (2001), die unter geringen hydrostatischen Drücken durchgeführten Permeabilitätsmessungen mit Werten zwischen  $k = 10^{-15}$  und  $10^{-18}$  m<sup>2</sup> in erster Linie den initialen Auflockerungszustand einer Salzprobe, der im Wesentlichen durch bergmännische Beanspruchung bei der Streckenauffahrung oder bei der Entnahme und Präparation der Proben geprägt wurde. PEACH (1991) konnte an Kernproben aus dem Forschungsbergwerk Asse eine systematische Abnahme der initialen Permeabilität mit wachsendem Abstand (mehrere Meter) vom Streckenstoß nachweisen. Die Permeabilitätsabnahme spiegelt die abnehmende Gesteinsauflockerung als Folge der bergmännischen Hohlraumauffahrung wieder.

Im Detail lässt sich in Laborversuchen zeigen, dass die aus einer Schädigung herrührende Permeabilität mit den lithologischen Eigenschaften (Korngröße, Gehalt und Verteilung der lithologischen Verunreinigungen z. B. Anhydritpartikel) variiert und vor allem von der wirkenden Druckeinspannung abhängt (POPP et al. 2001). Zusätzlich sind Anisotropieeffekte zu berücksichtigen, die primär aus einer sedimentären Schichtung oder auch aus einer tektonischen Beanspruchung resultieren können, wobei Permeabilitätsunterschiede bis zu mehreren Größenordnungen auftreten können.

Unabhängig von offenbar vorliegenden Artefakten ist im Laborexperiment gegenüber den In-situ-Messungen vorteilhaft, dass im Rahmen der technischen Vorgaben eine freie Wahl der Randbedingungen und damit die Möglichkeit zur Erforschung von Gesetzmäßigkeiten im Permeabilitätsverhalten bestehen. In Kap. 6.2.2 werden Ergebnisse zur Permeabilität unter dilatanter Belastung bzw. bei gegenüber der Einspannung erhöhten Gasdrücken zusammengefasst.

#### 4. In-situ-Messungen

Permeabilitätswerte von In-situ-Messungen entsprechen den jeweils aktuellen Bedingungen innerhalb des Gebirges. Die Bestimmung der Werte ist jedoch verhältnismäßig aufwendig und die zumeist aus lokalen Bohrlochtests ermittelten Daten sind häufig nicht repräsentativ für das unverritzte Gebirge.

##### Steinsalz:

In Deutschland werden großmaßstäbliche In-situ-Drucktests routinemäßig in Tiefbohrungen in Salzformationen (unterhalb der letzten zementierten Rohrtour) zum Nachweis der Dichtheit des Salzgesteins im Vorfeld einer geplanten Gasspeicherung durchgeführt (Standorte s. Tab. 6.1). Weiterhin stehen sehr gut dokumentierte Ergebnisse aus einer Serie von Langzeitdrucktests in laugengefüllten Kavernen zur Verfügung (z. B. großtechnischer Versuch: Kaverne Etzel (ROKAHR et al. 2000); kleintechnischer Versuch: Testkaverne Bernburg (BRÜCKNER et al. 2003). Die Einflussfaktoren auf die Kavernenintegrität sowie die Zuverlässigkeit dieser Drucktests werden von BÉREST et al. (2001) diskutiert.

Untertägige Permeabilitätsuntersuchungen sind in Deutschland in Bergwerken in der Vergangenheit zum Nachweis der Barrierenintegrität beispielsweise im Umfeld von Verschlussbauwerken durchgeführt worden, wobei zwischen hydraulischen und pneumatischen Kurzzeittests unterschieden werden muss. Informationen zu standortspezifischen Dichtheitsuntersuchungen in Deutschland sind in Tab. 6.1 zusammengefasst.

Für die flache Lagerung liegen unter In-situ-Bedingungen repräsentative Ergebnisse für die Gruben Bernburg und Teutschenthal (Sachsen-Anhalt), sowie die Grube Merkers (Thüringen) vor. Im Rahmen von zwei UFOPLAN-Vorhaben (POPP et al. 2012b, POPP et al. 2007) bzw. im Auftrag des BMBF mit zwei Forschungsvorhaben (MINKLEY et al. 2010, PUSCH et al. 2008) wurden durch das IfG im Leine- bzw. Staßfurt-Steinsalz in hermetisch abgedichteten Bohrlöchern (bis ca. 100 l Volumen) bzw. in einem Großbohrloch von 50 m<sup>3</sup> über einen mehrjährigen Zeitraum Druckaufbautests bis zum Erreichen der im Salz wirkenden kleinsten Hauptspannungen durchgeführt.

Die aus Druckabfalltests mittels Gas bzw. Salzlösung abgeleitete nominelle initiale Gebirgspemeabilität für Steinsalz war in allen Fällen  $\leq 10^{-22}$  m<sup>2</sup>.

Die im unverritzten Zustand vorliegende Dichtheit von flach lagernden Evaporiten wird größenordnungsmäßig auch durch Permeabilitätsmessungen in der WIPP-Site (New Mexico) allgemein bestätigt (BEAUHEIM & ROBERTS 2002).

### Salzgesteinsvarietäten:

Die Annahme eines grundsätzlich dichten Salzgebirges im tektonisch oder bergmännisch unbeanspruchten Ausgangszustand gilt auch für eingespanntes Kalisalz bzw. nicht geklüfteten Anhydrit oder Salzton:

- Carnallit: Hydraulische Messungen der Lösungspemeabilität wurden im Carnallit der Grube Teutschenthal über 3 – 7 Monate in zwei ca. 21 m langen Bohrlöchern mit unterschiedlichen  $MgCl_2$ -dominierten Lösungen durchgeführt (POPP et al. 2010). Die dabei am Untersuchungsort bestimmte integrale effektive Lösungspemeabilität im anstehenden Gebirge war jeweils deutlich kleiner als  $10^{-22} m^2$ .
- Anhydrit: Nach Laboruntersuchungen von KAMLOT (2009) liegt die Permeabilität von kompaktem Anhydrit mit einem Mittelwert von  $5 \cdot 10^{-24} m^2$  nur geringfügig über der Nachweisgrenze der verwendeten Messapparatur von ca.  $2 \cdot 10^{-24} m^2$ . Geklüfteter Anhydrit besitzt Permeabilitätswerte von  $< 10^{-23} m^2$  bis  $10^{-17} m^2$  mit einem Mittelwert von  $7 \cdot 10^{-21} m^2$ .
- Außerdem wurden in Untersuchungen von KAMLOT (2009), die In-situ-Messungen, Modellberechnungen und die Auswertung historischer Lösungszuflüsse über den Hauptanhydrit umfassten, im eingespannten Gebirge außerhalb eines möglichen Hohlraumeinflusses und in Teufen  $> 800 m$  keine geöffneten Klüfte im Hauptanhydrit und in angrenzenden Steinsalzbereichen festgestellt. Das Fehlen von Klüften für die Teufenlage  $> 800 m$ , die für die Anlage eines Endlagers in Frage käme, scheint somit standortunabhängig belegt.
- Roter Salzton: Labormessungen an Rotem Salzton der Lokationen Teutschenthal und Siegmundshall, für letzteren Standort auch im Rahmen eines In-situ-Versuchs, dokumentieren für den eingespannten Salzton Gas- und Lösungspemeabilitäten  $< 10^{-21} m^2$  (MINKLEY 2013).



Tab. 6.1: Standorte von Speicherkavernen bzw. Bergwerken, an denen Permeabilitätsmessungen durchgeführt wurden.

Standorte von KW-Speicherkavernen im Steinsalz		Untertagemessungen in Bergwerken mit Gas oder Salzlösung
Mecklenburg-Vorpommern	Kraak*)	Zielitz (Sachsen-Anhalt)*
	Wesenberg*)	Staßfurt (Sachsen-Anhalt)*
Schleswig-Holstein	Kiel*)	Bernburg (Sachsen-Anhalt)*
Bremen	Lesum	Teutschenthal (Sachsen-Anhalt)**)
Brandenburg	Rüdersdorf	Morsleben (Sachsen-Anhalt)***)
Niedersachsen	Stade*)	Gorleben (Niedersachsen)***)
	Harsefeld/Ohrensen	Sigmundshall (Niedersachsen)*
	Nüttermoor	Asse (Niedersachsen): Miehe et al. (1993), Wieczorek (2003)
	Krummhörn*)	Bergmannsseggen-Hugo (Niedersachsen)
	Neuhuntorf	Salzdetfurth (Niedersachsen)**)
	Empelde	Niedersachsen-Riedel (Niedersachsen)
	Jemgum/Holgaste	Südharz: Sondershausen (Thüringen)**)
Sachsen-Anhalt	Bernburger Sattel*)	Borth
	Staßfurter Sattel*)	WIPP-Site: BEAUHEIM & ROBERTS (2002)
	Teutschenthaler Sattel*)	
	Kehmstedt/Bleicherode*)	
Hessen	Reckrod*)	
Nordrhein-Westfalen	Niederrhein: Epe, Xanten	

\*) Unterlagen hierzu liegen bei IfG in unveröffentlichten und in der Regel nicht zugänglichen Berichten der Betreiber vor

\*\*\*) HÄFNER et al. (2001) sowie Messungen durch die Ingenieurpartnerschaft für Bergbau, Wasser und Deponietechnik Wilsnack & Partner (IBeWa)

\*\*\*\*) Unveröffentlichten Unterlage der BGR

Tab. 6.2: Angaben zur Permeabilität von flach lagernden Evaporiten, New Mexico (BEAUHEIM & ROBERTS 2002)

	Permeabilität [m <sup>2</sup> ]
Anhydrit	$2 \cdot 10^{-20} - 9 \cdot 10^{-18}$
Halite (pre-mining)	$1 \cdot 10^{-24} - 1 \cdot 10^{-22}$
Halite (post-mining)	$2 \cdot 10^{-23} - 5 \cdot 10^{-20}$

Tab. 6.3: Permeabilitätswerte für Anhydrite der Salado-Formation (GORHAM et al. 1992)

Zone	Permeabilität [m <sup>2</sup> ]	Kumulative Häufigkeit
Fernfeld	$1,0 \cdot 10^{-21}$	0,0
	$1,0 \cdot 10^{-20}$	0,07
	$1,0 \cdot 10^{-19}$	0,71
	$1,0 \cdot 10^{-18}$	0,93
	$1,0 \cdot 10^{-17}$	0,96
	$1,0 \cdot 10^{-16}$	1,00
EDZ	$1,0 \cdot 10^{-18}$	0,0
	$1,0 \cdot 10^{-17}$	0,12
	$1,0 \cdot 10^{-16}$	0,25
	$1,0 \cdot 10^{-15}$	0,37
	$1,0 \cdot 10^{-14}$	0,75
	$1,0 \cdot 10^{-13}$	0,87
	$1,0 \cdot 10^{-12}$	1,00

### 7.2.2 Dilatante Verformung – Permeabilitäts-/Porositätsbeziehung

Natürliches, ungestörtes Steinsalz besitzt eine sehr niedrige Permeabilität im Bereich  $k < 10^{-22} \text{ m}^2$  und eine sehr geringe Porosität ( $\ll 1 \text{ ‰}$ ), weshalb solche Formationen im technischen Sinne als undurchlässig anzusehen sind. Bei mechanischer Beanspruchung, z. B. bei der bergmännischen Auffahrung von Hohlräumen, kommt es in deren Nahbereich aufgrund von Konvergenz über Spannungsumlagerungen zur Bildung von Auflockerungszonen, die nach Ausweis von Feldmessungen, u. a. abhängig von der Hohlraumgröße, bis zu mehreren Meter ins Salzgebirge hineinreichen und in denen die Permeabilität um mehrere Größenordnungen bis auf  $10^{-15} \text{ m}^2$  ansteigen kann (HÄFNER et al. 2001).

Untersuchungen zu den Transporteigenschaften von natürlichem Steinsalz unter deviatorischen Belastungsbedingungen sind von verschiedenen Arbeitsgruppen durchgeführt worden (z. B. PEACH (1991); STORMONT & DAEMEN (1992); POPP et al. (2001)). Danach

kommt es beim Einsetzen von Dilatanz zu einer drastischen Zunahme der Permeabilität, bis zu mehreren Größenordnungen, wobei die Größe der Permeabilitätszunahme vom Manteldruck bzw. von der minimalen Hauptspannung abhängig ist.

Für eine Beschreibung der Kopplung von Permeabilität und Porosität gibt es verschiedene Ansätze. In den letzten Jahren ist die sogenannte Perkolationstheorie fortentwickelt worden (ALKAN & MÜLLER 2008)). Sie beschreibt die Transporteigenschaften in beliebigen Festkörpern auf der Basis von im einfachsten Fall zufallsverteilten Rissen definierter Größe. Mit der Überschneidung entstehen Rissssysteme, die anfänglich nur lokal Wegsamkeiten darstellen und erst bei Überschreitung einer kritischen Rissdichte („percolation treshold“) und der Ausbildung von Rissnetzwerken zu einer pervasiven Durchlässigkeit führen. Dieses Modell ist u. a. von PEACH (1991) zur Berechnung der Permeabilität von Salzgesteinen herangezogen worden. Damit ließ sich der von PEACH ebenfalls experimentell beobachtete Dilatanz-induzierte Permeabilitätsanstieg um mehrere Größenordnungen auch quantitativ gut beschreiben.

Gleichzeitig sind in der Literatur verschiedene Ansätze zur quantitativen phänomenologischen Beschreibung der Relation zwischen der Permeabilität  $k$  und der Rissporosität für dilatant verformtes Steinsalz entwickelt worden (BLANKENSHIP 1996, STORMONT 1995)<sup>(8)</sup>. Hier wird auf eine Beschreibung von HEEMANN & HEUSERMANN (2004) zurückgegriffen, die eine Modifikation des von POPP (2002) ursprünglich entwickelten Lösungsansatzes darstellt. Sie basiert auf der experimentellen Beobachtung einer zweiphasigen Porenraumentwicklung: Regime 1 (initiale Rissöffnung mit Perkolation), in dem die Permeabilität um mehrere Größenordnungen zunimmt, mit einem Übergang zu Regime 2, in dem die Permeabilität bei weiterer dilatanter Verformung nur noch gering zunimmt (Vorliegen eines interkonnektierenden Rissnetzwerkes). Dabei ist wichtig festzuhalten, dass die Permeabilitätsentwicklung in Regime 1 von der wirkenden Einspannung, d. h. abhängt. Dieser Zusammenhang wird über folgende Beziehung beschrieben:

<sup>(8)</sup> Als erste Näherung wird für die Permeabilitätszunahme mit einsetzender Dilatanz häufig ein einfacher Exponentialansatz angegeben:

$$k = A \cdot \exp(B \cdot \phi^C) \text{ mit } k \text{ Permeabilität (m}^2\text{); } \phi \text{ Porosität (0-1); A, B, C Konstanten}$$

Dafür gibt es zwei Formulierungen, die im Wesentlichen auf der Datenbasis von STORMONT & DAEMEN (1992) sowie späteren Ergebnissen dieser Autoren basieren:

BLANKENSHIP (1996)  $A = 7,250 \cdot 10^{-20}$ ,  $B = 27,76$ ,  $C = 0,1573$

STORMONT (1995)  $A = 2,955 \cdot 10^{-21}$ ,  $B = 49,90$ ,  $C = 0,3160$

Eine weitere Relation zwischen der Permeabilität  $k$  und der Rissporosität  $\phi$  ergibt sich über einen Potenzansatz:

$$k = A \cdot \phi^C \text{ mit } k \text{ Permeabilität (m}^2\text{); } \phi \text{ Porosität (0-1)}$$

Nach PEACH (1991) sind dafür, ausgehend von einer Probenserie aus synthetischem Material, folgende Werte anzusetzen:  $A = 2,13 \cdot 10^{-8}$ ,  $C = 3$ .

$$k = \frac{k_{tp}}{\left( \left( \frac{\phi}{\phi_{tp}} \right)^{-n_1} + \left( \frac{\phi}{\phi_{tp}} \right)^{-n_2} \right)} \quad (31)$$

$n_1$  und  $n_2$  sind Konstanten entsprechend den beiden Regimen, die sich mit unterschiedlichen Kurvensteigungen in der doppeltlogarithmischen Darstellung ergeben. Die anderen Konstanten sind abhängig von der kleinsten wirkenden Hauptspannung  $\sigma_{min}$  (für die Parameter der Bestimmungsgleichungen s. Tab. 6.4):

$$k_{tp} = a_k \cdot \exp(-b_k \cdot \sigma_{min})^{(9)} \quad (32)$$

$$\phi_{tp} = a_\phi \cdot \exp(-b_\phi \cdot \sigma_{min}) \quad (33)$$

Tab. 6.4: Parameter für die Beschreibung der Permeabilität als Funktion der Porosität in Abhängigkeit von der wirkenden Gebirgsspannung  $\sigma_{min}$  (HEEMANN & HEUSERMANN 2004)

Parameter	Wert	Parameter	Wert
$a_k$	$4,27 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2$	$a_\phi$	0,0263
$b_k$	$1,26 \text{ MPa}^{-1}$	$b_\phi$	$0,3093 \text{ MPa}^{-1}$
$n_1$	4	$n_2$	1,07

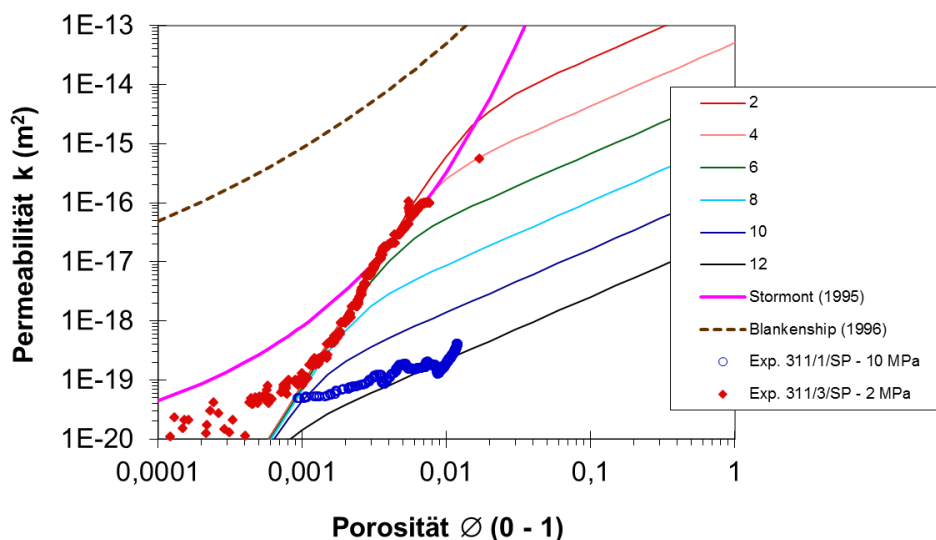


Abb. 6.1: Permeabilitäts-Porositäts-Beziehung nach HEEMANN & HEUSERMANN (2004) in Relation zu zwei Laborversuchen an Steinsalz mit simultaner Permeabilitätsmessung während dilatanter Verformung (verändert nach POPP et al. (2012b))

<sup>(9)</sup> Druckspannungen sind in den Gleichungen (32) und (33) positiv einzusetzen.

### 7.2.3 Permeabilitätszunahme bei Fluidruckanstieg

Labor- und Felduntersuchungen (POPP et al. 2012b, POPP et al. 2007) dokumentieren, dass (unabhängig von der Höhe der wirkenden Einspannung) die resultierende Permeabilität im Salzgebirge vor allem vom Differenzdruck ( $\Delta p = \sigma_{\min} - p_i$ ) zwischen der kleinsten Hauptspannung ( $\sigma_{\min}$ ) und dem Injektionsdruck ( $p_i$ ) abhängt.

Die bei unterschiedlicher Versuchsdurchführung an Steinsalzprüfkörpern im Labor bestimmten Permeabilitäten ( $K$ ) sind in Abb. 6.2 als Funktion der Druckdifferenz zwischen Fluiddruck ( $p_{Fl}$ ) und minimaler Hauptspannung ( $\sigma_{\min}$ ) aufgetragen. Es zeigt sich, dass die Permeabilität mit Annäherung des Fluiddrucks an die kleinste Hauptspannung um mehrere Größenordnungen zunimmt, wobei dieser Prozess bei Reduzierung des Fluiddruckes (infolge Schließung der hydraulisch geöffneten Wegsamkeiten) reversibel ist.

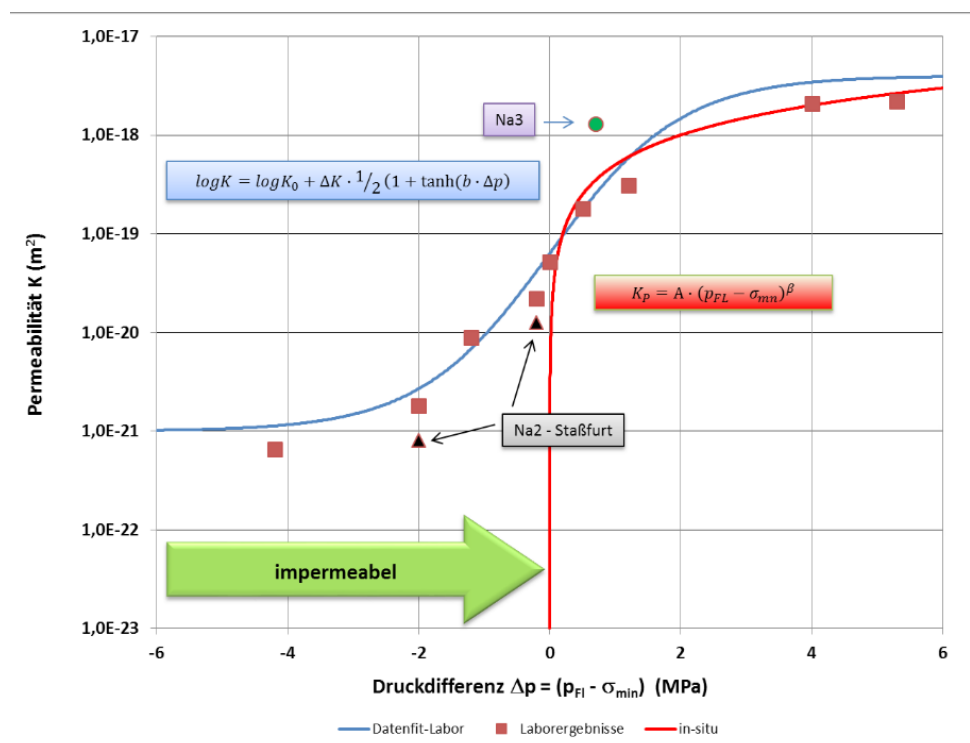


Abb. 6.2: Laborergebnisse zur fluiddruckgetriebenen Perkolations von Steinsalz

Der funktionale Zusammenhang zwischen Permeabilität  $K$  und Druckdifferenz aus Fluiddruck ( $p_{Fl}$ ) und minimaler Hauptspannung ( $\sigma_{\min}$ ) lässt sich durch eine Tangens-Hyperbolicus-Funktion beschreiben (Gl. 34) (MINKLEY 2009):

$$\log K = \log K_0 + \frac{\Delta K}{2} \cdot (1 + \tanh(b \cdot \Delta p)) \quad (34)$$

mit:

Druckdifferenz:  $\Delta p = p_{Fl} - \sigma_{\min}$  [MPa],

Ausgangsporeabilität:  $K_0$  [m<sup>2</sup>],

Permeabilitätsänderung:  $\Delta K$  [-],

Krümmungsparameter:  $b$  [1/MPa].

Wie in Abb. 6.2 gezeigt, wird an Steinsalzproben im Labor gewöhnlich auch bei negativer Druckdifferenz, also wenn der Fluiddruck geringer als die minimale Hauptspannung ist, eine, wenn auch sehr geringe, Permeabilität gemessen, obwohl Salzgesteine aufgrund natürlicher Analoga als impermeabel anzusehen sind (MINKLEY & KNAUTH 2013). Dafür lassen sich zwei Gründe anführen:

- Zum einen tritt bei der Bohrkerngewinnung und Probenbearbeitung eine Schädigung des Korngefüges ein, die auch durch eine Konsolidierungsphase vor Versuchsbeginn nicht den ursprünglichen, in geologischen Zeiten entstandenen Zustand im unverritzten Gebirge wieder herstellt.
- Ein weiterer Grund liegt in der geringen, endlichen Probengröße bei Laborversuchen.

Davon unabhängig ist der zu einer Permeabilitätszunahme führende physikalische Prozess der druckgetriebenen Perkolation. Bei Überwindung der kohäsiven/adhäsiven Kornbindungen durch den Fluiddruck, hier als Perkolationsschwelle durch die kleinste Hauptspannung gegeben, kommt es zur Öffnung und Vernetzung von Fließwegen im Kornverband polykristalliner Salzgesteine. Die fluiddruck-getriebene Perkolation in der Salinarbarriere kann auf der Grundlage der Diskontinuumsmechanik unter Berücksichtigung der mechanisch-hydraulischen Wechselwirkung numerisch berechnet werden (MINKLEY & KNAUTH 2013).

#### 7.2.4 Empfehlungen

Auf Basis des vorliegenden Kenntnisstandes kann auch für Salzgesteine in flacher Lagerung, wie für Salzgesteine allgemein, im unverritzten Zustand von absoluter Dichtheit gegenüber Fluiden (z. B. Gas, Salzlösungen) ausgegangen werden, d. h. die Permeabilität ist 0. Vereinfachend wird aufgrund praktischer Erfahrungen aus der Gasspeicherung in Salzformationen eine Permeabilität  $\leq 10^{-22}$  m<sup>2</sup> als dicht definiert.

Ein Verlust von Dichtheit tritt nur bei Verletzung der allgemein akzeptierten Kriterien, Dilatanz- und Laugendruck- bzw. Minimalspannungskriterium, auf. Für die Beschreibung der daraus resultierenden Permeabilität stehen aus Laborversuchen abgeleitete Ansätze zur Verfügung, die allerdings noch weiter abgesichert werden müssen. Unabhängig davon ist mit geeigneten Modellierungstools eine Bewertung der Konsequenzen einer lokalen Integritätsverletzung möglich.

### 7.3 Porosität

Die Porosität ist definiert als der Quotient des Porenvolumens einer Probe zu dem Gesamtvolumen dieser Probe (Gl. 35 und 36):

$$\phi = 1 - \frac{\rho}{\rho_s} \quad (35)$$

$$\phi = \frac{V_{por.}}{V_{ges.}} = \frac{V_{por.}}{V_{por.} + V_{mat.}} \quad (36)$$

mit

- $\phi$  = Porosität [-], [%],
- $\rho$  = Gesamtdichte [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],
- $\rho_s$  = Korndichte [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],
- $V_{por.}$  = Porenvolumen [ $\text{m}^3$ ],
- $V_{ges.}$  = Gesamtvolumen [ $\text{m}^3$ ],
- $V_{mat.}$  = Matrixvolumen [ $\text{m}^3$ ].

#### 7.3.1 Datensätze

Aufgrund der niedrigen Porosität von Steinsalz und der vorhandenen Lösungseinschlüsse ist die Bestimmung der Porosität (z. B. über Tauchwägung sowie die Korndichte) von (nicht geschädigtem) Steinsalz nicht einfach, weshalb es in der Literatur nur wenige belastbare Daten gibt, z. B.

- für Asse-Steinsalz (GIES et al. 1994):  $0,9 \pm 0,3$  %,
- für Staßfurt-Steinsalz (Serie 311) – Grube Bernburg (PUSCH et al. 2008):  $0,2 \pm 0,2$  %,
- Literaturlauswertung VIRTUS (WIECZOREK et al. 2014): ca. 0,02 %.

Die Porositätsunterschiede sind gleichzeitig zu gering und auch noch durch die Gesteinslithologie (z. B. Anhydritgehalt) überlagert, als dass es einen systematischen Zusammenhang zur Salzlithologie bzw. Gesteinsdichte gäbe (Abb. 6.3).

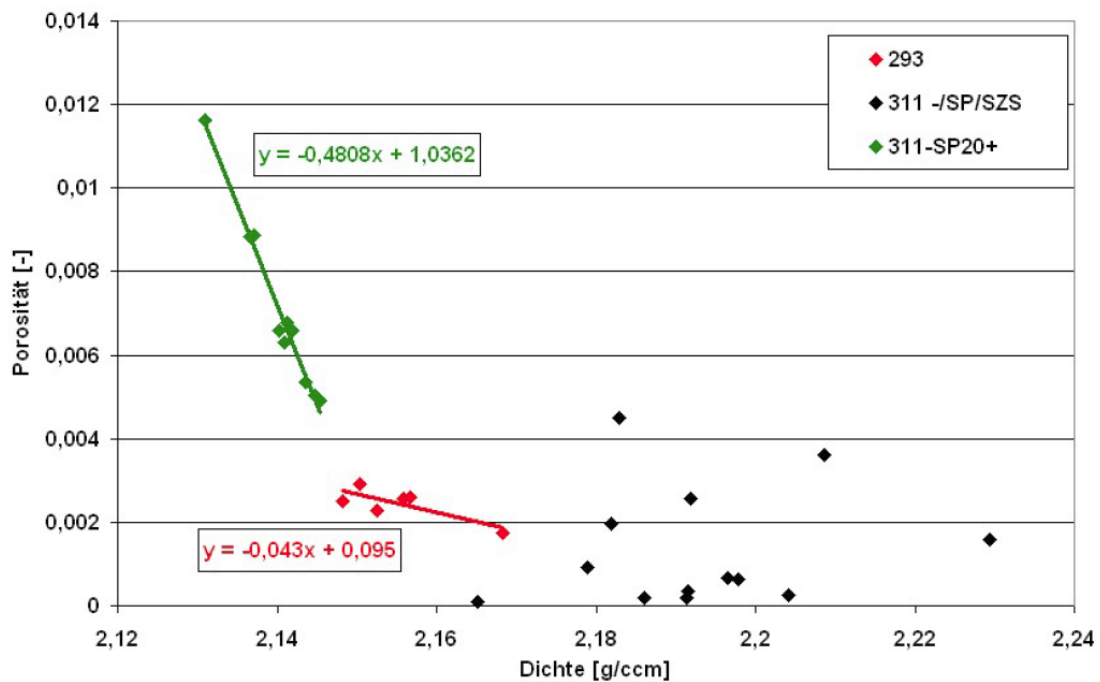


Abb. 6.3: Zusammenhang zwischen Dichte und Porosität für unterschiedliche Probenserien, die sich vor allem im Anhydritgehalt unterscheiden (PUSCH et al. 2008).

### 7.3.2 Empfehlungen

Salzgesteine weisen allgemein sehr geringe Porositäten auf, was ursächlich auch eine vernachlässigbare Permeabilität bedingt. Gleichzeitig sind die vorhandenen Porositäten zumindest teilweise lösungserfüllt, weshalb die Porosität wesentlich vom Wassergehalt bestimmt wird.

## 7.4 Lösungsdichte

Die Wasserdichte ist nach CHIERICI (1995) wie folgt definiert (Gl. 37):

$$\begin{aligned}
 \rho_w \left[ \text{kg/m}^3 \right] = & 730,6 + 2,025 \cdot T - 3,8 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 \\
 & + \left( 2,362 - 1,197 \cdot 10^{-2} \cdot T + 1,835 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 \right) \cdot p \\
 & + \left( 2,374 - 1,024 \cdot 10^{-2} \cdot T - 1,49 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 - 5,1 \cdot 10^{-4} \cdot p \right) \cdot C
 \end{aligned} \tag{37}$$



mit

- p = Druck, 0 – 50 MPa,  
C = Salzgehalt, 0 – 300 kg·m<sup>-3</sup>,  
T = Temperatur, 293 – 373 K.

Unter Standardbedingungen (0,1013 MPa und 288,2 K) beträgt sie (Gl. 38):

$$\rho_{w,sc} \left[ \text{kg/m}^3 \right] = 998,6 + 0,660 \cdot C \quad (38)$$

Im Folgenden werden Dichtebefunde zu untertägig vorkommenden Lösungen von Untersuchungen verschiedener Standorte Mitteldeutschlands und Berichten der BGR zusammengefasst. Als Fluide wurden schwerpunktmäßig Grundwasser, Porenwasser und Zutrittslösungen betrachtet.

#### 7.4.1 Lösungsdichte für Salinargesteine

Im Salinar wurden Lösungsdichten von 1246 bis 1470 kg/m<sup>3</sup> gemessen, wobei die höchsten Messwerte im Leinesalz gefunden wurden (siehe Tab. 6.5). Allerdings müssen die Zutrittslösungen im Leinesalz als bergbautechnisch beeinflusste Wässer gesehen werden, und können daher nicht als repräsentativ für das Salinar angesehen werden.

Tab. 6.5: Lösungsdichte im Salinar

	Lösungsdichte [kg/m <sup>3</sup> ]
Salinargesteine	1246 – 1372
z3LS-z3HA	1334 – 1343
z3LS	1274 – 1470

#### 7.4.2 Lösungsdichte für das Deck-, Neben- und Grundgebirge

Trotz der komplexen Struktur und Stratigraphie schwanken die Mittelwerte für die Lösungsdichte in allen Baueinheiten des Deckgebirges um 1000 kg/m<sup>3</sup>. In den Schichten des Quartärs, des Keuper und des Röt werden beispielsweise Mittelwerte um 999 kg/m<sup>3</sup> angegeben (siehe Tab. 6.6).

Tab. 6.6: Fluiddichte in hydrostratigraphischen Modelleinheiten

Stratigraphie	Symbol	Dichte [kg/m <sup>3</sup> ]		
		Mittelwert	Maximum	Minimum
Quartär	Q	999,5	1002,3	998,6
Jura	JU	1005,7	1005,7	1005,7
Keuper	KO, KM	999,8	1034,0	998,4
Hutgestein	CR	1050,7	1210,0	1001,2
Röt	RO	999,7	1000,1	998,7
Buntsandstein	SO, SM, SU	1000,0	1002,1	998,9

### 7.4.3 Empfehlungen

Um das im Kapitel 5.2 beschriebene Fluiddruckkriterium zu überprüfen, wird näherungsweise von einer Lösung mit einer Dichte von 1100 kg/m<sup>3</sup> (NaCl-Lösung) für die Berechnung des hydrostatischen Fluiddrucks ausgegangen.

### 7.5 Wassergehalt

Der Wassergehalt gibt die Menge an Wasser an, welche in einer Probe enthalten ist. Für die flach lagernden Salze in Hengelo ermittelten SCHRAMM & BORNEMANN (2004) Mittelwerte zwischen 0,84 und 3,13 % (siehe Tab. 6.7). Steinsalz A – D haben eine unterschiedliche Teufe und Mächtigkeit (siehe Abb. 5.5). Am feuchtesten ist das Steinsalz A. Über den geringsten Wassergehalt verfügt Steinsalz C. Eine direkte Korrelation mit der Teufe liegt nicht vor, da die flachste Einheit Steinsalz D einen Wassergehalt von 1,46 % besitzt und somit eine Mittelstellung für diesen Parameter einnimmt.

Tab. 6.7: Untersuchungsergebnisse zum Wassergehalt von Rötsalz in Hengelo (SCHRAMM & BORNEMANN 2004)

	Teufenbereich	Wassergehalt Mittelwert
	[m]	[%]
Rötsalz A	448 – 479	3,13
Rötsalz B	444	0,86
Rötsalz C	420 – 426	0,84
Rötsalz D	414	1,46

## 8 Zusammenfassung

Der vorliegende Bericht dient der Materialparameter-Zusammenstellung für THM-Modellberechnungen in flach lagernden Salzschiefern in Deutschland. Zielstellung ist einerseits die Charakterisierung der Salzgesteine anhand spezifischer Stoffeigenschaften und andererseits die Ableitung von Parameterempfehlungen für den darauf basierenden Integritätsnachweis.

Als erstes wird auf die Dichte von Salinargesteinen eingegangen. Halit bzw. reines Steinsalz besitzt eine Dichte von  $2160 \text{ kg/m}^3$ . Mit einem höheren Anhydrit- oder Polyhalitanteil im Steinsalz steigt die Dichte teilweise auf  $2275 \text{ kg/m}^3$  an. Bezüglich der thermischen Parameter unterscheiden sich Salinargesteine deutlich von den anderen Einheiten im Deck-, Neben- und Grundgebirge und weisen zudem eine höhere Varianz auf. Die Wärmeleitfähigkeit in den quartären Deckschichten beträgt  $2,3 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ . Im gesamten Deckgebirge schwankt diese zwischen  $2,1 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ , im Tertiär und  $2,6 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$  im Buntsandstein. Im Rotliegend liegt die Wärmeleitfähigkeit bei  $2,7 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ . Der Wärmeausdehnungskoeffizient im Deck- und Grundgebirge liegt bei  $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ 1/K}$ . Die spezifische Wärmekapazität im Quartär beträgt  $950 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ , im Tertiär  $905 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ , im Buntsandstein  $760 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$  und im Rotliegenden  $760 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ . Die Wärmeleitfähigkeit der Salzgesteine ist temperaturabhängig und lässt sich nach BIRCH & CLARK (1940) für Steinsalz berechnen. Die spezifische Wärmekapazität im Steinsalz, Anhydritmittelsalz und Hauptanhydrit beträgt  $860 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$  und im Kaliflöz  $903 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ . Der Wärmeausdehnungskoeffizient im Steinsalz beträgt  $4,0 \cdot 10^{-5} \text{ 1/K}$ , im Hauptanhydrit  $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ 1/K}$ , im Kaliflöz Ronnenberg  $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ 1/K}$ , im Hauptanhydrit  $1,6 \cdot 10^{-5} \text{ 1/K}$  und im Kaliflöz Staßfurt  $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ 1/K}$ .

Nachfolgend wird ausführlich auf die mechanischen Parameter eingegangen, wie z. B. auf die Elastizität, das Kriechverhalten, die Dilatanz und die Festigkeit von Salinargesteinen. Für das Deck- und Grundgebirge beträgt der Elastizitätsmodul im Quartär  $100 \text{ MPa}$ , im Tertiär  $500 \text{ MPa}$ , im Buntsandstein  $15000 \text{ MPa}$  und im Rotliegenden  $17000 \text{ MPa}$ . Der Elastizitätsmodul des Salinars schwankt zwischen  $17000 \text{ MPa}$  im Kaliflöz Staßfurt und  $60000 \text{ MPa}$  im Hauptanhydrit. Die Poissonzahl beträgt im gesamten Deckgebirge  $0,33$  und im Grundgebirge  $0,27$ . Die Poissonzahlen im Salinar betragen  $0,25$  bis  $0,28$ . Weil die verwendeten Parametersätze für BGR und IfG z. T. stoffgesetzspezifisch unterschiedlich sind bzw. unterschiedliche Herangehensweisen widerspiegeln, wird auf eine Sammeldarstellung der Parametersätze verzichtet und stattdessen jeweils auf die Einzelkapitel verwiesen.

Das letzte Kapitel beschäftigt sich mit hydraulischen Parametern, wobei sich Salzgesteine durch eine äußerst geringe Porosität und Permeabilität auszeichnen. Vereinfachend wird aufgrund praktischer Erfahrungen aus der Gasspeicherung in Salzformationen eine Permeabilität  $\leq 10^{-22} \text{ m}^2$  als dicht definiert.

## Literaturverzeichnis

- ALKAN, H. & MÜLLER, W. (2008): Numerical Modelling of Dilatancy Induced Percolative Permeation in Rock Salt. – Institut für Sicherheitstechnologie (ISTec) GmbH; Köln.
- ARGÜELLO, J. G. & HOLLAND, J. F. (2015): Two problems to benchmark numerical codes for use in potential HLW salt repositories. – In: ROBERTS, L., MELLEGARD, K. & HANSEN, F. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VIII: Proceedings of the 8th Conference, 26-18 May 2015, Rapid City, SD, USA. 361-371, Taylor & Francis Group. ISBN: 9781138028401.
- BEAUHEIM, R. L. & ROBERTS, R. M. (2002): Hydrology and hydraulic properties of bedded evaporite formation. – Journal of hydrology, 259: 66-88.
- BÉREST, P., BROUARD, B. & DURUP, J. G. (2001): Tightness Tests in Salt-Cavern Wells. – Oil & Gas Science and Technology, 56(5): 451-469. doi:10.2516/ogst:2001037.
- BERTRAMS, N., BOLLINGERFEHR, W., DÖRR, S., FILBERT, W., SIMO, E., FAHLAND, S., HAMMER, J., HEUSERMANN, S., KÜHNLENZ, T., MRUGALLA, S., REINHOLD, K., BUHMANN, D., KINDLEIN, J., MÖNIG, J., WOLF, J., MINKLEY, W. & POPP, T. (2015): Konzeptentwicklung für ein generisches Endlager für wärmeentwickelnde Abfälle in flach lagernden Salzsichten in Deutschland sowie Entwicklung und Überprüfung eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes – Zwischenbericht KOSINA. – DBE Technology GmbH.
- BIRCH, F. & CLARK, H. (1940): The Thermal Conductivity of Rocks and its Dependence upon Temperature and Composition. – Am. Jour. Science, 238: 529-558.
- BLANKENSHIP, D. A. (1996): Fitting of RE/SPEC Inc. and Stormont Permeability versus Volumetric Strain Data. – Sandia National Laboratories; Rapid City, SD.
- BMU (2010): Sicherheitsanforderungen an die Endlagerung wärmeentwickelnder radioaktiver Abfälle. – In: BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, N. U. R. B.; Bonn.
- BRÄUER, V., EICKEMEIER, R., EISENBURGER, D., GRISSEMAN, C., HESSER, J., HEUSERMANN, S., KAISER, D., NIPP, H.-K., NOWAK, T., PLISCHKE, I., SCHNIER, H., SCHULZE, O., SÖNNKE, J. & WEBER, J. R. (2012): Standortbeschreibung Gorleben Teil 4: Geotechnische Erkundung des Salzstocks Gorleben. ISBN 9783510959884.
- BRÜCKNER, D., LINDERT, A. & WIEDEMANN, M. (2003): The Bernburg Test Cavern – A Model Study of Cavern Abandonment. – SMRI Fall 2003 Meeting, 5-8 Okt. 2003, Chester, UK. 69-89.

- BRUNO, M. S. & DUSSEAULT, M. B. (2002): Geomechanical Analysis of Pressure Limits for Thin Bedded Salt Caverns. – SMRI Spring 2002 Meeting, 29-30 April 2002, Banff, Alberta, Canada.
- CARTER, N. L., HORSEMAN, S. T., RUSSELL, J. E. & HANDIN, J. (1993): Rheology of rocksalt. – Journal of Structural Geology, 15: 1257–1271.
- CHIERICI, G. L. (1995): Principles of petroleum reservoir engineering. ISBN 9783642782459.
- CONEN, O. (2000): Einfluss von Salzlaugen auf die Permeabilitäts- und Porositätsentwicklung von Steinsalz unter endlagerungsrelevanten Bedingungen. – 115 S., TU Darmstadt; Darmstadt.
- CRISTESCU, N. & HUNSCH, U. (1998): Time effects in Rock Mechanics. – Wiley & Sons, Chichester.
- DAVIES, P. B. (1991): Evaluation of the role of threshold pressure in controlling flow of waste-generated gas into bedded salt at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP). – Sandia National Laboratories.
- FAUST, B., KRÜGER, R., LUCKE, A. & TERTEL, S. (2016): JifeMP Java application for Interactive nonlinear Finite-Element analysis in MultiPhysics. – Benutzerhandbuch für JIFE 5.1.1; Berlin.
- GEVANTMAN, L. H., LORENZ, J., HAAS JR., J. L., CLYNNE, M. A., POTTER II, R. W., SCHAFER, C. M., TOMKINS, R. P. T., SHAKOOR, A., HUME, H. R., YANG, J. M., LI, H. H. & MATULA, R. A. (1981): Physical Properties Data for Rock Salt. – 282 S.; Washington (U.S. Department of Commerce, National Bureau of Standards).
- GIES, H., GRESNER, H., HERBERT, H.-J., JOCKWER, N., MITTELSTÄDT, R., MÖNIG, J. & NADLER, F. (1994): Das HAW-Projekt Versuchseinlagerung hochradioaktiver Strahlenquellen im Salzbergwerk Asse: Stoffbestand und Petrophysik des Steinsalzes im HAW-Feld: (Asse, 800 m-Sohle). – 186 S.
- GORHAM, E., BEAUHEIM, R., DAVIES, P., HOWARTH, S. & WEBB, S. (1992): Recommendations to PA on Salado Formation Intrinsic Permeability and Pore Pressure for 40 CFR 191 Subpart B Calculations –17 S., Sandia National Laboratories.

- GÜNTHER, R.-M., MINKLEY, W. & SALZER, K. (2007): Verbundprojekt: Die Modellierung des mechanischen Verhaltens von Steinsalz: Vergleich aktueller Stoffgesetze und Vorgehensweisen. Teilprojekt 3. Teil II: visko-elasto-plastisches Stoffmodell. – Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben 02C1024, Institut für Gebirgsmechanik GmbH; Leipzig.
- HÄFNER, F., BELOHLAVEK, K.-U., BEHR, A., FÖRSTER, S. & POHL, A. (2001): Abschlußbericht zum BMBW-Forschungsvorhaben „In-situ Ermittlung von Strömungskennwerten natürlicher Salzgesteine in Auflockerungszonen gegenüber Gas und Salzlösungen unter gegebenen Spannungsbedingungen im Gebirge. – TU Bergakademie Freiberg, Institut für Bohrtechnik Fluidbergbau; Freiberg.
- HÄFNER, F., VOIGT, H.-D., BAMBERG, H.-F. & LAUTERBACH, M. (1985): Geohydrodynamische Erkundung von Erdöl-, Erdgas- und Grundwasserlagerstätten. – Wissenschaftlich-technischer Informationsdienst des Zentralen Geologischen Instituts; Berlin.
- HAMPEL, A., SALZER, K., GÜNTHER, R.-M., MINKLEY, W., PUDEWILLS, A., LEUGER, B., ZAPF, D., STAUDTMEISTER, K., ROKAHR, R., HERCHEN, K., WOLTERS, R. & DÜSTERLOH, U. (2012): Joint Projects on the Comparison of Constitutive Models for the Mechanical Behavior of Rock Salt - II. Overview of the models and results of 3-D benchmark calculations. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France. 231-240, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.
- HANSEN, F., BOLLINGERFEHR, W. & STEININGER, W. (2016): A comparison of bedded and domal salt. – Proceedings of the 6th US German Workshop on Salt Respository Research, Design, and Operation.
- HEEMANN, U. & HEUSERMANN, S. (2004): Theoretical and experimental investigation on stresses and permeability in the BAMBUS project. – International Conference on Radioactive Waste Disposal, 26-28 April 2004, Berlin.
- HEEMANN, U., KULL, H., LI, S., MIEHE, R. & MÜLLER, C. (2014): Protokolle Literaturlauswertung der Daten zum thermisch-hydraulisch-mechanischen Materialverhalten von Salzgesteinen und EBS-Materialien. – GRS.
- HOFRICHTER, E. (1976): Zur Frage der Porosität und Permeabilität von Salzgesteinen. – Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 92(3): 77-80.
- HUDSON, J. A. & HARRISON, J. P. (1997): Engineering Rock Mechanics: An Introduction to the Principles. ISBN 0080419127.

- HUNSCHE, U. & HAMPEL, A. (1999): Rock salt - the mechanical properties of the host rock material for a radioactive waste repository. – *Engineering Geology*, 52(3): 271-291; Straßburg.
- HUNSCHE, U., NAUMANN, M. & PLISCHKE, I. (2004): Kavernenfeld Hengelo , Bohrung 480, Arbeitspaket 2: Durchführung von Versuchen an Steinsalzproben aus dem Röt. – Abschlussbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- HUNSCHE, U., SCHULZE, O., WALTER, F. & PLISCHKE, I. (2003): Projekt Gorleben - Thermo-mechanisches Verhalten von Salzgestein. – Abschlussbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- ITASCA (2011): UDEC Universal Distinct Element Code. – Itasca Consulting Group Inc.; Minneapolis, Minnesota, USA.
- ITASCA (2013): 3DEC Three Dimensional Distinct Element Code. – Itasca Consulting Group Inc.; Minneapolis, Minnesota, USA.
- KAMLOT, W. P. (2009): Gebirgsmechanische Bewertung der geologischen Barrierefunktion des Hauptanhydrits in einem Salzbergwerk. – 290 S., TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geotechnik; Freiberg.
- KLÜGEL, T., SIMON, D. & HARWARDT, H. (2001): Mechanische Kennwerte von Werra-Steinsalz (Na<sub>1</sub>γ aus Merkers): Vergleich der Ergebnisse von Laborversuchen, in situ-Messungen und Modellierungen. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 152(1): 77-98; Stuttgart.
- KOCK, I., EICKEMEIER, R., FRIELING, G., HEUSERMANN, S., KNAUTH, M., MINKLEY, W., NAVARRO, M., NIPP, H.-K. & VOGEL, P. (2012): Vorläufige Sicherheitsanalyse für den Standort Gorleben: Integritätsanalyse der geologischen Barriere. – 301 S., Gesellschaft für Anlagen-und Reaktorsicherheit (GRS) mbH; Köln.
- LANGER, M. (1984): Geotechnische Laboruntersuchungen an Bohrkernen des Kavernenfelds Hengelo. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- LANGER, M. & HEUSERMANN, S. (2001): Geomechanical stability and integrity of waste disposal mines in salt structures. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.



- LERCH, C., BOLLINGERFEHR, W., FILBERT, W. & ZHANG, Q. (2012): Thermo-mechanical analyses for evaluating a HLW-repository concept. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France. 445, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.
- LEUGER, B., STAUDTMEISTER, K. & ZAPF, D. (2012): The thermo-mechanical behavior of a gas storage cavern during high frequency loading. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France. 364, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.
- LI, S., ABE, S., URAI, J. L., STROZYK, F., KUKLA, P. A. & GENT, H. V. (2012): A method to evaluate long-term rheology of Zechstein salt in the Tertiary. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France. 217, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.
- MIEHE, R., HARBORTH, B., KLARR, K. & OSTROWSKI, L. (1993): Permeabilitätsbestimmungen im Staßfurt-Steinsalz in Abhängigkeit von einer Streckenauffahrung. – Kali und Steinsalz, 11(5/6); Essen.
- MINKLEY, W. (2004): Gebirgsmechanische Beschreibung von Entfestigung und Sprödbrucherscheinungen im Carnallit. Aachen (Shaker Verlag 2004). ISBN 3-8322-3495-0; ISSN 1860-0123.
- MINKLEY, W. (2009): Final Disposal in Rock Salt and Barrier Integrity. – European Commission TIMODAZ-THERESA International Conference, 29 September - 1 October 2009, Luxembourg. 105-121.
- MINKLEY, W. & KNAUTH, M. (2013): Integrity of rock salt formation under static and dynamic impact. – Salt Club Workshop: Natural Analogues for Safety Cases of Repositories in Rock Salt, 5-7 September 2013, Braunschweig, Germany. 177-195.
- MINKLEY, W. & MÜHLBAUER, J. (2007): Constitutive models to describe the mechanical behavior of salt rocks and the imbedded weakness planes. – In: WALLNER, M., LUX, K.-H., MINKLEY, W. & HARDY, H. R. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VI: Proceedings of the 6th Conference, 22-25 May 2007, Hannover, Germany. 119-127, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415443982.



- MINKLEY, W., POPP, T., SALZER, K., GRUNER, M., BÖTTGE, V. (2013): Hydro-mechanical properties of the Red Salt Clay (T4) – Relevancy of the minimum stress criterion for barrier integrity. – *Physics and Chemistry of the Earth*, 65: 50-59.
- MINKLEY, W., WÜSTE, U., POPP, T., NAUMANN, D., WIEDEMANN, M., BOBINSKY, J. & TEJCHMAN, J. (2010): Beweissicherungsprogramm zum geomechanischen Verhalten von Salinarbarrieren nach starker dynamischer Beanspruchung und Entwicklung einer Dimensionierungsrichtlinie zum dauerhaften Einschluss. – Institut für Gebirgsmechanik GmbH (IfG); Leipzig.
- MUNSON, D. E., JONES, R. L., BALL, J. R., CLANCY, R. M., HOAG, D. L. & PETNEY, S. V. (1990): Overtest for Simulated Defense High-Level Waste (Room B): In Situ Data Report (May 1984 – February 1988). – Sandia National Laboratories; Albuquerque, NM, USA.
- NIPP, H.-K. & HEUSERMANN, S. (2000): Erkundungsbergwerk Gorleben – Gebirgsmechanische Beurteilung der Integrität der Salzbarriere im Erkundungsbereich EB1 für das technische Endlagerkonzept 1 (Bohrlochlagerung BSK3). – Ergebnisbericht zum AP 9G41418000, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- OLIVELLA, S. & GENS, A. (2007): Thermomechanical modelling of the behaviour of drifts in rock salt. – In: WALLNER, M., LUX, K.-H., MINKLEY, W. & HARDY, H. R. (Hrsg.): *Mechanical Behavior of Salt VI: Proceedings of the 6th Conference, 22-25 May 2007, Hannover, Germany*. 185-194, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415443982.
- PARK, B. Y. & EHGARTNER, B. L. (2012): Expansion analyses of strategic petroleum reserve in Bayou Choctaw - revised locations. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): *Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France*. 333, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.
- PARK, B. Y. & HANSEN, F. D. (2009): Anhydrite Behavior in a Salt Formation: WIPP Applications. – 43th American Rock Mechanics Symposium, 28 June - 1 July 2009, Asheville, NC, USA. American Rock Mechanics Association.
- PEACH, C. J. (1991): Influence of deformation on the fluid transport properties of salt rocks. – *Geologica Ultraiectina*, 77: 1-238.

- POPP, T. (2002): Transporteigenschaften von Steinsalz – Modellierung der Permeabilitäts-Porositäts-Beziehung. – Meyniana 54: 113-129; Kiel (Institut für Geowissenschaften der Universität Kiel).
- POPP, T. (2011): Untersuchungen zur Ermittlung der Dilatanzgrenze an Steinsalz aus der Lokation Gorleben. – Ergebnisbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- POPP, T., KERN, H. & SCHULZE, O. (2001): The evolution of dilatancy and permeability in rock salt during hydrostatic compaction and triaxial deformation. – Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B3): 4061-4078.
- POPP, T., SALZER, K., WEISE, D. & WIEDEMANN, M. (2010): Hydraulische Barrierenintegrität von carnallititischem Salzgebirge. – Kali und Steinsalz, 2010(2): 16-23. ISSN 1614-1210.
- POPP, T., WEISE, D., SALZER, K. & WIEDEMANN, M. (2012a): Hydraulic integrity of highly soluble carnallite bearing salt rocks. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France. 131-142, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.
- POPP, T., WEISE, D., SALZER, K., WIEDEMANN, M., GÜNTHER, R., M., M., W., P., J., D., D. & HOTZEL, S. (2012b): Auswirkungen der Gasbildung im Endlager auf den einschluss-wirksamen Gebirgsbereich. – 243 S., Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben (FKZ) 3609R03222, Institut für Gebirgsmechanik GmbH; Leipzig.
- POPP, T., WIEDEMANN, M., BÖHNEL, H. & MINKLEY, W. (2007): Untersuchungen zur Barrierenintegrität im Hinblick auf das Ein-Endlager-Konzept. – 255 S., Abschlussbericht zum UFOPLAN-Vorhaben SR-2470, Institut für Gebirgsmechanik GmbH (IfG); Leipzig.
- PRIEST, S. D. (1993): Discontinuity Analysis for Rock Engineering. ISBN 9789401046565.
- PUDEWILLS, A. (2012): Numerical simulation of coupled Thermo-Hydro-Mechanical processes in rock salt. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France. 118, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.

- PUSCH, G., POPP, T., KANSY, A., MEYN, R. & WERUNSKY, F. (2008): Modellentwicklung zur Gaspermeation aus unterirdischen Hohlräumen im Salzgebirge. – Abschlussbericht zum BMBF-Forschungsvorhaben mit dem Förderkennzeichen 02 C 0952, TU Clausthal; Clausthal-Zellerfeld.
- ROCKEL, T. & LEMPP, C. (2003): Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. – Erdöl-Erdgas-Kohle, 119(2): 73-80.
- ROKAHR, R. B., HAUCK, R., STAUDTMEISTER, K. & ZANDERSCHIEBENHÖFER, D. (2000): The results of the pressure build-up test in the brine filled cavern Etzel K102. – SMRI Fall 2000 Meeting, San Antonio, TX, USA. 89-103.
- SALZER, K., GÜNTHER, R. M., MINKLEY, W., NAUMANN, D., POPP, T., HAMPEL, A., LUX, K.-H., HERCHEN, K., DÜSTERLOH, U., ARGÜELLO, J. G. & HANSEN, F. D. (2015): Joint Project III on the Comparison of Constitutive Models for the Mechanical Behavior of Rock Salt - III. Extensive laboratory test program with clean salt from WIPP. – In: ROBERTS, L., MELLEGARD, K. & HANSEN, F. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VIII: Proceedings of the 8th Conference, 26-28 May 2015, Rapid City, SD, USA. 3-12, Taylor & Francis Group. ISBN: 9781138028401.
- SALZER, K. & WIEDEMANN, M. (2000): Untersuchungen zur Langzeitsicherheit von UTD in Salzformationen der flachen Lagerung im Zusammenhang mit dem Verformungs- und Bruchverhalten (Phase II). – 240 S., Abschlußbericht, Institut für Gebirgsmechanik (IfG); Leipzig.
- SCHOENHERR, J., SCHLEDER, Z., URAI, J. L., FOKKER, P. A. & SCHULZE, O. (2007): Deformation mechanismus and rheology of Pre-cambrian rocksalt from the South Oman Salt Basin. – In: WALLNER, M., LUX, K.-H., MINKLEY, W. & HARDY, H. R. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VI: Proceedings of the 6th Conference, 22-25 May 2007, Hannover, Germany. 167-173, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415443982.
- SCHOPPER, J. R. E. A. (1983): Petrophysikalische Untersuchungen an Salzproben zur Permeabilität, Porosität und inneren Oberfläche. – GSF.
- SCHRAMM, M. & BORNEMANN, O. (2004): Arbeitspaket 1: Stratigraphisch-sedimentologische und mineralogisch-geochemische Untersuchungen des Rötsalzes. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- SCHULZE, O. (2013): Geotechnische Laborarbeiten im Rahmen der Erkundung Gorleben : Laboruntersuchungen zur Dilatanzgrenze. – 40 S., Ergebnisbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.

- SCHULZE, O., HEEMANN, U., ZETSCHKE, F., HAMPEL, A., PUDEWILLS, A., GÜNTHER, R.-M., MINKLEY, W., SALZER, K., HOU, Z., WOLTERS, R., ROKAHR, R. & ZAPF, D. (2007): Comparison of advanced constitutive models for the mechanical behavior of rock salt - results from a joint research project, I. Modeling of deformation processes and benchmark calculations. In Basic and Applied Salt Mechanics. – In: WALLNER, M., LUX, K.-H., MINKLEY, W. & HARDY, H. R. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VI: Proceedings of the 6th Conference, 22-25 May 2007, Hannover, Germany. 77-88, London Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415443982.
- SIEMANN, M. G. (2007): Herkunft und Migration mineralgebundener Gase der Zechstein 2 Schichten in Zielitz. – Kali und Steinsalz, 3: 26-41.
- SMITH, L. (1990): Geologic controls on porosity and permeability variation in Sillurian Pinnacle Reef Bioherms, SW Ontario. – Inc. 29. Annala Conference, 14-16 Nov. 1990, London, Ontario. 1-19, Ontario Petroleum institute.
- SOBOLIK, S. R. & EHGARTNER, B. L. (2007): Effects of cavern shapes on cavern and well integrity for the strategic. – In: WALLNER, M., LUX, K.-H., MINKLEY, W. & HARDY, H. R. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VI: Proceedings of the 6th Conference, 22-25 May 2007, Hannover, Germany. 353-361, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415443982.
- SOBOLIK, S. R. & EHGARTNER, B. L. (2012): Analyzing large pressure changes on the stability of large-diameter caverns using the M-D model. – In: BÉREST, P., GHOREYCHI, M., HADJ-HASSEN, F. & TIJANI, M. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VII: Proceedings of the 7th Conference, 16-19 April 2012, Paris, France. 325, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415621229.
- STORMONT, J. C. (1995): The influence of rock salt disturbance on Sealing. – Second North American Rock Mechanics Symposium, Montreal, Quebec.
- STORMONT, J. C. & DAEMEN, J. J. K. (1992): Laboratory study of gas permeability changes in rock salt during deformation. – International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 29(4): 325-342. doi:10.1016/0148-9062(92)90510-7.
- URAI, J. L. & SPIER, C. J. (2007): The effect of grain boundary water on deformation mechanisms and rheology of rock salt during long-term deformation. – In: WALLNER, M., LUX, K.-H., MINKLEY, W. & HARDY, H. R. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VI: Proceedings of the 6th Conference, 22-25 May 2007, Hannover, Germany. 149-158, Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415443982.

- 
- URAI, J. L., SPIERS, C. J., PEACH, C. J., FRANSSSEN, R. C. M. W. & LIEZENBERG, J. L. (1987): Deformation mechanisms operating in naturally deformed halite rocks as deduced from microstructural investigations. – Geol. Mijnbouw, 66: 165 – 176.
- VÖLKNER, E., KÜHNLENZ, T., HAMMER, J. & GAST, S. (2017): Entwicklung generischer geologischer Modelle für flach lagernde Salzformationen - Ergebnisse aus dem Vorhaben KOSINA. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR); Hannover.
- WANG, W., WALSH, R., SHAO, H., XIE, M. & KOLDITZ, O. (2007): Simulation of long term thermal, hydraulic and mechanical interaction between buffer and salt host rock. – In: WALLNER, M., LUX, K.-H., MINKLEY, W. & HARDY, H. R. (Hrsg.): Mechanical Behavior of Salt VI: Proceedings of the 6th Conference, 22-25 May 2007, Hannover, Germany. 201-208, London Taylor & Francis Group. ISBN: 9780415443982.
- WIECZOREK, K. (2003): EDZ in Rock Salt: Testing Methods and Interpretation. – European Commission CLUSTER Conference on the Impact of EDZ on the Performance of Radioactive Waste Geological Repositories, 3-5 November 2003, Luxembourg.
- WIECZOREK, K., BEHLAU, J., HEEMANN, U., MASIK, S., MÜLLER, C., RAAB, M. & SIMO, E. K. (2014): Virtuelles Untertagelabor im Steinsalz. – Gesellschaft für Anlagen und Reaktorsicherheit (GRS) gGmbH.
- XING, W., ZHAO, J., DÜSTERLOH, U., BRÜCKNER, D., HOU, Z., XIE, L. & LIU, J. (2013): Experimental study of mechanical and hydraulic properties of bedded rock salt from the Jintan location. – Acta Geotechnica, 9(1): 145-151; Berlin. ISSN 1861-1125.

## Abkürzungsverzeichnis

BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BMWi	Bundesministerium für Wirtschaft und Energie
DBE Tec	Deutsche Gesellschaft zum Bau und Betrieb von Endlagern für Abfallstoffe Technology GmbH
EB	Erkundungsbereich
ERA	Endlager für Radioaktive Abfälle
FuE	Forschung und Entwicklung
Gl.	Gleichung
GRS	Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit gGmbH
IfG	Institut für Gebirgsmechanik GmbH
KOSINA	Konzeptentwicklung für ein generisches Endlager für wärmeentwickelnde Abfälle in flach lagernden Salzschieben in Deutschland sowie Entwicklung und Überprüfung eines Sicherheits- und Nachweiskonzeptes
THM	thermisch-hydraulisch-mechanisch
UFOPLAN	Umweltforschungsplan
Virtus	Virtuelles Untertagelabor im Steinsalz
VSG	Vorläufige Sicherheitsanalyse Gorleben
WEIMOS	Weiterentwicklung und Qualifizierung der gebirgsmechanischen Modellierung für die HAW-Endlagerung im Steinsalz
WIPP	Waste Isolation Pilot Plant

Tabellenverzeichnis	Seite
Tab. 3.1: Gemittelte (nicht standortspezifische) Dichten von Salinargesteinen aus dem Projekt VIRTUS (HEEMANN et al. 2014) .....	10
Tab. 3.2: Dichte des Rötsalzes in Hengelo – Bohrung 380 (LANGER 1984).....	11
Tab. 3.3: Dichte der getesteten Proben aus dem flach lagernden Werra-Steinsalz (KLÜGEL et al. 2001) .....	11
Tab. 3.4: Mittlere Dichten von Deckgebirgseinheiten und Salinar für das Norddeutsche Becken (MINKLEY et al. 2010).....	12
Tab. 3.5: Spannungsbeträge von $S_h$ im Salinar der ausgewerteten Bohrungen im Ostteil des Norddeutschen Beckens nach ROCKEL & LEMPP (2003).....	14
Tab. 3.6: Empfehlungen bezüglich der Dichte.....	15
Tab. 4.1: Thermomechanische Kennwerte aus dem BAMBUS-II-Project (MINKLEY et al. 2010).....	18
Tab. 4.2: Thermische Eigenschaften von Steinsalz und Versatzmaterial nach OLIVELLA & GENS (2007).....	18
Tab. 4.3: Thermische Parameter für Steinsalz (LEUGER et al. 2012).....	18
Tab. 4.4: Thermische Parameter für den Salzstock Gorleben (LERCH et al. 2012).....	18
Tab. 4.5: Wärmeausdehnungskoeffizienten für die Zechstein-Salinare nach VSG (KOCK et al. 2012).....	19
Tab. 4.6: Thermische Kennwerte für das Deck-, Neben- und Grundgebirge sowie Kaligestein (KOCK et al. 2012).....	20
Tab. 4.7: Temperaturabhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit für die Salzgesteine (NA2, NA3, AM3 und NA4) nach Gl. 4 für ausgewählte Temperaturen.....	20
Tab. 4.8: Empfehlungen bezüglich thermischer Parameter.....	21
Tab. 5.1: Mechanische Kennwerte der als kriechfähig angenommenen Homogenbereiche im Salzstock Gorleben (KOCK et al. 2012).....	33
Tab. 5.2: Mechanische Parameter für den Salzstock Gorleben (LERCH et al. 2012).....	33
Tab. 5.3: In parametrischen Simulationen verwendete Materialparameter (BRUNO & DUSSEAULT 2002).....	34
Tab. 5.4: Elastische Parameter für Steinsalz (aus unterschiedlichen Quellen zusammengestellt).....	34
Tab. 5.5: Elastische Parameter für Proben von flach lagernden Werra-Steinsalzen (KLÜGEL et al. 2001).....	35
Tab. 5.6: Mechanische Kennwerte und Wärmeausdehnungskoeffizienten der elastisch angenommenen Gesteine des Deck- und Grundgebirges des Salzstocks Gorleben (KOCK et al. 2012).....	36
Tab. 5.7: Elastische Parameter für das Deckgebirge, Hutgestein und anhydritische Schichten aus unterschiedlichen Standorten.....	36
Tab. 5.8: Dichte und elastische Parameter der Staßfurt- und Leinefolge.....	37



Tab. 5.9:	Empfehlungen bezüglich der Elastizitätsparameter.....	37
Tab. 5.10:	Relation zwischen Vorfaktoren und Kriechklassen.....	39
Tab. 5.11:	Untersuchungsergebnisse des Hengelo-Rötsalzes zur Bewertung des stationären Kriechens (HUNSCHE et al. 2004).....	40
Tab. 5.12:	Für die VSG-Modellberechnungen ausgewählte Kriechparameter zur Bewertung des stationären Kriechens im Erkundungsbereich EB1 des Salzstocks Gorleben (KOCK et al. 2012).....	41
Tab. 5.13:	Empfohlene Kriechklassen für den Salzstock Gorleben und deren Streubereiche (HUNSCHE et al. 2003).....	41
Tab. 5.14:	Für WIPP-Salz verwendete stationäre Kriechparameter (BGR <sub>a</sub> , Gl. 11) nach BRUNO & DUSSEAULT (2002).....	42
Tab. 5.15:	Aus der Literatur entnommene Kriechdaten für unterschiedliche Salzlokationen nach SCHOENHERR et al. (2007).....	42
Tab. 5.16:	Material-Parameter des BGR-Verbundmodells für das Asse-Speisesalz (z2SP) (HUNSCHE & HAMPEL 1999).....	43
Tab. 5.17:	Gewählte Kriechparameter zur Bewertung des stationären Kriechens für die als kriechfähig angenommenen Homogenbereiche.....	49
Tab. 5.18:	Verwendete Parameter für das stationäre Kriechen im Sinus-Hyperbolicus-Kriechgesetz des IfG.....	50
Tab. 5.19:	Dilatanzgrenzen der Gesteine der Staßfurt- und Leinefolge.....	51
Tab. 5.20:	Angesetzte Verformungsabhängigkeit der Festigkeitsparameter.....	53
Tab. 5.21:	Kenndaten aus Laborversuchen des IfG zum Verformungs- und Festigkeitsverhalten sowie zur Dilatanz von Staßfurt-Hauptsalz der Lokation Gorleben (z2HS2) (POPP 2011).....	54
Tab. 5.22:	Untersuchungsergebnisse zu den Festigkeitsparametern für das modifizierte Drucker-Prager-Kriterium und zu der Dilatanzgrenze der Rötsalze in Hengelo (HUNSCHE et al. 2004).....	55
Tab. 5.23:	Festigkeits- und Dilatanzparameter für Carnallit vom CARLA-Testfeld, Teutschenthal (POPP et al. 2012a).....	56
Tab. 6.1:	Standorte von Speicherkavernen bzw. Bergwerken, an denen Permeabilitätsmessungen durchgeführt wurden.....	64
Tab. 6.2:	Angaben zur Permeabilität von flach lagernden Evaporiten, New Mexico (BEAUHEIM & ROBERTS 2002).....	65
Tab. 6.3:	Permeabilitätswerte für Anhydrite der Salado-Formation (GORHAM et al. 1992).....	65
Tab. 6.4:	Parameter für die Beschreibung der Permeabilität als Funktion der Porosität in Abhängigkeit von der wirkenden Gebirgsspannung $\sigma_{\min}$ (HEEMANN & HEUSERMANN 2004).....	67
Tab. 6.5:	Lösungsdichte im Salinar.....	72
Tab. 6.6:	Fluidichte in hydrostratigraphischen Modelleinheiten.....	73
Tab. 6.7:	Untersuchungsergebnisse zum Wassergehalt von Rötsalz in Hengelo (SCHRAMM & BORNEMANN 2004).....	73



Abbildungsverzeichnis	Seite
Abb. 2.1: Gegenüberstellung des generalisierten Normalprofils (BERTRAMS et al. 2015) (links) und der für die numerischen Modellberechnungen generalisierten Einheiten (rechts).....	8
Abb. 5.1: Die drei Kriechphasen von Salzgesteinen (HUNSCHE et al. 2003).....	22
Abb. 5.2: Schematische Darstellung des Dilatanzkriteriums.....	23
Abb. 5.3: Schematische Darstellung des Fluiddruckkriteriums.....	24
Abb. 5.4: Visko-elasto-plastisches Modellkonzept des IfG-Minkley-Modells.....	30
Abb. 5.5: Säulenprofil der Bohrung Twenthe-Rijn 480 im Kavernenfeld Hengelo (HUNSCHE et al. 2004).....	40
Abb. 5.6: Datensätze von stationären Kriechraten für verschiedene Steinsalz-varietäten unterschiedlicher Stratigraphie bzw. lokaler Herkunft, aus Kriechversuchen bei Raumtemperatur. Zusätzlich sind verschiedene Kriechklassen nach BGR <sub>a</sub> dargestellt.....	44
Abb. 5.7: Vertikalschnitt durch Room B und D sowie die Randbedingungen für die gebirgsmechanische Modellierung nach MUNSON et al. (1990).....	46
Abb. 5.8: Datensätze von stationären Kriechraten für „argillaceous salt“, aus Kriechversuchen bei 30 °C, 60 °C und 80 °C in einem Differenzspannungsintervall zwischen $2 \text{ MPa} \leq \sigma_{\text{Diff}} \leq 18 \text{ MPa}$ ( $\sigma_3 = 20 \text{ MPa}$ ). Zusätzlich ist eine Anpassung mit dem Minkley-Modell dargestellt.....	47
Abb. 5.9: Vergleichende Darstellung der modellierten Kriecheigenschaften von BGR und IfG.....	49
Abb. 5.10: Dilatanzgrenzen der Einheiten der Staßfurt- und Leinefolge im $(\sigma_3, \sigma_{\text{eff}})$ - Diagramm.....	52
Abb. 5.11: Experimentell ermittelte Festigkeits-/Dilatanzgrenze im Vergleich zu den von BGR und IfG in den Simulationen verwendeten Dilatanzgrenzen.....	53
Abb. 5.12: Festigkeit des Röt-Steinsalzes bei echt-triaxialer Kompression; „Untere Einhüllende“ gemäß modifiziertem Drucker-Prager-Kriterium (HUNSCHE et al. 2004).....	56
Abb. 5.13: Gemessene und kalkulierte Kompressions- und Extensionsbruchfestigkeiten von flach lagernden Salzschichten (XING et al. 2013).....	57
Abb. 6.1: Permeabilitäts-Porositäts-Beziehung nach HEEMANN & HEUSERMANN (2004) in Relation zu zwei Laborversuchen an Steinsalz mit simultaner Permeabilitätsmessung während dilatanter Verformung (verändert nach POPP et al. (2012b)).....	67
Abb. 6.2: Laborergebnisse zur fluiddruckgetriebenen Perkolations von Steinsalz.....	68
Abb. 6.3: Zusammenhang zwischen Dichte und Porosität für unterschiedliche Probenreihen, die sich vor allem im Anhydritgehalt unterscheiden (PUSCH et al. 2008).....	71